

1/32/2000
ISSN 0369-2086

Mineralia *Slovaca*



Metapelit, amfibolová bridlca a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporíku pri Kokave nad Rimavicou
Metapelite, amphibole schists and origin of magnetite-graphite mineralization in Veporic Unit near Kokava nad Rimavicou

Exotic detrital pyrope-almandine garnets in the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt and Tatric zone: where did they come from?

Odkiaľ pochádzajú exotické klastické pyropovo-almandinové granáty v jurských sedimentoch pieninského bradlového pásma a tatrika?

Strižné deformácie v pasierbleckých pieskovcoch račianskej jednotky (vonkajšie Západné Karpaty)
Shear deformations of Pasierbiec sandstone from the Rača unit (Outer Western Carpathians)

The first find of the Orava Unit in the Púchov section of the Pieniny Klippen Belt (Western Slovakia)
Prvý nález oravskej jednotky v púchovskom úseku pieninského bradlového pásma

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafika, s. r. o., Košice.

Predplatné v roku 2000: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 80 Sk, študenti 40 Sk, organizácie 228,- Sk (+ 10 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk (+ 10 % DPH), cena dvojčísła je 76,- Sk (+ 10 % DPH). Časopis možno objednať v redakcii.

Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/6437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.

Subscription for 2000 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava.

Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone: ++421/95/6437 846.

© Geocomplex, a. s., Bratislava



Vedúci redaktor - Chief editor

PAVOL GREČULA

Geologická služba SR

Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman

Michal Kaličiak

Geologická služba SR, Bratislava

Vladimír Bezák, Geologická služba SR, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Martin Radvanec, Geologická služba SR, Spišská Nová Ves
Vlastimil Konečný, Geologická služba SR, Bratislava
Ján Kozáč, Geologická služba SR, ATNS, Košice
Jozef Lanc, Geocomplex, a.s., Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Novotný, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves

Ivan Pagáč, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Rudolf Rudínek, Nafta, a. s., Michalovce
Juraj Tözsér, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Dionýz Vass, Geologická služba SR, Bratislava
Ivan Vrabel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor

Alena Wolfová

Redaktor - Editorial assistant

Mária Dryjová

Technické spracovanie - Production editor

Alena Wolfová

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Členovia združenia – Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
Geologická služba SR, Bratislava
Geospektrum, s. r. o., Bratislava
Geohyco, a. s., Bratislava
Ingeo, a. s., Žilina
MŽP SR, Bratislava

Nafta, a. s., Gbely
Sensor, s. r. o., Bratislava
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica

Radvanec, M.

Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou

Metapelite, amphibole schists and origin of magnetite-graphite mineralization in Veporicum near Kokava nad Rimavicou 1

Aubrecht, R. & Méres, Š.

Exotic detrital pyrope-almandine garnets in the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt and Tatric zone: where did they come from?

Odkiaľ pochádzajú exotické klastické pyropovo-almandínové granáty v jurských sedimentoch pieninského bradlového pásma a tatrika? 17

Marko, F., Dyda, M., Baková, L., Swierczewska, A. & Tokarski, A. K.

Strižné deformácie v pasierbieckych pieskovochoch račianskej jednotky (vonkajšie Západné Karpaty)

Shear deformations of Pasierbiec sandstone from the Rača unit (Outer Western Carpathians) 29

Schlögl, J., Aubrecht, R. & Tomašových, A.

The first find of the Orava Unit in the Púchov section of the Pieniny Klippen Belt (Western Slovakia)

Prvý nález oravskej jednotky v púchovskom úseku pieninského bradlového pásma 45

Fordinál, K. & Elečko, M.

Ripnianske súvrstvie – sladkovodné sedimenty sarmatu a spodného panónu rišňovskej priehlbiny

Ripňany Formation – a Sarmatian and Early Pannonian fresh water sedimentary assemblage of the Rišňovce depression 55

Kováčiková, M. & Klaučo, S.

Stará záťaž – neriadené skládky odpadu a iné zdroje znečisťovania v okrese Dunajská Streda

Old landfills and other sources of contamination in the Dunajská Streda district 61

Illášová, L. & Ivanovič, E.

Zlatonosný potok Zlatnianka

Zlatnianka – the gold bearing creek 69

Kučera, M.

Ranostredoveké dobývanie zlata na Slovensku

Early medieval exploitation of gold in Slovakia 73

Geovestník

OBÁLKA: Belianske Tatry – Široké sedlo (1830 m); Ždiarska vidla (2146 m); Havran (2157 m). Budujú ich prevažne karbonátové mezozoické sekvencie fatrika (Križňanský príkrov) od spodného triasu po spodnú kriedu. Severné predpole tvorí morfológicky výrazná Podtatranská brázda vyplnená paleogénym flyšom. Foto: J. Madarás.

COVER: Belianske Tatry Mts. (NE from the High Tatra Mts.) in the Široké sedlo pass (1830 m); Ždiarska Vidla Mt. (2146 m) and Havran Mt. (2152 m) areas are built up mainly by Mesozoic sequences of the Fatricum (Križna nappe) in the range from Lower Triassic to Lower Cretaceous. The northern foreland (the Podtatranská brázda furrow) is filled by Paleogene flysch complexes. Photo: J. Madarás.

Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou

MARTIN RADVANEC

Geologická služba Slovenskej republiky, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 16. 4. 1999)

Metapelite, amphibole schists and origin of magnetite-graphite mineralization in Veporicum near Kokava nad Rimavicou

In Veporicum near Kokava nad Rimavicou locality, the crystalline and metamorphic complex includes granite and granodiorite with gneiss, metapelite, amphibole schist (amphibolite), Qtz-metapsammite with graphite and magnetite-garnet (almandine) schist. In the magnetite-garnet schist, relicts of the protolith mineral assemblage calcite + siderite + quartz occur inside garnet aggregates. Two different substitutions between calcite (Cal) and siderite (Sid) were formed in older and cooling M0 process before M1 metamorphism. In the M1 metamorphism the unstable calcite + siderite reacted to grunnerite and the Fe-chlorite reacted to almandine following the reaction: $\text{FeChl} + \text{Qtz} = \text{Alm} + \text{H}_2\text{O}$. In the amphibole schist, mixture of actinolite (Act) – Mg-hornblende (Hbl) and actinolitic-hornblend (Act-Hbl) amphiboles crystallized from the sediment-protolith, which included calcite, dolomite and plagioclase. Actinolite and Mg-hornblende crystallized in prograde and actinolitic hornblend in retrograde metamorphism M1. The distribution of Au (0.37–0.93 wt. %) content fixes the substitution $\text{As}/(\text{As} + \text{Cu} + \text{S}) \cdot 0.7$ component and $\text{Au}/(\text{Au} + \text{Fe} + \text{Ni} + \text{Co} + \text{S})$ equivalent of löllingite in metapelite. According to the protolith reconstruction the pelitic and psammitic sediments included layers of the organic matter, Fe-chlorite (Fe-Chl), white mica (Ms), plagioclase (Pl), bodies of carbonate (Cal + Sid) + dolomite (Dol) and quartz (Qtz). The metamorphism M1, under conditions $T = 400\text{--}600\text{ }^\circ\text{C}$; $P = 3\text{--}6\text{ Kbar}$, formed $\text{Grt} + \text{Ms} + \text{Bt} + \text{Qtz} = \text{metapelite}$; $\text{Mag} + \text{Grt} + \text{Gru} = \text{magnetite} - \text{garnet schist}$; $\text{Act} + \text{Hbl} + \text{Czo} = \text{amphibole schist}$ and $\text{C} + \text{Qtz} = \text{metapsammite with graphite}$, probably during the Variscan orogeny.

Key words: Western Carpathians, Veporicum, Variscan, metapelite, magnetite-Qtz-C metapsammite, Au-löllingite, amphibole schists, garnet-magnetite schists, continental crust

NedáľeKO Kokavy nad Rimavicou v metakremenci (fenitovo-kremeňovo-grafitová rula), vyskytujúcou sa s amfibolovou bridlicou (amfibolitom?), metapelitom (pásikovaná rula až migmatit) a v minulosti ťaženou magnetitovou mineralizáciou, sa v rokoch 1993 až 1998 robil vyhladávací prieskum na grafitovú surovinu (Petro, 1998). Grafit s veľmi dobrou upraviteľnosťou sa overil vrtmi a rýhami (obr. 1).

Mineralogicko-petrologická charakteristika metamorfítov, opis vzniku grafitovej a magnetitovej mineralizácie spolu P-T- f_{O_2} - f_{S} podmienkami metamorfózy, ako aj rekonštrukcia protolitov metamorfítu sú cieľom tejto štúdie.

Geologické poznatky z okolia Kokavy nad Rimavicou

V zmysle regionálnogeologického členenia Západných Karpát skúmané územie patrí do kohútскеj zóny veporského pásma (Vass in Petro, 1988). Komplex metamorfítov metapelite, amfibolit a výskyt grafitovej a magnetitovej mineralizácie patria do klenoveckého komplexu, pôvodne nazvaného severná migmatitová zóna tisoveckého pásma (Šuf, 1938). Klenovecký komplex tvorí biotiticko-albitová rula (metapelite), prevažne drobnozrnité bridličnaté horniny rulovitého vzhľadu (muskovit + biotit + albit + chlorit + kremeň), grafitická bridlica (metapelite až metakvarcit s grafitom) a svetlé bridlice s polohami kyslej ruly (pôvodne

kyslé vulkanity?; Bezák in Petro, 1998). Metamorfóza komplexu dosiahla úroveň almandínovej zóny a vekovo patrí do staršieho paleozoika (Bezák, 1982). Hybridnú zónu v skúmanej oblasti tvorí súbor retrográdne premenených fragmentov vysoko metamorfovaných hornín pravdepodobne strednej až spodnej kôry proterozoického(?) až staropaleozoického veku. Súbor hornín sa opisuje ako rula, migmatit, resp. „nebulitický migmatit“. Fragmenty spodnej kôry sú hostiteľskými horninami hercýnskych granitov. Okrem fragmentov ruly sa tu zaraďujú aj výskyt metakremenca a Fe sedimentov, ktoré sa premenili na „skarny“. Fragmenty plášťových hornín často vystupujú utopené v telesách granitu (Bezák in Petro, 1998).

Podľa uvedeného modelu celá sledovaná oblasť prekonala dvoj etapový tektonometamorfný vývoj (Bezák in Petro, 1998). Starší, hercýnsky vývoj reprezentujú v prvej fáze vysokostupňové metamorfné podmienky s teplotou 650–700 °C s častými znakmi migmatitizácie v duktilných podmienkach. V druhej fáze hercýnskeho vývoja nastali retrográdne zmeny súvisiace s umiestnením telies granitu v extenznom režime pri teplote metamorfózy okolo 600–650 °C. Mladší, alpínsky vývoj sprevádzalo tektonometamorfné prepracúvanie hercýnskeho vývoja pri nízkych metamorfných podmienkach do teploty 400 °C. V tomto procese vznikli mylonitové zóny, zlomy a posuny, ktoré hybridnú zónu rozsegmentovali.

Na vznik grafitu v hybridnej zóne mal rozhodujúci vplyv protolit metasedimentov s obsahom organickej substancie. Nasledujúca metamorfóza sedimentu sa odhaľuje na hranici teploty 700 °C, pričom časť grafitu prešla pri tavení do granitu (Bezák in Petro, 1998). Transport alebo migrácia grafitu do granitovej taveniny nie je vysvetlená a to isté platí aj o P-T dráhe vysokoteplotnej metamorfózy. Záver o uplatnení sa vysokoteplotnej metamorfózy (680–730 °C) ortoruly v hybridnej zóne veporika sa odvodil zo štúdia premenlivosti X_{Ca} v granáte, pri ktorom sa použili výsledky z granátovo-biotitového geotermometra a vzťah chemického zloženia granátu, plagioklasu, biotitu a muskovitu ($X_{Gross} - X_{an} - X_{Bt}$) sa využil aj pri výpočte tlaku metamorfózy. Extrémna hodnota tlaku 7–10 Kbar, odvodená z geobarometra, poukazuje na nesúlad pri používaní niektorých vstupných údajov, pričom sa reálny tlak kryštalizácie ortoruly ruly vypočítal na 4–6 Kbar (Siman et al., 1996).

Na rozdiel od opísaných vysokoteplotných podmienok metamorfózy doterajšie petrotektonické závery zo štúdia štruktúrneho usporiadania uhoľno-grafitickej hmoty v metakremenci (sludnatý grafitický metakremenec) oblasti obalu veporika (hronský komplex) zodpovedajú prográdnej metamorfóze v nízкотeplotnom rozsahu 400–450 °C (Šengelija et al., 1978). Vzorky na tento výskum sú z rozličných lokalít hronského komplexu veporika, ktorý sa v staršej variskej metamorfóze metamorfoval v granátovej zóne metamorfózy rovnako ako oblasť klenoveckého komplexu s výskytom grafitovo-magnetitovej mineralizácie, ktorú sme študovali. Aj horninová výplň a staropaleozoický vek hronského i klenoveckého komplexu sú rovnaké. Komplexy sa odlišujú iba stupňom diafórezu a nerovnakým zastúpením svorov, a teda intenzitou naložených premien v mladšom alpínskom orogéne v prospech väčšieho porušenia hronského komplexu (Bezák, 1982). S teplotnými údajmi o premene organickej substancie na grafit dobre koreluje petrologické štúdium metamorfítov magnetitovo-granátovej mineralizácie v skúmanej lokalite pri Kokave nad Rimavicou. Z granátovo-biotitového geotermometra sa zistila teplota metamorfózy magnetitovo-granátovej bridlice 550–580 °C a predpokladá sa aj nižšia metamorfnná teplota súčasnej kryštalizácie Grt + Bt. Predmetamorfnným protolitom tejto mineralizácie boli fanerozoické chamositové železné rudy (Korikovskij et al., 1989).

Z petrografického štúdia hornín, terénneho a mikroskopického výskumu granitu až granodioritu, migmatitu, biotiticko-albitickej ruly, amfibolitu až amfibolickej ruly, kremenca s grafitom (grafitová rula) a metamorfovaných železných rúd (magnetitovec) sa v oblasti Kokavy nad Rimavicou odvodili P-T podmienky metamorfózy v oblasti stredného až vysokého tlaku pri vysokej teplote a veľkom nedostatku pneumatolyticko-hydrotermálnej fázy. Pri štúdiu sa zistil aj rozpor medzi vysokou teplotou metamorfózy a textúrnym charakterom hornín, najmä metakremencov, ktoré pôsobia dojmom nízko metamorfovaných hornín. Vo všetkých horninách sa zachovali pôvodné sedimentárne štruktúry a nastala iba minimálna interakcia medzi horninovými typmi. V horninách je zreteľne

pozorovateľná postupná zmena minerálneho protolitu, ktorá sa metamorfózou len opticky zvýraznila (Mudráková in Petro, 1998). Predmetamorfnným protolitom metakremencov s grafitom bol dobre vytriedený jemnozrnitý piesčitý sediment s vložkami naplaveného organogénneho kalu v sedimentačne pokojnom prostredí. V biotitrickej rule, ale aj v granitoidoch vystupujú karbonáty ako primárne minerály a zároveň sa zistilo, že karbonáty určite nevznikli pseudomorfózou po iných mineráloch. Z toho sa odvodilo, že pochádzajú z pôvodného protolitu, a preto nie sú – aspoň z väčšej časti – sekundárneho pôvodu (Mudráková in Petro, 1998).

Odlíšne náhľady na P-T podmienky metamorfózy, vysokotlaková a vysokoteplotná metamorfóza v kontraste s petrologickými výsledkami o metamorfóze vo fácií zelených bridlíc a na hranici amfibolitevej fácie spolu s rekonštrukciou predmetamorfnného protolitu magnetitovej a grafitovej mineralizácie v prostredí pásikovaných rúd a amfibolitov sú predmetom tejto práce.

Odber vzoriek a postup práce

Z hľad, prirodzených odkryvov a ryhy sme odobrali rovnaké typy hornín (obr. 1).

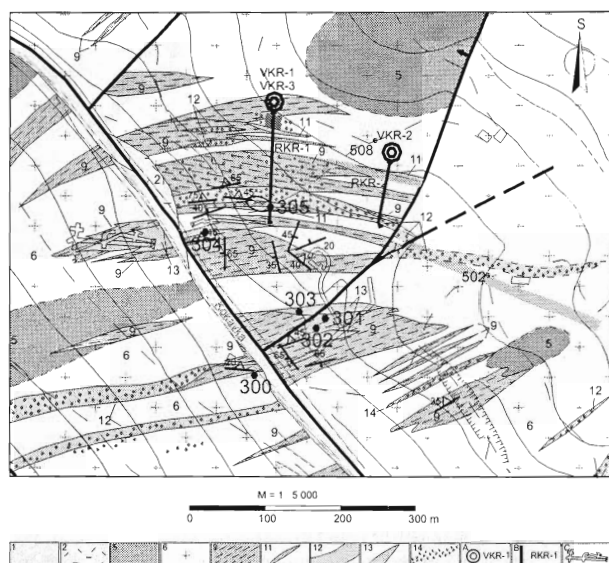
Dve vzorky sú z miesta odberu KR-300. Je to metapelite (granát – biotit – muskovit ± grafit) alebo pásikovaná rula majúca charakter až migmatitu (300/3) a magnetitovo-granátová bridlica (granát – magnetit – biotit – grunerit ± grafit) alebo magnetitovec (300/1).

Tri vzorky sú z miesta odberu KR-303, a to dve metapelite (granát – biotit – muskovit ± grafit; 303/4 a 303/5) a jedna z magnetitovo-granátovej bridlice (granát – magnetit – biotit – grunerit ± grafit; 303/2).

Štyri vzorky sú z miesta odberu KR-305, dve z metakremenca s grafitom (305/2 a 305/15) a dve z amfibolitevej bridlice (hornblend – aktinolit – biotit ± grafit; 305/7 a 305/10).

Z dvoch miest (KR-302 a KR-304) sme odobrali magnetitovo-granátovú bridlicu nerovnakého minerálneho zloženia: z 302/2 magnetitovo-granátovú bridlicu zloženia granát – magnetit – biotit – grunerit ± grafit, z 304/1 magnetitovo-granátovú bridlicu zloženia (granát – magnetit – biotit – siderit ± grafit; obr. 1).

Spôsob odberu vzoriek bol podriadený cieľu zistiť P-T dráhu metamorfózy v hybridnej zóne oblasti Kokavy nad Rimavicou. V každom type metamorfitu (metapelite, magnetitovo-granátová bridlica a bridlica s amfibolom) sme osobitne zistili P-T dráhu metamorfózy a celkový priebeh metamorfózy sme potom odvodili z jednotlivých P-T dráh. Pred metamorfózou boli protolity skúmaných hornín spolu v približne rovnakej litostratigrafickej pozícii. Na to nás upozornil grafit, ktorý uzatvárajú rôzne minerály, alebo sa vyskytuje samostatne v matrixe všetkých skúmaných metamorfítov. Rozdiel je iba v jeho množstve v jednotlivých typoch. Grafit a jeho pozícia v metamorfite sú argumentom, že všetky typy protolitu oblasti sedimentovali alebo sa pred metamorfózou vyskytovali spolu v jednom sedimentačnom priestore.



Obr. 1. Geologická mapa a odber petrologických vzoriek v oblasti výskytu magnetitovej mineralizácie na SZ od Kokavy nad Rimavicou (Petro, 1998). 1 – fluviálne sedimenty, 2 – deluviálne sedimenty, 5 – leukokratický granit, 6 – hybridný granit až granodiorit s enklávami ruly, 9 – biotitická až albitická rula (metapelit), 11 – amfibolit až amfibolová rula (amfibolová bridlica), 12 – metakremenec s grafitom, 13 – šošovky magnetitovo-granátovej bridlice („skarny“), 14 – vtrúseniny grafitu. A – vrty, B – ryhy, C – staré banské diela: 300, 301, 302, 303, 304, 305 – miesta odberov vzoriek.

Fig. 1. Geological map and sample locality (300–305) around magnetite-graphite mineralization on NW direction near Kokava nad Rimavicou (Petro, 1998). 1 – fluvial sediment, 2 – deluvium, 5 – leucocratic granite, 6 – hybrid granite and granodiorite with gneiss, 9 – metapelite, 11 – amphibole schist (amphibolite), 12 – Qtz-metapsammite with graphite, 13 – magnetite-garnet schist, 14 – graphite impregnation. A – drill hole, B – channel uncover, C – workings.

Reprezentatívne kvantitatívne chemické analýzy minerálov sú v tab. 5, 6 a 7. Chemickú zonálnosť minerálov sme zisťovali vo výbrusoch mapovaním obsahu prvkov v K α , ako aj pomocou kontrastu v odrazených elektrónoch.

Minerály metamorfítov sme kvantitatívne analyzovali

na mikroanalyzátoch JEOL-EDS a WDS v Bratislave kvantovým detektorom a analytickým postupom Kevex. Použili sme prírodné štandardy.

Generácie rovnakých minerálov a minerálne asociácie sme odlíšili podľa ich pozície v štruktúre horniny, chemického zloženia a pomeru Fe/(Fe + Mg), ktorý má v ďalšom texte značku (*), alebo podľa pomeru Mg/(Mg + Fe), ktorý má značku (**). Jeden aj druhý pomer sú odvodené od obsahu Fe a Mg po stechiometrickom prepočte v mineráloch a robili sme ich programom MINPET 2 (tab. 5, 6, 7). V texte a tabuľkách sa používa aj skratka c – stred minerálu a r – okraj minerálu. Použité skratky minerálov sú v tab. 1, 2, 3 a 4. P-T podmienky metamorfózy sme vypočítali z dvojíc, resp. trojíc koexistujúcich minerálov a programom Geocalc (Berman, 1987). Pri rekonštrukcii P-T dráhy sme brali do úvahy aj výsledky všeobecne platných reakcií daného kryštalizačného systému.

Minerály a minerálne asociácie v metamorfitoch

Podľa výsledkov petrografického štúdia a chemického zloženia sme vzorky metamorfítov rozdelili do skupín podľa ich charakteristickej minerálnej asociácie (tab. 1 až 4). Vo všetkých druhoch metamorfítov oblasti výskytu grafitovo-magnetitovej mineralizácie sme zistili len jeden metamorfny proces M1 s častým výskytom reliktoz minerálov z protolitu.

Magnetitovo-granátová bridlica

Magnetitovo-granátová bridlica alebo magnetitovec má podľa minerálneho zloženia dve formy výskytu (tab. 1). Je to

1. *magnetitovo-granátová bridlica s gruneritom* (vzorka 300/1, 302/2 a 303/2): agregát Grt_{Alm}(c-r = 90–91 % alebo 78–81 %, 0,95–0,98*) + relikty protolitu (Ap + Chpy + Smy + Chl₀(0,91*)) v Grt_{Alm} + inklúzie (Mag + Bt (0,85*) + Po + C) v Grt_{Alm} + Gru(0,78–0,83*) + Mag + Ilm + Chl₁(0,83–0,85*) + C + Ap + Po + Qtz v matrice;

Tab. 1

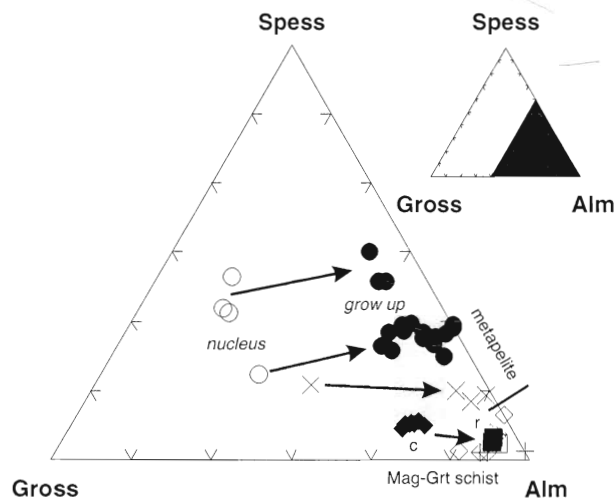
Minerálna asociácia v magnetitovo-granátovej bridlici vo vzorkách KR
Mineral association of magnetite – garnet schist in KR samples

Minerál		KR-300/1	KR-302/2	KR-303/2	KR-304/1
granát	Grt	-----	-----	-----	-----
grunerit	Gru	-----	-----	-----	-----
apatit	Ap	-----	-----	-----	-----
biotit	Bt	-----	-----	-----	-----
magnetit	Mag	-----	-----	-----	-----
chlorit	Chl	-----	-----	-----	-----
kremeň	Qtz	-----	-----	-----	-----
grafit	C	-----	-----	-----	-----
ilmenit	Ilm	-----	-----	-----	-----
siderit	Sid	-----	-----	-----	-----
kalcit	Cal	-----	-----	-----	-----
kalkincit	Kal	-----	-----	-----	-----
allanit	Aln	-----	-----	-----	-----
smytit	Smy	-----	-----	-----	-----
pyrotín	Po	-----	-----	-----	-----
chalkopyrit	Chpy	-----	-----	-----	-----

2. magnetitovo-granátová bridlica s reliktom sideritu (vzorka 304/1): agregát $\text{Grt}_{\text{Alm}}(\text{c-r} = 79\text{--}86\%, 0,95^*) + \text{relikty protolitu} (\text{Ap} + \text{Sid}(1^*) + \text{Cal}(1^*)) \text{ v } \text{Grt}_{\text{Alm}} + \text{inklúzie} (\text{Mag} + \text{Bt}(0,86^*) + \text{Aln}(\text{Y}_{\text{Al}/(\text{Al}+\text{REE})} = 0,64\text{--}0,88) + \text{Kal}(1^*) + \text{Po} + \text{C}) \text{ v } \text{Grt}_{\text{Alm}} + \text{Mag} + \text{Ilm} + \text{Chl}_1(0,79^*) + \text{C} + \text{Ap} + \text{Po} + \text{Qtz} \text{ v matrixe.}$

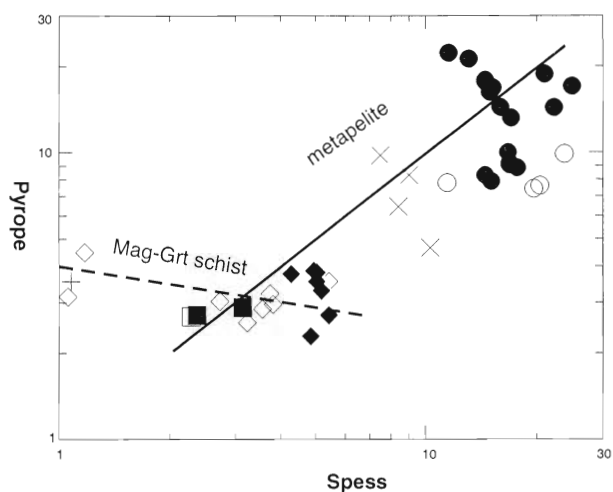
Granát v Mag-Grt bridlici

V dvoch typoch Mag-Grt bridlice sa granát (almandín) vyskytuje vo forme agregátu a porfyrblastu a tvorí približne 40 % objemu bridlice. Chemicky je homogénny. V jednej vzorke sme zistili aj jeho slabú chemickú zonálnosť (obr. 2a, tab. 5). Bridlica s gruneritom obsahuje $\text{Grt}_{\text{Alm}}(\text{c-r} = 90\text{--}91\% \text{ alebo } 78\text{--}81\%, 0,95\text{--}0,98^*)$ a s reliktom sideritu a kalcitu obsahuje chemickým zložením podobný $\text{Grt}_{\text{Alm}}(\text{c-r} = 79\text{--}86\%, 0,95^*)$. Agregáty alebo porfyrblasty Grt uzatvárajú dve skupiny minerálov. V prvej sú relikty minerálnej asociácie protolitu $\text{Cal} + \text{Sid} + \text{Chl}_0 + \text{Ap} + \text{Chpy} + \text{Smy} + \text{organická substancia (grafit?)}$, v druhej $\text{Mag} + \text{Bt} + \text{Chl}_1 + \text{Gru} + \text{Po} + \text{C}$, ktoré kryštalizovali spolu s agregátom Grt v jednom metamorfom procese M1. V Grt v oblasti do 5 mol. % obsahu spessartínovej a pyropovej molekuly substituujú v opačnej regresnej závislosti spessartínová molekula pyropovú zložku (obr. 2b). Podľa doterajších zistení a štúdia tohto vzťahu platí, že vyšší obsah pyropovej molekuly priamoúmerne závisí od teploty a tlaku a spessartínovej od stúpajúcej teploty v Grt klesá (Banno, 1986; Spear, 1995).



Obr. 2a. Chemická klasifikácia granátu z metapelite a magnetitovo-granátovej bridlice v trojuholníkovom diagrame Spess – Gross – Alm. Homogénna časť granátu dorastala (grow up) na relikte nukleačných jadier (nucleus) pri konštantnom obsahu grossulárovej molekuly (obr. 6). Teplota metamorfózy rastie s poklesom obsahu Spess. Krížikmi a znamienkom plus sú označené analýzy z práce Korikovského et al. (1989); c – stred, r – okraj. Analýzy sú v tab. 5 a 6.

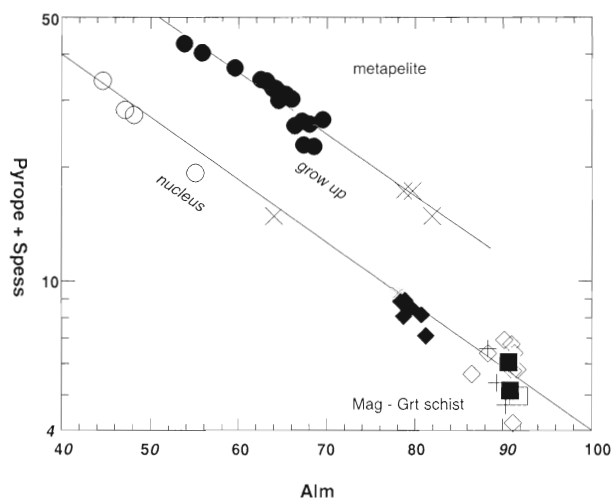
Fig. 2a. Ternary composition plot comparing Spess, + Gross, + Alm, in the garnet from metapelite and magnetite-garnet schist. Growing up part is rimming the nucleus by the constant of the grossular composition in the garnet. Decreasing of the Spess. composition indicates the temperature rises in the metamorphism. Dagger and plus sing – garnet composition from Korikovskij et al. (1989); c – core, r – rim. Chemical compositions of minerals are in Tabs. 5 and 6.



Obr. 2b. Priamoúmerná substitúcia spessartínovej a pyropovej molekuly v granáte z metapelite (plná čiara) a magnetitovo-granátovej bridlice (čiarkovaná čiara). Nepriamoúmerná substitúcia v granáte z magnetitovo-granátovej bridlice indikuje zmenu tlaku pri relatívne najvyššej teplote kryštalizácie granátu v bridlici.

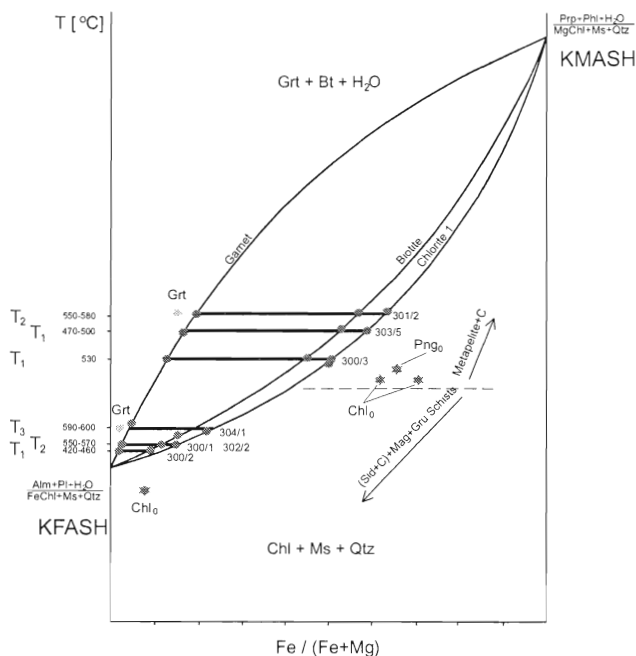
Fig. 2b. Spessartine and pyrope substitution in garnet. Metapelite – solid line; magnetite – garnet schist – linear line. Dagger and plus sing – garnet composition from Korikovskij et al. (1989).

Podstatná časť nameraných hodnôt pyropovej a spessartínovej molekuly z Mag-Grt bridlice a granátu v metapelite má naopak celkový trend vzájomnej priamoúmernej substitúcie spessartínovej a pyropovej zložky až do obsahu



Obr. 2c. Nepriamoúmerná substitúcia Gross + Pyrop a Alm v granáte. Súčet pyropovej a spessartínovej molekuly v závislosti od obsahu almandínovej molekuly oddelil homogénnu a dorastajúcu časť granátu z metapelite od trendu substitúcie reliktu nukleačných jadier v metapelite a substitúcie v magnetitovo-granátovej bridlici. Nukleačný trend je v metapelite a v granátovo-magnetitovej bridlici v koexistencii s Bt a Chl_1 . Trend dorastania je v poli stability Grt + Bt + H_2O (obr. 3). Analýzy sú v tab. 5 a 6.

Fig. 2c. Binary composition plot grossular + pyrope and almandine substitution exchange in garnet. Nucleus – substitution bases relicts of nucleus coexisted with biotite and chlorite. Grow-up – substitution formed garnet in the field of stability Grt + Bt + H_2O . Chemical compositions of minerals are in Tabs. 5 and 6.



Obr. 3. Závislosť zmeny pomeru $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ v súčasne kryštalizujúcim granátom, biotitom a chloritom od konštantnej teploty v systéme KFMASH a KFMASH+H₂O (Speare, 1995). Chl₀ (chlorit) a Png₀ (fengit) sú nezreagované zvyšky minerálov protolitu uzavreté v strede granátu. Zvyšky Chl₀ sú mimo Chl₁, ktorý kryštalizoval počas metamorfózy M1 v asociácii Chl₁ + Bt + Grt (plný bod) pri konštantnej teplote. Teplota T₁, T₂ a T₃ sa vypočítala z chemického zloženia nukleačného jadra Grt, Bt a Chl₁ pri danom pomere $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ podľa Grt-Bt a Grt-Chl geotermometra v rôznych vzorkách (označenie 301/2, Speare, 1995; Grambling, 1990). Granát (Grt) označený hviezdikou je homogénna časť Grt dorastajúca v poli stability Grt + Bt + H₂O. Analýzy sú v tab. 5 a 6.

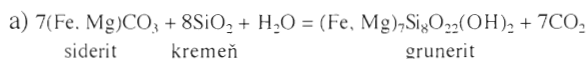
Fig. 3. T versus $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ plot shows the composition of garnet, biotite and chlorite, corresponding to the migration of the 3-phase system between KFMASH and KFMASH+H₂O (Speare, 1995). Chl₀ and Png₀ – untreated relicts of the protolith minerals (chlorite and phengite). T₁, T₂ and T₃ – the temperature results using the geothermometry between Grt_{unc}-Bt and Grt_{unc}-Chl (Speare, 1995; Grambling, 1990). 301/2 – sample; Star sing – the chemical composition on the grow up stage of garnet in the field of stability Grt + Bt + H₂O. Chemical compositions of minerals are in Tabs. 5 and 6.

30 mol. % (spess. – pyrop.). To znamená, že čím je obsah pyropovej a zároveň aj spessartínovej molekuly v rovnakom type metamorfitu vyšší, tým nižšia bola teplota kryštalizácie Grt (obr. 2b). Obsah grossulárovej molekuly v Grt je v tomto type substitúcie pri danom teplotnom intervale kryštalizácie Grt konštantný (obr. 2a). Opačný, regresný vzťah medzi obsahom almandínovej molekuly a substitúciou pyrop + spessartín dobre dokumentuje obr. 2c. Súčasná kryštalizácia asociácie časti Grt + Bt + Chl₁ je dokázaná zmenou pomeru $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ v Grt, v Bt a v Chl₁ v závislosti od rovnakej teploty (podľa Speara, 1995; obr. 3). Podľa pomeru $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ v Grt, v Bt a v Chl₁ sme zistili, že podstatná časť objemu granátového zrna a porfyrblastu dorastala pri kryštalizácii už v poli stability Grt + Bt + H₂O. V tomto poli na nukleačných reliktoch dorastajúci Grt nekryštalizoval súčasne s biotitom alebo chloritom (obr. 3).

Relikty minerálov z protolitu v Mag-Grt bridlici

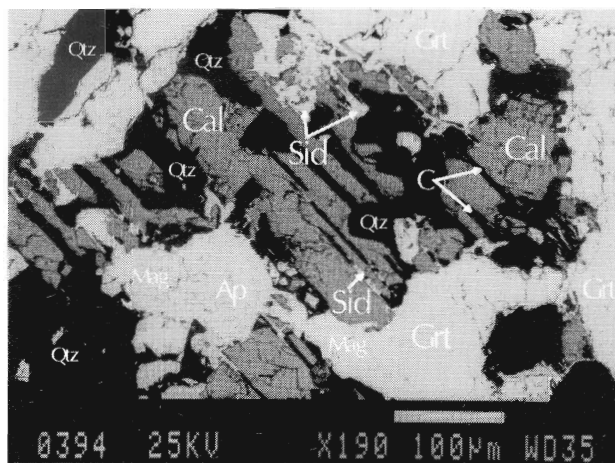
Do minerálnej asociácie reliktu protolitu, ktorý sa po metamorfóze zachoval v Mag-Grt bridlici, patrí dvojica koexistujúcich karbonátov kalcit – siderit spolu s organickou substanciou (grafit?) + smyhtit + chalkopyrit. Zmes metamorfogénnych minerálov Grt + Ap + Mag + Qtz túto reliktnú asociáciu z protolitu uzatvára (obr. 4). Dvojica v protolite koexistujúcich karbonátov je v poli stability súčasnej kryštalizačnej dvojice siderit + kalcit (obr. 5, tab. 5).

Relikt Cal + Sid sme zistili len vo vzorke KR-304/1, ktorá neobsahovala grunerit, a naopak vo vzorkách, kde sa grunerit našiel, relikty dvojice Cal + Sid nebol (tab. 1). Z toho rezultuje, že grunerit kryštalizoval zo sideritu podľa reakcie Kleina (in Veblen a Ribbe, 1982)



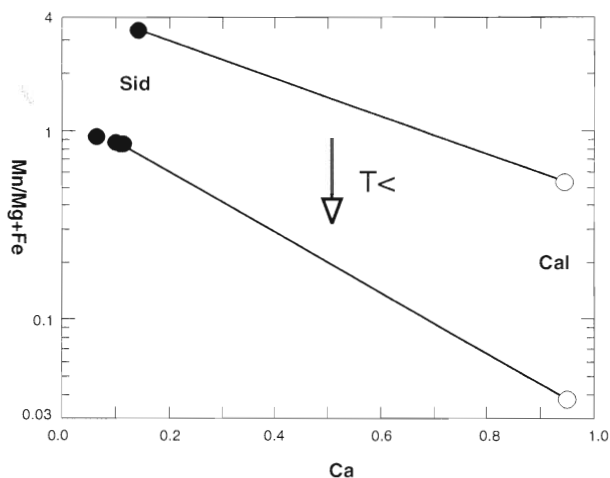
Predpoklad, že asociácia grunerit + granát + magnetit je metamorfným ekvivalentom chamositovo-goethitovo-sideritovo-kremičových fanerozoických železných rúd, ktoré vznikli sedimentáciou v pobrežnom až lagunárnom morskem prostredí (vysoký obsah apatitu), odvodil na základe petrologického štúdia v tejto oblasti Korikovskij et al. (1989), ale siderit či kalcit vo svojich vzorkách z Mag-Grt bridlice nezistili.

Zachovaným reliktom z protolitu je aj Fe brunsvingit Chl₀(0,91*) s veľmi vysokým obsahom FeO (41,41 hmot. %), z ktorého v metamorfóze M1 kryštalizoval almandín podľa reakcie b) (Banno, 1986). Tento Chl₀ nekryštalizoval v rovnováhe s Grt + Bt (obr. 3) a pre vysoký obsah Fe ho podľa chemickej klasifikácie chloritov (tab. 5) nemožno zaradiť. Neprítomnosť plagioklasu v Mag-Grt bridlici potvrdzuje, že almandín kryštalizoval



Obr. 4. Relikt minerálnej asociácie Cal + Sid + Qtz + C z protolitu uzavretý v agregáte Grt a v metamorfogénnej minerálnej asociácii Grt + Mag + Ap. Vzorka KR-304/1. Odrazené elektróny. Analýzy sú v tab. 6.

Fig. 4. Relicts of the protolith mineral assemblage calcite + siderite + quartz (Cal + Sid + Qtz) inside an aggregate formed by the metamorphic minerals assemblage garnet + magnetite + apatite (Grt + Mag + Ap) in garnet-magnetite schist. Sample KR-304/1 in backscattered-electron images. Chemical compositions of minerals are in Tab. 5.



Obr. 5. Hodnoty pomeru Mn/Mg + Fe a Ca rozdeľujú analýzy súčasne kryštalizujúcej dvojice Cal + Sid do dvoch trendov, ktoré sú závislé od poklesu teploty $T <$ v magnetitovo-granátovej bridlici. Dvojica Cal–Sid kryštalizovala postupne v chladnúcom systéme alebo postupne z interakcie kalcitu (vápencec) a fluidnej fázy bohatej na Fe v chladnúcom a staršom kryštalizačnom procese M0. Kryštalizácia Cal + Sid prebehla pred metamorfózou M1, pretože metamorfogénny Grt + Bt + Mag karbonáty uzatvára v podobe reliktu, ktorý nezreagoval na grunerit (obr. 4). V procese M1 je Sid + Cal nestabilná dvojica, ktorá sa zmenila na grunerit podľa reakcie a) (pozri v texte). Analýzy sú v tab. 5.

Fig. 5. Ca versus Mn/Mg + Fe shows two different substitutions between relicts of calcite (Cal) and siderite (Sid). It was formed by a cooling M0 process before M1 metamorphism in the garnet–magnetite schist. In the M1 metamorphism the calcite + siderite are unstable minerals reacted to grunerite according to the reaction a). See in text. Chemical compositions of minerals are in tab. 5 and 6.

z Cal + Sid karbonatického protolitu s obsahom FeChl a Qtz.



Drobné (do 0,02 mm) a metamorfózou korodované reliktu zrn smyhtitu ($\text{Fe}_9\text{S}_{11,16}$) a chemicky homogénneho chalkopyritu sa v Mag–Grt bridlici zachovali zo sedimentárneho protolitu, ktorý sa pravdepodobne potom metamorfoval v časovo samostatnom procese (M0), ktorý predchádzal metamorfóze M1. Predpokladáme, že pri teplote pod 300 °C spolu so sulfidmi (Smy + Chpy) kryštalizovala pri M0 aj koexistujúca dvojica Cal–Sid, pretože karbonáty v chladnúcom systéme kryštalizovali postupne. Pokles teploty v systéme postupnej kryštalizácie dvojice Cal–Sid indikuje vzťah zmeny hodnoty pomeru Mn/Mg + Fe v závislosti od obsahu Ca v kalcite a zároveň aj v siderite (obr. 5, tab. 5).

Minerály koexistujúce s granátom v Mag–Grt bridlici

Spolu s granátom v Mag–Grt bridlici v metamorfnom procese M1 kryštalizovala asociácia Mag + Bt + Chl₁ + Gru + Po + Ilm + C alebo v bridlici s reliktom sideritu je Mag + Bt + Aln + Kal + Po + C (tab. 5). Časť gruneritu tvorí pseudomorfózy po siderite. Ostatné zrná rekryštalizovali siderit vejárovite a sú uzavreté

v Grt–Mag + Ap mase. Grunerit je homogénny (tab. 5).

Biotit (annit) sa väčšinou vyskytuje vo forme okrúhlych odmiešanií v Grt alebo Bt kryštalizoval spolu s Chl₁ + Mag v matrixe okolo Grt (tab. 5).

Chl₁(0,83–0,85*) v Mag–Grt bridlici s Gru je homogénny a podľa chemickej klasifikácie je v poli daphinitu ripidolitu. V Mag–Grt bridlici s reliktom Cal–Sid je Chl₁ (0,79*) v poli ripidolitu. Chl₁ kryštalizoval spolu s Grt + Bt (obr. 3, tab. 5).

Grt často uzatvára pyrotín podobne ako Bt v podobe inklúzií. Podľa chemického zloženia je to hexagonálna forma pyrotínu, ktorá má nižší obsah Fe (Fe = 61 hmot. %) ako rovnaká forma pyrotínu z metapelitu (Fe = 62,3–62,5 %, tab. 5 a 6).

Magnetit tvorí asi 50 % objemu Mag–Grt bridlice a spolu s Grt vytvára zmes agregátov. Je chemicky homogénny (tab. 5).

Ilmenit sme v Mag–Grt bridlici identifikovali ojedinele a v matrixe horniny je v asociácii s Gru + Mag alebo uzavretý v Grt. V porovnaní s ilmenitom z metapelitu má nízky obsah Mn (MnO = 1,5–1,9 hmot. %, tab. 5).

Allanit sme našli v Mag–Grt bridlici s reliktom sideritu. Vždy je uzavretý v Grt a má formu agregátu s premenlivým obsahom REE. Vyskytuje sa s karbonátom vzácnych zemín (REE), ktorý pokladáme za kalkincit. Je pravdepodobné, že allanit kryštalizoval z karbonátu REE v metamorfnom procese M1 (tab. 5).

Všade sa vyskytujúce vtrúseniny do veľkosti 0,03 mm grafitu alebo organickú substanciu sme zistili uzavretú v Grt, ako aj v matrixe mimo Grt. Najčastejšie v asociácii s Cal + Sid (obr. 4).

Metapelit

Metapelit (Grt + Bt + Png ± C) alebo pásikovaná rula, lokálne majúca charakter migmatitu, je v študovanej oblasti najrozšírenejším metamorfomom (tab. 1). V ňom sa vyskytuje Mag–Grt bridlica, bridlica s amfibolom a metakremenec s grafitom (obr. 1). Metapelit má väčšinou textúru ruly, pásikovanej ruly, ale aj textúru migmatitu, ktorá je najskôr metamorfným zvýraznením pestrého protolitu a nevznikla ako výsledok anatektického tavenia metapelitu. Podobný záver zo štúdia rozličných variet metapelitu (ruly) má Mudráková (in Petro, 1998).

Metapelit má takéto minerálne zloženie:

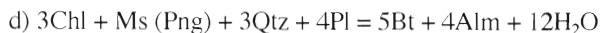
idiomorfny Grt_{Alm}(c = 53–63 %, 0,74–0,87*) + reliktu nukleačných jadier Grt_{Alm}(r-nuk = 44–48 %, 0,82–0,86*) + reliktu protolitu (Png₀(Si = 3,18–3,2, Al₂O₃ = 32,5–34,5 hmot. %, 0,36–1*) + Chl₀(0,23–0,40*) + Zr + Mon + Ilm + Ap + Rtl) v Grt_{Alm} + inklúzie Po_h v Grt + v matrixe Png_{1-p}(Si = 3,2–3,28, Al₂O₃ = 30,57–35,0 %, 0,27–1*) + Png_{1-r}(Si = 3,01–3,15, Al₂O₃ = 33,77–38,60 %, 0–0,36*) + Kfs(Xan = 0,08, Or = 96 %) + Mon v Ap + Chl₁(0,44–0,66*) + Ilm + Bt(0,43–0,53*) + Pl_{gr}(Xan = 0,22) + Mag + Po_h + Po_m + relikt Lol–Au + C + Qtz

Tab. 2
Minerálne zloženie metapelitu vo vzorkách KR
Mineral association of metapelite in KR samples

Minerál		KR-300/3	KR-301/2	KR-303/4	KR-303/5
granát		-----	-----	-----	-----
biotit		-----	-----	-----	-----
fengit	Png	-----	-----	-----	-----
chlorit		-----	-----	-----	-----
kremeň		-----	-----	-----	-----
grafit		-----	-----	-----	-----
ilmenit		-----	-----	-----	-----
plagioklas	Pl	-----	-----	-----	-----
apatit		-----	-----	-----	-----
monazit	Mon	-----	-----	-----	-----
K-živec	Kfs	-----	-----	-----	-----
magnetit		-----	-----	-----	-----
rutil	Rtl	-----	-----	-----	-----
zirkón		-----	-----	-----	-----
pyrotín-mon. Po_m		-----	-----	-----	-----
pyrotín-hex. Po_h		-----	-----	-----	-----
löllingit	Lol-Au	-----	-----	-----	-----

Granát v metapelite

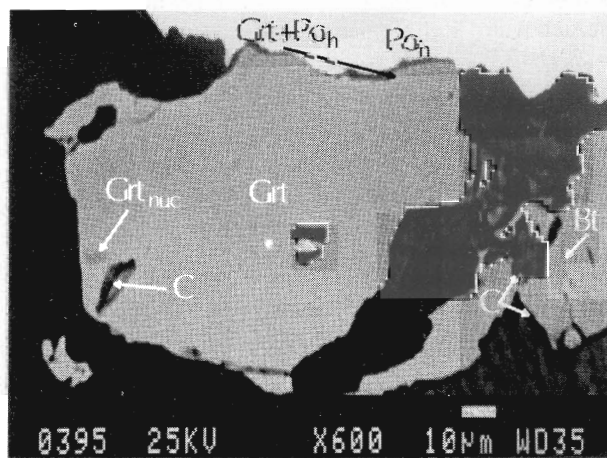
Približne 20–30 % metapelitu tvorí granát almandín. Je idiomorfny, často s dierou v strede zrna, kde granát uzatvára zmes pôvodnej minerálnej asociácie $Chl_0 + Png_0 + Qtz + Ilm$, z ktorej v metamorfnom procese M1 vznikol podľa reakcie



Granát reliktu minerálnej asociácie z protolitu často uzatvára organickú substanciu alebo grafit(?) (obr. 6). Je chemicky nehomogénny, ale nemá koncentrickú, resp. sektorovú zonálnosť. Na začiatku kryštalizácie Grt vznikala kryštalizačná nehomogenita, ktorá sa po mapovaní obsahu Ca, Mg, Mn a Fe v $K\alpha$ a v BEI nachádzala raz na okraji zrna, inokedy ako pseudotrhliny cez idiomorfne zrno oddeľujúce jednotlivé sektory alebo ako flaky vo vnútri Grt. Chemickú nehomogenitu na okraji granátu zistil aj Korikovskij et al. (1989, obr. 2a, 2c). Kryštalizačná nehomogenita býva reliktom nukleačných jadier, ktoré sú pri dorastaní zrna granátu často vytláčané k jeho okraju (obr. 6). Nukleačné jadrá, resp. lamely majú chemické zloženie $Grt_{Alm}(r-nuk = 44-48 \%, 0,82-0,86\%)$ výrazne odlišné od ostatnej homogénnej časti zrna $Grt_{Alm}(c = 53-63 \%, 0,74-0,87\%, \text{tab. 6})$. Podstatná a chemicky homogénna časť Grt kryštalizovala na nukleačných jadrách v poli stability $Grt + Bt + H_2O$ podobne ako časť Grt z Mag-Grt bridlice. Dorastajúca časť nie je v priamej koexistencii s Bt a Chl_1 . Súčasne kryštalizujúcimi fázami sú Bt + Chl_1 v matrici a nukleačné reliktu v Grt (obr. 3 a 6) a len z tejto časti Grt možno chemické zloženie použiť na výpočet teploty metamorfózy. Koexistujúci biotit a chlorit sú chemicky homogénne fázy. Ak sa pri výpočte Grt-Bt, resp. Grt-Chl geotermometra použije chemické zloženie dorastajúceho Grt, pre tieto kryštalizujúce dvojice, resp. trojicu (Grt – Bt – Chl) sa vypočíta extrémne vysoká a pre tento systém nereálna teplota

metamorfózy – podľa nášho pokusného výpočtu 750–800 °C. V tejto chybe výpočtu teploty z Grt-Bt geotermometra treba hľadať odpoveď, prečo sa pre oblasť hybridnej zóny veporika vypočítala vysoká teplota metamorfózy ruly.

V nukleačnom a dorastajúcom štádiu kryštalizácie Grt spessartínová molekula priamoúmerne substituie pyropovú molekulu do 30 mol. % (obr. 2b). Grossulárová molekula má pri danom zložení Grt konštantný obsah



Obr. 6. Minerálna asociácia granát + biotit + pyrotín. V granáte sú inklúzie grafitu (C) a v matrici je grafít v asociácii s biotitom. V dorastajúcom homogénnom granáte (Grt) kryštalizoval relikt nukleačného jadra granátu (Grt_{nuc}) súčasne s Bt a Chl_1 . Svetlý lem na okraji dorastajúceho granátu je zmes granátu a pyrotínu (Po_h) s obsahom S do 4 hmot. %. Okraj je znakom, že Grt + Po_h kryštalizovali súčasne v metamorfóze M1. Vzorka metapelitu KR-300/3. Odrazené elektróny. Analýzy sú v tab. 6.

Fig. 6. Mineral assemblage garnet (Grt) + biotite (Bt) + hex.-pyrrhotite (Po_h). Garnet includes graphite (C) or graphite is accompanied by biotite in the matrix respectively Grt_{nuc} – a relict of the part of garnet coexisting with the mineral assemblage $Grt_{nuc} + Bt + Chl_1$. A mixture $Po_h + Grt$ indicates a coexisting crystallization in the metamorphism M1. KR-300/3 sample of metapelite in backscattered-electron images. Chemical compositions of minerals are in Tab. 6.

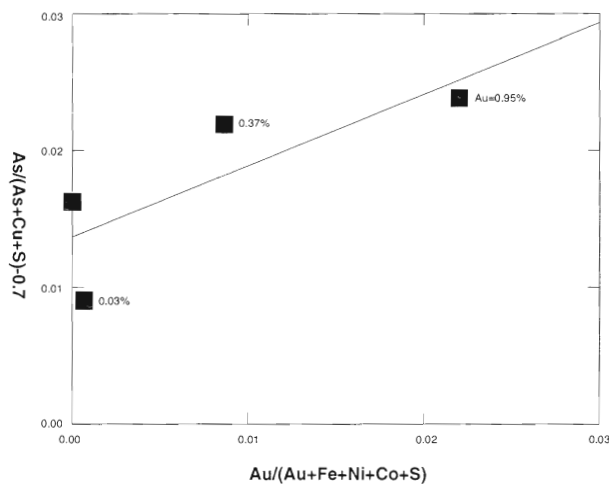
(obr. 2a). V závislosti od almandínovej a spessartínovej a pyropovej molekuly sme pre oblasť metamorfítov pri Kokave nad Rimavicou zistili dva trendy. Trend dorastajúcej časti Grt má samostatnú paralelnú substitúciu pyrop + spessartín (60 %) – almandín (10 %) a je mimo trendu substitúcie a trendu pyrop + spessartín (40 mol %) – almandín (100 %) nukleačných jadier a granátu z Mag-Grt bridlice (obr. 2c). Paralelnú substitúciu dorastajúceho Grt v metapelite spôsobila kryštalizácia Grt v poli stability asociácie Grt + Bt + H₂O, kde Grt a Bt nie sú koexistujúcimi fázami. Tento trend je mimo trendu substitúcie nukleačných jadier a Mag-Grt bridlice, kde koexistujúce fázy sú: reliktné nukleačných jadier Grt + Bt + Chl₁ (obr. 3). Obidva trendy odrážajú kryštalizáciu Grt z dvoch rozličných, ale pri sebe sa vyskytujúcich protolitov (pelit a Fe karbonát + Fe chlorit), ktoré pôvodne nemali rovnaký obsah Fe a potom sa metamorfovali pri približne rovnakej teplote a tlaku (obr. 2d a 2a, tab. 5). Okrem nukleačných jadier, ktoré kryštalizovali s Bt a Chl₁, homogénna a dorastajúca časť granátu kryštalizovala s pyrotínom podobne ako Grt v Mag-Grt bridlici. Na okraji Grt sme v odrazených elektrónoch zistili svetlý lem obsahujúci S do 4 hmot. %. Je to zmes koexistujúceho Po_h + Grt (obr. 6).

Relikty minerálov z protolitu v metapelite a substitúcia Au v sulfoarzenide

Pelit s obsahom organickej substancie v P-T podmienkach metamorfózy M1 dobre rekryštalizoval, preto sa v ňom po metamorfóze M1 veľa minerálov z protolitu nezachovalo. Reliktom protolitu je asociácia Png₀(Si = 3,18–3,2, Al₂O₃ = 32,5–34,5 hmot. %, 0,36–1*, Si/2–3 = 0,2) + Chl₀ (0,23–0,40*; ripidolit pyknochlorit) + Zr + Mon + Ilm (MnO = 3,92–4,18 hmot. %) + Ap + Rtl, ktorú Grt_{Alm} uzatvára vždy v strede idiomorfneho zrna a z ktorej Grt podľa reakcie c a d v prográdnej metamorfóze M1 vznikol. V apatite sme identifikovali uzavretý Kfs (Xan = 0,08, Or = 96 %) + Mon a v matrixe metamorfovaný reliktný sulfoarzenid Fe_{0,79–0,86}Cu_{0,12–0,15}Ni_{0–0,05}Au_{0–0,008}Co_{0–0,001}(As_{1,15–1,21}S_{0,80–0,85}) s pomerom As : S = 1,4–1,5, ktorý patrí do radu gersdorffit Ni(AsS) – löllingit Fe(As-S₂) – Fe rammersbergit Ni-Fe(As₂) s vysokým obsahom Au až 0,95 hmot. % (tab. 6). Obsah Au v löllingite substituie priamoúmerne obsah As a nepriamoúmerne Fe. Au substitučne viaže „pyritová zložka“, ktorá má po prepočte na ekvivalent Au/(Au+Fe+Ni+Co+S) = 0–0,03 rovnaký rozsah hodnôt ako „arzenový“ – aniónový substitučný ekvivalent löllingitu As/(As+Cu+S)-0,7 = 0–0,03 (obr. 7). Zlatinky sme v löllingite nezistili.

Minerály koexistujúce s granátom v metapelite

Okrem hlavného minerálu metapelitu Grt do metamorfogénnej minerálnej asociácie patria inklúzie Po_h v Grt + v matrixe prográdny Png_{1-p}(Si = 3,2–3,28, Al₂O₃ = 30,57–35,0 %, 0,27–1*) + retrográdny Png_{1-r}(Si = 3,01–3,15, Al₂O₃ = 33,77–38,60 %, 0–0,36*) + Chl₁(0,44–0,66*) + Ilm + Bt(0,43–0,53*) +



Obr. 7. Distribúcia obsahu Au (hmot. %) v diagrame substitúcie „arzenového aniónu“ As/(As+Cu+S)-0,7 a pyritového Au/(Au+Fe+Ni+Co+S) ekvivalentu v sulfoarzenide. Substitúcia je priamoúmerná do hodnoty ekvivalentov pomeru 0,03 pri obsahu Au = 0,95 %. Analýzy sú v tab. 6.

Fig. 7. Distribution of Au (wt.%) plots against a background equivalent in löllingite. Chemical composition of mineral is Tab. 6.

+ Pl_{cr}(Xan = 0,22) + Mag + Po_h + Po_m + C + Qtz.

Prográdny Png_{1-p} a retrográdny Png_{1-r} fengit je v matrixe jedným z hlavných horninotvorných minerálov metapelitu. Podľa chemickej charakteristiky obidva druhy fengitu kryštalizovali v jednom metamorfom procese a v matrixe často tvoria zmes v jednom zrne fengitu. Png_{1-p} kryštalizoval pri nižšej teplote a vyššom tlaku ako Png_{1-r}, ktorý má vyšší obsah Al₂O₃ (vyššia teplota) a nižší obsah Si (nižší tlak, tab. 6). Vyšší obsah Al₂O₃ vo fengite závisí od vyššej teploty kryštalizácie (Radvanec et al., 1994) a Si od vyššieho tlaku pri kryštalizácii fengitu až muskovitu, ktorý kryštalizoval súčasne s biotitom a K živcom (Massone a Schreyer, 1987). Zistená substitúcia v štruktúre fengitu, vyjadrená pomerom Na/(Na+K) a pomerom Si/2-3, charakterizuje fengit s obsahom Na, v ktorom kryštalizoval spolu s plagioklasom (tab. 6).

Zistili sme, že podľa chemizmu homogénna generácia a jedna generácia biotitu Bt (0,43–0,53*) je flogopitom annitom, ktorý kryštalizoval v matrixe s reliktnými nukleačnými jadierami až lamielami granátu (tab. 6).

Homogénny oligoklas Pl_{cr}(Xan = 0,22) nie je v metapelite hlavným horninotvorným minerálom (tab. 6).

Ripidolit brunsvigit Chl₁(0,44–0,66*) kryštalizoval v matrixe spolu s biotitom a reliktnými nukleačnými jadierami až lamielami granátu (obr. 3, tab. 6).

Ilmenit v metapelite nad chemicky homogénnym magnetitom výrazne prevažuje a má premenlivý obsah MnO = 0,24–7,21 hmot. % (tab. 6).

Pyrotín kryštalizoval v asociácii Grt + Bt + Chl₁ + Pl + Ilm + Mag + Png₁ a vyskytuje sa v dvoch formách. Podľa chemického zloženia monoklinická forma Po_m (Fe₅S₈ až Fe₅S₉) je v matrixe metapelitu a pravdepodobne vznikla pri prográdnej metamorfóze M1 z pôvodného, najskôr „sedimentárneho“ pyritu. Dominantnú hexagonálnu formu Po_h(Fe₁S_{1,04–1,06}) sme zistili v matrixe a v po-

dobe inklúzií aj v granáte. Vzťah medzi obsahom S a Fe je v Po_h a v Po_m na jednom substitučnom trende spolu s Po z Mag-Grt bridlice, čo indikuje, že pyrotín v celej oblasti Kokavy nad Rimavicou kryštalizoval pri rovnakých P-T- f_{S_2} podmienkach bez ohľadu na protolit metamorfitu (obr. 6, tab. 6).

Amfibolová bridlica

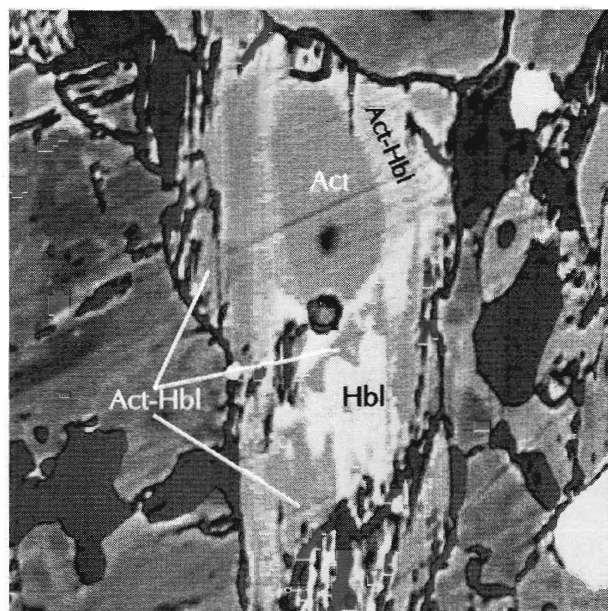
Bridlica s amfibolom (Hbl-Act + Act + Hbl + Bt $\pm$ C, tab. 3) alebo amfibolit(?) je súčasťou pesternej asociácie metamorfítov. Vyskytuje sa spolu s metakremnom s grafitom v prostredí metapelitu (obr. 1).

Amfibolová bridlica má nasledujúce minerálne zloženie: progradný Act($c = 0,32-0,35^*$) + progradný Mg-Hbl($c-r = 0,47-0,54^*$) + retrogradný Act-Hbl($r = 0,36-0,39^*$) + Czo($Y_{Fe} = 0,10-0,14$) + $Ep_{REE}(Y_{Fe} = 0,26-0,31)$ + Bt ($0,35^*$) + Ap + Rtl + Spn + Mon + C + Qtz.

Bridlica s amfibolom veľmi zriedka obsahuje plagioklas Pl(Xan = $0,02^*$) vždy v podobe malých korodovaných reliktov na hranici merania. Kalcit sme v nej nezistili. Hlavnú časť tejto horniny tvoria amfiboly a skupina epidotu Czo – Ep_{REE} + Qtz. V progradnej metamorfóze M1 súčasne kryštalizovala dvojica Act($c = 0,32-0,35^*$) – Mg-Hbl($c-r = 0,47-0,54^*$), ktorú v retrogradnej metamorfóze obrastal Act-Hbl($r = 0,36-0,39^*$) v jednom zonálnom zrne amfibolu (obr. 8). Amfiboly sme klasifikovali podľa Leaka (1978; tab. 7).

P-T podmienky súčasnej kryštalizácie Hbl a Act v jednom zonálnom zrne amfibolu nie sú doteraz podrobne preštudované. Ich súčasná kryštalizácia sa zistila v teplotnom intervale $510-560^\circ\text{C}$ a v tlakovom $3,5-8$ Kbar (Apted a Liou, 1983) s vrchnou hranicou teploty možnej koexistencie Act-Hbl na hranici 600°C (Spear, 1995). Spodná hranica stability asociácie Act + Chl + Ep je zároveň spodnou hranicou súčasnej kryštalizácie Act-Hbl. Teoreticky sa odhadla na hranici 400°C v tlakovom rozsahu $2-11$ Kbar (Ernst, 1977).

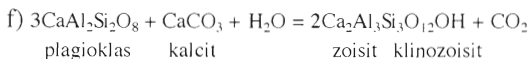
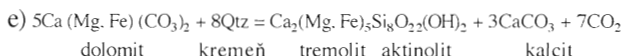
Asociácia Act – Mg-Hbl – Act-Hbl v bridlici indikuje progradnú metamorfózu M1 pri tlaku $3-6$ Kbar a teplote $450-530^\circ\text{C}$. Tlak a teplotu sme odhadli podľa geotermického barometra medzi Xan v relikte Pl a obsahom Al v amfibole (Act-Hbl – Hbl; Plyusnina, 1982). V takýchto P-T



Obr. 8. Zonálne a hypidiomorfné zrnó tvorí zmesi amfibolov v paralelnom reze s kryštalizačnou osou c. Stred zrna aktinolit (Act) kryštalizoval súčasne s Mg hornblendom (Mg-Hbl) v progradnej metamorfóze M1. V retrogradnej metamorfóze M1 kryštalizoval aktinolitický hornblend (Act-Hbl) v medzipriestore a na okraji koexistujúcej dvojice Act – Mg-Hbl. Amfiboly kryštalizovali z asociácie na Cal – Fe dolomit + Qtz + Pl bohatého sedimentu podľa reakcie e) a f) (pozri v texte). Vzorka KR-305/7. Analýzy sú v tab. 7.

Fig. 8. Mixture of actinolite (Act) – Mg-hornblende (Hbl) and actinolitic-hornblende (Act-Hbl) from amphibolous schist in backscattered-electron images. Actinolite and Mg-hornblende crystallized in prograde metamorphism M1. Actinolitic hornblende formed retrograde metamorphism M1. According to the reactions e) and f) amphiboles crystallized from the sediment-protolith had included calcite, dolomite. The chemical compositions of minerals are in Tab. 7.

podmienkach progradnej metamorfózy aktinolit a klintozoisit kryštalizovali z podobného protolitu bohatého na karbonáty ako Mag-Grt bridlica podľa reakcie Deera et al. (1992)



Metamorfne reakcie e) a f) dobre opisujú rekryštalizáciu protolitu (sedimentu alebo nízkého metamorfitu) bohatého na Fe-Mg karbonáty, plagioklas a kremenný, ktorý bol metamorfovaný v P-T podmienkach fácie zelených bridlíc až vo fácií albitisko-epidotických amfibolitov v metamorfóze M1 na zmes amfibolov a skupiny epidotu s kremennom bez plagioklasu.

Czo($Y_{Fe} = 0,10-0,14$) spolu s $Ep_{REE}(Y_{Fe} = 0,26-0,31)$ sú koexistujúce minerály so skupinou amfibolov, titanom a biotitom (flogopitom aninitom, $0,35^*$). Zistili sme, že v štruktúre Czo nahrádza Fe^{3+} priamoúmerne Al^{VI} . Podobnú substitúciu v matrixe bridlice s amfibolom sme zistili aj medzi Fe^{3+} a Y_{Fe} v štruktúre Ep_{REE} . Obsah Al v štruktúre titanitu priamoúmerne nahrádza

Tab. 3

Minerálne zloženie amfibolovej bridlice vo vzorkách KR
Mineral association of amphibole schists in KR samples

Minerál		KR-305/7	KR-305/10
aktinolit	Act	-----	-----
Act-hornblend	Act-Hbl	-----	-----
hornblend	Hbl	-----	-----
biotit		-----	-----
kremenný		-----	-----
grafit		-----	-----
titanit	Spn	-----	-----
apatit		-----	-----
monazit		-----	-----
rutil		-----	-----
klintozoisit	Czo	-----	-----
epidot _{REE} -allanit	Ep	-----	-----

Fe^{2+} podobne ako Fe^{3+} v Czo (tab. 7). Rovnaké substitúcie v týchto mineráloch indikujú rovnaké P-T podmienky a ich kryštalizáciu na hranici prechodu fácie zelených bridlíc a fácie albiticko-epidotických amfibolitov. Organická substancia alebo grafit tvoria v matrixe bridlice s amfibolom drobné vtrúseniny.

Metakremenec s grafitom

S bridlicou s amfibolom sa na skúmanej lokalite v prostredí metapelitu vyskytuje aj metakremenec s grafitom alebo pásikovaná fengitovo-kvarcitická rula s grafitom, ktorá v oblasti Kokavy nad Rimavicou dosahuje význam ložiska grafitu (obr. 1).

Metakremenec s C má v študovanej oblasti minerálne zloženie

$\text{Qtz} + \text{C} + \text{Pl}_1(\text{Xan} = \text{c}-0,016 - \text{r}-0,03) + \text{Png}_1(\text{Si} = 3,24-3,31, \text{Al}_2\text{O}_3 = 31,05-32,94 \%, 0-0,16^*) + \text{Bt} + \text{Ap} + \text{Kfs}(\text{Xan} = 0, \text{Or} = 79-92 \%)$

Grafit spolu s kremeňom a fengitom tvorí podstatnú časť metamorfitu. Fengit, $\text{Png}_1(\text{Si} = 3,24-3,31, \text{Al}_2\text{O}_3 = 31,05-32,94 \%, 0-0,16^*)$ predstavuje asi 7 obj. % horniny a je strednotlakový (obr. 9). $\text{Kfs}(\text{Xan} = 0, \text{Or} = 79-92 \%)$ je podľa chemickej klasifikácie v poli sanidínu. Vyskytuje sa ojedinele spolu Bt. Zrná plagioklasu (albit)

Tab. 4

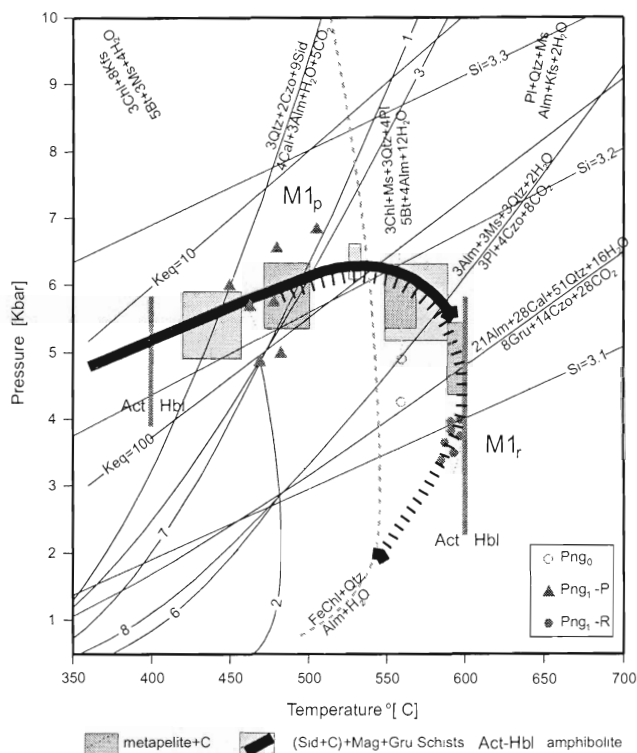
Minerálne zloženie metakremenca s grafitom vo vzorkách KR
Mineral association of Qtz-metapsammite with graphite in KR samples

Minerál	KR-305/2	KR-305/15
kremeň	-----	-----
grafit	-----	-----
plagioklas	-----	-----
fengit	-----	-----
biotit	-----	-----
apatit	-----	-----
k živec	-----	-----

sú zonálne $\text{Pl}_1(\text{Xan} = \text{c}-0,016 - \text{r}-0,03)$ a podľa vyššieho obsahu Xan na okraji zrn ako v ich strede usudzujeme, že plagioklas kryštalizoval na konci prográdnej a v teplotnom vrchole metamorfózy (tab. 7).

Rekonštrukcia P-T- $\text{fo}_{2,s}$ dráhy metamorfózy M1 v oblasti magnetitovo-grafitovej mineralizácie pri Kokave nad Rimavicou

Na rekonštrukciu P-T- $\text{fo}_{2,s}$ dráhy metamorfózy M1 v oblasti Fe-C mineralizácie neďaleko Kokavy nad Rimavicou sme použili poznatky zo štúdia minerálnej asociácie a systému prvkov, v rámci ktorého metamorfity v tejto oblasti kryštalizovali. Metamorfne fázové rovnováhy a reakcie sme vypočítali pomocou programu Geocalc (Berman, 1987). Reakcie pre Mag-Grt bridlicu a metapelit sme spočítali samostatne a vykreslili spolu (obr. 9). Reakcie



Obr. 9. Rekonštrukcia P-T dráhy metamorfózy M1 z metapelitu, magnetitovo-granátovej bridlice, bridlice s amfibolom a metakremenca s grafitom. M1_p - prográdna metamorfóza je v oblasti strednotlakovej fácie zelených bridlíc až albitovo-epidotovo-amfibolitevej fácie. M1_r - retrográdna metamorfóza sa skončila na hranici stability Alm + H₂O. Plnou šípkou sú spojené P-T podmienky metamorfózy magnetitovo-granátovej bridlice. Čiarkovanou šípkou sú opísané P-T podmienky v metapelite. Sivé polia predstavujú rozsah teploty odvodený od Grt-Bt a Grt-Chl geotermometra pre jednotlivé vzorky v magnetitovo-granátovej bridlici. Čierne polia znázorňujú rozsah teploty odvodený z rovnakých geotermometrov pre metapelit. Bodkované sú reakcie vypočítané pre metapelit a plné čiary reakcie vypočítané z magnetitovo-granátovej bridlice podľa Bermana (1987). Hodnota 3,1 až 3,2 reprezentuje obsah Si vo fengite až muskovite podľa Massoneho a Schreyera (1987). Png₀ - relict fengitu z protolitu. Png_{1-P} - prográdny fengit. Png_{1-R} - retrográdny fengit. Spodná a vrchná hranica koexistencie Act-Hbl je podľa Ernsta (1977, 1979) a Apta a Lia (in Spear, 1995). Reakcia Alm + H₂O = FeChl + Qtz je podľa Banna et al. (1986). Číslo pri reakciách označujú rovnovážne reakcie podľa výpočtov z programu Geocalc (Berman, 1987). Podrobne v texte. Keq = 10-100 sú údaje o tlaku odvodené z GASP geobarometra (Spear, 1995).

Fig. 9. P-T path of the metamorphism M1 in metapelite (dashed line), magnetite - garnet schist (solid line), amphibole schist and Qtz-metapsammite with graphite. M1_p - prograde metamorphism; M1_r - retrograde metamorphism. Grey squares - temperature derived from Grt - Bt and Grt - Chl geothermometer in garnet-magnetite schist. Grey-black squares - temperature derived from Grt - Bt and Grt - Chl geothermometer in metapelite. Dotted curves - exchange reactions for metapelite. Solid curves - exchange reactions for magnetite-garnet schist (Berman, 1987). Values 3.1, 3.2, 3.3 - contents of Si in phengite (Massone and Schreyer, 1987). Png₀ - relict of phengite from the protolite. Png_{1-P} - prograde phengite. Png_{1-R} - retrograde phengite. The lowest and the highest boundary of the coexistence for Act-Hbl (Ernst, 1977, 1979 and Apta and Liou in Spear, 1995). The reaction Alm + H₂O = FeChl + Qtz is after Banno (1986). Numbers near reactions - exchange reactions see in the text. Keq = 10-100 values of the pressure derived from GASP geobarometer (Spear, 1995).

Tab. 5
Reprezentatívne analýzy minerálov z magnetitovo-granátovej bridlice
Representative analyses of minerals in magnetite-garnet schist

Miner Place	Grt c, agreg.	Grt r, agreg.	Bt in Grt	Gru matrix	Chl ₀ relict	Chl ₁ Grt+Sid	Mag aggregate	Ilm matrix	Cal relict	Sid relict	All matrix
SiO ₂	37,10	36,65	35,70	51,08	24,46	23,97					30,05
TiO ₂			2,19	0,17		0,08	0,57	51,73			0,28
Al ₂ O ₃	21,16	21,38	15,82	0,63	17,20	21,23					13,82
Cr ₂ O ₃	0,12	0,09		0,27			0,33	0,14			ThO ₂ 0,46
Fe ₂ O ₃							65,91				Ce ₂ O ₃ 16,98
FeO	34,38	38,96	31,62	40,82	41,41	35,85	32,55	46,47	2,21	51,97	17,62
MnO	2,13	1,36		0,53	0,15	0,57	0,22	1,52	0,57	1,62	La ₂ O ₃ 5,28
MgO	0,95	0,61	3,13	4,71	2,33	5,31			0,65	0,36	Nd ₂ O ₃ 3,29
CaO	4,39	0,88		0,23					52,52	7,01	9,17
K ₂ O			7,54		0,06				CO ₂ 43,57	38,73	
Total	100,23	99,93	96,00	98,17	85,61	87,01	99,58	99,86	99,52	99,69	96,95
Si	3,004	3,008	5,667	8,063	5,824	5,413					3,036
Al ^{IV}			2,333		2,176	2,587					Ce 0,627
Al ^{VI}	2,018	2,066	0,624	0,117	2,647	3,059					1,644
Fe ³⁺							3,828				La 0,197
Ti			0,262	0,020		0,014	0,033	2,949			0,021
Cr	0,008	0,006		0,034			0,020	0,009			Nd 0,119
Fe ²⁺	2,328	2,674	4,198	5,389	8,245	6,771	2,103	2,945	0,031	0,822	1,489
Mg	0,115	0,075	0,741	1,108	0,827	1,788			0,016	0,010	Th 0,011
Mn	0,146	0,095		0,071	0,030	0,109	0,014	0,097	0,008	0,026	
Ca	0,381	0,077		0,039					0,944	0,142	0,993
K			1,527		0,018						
Sum	8,000	8,000	15,352	14,841	19,767	19,741	5,998	6,000	1,000	1,000	8,137
Alm	78,40	91,56									
Gross	12,45	2,37				Po matrix	Smy relict				
Pyrope	3,86	2,56				60,1	58,02				
Spess	4,92	3,24			Fe	39,1	41,48				
Uivaro	0,38	0,28			S						

v bridlici s amfibolom sme odvodili len od minerálnej asociácie zistenej v amfibolovej bridlici (tab. 3).

Minerálne asociácie Mag-Grt bridlice kryštalizovali v rámci prvkovej asociácie oxidov a silikátov systému Si-Al-Ca-Fe-Mg-Na-K-O-H-C. Fázové rovnováhy a opis P-T dráhy Mag-Grt bridlice sme spočítali z minerálnej asociácie identifikovanej v nasledujúcich výbrusoch Grt(almandín) + Png(muskovit-Ms) + Bt(annit) + Chl(klinochlór) + Mag + Czo + Sid + Cal + Gru + Kfs + Qtz + H₂O + CO₂. Z týchto vstupných podmienok sme pre Mag-Grt bridlicu vypočítali tieto metamorfné reakcie (obr. 9):

- 1) $Ms + 3Qtz + 6Sid = Ann + Alm + 6CO_2$
- 2) $7Ann + 27Qtz + 7Alm + 6H_2O = 7Ms + 6Gru$
- 3) $8Qtz + 7Sid + H_2O = Gru + 7CO_2$
- 4) $3Qtz + 2Czo + 9Sid = 4Cal + 3Alm + H_2O + 5CO_2$
- 5) $21Alm + 28Cal + 51Qtz + 16H_2O = 9Gru + 14Czo + 28CO_2$
- 6) $28Cal + 21Ms + 9Gru = 21Ann + 4Czo + 30Qtz + 2H_2O + 28CO_2$
- 7) $8Ms + 3Gru + 27Sid = 8Ann + 8Alm + 3H_2O + 27CO_2$
- 8) $3Gru + 17Ms + 36Cal + 10Alm + 6H_2O = 18Czo + 17Ann + 36CO_2$
- 9) $3Alm + 8Cal + 3Ms + 3Qtz + H_2O = 3Ann + 4Czo + 8CO_2$

Poznámka:

Vypočítané minerálne asociácie na ľavej strane reakcie sú stabilné pri vyššom tlaku (obr. 9).

Minerálna asociácia v metapelite kryštalizovala v rámci prvkovej asociácie oxidov a silikátov systému Si-Al-Ca-Fe-Mg-Na-K-O-H. Fázové rovnováhy a opis P-T dráhy metapelitu sme zráali z tejto minerálnej asociácie identifikovanej vo výbrusoch: Grt(almandín) + Png(muskovit-Ms) + Bt(flogopit, annit) + Chl(klinochlór) + Mag + Kfs + Qtz + H₂O. Zo vstupných podmienok sme vypočítali metamorfné reakcie metapelitu. Ich priebeh je na obr. 9.

Pri rekonštrukcii P-T podmienok a dráhy metamorfózy sme využili aj informácie z geobarometra, ktorý vychádza z obsahu Si vo fengite až muskovite (Massone a Schreyer, 1987), ako aj informácie o postupnej kryštalizácii fengitu v závislosti od teploty metamorfózy podľa obsahu Al₂O₃ (obr. 9). Pri vyššej teplote metamorfózy je vo fengite až muskovite vyšší obsah Al₂O₃ (Radvanec et al., 1994).

Ďalší údaj o teplotnom rozsahu v metamorfóze M1, ako sme už uviedli, je z podmienok súčasnej kryštalizácie Act a Hbl v jednom zrne, a to medzi 400 až 600 °C (Apted a Liou, 1983; Spear, 1995; Ernst, 1977).

Na výpočet teploty v progradnej a retrogradnej metamorfóze M1 sme použili Grt-Bt geotermometer (Spear, 1995) a Grt-Chl geotermometer (Grambling, 1990). Tlak sme

Tab. 6
 Reprezentatívne analýzy minerálov z metapelitu
 Representative analyses of minerals in metapelite

Miner. Place	Grt nucleus	Grt grow up	Bt matrix	Png ₀ in Grt	Png _{1-P} progr.	Png _{1-R} retro	Chl ₀ in Grt	Chl ₁ matrix	Pl matrix	Kfs in Grt	Rtl in Grt	Ilm matrix	Mag matrix
SiO ₂	37,72	37,99	37,22	47,44	48,42	46,73	26,08	24,90	62,22	63,62			
TiO ₂			1,91	0,08		0,31	0,19			0,46	97,20	53,07	0,16
Al ₂ O ₃	22,26	22,22	18,74	35,52	30,57	33,77	21,22	23,11	24,81	19,77			
Cr ₂ O ₃											0,20		0,25
Fe ₂ O ₃													66,54
FeO	24,15	24,54	17,55	1,72	2,34	1,93	19,42	21,49		0,16	1,39	38,70	33,27
MnO	4,94	9,19	0,47	0,01			0,12	0,40			0,24	7,21	0,21
MgO	1,94	4,68	11,22	0,92	3,72	2,58	17,98	15,47		0,54	0,12		
CaO	8,81	1,69							4,57	0,15		0,15	
Na ₂ O			0,61	1,00	0,36	1,15		0,97	8,86	0,32			
K ₂ O			9,03	8,61	9,89	8,81	0,01			14,51			
Total	99,82	100,31	96,05	95,30	95,30	95,28	85,02	86,34	100,53	99,53	99,15	99,113	100,43
Si	2,998	3,002	5,510	6,247	6,454	6,199	5,486	5,243	2,737	2,933			
Al ^{IV}	0,002		2,490	1,753	1,546	1,801	2,514	2,757	*1,285	*1,073			
Al ^{VI}	2,082	2,068	0,777	3,754	3,253	3,475	2,742	2,974					
Fe ³⁺													3,831
Ti			0,213	0,008		0,031	0,030			0,016	5,862	3,049	0,009
Cr											0,013		0,015
Fe ²⁺	1,605	1,622	2,173	0,189	0,261	0,214	3,416	3,784		0,006	0,093	2,472	2,131
Mg	0,230	0,551	2,476	0,180	0,739	0,510	5,638	4,856		0,037	0,014		
Mn	0,333	0,615	0,059	0,001				0,071			0,016	0,466	0,014
Ca	0,750	0,143							0,215	0,007		0,012	
Na			0,175	0,255	0,093	0,296		0,396	0,756	0,029			
K			1,705	1,446	1,682	1,491	0,003		0,004	0,853			
Sum	8,000	8,000	15,578	13,833	14,028	14,017	19,850	20,081	4,997	4,954	5,998	5,999	6,000
Alm	55,00	55,33						Ab	77,5	3,3			
Gross	25,71	4,88						An	22,1	0,8			
Pyrope	7,88	18,81						Or	0,4	95,9			
Spess	11,40	20,99											
				As	52,43								
				Cu	4,38								
				Au	0,95			Po _h matrix					
				Co	0,05			Po _m matrix					
				Fe	26,56		62,50	52,06					
				S	15,62		37,50	47,94					
				Total	99,99		100,00	100,00					

*Al = total

s počítali aj podľa GASP geobarometra (Spear, 1995), ktorým sme kontrolovali hodnoty z fengitovo-muskovitového geotermometra. Hodnoty K_{eq} sú medzi 10–100 a zhodujú sa s údajmi o tlaku z Ms-Png geobarometra (4–6 Kbar; obr. 9). Vypočítaný tlak sme ďalej kontrolovali a počítali pre systém Grt + Bt + Chl + Pl + Ms + Qtz v kryštalizačnom systéme MnNCKFMASK (podľa Speara, 1995) vo vzorke KR-300/3 z metapelitu, kde $X_{an} = 0,225$ v Pl a $X_{Gross} = 0,044–0,25$ v Grt. Z týchto údajov sme odvodili teplotu kryštalizácie Grt medzi 400–500 °C a tlak metamorfózy 3–6 Kbar. Z Grt-Bt a Grt-Chl geotermometra sme pre Mag-Grt bridlicu a metapelit v jednotlivých vzorkách zistili približne rovnakú teplotu v prográdnej metamorfóze medzi koncovými členmi kryštalizačných systémov KFASH a KMAH postupne v rozsahu teploty 420–600 °C. Vypočítanú teplotu a jej rozsah sme využili pri rekonštrukcii P-T dráhy metamorfózy (obr. 9).

Metamorfóza M1 v oblasti Fe-C mineralizácie pri Kokave nad Rimavicou je podľa petrologickej rekonštrukcie jej P-T dráhy v prográdnej metamorfóze strednotlaková s tlakovým vrcholom 6 Kbar pri teplote 530 °C. Teplotný

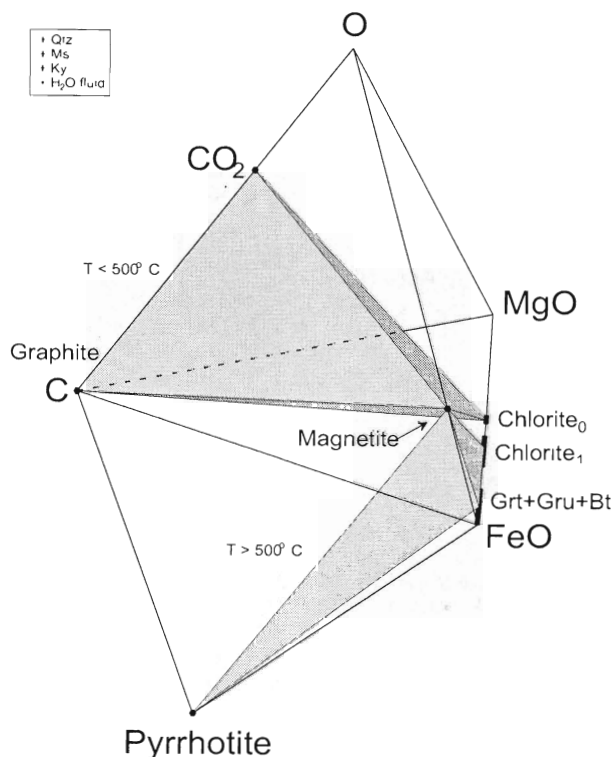
vrchol sa zistil pri teplote 600 °C a tlaku 4 Kbar. Retrográdna metamorfóza sa skončila na hranici stability almandínu pri teplote 540 °C a tlaku 2 Kbar. Prográdnú metamorfózu M1 dobre opísala minerálna asociácia v Mag-Grt bridlici (obr. 9, plná krivka). Vrchol a retrográdnú metamorfózu opísala minerálna asociácia v metapelite a metakremenci s grafitom (obr. 9, čiarkovaná krivka). Rovnaký teplotný a tlakový režim sa, ako sme už uviedli, zistil aj v bridlici s amfibolom.

Podľa Cloosovej (1993) klasifikácie metamorfóz z hľadiska ich geotektonického pozadia, tepelného gradientu a v závislosti od hĺbky sú P-T podmienky metamorfózy v oblasti Kokavy nad Rimavicou v poli normálneho geotermického gradientu 25 °C/km. Zistený tlak 3–6 Kbar zodpovedá metamorfóze protolitu v hĺbke 9 až 24 km v rámci vnútropláňového geotektonického pozadia. Metamorfity v študovanej oblasti vznikli na rozhraní spodnej kôry v teplotnom vrchole metamorfózy M1, ktorý bol veľmi blízko teplotným podmienkam tavenia metapelitu a vzniku granitovej taveniny.

Hodnoty fugacity f_{O_2} a f_{S_2} sme rekonštruovali podľa

Tab. 7
 Reprezentatívne analýzy minerálov z amfibolovej bridlice a metakremenca s grafitom
 Representative analyses of minerals in amphibole schist and Qtz-metapsammite with graphite

Miner. Place	Amphiboles schist							Qtz - metapsammite with graphite			
	Act core	Hbl core	Act-Hbl rim	Bt matrix	Spn matrix	Czo matrix	Ep matrix	Png _{1-P} matrix	P core	P rim	P matrix
SiO ₂	53,88	42,99	51,91	40,11	30,32	39,17	31,92	49,80	68,06	68,00	64,76
TiO ₂		0,21		1,1	36,34			0,34			
Al ₂ O ₃	2,15	14,95	5,26	18,32	1,85	27,06	18,97	31,05	20,14	20,39	21,32
Cr ₂ O ₃	0,16										
Fe ₂ O ₃						7,08	10,25				
FeO	12,57	16,68	13,33	13,29	0,47		La ₂ O ₃ 7,56	0,94			
MnO	0,42	0,45	0,48	0,13		0,12	Ce ₂ O ₃ 9,44				
MgO	14,78	7,93	13,27	13,94		0,53		3,94			
CaO	12,95	12,28	13,10	0,13	30,10	22,87	16,93		0,34	0,57	0,78
Na ₂ O	0,7	1,31	0,71	0,98			Nd ₂ O ₃ 0,60	0,69	11,56	10,97	11,82
K ₂ O	0,17	1,0	0,27	8,12		0,19	Sm ₂ O ₃ 0,35	9,35	0,15	0,17	0,14
Total	97,62	97,80	98,33	96,78	99,08	97,12	96,02	96,12	100,25	100,17	98,82
Si	7,823	6,444	7,525	5,829	4,010	3,066	2,913	6,510	2,969	2,966	2,885
Al ^{IV}	0,177	1,556	0,475	2,171	*0,288		*2,039	1,490	*1,035	*1,047	*1,118
Al ^{VI}	0,190	1,084	0,423	0,914		2,494		3,289			
Fe ³⁺						0,417	0,703				
Ti		0,024		0,118	3,615		La 0,254	0,033			
Cr	0,018						Ce 0,315				
Fe ²⁺	1,526	2,091	1,616	1,589	0,052			0,103			
Mg	3,199	1,772	2,868	2,971		0,062		0,768			
Mn	0,052	0,057	0,059	0,016		0,008					
Ca	2,014	1,972	2,035	0,020	4,265	1,918	1,655		0,016	0,027	0,037
Na	0,197	0,381	0,200	0,272			Nd 0,020	0,175	0,978	0,928	1,021
K	0,013	0,191	0,050	1,481		0,019	Sm 0,011	1,559	0,008	0,009	0,008
Sum	15,229	15,572	15,251	15,381	12,230	7,984	7,910	13,927	5,006	4,977	5,069
								Ab	97,60	96,3	95,8
								An	1,6	2,8	3,5
								Or	0,8	0,9	0,7

Al⁺ = total

Obr. 10. Fazový diagram súčasnej kryštalizácie minerálnej asociácie protolitu a minerálnej asociácie z prográdnej metamorfozy grafit - magnetit a chlorit, pod teplotou 500 °C a metamorfogénnej minerálnej asociácie granát + grunerit + biotit + chlorit - magnetit - pyrotín nad teplotou 500 °C v magnetitovo-granatovej bridlici z oblasti Kokavy nad Rimavicou v metamorfnom procese M1

Fig. 10. 3-D phase diagram plots a range from protolith to prograde mineral assemblage graphite - magnetite and chlorite (Chl₁) under T = 500 °C and garnet + grunerite + biotite + chlorite (Chl₁) + magnetite + pyrrhotite up to T = 500 °C in magnetite - garnet schist

Mag-Grt bridlice, v ktorej v prográdno-retrográdnej metamorfóze kryštalizovala vo fázovej rovnováhe do teploty 500 °C minerálna asociácia C (grafit) - Chl₀ - CO₂ (Sid) - Mag a pri teplote nad 500 °C minerálna asociácia Chl₁ - Grt - Gru - Bt - Po_h - Mag (obr. 10). Hodnoty log fO₂ a log fs₂ sú pri danej teplote tohto kryštalizačného systému v rozsahu log fO₂ = -16 až -17 a log fs₂ = -5 až -3 a sú v poli stability Fe amfibolu (gruneritu), magnetitu + Qtz, ako aj v poli stability pyrotínu a Qtz. Hodnoty sme odviedli podľa experimentu Poppa et al. (in Veblen a Ribbe, 1982) pri tlaku 2 Kbar. Pri takejto hodnote fugacity O₂ a S₂ pyrotín kryštalizoval z Fe amfibolu (gruneritu) reakciou s S₂, ktorú obsahovala fluidná fáza (H₂S) v retrográdnej metamorfóze podľa Poppa et al. (in Veblen a Ribbe, 1982)

zoiku gemerika (Grecula et al., 1995). Holecké vrstvy v staršom paleozoiku gemerika litologickou náplňou našej rekonštrukcii protolitu v oblasti Kokavy nad Rimavicou plne vyhovujú. Podobnosť zrekonštruovaného protolitu a litologického ekvivalentu v staršom paleozoiku gemerika dovoľuje uvažovať o previazanosti dvoch doteraz oddelených jednotiek Západných Karpát cez rovnakú litostratigrafickú pozíciu hornín protolitov, ale s nerovnakým stupňom ich metamorfózy v M1. Metamorfity od Kokavy nad Rimavicou, ktoré sa na povrch dostali z rozhrania spodnej kôry pri orogenetických pohyboch v rámci M1 najskôr vo variskej tektonometamorfnej udalosti, sú podľa tohto modelu hlbšou úrovňou gemerických metamorfítov.

Záver

Grafitová a magnetitová mineralizácia v oblasti Kokavy nad Rimavicou patrí medzi metamorfity hybridnej zóny.

Spôsob odberu výskumných vzoriek bol podriadený cieľu zistiť P-T dráhu metamorfózy hybridnej zóny v oblasti Kokavy nad Rimavicou. Postupovali sme tak, že sme v každom type metamorfítov (metapelit, Mag-Grt bridlica a bridlica s amfibolom) P-T dráhu metamorfózy zrekonštruovali samostatne a celkový priebeh P-T dráhy sme potom odvodili z jednotlivých P-T dráh. Protolity hornín boli pred metamorfózou spolu v približne rovnakej litostratigrafickej pozícii. Upozornil nás na to grafit, ktorý sa vyskytuje všade v podobe uzavrenín alebo v matrixe skúmaných metamorfítov. Rozdiel je iba v jeho množstve v jednotlivých metamorfitoch. Grafit a jeho pozícia v metamorfite sú argumentom, že každý druh protolitu v oblasti sedimentoval alebo sa vyskytoval pred metamorfózou spolu v jednom sedimentačnom priestore. Zistili sme, že Mag-Grt bridlica má podľa minerálneho zloženia dve formy. Je to

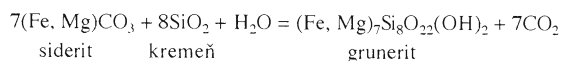
1. Mag-Grt bridlica s gruneritom

= agregát Grt_{Alm} ($c-r = 90-91\%$, $78-81\%$, $0,95-0,98^*$) + relikt protolitu ($\text{Ap} + \text{Chpy} + \text{Smy} + \text{Chl}_0(0,91^*)$) v Grt_{Alm} + inklúzie ($\text{Mag} + \text{Bt}(0,85^*) + \text{Po} + \text{C}$) v Grt_{Alm} + $\text{Gru}(0,78-0,83^*) + \text{Mag} + \text{Ilm} + \text{Chl}_1(0,83-0,85^*) + \text{C} + \text{Ap} + \text{Po} + \text{Qtz}$ v matrixe.

2. Mag-Grt bridlica s reliktom sideritu

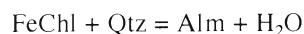
agregát Grt_{Alm} ($c-r = 79-86\%$, $0,95^*$) + relikt protolitu ($\text{Ap} + \text{Sid}(1^*) + \text{Cal}(1^*)$) v Grt_{Alm} + inklúzie ($\text{Mag} + \text{Bt}(0,86^*) + \text{Aln}(Y_{\text{Al}/(\text{Al}+\text{REE})} = 0,64-0,88) + \text{Kal}(1^*) + \text{Po} + \text{C}$) v Grt_{Alm} + $\text{Mag} + \text{Ilm} + \text{Chl}_1(0,79^*) + \text{C} + \text{Ap} + \text{Po} + \text{Qtz}$ v matrixe.

Relikt $\text{Cal} + \text{Sid}$ sme zistili len vo vzorke KR-304/1, ktorá grunerit neobsahovala, ale vo vzorkách, kde grunerit bol, sme relikt $\text{Cal} + \text{Sid}$ neidentifikovali. Z toho vychádza, že grunerit kryštalizoval zo sideritu podľa reakcie



Relikt Fe brunsvingitu $\text{Chl}_0(0,91^*)$ s vysokým obsahom FeO ($41,41$ hmot. %) a neprítomnosť plagioklasu v Mag-Grt bridlici potvrdzujú, že almandín v Mag-Grt

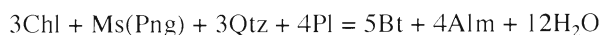
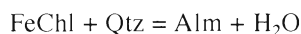
bridlici kryštalizoval z protolitu zmesi $\text{Cal} + \text{Sid}$ s obsahom $\text{FeChl} + \text{Qtz}$ podľa reakcie



Podľa minerálnej asociácie v skúmanej oblasti má metapelit takéto zloženie:

idiomorfny Grt_{Alm} ($c = 53-63\%$, $0,74-0,87^*$) + relikt nukleačných jadier Grt_{Alm} ($r\text{-nuk} = 44-48\%$, $0,82-0,86^*$) + + relikt minerálov z protolitu ($\text{Png}_0(\text{Si} = 3,18-3,2$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 32,5-34,5$ hmot. %, $0,36-1^*$) + $\text{Chl}_0(0,23-0,40^*) + \text{Zr} + \text{Mon} + \text{Ilm} + \text{Ap} + \text{Rtl}$) v Grt_{Alm} + inklúzie $\text{Po}_h(\text{hex.})$ v $\text{Grt} + \text{v matrixe}$ $\text{Png}_{1-p}(\text{Si} = 3,2-3,28$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 30,57-35,0\%$, $0,27-1^*$) + $\text{Png}_{1-r}(\text{Si} = 3,01-3,15$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 33,77-38,60\%$, $0-0,36^*$) + Kfs ($\text{Xan} = 0,08$, $\text{Or} = 96\%$) + Mon v $\text{Ap} + \text{Chl}_1(0,44-0,66^*) + \text{Ilm} + \text{Bt}(0,43-0,53^*) + \text{Pl}_{\text{cer}}(\text{Xan} = 0,22) + \text{Mag} + \text{Po}_h(\text{hex.}) + \text{Po}_m(\text{monok.}) + \text{Lol-Au} + \text{C} + \text{Qtz}$.

Približne 30% metapelitu tvorí granát almandín. Je idiomorfny a často začínal kryštalizovať v strede zrna uzavretím zmesi pôvodnej minerálnej asociácie $\text{Chl}_0 + \text{Png}_0 + \text{Qtz} + \text{Ilm}$, z ktorej Grt v metamorfnom procese M1 vznikol podľa reakcie

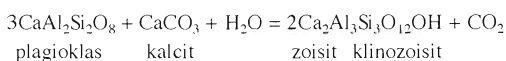
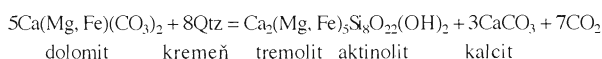


V sulfoarzenide z metapelitu sme zistili významný obsah Au (do $0,95$ hmot. %), ktorý v štruktúre sulfoarzenidu priamoúmerne substituie obsah As a nepriamoúmerne obsah Fe . Zlatinky sa v metapelite nezistili.

Amfibolová bridlica v metapelite má takéto minerálne zloženie:

prográdny $\text{Act}(c = 0,32-0,35^*)$ + prográdny $\text{Mg-Hbl}(c-r = 0,47-0,54^*)$ + retrográdny $\text{Act-Hbl}(r = 0,36-0,39^*) \pm \text{Pl}(\text{Xan} = 0,02^?) + \text{Czo}(Y_{\text{Fe}} = 0,10-0,14) + \text{Epr}_{\text{REE}}(Y_{\text{Fe}} = 0,26-0,31) + \text{Bt}(0,35^*) + \text{Ap} + \text{Rtl} + \text{Spn} + \text{Mon} + \text{C} + \text{Qtz}$.

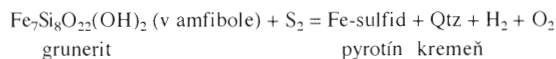
Asociácia $\text{Act} - \text{Mg-Hbl} - \text{Act-Hbl}$ v bridlici indikuje prográdnu metamorfózu M1 pri tlaku $3-6$ Kbar a teplote $450-530^\circ\text{C}$. V takýchto P-T podmienkach prográdnej metamorfózy aktinolit a klinozoisit kryštalizovali z podobného protolitu bohatého na karbonáty ako Mag-Grt bridlica podľa reakcie



Podľa výsledkov petrologickej rekonštrukcie P-T dráhy metamorfózy M1 z výskytu Fe-C mineralizácie a sprievodných hornín pri Kokave nad Rimavicou je prográdna metamorfóza strednotlaková, s tlakovým vrcholom 6 Kbar pri teplote 530°C . Teplotný vrchol sa zistil pri teplote 600°C a tlaku 4 Kbar. Retrográdna metamorfóza sa skončila na hranici stability almandínu pri teplote 540°C a tlaku 2 Kbar.

Podľa klasifikácie metamorfóz z hľadiska ich geotektonického vzniku, tepelného gradientu a v závislosti od hĺbky sú P-T podmienky metamorfózy v oblasti Kokavy nad Rimavicou v poli normálneho geotermického gradientu 25 °C/km a zistený tlak 3–6 Kbar zodpovedá metamorfóze protolitu v hĺbke 9 až 24 km v rámci vnútroplátňového geotektonického pozadia. Metamorfity v študovanej oblasti vznikli na rozhraní spodnej kôry v teplotnom vrchole metamorfózy M1, ktorý bol veľmi blízko teplotným podmienkam tavenia metapelite a vzniku granitovej taveniny.

Zistili sme súčasnú kryštalizáciu pyrotínu so silikátmi. Hodnotu fugacity f_{O_2} a f_{S_2} sme rekonštruovali podľa Mag-Grt bridlice, v ktorej v prográdno-retrográdnej metamorfóze kryštalizovala vo fázovej rovnováhe do teploty 500 °C minerálna asociácia C(grafit) – Chl_0 – CO_2 (Sid) – Mag a pri vyššej teplote ako 500 °C asociácia Chl_1 – Grt – Gru – Bt – Po – Mag. Hodnoty $\log f_{O_2}$ a $\log f_{S_2}$ sú pri danej teplote tohto kryštalizačného systému v rozsahu $\log f_{O_2}$ –16 až –17 a $\log f_{S_2}$ = –5 až –3 a sú v poli stability Fe amfibolu, magnetitu + Qtz a v poli stability pyrotínu a Qtz. Pri takýchto hodnotách fugacity O_2 a S_2 pyrotín kryštalizoval z Fe amfibolu (grunerit) reakciou s S_2 , ktorý obsahovala fluidná fáza v prográdnej metamorfóze podľa



Všade sa vyskytujúci grafit – s najväčším zastúpením v metakremenci – indikuje, že organická substancia, z ktorej grafit pri metamorfóze M1 vznikol, bola vo všetkých predmetamorfných a litologicky previazaných druhoch hornín v oblasti. Prítomnosť grafitu potvrdzuje aj to, že všetky metamorfity (Mag-Grt bridlica, metapelit, amfibolová bridlica a metakremenc s grafitom) boli pred metamorfózou dobre vytriedeným sedimentom peliticko-psamitickej frakcie. Výskyt reliktov sideritu a kalcitu poukazuje na významný obsah Fe karbonátových polôh, teľies alebo žíl v pôvodnom sedimente. Siderit a kalcit sú dvojicou minerálov kryštalizujúcich z jedného roztoku v chladnúcom procese M0 pred metamorfózou M1.

Podobným a vhodným litologickým ekvivalentom protolitu s obsahom organickej substancie spolu s telesami Fe karbonátov sú litostratigrafické členy v betliarskom súvrství v staršom paleozoiku gemerika. Holecké vrstvy v staršom paleozoiku gemerika litologickou náplňou našej rekonštrukcii protolitu v oblasti Kokavy nad Rimavicou plne vyhovujú.

Podobnosť zrekonštruovaného protolitu a litologického ekvivalentu v staršom paleozoiku gemerika dovoľuje úvahu o previazanosti dvoch doteraz oddelených jednotiek Západných Karpát cez rovnakú litostratigrafickú pozíciu hornín protolitov, ale s nerovnakým stupňom ich metamorfózy v M1.

Telesá metamorfítov od Kokavy nad Rimavicou sú hlbšou úrovňou doteraz na povrchu známych gemerických metamorfítov. Exhumované kokavské metamorfity sa na povrch dostali z rozhrania spodnej kôry pri orogenetických pohyboch pravdepodobne vo variskom orogéne.

Podakovanie. Za diskusiu o geologickej stavbe oblasti a pomoc pri odbere vhodných vzoriek ďakujem RNDr. Milanovi Petrovi, za kvalitné analýzy minerálov RNDr. Pavlovi Šimanovi, RNDr. Patrikovi Konečnému a za cenné pripomienky k práci RNDr. Pavlovi Šimanovi.

Literatúra

- Apted, M. J. & Liou, J. G., 1983: Phase reactions among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *Amer. J. Sci.*, 283-A, 328–354.
- Bailey, S. W., 1988: Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). *Rev. Mineralogy*, 19, *Min. Soc. Amer.*, 409–442.
- Banno, S., Sakai, C. & Higashino, T., 1986: Pressure-temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos*, 19, 51–63.
- Berman, R. G., 1987: Geocalc. Software of the University of British Columbia. *Vancouver, Canada VGT 2B4*.
- Bezák, V., 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd (Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr.*, 78, 65–70.
- Cloos, M., 1993: Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, 715–737.
- Dear, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992: An introduction to the Rock-Forming Minerals. *Second edition, Longman Scientific & Technical*.
- Ernst, W. G., 1977: Tectonics and prograde versus retrograde P-T trajectory of high-pressure metamorphic belts. *Rc. Soc. ital. Mineral. Petrologia Soc. mineral. ital.*, 33 (1), 191–220.
- Ernst, W. G., 1979: Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts. *Fortschr. d. Mineral. (Stuttgart)*, 54, 192–222.
- Grambling, J. A., 1990: Internally-consistent geothermometry and H_2O barometry metamorphic rocks: the example garnet-chlorite-quartz. *Contr. Mineral. Petrology*, 105, 617–628.
- Grecula, P. et al., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zväzok 1. *Mineralia Slov. – Monogr.*, Bratislava, 42–52.
- Korikovskij, S. P., Duběj, J. & Boronichin, V. A., 1989: Vysokoželeznaté metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum). *Mineralia Slov.*, 21, 251–258.
- Leake, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. *Canad. Mineralogist*, 16, 501–520.
- Lindsley, D. H., 1991: Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. *Rev. Mineralogy*, 25.
- Massone, H. J. & Schreyer, W., 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contr. Mineral. Petrology*, 96, 212–223.
- Petro, M., 1998: Kokava nad Rimavicou – grafit. *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*.
- Plyusnina, L. P., 1982: Geothermometry and geobarometry of plagioclase – hornblende bearing assemblages. *Contr. Mineral. Petrology*, 80, 140–146.
- Radvanec, M., Banno, S. & Okamoto, K., 1994: Multiple stage of phengite formation in Sanbagawa schists. *Mineral. Petrology*, 51, 37–48.
- Šiman, P., Johan, V., Ledru, P., Bezák, V. & Madarás, J., 1996: Deformation and P-T conditions estimated in “layered migmatites” from southern part of Veporicum crystalline basement (Western Carpathians; Slovakia). *Slovak Geol. Magazine*, 3–4, 209–213.
- Spear, F. S., 1995: Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineral. Soc. Amer., Washington, D. C., Second Printing*.
- Šengelia, D. M., Miko, O. & Bezák, V., 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hrónského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra. *Mineralia Slov.*, 10, 321–328.
- Šuf, J., 1938: Zpráva o geologických poměrech a o ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst.*, 91–103.
- Veblen, D. R. & Ribbe, P. H., 1982: Reviews in mineralogy, volume 9B, amphiboles, petrology and experimental phase reactions. *Mineral. Soc. Amer.*, 241–262.

Exotic detrital pyrope-almandine garnets in the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt and Tatric Zone: where did they come from?

ROMAN AUBRECHT¹ and ŠTEFAN MÉRES²

¹Department of Geology and Paleontology, Faculty of Sciences, Comenius University, Mlynská dolina – G, 842 15 Bratislava

²Department of Geochemistry, Faculty of Sciences, Comenius University, Mlynská dolina – G, 842 15 Bratislava

(Received April 24, 1999, revised version received May 4, 1999)

Abstract

Chemical analyses of detrital garnets from the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt and from the Central Western Carpathians yielded important information with possible application in the paleogeographic investigations in Mesozoic of the Western Carpathians. From the Pieniny Klippen Belt, five samples of the Lower Jurassic rocks were analysed from localities Klapce (Klapce Unit?), Manín Narrows (Manín Unit), Sedliacka Dubová, Lúty Potok and Krásna Hôrka (the latter three samples are from the Nižná Unit). Along with these samples, Middle Jurassic samples from Hatné (Czorsztyn Unit), Vršatec (Czorsztyn Unit) and Horné Srnie – Samásky (Pruské Unit) were analysed, too. From the Central Western Carpathians, three samples were analysed from localities Malý Šiprúň (Tatric Unit of the Veľká Fatra Mts.), Čierťaž (Križna nappe, Fatricum of the Malá Fatra Mts.) and Prašník (Nedzov nappe, Hronicum?, Čachtické Karpaty Mts.).

Along with some usual almandine garnets, all the samples from the Pieniny Klippen Belt (including Klapce and Manín units) contained predominantly garnets with higher pyrope component (Mg) which reached 30 to 50 %. Their likely source-rocks were granulites and eclogites which, however, lack in the Central Western Carpathian crystalline complexes and even in the neighbouring Brunovistulicum (easternmost zone of the Bohemian Massif). Their source can be placed to the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, from which also the basement crustal segments of the Pieniny Klippen Belt units (including even the Manín and Klapce? units) might be derived. The closest granulite occurrences are situated in the Moldanubian Zone, only about 130–140 km west of the recent westernmost outcrops of the Pieniny Klippen Belt.

Relatively rich contents of such garnets, together with exotic granulitic pebbles, were reported also from the Flysch Belt. They also indicate a source area of detrital material with granulites and eclogites similar to the Moldanubian Zone.

In the Central Western Carpathian samples, garnets compositionally close to those from the Tatric-Veporic crystalline complexes were found (predominantly almandine, less grossular or spessartine resp.). They came from the greenschist to high-grade amphibolite metamorphic facies, which corresponds well with the Western Carpathian metamorphics, e.g. phyllites, mica-schists, gneisses amphibolites and/or amphibolitized eclogites. The most problematic, however, was a source of a few garnet grains from the Malý Šiprúň locality, which reached 35–49 % content of the pyrope component. Rocks with garnets of such a high pyrope content have never been found so far in the Central Western Carpathian crystalline complexes. They display eclogitic rather than granulitic origin. An explanation can be found, perhaps, in a source placed externally from the Central Western Carpathians as the Malý Šiprúň locality represents rocks from the most external Tatric zone, so called Šiprúň Trough. Another, though local possible source of these garnets may be the remnants of high-grade metamorphics of the Hercynian lower crust origin in the Tatric crystalline complexes (so-called leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians) which include amphibolitized eclogites.

Key words: Jurassic paleogeography, Western Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Bohemian Massif, garnets, granulites, eclogites

Introduction

Pieniny Klippen Belt is the most tectonically complicated zone in the Western Carpathians. Its complex structure resulted from multiphase deformation that affected this zone during its evolution. The resulting structure is a melange of numerous paleogeographically different tectonic units which originated even hundreds of kilometres away from each other and now occur commonly even in

distances of several metres due to significant shortening.

The Pieniny Klippen Belt involves mostly the Oravic Units (*sensu* Mahel', 1986), coming from an independent paleogeographic domain belonging to the Outer Western Carpathians (Czorsztyn, Pruské, Niedzica, Czertezik, Kysuca-Pieniny and some other units), as well as the units of unknown origin, e.g. Klapce, Manín and Drietoma units which are frequently attributed to the Central Western Carpathians. However, it is necessary to stress that

provenance of none unit of the recent Pieniny Klippen Belt has been reliably proved. Because of the strong crustal shortening, all the units are incomplete. Only Jurassic and Cretaceous sedimentary cover is commonly preserved; the older stratigraphic levels, together with their crystalline basement were destroyed. This crustal segment was probably subducted, together with surrounding oceanic crust, under the overriding amalgamated plate of the Central and Inner Western Carpathians. Reconstruction of the original position of the Pieniny Klippen Belt units is then very difficult. Study of their Jurassic-Cretaceous facial relationship can reveal just some aspects of their paleogeographical position, but the main question remains: where did they come from?

One of the methods, used several times in paleogeographic reconstructions of the Pieniny Klippen Belt, mainly in its convergent and collisional Cretaceous period, was the heavy mineral analysis. Recently, the heavy mineral analysis of the Western Carpathian Jurassic sediments brought interesting data which shed light on some aspects of paleogeographic reconstruction of the Western Carpathian synrift evolution stage (Aubrecht, 1993, 1994; Aubrecht and Krištín, 1995). The analyses were aimed at determination of provenance of the detrital material and the mutual relationship among the Western Carpathian units in the time of Jurassic rifting. Further sampling, together with the variation analysis (chemical and morphological division of heavy mineral grains – see Morton, 1985), revealed new facts that may play an important role in the paleogeography of the Western Carpathians.

Importance of garnet, seemingly an ordinary component of heavy mineral spectra, was for a long time unde-

restimated in the Western Carpathians. Except of Neogene sediments, where there were some attempts to use chemistry of this mineral group as a provenance indicator (Uher and Kováč, 1993), the results from older sediments were missing.

The first information on detrital garnet compositions from the Flysch Belt of the Outer Western Carpathians was published by Otava et al. (1997, 1998). Their results showed that some portion of the detrital garnets from the Cretaceous and Paleogene sediments of the Magura Flysch Zone possess an almandine-pyrope composition that is typical for garnets coming from granulites and/or eclogites. Since these rocks are specific, the mentioned authors think the source area was similar to the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif where they occur in huge masses.

Recently, chemical analyses of detrital garnets were carried out from the Lower and Middle Jurassic sediments at 11 West Carpathian localities, mostly from the Pieniny Klippen Belt. Their results are the topic of this paper.

Location and geological setting of the sampled sites

The localities include the Early to Middle Jurassic sediments from Czorsztyn, Pruské, Nižná, Manín and Klappe units of the Pieniny Klippen Belt (the latter represents just Klappe Hill of uncertain position) and Tatric, Krížna and Nedzov units of the Central Western Carpathians. As a rule, the Pieniny Klippen Belt samples were garnet-dominated, whereas the second group of samples was depleted in garnet (maximum content of detrital garnet found in the Central Western Carpathians was 12 % in the Tat-

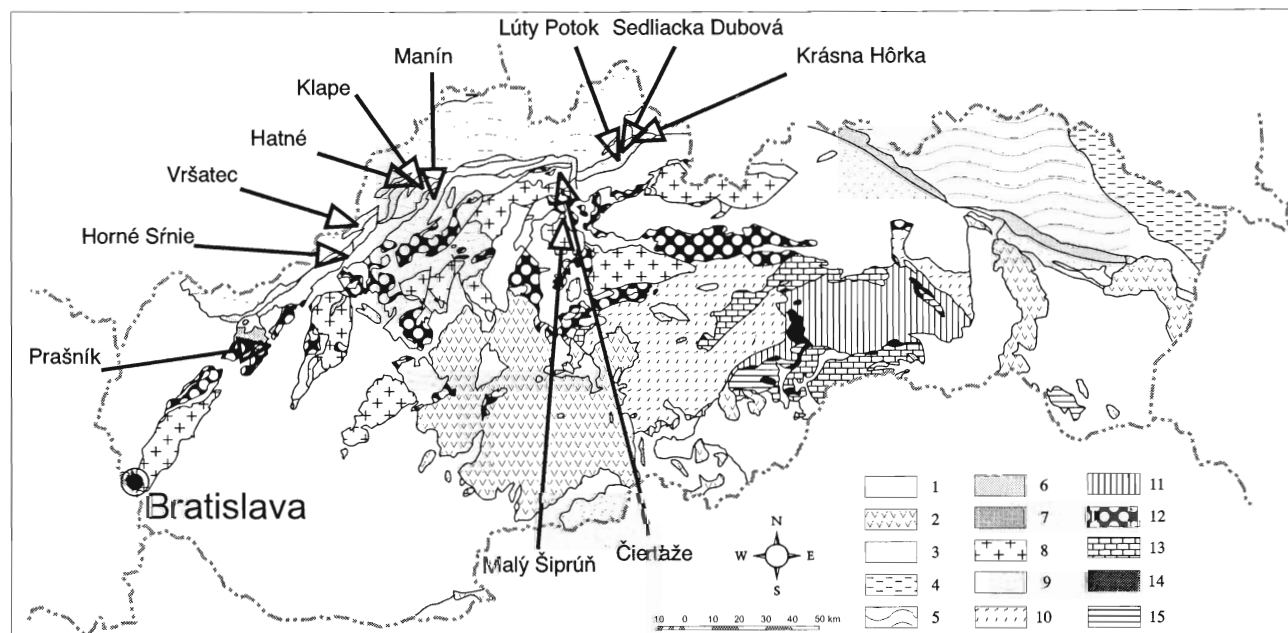


Fig. 1. Position of the sampled localities within the frames of the West Carpathian geological structures. Legend: 1 – fill of the Neogene basins, 2 – Neogene volcanics, 3 – Paleogene basins, 4 – Outer Flysch Belt units, 5 – Inner Flysch Belt units, 6 – Pieniny Klippen Belt – Oravic units, 7 – Sennonian of the Central and Inner Western Carpathians, 8 – Tatric units, 9 – Fatric units, 10 – Veporic Unit, 11 – Gemeric Unit, 12 – Hronic units, 13 – Silicic units s.l., 14 – Meliaticum, 15 – Turnaicum, Zemplinicum, other units of the Inner Western Carpathians.

ric Unit of the Veľká Fatra Mts.). The reason of the garnet depletion in the Jurassic deposits of the Central Western Carpathians is unknown. Either an intrastratal dissolution or resedimentation from pre-existing older rocks are the most likely possibilities (Aubrecht, 1994, Aubrecht and Krištin, 1995).

The studied localities are as follows:

Localities of the Pieniny Klippen Belt

Vršatec – locality occurs in the area of Vršatec Klippes, 1 km NE from the village Vršatecké Podhradie at the blue-marked tourist route going to Červený Kameň. The sample represents Bajocian white sandy crinoidal limestone (Smolegowa Fm.) with small quartz pebbles in the upper slice of the Czorsztyn Unit. The locality was described by Mišík (1979; profile II.).

Hatné – a quarry occurring directly at the road connecting Udiča and Horná Mariková villages, near the cemetery of the Hatné village. The sample was taken from red sandy crinoidal limestones of Bathonian age (Krupianka Fm.) likely belonging to the Czorsztyn Unit. The locality was described by Aubrecht and Sýkora (1998).

Horné Srnie – Samášky – a profile of the Pruské Unit along a roadcut within the area of the local cement factory quarries near Horné Srnie village. The sample was taken from the Bajocian-Bathonian sandy crinoidal calciturbidite (Samášky Fm.) The locality was described by Aubrecht and Ožvoldová (1994).

Lúty Potok – a conspicuous klippe in the valley of Dlžniarsky Cickov creek (formerly called Lúty potok), at foot of Vysoký grúň hill (849 m), W of Krivá village in Orava territory. The locality was described by Andrusov (1938) and Mišík et al. (1995). The latter authors ascribed the locality to Nižná Unit. The sample was taken from red sandy crinoidal limestone of Pliensbachian age.

Krásna Hôrka – an old abandoned quarry N of Nižná (Orava territory). It represents the type locality of the Nižná Unit (Scheibner, 1967). The sample was taken from arcose sandstones to sandy crinoidal limestones of Sinemurian age.

Sedliacka Dubová – a conspicuous klippe Skalka behind the local farm. The sample was taken from sandy crinoidal limestones to arcose sandstones of the Early Jurassic age.

Manín Narrows – the type locality of the Manín Unit. The sample was taken from sandy Lower Jurassic limestone.

Klape – a hill consisting of Lower to Middle Jurassic limestone block, likely representing a huge olistolite in the flysch of the Klape Unit (Marschalko, 1986). The sample was taken from sandy crinoidal limestone near the top of the hill (likely Toarcian – see Began, 1962).

Localities of the Central Western Carpathians

Malý Šiprúň – well-known hill in the Veľká Fatra Mts. The sample was taken from Lower Jurassic sandy limestone (Trlenská Fm. – see Bujnovský et al., 1979) of Tatric Unit, near the top of the hill.

Čierťaže – a small ridge towards Osnica Hill in the Malá Fatra Mts., in the valley of Zázrivka creek. The sample was taken from black sandstone of the Early Jurassic age (Kopienec Fm.) of the Krížna Nappe.

Prašník – northern slope of Tlstá hora Hill (426 m), south of Prašník village, near Vrbové. The locality represents one of the remnants of Jurassic sediments of the Ndzov Nappe. An original sedimentary area of this highest nappe (in geological continuation of the Malé Karpaty Mts.) used to be placed either to Hronic or to Silicic zone. The sample was taken from the Lower Jurassic grey organodetrital limestone with slight sandy admixture.

Chemical composition of the detrital garnet grains

Differences in garnet compositions result from isomorphic mixing of the garnet end-members (most commonly almandine, pyrope, spessartine and grossular). Different composition of wall-rocks and wide range of PT conditions during formation of garnet cause significant differences also in their chemical compositions. Therefore, garnets are very valuable mineral group in geological reconstructions.

This was the reason we have focused on the detrital garnet composition in reconstruction of the source-rocks of the Jurassic sediments from selected localities in the Western Carpathians. We have entirely analysed 84 grains of detrital garnets from the Lower and Middle Jurassic sediments of the Western Carpathians. The microprobe analyses were carried out in CLEOM laboratory of the Comenius University, as well as in the Geological Survey of Slovak Republic. The selected representative analyses are in Tabs. 1–4.

All the analysed garnet grains represent chemical mixtures of four components: almandine (Al), pyrope (Py), spessartine (Sp) and grossular (Gr). Their chemical compositions are plotted in Py-Al-Gr and Py-Al-Sp ternary diagrams (Fig. 2 A-D) with dotted areas summarizing the garnet compositions from the Western Carpathian crystalline complexes (based on published literature: Spišiak and Hovorka, 1984; Méres and Hovorka, 1989, 1991; Hovorka and Spišiak, 1986; Hovorka et al., 1987, 1990, 1992; Hovorka and Méres, 1990, 1991; Faryad, 1995; Cambel et al., 1990). Moreover, the FeO-MgO-MnO ternary diagram (Miyashiro and Kuculu, in Antipin, 1977) was used to display genesis of the garnets. In this diagram, four areas of metamorphic conditions are distinguished, in which the garnets might originate: I – greenschist facies, II – low-temperature amphibolite facies, III – amphibolite facies and IV – granulite facies (Fig. 3).

Localities of the Pieniny Klippen Belt

From *Vršatec* locality, 14 garnet grains were analysed. Garnets from this locality are relatively uniform in composition (Al: 45–54 %, Py: 36–49 %, Gr: 3–7 %, Sp: 0.6–3 %), with pyrope-almandine components being dominant (Fig. 2A, Tab. 1). Lesser amount of grossular is always present, spessartine component is negligible. Garnets of

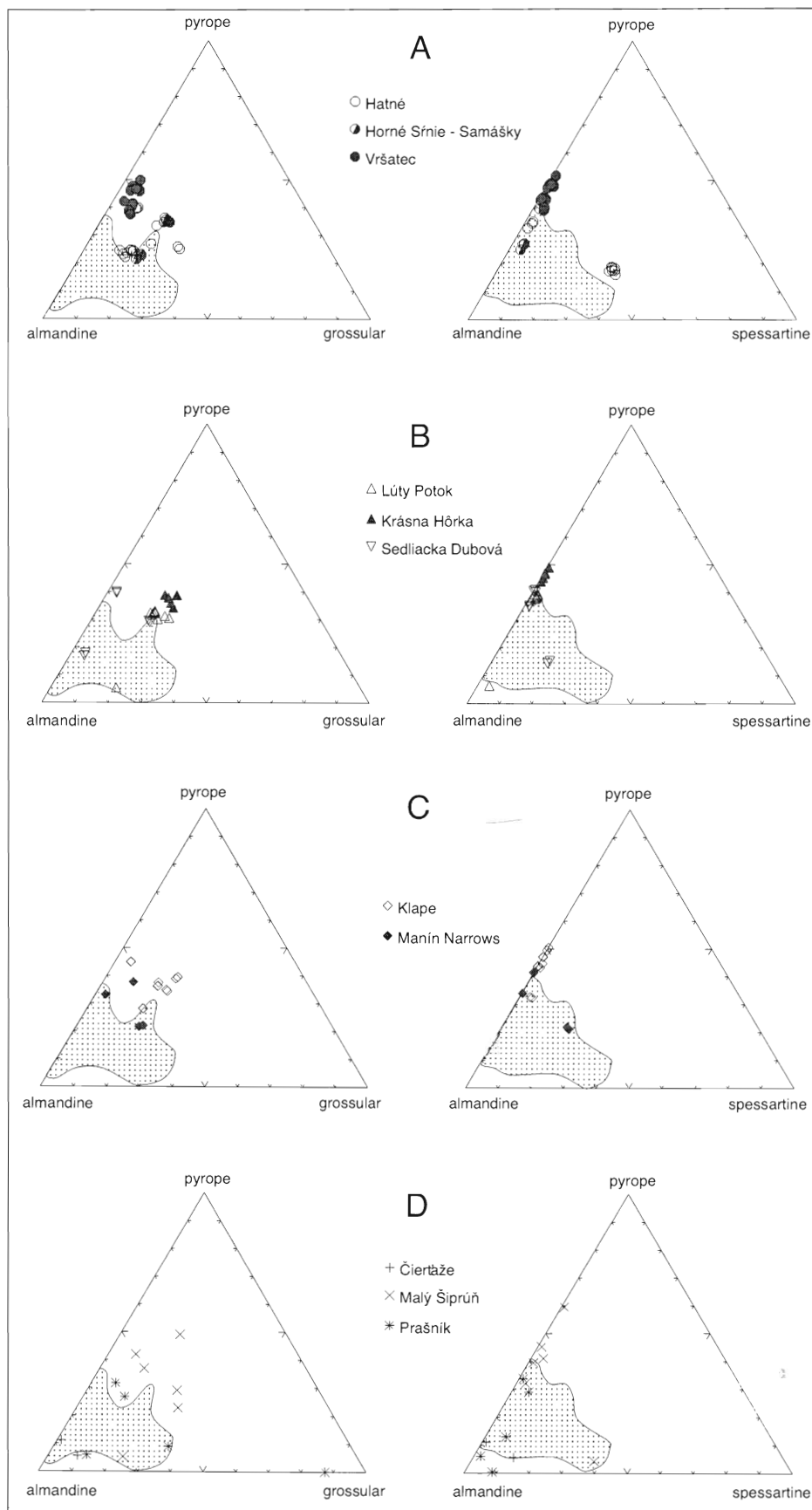


Fig. 2. Py-Al-Gr and Py-Al-Sp ternary diagrams of chemical compositions of the detrital garnets from the Jurassic sediments from the Western Carpathian localities. The dotted area represents chemical composition of garnets from the pre-Upper Carboniferous metamorphosed complexes of the Western Carpathians (adopted from Spišiak and Hovorka, 1984; Méres and Hovorka, 1989, 1991; Hovorka and Spišiak, 1986; Hovorka, et al., 1987, 1990, 1992; Hovorka and Méres 1990, 1991; Faryad, 1995; Cambel et al., 1990).

such composition are typical for the rocks metamorphosed in granulite or eclogite facies (Fig. 3A). Relative depletion in grossular component favours the granulitic origin.

From *Hatné* locality, 16 garnet grains were analysed. These garnets can be compositionally divided into three groups (Fig. 2A).

The first one (e.g. Tab. 1, sample H15) represents relatively uniform pyrope-almandine garnets with small portion of grossular and almost no spessartine components (Al: 51–52 %, Py: 39–40 %, Gr: 8–9 %, Sp: 0.7–0.8 %). This group of garnets possess composition identical to those from the Vršatec locality (Fig. 2A). Their source-rocks were granulites.

The second group (e.g. Tab. 1, sample H12) is dominated by almandine, with pyrope and grossular in lesser amounts and with negligible portion of spessartine component (Al: 45–53 %, Py: 25–33 %, Gr: 17–28 %, Sp: 1.5–1.8 %). This group is again similar to the garnets from Vršatec locality (Fig. 2A) but it differs by a higher content of grossular component. Therefore, the most likely source-rocks of these garnets were eclogites.

The third group (e.g. Tab. 1, sample H2) consists of spessartine-almandine, with lesser amounts of pyrope and

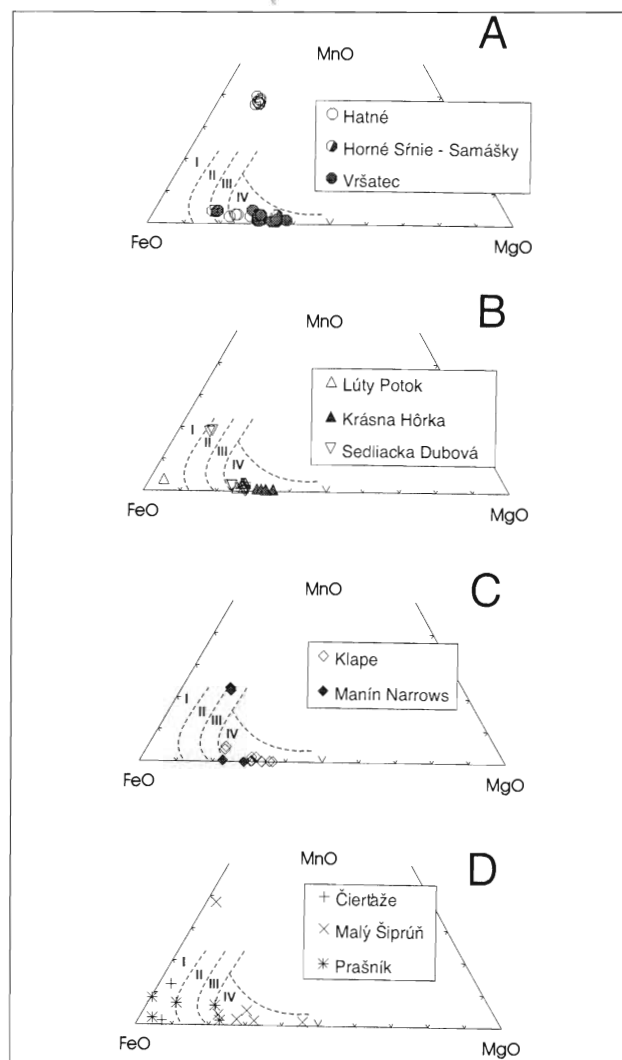


Fig. 3. Chemical composition of the detrital garnets from the Jurassic sediments from the Western Carpathian localities in FeO-MgO-MnO ternary diagrams. The individual fields represent various metamorphic zones (according Miyashiro and Kuculu in Antipin, 1977). I – garnets from greenschist and epidote amphibolite facies. II – garnets from epidote amphibolite facies and low-temperature subfacies of garnet amphibolite facies, III – garnets from amphibolite facies, IV – garnets from granulite facies.

grossular (Al: 41–44 %, Py: 15–17 %, Gr: 7–11 %, Sp: 31–34 %). Such garnets are typical for rocks metamorphosed in low-temperature amphibolite facies (Fig. 3A). Their probable source rocks were mica-schists or gneisses.

From *Horné Srnie – Samásky* locality, 12 garnet grains were analysed. These garnets can be again divided into 3 groups (Fig. 2A). They have commonly pyrope-grossular-almandine composition, with negligible spessartine component. However, these groups differ by the ratio of the dominant components.

The first group (2 grains – Fig. 2, Tab. 1, sample HS 7) differs by increased pyrope and decreased grossular component (Al: 46–47 %, Py: 44–45 %, Gr: 5–6 %, Sp: 2 %). This composition of garnets is typical for granulites.

Tab. 1
Selected representative analyses of detrital garnets from the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt

Locality Sample	H2	Hatné H12	H15	Vršatec V10	Horné Srnie-Samásky HS-3	HS-7	HS-10
SiO ₂	38.2	39.6	39.4	39.5	39.1	40.3	38.8
Al ₂ O ₃	21.4	22.1	22.2	23.1	22.6	22.3	22.5
FeO	19.6	20.3	23.5	22.9	20.8	23.4	25.8
MnO	15.0	0.8	0.3	0.5	0.4	1.0	1.3
MgO	4.2	6.2	10.3	12.4	9.3	12.7	5.7
CaO	2.6	10.0	3.2	1.8	7.0	2.3	6.1
Total	101.0	99.0	98.9	100.2	99.2	102.0	100.2
Pyrope	17	25	40	46	35	45	23
Almandine	43	45	51	48	45	47	57
Spessartine	33	2	1	1	1	2	3
Grossular	7	28	8	5	19	6	17

The second group (6 grains – Fig. 2, Tab. 1, sample HS 3) is dominated by almandine, followed by pyrope and grossular and negligible spessartine component (Al: 44–46 %, Py: 34–36 %, Gr: 18–21 %, Sp: 0.9–1.2 %). This composition is consistent with those of the Vršatec and Hatné localities (second group) and represents eclogitic source-rocks.

The third group (4 grains Fig. 2, Tab. 1, sample HS 10) differs from the first one by its enrichment in almandine and depletion in pyrope component (Al: 57–59 %, Py: 21–23 %, Gr: 16–18 %, Sp: 2.7–3 %). Such garnets are typical for rocks metamorphosed in amphibolite facies (Fig. 3A). The relative depletion of pyrope with respect to the first group of garnets from this locality can indicate amphibolites to amphibolitized eclogites being the probable source-rocks.

From *Lúty Potok* locality, 11 garnet grains were analysed. These garnets show relative uniformity (except one grain), being dominated by almandine, followed by pyrope and grossular components (Fig. 2B, Tab. 2). The spessartine component is negligible (Al: 46–50 %, Py: 30–33 %, Gr: 16–23 %, Sp: 0.7–1.8 %). The garnet composition points to eclogitic source-rocks. The mentioned exceptional single garnet grain is enriched in al-

Tab. 2
Selected representative analyses of detrital garnets from the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt

Locality Sample	Sedliacka Dubová			Lúty Potok		Krásna Hôrka	
	SD1-c	SD2-c	SD3-m	LP5	LP7	KH5	KH6
SiO ₂	39.1	39.4	37.6	41.0	39.9	42.4	41.4
Al ₂ O ₃	21.8	21.6	21.1	21.8	22.2	24.9	24.6
FeO	27.7	25.0	30.5	21.9	22.2	18.6	18.4
MnO	0.5	0.7	8.0	0.8	0.8	0.1	0.2
MgO	10.6	7.7	3.9	8.2	8.1	9.4	9.2
CaO	1.1	6.8	1.3	6.2	6.4	6.0	6.6
Total	100.8	101.2	102.4	99.9	99.6	101.4	100.4
Pyrope	39	29	15	32	31	39	38
Almandine	57	52	64	48	49	43	43
Spessartine	1	1	17	2	2	0	0
Grossular	3	18	4	18	18	18	19

mandine, depleted in pyrope (Fig. 2B) and slightly enriched in spessartine component (Al: 72 %, Py: 5 %, Gr: 19 %, Sp: 2.9 %). This grain originated in rocks metamorphosed in the greenschist facies or in low-temperature amphibolite facies (Fig. 3B), i.e. phyllites, mica-schists or, eventually, amphibolites.

From *Krásna Hôrka* locality, 6 garnet grains were analysed (Fig. 2B). They display relative compositional uniformity, with almandine-pyrope components being dominant (Tab. 2). These components are followed by grossular; the spessartine component is almost missing (Al: 39–43 %, Py: 34–37 %, Gr: 18–23 %, Sp: 0.3–0.5 %). The chemical composition of the garnets points to eclogitic source-rocks.

From *Sedliacka Dubová* locality, only 3 garnet grains were analysed (7 analyses). They possess variable composition (Tab. 2, Fig. 2B). The first grain (3 analyses) is of almandine-pyrope composition, with only minor amount of grossular and nearly no spessartine component (average: Al: 57 %, Py: 40 %, Gr: 2.7 %, Sp: 0.4 %). The high pyrope and low grossular contents point to granulitic source-rocks (Fig. 3B).

The second grain (2 analyses) is dominated by almandine, followed by pyrope and grossular components. Spessartine component is in minor amount (average: Al: 52 %, Py: 29 %, Gr: 18 %, Sp: 1.3 %). This grain might come from eclogites.

The third sample (2 analyses) is also dominated by almandine, but with increased spessartine component and decreased pyrope and grossular components (average: Al: 65 %, Py: 14 %, Gr: 3.6 %, Sp: 17 %) which corresponds to low-temperature amphibolite facies (Fig. 3B) and is typical for mica-schists and gneisses.

From *Manín Narrows*, 4 garnet grains were analysed. They can be grouped into 2 groups according to their compositions (Fig. 2C). The first group (2 analyses) is of almandine-pyrope composition, with lesser amount of grossular component; spessartine molecule is missing (Al: 53–64 %, Py: 33–37 %, Gr: 3–9 %, Sp: 0–4 %), which is typical for granulites (Tab. 3, sample M1).

The second group is dominated by almandine (Tab. 3, sample M3), followed by relatively equal proportions of

pyrope, spessartine and grossular (Al: 48 %, Py: 18 %, Gr: 16 %, Sp: 17 %). Such composition is typical for rocks metamorphosed in amphibolite facies (Fig. 3C), i.e. mica-schists, gneisses or amphibolites.

From locality *Klape*, 5 garnet grains were analysed (11 analyses). They can be grouped into 2 groups according to their compositions. Both groups correspond to the garnets from rocks metamorphosed in granulite/eclogite facies (Fig. 3C). The difference between them is just in lower amount of grossular (about 5 %) in one grain (two analyses, Fig. 2C), whereas the pyrope component is still high (up to 45 %). This single grain came from granulites, whereas the others are typical for eclogites.

The ratios of almandine, pyrope, grossular and spessartine in various parts of analysed garnet grains (centre – c, margin – m) differ just in the range of 1–2 % which indicates that the grains are homogeneous. This fact supports our opinion about their origin in the granulite/eclogite metamorphic facies (Fig. 3C).

Localities of the Central Western Carpathians

From *Malý Šiprúň* locality, 6 garnet grains were analysed. They possess very variable compositions that allow no strict grouping.

Five grains represent variable pyrope-almandine-grossular garnets (Fig. 2D), with minor amount of spessartine (Al: 32–49 %, Py: 22–49 %, Gr: 8–30 %, Sp: 0.7–3 %). Their composition indicates origin in the granulite/eclogite metamorphic facies; the source-rocks were eclogites.

A single grain represents spessartine-grossular-almandine garnet, with minor amount of pyrope component (Tab. 4, sample S1) corresponding to the greenschist facies of metamorphism (Fig. 3D). Possible source-rocks were phyllites, mica-schists or, eventually, rocks of the low-temperature amphibolite facies.

From *Čierťaž* locality, only 2 garnet grains were analysed (very low primary content of garnet in the sample). Both of them are dominated by almandine with minor but variable content of pyrope, spessartine and grossular components (Fig. 2D, Tab. 4 sample C1). They correspond to greenschist metamorphic facies (Fig. 3D). Such gar-

Tab. 3
Selected representative analyses of detrital garnets from the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt

Locality Sample	K2-c	K3-c	Klape K3-m	K4-c	K5-c	Manín Narrows M1	M3
SiO ₂	39.0	39.3	39.4	39.2	39.6	37.9	36.7
Al ₂ O ₃	23.7	23.6	24.3	22.4	22.5	23.3	22.9
FeO	20.8	23.7	23.9	25.0	18.4	24.8	22.3
MnO	0.1	0.1	0.0	1.6	0.0	0.0	7.7
MgO	9.2	11.9	12.0	7.2	10.5	9.9	4.7
CaO	7.5	1.8	1.8	6.0	8.1	3.3	6.0
Total	100.3	100.4	101.4	101.4	99.1	99.2	100.3
Pyrope	35	45	45	27	39	38	18
Almandine	44	50	50	53	39	53	48
Spessartine	0	0	0	3	0	0	17
Grossular	21	5	5	17	22	9	17

Tab. 4
Selected representative analyses of detrital garnets from the Jurassic sediments of the Central Western Carpathians

Locality Sample	Čierťaž C1	P1	Prašník P2	P4	S1	Malý Šiprúň S5	S6
SiO ₂	37.7	39.2	39.6	39.0	37.5	40.8	38.6
Al ₂ O ₃	21.1	18.7	21.9	21.7	21.1	23.1	21.9
FeO	32.4	6.4	27.7	24.4	21.6	15.8	21.4
MnO	4.8	0.6	0.5	1.9	13.9	0.4	0.9
MgO	1.3	0.0	8.1	2.2	0.9	13.3	5.9
CaO	3.1	34.6	2.6	11.8	5.4	6.9	11.1
Total	100.4	99.5	100.4	101.0	100.4	100.3	99.8
Pyrope	5	0	31	9	4	49	23
Almandine	75	13	60	54	49	32	45
Spessartine	11	1	1	4	32	1	2
Grossular	9	86	8	33	16	18	30

nets are typical for phyllites, mica-schists or, eventually, gneisses.

From *Prašník* locality, 5 garnet grains were analysed (garnets in the sample were also very scarce) with quite variable composition that allows only approximate grouping into three groups (Fig. 2D).

The first group of garnets (Tab. 4, sample P2) is dominated by almandine (around 60 %) and a relatively high content of pyrope (up to 31 %) and low portion of spessartine (5 %) and grossular (about 10 %). These garnets correspond to high-grade amphibolite to granulite metamorphic facies (Fig. 3D). Their source-rocks might be high-temperature amphibolites, granulites, eclogites or amphibolitized eclogites resp.

The second group involves just two garnet grains corresponding to greenschist metamorphic facies or low-temperature amphibolite facies resp. (Fig. 3D, Tab. 4, sample P4). Their source might be mica-schists or amphibolites.

A single grain is grossular with minor amount of almandine component (Fig. 2D). The spessartine and pyrope components are negligible (Tab. 4 sample P1). Such garnets are typical for erlans or scars.

Interpretation and discussion – possible provenance of the garnets

According to the chemical composition, the studied garnets from the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt and the Central Western Carpathians can be divided into four groups:

A group – garnets with a high pyrope content (more than 30 %), a relatively low content of grossular (less than 10 %) and a very low content of spessartine (less than 3 %).

B group – to this group belong the garnets with high pyrope content (more than 25 %), relatively high ratio of grossular (exceeding 15 %) and very low content of spessartine (less than 3 %).

C group – garnets with contents of pyrope ranging between 20 and 30 %, grossular from 10 to 30 % and spessartine less than 5 %.

D group – connects garnets with less than 20 % of pyrope component and variable amounts of the other components (spessartine, grossular, almandine).

The chemical compositions of all analysed garnets plotted in ternary diagrams is in Fig. 4. The studied garnets form four independent fields in the Py-Al-Gr ternary diagram. In the Py-Al-Sp diagram, the A and B fields largely overlap each other, due to low contents of spessartine. It is evident that most of the studied garnet grains occur in the fields A and B. Characteristic feature of these garnets is high content of pyrope in their composition. Such garnets are typical for high-grade metamorphosed rocks - granulites and eclogites (Fig. 3). The difference between the groups A and B is in the content of grossular component. The A group garnets, with relatively lower grossular content, are typical for granulites, whereas the B group, with higher content of grossular, represents eclogitic source rock.

The lesser amount of studied garnets fell into the field C. The garnets of this group differ from the previous two groups by their lower ratio of pyrope, with moderate content of grossular. Garnets of such composition occur either in the rocks metamorphosed in high-grade amphibolite to granulite metamorphic facies (gneisses, amphibolites, granulites, eclogites) or in originally high-grade metamorphosed rocks (eclogites) later recrystallized in the amphibolite metamorphic facies (e.g. amphibolitized eclogites).

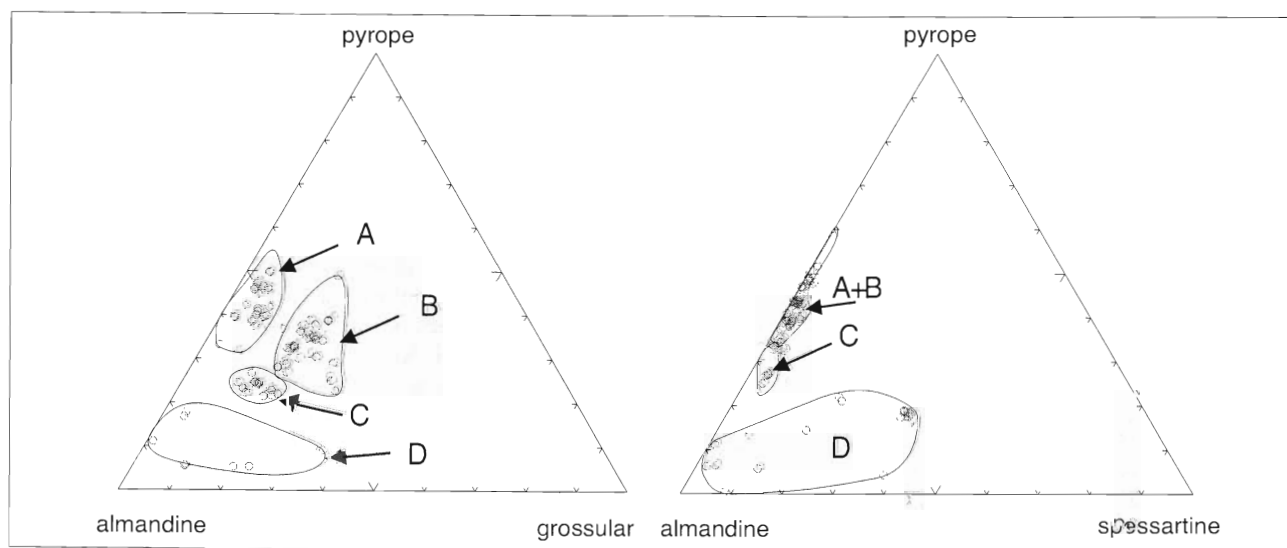


Fig. 4. Chemical composition of the detrital garnets from the Jurassic sediments from the Western Carpathian localities (circles) in Py-Al-Gr and Py-Al-Sp ternary diagrams with distinguished four principal groups of garnets: A – garnets coming from granulitic source-rocks, B – garnets coming from eclogitic source-rocks, C – garnets coming from gneisses, amphibolites, granulites, eclogites or amphibolitized eclogites resp., D – garnets coming from phyllites, mica-schists, gneisses and amphibolites.

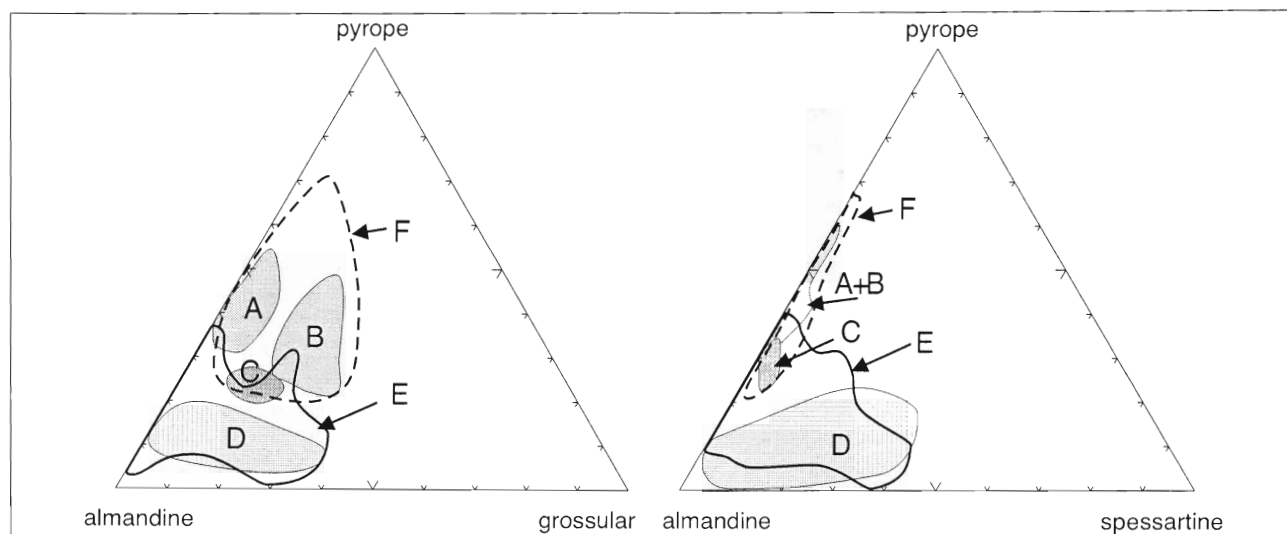


Fig. 5. Py-Al-Gr and Py-Al-Sp ternary diagrams with A, B, C, D fields of detrital garnets from the Jurassic sediments of the Western Carpathians (see Fig. 4), E field of pre-Upper Carboniferous metamorphosed rocks of the Western Carpathians (see Fig. 2), F field of granulites and eclogites of the Moldanubian Zone (adopted from Dudek 1971, O'Brien and Vrána 1995; Beard et al., 1992; Carswell and O'Brien, 1993; Medaris et al., 1995; Medaris et al., 1998).

The least of the studied garnets belongs to the D group. They have variable ratios of Py, Al, Sp and Gr. Such garnets are typical for rocks metamorphosed in the greenschist to amphibolite facies, e.g. phyllites, mica-schists, gneisses and amphibolites.

The samples from the Jurassic sediments from the localities Horné Slnie-Samášky, Vršatec, Krásna Hôrka and Klappe yielded garnets coming evidently from the high-metamorphosed rocks – granulites and eclogites (Fig. 2 A, B and C, Fig. 3 A, B, and C). The samples from the other localities of the Pieniny Klippen Belt, i.e. Lúty Potok, Sedliacka Dubová and Manín Narrows, are dominated by similar garnets, with lesser amounts of garnets coming from mica-schists, gneisses, amphibolites and/or amphibolitized eclogites.

In the pre-Upper Carboniferous metamorphic complexes of the Western Carpathians, rocks metamorphosed in the greenschist to amphibolite facies (phyllites, mica-schists, gneisses and amphibolites) are most common (Kamenický, 1967). Rocks of the high-temperature amphibolite to granulite/eclogite facies occur sparsely, just in the leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians (Hovorka et al., 1992, 1994, 1997). In this complex, garnet-pyroxene metabasalts, amphibolitized eclogites and high-grade metamorphosed gneisses occur as xenoliths (Hovorka and Méres, 1989, 1993; Hovorka et al., 1990, 1992; Janák et al., 1994, 1996, 1997; Janák and Lupták, 1997). However, the published chemical analyses of garnets from these metamorphic rocks possess pyrop component less than 30 %. The chemical composition of the pre-Upper Carboniferous metamorphic rocks of the Western Carpathians is in Figs. 2 and 5.

Comparison of the garnet composition from the Jurassic sediments with those from the Western Carpathian metamorphics shows following facts:

a) all the studied garnets of the A and B groups from the Jurassic sediments are significantly different in their composition, namely in their high content of pyrope component,

b) the composition of garnets from the C and D groups is comparable with that of the Western Carpathian metamorphics.

This considerable difference (Fig. 5) excludes the Western Carpathian pre-Upper Carboniferous crystalline complexes as a possible source area of most of the analysed detrital garnets, especially from the Pieniny Klippen Belt units. High content of pyrope component in these garnets indicates that their source rocks were granulites and eclogites. From the regional point of view, their most likely source was Bohemian Massif. In the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, there are numerous occurrences of granulites and eclogites (Dudek and Fediuková, 1974; Mísař et al., 1983; Fiala et al., 1987; O'Brien and Carswell, 1993; O'Brien and Vrána, 1995; Medaris et al., 1995; Beard et al., 1992). The nearest granulites occur in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Austria, about 130–140 km west of the recent westernmost occurrences of the Pieniny Klippen Belt.

The most important is that rocks as granulites were reported neither from other zones of the Bohemian Massif (except two small occurrences in the Western Sudetes – Góry Sowie Block and the Śnieżnik area complex – Oberć, 1972; Smulikowski, 1967; Kryza et al., 1996), nor from the Western Carpathian crystalline complexes. Granulites are frequent among the exotic pebble material in the Silesian Unit (Wieser, 1985), which suggests that the exotic Silesian Cordillera represented also a crustal segment similar to the Moldanubian Zone. However, the detrital pyrope-almandine garnets, coming most probably from the Moldanubian Zone, have been found also in the easternmost zones of the Early Carboniferous sediments in Moravia (Ota-

va, 1998) which may provoke a speculation on resedimentation of the Pieniny Klippen Belt garnets from this source. This would lead, however, to considerable decrease of garnet amounts in the final sediment, which is not the case. In our opinion, the source of the garnets was primary.

Chemical composition of garnets from the Moldanubic granulites and eclogites is summarized in Fig. 5 (field F). Their perfect correspondence to the composition of most of the studied detrital garnets from the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt (namely the groups A and B) is evident and suggests that the crustal segment representing the basement of most of the Pieniny Klippen Belt Units was derived from this Hercynian zone. It is consistent with paleogeographic evolution of the Western Carpathians presented by Vašíček et al. (1994). The northeastward movement of the Oravic crustal segment after Jurassic would be consistent with the presumed general movement of the Central Western Carpathian segment. However, placing the Oravic segment at the Moldanubic margin contradicts to the data obtained from pebble analysis (Birkenmajer et al., 1960; Krawczyk and Slomka, 1987; Mišík and Aubrecht, 1994). Neither granulitic, nor eclogitic detritus has been reported from the Oravic units. However, many of the reported rocks (e.g. various types of gneisses, porphyries etc.) do occur in the Moldanubicum, hence the question of the Oravic provenance still remains open.

The common presence of the pyrope-almandine garnets also in the Manín Narrows and Kłape localities is striking. Though the original paleogeographic position of the Manín and Kłape units is uncertain, they are commonly attributed to the Central Western Carpathians. The Manín Unit was considered to be related to the Tatric domain by Andrusov (1938), then to the Pieniny Klippen Belt s. s. by Salaj and Samuel (1966) and later to Tatric by Mahel' (1978). The Kłape Unit was considered to represent an accretionary wedge in front of, or better along, the overriding Central Western Carpathian plate (Marschalko, 1986; Mišík and Marschalko, 1988; Birkenmajer, 1988; Soták, 1992). On the contrary, Plašienka (1995) stated that Kłape Unit originated in the Tatric sedimentary area and it represents the highest part of the Krížna Nappe, detached and slid to its present position where it was subsequently tectonically involved into the Pieniny Klippen belt structure. There is also a problem of position of Kłape Hill itself. This single large Jurassic klippe occurs amidst the Cretaceous flyschs that form the main portion of the Kłape Unit. It is not clear whether it represents a block tectonically involved into this zone (Kysela, 1984) or it is a huge olistolith that slid into the flysch basin from the Andrusov Exotic Ridge (Marschalko, 1986). Anyhow, the data obtained from the Kłape Hill are not automatically valid for the entire Kłape Unit. There were some findings of eclogites among the exotic pebbles in the Kłape Unit but with different composition of garnets (Šímová, 1982; Šímová and Šamajová, 1981). They contain only 28 % of pyrope component which is depleted with respect to our results.

Our results of the heavy mineral analysis display principal differences in composition of the heavy mineral

spectra in the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt and the Central Western Carpathians. All the units in the Pieniny Klippen Belt (including Manín Narrows and Kłape localities) are garnet-dominated, whereas the Central and Inner Carpathian units are dominated by the most stable heavy mineral group - tourmaline, zircon and rutile (Aubrecht, 1993; Aubrecht et al., 1997 and unpublished reports). Moreover, the results of chemical composition of the garnets presented in this paper are in favour of the theory about attribution of the Manín and Kłape units to the Oravic domain. The garnet-dominated heavy mineral spectra in the Pieniny Klippen Belt are consistent with those from the Gresten Zone of the Eastern Alps (Faupl, 1975) and from the autochthonous Jurassic cover of the Bohemian Massif below the overthrust Carpathians (Štelcl et al., 1972, 1977). In our opinion, all these domains represent a single heavy mineral province, independent from the Central and Inner Western Carpathians.

Chemical composition of the detrital garnets from the Jurassic sediments of the Central Western Carpathians (Malý Šiprúň, Prašník and Čierťaže) is widely dispersed (Fig. 2 D). They include garnets coming from the greenschist to high-grade amphibolite metamorphic facies (Fig. 3 D), which corresponds well with the West Carpathian metamorphics, e.g. phyllites, mica-schists, gneisses amphibolites and/or amphibolitized eclogites. Just one grain of grossular garnet from the Prašník locality came most likely from an erlan or scarn. The most problematic, however, was a source of three garnet grains from the Malý Šiprúň locality, which reached 35–49 % content of the pyrope component. Rocks with garnets of such a high pyrope content have never been found so far in the Central Western Carpathian crystalline complexes. These detrital garnets are similar to those from the Pieniny Klippen Belt, but they display eclogitic rather than granulitic origin (higher portion of grossular). An explanation can be found, perhaps, in a source placed externally from the Central Western Carpathians. According to Michalík (1994), the Central Western Carpathians were originally situated much more westward opposite to Armorica in the Triassic-Early Jurassic time. Indeed, there is some exotic material, especially detrital tourmaline grains and tourmalinic rocks which occur in higher amounts in the Mesozoic sediments of the Central Western Carpathians, but are very scarce in the Tatric-Veporic crystalline complexes (Mišík and Jablonský, 1978; Aubrecht, 1994; Aubrecht and Křištin, 1995). The transport directions measured in Permo-Scythian quartzites of the Lúžna Formation in the Malé Karpaty Mts., where even exotic tourmalinic rocks occur, pointed to transport from NW to SE, i.e. from the outer zones inward (Mišík and Jablonský, 1978). The Malý Šiprúň locality represents rocks from the most external Tatric zone, so called Šiprúň Trough. This trough was presumably adjacent to the Penninic domain, i.e. in the Triassic-Early Jurassic time it was situated at the very neighbourhood to the North European Platform at Armorica (Michalík, 1994). This zone might represent also a source-area of Tatric tourmalinic exotics and the rare eclogitic garnets, too. Another possible source of

these garnets may be the remnants of high-grade metamorphics including amphibolitized eclogites in the Tatric crystalline complexes (Hovorka and Méres, 1989, 1993; Hovorka et al., 1990, 1992; Janák et al., 1996, 1997; Janák and Lupták, 1997). However, this question deserves a special treatment. Further sampling and analyses are planned to be done in the Tatric Jurassic rocks.

Conclusions

1. New results of chemical analyses of detrital garnets from the Western Carpathian Jurassic sediments showed that the Pieniny Klippen Belt Units (Oravic units, Manín and Klapce units) contain common pyrope-almandine garnets originated in high-grade metamorphic rocks of granulitic and eclogitic character.

2. Their probable source was similar to the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. In our opinion, the Oravic crustal segment was derived from this Hercynian zone. There are, however, some contradictions opposing the Moldanubian origin, such as absence of granulitic pebble-sized detritus in the Oravic sediments and presence of the Permian acid volcanics that are absent in the Moldanubian Zone.

3. Based on our results, Manín and Klapce units (Klapce Hill) were related to the Oravic crustal segment rather than to the Central Western Carpathians.

4. The samples from the Central Western Carpathians reflect provenance from normal Tatric-Veporic type of crystalline complexes, except three garnet grains found in Tatric Unit coming from eclogites that are of exotic origin. Their source might be located either externally of the Jurassic position of the Central Western Carpathian crustal block or in eclogitic remnants embedded in the high-grade metamorphic complexes of the Central Western Carpathians, such as LACWECA of Hovorka and Méres (1993) and Hovorka et al. (1992, 1994, 1997). However, there are further investigations needed to resolve this problem.

Acknowledgements. The data used in this paper are the results of the following projects at which the authors participate: Grants 1/6169/99 and 1/5124/98 of VEGA agency and project "Tectogenesis of sedimentary basins of the Western Carpathians (Pieniny Klippen Belt)" managed by the Geological Survey of Slovak Republic. The authors are indebted to Dr. J. Otava (Czech Geol. Survey, Brno), Prof. D. Hovorka and Prof. M. Mišík (Comenius Univ., Bratislava) for useful discussions that helped to improve the contents of the paper. Dr. M. Sýkora (Comenius Univ., Bratislava) is acknowledged for providing some samples for heavy mineral analyses, as well as for field assistance during the sampling.

References

- Antipin, V. S., 1977: Petrologiya, geokhimiya granitoidov rozlichnykh facií glubinnosti. *Nauka, (Novosibirsk)*, 1–304.
- Andrusov, D., 1938: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Část III. (Tektonika). *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 9, 1–135.
- Aubrecht, R., 1993: Clastic admixture in Dogger crinoidal limestones of Czorsztyn Unit. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 44, 2, 105–111.
- Aubrecht, R., 1994: Heavy mineral analyses from "Tatric" units of the Malé Karpaty Mts. (Slovakia) and their consequence for the Mesozoic paleogeography and tectonics. *Mitt. Österr. Geol. Gesell., (Wien)*, 86, 121–132.
- Aubrecht, R. & Krištín, J., 1995: Provenance of detrital tourmaline in the Lower Jurassic of the Malé Karpaty Mts. *Mineralia Slov.*, 27, 1, 37–44.
- Aubrecht, R., Mišík, M. & Sýkora, M., 1997: Jurassic synrift sedimentation on the Czorsztyn Swell of the Pieniny Klippen Belt in Western Slovakia. ALEWECA symp. – Sept. 1997. Introduct. articles to the excursion. *GS SR, Bratislava*, 53–64.
- Aubrecht, R. & Ožvoldová, L., 1994: Middle Jurassic–Lower Cretaceous development of the Pruské Unit in the Western Part of the Pieniny Klippen Belt. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 45, 4, 211–223.
- Aubrecht, R. & Sýkora, M., 1998: Middle Jurassic crinoidal shoal complex at Hatné – Hrádok locality (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt, western Slovakia). *Mineralia Slov.*, 30, 2, 157–166.
- Beard, B. L., Medaris, G. Jr., Johnson, C. M., Bruckner, H. K. & Misař, Z., 1992: Petrogenesis of Variscan high-temperature Group A eclogites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contr. Mineral. Petrology (New York)*, 111, 468–483.
- Began, A., 1962: Niektóre poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. *Geol. Práce, Soš.*, 62, 239–244.
- Birkenmajer, K., Gasiorowski, S. M. & Wieser, T., 1960: Fragments of exotic rocks in the pelagic deposits of the Bathonian of the Niedzica Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. geol. (Kraków)*, 30, 1, 29–57.
- Birkenmajer, K., 1988: Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian foldbelt. *Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 91, 7–37.
- Bujnovský, A., Kochanová, M. & Pevný, J., 1979: Trlenské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka liasu šiprunskej skupiny. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 73, 49–59.
- Cambel, B., Miklós, J., Khun, M. & Veselský, J., 1990: Geochemia a petrologia ílovito-kremetických metamorfovaných hornín kryštalinika Malých Karpát. *Monograph. – publ. GÚ SAV*, 1–267.
- Carswell, D. A. & O'Brien, P. J., 1993: Thermobarometry and geotectonic significance of high-pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. *J. Petrology (Oxford)*, 34, 3, 427–459.
- Dudek, A., 1971: Chemical composition of Moldanubian eclogites and their garnets. *Krystalinikum (Praha)*, 7, 167–180.
- Dudek, A. & Fediuková, E., 1974: Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. *Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mh. (Stuttgart)*, 21, 127–159.
- Faryad, S. W., 1995: Stanovenie P-T podmienok metamorfozy horninových komplexov Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slov. (Košice)*, 27, 1, 9–19.
- Faupl, P., 1975: Kristallinorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone. (Lias-Neokom) von Ober und Niederösterreich. Ein Beitrag zur Herkunft und Genese. *Jb. Geol. B.-A. (Wien)*, 118, 1–74.
- Fiala, J., Matějovská, O. & Vaňková, A., 1987: Moldanubian granulites. source material and petrogenetic considerations. *Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh. (Stuttgart)*, 157, 133–165.
- Hovorka, D., Ivan, P. & Méres, Š., 1997: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: its definition, extent and genetical problems. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr. (Bratislava)*, 269–280.
- Hovorka, D., Ivan, P. & Spišiak, J., 1990: Lithology, petrology, metamorphism and tectonic position of the Klátov Group (Paleozoic of the Gemer Unit, Inner Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 45, 55–69.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1989: Relikty vysokostupňových metamorfizov v tatroveporickom kryštaliniku Západných Karpát. *Mineralia Slov. (Košice)*, 21, 3, 193–201.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1990: Klinopyroxenitcko-granatické metabazity Tribeča. *Mineralia Slov. (Košice)*, 22, 533–538.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1991: Pre-Upper Carboniferous gneisses of

- the Strážovské vrchy Upland and the Malá Fatra Mts. (the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 46, 103–169.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov. (Košice)*, 25, 1, 1–9.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Caño, F., 1992: Petrologia granatitcko-klinopyroxenických metabazitov Malej Fatry. *Mineralia Slov. (Košice)*, 24, 45–52.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1992: Pre-Alpine Western Carpathians Mts. basement complexes: geochemistry, petrology and geodynamic setting. *Terra abstr., Supl. No. 2 to Terra Nova (Oxford)*, 4, 32.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathians Basement Complexes: Lithology and Geodynamic Setting. *Mitt. Österr. Geol. Gesell. (Wien)*, 86, 33–44.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Krištín, J., 1987: Granáty pararúl centrálnej zóny Západných Karpát. *Mineralia Slov. (Košice)*, 19, 4, 289–309.
- Hovorka, D. & Spišiak, J., 1986: Garnet amphibolites of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 41, 21–47.
- Janák, M., Pitoňák, P. & Spišiak, J., 1994: High-pressure amphibolites and the origin of tonalitic-trondhjemitic melts in the shear zone. Variscan basement of the Western Carpathians. *IMA 16th general meeting, Pisa (Italy), Abstracts*, 185.
- Janák, M., O'Brien, P. J., Hurai, V. & Reutel, Ch., 1996: Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Lithos (Amsterdam)*, 39, 57–79.
- Janák, M. & Lupták, B., 1997: Pressure-temperature conditions of high grade metamorphism and migmatitization in the Malá Fatra crystalline complex, the Western Carpathians. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 48, 5, 287–302.
- Janák, M., Hovorka, D., Hurai, V., Lupták, B., Méres, Š., Pitoňák, P. & Spišiak, J., 1997: High-pressure relics in the metabasites of the Western Carpathians pre-Alpine basement. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Pitiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr. (Bratislava)*, 301–308.
- Kamenický, J., 1967: Předmezozoické komplexy. In: *Maheľ, M et al.: Regionálna geologie ČSSR Díl II. – Západní Karpaty. Publ. Academia (Praha)*, 1–496.
- Krawczyk, A. J. & Slomka, T., 1987: Exotic rocks from the Szlachtowa Formation (Jurassic flysch) of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 92, 7, 69–74.
- Kryza, R., Pin, C. & Vielzeuf, D., 1996: High-pressure granulites from the Sudetes (south-west Poland): evidence of crustal subduction and collisional thickening in the Variscan Belt. *J. metamorphic Geol. (Cambridge)*, 14, 531–546.
- Kysela, J., 1984: Klapý nappe (profile in the cut of the road Udiča – Orlové). In: *Rakús, M. (Ed.): IGCP Proj. No.198 – The evolution of the northern margin of Tethys. Guide to geological excursion in the West Carpathians Mts., 15–21 Oct., 1984. Publ. GÚDŠ (Bratislava)*, 27–29.
- Maheľ, M., 1978: Manínska jednotka – čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Mineralia Slov. (Bratislava)*, 10, 4, 289–309.
- Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát – I. *Publ. Veda (Bratislava)*, 1–503.
- Marschalko, R., 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Publ. Veda (Bratislava)*, 1–137.
- Medaris, L. G., Beard, B. L., Johnson, C. M., Valley, J. W., Spicuzza, M. J., Jelínek, E. & Misař, Z., 1995: Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere. *Geol. Rdsch.*, 84, 489–505.
- Medaris, L. G., Fournelle, J. H., Ghent, E. D., Jelínek, E. & Misař, Z., 1998: Prograde eclogite in the Gföhl Nappe, Czech Republic: new evidence on Variscan high-pressure metamorphism. *J. metamorphic Geol. (Cambridge)*, 16, 563–576.
- Medaris, G. Jr., Jelínek, E. & Misař, Z., 1995: Czech eclogites: Terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. *Eur. J. Mineral. (Stuttgart)*, 7, 7–28.
- Méres, Š. & Hovorka, D., 1989: Metamorfny vývoj rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. *Mineralia Slov. (Košice)*, 21, 203–216.
- Méres, Š. & Hovorka, D., 1991: Geochemistry and metamorphic evolution of the Kohút Crystalline Complex mica schists (the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 47, 1, 15–66.
- Michálik, J., 1994: Notes on the paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. *Mitt. Österr. Geol. Gesell. (Wien)*, 86, 101–110.
- Misař, Z., Dudek, A., Havlena, V. & Weis, J., 1983: Geologie ČSSR I. Český masív. *Publ. SPN (Praha)*, 1–333.
- Mišík, M., 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). *Západ. Karpaty. Sér. Geol. (Bratislava)*, 5, 7–56.
- Mišík, M. & Aubrecht, R., 1994: Source of rock fragments in the Jurassic crinoidal limestones of the Pieninicum (Klippen Belt, Western Carpathians). *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 45, 3, 159–170.
- Mišík, M. & Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenec Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 33, 5–36.
- Mišík, M. & Marschalko, R., 1988: Exotic conglomerates in flysch sequences: examples from the West Carpathians. In: *Rakús, M., Der-court, J. & Nairn, A. E. M. (Eds.): Evolution of the northern margin of Tethys, Vol. 1. Mém. Soc. géol. France (Paris)*, 154, 95–113.
- Mišík, M., Sýkora, M., Siblík, M. & Aubrecht, R., 1995: Sedimentology and brachiopods of the Lower Jurassic Lúty Potok Limestone (Slovakia, West-Carpathian Klippen Belt). *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 46, 1, 41–51.
- Morton, A. C., 1985: Heavy minerals in provenance studies. In: *Zuf-fa, G. G. (Ed.): Provenance of arenites*, 249–277.
- Oberc, J., 1972: Budowa geologiczna Polski. Tektonika - 2. Wydaw. geologiczne (Warszawa), 1–307.
- O'Brien, P. J. & Carswell, D. A., 1993: Tectonometamorphic evolution of the Bohemian Massif: evidence from high pressure metamorphic rocks. *Geol. Rdsch.*, 82, 531–555.
- O'Brien, P. J. & Vrána, S., 1995: Eclogites with a short-lived granulite facies overprint in the Moldanubian Zone, Czech Republic: petrology, geochemistry and diffusion modelling of garnet zoning. *Geol. Rdsch.*, 84, 473–488.
- Otava, J., 1998: Trendy zmien ve složení siliciklastik drahanského kumu a jejich geotektonická interpretace. *Geol. výzkum Moravy a Slezska v r. 1997 (Brno)*, 19–21.
- Otava, J., Krejčí, O. & Sulovský, P., 1997: První výsledky studia chemismu granátů pískovců račanské jednotky magurského flyše. *Geol. výzkum Moravy a Slezska v r. 1996 (Brno)*, 39–42.
- Otava, J., Sulovský, P. & Krejčí, O., 1998: Výsledky studia detritických granátů křídových sedimentů račanské jednotky magurské skupiny. *Geol. výzkum Moravy a Slezska v r. 1997 (Brno)*, 10–12.
- Plašienka, D., 1995: Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: Implications for the position of the Klappe and related units in Western Slovakia. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 46, 2, 101–112.
- Salaj, J. & Samuel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). *Publ. GÚDŠ (Bratislava)*, 1–291.
- Scheibner, E., 1967: Nižná Subunit – new stratigraphical sequence of the Klippen belt (West Carpathians). *Geol. Sbor. (Bratislava)*, 18, 1, 133–140.
- Smulikowski, K., 1967: Eclogites of the Śnieżnik Mts. in the Sudetes. *Geol. Sudetica (Warszawa)*, 3, 7–180.
- Soták, J., 1992: Evolution of the Western Carpathian suture zone – principal geotectonic events. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 43, 6, 355–362.
- Spišiak, J. & Hovorka, D., 1984: Coexisting biotites and garnets of paragneisses from the Rudňany area (the Paleozoic, the Spišsko-Ge-merské Rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 40, 61–78.
- Šimová, M., 1982: Eklogitoidná hornina vo valúnoch kriedových zlepenčov bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 77, 55–72.
- Šimová, M. & Šamajová, E., 1981: Typomorpher Granat in eklogitoiden Gestein in exotischen Geröllen aus Cenoman-Konglomeraten der Klippenzone. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 37, 57–74.
- Štelcl, J., Schmidt, J., Svoboda, L. & Novotný, M., 1972: K petrografii autochtonního paleozoika, mesozoika a paleogénu v podloží karpatské předhlubně a flyšového pásma na Jižní Moravě. *Folia Univ. Purkyn. brn., Geol.*, 13, 23, 2, 3–106.

- Štelcl, J., Svoboda, L., Schmidt, J. & Zádrapa, K., 1977: K petrografii autochtonného paleozoika a mesozoika platformného fundamentu v podloží karpatské predhlubne a flyšového pásma (úseky „JH“ a „STRED“). *Folia Univ. Purkyn. brunn., Geol.*, 18, 29, 14, 5–120.
- Uher, P. & Kováč, M., 1993: Asociácie ťažkých minerálov v neogénnych sekvenciách Malých Karpát – obraz paleogeografickej evolúcie znosových oblastí. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 98, 85–100.
- Vašíček, Z., Michalík, J. & Reháková, D., 1994: Early Cretaceous stratigraphy, paleogeography and life in Western Carpathians. *Beringeria (Würzburg)*, 10, 3–169.
- Wieser, T., 1985: Some remarks on the sedimentation, composition and provenance of exotics-bearing conglomerates in the Western Polish Carpathians flysch formations. In: Wieser, T. (Ed.): *Fundamental researches in the western part of the Polish Carpathians. Guide to excursion I. XIII CBGA Congress, Cracow, Poland*, 57–68.

Odkiaľ pochádzajú exotické klastické pyropovo-almandínové granáty v jurských sedimentoch pieninského bradlového pásma a tatrika?

Chemické analýzy klastických granátov z jurských sedimentov bradlového pásma a centrálnych Západných Karpát poskytli závažné informácie aplikovateľné v paleogeografickom výskume mezozoika Západných Karpát.

Z bradlového pásma sa analyzovali vzorky liasových hornín z lokality Klapý (klapská jednotka?), Manínska tiesňava (manínska jednotka), Sedliacka Dubová, Lúty potok a Krásna hôrka (všetky nižnianska jednotka). Okrem toho boli analyzované aj vzorky z dogerských lokalít pieninských jednotiek, ako je Hatné (czorsztynská jednotka), Vršatec (czorsztynská jednotka) a Horné Srnie-Samášky (pruská jednotka). Z centrálnych Západných Karpát sa skúmali vzorky z Malého Šipruňa (tatrikum Veľkej Fatry), Čierťaže (fatrikum Malej Fatry) a Prašnska (nedzovský príkrov, Čachtické Karpaty).

Z analýz vychodia nasledujúce výsledky. Všetky vzorky jurských sedimentov z bradlového pásma obsahovali pyropovo-almandínové, resp. pyropovo-grossulárovo-almandínové granáty s vyšším obsahom pyropovej molekuly (prejavuje sa zvýšeným obsahom Mg), a to 30 až 50 %. Ich zdrojovými horninami boli pravdepodobne granulity a eklogity, ktoré sa však v centrálno-karpatskom kryštaliniku, no ani v príľahlom brunovistuliku nevyskytujú. Ich zdroj predbežne kladieme do oblastí moldanubika Českého masívu, z ktorého sa mohli derivovať kôrové segmenty podložia jednotiek bradlového pásma, a to vrátane manínskej a klapskej jednotky (resp. iba bradla Klapý). Najbližšie výskytu granulitov a eklogitov sa nachádzajú v moldanubiku Českého masívu, asi 130–140 km na Z od dnešných najzápadnejších lokalít pieninského bradlového pásma.

Umiestnenie oravického kryštalinického podložia do moldanubika je však v rozpore s niektorými údajmi z analýzy obliakov z jury jednotiek oravika (Birkenmajer et al., 1960; Krawczyk a Słomka, 1987; Mišík a Aubrecht, 1994), v ktorých sa granulitické ani eklogitické klasty nezistili. Veľa opísaných hornín (napr. rozličné typy rúl, porfýry a pod.) sa v moldanubiku vyskytuje, ale otázka proveniencie týchto jednotiek je stále otvorená.

Pomerne veľa takýchto granátov sa našlo aj vo flyšovom pásme (Otava et al., 1997, 1998). Aj ony signalizujú osobitný zdroj klastík, v ktorom boli podstatne zastúpené granulity, resp. eklogity. Granulity sú časté aj v exotickom obliakovom materiáli zo sliezskej kordiléry (Wieser, 1985), čo svedčí o tom, že aj exotická sliezska kordiléra bola kôrovým segmentom podobným moldanubiku.

Vo vzorkách z centrálnych Západných Karpát sa zaznamenali prevažne granáty zložením blízke granátom z tatrovoprického kryštalinika (prevažne almandínové, v menšej miere grossulárované, príp. spessartínové), ale istým prekvapením boli tri analyzované zrná z Malého Šipruňa, ktoré tiež majú vyšší podiel pyropovej molekuly. Pravdepodobne pochádzajú z eklogitov exotického pôvodu, azda zo zdroja v jurskom období mimo centrálnych Západných Karpát, v ktorých bol šipruňský trog okrajovou zónou. Do tohto zdroja kladieme aj pôvod exotických turmalinických klastík a detritického turmalínu (Mišík a Jablonský, 1978; Aubrecht, 1994; Aubrecht a Krištín, 1995). Potenciálnym zdrojom týchto granátov mohol byť aj spodnokôrový hercýnsky leptinitovo-amfibolitový komplex (LACWECA – Hovorka a Méres, 1993; Hovorka et al., 1992, 1994, 1997), v ktorom sa zistila rula metamorfovaná vo vysokej amfibolitovej až granulitovej fácií a enklávy amfibolitizovaných eklogitov (Hovorka a Méres, 1989, 1993; Hovorka et al., 1990, 1992; Janák et al., 1994, 1996, 1997; Janák and Lupták, 1997). Ale odpoveď na túto otázku môžu dať až ďalšie analýzy z tejto, ako aj z iných lokalít centrálnych Západných Karpát.

Strižné deformácie v pasierbieckych pieskovcoch račianskej jednotky (vonkajšie Západné Karpaty)

FRANTIŠEK MARKO¹, MARIAN DYDA², LENKA BAKOVÁ³, ANNA SWIERCZEWSKA⁴
a ANTONI K. TOKARSKI⁴

¹Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava.
E-mail: marko@nic.fns.uniba.sk

²Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

³Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Bratislava

⁴Institut Geologiczny PAN, Senacka 1-3, 31-002 Kraków, Poland

(Doručené 30. 12. 1998, revidovaná verzia doručená 1. 2. 1999)

Shear deformations of Pasierbiec sandstone from the Rača unit (Outer Western Carpathians)

The present paper has an aspiration to contribute to the knowledge concerning nature, spatial distribution, internal structure and the origin of deformation bands. Zones of deformation bands, arranged as conjugate system occurring in competent porous sandstone beds of the flysch sedimentary sequence, were studied at macro and microscale. These shear zones, a few cm thick, rimming striated slickensides are composed of subparallel single deformation bands, within which kinematic character and deformational phenomena are described. Deformation bands display the same sense of movement as the parallel slickensides do. Thin section microstructures of single deformation bands show only a very moderate offsets due to cataclasis of large quartz grains. On the other hand they represent dramatic reduction of granularity within shear zones. Even records of recrystallization, or compressional stress effects as lamellae/fibrously extinguishing narrow quartz zones are present. These are located between the displaced fragments of broken quartz grains. Due to the occurrence of these attributes of mylonitization, deformation bands are interpreted as micromylonites. From observed populations of slickensides related to the deformation bands the paleostress field was calculated. Finally, the origin of the observed meso- and microstructures in context of regional tectonic evolution has been submitted.

Key words: deformation bands, slickensides, fault-slip related paleostresses, Eocene flysch, Western Carpathians

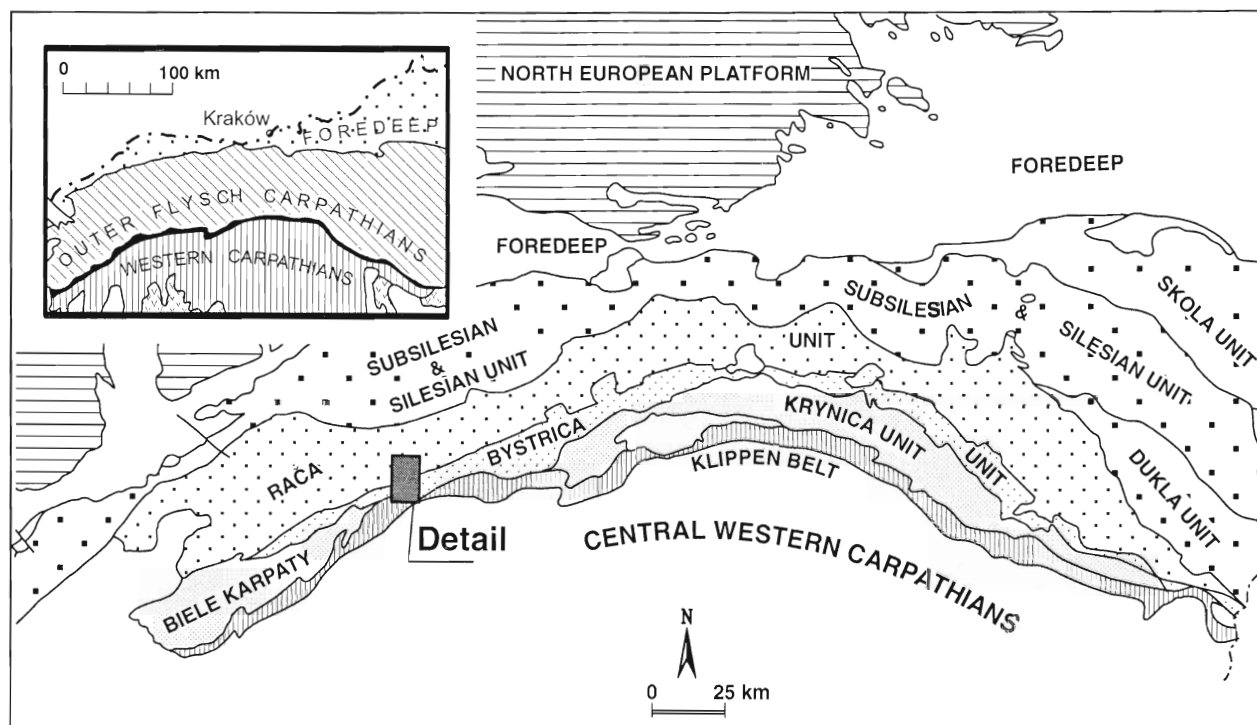
Úvod

Vonkajšie flyšové pásmo Západných Karpát (*externidy*) je sústavou bezkoreňových príkrovov, ktoré tvoria terciérnu akrečnú prizmu karpatského orogénu. Od centrálno-karpatského bloku (*interníd*) ho oddeľuje bradlové pásmo, kriedovo-neogénna sutúrna a smerovo posuvná strižná zóna, v ktorej nastala extrémna deformácia – skrátenie a smerný strih. Vonkajšie Karpaty sa vrásnili sávsko-štajersky, kým jednotky tvoriace centrálno-karpatský blok sa vyvrásnili a konsolidovali na rozhraní strednej a vrchnej kriedy.

Najvnútornejšie jednotky flyšovej zóny tvorí skupina magurských príkrovov, z ktorých sa v skúmanom území stýka s bradlovým pásmom bystrická jednotka. Tá je v tektonickom kontakte so severnejšou račianskou jednotkou, v ktorej sa deformačné štruktúry študovali (obr. 1). Obidve čiastkové jednotky sú zo siliciklastických flyšových sedimentov senónskeho, a najmä paleogénneho veku. Vrstvovitost' aj tektonické kontakty šúpín ako výsledok vplyvu dynamiky blízkej zóny bradlového pásma majú prevažne strmý sklon.

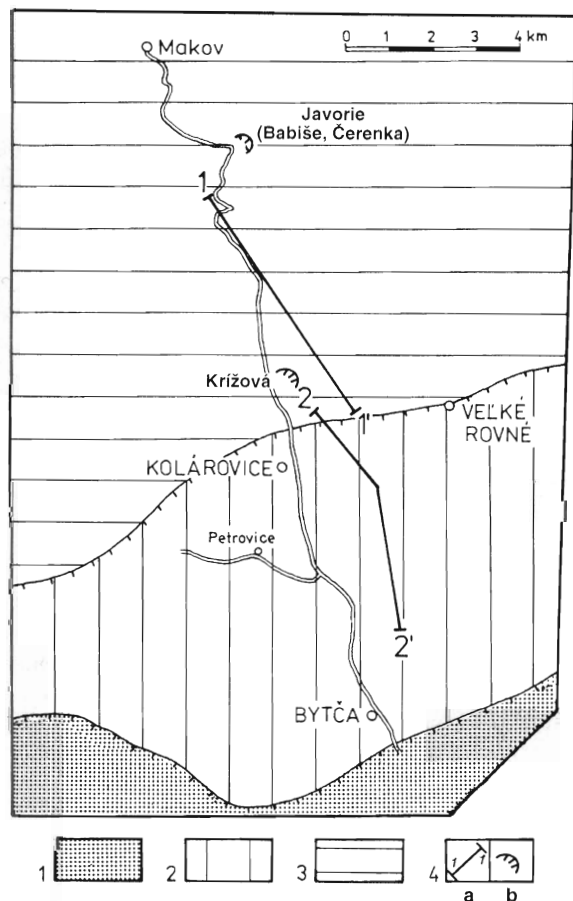
Deformačné štruktúry

Táto štúdia je analýzou mezoskopických deformačných štruktúr vyvinutých v lome na Javorí. Lom leží vpravo od štátnej cesty Bytča–Makov medzi obcou Babiše a Čerrenka (obr. 2). Vystupujú tu strmo na S sklonené lavice (S_0 cca 355/80) turbiditového pieskovca striedajúce sa s polohami ílovitých bridlíc (obr. 3). Podľa mnohých hieroglyfov na spodných vrstvových plochách pieskovcových lavíc a vypadaných ílovcových závalkov z vrchných vrstvových plôch je súvrstvie v prevrátenej pozícii (Baková, 1997; Starek, 1997). Pieskovcové lavice sú hrubé niekoľko centimetrov až dva metre a ílovcové preplástky maximálne do 20 cm. Súvrstvie je typickým reprezentantom hrubolavícovitého flyšu strednoeocénneho veku, tzv. pasierbieckych pieskovcov zlínkeho súvrstvia račianskej jednotky (Potfaj a Šlepecký, 1996). Pieskovce prevláda nad ílovcom. Ide o kremenný pieskovec s glaukonitom sporadicky obsahujúci klasty živočíchov, zriedkavejšie kalcitu a muskovitu. Kremenné zrná v neporušenej hornine sú veľké 0,24–1,7 cm (Baková, 1997; Starek, 1997).



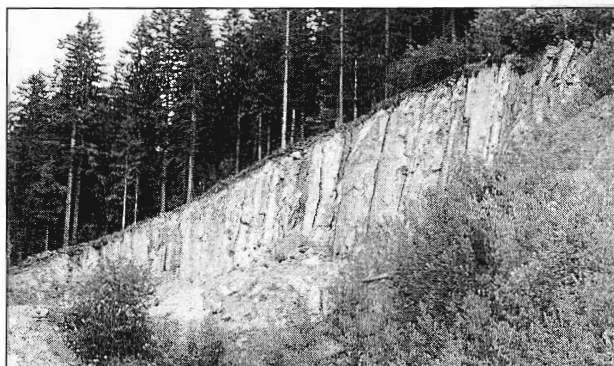
Obr. 1. Tektonická skica vonkajších Západných Karpát a lokalizácia skúmaného územia.

Fig. 1. Tectonic scheme of the Outer Western Carpathians and investigated area.



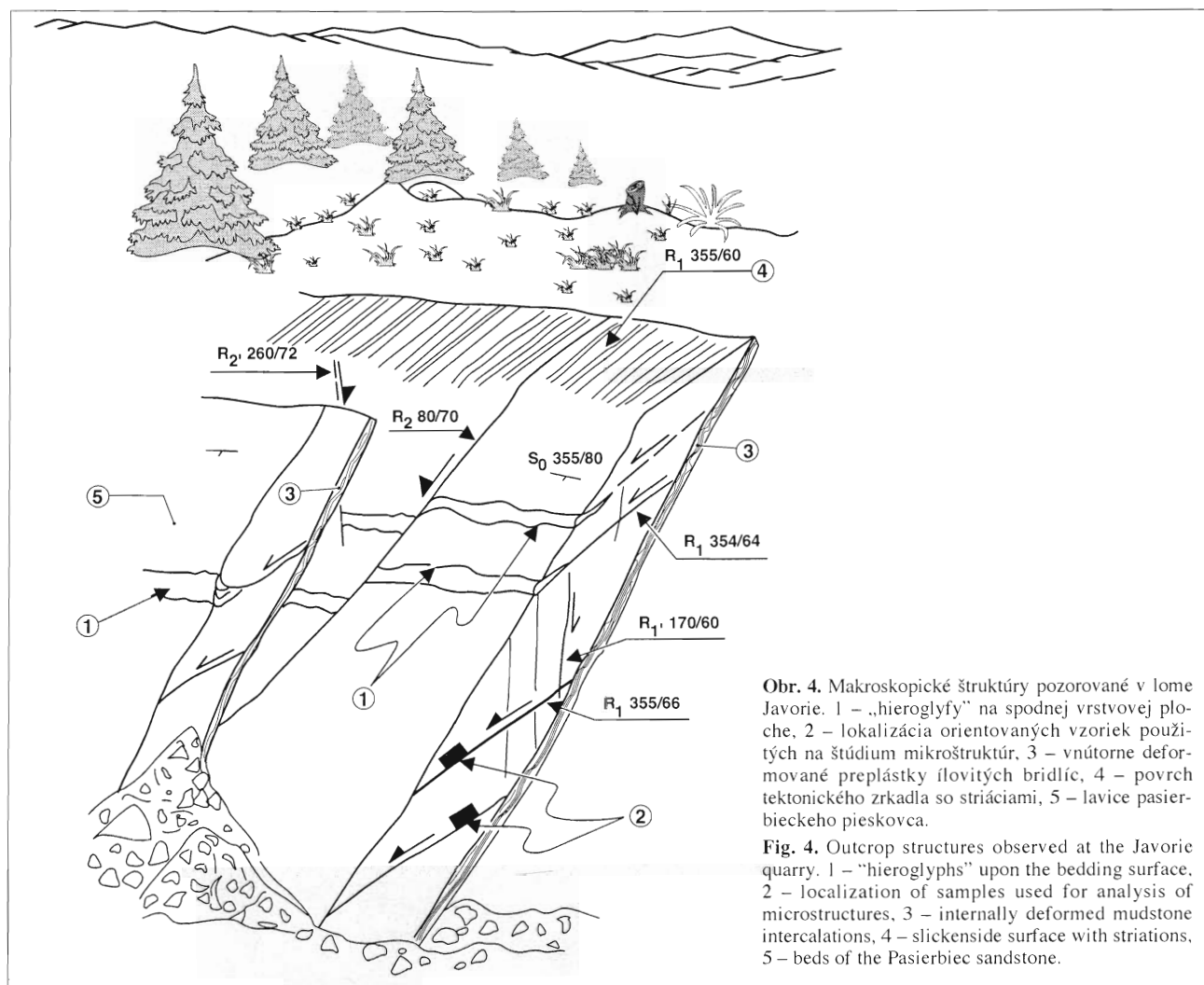
Obr. 2. Tektonická skica územia na S od Bytče a lokalizácia kľúčových lokalít. 1 – bradlové pásmo, 2 – bystrická jednotka, 3 – račianska jednotka, 4a – línie štruktúrnych profilov, 4b – dôležité odkryvy – lomy

Fig. 2. Tectonic scheme of the area northerly from Bytča and localization of the key outcrops. 1 – Pieniny Klippen Belt, 2 – Bystrica unit, 3 – Rača unit, 4a – lines of structural profiles, 4b – important outcrops – quarries.



Obr. 3. Strmo na S spadajúce vrstvy flyšovej sekvencie v lome Javorie.

Fig. 3. Northwardly steeply dipping sedimentary beds of flysch sequence at the Javorie quarry



Tektonické zrkadlá

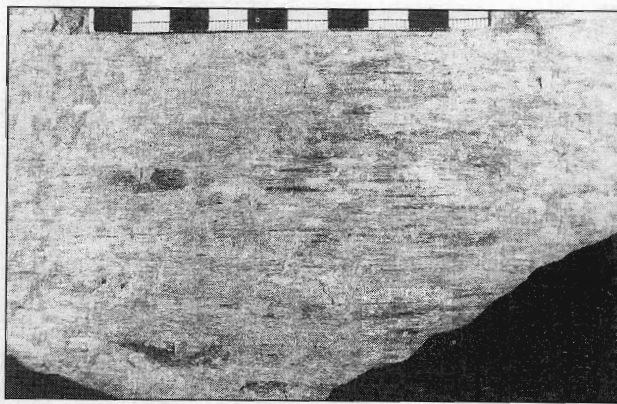
Sledované pieskovcové lavice porušuje systém porúch R_1 , ktoré majú na povrchu stopy po pohybe nimi oddelených blokov. Nápadné striácie na povrchu tektonických zrkadiel, dokazujúce strižný charakter porúch, sú orientované v smere spádnice, ale voľným okom viditeľné posuny medziivrstvových rozhraní pieskovcových lavíc nespôsobujú. Spolu s protiklonnými poruchami R_1' tvoria asymetrický párový systém (obr. 4). Tektonické zrkadlá R_1 sklonené na S sú početnejšie a vizuálne nápadnejšie. Ich smer je totožný so smerom lavíc súštrvy. Tento poruchový systém nie je penetratívny, vyskytuje sa len v hrubších pieskovcových laviciach, no do slovcových preplástkov nezasahuje.

Kinematická povaha tektonických zrkadiel sa zisťovala makroskopickou analýzou štruktúry na povrchu tektonických zrkadiel aj laboratórnym štúdiom vnútorných štruktúr na leštených rezoch a vo výbrusoch orientovaných kolmo na zrkadlá. Podľa pozorovaní sú sledované tektonické zrkadlá poklesmi.

Na povrchu viacerých tektonických zrkadiel R_1 a R_1' so striáciami sa vyskytujú akrečné minerálne stupne. Tvorí

ich dorastajúci vláknitý kalcit a stopy po vtlačaní rigidnejších zŕn (sensu Petit, 1987; Dzulinsky a Kotlarczyk, 1965), ktoré indikujú poklesový charakter tektonických zrkadiel. Okrem klasických asymetrických štruktúr – indikátorov zmyslu pohybu – sa na povrchu niektorých tektonických zrkadiel vyskytuje aj ďalší jav, a to rozštiepenie a vytiahnutie klastov šlovca. Tmavé šlovcové klasty, ktoré obsahoval pieskovec primárne, vyskytujúce sa v bezprostrednej blízkosti tektonického zrkadla, boli zatiahnuté do tejto strižnej zóny a deformované – natiahnuté v smere pohybu blokov oddelených tektonickým zrkadlom. Na povrchu tektonických zrkadiel tvoria tmavé agregáty silne prolátneho tvaru, ktoré by za predpokladu, že boli závalky pôvodne izometrické mohli tvoriť zodpovedajúcu elipsu konečnej deformácie (obr. 5).

Okrem párového systému poklesov R_1 a R_1' , ktoré tvoria s vrstvitosťou lavíc tautozonálny systém s horizontálnou osou priereku, sú na exhumovanej vrstvovej ploche pieskovcovej lavice v ľavej časti lomu viditeľné zlomy ďalšieho párového systému R_2 a R_2' . Sú kolmé na vrstvy a sklonené na V (R_2) a na Z (R_2'). Sú to poklesy, resp. šikmé poklesy, ktoré evidentne posúvajú synsedi-



Obr. 5. Detail povrchu tektonického zrkadla R₁ 355/66 s vytiahnutými ílovcovými závalkami.

Fig. 5. Detail of the slickenside surface R₁ 355/66 with stretched mudstone clasts.

mentárne, zdanlivo prúdové štruktúry (Starek, 1997) vy-preparované na vrstvovej ploche pieskovcovej lavice (obr. 4, 6). Veľkosť posunu je cca 0,4 m.

Hrubé pieskovcové lavice sa deformaovali vznikom už opísaných strižných zón. V ílovcových vrstvách oddeľujúcich pieskovcové lavice sa takéto štruktúry nevyskytujú. Je to výsledok reologickej kontrastnosti oboch typov hornín. Podľa povahy zbridičnenia a vnútornej

štruktúry vrstiev ílovca (budínáz, detailné zvrásnenie) nemožno pochybovať, že sa deformaovali aj ílovcové vrstvy, ale duktilnejšie. Intrafoliačnými sklzmi sa v ílovcoch vďaka ich nekompetentnosti mohla uplatniť dokonca podstatne väčšia deformácia ako v rigidnejších pieskovcoch. S tým treba pri analýze deformácie počítať.

Vnútoraná stavba strižných zón

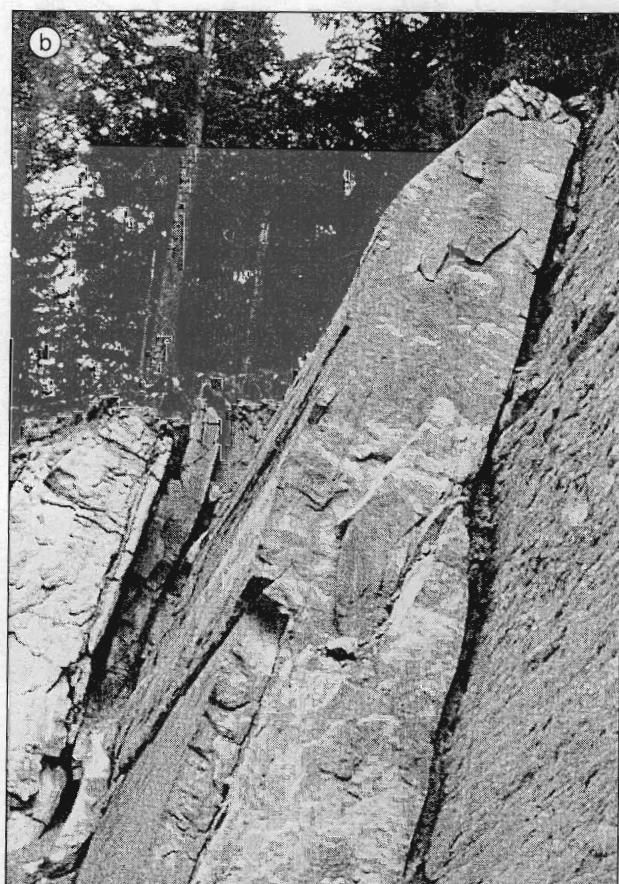
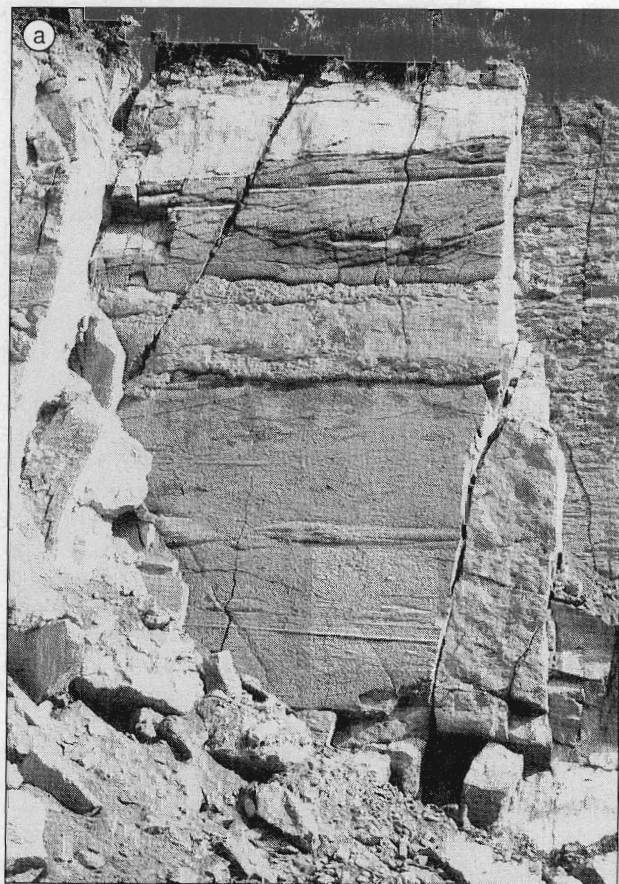
Vnútorané štruktúry tektonických zrkadiel R₁ (strižných zón smeru V–Z strmo sklonených na S) sa študovali v priečných rezoch, a to makroskopicky, v submikroskopickom (binokulárnu lupou), ako aj v mikromierke vo výbrusoch polarizačným mikroskopom.

Skúmané rezy sú orientované kolmo na zrkadlá a paralelne so smerom striácií, t. j. paralelne s hlavnou rovinou deformácie ZX. Takto orientované rezy sú na štúdiu kinematického charakteru strižných zón ideálne.

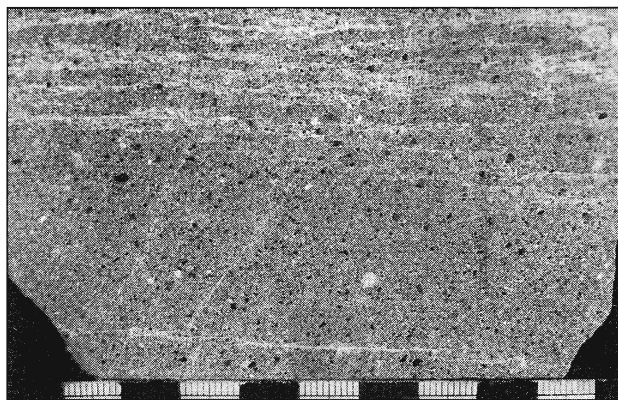
Makroskopické štruktúry

V makroskopickom meradle sa vnútoraná stavba strižných zón skúmala voľným okom na naleštených orientovaných rezoch hornin.

Zrkadlá javiace sa ako jediná diskretná plocha sú súčasťou strižných zón istej hrúbky. Pod každým povrchom



Obr. 6. a – Čelný pohľad na spodné vrstevné plochy lavíc pasierbieckeho pieskovca s hieroglyfmi. b – Bočný pohľad na tie isté vrstvy v lome Javorie.
Fig. 6. a – Front view to lower beds surfaces of the Pasierbiec sandstone with hieroglyphs. b – Side view to the same beds.

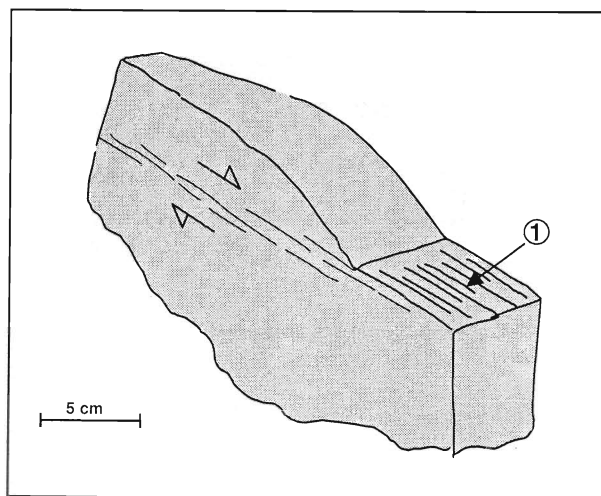


Obr. 7. Subparalelné deformačné pásy svetlej farby na naleštenom reze lemujúce tektonické zrkadlá v laviciach pasierbieckeho pieskovca.

Fig. 7. Subparallel pale coloured shear bands rimming slickensides at the Pasierbiec sandstone beds observed upon the polished cross cut.

eróziou alebo ťažbou vypreparovaného zrkadla horninu do určitej hĺbky porušuje systém subparalelných porúch (obr. 7). Exhumované tektonické zrkadlo, t. j. povrch môže sledovať rozličnú úroveň strižnej zóny a sprostredkuje kontakt dvoch protismerne sa pohybujúcich blokov. Identické štruktúry sa opisujú ako deformačné pásy (*shear bands*, resp. *deformation bands*) najmä v poréznych horninách podobnej litológie (Antonellini et al., 1994; Tokarski et al., 1995; Fossen a Hesthammer, 1997; Konon, 1997; Tokarski a Swierczewska, 1998).

Deformovaná zóna lemujúca tektonické zrkadlá, ktorú tvoria subparalelné poruchy, má hrúbku priemerne 2–3,5 cm. Subparalelné poruchy majú hrúbku zlomkov mm a býva medzi nimi vzdialenosť iba niekoľko mm. V rezoch sa prejavujú bielym sfarbením, typickým pre rozdrvené zóny. Niektoré majú makroskopicky zrejme en echelonové usporiadanie segmentov fraktúr, z ktorých sa skladajú.



Obr. 8. En echelonové usporiadanie segmentov, z ktorých sa skladá tektonické zrkadlo so striáciami (1).

Fig. 8. En-echelon arrangement of striated (1) slickenside segments.

Submikroskopické štruktúry

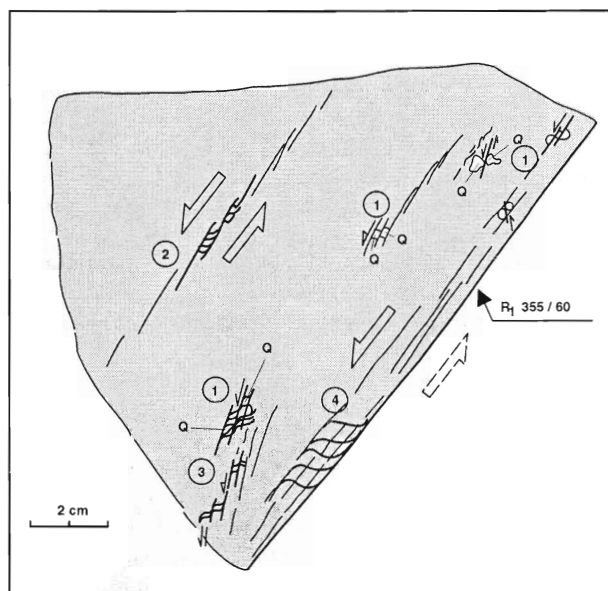
Vnútná stavba strižných zón sa študovala na orientovaných rezoch aj binokulárnou lupou. Tento spôsob sa veľmi dobre osvedčil najmä pri vyleštených rezoch, lebo umožňuje identifikovať štruktúry, ktoré sú v makromierke nepostrehnuteľné a ako celok unikajú aj pri štúdiu výbrusov mikroskopom.

En echelonové usporiadanie segmentov je viditeľné najmä v strižných zónach, ktoré sa vyskytujú izolovane vo vzdialenosti 5–6 cm od povrchu tektonických zrkadiel (obr. 8). Tieto poruchové zóny, paralelné s hlavným tektonickým zrkadlom, sú tvorené kulisovite usporiadanými nepenetratívnymi segmentmi dlhými v reze cca 5–6 cm. En echelonovo usporiadané segmenty sú aranžované na orientovaných rezoch ako syntetické Riedelove strihy (sensu Riedel, 1929) a identifikovaný poklesový pohyb na tektonických zrkadlách R_1 potvrdzujú aj podľa iných kritérií. En echelonové segmenty zvierajú so zónou, ktorú tvoria, veľmi ostrý uhol (cca 6–7°), nie sú navzájom prepojené, takže nevytvárajú jedinú diskontinuitu ako hlavné tektonické zrkadlo. Pozdĺž tejto poruchovej zóny nemohol nastať relatívne neobmedzený posun ako pozdĺž zrkadla. Nepatrné magnitúdy posunov v strižných zónach nižšieho radu potvrdzujú aj niektoré väčšie klasty kremeňa popresekávané diskontinuitami. Takto rozdelené časti zŕn sú posunuté pozdĺž diskontinuit maximálne o 1–2 mm. Aj zmysel posunu fragmentov porušených zŕn pozorovaný na orientovaných rezoch, zodpovedá poklesovému charakteru zrkadiel, ktorý sme identifikovali podľa asymetrických štruktúr na ich povrchu. Okrem posunov fragmentovaných zŕn kremeňa v submikroskopickej mierke sú v zóne lemujúcej tektonické zrkadlo dobrým indikátorom kinematického charakteru porúch aj sigmoidálne štruktúry. Sú vyvinuté v porušenej zóne iba lokálne usmernením zŕn kremeňa, glaukonitu a inklúzií. Spolu so sekundárnymi diskontinuitami tvoria charakteristickú stavbu SC, ktorá býva vyvinutá v bezprostrednom susedstve tektonického zrkadla, ale v náznakoch aj hlbšie v hornine v en-echelonovej aranžovanej strižnej zóne (obr. 9).

Mikroskopické štruktúry

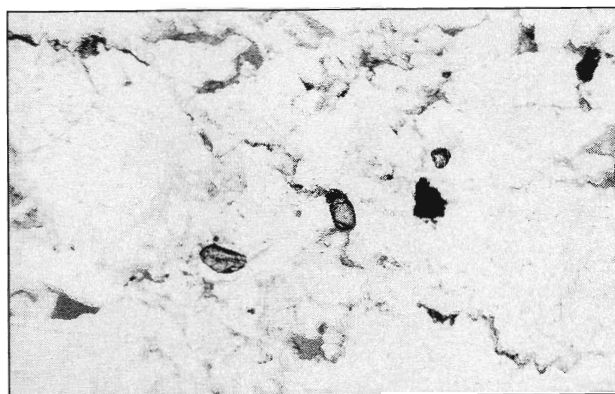
Tektonicky neporušená hornina pasierbieckych pieskovcov sa skladá z tvarovo a veľkostne nevytriedených klastov. Prevládajú kremenné klasty rozličnej veľkosti, často s výrazným stupňom aj intenzitou undulózneho zhašania. V menšine sú klasty plagioklasu, mikroklinu a pertitické ortoklasu. V intersticiálnych pozíciách na styku zŕn bývajú vyvinuté mikroskopicky homogénne sýtozelelé oválne agregáty autigénneho diagenetického glaukonitu, ktorý tvorí približne päť modálnych percent horniny. Glaukonit nie je postdiageneticky rekryštalizačne postihnutý. V niektorých vzorkách je veľa klastického muskovitu, zriedkavejšie sú klasty biotitu a ojedinelé kalcitu. Agregát autigénneho kalcitu v intersticiálnom medzizrnovom priestore sa zistil iba na jednom mieste.

Z akcesorických minerálov sa v pasierbieckom pieskovci vyskytuje veľa ováľaných kryštálov zirkónu, niekedy



Obr. 9. Kinematické indikátory na naleštenom povrchu rezu naprieč tektonickým zrkadlom R_1 355/60. Rez je orientovaný kolmo na zrkadlo a v smere striácií. 1 – fraktúracia a posun segmentov kataklázovaných kremenných zŕn, 2 – en echelonové usporiadanie segmentov deformačných pásov so sigmoidálnymi štruktúrami v zónach prekryvu, 3 – fraktúracia kremenných mikrožiliek, 4 – sigmoidálne štruktúry tvorené inklúziami lemujúce tektonické zrkadlo.

Fig. 9. Kinematic indicators upon the polished surface of cross section cut perpendicular to R_1 355/60 slickenside surface and parallel with striae. 1 – fracturation and offsets of cataclased quartz grains, 2 – en echelon arrangement of single shear band segments with sigmoidal structures within overstepping bridges, 3 – fracturation and offsets of quartz microveins, 4 – sigmoidal pattern of structures created by inclusions rimming slickenside surface.



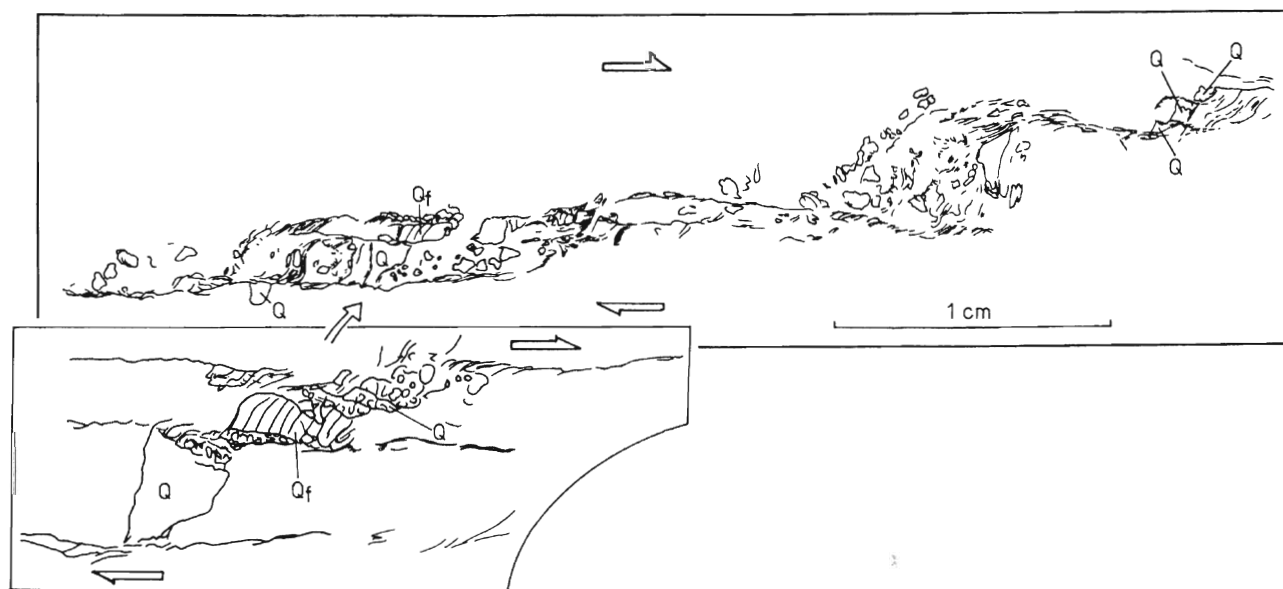
Obr. 10. Klasty zirkónu vo výbruse z pasierbieckeho pieskovca (neskrížené nikoly, zv. 27x).

Fig. 10. Zircon clasts at thin section from Pasierbiec sandstone (parallel nicols, enlargement 27x).

pozoruhodnej veľkosti (0,06–0,09 mm; obr. 10). Prizmatické kryštály zirkónu sa zistili aj ako uzavreniny v magmatickom kremeň. Obdobne vystupuje aj akcesorický apatit. Sporadicky sa vo výbrusoch vyskytujú oxidované tmavé minerály, zriedka agregáty grafitu, turmalíny.

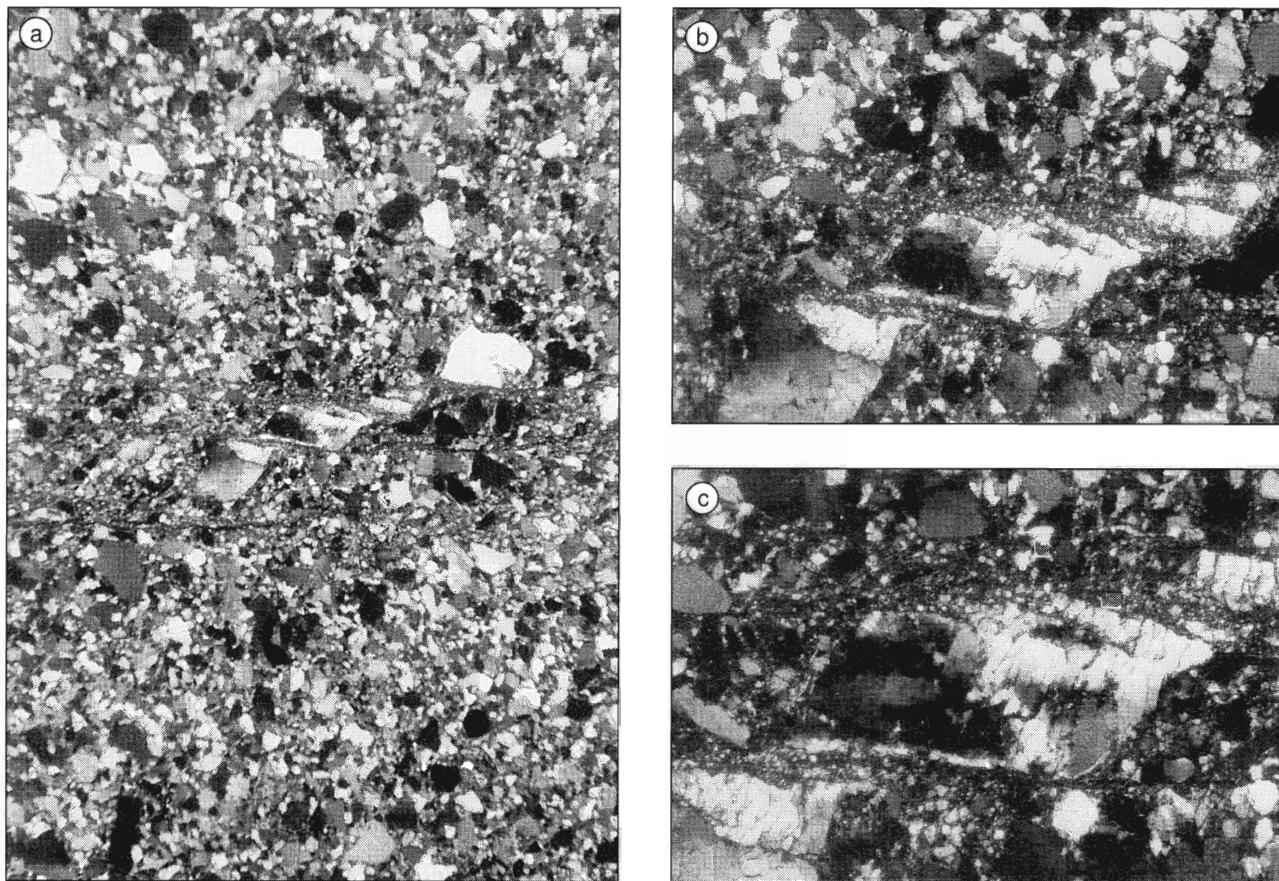
Minerálne zloženie (kremeň, plagioklas, mikroklin, ortoklas, muskovit, biotit, zirkón, apatit, turmalín) a charakter klastického materiálu zodpovedajú minerálnemu zloženiu kyslík hlbinných magmatitov prakticky ideálne. Granitoidy možno s istotou pokladať za zdroj, protolit pasierbieckeho pieskovca.

Tvar, veľmi slabá vytriedenosť, veľkosť klastov a výskyt veľkých klastov sludy v pasierbieckom pieskovci sú typic-



Obr. 11. Mikroštruktúry vo výbrusoch kolmých na deformačné pásy, ktoré sú paralelné so systémom zrkadiel R_1 . Q – zrná undulózneho kremeňa, Q_f – zóny lamelovo zhášajúceho až fibrózneho kremeňa.

Fig. 11. Microstructures within thin sections cut perpendicularly to with R_1 slickenside system parallel shear bands. Q – undulose quartz grains, Q_f – zones of lamellae extinct quartz.



Obr. 12. a – Mikrosnímka rozsegmentovaného zrna kremeňa v strižnom pase s evidentným posunom fragmentov v zhode s kinematikou tektonického zrkadla, b a c – zväčšený detail časti porušeného zrna s viditeľnou redukcíu zrnitosti a lamelovitým až fibróznym charakterom kremeňa v zóne posunu fragmentov (skrížené nikoly).

Fig. 12. a – Microphotograph of cataclased quartz grain with apparent offset of single fragments of the same sense of motion as slickensides represents, b and c – enlarged detail from the cataclased quartz grain with well visible granularity reduction and lamellae and fibrous character of quartz within the zone of fragments displacement (crossed nicols).

kými črtami netriedených sedimentov rýchleho znosu, resp. turbiditov. V hornine prevládajú ostrohranné klasty, ale sporadicky sa vyskytujú aj dokonale ováľané zrná kremeňa, ktoré spolu s ováľanými klastmi akcesorického zirkónu indikujú redepozíciu aspoň časti sedimentárneho materiálu.

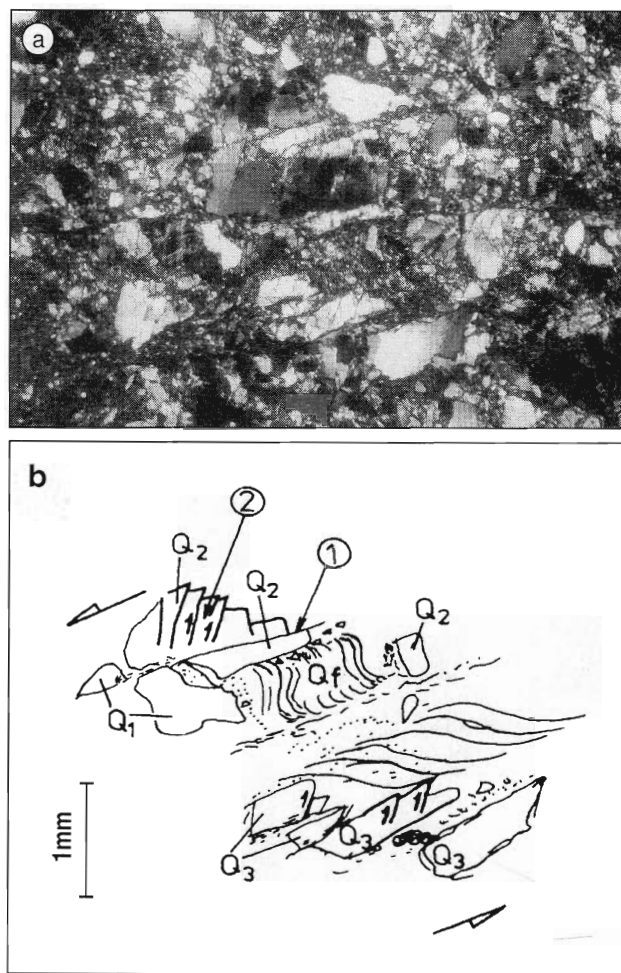
V študovaných výbrusoch tektonicky neporušeného pieskovca sa nevyskytujú nijaké mikroskopicky identifikovateľné minerály, ktoré by sa mohli považovať za reakčný produkt aspoň nízkostupňovej metamorfnej rekryštalizácie.

Mikrostavba strižných zón sa skúmala vo výbrusoch orientovaných kolmo na strižné zóny (zrkadlá) a zároveň v smere striácií tak ako pri opísaných rezoch, ktoré sa študovali makroskopicky. Všetky výbrusy boli z orientovaných vzoriek.

Okrem polarizačného mikroskopu, ktorým sa sledovali detaily, sa výbrusy skúmali aj pri menšom zväčšení, aké neumožňuje mikroskop, a to na prehliadači mikrotextov a diapozitívov. Toto zariadenie umožňuje študovať výbrusy ako celok, ktorý pri štúdiu mikroskopom zaniká. Na projekčnú plochu tak možno premietnuť celý výbrus a pri zmene zväčšenia študovať aj zaujímavé detaily. Po doplnení o polarizátor a analyzátor sa prístroj adaptoval na jednoduchý polarizačný mikroskop s relatívne malým zväčše-

ním. Na takomto zariadení sa v nepolarizovanom aj polarizovanom svetle identifikovali veľmi pekné príklady rozlámania zŕn, ich poposúvania, rotácie a usmernenia vnútornej stavby (stavba SC) v strižných zónach (obr. 11). Tieto štruktúry poslúžili ako spoľahlivý kinematický indikátor zmyslu, ale aj magnitúdy posunov v študovaných strižných zónach. Podľa pozorovaní sú tektonické zrkadlá a s nimi paralelné strižné zóny poklesmi, čo je v zhode s makroskopickými pozorovaniami povrchu zrkadiel.

Zmysel posunu dokladajú väčšie klasty kremeňa, ktoré bývajú v strižných zónach a v ich tesnej blízkosti popresekávané diskontinuitami subparalelnými s týmito zónami a fragmenty klastov sú pozdĺž nich poposúvané (obr. 12). Veľkosť posunov fragmentov zŕn sa pohybuje spravidla v prvých mm. Segmentované zrná väčšinou obklopuje tektonická brekcia, kde v jemnozrnitej drvine „plávajú“ úlomky rozličnej veľkosti. Jemnozrnitý matrix brekcie tvoria veľmi drobné klasty, ktoré sú klasickým mikroskopom prakticky neidentifikovateľné ani pri maximálnom zväčšení. Je to príklad extrémneho zjemnenia pôvodnej zrnitosti, ktoré je typické pre kataklázu aj mylonitizáciu (obr. 12b, c). Charakter a minerálne zloženie jemno-



Obr. 13. a – Mikrosnímka kataklázovaných a poposúvaných kremenných zŕn v deformačnom páse (skrížené nikoly), b – kinematická interpretácia. 1 – strihy paralelné so systémom R_1 porúch, 2 – antitetické Riedlove strihy, Q – undulózne kremenné zrná, Q_1 – lamelovitý až fibrózny kremeň.

Fig. 13. a – Microphotograph of cataclased and displaced quartz grains within shear band (crossed nicols), b – kinematic interpretation. 1 – microshears parallel with R_1 system, 2 – antithetic Riedel's shears, Q – quartz grains, Q_1 – lamellae, even fibrous quartz.

zrnitého matrixu v strižných zónach sa identifikovali studenou katódoluminiscenčnou metódou. 98 % matrixu v strižných zónach tvoria klasty kremeňa a 2 % živca.

Strižné zóny pozorované vo výbrusoch z pasierbieckeho pieskovca možno v štruktúrnom zmysle pokladať za mikroskopické kataklázované až mylonitové zóny. V týchto zónach sústredenej deformácie sa dá očakávať aj uplatnenie sa nezanedbateľných difúzných procesov (rekryštalizácia), ktoré mylonitizácia podmieňuje. Na niektorých rozsegmentovaných zrnách sa pri silnom zväčšení medzi posunutými fragmentmi naozaj spozorovali rekryštalizované zóny, ktoré lamelovo zhášali a vytvárali dojem vláknitej štruktúry. „Vláka“ mávajú charakteristický sigmoidálny tvar a isto vznikali synkinematicky pri posune fragmentov zŕn v strižných zónach ako produkt dynamickej kryštalizácie alebo reorientáciou kryštalografickej stavby účinkom orientovaného stresu (obr. 13, 14, 15, 16).

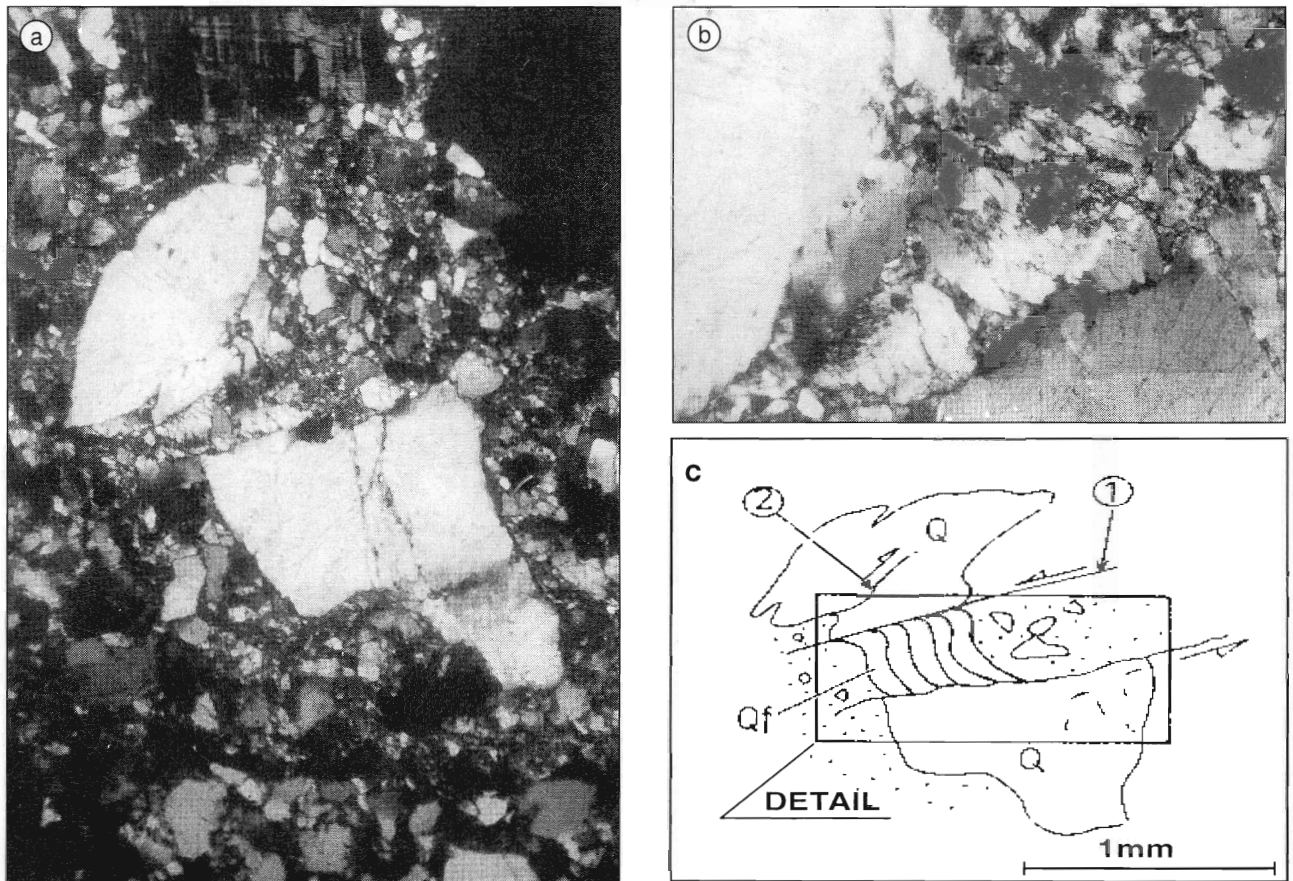
Niektoré väčšie zrná kremeňa sú v blízkosti strižných zón rozsegmentované, rozpukané na lamely pozdĺž disjunkcií, ktoré sú vzhľadom na strižnú zónu orientované ako antitetické Riedlove R strihy. Pozdĺž strihov bývajú lamely zŕn nepatrne poposúvané v zhode s kinematickým charakterom modelových antitetických R strihov (obr. 17), čo súvisí s rotáciou väčších zŕn spôsobenou dynamikou strižnej zóny. S uplatnením antitetických strihov sa podľa tzv. modelu *book shelf* (Mandl, 1988; Passchier a Trouw, 1996, a i.) počíta práve pri rotáciách.

Niektoré kremenné zrná rozsegmentované R strihmi vykazovali tzv. lamelové zhášanie. Zo štúdia zŕn v polarizovanom svetle vyplynulo, že osi C týchto zŕn bývajú v blízkosti strižných zón ohýbané, hákované v zhode s kinematickým charakterom strižnej zóny, čo potvrdzuje istú mieru duktilnosti tohto procesu.

V jednom z výbrusov, v ktorom sa podľa frakturácie a posunu fragmentov kremenných zŕn spoľahlivo interpretovala kinematika zrkadla, sa identifikovala štruktúra tvorená agregátom muskovitu a chloritu tvarom pripomínajúca písmeno *delta* (obr. 18). Ale túto štruktúru nemožno považovať za klasický kinematický indikátor – porfiroblast typu δ (sensu Passchier a Trouw, 1996), pretože jej pozícia nezodpovedá kinematike strižnej zóny doloženej spoľahlivými kritériami a metamorfne nezapadá do prostredia, v ktorom sa nachádza. V tomto prípade ide o deltoideálny tvar, ktorý vznikol prepracovaním pôvodného tvaru agregátu dynamikou strižnej zóny. Krídla pôvodného agregátu boli popresekávané mikrofraktúrami paralelnými so strižnou zónou zrkadla a jednotlivé fragmenty sa poposúvali v zhode s kinematikou zrkadla. Muskovitický agregát je teda staršou štruktúrou ako tektonické zrkadlo a deformačné pásy, ktoré ho porušujú a modifikujú do terajšieho tvaru. Pôvodný tvar agregátu pred porušením mikrofraktúrami strižnej zóny sa dá rekonštruovať vrátením posunutých segmentov krídeliek späť (obr. 19). Tento agregát musel vzniknúť pri odlišných teplotných a tlakových podmienkach, aké panujú pri diagenetickom procese, t. j. v duktilnom dynamickom metamorfnom procese, keď sa uplatnila aj rotácia vyúsťujúca do špecifického tvaru agregátu. Pre ojedinelosť tohto javu však nie sme schopní definovať, o aké procesy a štruktúry išlo. Udalosť predchádzala vzniku študovaných zrkadiel aj diagenézy, lebo na metamorfózu citlivý diagenetický glaukonit rekryštalizácia nepostihla. Pôvodne metamorfný porfiroblast je vlastne klastom metamorfovanej horniny v nemetamorfovanom pieskovi.

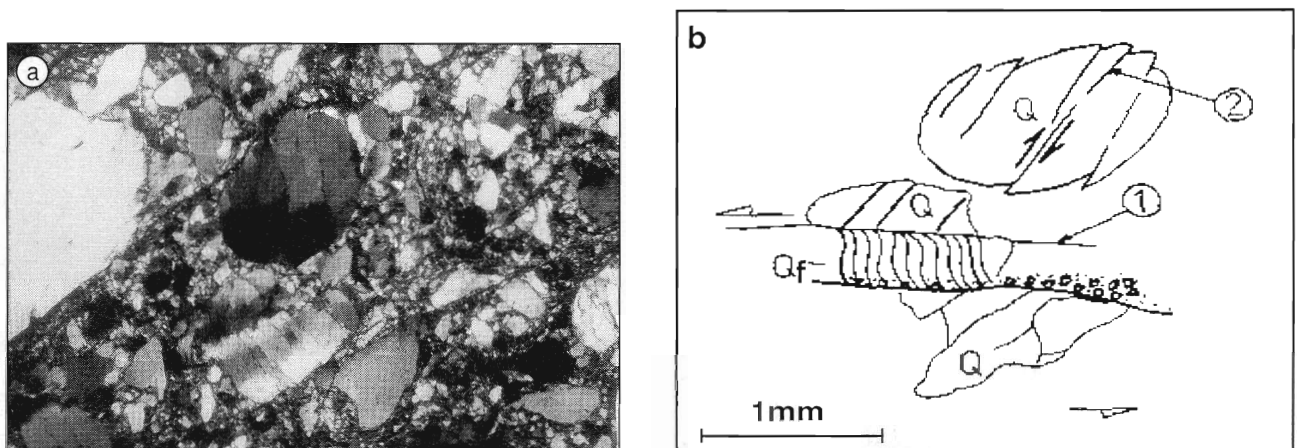
Paleonapätová analýza

Aplikáciou inverznej metódy (Angelier, 1984; softvérová verzia Jahansa a Villemína in Charlesworth et al., 1992) sa zistilo, že všetky tektonické zrkadlá lokality Javorie včítane poklesov smeru S–J tvoria homogénnu populáciu. Značí to, že všetky zrkadlá mohli vzniknúť pri jednej tektonickej udalosti v paleonapätovom poli charakteristickým vertikálnou pozíciou osi σ_1 220/70 (maximálna kompresia), horizontálnou pozíciou osi σ_2 96/7 (intermediárna os) smeru V–Z a horizontálnou pozíciou osi σ_3 5/10 (relatívna



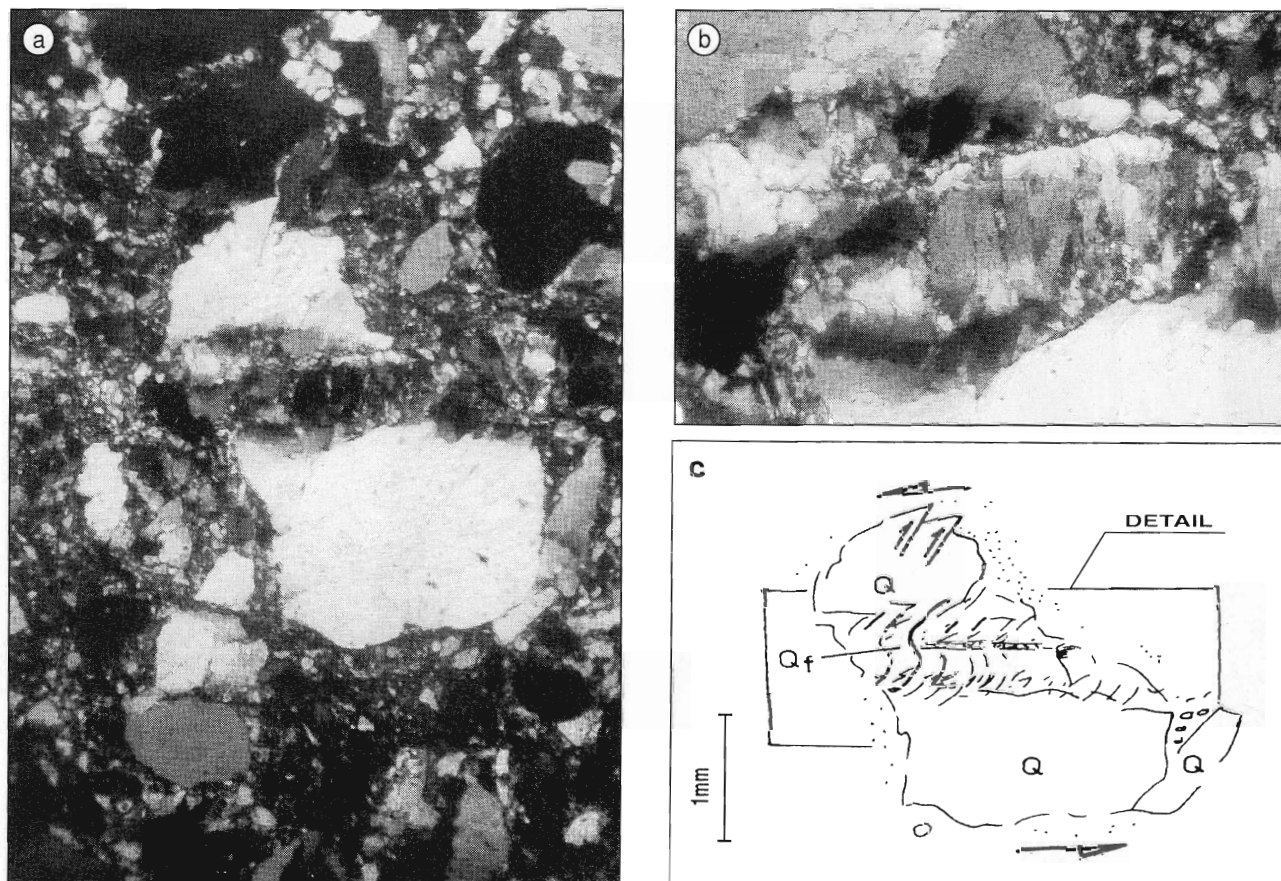
Obr. 14. a – Mikrosnímka kataklázovaného kremenného zrna v deformačnom páse, b – detail strižnej mikrozóny medzi dvoma fragmentmi kremenného zrna (skrížené nikoly), c – kinematická interpretácia. 1 – strihy paralelné so systémom R_1 poruch, 2 – antiteticke Riedelove strihy, Q – undulózne kremenné zrná, Q_f – lamelovitý až fibrózny kremeň.

Fig. 14. a – Microphotograph of cataclased quartz grain within shear band, b – detail of shear microzone in between two separated fragments of quartz grain (crossed nicols), c – kinematic interpretation. 1 – microshears parallel with R_1 system, 2 – antithetic Riedel's shears, Q – undulose quartz grains, Q_f – lamellae up to fibrous quartz.



Obr. 15. a – Mikrosnímka kataklázovaných kremenných zŕn v deformačnom páse s nápadne lamelovitým až fibróznym charakterom kremeňa v strižnej mikrozóne medzi dvoma fragmentmi (skrížené nikoly), b – kinematická interpretácia. 1 – strihy paralelné so systémom R_1 porúch, 2 – antiteticke Riedelove strihy, Q – undulózne kremenné zrná, Q_f – lamelovitý až fibrózny kremeň.

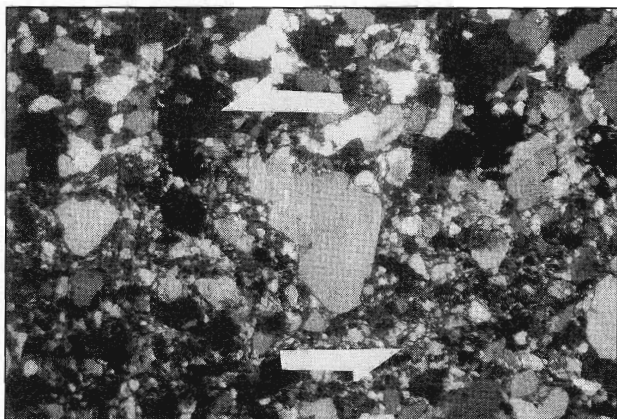
Fig. 15. a – Microphotograph of cataclased quartz grains within shear band with apparent lamellae up to fibrous character of quartz in shear microzone in between two quartz fragments (crossed nicols), b – kinematic interpretation. 1 – microshears parallel with R_1 system, 2 – antithetic Riedel's shears, Q – quartz grains, Q_f – lamellae up to fibrous quartz.



Obr. 16. a – Mikrosnímka kataklazovaného kremenného zrna v deformačnom páse, b – detail strižnej mikrozonu medzi dvoma fragmentmi kremenného zrna (skrúžené nikoly), c – kinematická interpretácia. 1 – strihy paralelné so systémom R_1 poruch, 2 – antitetické Riedelove strihy. Q – undulózne kremenné zrná, Q_f – lamelovitý až fibrózny kremeň.

Fig. 16. a – Microphotograph of cataclased quartz grain within shear band, b – detail of shear microzone in between two separated fragments of quartz grain (crossed nicols), c – kinematic interpretation. 1 – microshears parallel with R_1 system. 2 – antithetic Riedel's shears. Q – undulose quartz grains, Q_f – lamellae up to fibrous quartz.

extenzia, resp. minimálna kompresia) smeru S–J (obr. 20a). Použitá paleonapätová metóda umožnila aj výpočet súčiniteľa tvaru napätového elipsoidu ϕ (R sensu Angelier,



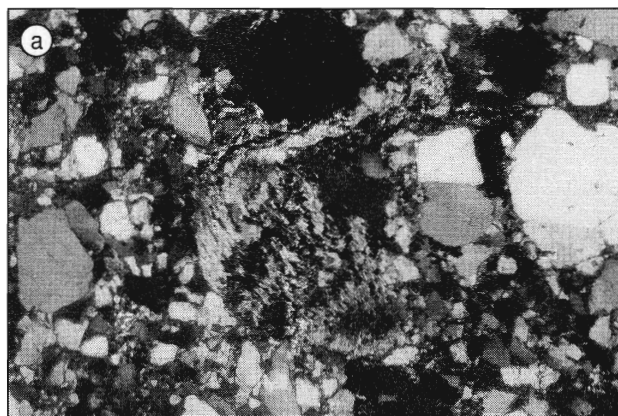
Obr. 17. Mikrosnímka kremenného zrna z deformačného pásu porušeného antitetickými Riedelovými strihmi (skrúžené nikoly, zv. 27x).

Fig. 17. Microphotograph of quartz grain from shear band fragment by antithetic Riedel's shears (crossed nicols, enlargement 27x).

1994), ktorý vyjadruje relatívnu veľkosť vypočítaných hlavných osí paleonapätia. Z hodnoty ϕ (0,36) vyplýva, že napätový stav, pri ktorom mezoskopické zrkadlá vznikli, bol trojosový, s prevahou kompresnej zložky, čo je prekvapujúce, lebo pri tvorbe poklesov by sa dalo očakávať napätové pole s prevahou extenznej zložky.

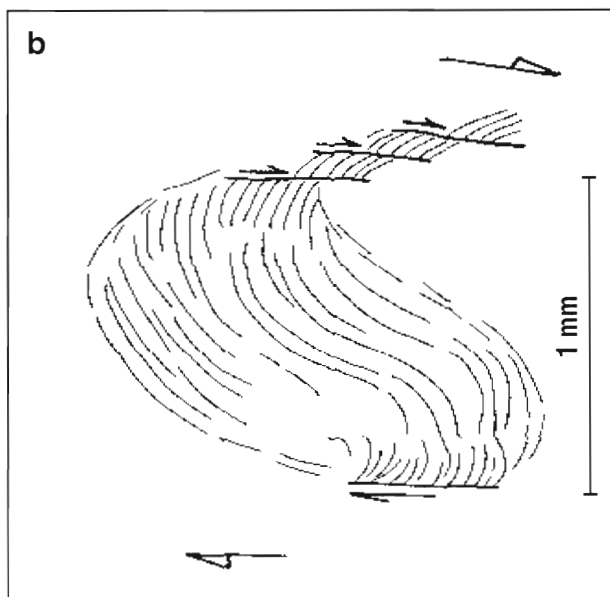
Druhou lokalitou, na ktorej bolo možno pozorovať dosť kinematicky interpretovateľných zrkadiel použiteľných na paleonapätovú analýzu, je opustený lom Krížová (obr. 2). Vystupujú tu plocho uložené flyšové súvrstvia račianskej jednotky v normálnej pozícii. Tektonické zrkadlá tvoria homogénnu populáciu, ktorá mohla vzniknúť, resp. byť reaktivizovaná pri jedinej tektonickej udalosti charakteristickej subhorizontálnou pozíciou osi σ_1 23/32 smeru SSV–JJZ, horizontálnou pozíciou osi σ_3 122/13 smeru VJV–ZSZ a subvertikálnou pozíciou osi σ_2 234/44 (obr. 20b). Z hodnoty súčiniteľa tvaru napätového elipsoidu ϕ (0,26) vychádza, že napätový stav bol blízky jednoosovej kompresii, čo zodpovedá prevahe smerovo-posuvných zrkadiel.

Podľa paleonapätovej analýzy z oboch lokalít by sa dalo predpokladať, že túto oblasť magurskej jednotky postihli najmenej dve etapy krehkej deformácie, a to subver-



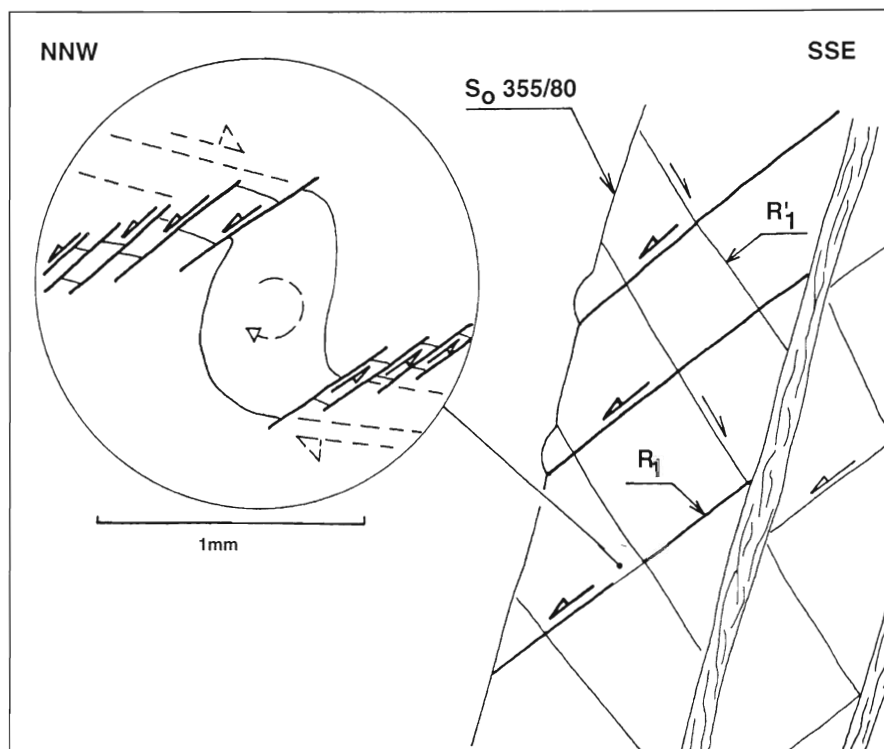
Obr. 18. a – Mikrosnímka agregátu muskovitu a chloritu deltoidného tvaru (skrížené nikoly), b – kinematická interpretácia štruktúry, podľa ktorej tvar agregátu modifikujú strihy paralelné so systémom R_1 porúch.

Fig. 18. a – Microphotograph of muscovite-chlorite aggregate of delta shape (crossed nicols), b – kinematic interpretation of structure according which the shape of aggregate is modified by R_1 system parallel shears.



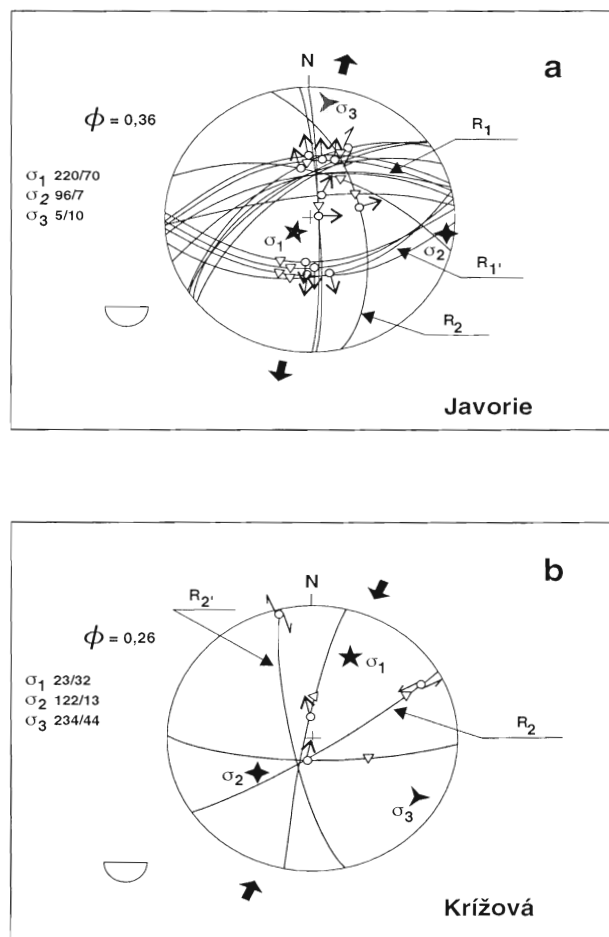
tikálna kompresia, na ňu sa vzťahujúca relatívna extenzia smeru SSV–JJZ (lokalita Javorie) a subhorizontálna kompresia smeru SSV–JJZ (lokalita Krížová). Ale orientácia paleonapätí dešifrovaných na lokalite Javorie protirečí všeobecne akceptovaným poznatkom o tektonickom vývoji vonkajšieho flyšového pásma, ktoré bolo prakticky celý čas po usadení vystavené regionálnej kompresii smeru S–J, až SV–JZ. Tento nesúlad a kompresný charakter napätového poľa generujúceho poklesy na lokalite Javorie vedú k myšlienke, že sa štruktúry a tým aj záznamy paleonapätového poľa lokality Javorie zrotovali do

dnešnej pozície pri neskorších tektonických udalostiach. V čase, keď vznikali, boli vrstvy v subhorizontálnej pozícii komprimované subhorizontálnou kompresiou smeru SSV–JJZ v súlade s generálnou dynamikou skracujúceho sa flyšového priestoru pri konvergencii Karpát a predpolia. Toto napätové pole generovalo prešmykové strižné zóny vrátane tektonických zrkadiel, ktoré neskôr zrotovali spolu s vrstvami do strmej pozície, a tak nadobudli zdanlivo povahu poklesov. Na lokalite Krížová, kde je súvrstvie račianskej jednotky len mierne sklonené, sa zaznamenala práve táto etapa tektogenézy so subhorizontálnou kom-



Obr. 19. Rekonštrukcia pôvodného tvaru muskoviticko-chloritického agregátu a jeho vzťah k ostatným štruktúram.

Fig. 19. Reconstruction of original shape of muscovite-chlorite aggregate and its relation to other structures.



Obr. 20. Homogénna populácia tektonických zrkadiel a z nej odvodené smery paleonapätí z a – pasierbieckeho pieskovca lomu Javorie a b – flyšovej sekvencie račianskej jednotky lomu Križová. σ_1 – maximálna os napätia, σ_2 – intermediárna os napätia, σ_3 – minimálna os napätia, ϕ – súčiniteľ tvaru napätového elipsoidu.

Fig. 20. Homogeneous population of slickensides and fault-slip related directions of paleostresses from a – Pasierbiec sandstones of Javorie quarry, b – Rača unit flysch sequence of Križová quarry. σ_1 – maximum principal stress axis, σ_2 – intermediate principal stress axis, σ_3 – minimum principal stress axis, ϕ – shape factor of paleostress ellipsoid.

presiou smeru SSV–JJZ, ktorá generovala párový systém smerných posunov smeru SSZ–JJV (R_2') a SV–JZ (R_2). Tieto zrkadlá zodpovedajú zrkadlu R_2' a R_2 z lokality Javorie, ktoré sa tu zrotovali pri vrásnení a v dnešnej pozícii sú kinematicky poklesmi. Na lokalite Javorie bolo možno určiť časovú postupnosť pohybov na zrkadlách. Staršie zrkadlá R_1 a R_1' , pôvodne prešmyky, sú presekávané relatívne mladšími zrkadlami R_2 a R_2' , ktoré boli pred rotáciou smernými posunmi. Takéto striedanie kinematicky zlomov pri nezmenenej orientácii hlavného kompresného napätia σ_1 predpokladá permutácie osí paleonapätia σ_3 a σ_2 , ktoré sa často opisujú v paleonapätových štúdiách z rozličných terénov (Angelier, 1994).

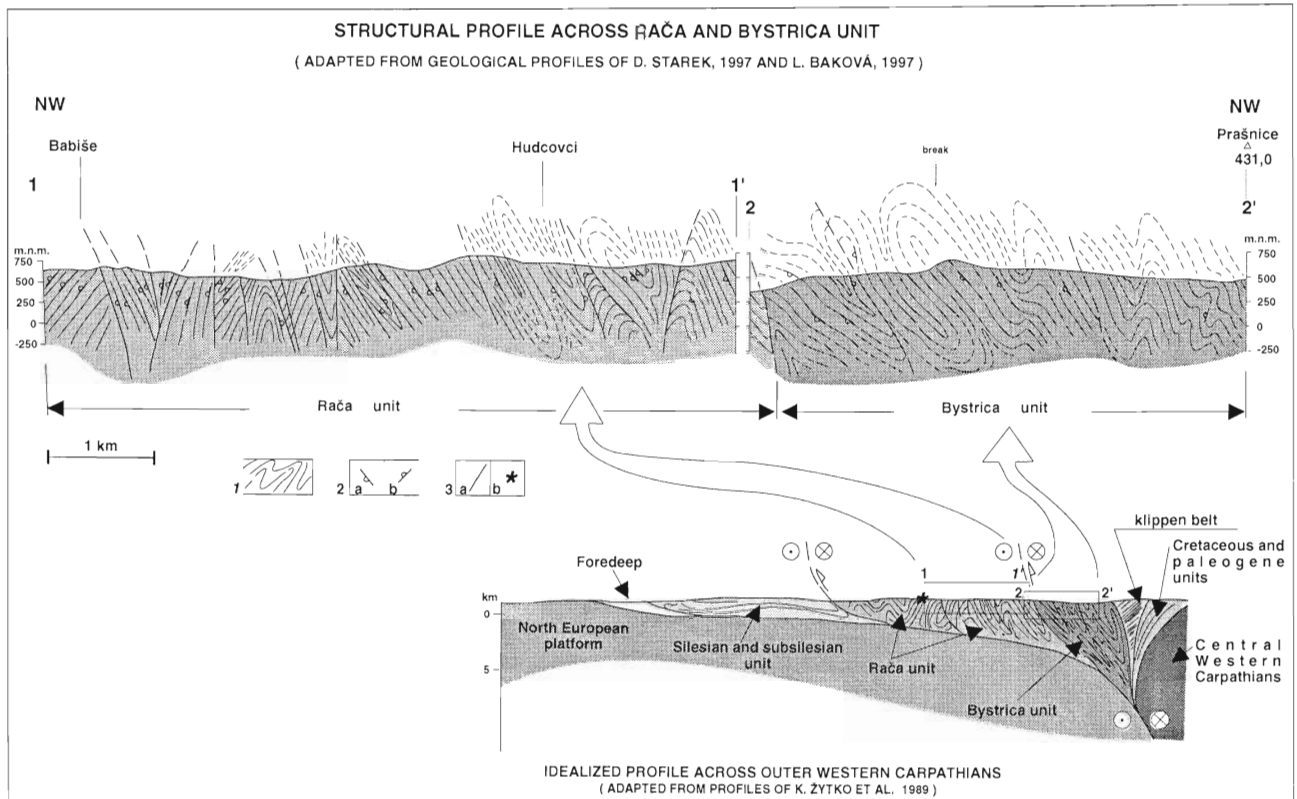
Z uvedeného vyplýva, že sa na týchto dvoch lokalitách prostredníctvom tektonických zrkadiel zaregistrovala jediná kompresná etapa, ktorá smerovo zodpovedá strednomiocénemu napätovému poľu s kompresiou smeru

SSV–JJZ, ktoré je známe z južnejšie ležiacej karpatsko-panónskej oblasti (Marko et al., 1995).

Interpretácia mezoskopických deformačných štruktúr pasierbieckych pieskovcov v kontexte tektonickej stavby magurskej jednotky flyšového pásma

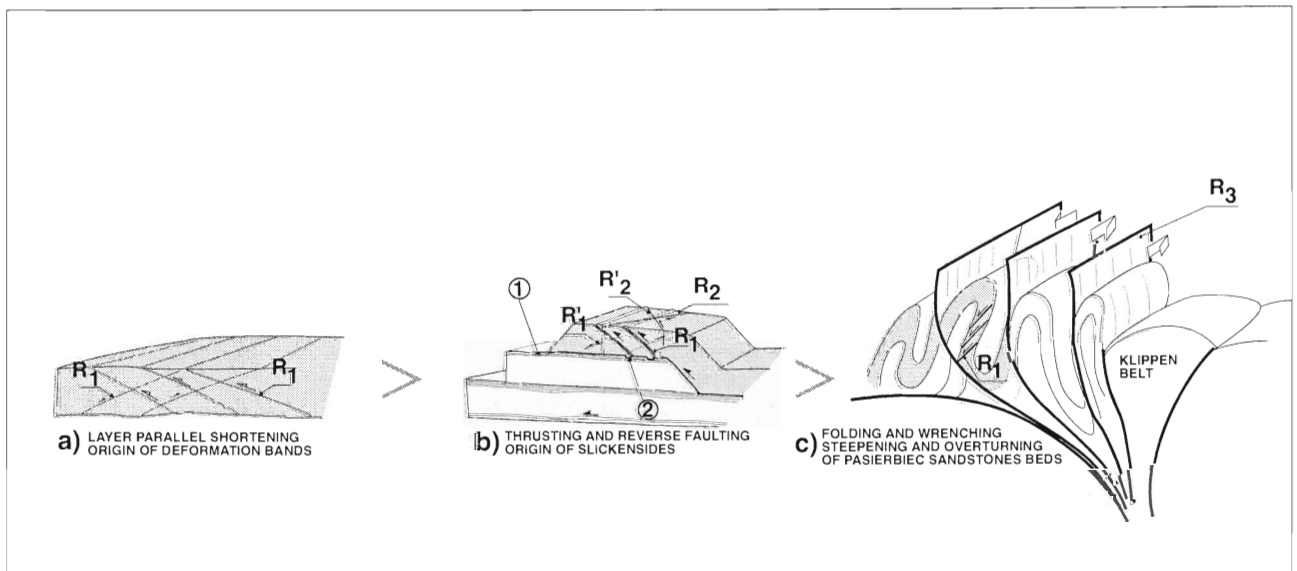
Pre vonkajšie flyšové pásmo je charakteristická vrásavá a šupinová stavba, ktorá vznikla pri konvergencii karpatského orogénu s predpolím v procese vzniku mladoterciárnej akrečnej prizmy (pozri prehľad literatúry in Potfaj, 1993). Štruktúrny profil (obr. 21) vyjadruje zložitosť stavby študovaného územia, kde v severnej časti dominujú strmé s orogénnym frontom paralelné šupiny z rozličných litostratigrafických členov tylových jednotiek flyšového pásma. V južnej časti profilu smerom na bradlové pásmo („zakorenenie“ magurského príkrovu) dominuje stavba izoklinálnych disharmonických megavrás s prevládajúcou vergenciou na S a s vrásovými osami subparalelnými s orogénnym frontom. Štýl tesných až izoklinálnych vrás v profile sa interpretoval na základe terénnych pozorovaní sklonu a pozície vrstiev podľa synsedimentárnych štruktúr na vrstvových plochách. Predpokladáme, že pôvodný štruktúrny plán klasickej príkrovovej stavby je prepracovaný do strmých štruktúr a terciárna konvergencia západokarpatského bloku a platformy prebehli v dvoch štruktúrnotvorných etapách.

V staršej etape pri subdukcii paraoceanickej kôry, na ktorej sedimentoval vonkajší flyš, sa formovali subhorizontálne násuny a vznikla príkrovová stavba. Predpokladáme, že sa mezoskopické strižné zóny (*shear bandy*) R_1 a R_1' začali formovať v období iniciálneho skracovania ako párový systém prešmykových porúch v subhorizontálne uložených pieskovcových laviciach. Strižnými pohybmi a redukciou zrnitosti na poruchách paralelne s vrstvitosťou prebiehalo skracovanie (obr. 22a). Pohyby aj redukcia poróznosti boli síce v jednotlivých strižných zónach nepatrné, ale celá populácia porúch dovedna sa mohla prejavovať nezanedbateľným skrátením. Je pravdepodobné, že sa tieto udalosti začali ešte pred litifikáciou alebo v slabo spevnenom sedimente. V ďalšom vývoji pokračujúca kompresia flyšového sedimentačného priestoru rezultovala vznikom násunov a interstratálnych prešmykov (obr. 22b). Veľká časť týchto pohybov sa mohla realizovať v ílovcových polohách, ktoré vykazujú intenzívnu strižnú deformáciu. V tom období už existujúce strižné zóny s posunmi milimetrovej veľkosti (*shear bandy*) prerástli do mezoskopických tektonických zrkadiel, pozdĺž ktorých nastali intenzívnejšie pohyby. Výrazne vyvinuté striácie fibrózneho charakteru na tektonických zrkadlách dokladajú semiduktilné podmienky vzniku v už litifikovanom sedimente. Takmer súčasne so zrkadlom R_1 a R_1' sa aktivizoval aj párový systém zrkadiel R_2 a R_2' , ktoré podľa paleonapätovej analýzy tvoria s ostatnými zrkadlami homogénnu populáciu aktivizovanú tým istým napätovým poľom. Zrkadlá R_2 a R_2' boli v čase vzniku vertikálne a mali smerovoposuvný charakter. Vzhľadom na to, že posúvajú horizontálne sa tiahnuce „hieroglyfy“ na vrstvovej ploche (obr. 3), ktoré pokladáme za produkt dynamiky zrkadiel



Obr. 21. Štruktúrny profil naprieč bystrickou a račianskou jednotkou na S od Bytče (upravené podľa geologických profilov Starka, 1997; Bakovej, 1997; a Žytka et al., 1989). 1 – vrstvitosť, 2a – vrstvy v normálnej pozícii, 2b – vrstvy v prevrátenej pozícii, 3a – zlomová tektonika, 3b – poloha lokality Javorie.

Fig. 21. Structural profile across Bystrica and Rača units northerly from Bytča (adapted from geological profiles of Starek, 1997; Baková, 1997; and Žytka et al., 1989). 1 – bedding, 2a – bedding in normal position, 2b – bedding in overturned position, 3a – fault tectonics, 3b – location of outcrop Javorie.



Obr. 22. Evolučný model a – prvá etapa: tvorba deformačných pásov ako výsledok s vrstvami paralelného skrakovania, b – druhá etapa: tvorba tektonických zrkadiel kopírujúcich kinematiku deformačných pásov a tvorba zlomovej tektoniky vyššieho radu. c – tretia etapa: extrémne skrátenie pri kolízii rezultujúce vo zvrásnení flyšových sekvencií.

Fig. 22. Evolutionary model. a – the first stage: origin of shear bands as result of layer parallel shortening, b – the second stage: creation of kinematically the same slickensides and formation of large fault tectonics, c – the third stage: extreme shortening during the collision resulting in folding of flysch sequences.

systému R_1 a R_1' , sú zrkadlá systému R_2 a R_2' relatívne o niečo mladšie.

Po kolízii orogénu s kontinentálnou časťou platformy sa kompresný režim zmenil na transpresný, pretože postup orogénu v pôvodnom smere spomalil až zastavil. To spôsobilo extrémne skrátenie, ktoré sa prejavilo intenzívnym zvrásnením flyšových sekvencií, neskôr aj translačný posun medzi platformou a flyšom (únik do voľných miest), ale aj medzi flyšom a centrálnokarpatským blokom. Je veľmi pravdepodobné, že kontinentálna časť kôry predpolia a centrálnokarpatského bloku kolidovala v hĺbke pod tvoriacou sa akrečnou prizmou flyšu práve v oblasti dnešného bradlového pásma. V tom čase už boli vnútorné jednotky flyšového pásma extrémne skrátené, zvrásnené, čo spolu so smerovoposuvnými pohybmi na rozhraní centrálnokarpatského bloku a vonkajšieho flyšového pásma aj v jeho vnútri spôsobilo strmosť štruktúr, ktorá je dnes pre túto zónu typická (obr. 22c). Intenzívne skrátenie (*wrenching*) v blízkosti bradlového pásma skomplikoval pôvodnú stavbu izoklinálnych vrás formovaním štruktúry smerovoposuvného transpresného vejára prostredníctvom strmých prešmykov a nepochybné aj s orogénom paralelných veľkých smerových posunov (R_3 na obr. 22c). Záznamy smerových posunov mezoskopickej mierky sa zaregistrovali na lokalite Krížová v račianskej jednotke.

Diskusia

Strižné deformácie v pasierbieckych pieskovcoch lokalizáciou a charakterom zodpovedajú deformačným pásom (*shear bands*), ktoré sa už definovali a mnohokrát opísali z poróznych detritických hornín (Aydin, 1978; Antonelini et al., 1994; Fossen a Hesthammer, 1997, a i.). Sú to strižné zóny hrubé niekoľko cm, ktoré v strmo sklonených poróznych pasierbieckych pieskovcoch lemuju tektonické zrkadlá s dobre vyvinutými striáciami. Strižné zóny sú zo subparalelných deformačných pásov rovnakého kinematického charakteru ako tektonické zrkadlá, ktoré sú podľa kinematických indikátorov poklesmi. Amplitúda posunov v strižných pásoch dosahuje najviac niekoľko mm. Zaradujeme ich do kategórie 2b (sensu Antonelini et al., 1994) s dobre vyvinutou kataklázou zrn. V týchto zónach deformácie sa uplatnil hlavne deformačný mechanizmus kataklázy spätý s výraznou redukciou poróznosti spojenou so znížením priepustnosti pre fluidá. Vznikom deformačných pásov sa porózne pasierbiecke pieskovce ako ideálne kolektory a drenážne cesty pre fluidá znehodnotili a stali sa nepriepustnými. V pieskovcových laviach vytvorili nepriepustné bariéry deformačné pásy a v nadloží aj podloží pieskovcov sú významnou prekážkou pre migráciu fluid ílovcové preplástky. Vodou nasýtený porózny pieskovec sa v procese s vrstvami paralelného skraccovania rezultujúceho vo vzniku deformačných pásov stávali nepriepustnými. To mohlo vyvolať značný pretlak fluid, ktoré zo stiesňovaného priestoru nemali kadiaľ uniknúť, a tak významne ovplyvňovali deformáciu a spôsobovali hydraulickú frakturáciu zrn.

Deformačné pásy nie sú ani vo vonkajších flyšových Karpatoch lokálnou záležitosťou. Takmer z identickej po-

zície a z identických hornín boli opísané deformačné pásy párového systému z poľskej časti magurského príkrovu (Tokarski et al., 1995; Tokarski a Swierczewska, 1998), ale na rozdiel od deformačných pásov v pasierbieckych pieskovcoch sa interpretujú ako prešmykové štruktúry. Okrem toho sa katakláza v spodnoeocénnych telesách pieskovca Tylmanovej v poľskej časti flyšového pásma uplatnila najmä na zrnách živca, kým v pasierbieckom pieskovci na Javorí sú kataklázované kremenné polykryštalické zrná.

Na rozdiel od deformačných pásov opísaných z poľskej časti magurského príkrovu nemožno deformačné pásy v pasierbieckych pieskovcoch geneticky spájať s regionálnym vrásnením flyšových jednotiek (Konon, 1997), pretože kinematicky nevyhovujú distribúcii a kinematickej povahe strižných napätí, ktoré spôsobujú vznik vrásovej kliváže. Deformačné pásy v pasierbieckych pieskovcoch tvoria párový systém, čo pri kliváži osovej roviny vrás nebýva bežné. Argumentom podporujúcim genetickú nezávislosť strižných pásov od vrás je ich bežný výskyt aj v nezvrásnených sedimentoch.

V nedeformovaných častiach telies pieskovca nie sú nijaké prejavy extrémnejších PT podmienok. Glaukonitové zrná, ktoré sú veľmi citlivé už na mierny rast teploty a tlaku, nie sú nijako postihnuté. Keďže sa na niektorých kataklázovaných zrnách v deformačných pásoch pasierbieckych pieskovcov zistili lamelovo zhášajúce až fibrózne zóny, predpokladáme, že v úzkych zónach deformácie mohli byť extrémnejšie PT podmienky ako v okolitej hornine. Lamelové až vláknité štruktúry indikujú semi-duktilné podmienky (ekvivalentné metamorfným podmienkam fácie zelených bridlíc) v čase trvania zrn, ktoré sú spolu s výraznou redukciou zrnitosti atribútmi mylonitizácie. V tomto prípade by sa mohlo hovoriť o mikroskopických protomylonitoch (sensu Wise et al., 1984). Fibrózne minerálny povlak a vysoký lesk indikujú, že podobné reologické podmienky boli aj pri formovaní povrchu tektonických zrkadiel, ktorými sa strižná deformácia v pasierbieckych pieskovcoch zavŕšila.

Kontroverzným a ojedinelým fenoménom zisteným v blízkosti deformačných pásov je deltoidná mikroštruktúra agregátu muskovitu, ktorá je typická pre dynamicky metamorfované horniny. Keďže hostiteľský sediment nie je vôbec metamorfovaný, je pravdepodobné, že sa tento agregát dostal do sedimentu ako klastický úlomok z nejakej metamorfovej horniny a pri vzniku deformačných pásov jeho tvar modifikovali strihy do dnešnej špecifickej konfigurácie. V takom prípade však musel byť sedimentárny transport extrémne krátky, lebo inak by sa deltoidný tvar krehkého muskovitu nebol zachoval.

Špecifikom deformačných pásov je nápadný nepomer medzi nepatrnosťou strižných posunov (zlomky mm až prvé mm) a intenzitou kataklázy, zjemnenia zrnitosti pozdĺž nich. To isté sa týka aj tektonických zrkadiel R_1 a R_1' , pozdĺž ktorých sa napriek nápadným striáciam nepozorovali makroskopicky evidentné posuny medzivrstvových rozhraní, ktoré presekávajú. To by sa dalo vysvetliť pohybmi na medzivrstvových rozhraniach v ílovcových preplástkoch, ktorými sa časť pohybov pozdĺž tektonických

zrkadiel mohla akomodovať. Je nepochybné, že deformačné pásy a tektonické zrkadlá sú geneticky späté a sú produktom postupne sa vyvíjajúcich strižných zón. Deformačné pásy lemujú zrkadlá v niekoľko cm hrubých zónach. Intenzita posunov v deformačných pásoch je nepatrná a narastá nelineárne (pravdepodobne geometricky) smerom k tektonickému zrkadlu, pozdĺž ktorého nastal intenzívnejší posun (cm – dm).

Časť deformačných pásov v poľskej časti magurského príkrovu má prejavy predlitifikačných fenoménov, ktoré sa uplatnili ešte v nespevnenom sedimente (Tokarski a Swierczewska, 1998). Aj deformačné pásy v pasierbieckych pieskovcoch mohli byť založené ešte pred spevnením sedimentu. V takom prípade možno kataklázu zrn vysvetliť hydraulickou frakturáciou pri pretlaku fluid, ktoré taký porózny sediment, akým je pasierbiecky pieskovec, mohol obsahovať. Hieroglyfy na spodnej vrstvovej ploche pieskovcovej lavice v lome na Javorí – pokladané za netradičné prúdové stopy (Starek, 1997) – sú pravdepodobne štruktúrami geneticky spätými s dynamikou deformačných pásov. Ide zrejme o prejav nasýtenia sedimentu vodou pozdĺž nepriepustnej bariéry deformačných pásov a jeho vtláčania do podložia. Pretože evidentne ide o štruktúry mäkkého sedimentu, aj časť histórie deformačných pásov možno považovať za predlitifikačnú. Časť štruktúr, ako sú fibrózne zóny v rozlámaných zrnách, esovité štruktúry SC zvýraznené inklúziami a napokon aj striácie na povrchu tektonických zrkadiel, vznikli v už spevnenom sedimente.

Záver

Záverom možno konštatovať, že deformačné pásy spolu s tektonickými zrkadlami tvoria z hľadiska času vzniku, intenzity deformácie aj PT podmienok heterogénne strižné zóny vyvinuté v kompetentných pieskovcových laviciach. V týchto zónach, ktoré dramatickou redukcíou poróznosti spôsobili nepriepustnosť telies pieskovca pre fluidá, mohlo prebehnúť skracovanie už v predlitifikačných štádiách (deformačné pásy). V zreých postlitifikačných štádiách tektogenézy sa potom uplatnili tektonické zrkadlá, ktoré kopírujú deformačné pásy kinematicky aj smerovo. Smery paleonapätí rekonštruované podľa tektonických zrkadiel sú podobné orientácii paleonapätí typických pre strednomiocénne obdobie viedenskej panvy a južnejších oblastí centrálnych Západných Karpát. Deformačné pásy lemujúce tektonické zrkadlá majú podstatne menšiu mieru strižnej deformácie, t. j. veľkosť posunov ako tektonické zrkadlá. Podľa pozorovaných rekryštalizovaných zón sa v deformačných pásoch okrem kataklázy prejavili aj extrémnejšie PT podmienky, zrejme generované dynamikou deformácií. Deformácie a extrémnejšie PT podmienky boli iba v úzkych zónach deformácií, pretože v samej hostiteľskej horine nijaké stopy metamorfózy nie sú.

Ďakujeme oddeleniu regionálneho výskumu GS SR Bratislava, najmä RNDr. M. Potfajovi, CSc., za podporu realizácie projektu, pracovné konzultácie a cenné pripomienky, ktoré pomohli skvalitniť túto štúdiu.

Literatúra

- Angelier, J., 1984: Tectonic analysis of fault data sets. *J. geophys. Res.*, 89, 6835–5848.
- Angelier, J., 1994: Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P. L. (Ed.): *Continental deformation*. Pergamon press, New York, 53–100.
- Antonellini, M. A., Aydin, A. & Pollard, D. D., 1994: Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *J. Struct. Geol.*, 16, 941–959.
- Aydin, A., 1978: Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure & Appl. Geophys.*, 116, 913–930.
- Baková, L., 1997: Geologická stavba a tektonika flyšového pásma okolia Petrovíc (račianska a bystrická jednotka). *Manuskript – archív PriF UK Bratislava*, 61.
- Dzulinsky, S. & Kotlarczyk, J., 1965: Tectoglyphs on slickensided surfaces. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr.*, XIII, N2, 149–154.
- Fossen, H. & Hesthammer, J., 1997: Geometric analysis and sealing relations of deformation bands in porous sandstone. *J. Struct. Geol.*, 19, 12, 1479–1493.
- Charlesworth, H., Villemin, T., Mugnier, J. L. & Pecher, A., 1992: Short course on Applications of IBM-PC compatible microcomputers in structural geology. *Manuskript – archív Univ. Savoie, Chambéry*, 113.
- Konon, A., 1997: Tektonika masívu Sněžníci i jej przedpola (beskid Wyspowsy, plaszczowina magurska). *Przegl. Geol.*, 45, 10, 1001–1007.
- Mandl, G., 1988: Mechanics of tectonic faulting. Models and basic concepts. *Elsevier, Amsterdam*, 407.
- Passchier, C. W. & Simpson, C., 1986: Porphyroclast system as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8, 831–834.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J., 1996: *Microtectonics*. Springer, Berlin, 289.
- Petit, J. P., 1987: Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6, 597–608.
- Potfaj, M., 1993: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 98, 55–78.
- Potfaj, M. & Šlepecký, T., 1996: Litostratigrafická tabuľka račianskej jednotky na liste Kysucké Nové Mesto. *Manuskript – archív GS SR Bratislava*.
- Riedel, W., 1929: Zur Mechanik geologischer Bruckerscheimungen. *Zbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B.* 354–368.
- Starek, D., 1997: Geologická stavba a sedimentologická charakteristika račianskej jednotky v oblasti kolárovicej doliny. *Manuskript – archív PriF UK Bratislava*, 57.
- Tokarski, A. & Swierczewska, A., 1998: History of folding in the Magura nappe, Outer Carpathians, Poland. In: *Rossmannith, H. P. (Ed.): Mechanics of Jointed and Faulted Rock*. Balkema, Rotterdam, 125–130.
- Tokarski, A., Swierczewska, A. & Banaš, M., 1995: Deformation bands and early folding in Lower Eocene flysch sandstone, Outer Carpathians, Poland. In: *Rossmannith, M. P. (Ed.): Mechanics of Jointed and Faulted Rock*. Rotterdam, 323–327.
- Žytko, K., Eliáš, M., Nemček, J. & Stráňík, Z., 1989: Western Outer Carpathians. In: *Poprawa, D. & Nemček, J. (Eds.): Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland*. Warszawa, Bratislava, Praha, PIG, GUDS, ÚUG.
- Wisse, D. U., Dunn, D. E., Engelder, J. J., Geiser, A. P., Hatcher, R. D., Kish, S. A., Odom, A. L. & Schamel, S., 1984: Fault-related rocks. Suggestions for terminology. *Geology*, 12, 391–394.

Shear deformations of Pasierbiec sandstone from the Rača unit (Outer Western Carpathians)

Brittle to brittle/ductile shear deformational structures are developed within the Middle Eocene Pasierbiec sandstones of Rača unit belonging to the Magura nappe of the Outer Western Carpathians (Fig. 1). At studied outcrop – at quarry Javorie (Fig. 2) there are exposed monoclinaly lying steeply dipping beds of the Pasierbiec sandstone intercalated by thinner mudstone beds, creating a typical flysch sequence (Fig. 3).

Outcrop scale shear zones arranged as conjugate system cut the sandstone beds and have strikes parallel with the strikes of the host beds (Fig. 4). Shear zones rim the Mesoscopic slickensides with distinctively developed slickenside lineations. Shear zones are a few cm thick, composed of subparallel single, pale coloured and very thin deformation bands (Fig. 7). Deformation bands, shear bands, respectively, belong to the category 2b (*sensu* Antonellini et al., 1984) with well developed cataclasis. As well as classical deformation bands observed elsewhere within similar porous rocks (Aydin, 1977; Antonellini et al., 1984; Fossen and Hesthammer, 1997) they show only very moderate amount of displacement, but important reduction of granularity. Sense of the quartz fragments offsets and en-echelon nature of some deformation bands show the same kinematics as parallel slickensides display (Fig. 9). Structures observed within thin sections cut perpendicularly to the shear bands and slickenside surfaces, and parallel to the slickenside lineations show displacements of broken quartz fragments up to a few mm (Figs. 11–16). Except distinctive cataclasis, there had to take place at least slight recrystallization during the formation of the deformation bands, because quartz has lamellae, or fibrous character of extinction between the offset fragments of quartz grains (Fig. 12b, c; Fig. 14b; Fig. 16b). This phenomenon could represent a record of synkinematical dynamic recrystallization, or is the result of stress effect. If the shear microzones dividing fragments of broken large quartz grains are really recrystallized, then these deformation bands could be classified as micromylonites, as they dispose of mylonite zones attributes. These include the extreme reduction of granularity and diffusive mass transfer.

The geological setting and geometry of studied shear zones are very similar to the deformation bands described at Polish part of the Magura nappe (Tokarski et al., 1995; Tokarski and Swierczewska, 1998; Konon, 1997). To the contrary to these ones having reverse kinematic character, deformation bands within Pasierbiec sandstone at the Javorie quarry show apparent normal dip-slip kinematic character interpreted by means of asymmetric structures upon slickensided surfaces and microstructures from thin sections cutting single deformation bands. This crucial difference do not allow us to consider the origin of observed deformation bands as the result of flexural slip folding as introduced by Konon (1997) for the deformation bands at the Polish flysch Carpathians. Dip slip character of the deformation bands from Pasierbiec sandstone is not in accord with the shear stresses produced in fold limbs during flexural slip folding.

Paleostress analysis (direct inversion method) applied in two appropriate outcrops of studied area (Fig. 2) shows apparently two fault-slip related tectonic events affecting the area (Fig. 20). At the Javorie quarry homogeneous paleostress field was calculated from all measured normal slickensides. Character of recognized stress field converges more to uniaxial compression (shape factor $\phi = 0.36$), then to uniaxial extension, as use to be typical for origin of normal faults. Orientation of maximum principal stress axis σ_1 was vertical, orientation of minimum principal stress axis σ_3 was horizontal (NNE–SSW). From the all measured outcrop scale faults affecting subhorizontally lying beds at the locality Krížová also compressional homogeneous paleostress event ($\phi = 0.26$) was calculated with horizontally trending σ_1 (NNE–SSW) and horizontally trending σ_3 (ESE–WNW).

The data gained by structural observations, paleostress analysis and regional knowledge concerning geology and tectonics were used for the interpretation of the structural evolution.

Deformation bands within not yet lithified Pasierbiec sandstone could have been triggered as the reverse shear bands in horizontally lying beds already during the early period of layer parallel shortening (Fig. 22a). High porous Pasierbiec sandstone were saturated by water, thus the hydraulic fracturation processes had probably taken place. Clasts were broken and reduced granularity within the deformation bands appeared. Later the sediments were lithified and the slickensides of the same reverse kinematics were formed during the proceeding convergence, when the regional nappe thrusting, the reverse faulting and the interbedding sliding took place (Fig. 22b). Finally, the West Carpathian and the North European blocks of continental crust collided probably in depth in the area of the Pieniny Klippen Belt. This resulted in an extreme shortening accommodated by regional folding. Formerly gently inclined beds and units were included to the fabric of the large isoclinal disharmonic folds (Fig. 21). For this reason the formerly subhorizontal and gently inclined beds bearing the already created shear deformations were later steepened, even overturned within the fold limbs (Fig. 22c), as it is observed also at the Javorie quarry. Originally reverse and strike-slip shear bands and slickensides due to the rotation of beds caused by folding seems to be normal dip-slip structures.

The Miocene collision stopped progradation of the West Carpathian orogene to the N and it started to move to the still vacant areas in the NE. The compressional regime in the Outer flysch Carpathians had changed to sinistral transpressional one. The regional fault zones played the important role as the sinistral strike-slip shear zones. It resulted in the formation of the wrench fault tectonics in the zone between the Outer and Central Western Carpathians where the huge transpressional flower structure had been formed.

Formation of the deformation bands in porous sandstone beds could have considerable influence on the drainage qualities of the studied rocks. In the zones of the deformation bands penetrating sandstones the granularity and porosity i. e. permeability was extremely reduced. Deformation bands together with already existing fluid barriers, mudstone intercalations, could trap the fluids saturated in the sandstone beds. Thus present fluids could not migrate from stressed sandstone beds due to the barriers formed by combination of the deformation bands and mudstone intercalations. Fluid overpressure produced the development of the hydrofracturation, i. e. cataclasis. The strange straight hieroglyphs upon the lower surfaces of sandstone beds (see Fig. 6a), usually interpreted as the current flow traces could represent a penetration record of the overpressured fluids along the slickensides. They really follow the intersections of the bed surface with the slickenside surfaces.

Deformation bands observed at the Javorie quarry are the ancestors of the slickensides, which follow the deformation bands spacially and copy them kinematically. They form together long living heterogeneous shear zones. The intensity of deformation-magnitude of the displacement increases logarithmically from a few mm within deformation bands towards the slickenside, where displacement may reach cm to dm in magnitude. Surprising phenomenon is, that in spite of well developed long striations upon the slickenside surfaces of R_1 system, there are no macroscopically evident offsets of the interbedding surfaces cut by these shear faults. Looking for the explanation of this apparent contraversion, the solution may be seen in relaxation of fault slip movements in mudstone intercalations, rimming sandstone beds with slickensides. These observed mudstone intercalations show internal disturbances, which may be explained not only as gravitational slump sliding structures, but as the interstratal sliding due to the tectonic shortening as well.

The first find of the Orava Unit in the Púchov section of the Pieniny Klippen Belt (Western Slovakia)

JÁN SCHLÖGL, ROMAN AUBRECHT and ADAM TOMAŠOVÝCH

Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University,
Mlynská dolina - G, 842 15 Bratislava

(Received March 18, 1999, revised version received April 30, 1999)

Abstract

Two klippes of the Orava Unit (Dúbravka and Strapková) have been found at Vršatské Podhradie near Ilava. They are the first occurrences of this unit found in the Púchov section of the Pieniny Klippen Belt. Up to the present time, this unit was known only from Orava territory. A continuous profile of sedimentary succession from the Lower Jurassic to Berriassian has been reconstructed from the newly found klippen. The stratigraphic base of the profile (now in the overturned position) is represented by spotted marly limestones (Allgäu Formation, at least 15 m thick) with Lotharingian ammonoid fauna. They are overlain by greenish-grey marly limestones passing upward to red pseudo-nodular limestones (Kozinec Formation, 3.5 m) containing Upper Lotharingian – Carixian fauna. They are followed by greenish to yellowish marly limestones of Domerian age (up to 2 m thick). The Lower Jurassic part is terminated by strongly condensed red nodular limestone (Adnet Formation, 1–3 m), probably of Toarcian age. The following thick silicitic complex can be divided into lower, spongiolite part (Podzameze Formation, Aalenian–?Lower Oxfordian, 12.5 m) and upper, radiolarite part (Czajakowa Radiolarite Formation, *deleatur*), with some nodular, calciturbiditic and micritic limestone layers at its base. The radiolarites are 12 m thick and their stratigraphic range is Middle Oxfordian–Lowermost Kimmeridgian. The silicites are again overlain by red nodular limestones (Czorsztyń Formation, 12–14 m) of Kimmeridgian–Middle Tithonian age. The stratigraphic top of the succession is represented by 45–50 m thick white micritic *Calpionella* limestone with cherts (Pieniny Formation, Upper Tithonian–Berriassian). The latter formation is in an unique development, containing numerous contourites (commonly silicified), which is atypical for this stratigraphic level in the Pieninic units.

Key words: Jurassic, Western Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Orava Unit, stratigraphy, ammonoids

Introduction

The Pieniny Klippen Belt represents the most complicated tectonic structure of the Western Carpathians. This narrow zone, affected by at least two compressional and/or transpressional tectonic events, comprises tectonic lenses and slices of various units that might be originally very distant one to another. Their ongoing reconstruction, lasting even for a century, brings more and more new data. One of them is also a new discovery of the Orava Unit klippen near Vršatec (middle Váh Valley).

The Orava Unit was first time described by Haško (1978), who connected under this name three klippen – Havranský vrch, Červený Kameň near Podbiel and Orava Castle Klippe – considered till then to belong to the Kysuca, Pieniny or Pruské (Niedzica) units (Andrusov, 1931, 1938; Scheibner, 1967). He noted the differences from the Kysuca and Pieniny units, as the aforementioned klippen contain neither flyschoid nor clayey Aalenian sediments but, instead, their Aalenian part is represented by silicites. On the other hand, the lower one from the two horizons of red nodular limestones, that evoke some similarity with the Pruské (Niedzica) Unit, is of different age (Toarcian). As a new transitional unit, Haško (1978)

situated the original sedimentary area of the Orava Unit between the Czorsztyń and Kysuca units.

The Orava Unit was until recently found only in the Orava territory. During the detailed mapping in the years 1996–1997, a few new klippen were found that can be attributed to this unit. Klippen Dúbravka (628 m elevation point), Strapková and a nameless small klippe south of Dúbravka are situated a few hundreds of meters NE from Vršatské Podhradie village near Ilava (Fig. 1), close to the well-known klippen Vršatec (Czorsztyń Unit) and Chotúč (Drietoma Unit). The first two klippen are in an overturned stratigraphic position; the most complete succession is preserved at the southwestern portion of the Strapková Klippe. They are both affected by young fault tectonics that caused secondary absence of the Domerian and Toarcian strata at the Strapková Klippe. They are, however, preserved at the neighbouring Dúbravka Klippe. A detailed stratigraphic, paleontologic and sedimentologic investigation of several stacked profiles resulted in construction of a continuous profile from Lotharingian (Upper Sinemurian) to the uppermost Berriassian (Fig. 2). The mentioned klippen were treated only in unpublished manuscripts (Salaj and Began, 1983; Began et al., 1993), where they are considered to belong to the Drietoma Unit.

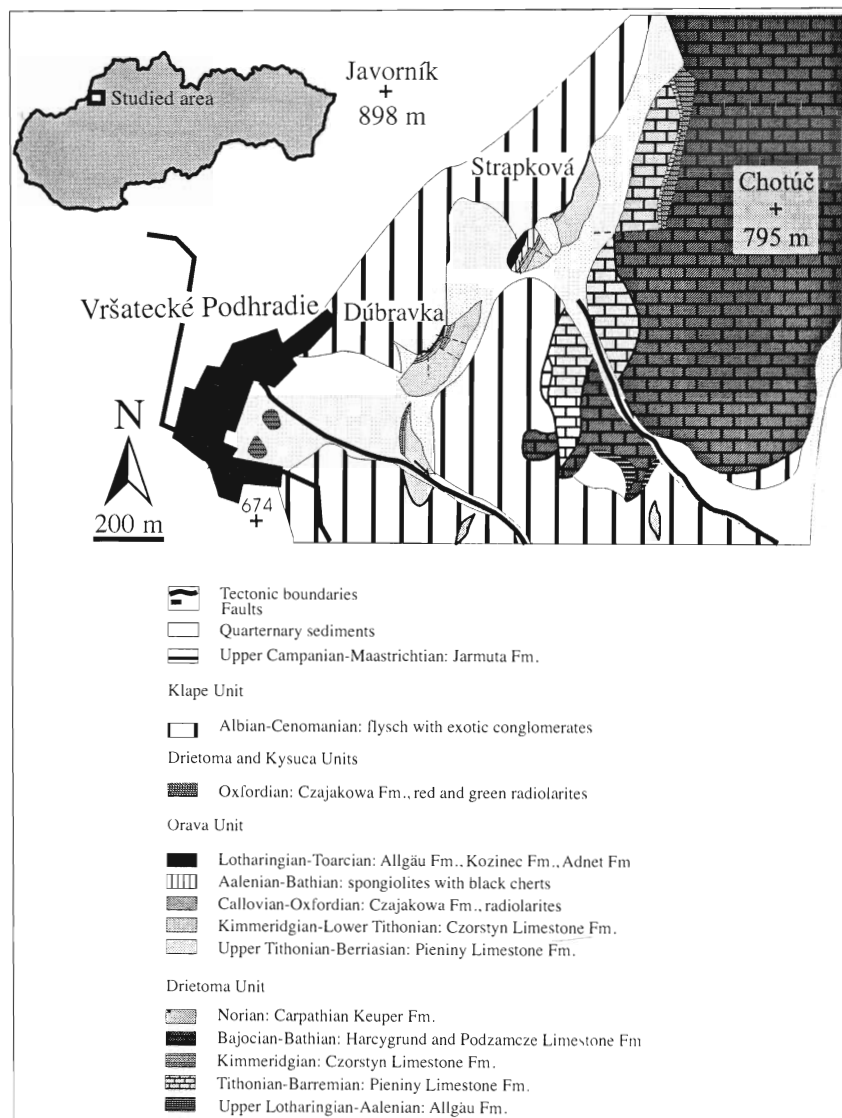


Fig. 1. Position and geological setting of the examined klippe.

Stratigraphy and lithology of the studied profile

The oldest preserved levels of the profile represent thin-bedded (beds up to 8 cm), spotted, marly, micritic limestones to marlstones (Allgäu Formation). They pass upward to greenish, less marly, medium-bedded (10–14 cm), vaguely spotted limestones, containing a rich ammonoid fauna with *Paltechioceras raricostatum quenstedti* (Böse) (Fig. 3) and *Echioceras raricostatum* (Zieten) (Pl. I., Fig. 5). These species indicate the Lotharingian age of the formation. The overall formation thickness could not be verified as the rocks occur just as debris on NW slope of the klippe. The estimated thickness of the formation is at least 15 m.

Following greenish to grey-greenish, slightly marly, micritic limestones pass upward to red pseudo-nodular limestones. The limestones are medium-bedded, with beds

up to 12 cm thick. Their lithostratigraphic name is Kozinec Formation, after the Kozinec Hill near Zázrivá (Haško, 1975, 1977). The limestones contain ammonoid, brachiopod, bivalve and belemnite fauna, from which the following taxa have been determined: ammonoids – *Prodactylioceras davoei* (Sowerby) (Pl. I., Fig. 6), *Androgynoceras* ex gr. *capricornum* (Schlothheim) (Pl. I., Fig. 4), *Eodero-ceras tardecrescens* (Pia) (Pl. I., Fig. 7, 8), *Paltechioceras nodotianum* (d'Orbigny) (Pl. I., Fig. 1), *Paltechioceras ?tardecrescens* (Hauer) (Pl. I., Fig. 2), brachiopods – *Cirpa* sp., *Cirpa langi* Ager, *Spiriferina alpina* Oppel, *Prionorhynchia* cf. *flabellum* (Gemmellaro), *Prionorhynchia serrata* (Sowerby), *Linguithyrus curviconcha* Oppel and bivalves – *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orbigny) (Fig. 4). The ammonoids indicate the Upper Lotharingian (Aplanatum Subzone) – Carixian age. The overall thickness of the formation is 3.5 m.

The previous formation is overlain by greenish to yellow-greenish, thin bedded marly limestones to marlstones, with bed thicknesses up to 10 cm (average 5 cm). They represent biomicrites with slight admixture of silt and organic detritus, e.g. echinoderm plates, brachiopods, ostracods, *Globochaete alpina* Lombard, thin-shelled bivalves (filaments), agglutinated and nodosariid foraminifers and phosphatic fossil detritus. The limestones also contain a rich ammonoid fauna with *Pleuroceras* ex gr. *hawskerense* (Young and Bird) (Pl. I., Fig. 3), *Protogrammoceras* ex

gr. *isslei* (Fucini) (Pl. I., Fig. 11), *Protogrammoceras* ex gr. *nitescens* (Young and Bird) (Pl. I., Fig. 10), *Protogrammoceras* ex gr. *celebratum* (Fucini) (Pl. I., Fig. 9), indicating the Domerian age. The thickness of the formation is 1.2–2 m. It can be stratigraphically correlated with the spotted siliceous limestones of Haško (1977, 1978).

The top of the Lower Jurassic part of the succession is represented by strongly condensed red nodular limestones (Adnet Formation, probably Toarcian), with light-red nodules and darker matrix (Fig. 5). The limestones contain numerous, but predominantly fragmental and indeterminate interior casts of ammonoids. Thickness of the formation is 1–3 m.

The Lower Jurassic limestones are followed by thick siliceous complex, in which a lower (spongiolite) and upper (radiolarite) formations can be distinguished.

The spongiolites (Podzamcze Formation) are medium-bedded (beds up to 30 cm thick), very hard, greenish to

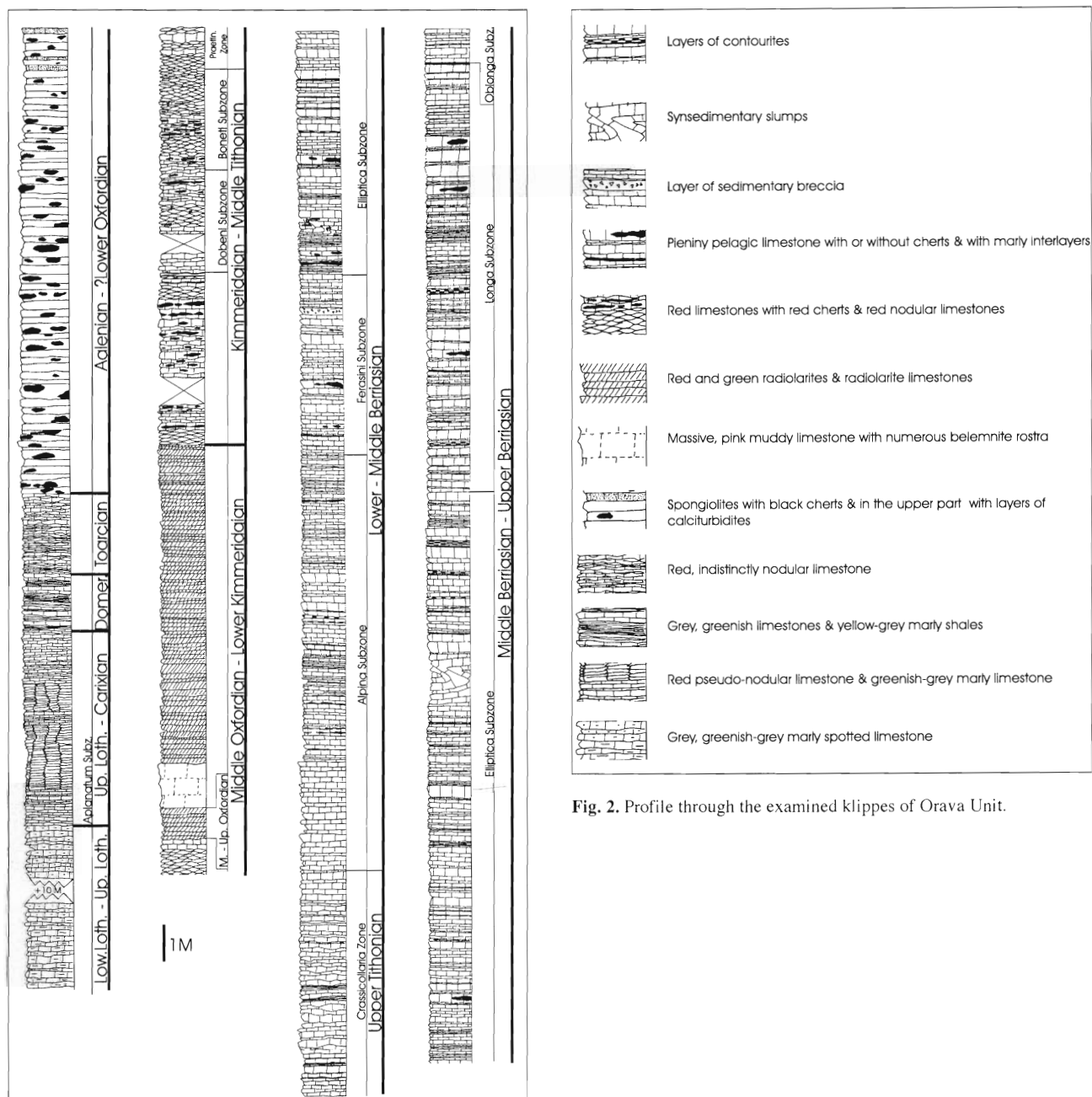


Fig. 2. Profile through the examined klippe of Orava Unit.

grey siliceous limestones, commonly with black cherts. The silica came predominantly from skeletons of siliceous sponges. In the upper part, a few layers of grey crinoidal calciturbidites occur. However, neither the spongiolites, nor the calciturbidites yielded any determinable macrofauna. Based just on superposition, they are ranked to Aalenian-?Lower Oxfordian. The measured thickness of the formation is 12.5 m.

The radiolarites (Czajakowa Formation) are medium-bedded (beds up to 16 cm) siliceous limestones to pure silicites, nearly free of any clayey intercalations. The lower part of the formation is represented by greenish radiolarites (Podmajerz Member) that pass continuously to over-

lying red radiolarites (Buwald Member). The latter then gradually transit to overlying nodular limestones. The lower red radiolarites (Kamionka Member) defined by Birkenmajer (1977), are usually absent in this unit (Haško, 1978). At our profiles, only relatively thin red radiolarite intercalation occurs at the base, between the limestone layers (see below). The radiolarian limestones represent biomicrites with radiolarian microfacies. Originally increased clay content resulted in deformation of radiolarian tests. The tests are of both, spumellarian and nasellarian types. Most of them are partially or completely calcified. In those still filled by chalcedony (microquartz), common epigenetic calcite rhombs occur (Mišík, 1993). Numerous

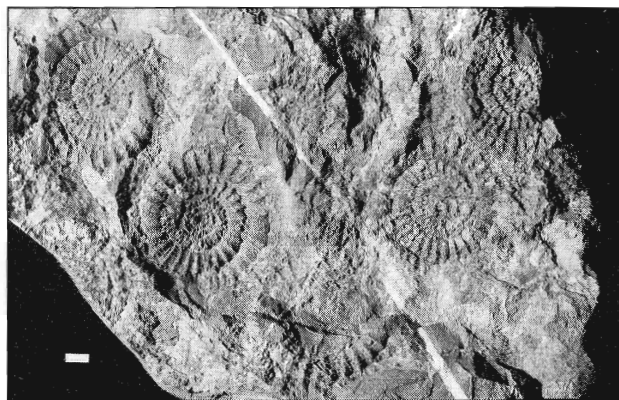


Fig. 3. Several specimens of *Paltechioceras raricostatum quenstedti* (Böse) in grey, slightly spotted limestone, Allgäu Formation, Strapková Klippe, Lotharingian. Scale = 1 cm.

remnants of *Saccocoma* in the uppermost part of the radiolarites indicate Lower Kimmeridgian age.

At the lower boundary of the radiolarites, a 0.4 m layer of calciturbidite and a 1.2 m thick layer of pink to red micritic limestone are present, separated by red radiolarites (0.8 m). Below the lower limestone bed (crinoidal calciturbidite), about 0.8 m thick layer of nodular limestone occurs at the boundary with the underlying spongiolites. The upper, micritic limestone bed is formed by biopelmicrite to biomicrosparite. Numerous peloids may partially represent micritized radiolarian tests (namely the bigger, round-shaped cross-sections). Relics of etched and a few recrystallized echinoderm plates, along with ostracods, juvenile ammonoids, *Globochaete alpina* Lombard, aptychi, foraminifers *Involutina* sp. and detritus of bivalve shells and nodosariid foraminifers are common in the limestone. The upper layer is also rich in belemnite rostra. The limestone interlayers contain slight silty quartz admixture and numerous authigenic feldspars. Dissolving (HF) of sample from the red radiolarite separating these two limestone beds yielded following radiolarian fauna (Pl. II): *Archaeospongoprimum inlayi* Pessagno, *Crucella* cf. *theocastensis* Baumgartner, *Emiluvia ordinaria* Ožvoldová, *Homeoparonaella* cf. *elegans* (Pessagno), *Hsuum* cf. *brevicostatum* Ožvoldová, *Paronaella mulleri* Pessagno, *Paronaella pygmaea* Baumgartner, *Podobursa spinosa* (Ožvoldová), *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, *Tetratrys zealis* (Ožvoldová), *Transhsuum maxvelli* Pessagno, *Triactoma blakei* (Pessagno), *Triactoma jonesi* (Pessagno), *Tri-*

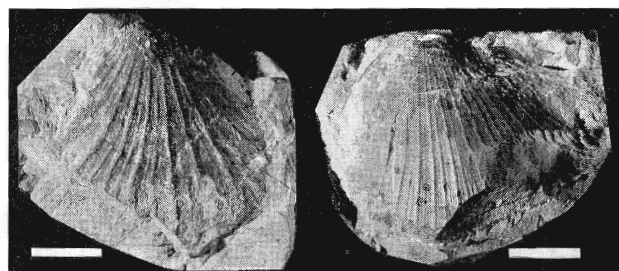


Fig. 4. *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orbigny) – two right valves, Strapková Klippe, Kozinec Fm. Scale = 1 cm.

colocapsa sp. B, sensu Ožvoldová (1988), *Tritrabs exotica* (Pessagno) and *Tritrabs rhododactylus* Baumgartner. The fauna indicates the Middle Oxfordian age. Dissolving of other radiolarite samples was unsuccessful or yielded very poorly preserved fauna, which is consistent with a former experience in this unit, where most of the radiolarians are very poorly preserved (our observations and Ožvoldová – pers. com.). The proposed age of the formation is Middle Oxfordian to Lower Kimmeridgian.

Czorsztyn Limestone Formation represents red nodular to bedded limestones, evolving gradually from the underlying red radiolarites. In the lower part, the limestones still contain chert nodules and beds in red thin-bedded limestones with undulated bedding planes and intercalations of red shales. The limestone colour varies from pink to reddish-brown. Typical nodular character of the limestone is developed mainly in the upper part of the formation (nodule size is up to 8 cm). The limestones are fine- to medium-grained (increased content of crinoidal detritus). Microscopically, they represent biomicrites (wackestones to packstones), with *Saccocoma* and *Saccocoma*-filamentous microfacies. Organic detritus is further represented by echinoderm plates, calcispherulids *Cadosina fusca fusca* Wanner, *Colomisphaera fibrata* (Nagy), *Schizosphaerella minutissima* (Vogler), and other organisms, like *Globochaete alpina* Lombard, ostracods, thin-shelled bivalves and aptychi. The upper part of the Czorsztyn Limestone Formation contains rich assemblage with calpionellids *Chitinoidella dobeni* Borza and *Chitinoidella boneti* Doben, representing two individual subzones in the upper part of the Middle Tithonian. The beds transitional to the overlying Pieniny Limestone Formation contain *Praetintinopsella andrusovi* Borza, forming a separate range zone in the lower part of Late Tithonian (sensu Reháková and Michalík, 1997). The microfacies and micropaleontologic study display the Kimmeridgian-Middle Tithonian age (Boneti Subzone in the calpionellid time scale) of the formation. Its entire thickness is 12–14 m.

Pieniny Limestone Formation represents pale calpionellid limestones, evolving gradually from the underlying Czorsztyn Formation. At the base, the limestones are slightly greenish, upward they are white to light-grey, with numerous cherts. They are biomicrites with calpionellid microfacies and common stylolites. They contain many *Crassicollaria parvula* Remane, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Tintinnopsella longa* (Colom), *Remaniella ferasini* (Catalano), *Remaniella borzai* Pop, *Remaniella duranddelgai* Pop, *Remaniella*

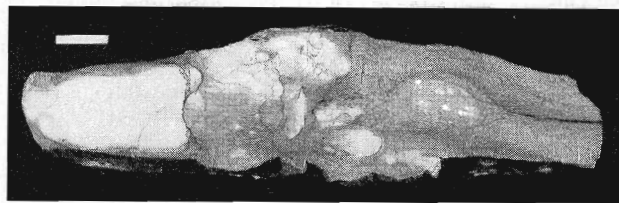


Fig. 5. Red, indistinctly nodular limestone with cross-section of partly dissolved ammonoid shell, Adnet Formation, probably of Toarcian age. Scale = 1 cm.

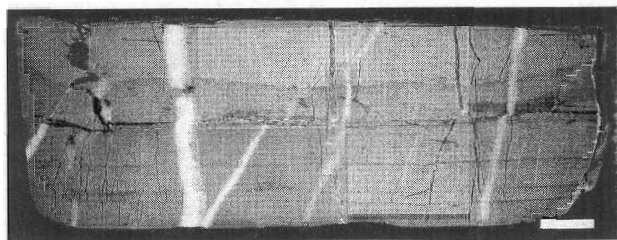


Fig. 6. Polished cross-section of fine-laminated contourite. Each lamina consists of well-sorted, normally graded radiolarite biomicrite created by bottom currents, Berriassian, Pieniny Limestone Formation. Scale = 1 cm.

cadischiana (Colom), *Remaniella catalanoi* Pop, *Remaniella filipescui* Pop, *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), ?*Calpionellopsis simplex* (Colom), calcified radiolarians, *Globochaete alpina* Lombard, calcispherulids *Schizosphaerella minutissima* (Vogler), *Cadosina fusca fusca* Wanner, and echinoderm plates. Less common are ostracods, foraminifers *Patellina* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp. and various uniserial forms, ophiurian calcite segments, filaments (thin-shelled bivalves), aptychi and calcified spicules. The stacked profiles of the Strapková Klippe show stratigraphic range of the formation from the aforementioned Andrusovi Zone up to the lowermost part of the Oblonga Subzone, i.e. the Uppermost Berriassian. Relatively thick sediments of the Elliptica Subzone are characterized by the presence of numerous commonly silicified contourites (Fig. 6), a few syndepositional slump folds, disturbing continuity of the profiles, and one layer of sedimentary breccia. The slump folds contain also deformed cherts, documenting a rock deformation still in plastic stage. The whole Berriassian part of the profile is unique; up to date, such miscellaneous deep-water development was not known from any of the Pieninic units of the Pieniny Klippen Belt. The slump and resedimentation structures suggest deposition on a slightly inclined bottom. The contourites represent fine-grained sediments transported and deposited by bottom currents. Machhour et al. (1994) localize the classic contour currents to continental slope foot. Directions of these currents more or less follow the shelf margin. The contourites at the Strapková profile are well sorted, finely laminated sediments with radiolarian microfacies. Round-shaped to short conical forms prevail (99 %) whereas spiny and elongated types are subordinate or lack completely. Most of them were probably rounded by transport which is, however, indistinguishable in thin sections due to complete calcitization of the tests. The radiolarian tests are arranged to normally graded laminae. Content of calpionellids is up to 5 %, benthos vary in the range of 0–2.5 %, silty admixture (probably of aeolian origin) is commonly less than 0.5 %. The fine lamination of the contourites indicates their poly-phase origin. Each lamina represents an individual record after one contour current. The thickness of such lamina is about a few tenths of mm to 5 mm. The individual currents had to follow relatively shortly after each other since no calcareous intercalations deposited among the siliceous laminae. The entire thickness of the contourites ranges between 1 to 8 cm. Quantitative and qualitative evaluation

of the thin sections from the whole Berriassian part (time oscillations of the individual components, e.g. calpionellids, radiolarians, benthos, silt, etc., were evaluated) some conclusions on sequence stratigraphy were achieved (Schlögl and Michalík, in prep.). Prolific periods of calpionellids were related to sea-level lowstands (they indicate lowstand systems tracts in the pelagic environment); on the contrary, radiolarians are known to shun the daylight and migrate every day into deeper parts of the sea and return in the night. Therefore, their maximum extent is related to sea-level highstands (they indicate highstand systems tracts). In the Berriassian, maximum vertical difference about 10–30 m between the highstand and lowstand levels is supposed (Sahagian et al., 1996). Other allochems, occurring in little amounts, play just a subordinate role in the sequence stratigraphic evaluation. The preserved thickness of the Pieniny Limestone Formation, deduced from three stacked profiles, is at least 45–50 m.

Systematic paleontology of the molluscan fauna

- class **Cephalopoda** Leach, 1817
- order **Ammonoidea** Zittel, 1884
- suborder **Ammonitina** Hyatt, 1889
- superfam. **Psilocerataceae** Hyatt, 1867
- fam. **Arietitidae** Hyatt, 1874, sensu Schindewolf, 1962
- subfam. **Echioceratinae** Buckman, 1913
- gen. **Paltechioceras** Buckman, 1924
- Paltechioceras nodotianum*** (d'Orbigny, 1842),
Pl. I., Fig. 1

Material: One almost complete, slightly deformed specimen in marly limestone (Kozinec Member).

Dimensions: D- 7.0 Wh- 1.32 Wb- x O- 4.46

Description: Serpenticone evolute form, whorl sides vaulted with pronounced, high density ribbing. Ribs slightly prorsiradiate. Ventral side not visible. Suture line not preserved.

Stratigraphic range: Upper Lotharingian, Aplanatum Subzone.

- Paltechioceras cf. tardecrescens*** (Hauer, 1856),
Pl. I., Fig. 2

Material: One almost complete specimen in red, pseudonodular limestone (Kozinec Member)

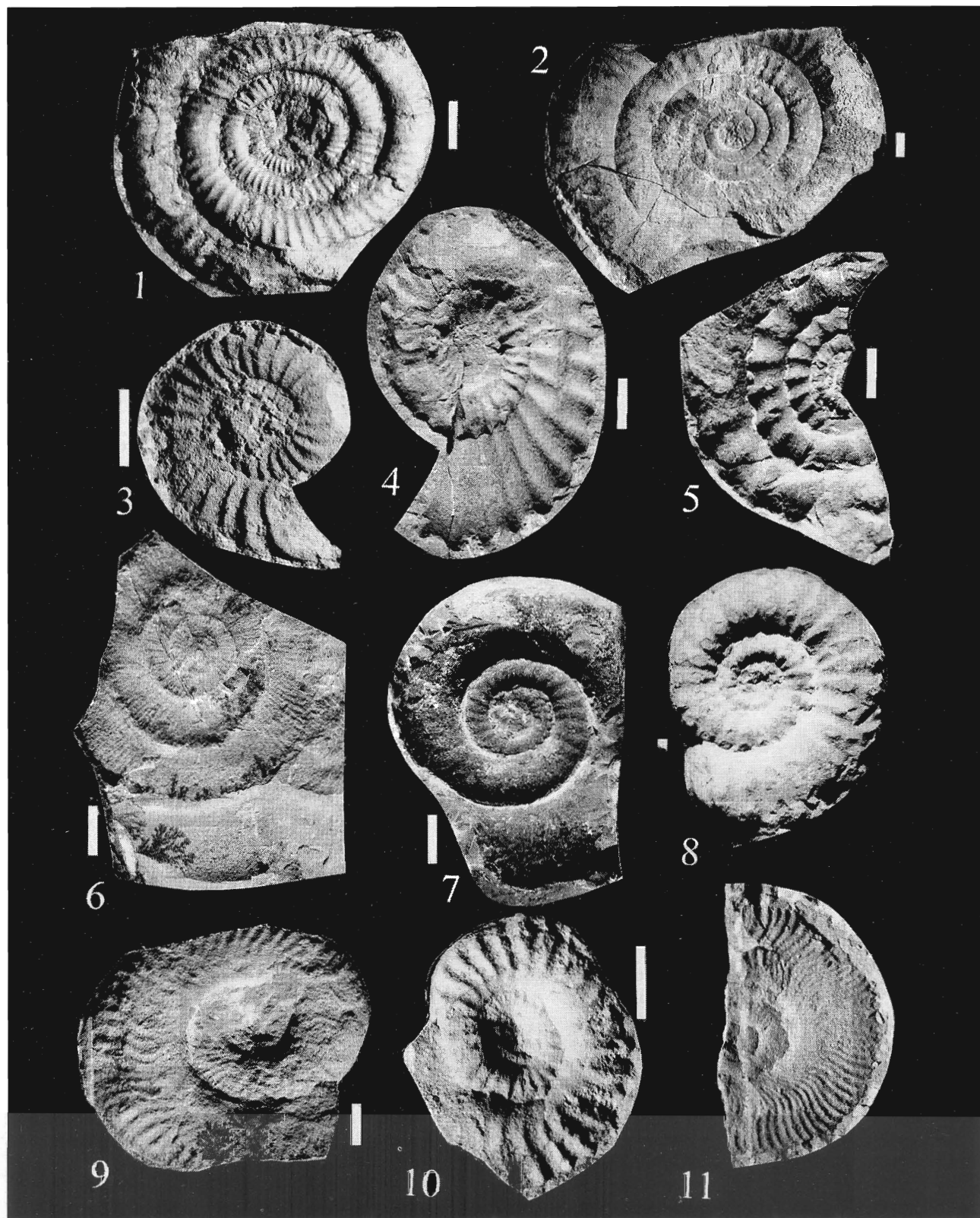
Dimensions: D- 151.0 Wh- 30.0 Wb- x O- 96.0

Description: Evolute form with oval cross-section of whorl. Ventralside is bifurcate with pronounced keel. Whorl sides faintly convex with rursiradiate ribs. Suture line not observed.

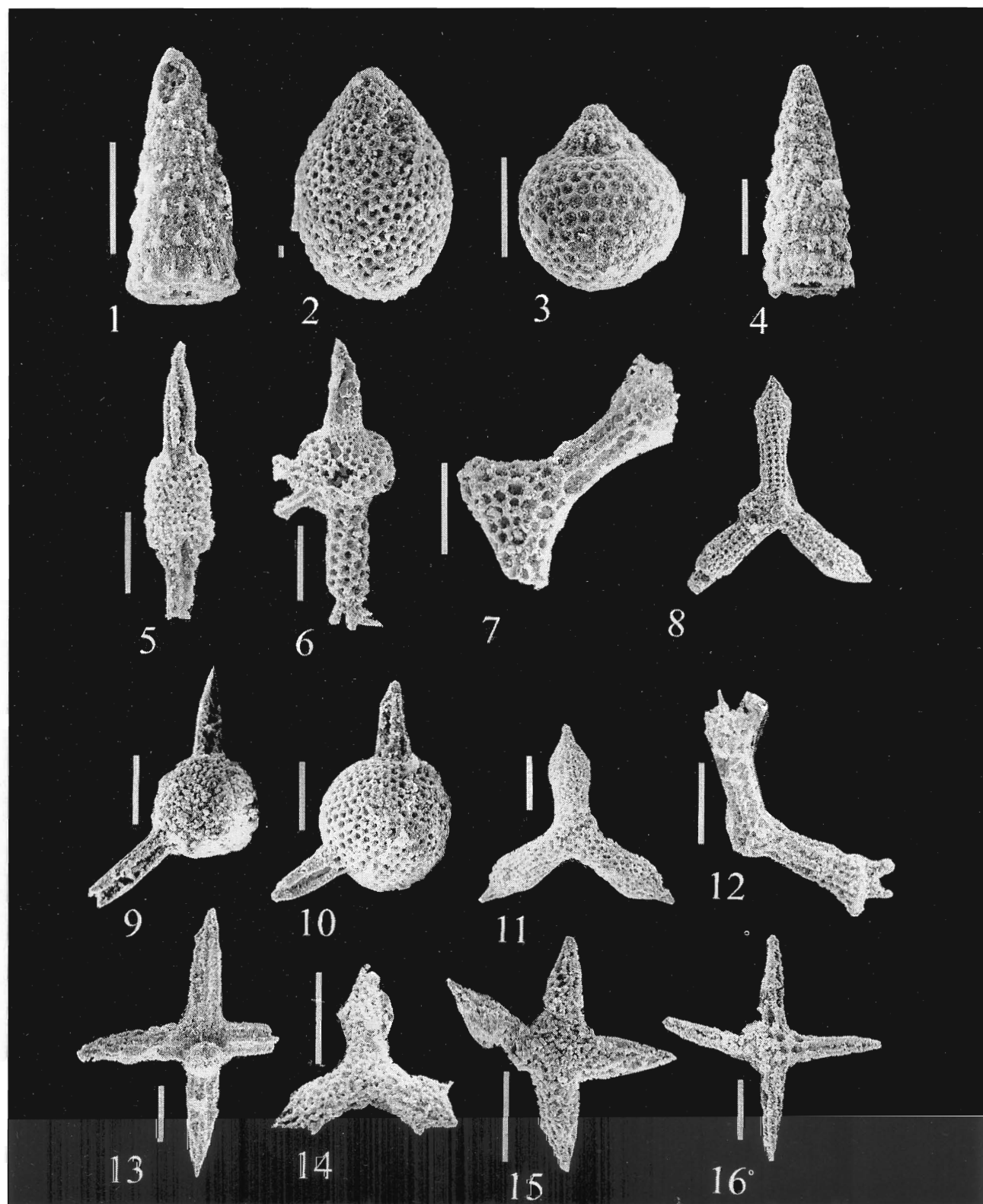
Stratigraphic range: Upper Lotharingian, Aplanatum Subzone.

- Paltechioceras raricostatum quenstedti***
(Böse, 1893), Fig. 3

Material: Nine specimens with different state of preservation in grey slightly spotted limestone.



Pl. I. Lower Jurassic ammonoid fauna from the Strapková Klippe. 1 – *Paltechioceras nodotianum* (d'Orbigny), Kozinec Fm., 2 – *Paltechioceras* sp. ?*tardecrescens* (Hauer), Kozinec Fm., 3 – *Pleuroceras* gr. *hawskerense* (Young and Bird), Domerian, 4 – *Androgynoceras* gr. *capricornum* (d'Orbigny), Kozinec Fm., 5 – *Echioceras raricostatum* (Zieten), Allgäu Fm., Lotharingian, 6 – *Prodactylioceras davoei* (Sowerby), Kozinec Fm., 7, 8 – *Eoderoceras tardecrescens* (Pia), Kozinec Fm., 9 – *Protogrammoceras* gr. *celebratum* (Fucini), Domerian, 10 – *Protogrammoceras* gr. *nitescens* (Young and Bird), Domerian, 11 – *Protogrammoceras* gr. *isslei* (Fucini), Domerian. Uniform scale = 1 cm.



Pl. II. Radiolarian fauna of U. A. 9 (Middle Oxfordian to lower part of Upper Oxfordian) from the Strapková Klippe. 1 – *Transhsuum maxwelli* gr. Pessagno, 2 – *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, 3 – *Tricolocapsa* sp. B. sensu Ožvoldová (1988), 4 – *Hsuum* cf. *brevicostatum* Ožvoldová, 5 – *Archaeospongoprunum inlayi* Pessagno, 6 – *Podobursa spinosa* (Ožvoldová), 7 – *Tritrabs exotica* (Pessagno), 8 – *Homeoparonaella* cf. *elegans* (Pessagno), 9 – *Triactoma jonesi* (Pessagno), 10 – *Triactoma blakei* (Pessagno), 11 – *Paronaella mulleri* Pessagno, 12 – *Tritrabs rhododactylus* Baumgartner, 13 – *Tetratrabs zealis* (Ožvoldová), 14 – *Paronaella pygmaea* Baumgartner, 15 – *Crucella* cf. *theocastensis* Baumgartner, 16 – *Emiluvia ordinaria* Ožvoldová. Uniform scale = 1 μ m.

Dimensions: D- 63.0 Wh- 12.0 Wb- x O- 42.0

61.0	x	x	38.5
56.8	x	x	35.0

Description: Serpenticone evolute form, with pronounced radiate ribs, whorl sides convex. Ventral side not visible. Suture line not observed.

Stratigraphic range: Lotharingian, Raricostatum Zone.

Echioceras raricostatum (Zieten, 1831), Pl. I., Fig. 5

Material: One incomplete stone core (approxim. a half of complete specimen), partly compressed in grey-greenish, slightly spotted limestone.

Description: Shell evolute (serpenticone) with ventrally depressed cross-section of whorl. Whorl sides convex with strong, straight and distinct ribs. Space between ribs wide. Ventral side unicarinate. Suture line not observed.

Stratigraphic range: Lotharingian, Raricostatum Zone.

superfam. EODEROCERATACEAE Spath, 1929

fam. *Liparoceratidae* Hyatt, 1867

gen. *Androgynoceras* Hyatt, 1867

Androgynoceras gr. *capricornum* (Schlotheim, 1820), Pl. I., Fig. 4

Material: One complete, but strongly deformed specimen in green-greyish limestone (Kozinec Member)

Description: Evolute form, whorl sides with pronounced radiate ribs. Intercalar space wider than rib width. Suture line not observed.

Stratigraphic range: Carixian, Capricornum Zone.

fam. *Amaltheidae* Hyatt, 1867

gen. *Pleuroceras* Hyatt, 1867

Pleuroceras gr. *hawskerense* (Young and Bird, 1828), Pl. I., Fig. 3

Material: Two almost complete, compressed specimens, one mold of complete undeformed specimen and many fragments in yellow-greyish or grey marly limestone or marlstone.

Dimensions: D- 27.0 Wh- 9.1 Wb- x O- 11.8
31.4 10.0 x 14.0

Description: Evolute form with flattened whorl sides. Ribs strong, slightly rursiradiate, turning apertually in the periventral part and ending in ventrolateral tubercles. Umbilicus wide, shallow. Ventral side with serrated keeled. Suture line not preserved.

Stratigraphic range: Upper Domerian, Hawskerense Subzone

fam. *Dactylioceratidae* Hyatt, 1867,
sensu Krymgolz, 1958

subfam. *Coeloceratinae* Haug, 1910,
sensu Schmidt - Effing, 1972

gen. *Prodactylioceras* Spath, 1923

Prodactylioceras davoei (Sowerby, 1922), Pl. I., Fig. 6

Material: Two incomplete, deformed specimens in greenish limestone (Kozinec Member)

Description: Serpenticone evolute form with faintly prorsiradiate, high density ribbing. Umbilicus large, shallow. Suture line not observed.

Stratigraphic range: Carixian, Davoei Zone

fam. *Eoderoceratidae* Spath, 1929

subfam. *Eoderoceratinae* Spath, 1929

gen. *Eoderoceras* Spath, 1925

Eoderoceras tardecrescens (Pia, 1923), Pl. I., Fig. 7, 8

Material: One complete core of subadult specimen and one damaged adult stage stone core in green-greyish limestone (Kozinec Member)

Dimensions: D- 35.5 Wh- 12 Wb- 8 O- 17.5
70.0 19 x 34.0

Description: Evolute form with oval cross-section of whorl. Only inner whorls with apparent riblets. Outer whorls almost smooth. Ornamentation consists of rounded, radiate riblets with two lines of small tubercles. Suture line not preserved.

Stratigraphic range: Lotharingian – Lower Carixian, Raricostatum Zone, Jamesoni Zone

superfam. HILDOCERATACEAE Hyatt, 1867

fam. *Hildoceratidae* Hyatt, 1867

subfam. *Arieticeratinae* Howarth, 1955

gen. *Protogrammoceras* Spath, 1913

Protogrammoceras gr. *isslei* (Fucini, 1905), Pl. I., Fig. 11

Material: One incomplete, compressed stone core (a half of specimen) in yellowish marly limestone.

Description: Convolute form with lanceolate cross-section of whorl. Whorl sides almost flat, only a little convex. Ornamentation in a form of dense falcoid ribs beginning near umbilical margin, falcate toward aperture at ventral margin. Ventral side with minute keel. Umbilicus relatively wide, shallow. Suture line not observed.

Stratigraphical range: Domerian

Protogrammoceras gr. *nitescens* (Young and Bird, 1822), Pl. I., Fig. 10

Material: Three specimens with different preservation in green-greyish marly limestone

Dimensions: D- 39.2 Wh- 14.0 Wb- 8.0 O- 14.4
51.4 18.0 x 21.0

Description: Convolute form with high oval cross-section of whorl. Ventral side with pronounced keel. Flattened whorl sides with strong radiate ribbing beginning near umbilical margin. Umbilical margin rounded. Umbilicus wide, moderately deep. Suture line not observed.

Stratigraphic range: Domerian

Protogrammoceras* gr. *celebratum (Fucini, 1900),
Pl. I., Fig. 9

Material: One almost complete, slightly deformed specimen and four fragments of whorls in yellowish marly limestone. One of fragments is in red marly limestone.

Dimensions: D- x Wh- x Wb- 9.0 O- 31.0

Description: Involute form with lanceolate cross-section of whorl. Ventral side with small keel. Umbilicus relatively wide with rounded umbilical margin. Slightly convex whorl sides with ornamentation in form of dense falcoid ribs beginning at umbilical margin, falcate toward aperture at ventral margin. Suture line not observed.

Stratigraphic range: Early Domerian, Stokesi Subzone.

class **BIVALVIA** Linnaeus, 1758
subclass **PTERIOMORPHA** Beurlen, 1944
order **PTERIOIDA** Newell, 1965
superfam. **PECTINACEA** Rafinesque, 1815
fam. *Oxytomidae* Ichikawa, 1958
gen. *Oxytoma* Meek, 1864

Oxytoma sinemuriensis (d'Orbigny, 1847), Fig. 4

Material: two right valves and several fragments of valves.

Description: Medium-sized, suborbicular to ovate, inequilateral prosocline valves. Left anterior wing is small. Posterior wing is elongated, sharply pointed. The sculpture on left valve consists more or less regularly of narrow radial ribs of 3 orders of strength. There are 14 to 16 coarse primary ribs. The intercostal spaces become gradually broader. Between each two primary ribs there is one median secondary rib. Between secondary and primary rib are sometimes visible one or two tertiary ribs.

Stratigraphic range: Sinemurian – Lotharingian.

Discussion

Though this is the first information of the occurrence of the Orava Unit outside Orava territory, our opinion is that this unit may be more common in the Pieniny Klippen Belt. In many cases, when the Liassic and Aalenian part of this unit is missing, it is assigned to some other similar unit. The klippen described herein were considered to belong to Drietoma Unit (Salaj and Began, 1983; Began et al., 1993).

If compared with the Orava occurrences of the unit (Haško, 1978), these new localities show more condensed (thinner) Liassic formations. Some differences can be seen also in the Lower Cretaceous part. Haško (1977, 1978) provides no clear calpionellid zonation. Nevertheless, it is obvious that the Berriassian part of the Orava Unit is usually much less cherty than at our occurrences.

There is also a problem of the age of the lower nodular limestone in the Orava Unit. Whereas Haško (1977, 1978) and this paper attributed them to the Toarcian, Borza (1989) introduced a new age interpretation of this limestone. According to his opinion, based on microfacial study of the Kozinec Klippe, it reaches Bathonian (Glo-

buligerina microfacies). This was, however, not confirmed by our investigation at the same klippe, where we found just the filamentous microfacies. Nevertheless, this problem is to be dealt in detail in the future, as the proposed long time span of the silicites in this unit (Aalenian-Lower Kimmeridgian) is unusual.

Conclusions

1. Three klippen of the Orava Unit have been found near Vršatec. They represent the first occurrences of this unit outside Orava territory.

2. The time span of the studied profiles is Lower Jurassic (Lotharingian) to Lower Cretaceous (Berriassian).

3. These new occurrences suggest that the Orava Unit may be more common in the Pieniny Klippen Belt but is usually misinterpreted as one of the other basinal units (e. g. Kysuca-Pieniny Unit).

4. There are some differences from the previously described klippen in Orava: more condensed Lower Jurassic sequence and mass presence of cherts and contourites in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous part. The latter is unusual for any of the units of the Pieniny Klippen Belt.

5. At the base of the Czajakowa Radiolarite Formation, layers of calciturbidite, nodular limestone and pink micritic limestone occur, representing a break in the sedimentation of silicites.

6. The slump structures and contourites in the Lower Cretaceous deposits document sedimentation on a slope/foot transitional area.

Acknowledgements. The authors are grateful to J. Michalík (GÚ SAV) for field assistance and determination of brachiopod fauna, M. Rakús (GS SR) for critical review of determination of the ammonoid fauna, L. Ožvoldová (Comenius Univ.) for critical review of determination of the radiolarian taxa and B. Kronome (Comenius Univ.) for technical assistance. Financial support was provided by grants No. 1/6169/99 and 1/4281/97 of VEGA agency and project "Tectogenesis of the sedimentary basins of the Western Carpathians" managed by the Geological Survey of Slovak Republic.

References

- Andrusov, D., 1931: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť I. (Úvod) a II. (Stratigrafie – trias a lias). *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 6, 1–167.
- Andrusov, D., 1938: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť III. (Tektonika). *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 9, 1–135.
- Began, A., Salaj, J. & Horniš, J. et al., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Bielych Karpát 1:50 000, časť bradlové pásmo. *Manuskript – archív GS SR Bratislava*.
- Borza, V., 1989: Príspevok k mikrobiostratigrafii bradla Kozinec. In: *Súčasný problémy a trendy v československej paleontológii*. GÚDS, Bratislava, 25–28.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 45, 1–158.
- Haško, J., 1975: Le membre de Kozinec – nouvelle unité stratigraphique de la zone des klippen (Carpathes de la Slovaquie). *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 26, 1, 83–84.

- Haško, J., 1977: Nová geologická interpretácia poznatkov o bradle Havranský vrch a Kozinec pri Zázrivej. *Geol. Práce, Spr.*, 68, 39–47.
- Haško, J., 1978: Oravská séria – nová séria bradlového pásma Kysuckej vrchoviny. *Geol. Práce, Spr.*, 70, 115–121.
- Machhour, L., Philip, J. & Oudin, J. L., 1994: Formation of laminite deposits in anaerobic-diaerobic marine environments. *Mar. Geol. (Amsterdam)*, 117, 287–302.
- Mišík, M., 1993: Carbonate rhombohedra in nodular cherts: Mesozoic of the West Carpathians. *J. Sed. Petrology*, 63, 2, 275–281.
- Ožvoldová, L., 1988: Radiolarian association from radiolarites of the Kysuca Succession of the Klippen Belt in the vicinity of Myjava – Turá Lúka (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 3, 369–392.
- Reháková, D. & Michálek, J., 1997: Evolution and distribution of calpionellids – the most characteristic constituent of Lower Cretaceous Tethyan microplankton. *Cret. Res.*, 18, 493–504.
- Sahagian, D., Pinous, O., Olferiev, A. & Zakharov, V., 1996: Eustatic curve of the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy, zonal resolution. *AAPG Bull.*, 8, 9, 1433–1458.
- Salaj, J. & Began, A., 1983: Vysvetlivky k listu 25-434 (Pruské, čiastková záverečná správa.) *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Scheibner, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: Buday, T. et al. (Eds.). *Regionálna geológia ČSSR, díl II - Západní Karpaty*. 7–105, Praha.

Prvý nález oravskej jednotky v púchovskom úseku pieninského bradlového pásma

Pri Vršatskom Podhradí neďaleko Ilavy sa našli dve bradlá oravskej jednotky – Dúbravka a Strapková. Ide o prvé výskyt tejto jednotky v púchovskom úseku bradlového pásma, predtým známy iba z Oravy. V bradlách možno sledovať takmer súvislý profil od liasu do beriasu. Spodnú časť profilu (v prevrátenej vrstvom pozícií) tvorí súvrstvie škvrnitého slienitého vápenca (algäuske súvrstvie) s overenou hrúbkou najmenej 15 m obsahujúceho amonitovú faunu lotaringu s *Paltechioceras raricostatum quenstedti* (Böse), *Echioceras raricostatum* (Zieten) a s lastúrnikom *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orbigny). Nad týmto súvrstvom je zelenkavosivý slienitý vápenec, ktorý vyššie prechádza do červeného pseudohľuznatého vápenca s faunou karixu. Fauna obsahuje amonity *Prodactylioceras davoei* (Sowerby), *Androgynoceras* ex gr. *capricornum* (Schlotheim), *Eoderoceras tardecrescens* (Pia), *Paltechioceras nodotianum* (d'Orbigny), *Paltechioceras ?tardecrescens* (Hauer) a brachiopódy *Cirpa* sp., *Cirpa langi* Ager, *Spiriferina alpina* Oppel, *Prionorhynchia* cf. *flabellum* (Gemmellaro), *Prionorhynchia serrata* (Sowerby), *Lingulithyris curviconcha* Oppel. Toto 3,5 m hrubé súvrstvie možno korelovať s kozinskými vrstvami (Haško, 1975, 1977). Nad ním sú vrstvy zelenkastého až žltkastého slienitého vápenca domérskeho veku hrubé 2 m. Obsahujú faunu amonitov *Pleuroceras* ex gr. *hawskerense* (Young a Bird), *Protogrammoceras* ex gr. *isslei* (Fucini), *Protogrammoceras* ex gr. *nitescens* (Young a Bird) a *Protogrammoceras* ex gr. *celebratum* (Fucini). Liasovú časť zakončuje silne kondenzovaný červený hľuznatý vápenec pravdepodobne toarského veku (adnetské súvrstvie) v hrúbke 1 až 3 m. Ďalej nasleduje hrubý komplex silicítov, ktorý možno rozdeliť na spodnejšiu spongolitovú časť hrubú 12,5 m (podzamezianske súvrstvie, álen–?spodný oxford) a vrchnejšiu, rádiolaritovú časť s hrúbkou 12 m (czajakovské súvrstvie, stredný oxford–spodný kimeridž). Na báze rádiolaritovej časti sa vyskytujú polohy vápenca v podobe hľuznatého vápenca, krinoidového kalciturbiditu a hrubšej lavice ružového mikritického vápenca (pelmikrit). Z celého silicito-vého komplexu sa podarilo presnejšie stratigraficky zaradiť len jednu vzorku rádiolaritu, ktorá pochádza spomedzi spome-

nutých vrstiev vápenca. Vzorka obsahuje faunu rádiolárií *Archaeospongoprimum imlayi* Pessagno, *Crucella* cf. *theocafensis* Baumgartner, *Emiluvia ordinaria* Ožvoldová, *Homeoparonaella* cf. *elegans* (Pessagno), *Hsuum* cf. *brevicostatum* Ožvoldová, *Paronaella mulleri* Pessagno, *Paronaella pygmaea* Baumgartner, *Podobursa spinosa* (Ožvoldová), *Zhamoidellum ovum* Dumitrița, *Tetratrys zealis* (Ožvoldová), *Transhuum maxvelli* Pessagno, *Triactoma blakei* (Pessagno), *Triactoma jonesi* (Pessagno), *Tricolocapsa* sp. B, sensu Ožvoldová (1988), *Tritrabs exotica* (Pessagno) a *Tritrabs rhododactylus* Baumgartner. Fauna patrí do jednotkovej asociácie U. A. 9, poukazujúcej na stredný oxford až spodnú časť vrchného oxfordu. Po silicitovom komplexe nasleduje súvrstvie vrchného červeného hľuznatého vápenca (czorsztyňský vápenec) hrubé 12 až 14 m. Podľa prítomnosti sakokóm, kalcisferulíd *Cadosina fusca fusca* Wanner, *Colomisphaera fibrata* (Nagy), *Schizosphaerella minutissima* (Vogler) a kalpionelíd *Chitinoidea dobeni* Borza a *Chitinoidea boneti* Doben, vyskytujúcich sa vo vrchnej časti súvrstvia, je súvrstvie kimeridžského až strednotitónskeho veku. Prechodná časť medzi vrstvou czorsztyňského a nadložného pieninského vápenca obsahuje *Praetintinopsella andrusovi* Borza, čo poukazuje na najspodnejšiu časť vrchného titónu. Celú sukcesiu zakončuje biely mikritický rohovec vápenec (pieninský vápenec) v hrúbke 45–50 m a vo vekovom rozpätí vrchný titón až berias. Súvrstvie obsahuje bohatú faunu kalpionelíd s *Crassicollaria parvula* Remane, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgéanu et Filipescu), *Tintinnopsella longa* (Colom), *Remaniella ferasini* (Catalano), *Remaniella borzai* Pop, *Remaniella duranddelgai* Pop, *Remaniella cadischiana* (Colom), *Remaniella catalanoi* Pop, *Remaniella filipescui* Pop, *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). ? *Calpionellopsis simplex* (Colom), ako aj kalcisferulidy *Schizosphaerella minutissima* (Vogler) a *Cadosina fusca fusca* Wanner. Toto súvrstvie je vyvinuté netypicky, pretože obsahuje mnohé konturity (často silicifikované), sklzové štruktúry a polohu synsedimentárnej brekcie, ktoré svedčia o sedimentácii na úpätí až miernom svahu.

Ripnianske súvrstvie – sladkovodné sedimenty sarmatu a spodného panónu rišňovskej priehlbiny

KLEMENT FORDINÁL a MICHAL ELEČKO

Geologická služba Slovenskej republiky, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 16. 4. 1999, revidovaná verzia doručená 29. 4. 1999)

Ripňany Formation – a Sarmatian and Early Pannonian fresh water sedimentary assemblage of the Rišňovce depression

The northern part of the Danube Basin (the Trnava-Dubník subbasin) is divided by faults into the Blatné, Rišňovce, Komjatice and Želiezovce depressions. The investigations of the Sarmatian and Pannonian sediments in these depressions have shown that the Rišňovce depression developed by different way than the other depressions. While in the Blatné, Komjatice and Želiezovce depressions the Sarmatian and Early Pannonian sedimentation was brackish, in the Rišňovce depression it was fresh water, deltaic. The differences are also in their lithologies and tectonic developments. The thicknesses of Sarmatian–Early Pannonian sediments in the Rišňovce depression are much greater than in the other basins.

Key words: Danube basin, Rišňovce depression, Sarmatian, Pannonian, Ripňany Formation, new lithostratigraphic unit

Úvod

Začiatkom sarmatu stratila oblasť centrálnej paratetýdy spojenie s mediteránnou oblasťou. Nastala degradácia mora a vysladzovanie sedimentačného priestoru, ktoré sa zmenilo na vnútrozemský brakický bazén. Z tohto obdobia je z alpsko-karpatského styku doložený pokles morskej hladiny spätý s denudáciou bádenských sedimentov (Hudáčková a Kováč, 1993).

Vysladzovanie pokračovalo aj v panóne a vo vrchnom panóne bola v podunajskej panve sladkovodná sedimentácia. V jej rozličných častiach sa usadzovali sedimenty, ktorých povahu určovali lokálne paleogeografické a tektonické pomery.

Podunajská panva sa skladá z dvoch čiastkových paniev – gabčíkovej a trnavsko-dubníckej (Vass et al., 1988). Na objasnenie vývoja trnavsko-dubníckej čiastkovej panvy v strednom a vrchnom miocéne, t. j. v sarmate a panóne, sme charakterizovali sedimenty, superpozičné vzťahy a spoločenstvá organizmov.

Charakteristika sedimentov sarmatu a spodného panónu trnavsko-dubníckej panvy

Trnavsko-dubnícka panva je pozdĺžna vnútrohorská panva rozčlenená zlomami na blatniansku, rišňovskú, komjatickú a želiezovskú priehlbínu. Hlavnú masu jej výplne tvoria morske a brakické sedimenty stredného miocénu prekryté sedimentmi vrchného miocénu a pliocénu v sladkovodnom vývoji (l. c.).

Blatnianska priehlbina

V okrajovej časti blatnianskej priehlbiny – pri jej styku s Malými Karpatmi – sú sarmatské sedimenty zo svetlosivého až žltosivého drobnozrnného až hrubozrnného kremenného piesku, často spevneného vápnitým tmelom na vrstvomitý až lavicovitý pieskovec. Zriedka sú v nich aj vložky drobnozrnného štrku s dobre opracovanými obliakmi hlavne vápenca a kremeňa (Buday et al., 1962).

V severnej časti priehlbiny – v okolí Boroviec, Veľkých Kostolian a Dolného Lopašova – sa v plytkých ropných vrtoch zistili panvové vývoje sedimentov sarmatského veku (Lunga, 1964).

Sarmatské sedimenty vrábeľského súvrstvia ležia na vrchnobádenských sedimentoch, ktoré reprezentuje madunické súvrstvie (Vass in Keith et al., 1994). Uvedené súvrstvie je zo zelenkastého a svetlozelenkastosivého, svetlozelenosivého a sivého, miestami zelenkastého ílu, často sú s polohami vápnitého piesku a s vložkami pieskovca. Charakteristickým znakom je hojný obsah uhoľnej hmoty, zuhoľnatených zvyškov rastlín a ojedinelé medzivrstvy tmavého uhoľného ílu s úlomkami drevitého lignitu. Na okraji priehlbiny získavajú sedimenty pestrý vývoj, charakteristický výskytom chudobnej fauny suchozemských gastropód. Sedimenty tzv. sivého vývoja obsahujú lumachely s gastropódom *Neritina tuberculata* Schröter. Okrem neho sa v nich našli úlomky gastropód rodu *Nassa*, *Buccinum*, *Turritella*, *Pseudamnicola*, druhu *Pirenella schaueri* a bivalvií rodu *Venus*, *Ostrea*, *Anomia* a *Cardium*. Z ostrakód je hojný druh *Haplocytheridea*

dacica (Hejj.) a okrem neho sa vyskytol aj *Cytheridea acuminata* Bosq. a *Leptocythere* sp. Z foraminifer sa masovo vyskytuje druh *Ammonia beccarii* (L.) a v menšom množstve *Quinqueloculina mayeriana* Orb., *Q. contorta* Orb., *Q. triangularis* Orb., *Porosonion subgranosum* (Egg.), *Elphidium flexuosum reussi* Marks a *E. crispum* (Lam.). Zriedkavý je druh *Textularia gramen* Orb. Časté sú redepozitá zo spodného bádenu (Lunga, 1964).

Bazálne sedimenty sarmatu reprezentuje sivý až tmavosivý, často zelenkastý, zelenosivý, ojedinele sivozelený vápnitý íl. V niektorých vrtoch sa kde-tu vyskytujú vrstvy s obsahom uhoľnej hmoty a úlomkov lignitu. Bázu sarmatu miestami tvoria polohy hrubozrnného štrku. V týchto sedimentoch je hojná redeponovaná bádenská fauna. Zistila sa i autochtónna mikrofauna charakteristická druhom *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium macellum* (F& M.) a *Hemicytheria* aff. *lőrenthey* (Méh.). Makrofauna bola zastúpená gastropódom *Neritina picta picta* (Fér.) a bivalviá úlomkami kardíí. V ich nadloží je svetlozelenkastosivý až sivý vápnitý íl s rozličnou piesčitosťou, miestami veľmi silnou. Ojedinele sa vyskytuje pestrý íl alebo polohy štrku. Hrúbka súvrstvia je cca 40–50 m. Tieto sedimenty sú faunisticky sterilné.

Vrchnosarmatské sedimenty tvorí svetlozelenkastosivý až svetlozelenosivý íl a silne hrdzavožltoskvrnitý íl s nestálou piesčitosťou. Pre toto súvrstvie sú charakteristické pestré sedimenty zo svetlozelenkastosivého, miestami svetlosivozeleného až sivého vápnitého ílu s medzivrstvami vápnitého pieska. V týchto sedimentoch – hrubých cca 70 m – sa zistila mikrofauna zastúpená druhom *Nonion granosum* (Orb.), *N. bogdanowiczii* Vol. *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium* ex gr. *macellum* (F& M.), *Elphidium* sp. *Hemicytheria lőrenthey* (Méh.). Z makrofauny sa našli iba úlomky kardíí (Lunga, 1964; Čermák, 1969). Najväčšia hrúbka sarmatských sedimentov v blatnianskej priehlbine je 487 m (vrt Suchá 2; Biela, 1978).

Na vrchnosarmatských sedimentoch transgresívne ležia sedimenty ivánskeho súvrstvia spodnopanónskeho veku. Ich bazálnu časť tvoria polohy svetlozelenkastosivého až svetlozelenosivého ílu s málo hrubými medzivrstvami pestrého ílu a miestami aj štrku. V ich nadloží sú vrstvy zelenkastého až zelenosivého ílu obsahujúce jemne rozptýlenú uhoľnú hmotu. Sedimenty reprezentujú zónu B a C panónu (v zmysle Pappa, 1951).

V polohách ílu zóny B panónu sa zistil mákkýš *Congerina* aff. *neumayri* Andrusov, *Lymnocardium conjungens* (Hoernes), *L. brunnense* Andrusov, *Paradacna* sp. *Micromelania glandulina haidingeri* (Stoliczka) a *Orygoceras fuchsi* Kittl. V týchto sedimentoch sa identifikoval vysladený horizont s *Bithynia* sp., *Chara escheri* Unger a lumachelou zo schránok *Congerina* aff. *neumayri* Andrusov.

V spodnopanónskych sedimentoch sa našli ostrakóda *Candoniella* sp. I Pokorný, *Cyprideis tuberculata* (Méhes), *Hemicytheria lőrenthey* (Méhes), *Hemicytheria ampulata* (Méhes), a *Loxoconcha elliptica* Brady (Lunga, 1964; Jiříček, 1961).

Komjatická a železovská priehlbina

Pre okrajové časti komjatickej a železovskej priehlbiny je charakteristický výskyt sarmatských hrubodetritických vulkanosedimentárnych hornín s preplástkami pelítov a pelitických, resp. redeponovaných vulkanogénnych hornín. Produkty redepozície vulkanického materiálu tvoria popri piesčitých a pelitických sedimentoch bez vulkanogénnej prímеси najväčšiu masu usadenín. Smerom na J sa usadeniny zjemňujú a prechádzajú do pieskovca a vápnitých pelitických hornín (Nagy et al., 1998).

V podloží sarmatských sedimentov, ktoré reprezentuje vrábeľské súvrstvie, a vulkanosedimentov je pozbianske súvrstvie vrchnobádenského veku. V prevažnej miere ho tvoria polohy sivého ílu s prachovou a piesčitou prímесou. Sedimenty obsahujú foraminifery bolivino-buliminovej asociácie, ktorá je charakteristická druhom *Bolivina dilata dilata* Reuss, *Bulimina elongata elongata* Orb., *B. elongata longa* (Veng.), *Nonion commune* (Orb.), *Globobulimina affinis* (Orb.), *Globigerina buloides* (Orb.) a *G. druryi* Akers (Lehotayová, 1965, 1968; Zlinská, 1997). Hrúbka pozbianskeho súvrstvia je okolo 350 m (Nagy et al., 1998).

Spodnosarmatské vulkanity a vulkanosedimenty reprezentuje humenický komplex. Jeho súčasťou sú hrubé až blokovité epiklastické konglomeráty predstavujúce pobrežnú faciú a epiklastický pieskovec s medzivrstvami z pemzy a prachovca, obsahujúce bohatú prekremenenú faunu spodného sarmatu (Brestenská, 1963).

Strednosarmatské až vrchnosarmatské vulkanosedimenty sú súčasťou badánskej formácie. V jej rámci sa vyčlenila tzv. deltová sedimentácia, reprezentovaná výskytom piesku, pieskovca striedajúceho sa s ílom, tufitickým ílom, tufitickým pieskovcom a tufom. Sporadický je výskyt zlepenca a štrku.

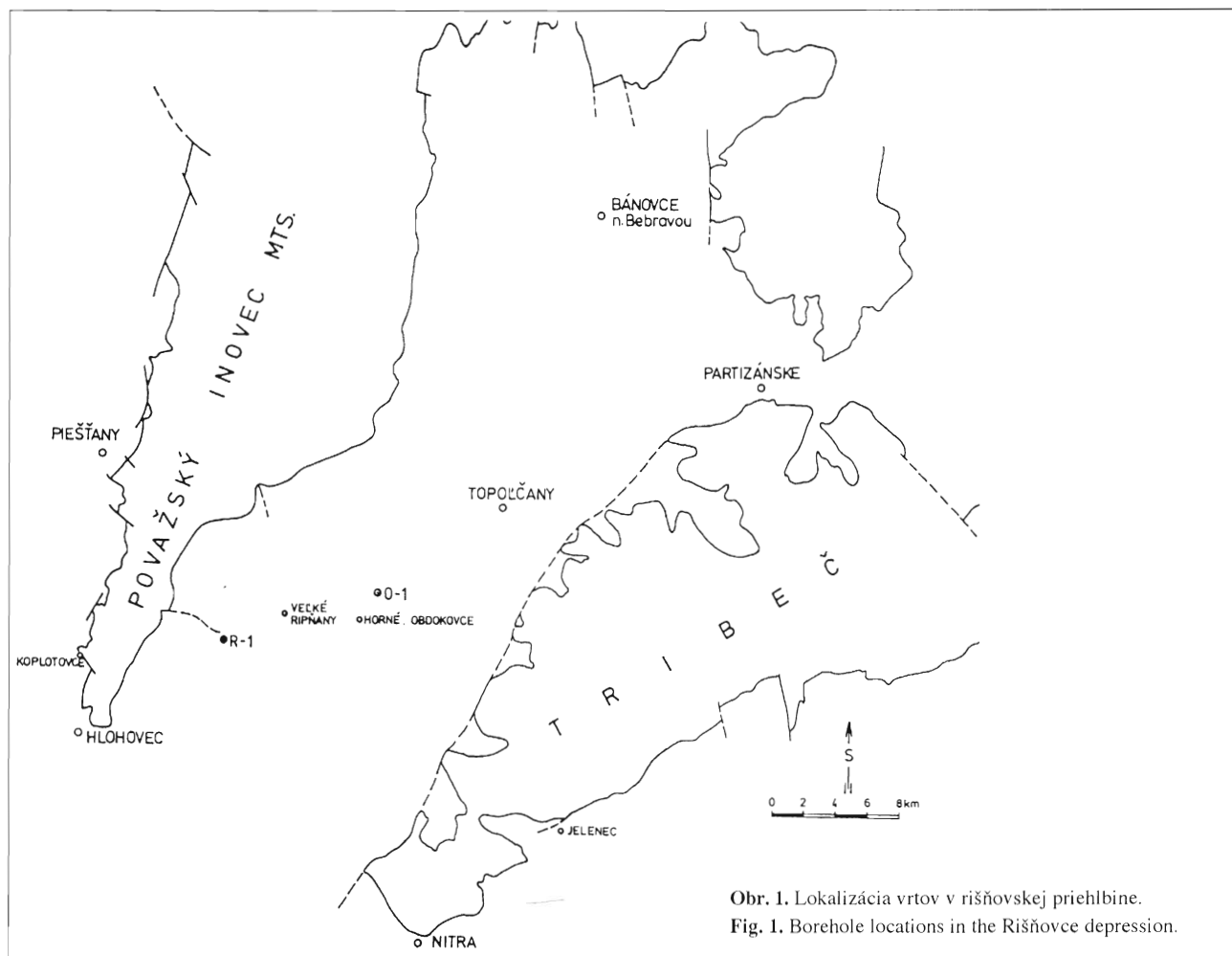
Všeobecne možno konštatovať, že sa sedimenty badánskej formácie usadili v plytkovodnom brakickom prostredí. Potvrďuje to výskyt brakických mákkýšov, foraminifer a ostrakód, ako aj povaha sedimentov.

Panvový vývoj reprezentuje vrábeľské súvrstvie zo sivého a zelenosivého vápnitého ílu s medzivrstvami sivého vápnitého pieskovca a drobnozrnného štrku. Celková hrúbka sarmatských sedimentov je okolo 250 až 300 m.

V nadloží vrábeľského súvrstvia leží ivánske súvrstvie panónskeho veku, ktoré tvoria prevažne polohy sivozeleného ílu striedajúceho sa s polohami sivého pieskovca. Hrúbka ivánskeho súvrstvia na tomto území neprekračuje 200 m (Nagy et al., 1998).

Rišňovská priehlbina

V severnej časti rišňovskej priehlbiny sa zistil odlišný vývoj sarmatu a spodného panónu ako v ostatných priehlbínach. Podľa údajov z ropného vrtu Ripňany I (Gaža, 1968) a Obdokovce I (Gaža, 1966) možno konštatovať, že sarmatské sedimenty majú neporovnateľne väčšiu hrúbku ako ostatné časti podunajskej panvy. Charakter sedimentov sa od vrábeľského súvrstvia sarmatského veku odlišuje (Priehodská in Harčár et al., 1988) a rozdiely sú aj v prostredí sedimentácie.



Obr. 1. Lokalizácia vrtov v rišňovskej priehlbine.

Fig. 1. Borehole locations in the Rižňov depression.

Vzhľadom na uvedené vyčleňujeme novú litostratigrafickú jednotku – ripnianske súvrstvie.

Ripnianske súvrstvie

Názov súvrstvia je motivovaný názvom obce Veľké Ripňany (obr. 1) a stratotypom tejto litostratigrafickej jednotky je vrt Ripňany-1 (obr. 2). Stratigrafiu vrtu uvádza Gaža (1968) a Biela (1978).

Ripnianske súvrstvie (sarmat – spodný panón) sa vo vrtě Ripňany-1 nachádza v hĺbke 1510–2960 m v nadloží faunisticke doloženého vrchného bádenu a v podloží sedimentov stratigraficky zaradených do zóny C panónu (Gaża, 1968).

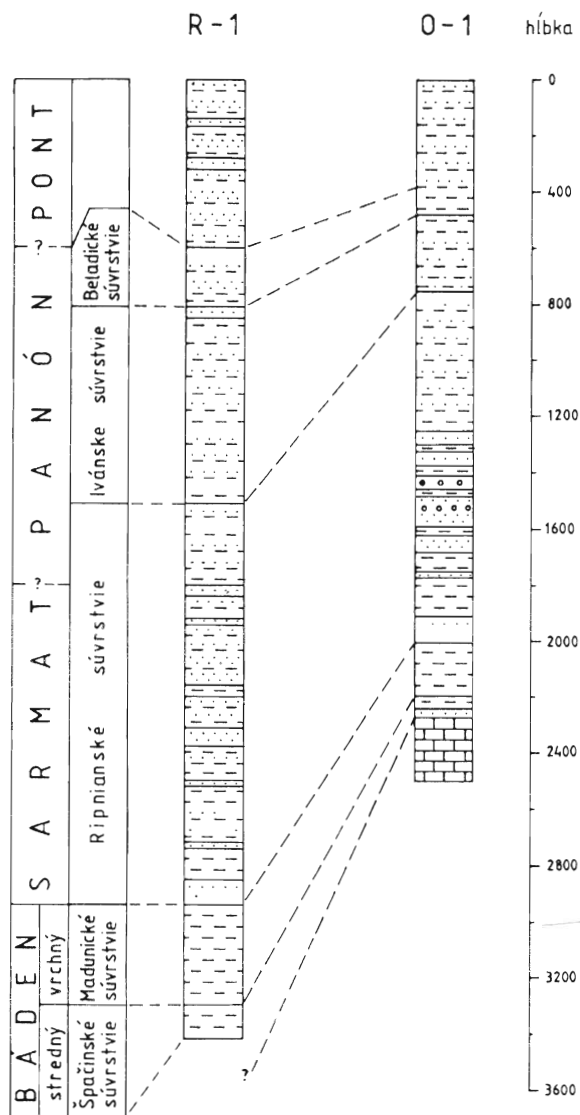
Vrchnobádenské madunické súvrstvie (2940–3300 m) je reprezentované sivým slabo piesčitým ílom so zuhoľnatými zvyškami rastlín a s hojnými kľznými plochami a náznakmi vrstvitosti (sklon 15 až 30°). Zistila sa v ňom fauna bulimino-bolivinovej zóny (Grill, 1941), ktorú reprezentuje málo diverzifikované spoločenstvo foraminifer s dominanciou druhu *Bulimina elongata* Orb., ako aj *Ammonia beccari* (L.) a *Paragloborotalia? siakensis* (Le Roy) (Zlinská, 1998).

V nadloží ripnianskeho súvrstvia sú panónske sedimenty reprezentované ívanským súvrstvom a na ich báze zóna C panónu (1410–1510 m), ktorú tvorí svetlosivý, sivý vápnitý íl s medzivrstvami čiernosivého a čierneho uhoľného ílu, ako aj preplástky lignitu.

Sedimenty zóny D panónu (860–1410 m) sú v spodnej časti (do hĺbky 1030 m) prevažne z piesku v hrúbke 2 až 5, ojedinele aj 15 m. Pelity tejto zóny tvorí zelenosivý a svetlozelenosivý slabopiesčitý íl, v ktorom sa našli schránky bivalvií *Lymnocardium conjungens* (Parsch) a *Congeria czjzeki* (Hoernes.).

Bázu zóny E (805–860 m) tvorí vrstva piesku hrubá 30 m. Celkove v tejto zóne prevládajú piesčité sedimenty, vložky zelenosivého a uhoľného ílu s polohami lignitu dosahujúceho hrúbku maximálne 5 m (Gaża, 1968). V nadloží sedimentov zóny E panónu (ívanske súvrstvie) sa nachádzajú sedimenty zóny F panónu, ktoré patria už do beladického súvrstvia.

Napriek absencii fosílnych zvyškov je vek ripnianskeho súvrstvia doložený využitím tzv. stratigrafických klieští. V podloží súvrstvia sú sedimenty vrchnobádenského madunického súvrstvia, stratigraficky zaradené na základe spoločenstiev foraminifer (Gaża, 1968; Zlinská,



Obr. 2. Schématický litologický profil vrtu Ripňany I a Obdokovce I
Fig. 2. Generalized lithological section through the boreholes Ripňany I and Obdokovce I

1998), a v nadloží ivánske súvrstvie (zóna C panónu). Z uvedeného vychodí, že ripnianske súvrstvie je sarmatského až spodnopanónskeho veku. Gaža (l. c.) predpokladá, že sa sedimenty usádzovali v sladkovodnom prostredí.

Parastratotypovou lokalitou ripnianskeho súvrstvia je vrt Obdokovce I (745–2005; obr. 1). Na základe mikropaleontologického hodnotenia (Holzknecht in Gaža, 1966) je v podloží tohto súvrstvia vrchnobádenské madunické súvrstvie, reprezentované polohami sivého a zelenosivého slabopiesčitého ílu s roztrúsenou uhoľnou hmotou, a v nadloží svetlosivý jemne piesčitý íl s vápnitými konkréciami ivánskeho súvrstvia, stratigraficky zaradený do zóny C panónu (obr. 2).

Litologická a faciálna charakteristika ripnianskeho súvrstvia

Na báze ripnianskeho súvrstvia vo vrtu Ripňany I je vápnitý pieskovec (2855–2940 m), vyššie až do hĺbky

2360 m prevažuje zelenkastosivý a zelenosivý prevažne slabopiesčitý vápnitý íl so zuhoľnatými zvyškami rastlín, miestami žlt-, hnedo- i fialovoškvrnitý. Hrubý komplex piesku je v hĺbke 2070–2360 m. Vrstvy piesku, pieskovca a drobného zlepenca dosahujú hrúbku vyše 20 m. Najvyšší interval tohto súvrstvia (2070–1510 m) sa vyznačuje striedaním svetlosivého zelenkastého a hnedastého vápnitého ílu obsahujúceho zuhoľnaté zvyšky rastlín so svetlosivým nerovnako zrnitým vápnitým pieskom a pieskovcom s hojnou uhoľnou hmotou. Vo vápnitom íle sú miestami (1605 m, 1751 m) preplásky lignitu hrubé 2 cm. Hrúbka tohto súvrstvia je 1450 m (obr. 2).

Vo vrtu Obdokovce I je ripnianske súvrstvie v hĺbke 745–2005 m. Jeho bázu (1920–2005 m) tvoria 10–15 m hrubé polohy vápnitého piesku, vápnitého ílu so zuhoľnatými zvyškami rastlín až prepláskami lignitu. V ich nadloží je až do hĺbky 1788 prevažne sivý a zelenosivý slabopiesčitý hnedoškvrnitý íl. V hĺbke 1750 až 1788 m sa vyskytujú medzivrstvy piesku hrubé 1 až 2 m, a v nad-

loží až do hĺbky 1617 až 8–15 m. V hĺbke 1617–1250 m sú vrstvy piesku s vložkami pieskovca a zlepenca hrubé až 30 m a v ich nadloží až po bázu zóny C panónu prevažuje svetlosivý, zelenosivý hrdzavožltoskvŕnitý slabo-piesčitý íl. Hrúbka ripnianskeho súvrstvia vo vrte Obdokovce 1 je 1260 m (obr. 2).

Litológia hornín (žltoskvŕnitý, hnedoskvŕnitý, hrdzavoškvŕnitý a fialový íl s polohami lignitu) a zmena zrnitosti hornín (nahor hrubnúci cyklus) poukazujú na to, že sa sedimenty ripnianskeho súvrstvia usadzovali pravdepodobne v delťovom prostredí.

Rozšírenie a korelácia s ostatnými súvrstviami

Rozšírenie ripnianskeho súvrstvia je známe zo severnej časti rišňovskej priehlbiny. V jej južnej časti – v okolí Galanty – je už sarmat v brakickom vývoji. Dosiahol ho vrt FGG-2 Galanta (2032–2101 m; Franko et al., 1985). Hrúbka sarmatských sedimentov v tejto oblasti nie je známa, pretože vrt sa v nich ukončil.

Sarmatské sedimenty vo vrte FGG-2 tvorí striedanie vápniteho pieskovca a ílovca. Hrúbka pieskovcových vrstiev je 3–13 a ílovcových 11 až 20 m. V asociácii ťažkých minerálov prevláda granát a s ním sa vyskytuje aj turmalín, staurolit, apatit, biotit, chlorit, ilmenit a magnetit. Vápňitosť sedimentov kolíše od 18,78 až 38,97 % (Priehodská in Franko et al., 1985).

V sedimentoch sarmatu sa vyskytujú foraminifery a ostrakóda. Z foraminifer je najbohatšie zastúpený druh *Protephidium* ex. gr. *granosum* (Orb.), a popri ňom sa našiel aj druh *Elphidium* ex. gr. *macellum* (Fichtel et Moll). Z ostrakód sa vyskytuje rod *Leptocythere*, *Aurila*, *Cyamocytheridea* a *Xestoleberis* (Brestenská in Franko et al., 1985).

Ekvivalentom tohto súvrstvia je ruskovské súvrstvie sarmatsko-panónskeho veku v bányvskej kotline.

Záver

V rišňovskej priehlbine sa vyčlenilo ripnianske súvrstvie sarmatsko-spodnopanónskeho veku, pomenované podľa obce Veľké Ripňany, v ktorej blízkosti bol vyhlásený stratotypový vrt Ripňany 1 (obr. 1). V tomto vrte je uvedené súvrstvie v nadloží madunického súvrstvia vrchnobádenského veku a v podloží sedimentov zóny C panónu ivánskeho súvrstvia (Gaža, 1968).

Ripnianske súvrstvie je charakteristické výskytom zelenkastosivého a zelenosivého prevažne slabo piesčitého vápniteho ílu, ktorý je miestami žltý, hnedý aj fialovoškvŕnitý s výskytom zuhoľnatených zvyškov rastlín a niekoľko cm hrubých prepláskov lignitu. Smerom k okraju priehlbiny hrúbka a počet piesčitých polôh rastú. Piesok prechádza až do zlepenca a íl sa mení na prevažne jemno-piesčitý, svetlosivý, zelenosivý a hrdzavožltoskvŕnitý. Na báze súvrstvia je vápňitý pieskovec. V sedimentoch ripnianskeho súvrstvia sa nenašli nijaké fosílie. Z toho sa urobil záver, že sa usadzovalo v sladkovodnom prostredí (l. c.). Podľa charakteru prostredia a litológie hornín predpokladáme, že ripnianske súvrstvie je produktom delťovej sedimentácie.

Hrúbka ripnianskeho súvrstvia v stratotypovom vrte Ripňany 1 je 1450 m (l. c.), čo odráža rýchlu subsidenciu v sarmate a vo vrchnom panóne. Táto hrúbka je niekoľkonásobne väčšia, ako majú analogické sedimenty v ostatných priehlbínach (blatnianskej, komjatickej a želiezovskej).

Podakovanie. Ďakujeme Moravským naftovým dolom, a. s., Hodonín za možnosť štúdia mikropaleontologických vzoriek z ropného vrtu Ripňany 1 a Obdokovce 1.

Literatúra

- Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 10.
- Brestenská, E., 1963: Ročná správa o základnom geologickom výskume a mapovaní na liste Vráble (M-34-133-B) a Levice (M-34-134-A). *Manuskript – archív GS SR*.
- Buday, T., Cambel, B., Mahel, M., Brestenská, E., Kamenický, J., Kullmann, E., Matějka, A., Salaj, J. & Zátka, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M - 33 -XXXV M - 33 - XXXVI. Wien-Bratislava. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*, 5–248.
- Franko, O., Fendek, M., Bodiš, D., Brestenská, E., Priehodská, Z. & Vass, D., 1985: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGG-2 Galanta. *Manuskript – archív GS SR Bratislava*.
- Čermák, D., 1969: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum v Piešťanskom výbežku. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Jiříček, R., 1961: Biostratigrafie a paleogeografie vrstev neogénu na území Podunají. *Manuskript – archív ČND Hodonín*.
- Gaža, B., 1966: Záverečná vrtno-geologická správa o hlbokom štruktúrnom vrte Obdokovce 1. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Gaža, B., 1968: Záverečná geologická správa o štruktúrnom vrte Ripňany 1. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den Benachbarten Molasse-Anteilen. *Öl und Kohle* 37, Berlin, 595–602.
- Harčár, J., Priehodská, Z., Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A. & Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava*, 114.
- Hudáčková, N. & Kováč, M., 1993: Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti Viedenskej panvy vo vrchnom bádeni a sarmate. *Mineralia Slov.*, 25, 3, 202–210.
- Keith, J. F., Vass, D. & Kováč, M., 1994: The Danube Lowland basin. ESRI Publication, new series, No 11A Slovakian Geology. Memorial to T. Koráb, 63–86.
- Lehotayová, R., 1965: Zpráva o mikrobiostratigrafii juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny. *Manuskript – archív GS SR Bratislava*.
- Lehotayová, R., 1968: Mikrofauna hlbinného vrtu ŠV-8 (Semerovce). *Manuskript – archív GS SR Bratislava*.
- Lunga, S., 1964: Geologická zpráva o štruktúrnom prieskume v piešťanskom zálive za rok 1963. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Liščák, P., Stolár, M., Benková, K. & Kubeš, P., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny, východná časť 1 : 50 000. *GS SR, Bratislava*, 187.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitt. Gel. Gesell. (Wien)*, 39–41, 99–193.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemček, J., Růžicka, M. & Vaškovec, I., 1988: Vysvetlivky k mape Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. *Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava*, 65.
- Zlinská, A., 1997: Biostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z regiónu Podunajská nížina - východ. *Manuskript – archív GS SR Bratislava*.
- Zlinská, A., 1998: Revízne štúdium hlbokých naftových vrtov v Nitrianskej pahorkatine. *Manuskript – archív GS SR Bratislava*.

Ripňany Formation – a Sarmatian and Early Pannonian fresh water sedimentary assemblage of the Rišňovce depression

The Danube Basin splits into two partial basins, the Gabčíkovo and the Trnava-Dubník subbasins (Vass et al., 1988). The Sarmatian and the Pannonian sediments of the Trnava-Dubník subbasin are segmented by faults into depressions. During these periods the sedimentation and the tectonic development in the Rišňovce depression differed from that in the other depressions. It was brackish in the Blatné, Komjatice and Želiezovce depressions, but fresh water in the Rišňovce depression (Gaža, 1966, 1968).

The Sarmatian and Early Pannonian sediments of the Rišňovce depression also differ from the Sarmatian sediments of the Vráble Formation notably in their lithology, stratigraphic range and character of sedimentary environment (Priehodská in Harčár et al., 1988). Considering these facts we have determined a new lithostratigraphic unit, the Ripňany Formation. We borrowed its name from the nearby Veľké Ripňany, a village where the stratotype locality is situated (borehole Ripňany 1; Fig. 1).

The Ripňany Formation is characterized by the presence of greenish-grey and green-grey, slightly sandy, calcareous

clays, locally mottled with yellow, brown and violet. They contain coalified vegetal remnants and a few cm thick lignite intercalations. Inwards the thickness and the number of sandy beds increases and they grade into conglomerates, while the clays grade mainly into fine sandy, pale-grey and green-grey, rusty-yellow mottled clays. Calcareous sandstones occur at their base. No fossils were found in the Ripňany Formation sediments indicating that they were deposited in a fresh water environment (Gaža, 1968). Based on the character of the sedimentation and on the lithology we presume that the Ripňany Formation is the product of a deltaic sedimentation. An enormous delta was probably situated in a southerly running river.

The stratigraphic range of the Ripňany Formation (Sarmatian to Early Pannonian; Fig. 2) can well be determined using the so called stratigraphic forceps (the Late Badenian Madunice Formation lies below and the Pannonian, C zone sediments of the Ivánka Formation lie above it; Gaža, 1966, 1968).

An equivalent of this formation is the Ruskov Formation of Sarmatian-Pannonian age, situated in the Bánovce basin.

Stará záťaž – neriadené skládky odpadu a iné zdroje znečisťovania v okrese Dunajská Streda

MÁRIA KOVÁČIKOVÁ¹ a STANISLAV KLAUČO²

¹Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

²SKOV, s. r. o., Dúbravská cesta, 842 20 Bratislava

(Doručené 4. 1. 1999, revidovaná verzia doručená 25. 5. 1999)

Old landfills and other sources of contamination in the Dunajská Streda district

Important water supply areas are sensitive to contamination of groundwater from the waste landfill sites and from other sources. The assessment of the influence of the landfill sites on the environment was performed in the Dunajská Streda district. The district occupies the centre of the geomorphologic unit Žitný ostrov ("Rye island"), the protected area for its water resources. The way of the calculation of risk rating was based on the assessment of the influence of landfills to groundwater. Entirely 199 landfill sites were taken into account. Other 190 sources of contamination were identified as potential ones without the risk rating. Several types of risks were calculated, which were important for the design of the preliminary remedial measures. The results of this assessment together with other relevant data concerning the localities and their environment served as the basic data for the GIS. The available data are the basis for the local authorities, which are responsible for the waste disposal sites.

Key words: landfills, other sources of contamination, risk rating of landfill site, GIS, remedial measures

Úvod

Podľa odborného odhadu je na území Slovenskej republiky vyše 8000 skládok odpadu rozličného druhu ako pozostatok neriadeného skládkovania z minulosti. Po vyľúčení malých, nevýznamných skládok ostáva okolo 5000 skládok, na ktoré sa vyvážal, resp. ešte vyváža odpad. Tento počet je výsledkom evidencie skládok z rokov 1993 až 1997. Evidencia bola súčasťou zostavovania máp vhodnosti na skládky odpadu na celom území Slovenskej republiky.

Na skončenú registráciu skládok nadväzujú úlohy zamerané na hodnotenie vplyvu skládok na životné prostredie. Hodnotia sa najmä územia citlivé na možné znečisťovanie zo skládok odpadu. Patrí medzi ne aj Žitný ostrov, významná vodohospodárska oblasť s legislatívne chránenou zásobou podzemnej vody európskeho významu (obr. 1). Jeho administratívnym jadrom je okres Dunajská Streda. Vodohospodárske a environmentálne charakteristiky tohto územia iniciovali projekt zameraný na hodnotenie vplyvu skládok, resp. iných zdrojov znečisťovania najmä na podzemnú vodu s cieľom pripraviť návrh nápravných opatrení. Úlohu financovalo Ministerstvo životného prostredia SR, jej riešiteľom bola Geologická služba SR Bratislava. Výsledky úlohy ukončenej v júli 1997 (Kováčiková et al., 1997) majú byť podkladom pre správne orgány v okrese pri rozhodovaní, ako postupovať pri povoľovaní skládok, ich uzatváraní a rekultivácii.

Charakteristika územia

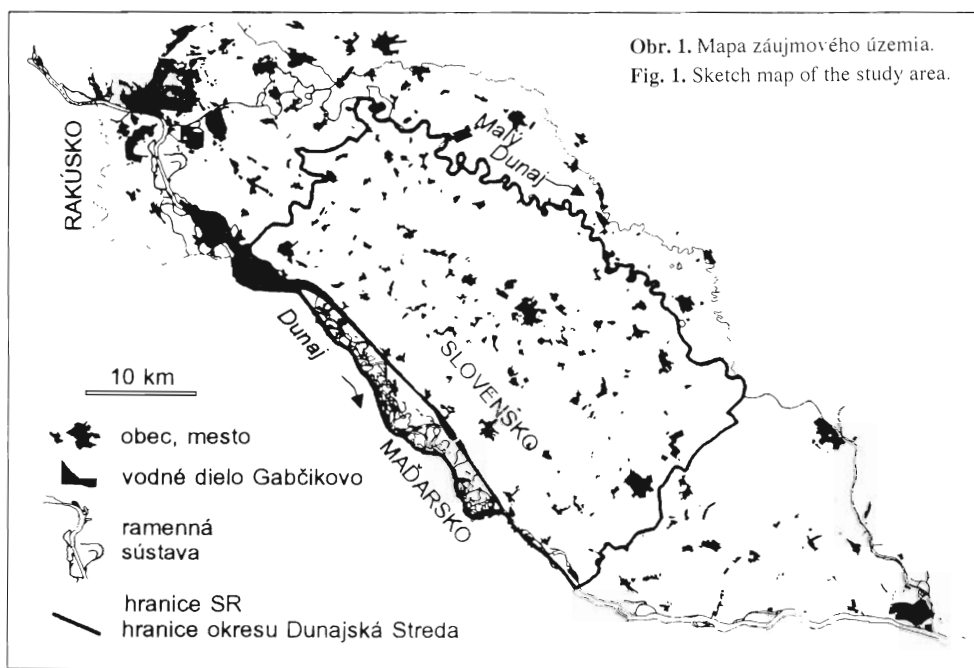
Pri hodnotení vplyvu skládok odpadu a iných zdrojov znečisťovania na životné prostredie sú relevantné údaje o potenciálnom zdroji znečisťovania a jeho genéze, ako aj vlastnosti prírodného prostredia, v ktorom sa môže znečisťovanie šíriť. Všeobecne možno konštatovať, že poznanie prírodných pomerov, ako aj činnosti človeka v prostredí boli východiskom pri riešení úlohy.

Demografické a hospodárske pomery

Okres Dunajská Streda má rozlohu 1075 km² a okolo 109 000 obyvateľov. Je intenzívne poľnohospodársky využívanou oblasťou zameranou na pestovanie obilia, kukurice, cukrovej repy, zeleniny a ovocia. Priemysel je orientovaný na spracúvanie poľnohospodárskych produktov, malý podiel má strojárstvo, priemysel stavebných hmôt, stavebníctvo a textilný priemysel. Významným potenciálom územia je podzemná voda. Podstatná časť územia je chránenou vodohospodárskou oblasťou. Význam územia ešte vzrástol po vybudovaní vodného diela Gabčíkovo na Dunaji.

Fyzickogeografické pomery

Okres Dunajská Streda je jadrom geomorfologickej jednotky Žitný ostrov, ktorý ohraničuje Dunaj a Malý Dunaj (obr. 1). Povrch územia je rovinný, so všeobecným



Obr. 1. Mapa záujmového územia.

Fig. 1. Sketch map of the study area.

sklonom od SZ na JV. Územie okrem už uvedených riek pokrýva hustá sieť odvodňovacích a zavlažovacích kanálov. Klimaticky patrí do teplej oblasti s miernou zimou a dlhým slnečným dňom. Priemerný ročný úhrn zrážok je cca 550 mm. Okres patrí medzi najveternejšie oblasti Slovenska.

Geologické pomery

Charakteristickým znakom územia z geologického hľadiska je pomerná jednotvárnosť. Územie budujú 10 až 340 m hrubé kvartérne sedimenty. Najvýznamnejšie z nich sú povrchové fluvialne a na nich ležiace geneticky rôznorodé sedimenty. *Fluvialne sedimenty* zastupuje prevažne štrk a piesok, v menšej miere ílovité, resp. hlinité sedimenty, väčšinou vo forme šošoviek. Fluvialne sedimenty sú priepustné a vystupujú na povrch, resp. veľmi blízko k povrchu územia. *Geneticky rozmanité sedimenty ležiace na fluvialných sedimentoch* tvorí fluvialno-eolická sprašová hlina, nívne sedimenty, sedimenty mŕtvych ramien, naviaty a previaty piesok a pochovaná pôda. Ich súhrnná hrúbka neprekračuje 7 m, ale najčastejšie je od 0 do 3 m. V porovnaní s fluvialnymi sú tieto sedimenty menej priepustné.

Hydrogeologické pomery

Jednotvárnosť geologických pomerov sa odzrkadľuje v monotónnosti hydrogeologických pomerov. Opísané sedimenty sú veľmi dobre zvodnené. Hlavným zdrojom podzemnej vody je infiltrovaná povrchová voda Dunaja v jeho západnej a sz. časti. V jv. časti je územie drénované Dunajom. Režim prúdenia podzemnej vody v minulosti veľmi výrazne ovplyvňoval vodný stav na Dunaji. Najmä prírodná zóna (200–700 m od brehu Dunaja) bola miestom

intenzívnej infiltrácie vody a kolísania hladiny podzemnej vody. Po uvedení vodného diela Gabčíkovo do prevádzky roku 1992 sa hydrogeologické pomery územia zmenili. V severnej časti sa hladina podzemnej vody zdvihla a jej infiltrácia sa zintenzívnila. Intenzívne kolísanie hladiny podzemnej vody v pobrežnej časti sa stlmilo a v súčasnosti závisí najmä od regulácie vodného stavu vo vodnom diele Gabčíkovo. V centrálnej a severnej časti okresu sa pomery v prúde podzemnej vody v zásade nezmenili.

Hydrochemické pomery

Chemické zloženie podzemnej vody závisí od prírodných mineralizačných procesov a antropogénnych vplyvov. Vertikálnu diferenciáciu chemického zloženia podzemnej vody vyvoláva najmä prenikanie kontaminantov z povrchu. Chemický typ sa mení z pôvodne základného výrazne kalciovo-bikarbonátového cez nevýrazný a prechodný až po základný nevýrazný kalciovo-sulfátový typ. Zároveň sa mení obsah rozpustných látok z pôvodných 350–450 na 850–950 mg.l⁻¹. Rastie aj obsah chloridov a dusičnanov. Zmeny hydrochemických pomerov prebiehajú v priestore aj v čase. V súčasnosti je najviac ovplyvňovaná severná časť územia a pôvodné prirodzené chemické zloženie má iba voda v bývalej príriečnej zóne Dunaja a v jej okolí.

Kvalitu podzemnej vody v regionálnom meradle zhoršuje:

- prienik síranovo/chloridového znečisťovania z Bratislavy (cca 470 000 obyvateľov a rozsiahly chemický priemysel),
- akumulácia dusičnanového znečisťovania z poľnohospodárskej činnosti; tá sa viaže najmä na oblasti s vrstvami z priepustného fluvialneho štrku a piesku vychádzajúcimi až na povrch, kde menej priepustné sedimenty povrchového krytu chýbajú.

Ako kontaminanty zo skládok odpadu znečisťujúce podzemnú vodu sa na území okresu špecifikovali (Klaučo, 1995) amónne ióny, dusitany, K, chemická spotreba O a chloridy. Prahať koncentrácie jednoznačne indikujúce znečistenie podzemnej vody zo skládok odpadu sa odvodili z výsledkov regionálneho monitoringu kvality podzemnej vody a monitoringu vplyvu skládok odpadu na podzemnú vodu (vyše 1000 pozorovaní). Regionálne porovnanie vývoja kvality podzemnej vody s výsledkami monitoringu vplyvu skládok na podzemnú vodu ukazuje jednoznačný záver: kvalitu podzemnej vody v okrese Dunajská Streda v regionálnom meradle skládky odpadu neovplyvňujú. Kontaminácia zo skládok je iba lokálna.

Skládky odpadu

Na území okresu sa v ostatných desiatich rokoch vykonal rad prác zameraných na registráciu skládok odpadu. Pre územie sú typické priestory po ťažbe štrku a piesku, ktoré sa často zavážali odpadom. Podľa registrácie je na území cca 200 skládok odpadu, z ktorých iba tri sú vybudované v zmysle právnych predpisov organizovaného skládkovania. Ostatné skládky nie sú riadené („divoké“) a majú dvojakú povahu:

- Veľmi často sú zarovnané, prekryté zemínou a začlenené do prostredia bez stôp po skládkovaní. Taká je asi polovica skládok.

- Na časti skládok sa s povolením miestnych úradov ukladá odpad aj naďalej. Na skládkach lokálneho významu sa skládkuje odpad sporadicky, najmä po lokálnom čistení obcí a skončení poľnohospodárskych prác. Menšie skládky, na ktorých sa v súčasnosti odpad neukladá, zarastli burinou a znehodnocujú prostredie esteticky.

Ostatné zdroje znečisťovania

Ostatné zdroje znečisťovania na území okresu sú rozmanité. Kvalitu podzemnej vody najvýraznejšie ovplyvňuje poľnohospodárska činnosť. Kontaminácia z nej má regionálny rozmer a nebola predmetom úlohy. Za ostatné zdroje znečisťovania sa pokladali hospodárske jednotky, najčastejšie poľnohospodárske dvory, družstvá a štátne majetky, priemyselné objekty, prevádzky a služby. Všetky sa pokladajú za potenciálne miesta kontaminácie. Hodnotenie sa obmedzilo na ich identifikáciu a základnú charakteristiku. Ich vplyv na životné prostredie sa nezisťoval.

Metodický postup prác

Územie je z hľadiska množstva a kvality údajov o prostredí jedným z najlepšie preskúmaných v SR. Výber relevantných údajov o ňom a získavanie nových bolo podriadené cieľu úlohy – hodnoteniu skládok odpadu a iných zdrojov znečisťovania. Obsahom hodnotenia bolo:

- terénna obhliadka lokalít,
- sústredenie relevantných údajov o skládkach a iných zdrojoch znečisťovania v prírodnom prostredí,
- hodnotenie rizikovosti lokalít,
- vytvorenie informačného systému,
- návrh nápravných opatrení.

Terénna obhliadka lokalít

Aj napriek dobrej preskúmanosti územia a dostatočnému množstvu vstupných informácií o skládkach odpadu a ich prostredí bola nevyhnutná terénna obhliadka lokalít, zápis údajov do pracovného záznamového listu a fotodokumentácia. Bolo zaregistrovaných 199 lokalít neriadených skládok odpadu a 190 ostatných zdrojov znečisťovania.

Vstupné údaje informačného systému o skládkach odpadu

Základom hodnotenia vplyvu skládok a iných zdrojov znečisťovania životného prostredia v území bolo sústredenie relevantných údajov do informačného systému (IS). Jeho vstupnými informáciami sú:

- Údaje z jestvujúcich databáz o skládkach odpadu a z ich terénnej obhliadky sústredené do pracovného záznamového listu. Záznamový list obsahuje:

- polohopisné a identifikačné údaje (napr. číslo mapy v mierke 1:10 000, číslo na tejto mape, súradnice x, y, z),

- rozmerové charakteristiky (plocha skládky, priemerná a maximálna hrúbka),

- prevádzkovo-technické podmienky (začiatok ukladania, povolenie na ukladanie, súčasné využívanie, údaje o zarovnaní, prekrytí, o materiáli použítom na prekrytie, o polohe voči okolitému prostrediu a o prevádzke),

- informácie o uloženom materiáli (druhy odpadu podľa platného katalógu odpadov, percentuálny podiel odpadu zaradeného do kategórie nebezpečný, ostatný a zvláštny, trieda vylúhovateľnosti prevládajúceho odpadu, toxicita, mobilita a perzistivita odpadu),

- údaje o podloží skládky (koeficient filtrácie podložja, vizuálne hodnotenie prítomnosti vody na skládke),

- negatívne javy vo vzťahu k životnému prostrediu: prašnosť, zápach, horenie, tlenie, skládkové plyny, hľadavce, hmyz, úlet ľahkého materiálu, vzdialenosť od vodného toku a vodnej plochy, vzdialenosť od osídlenia atď.

- Do informačného systému sa začlenili aj jestvujúce údaje z územia z iných projektov, napr. databáza o kvalite a množstve podzemnej vody, údaje z monitorovaných skládok (o monitorovacích vrtoch, odbere vzoriek, chemickej analýze a pod.). Pre každú lokalitu systému sa zostavili hydrogramy (priebeh hladiny podzemnej vody) za posledné tri roky vo vzťahu k predpokladanému dnu skládky. Tento vzťah umožnil vypočítať riziko pre podzemnú vodu.

- Osobitným vstupom boli dáta o hrúbke a zložení geneticky nesúrodých sedimentov (ležiacich nad polohami priepustného štrku a piesku), ktoré môžu plniť úlohu bariéry pri šírení kontaminácie do podzemnej vody. Tento údaj sa zisťoval pri každej skládke a podobne ako údaj o hladine podzemnej vody vstupoval do výpočtu rizikovosti pre podzemnú vodu.

- Pre potenciálnych používateľov sa do IS zaradili údaje o topografickom podklade, obrysy skládok, administratívne (hranice obcí) a katastrálne hranice.

– Pri každej skládke sa vypočítalo niekoľko druhov rizika (východiská a spôsob výpočtu uvádzame ďalej).

Hodnotenie rizikovosti skládok odpadu

Riziko pôsobenia istého faktora alebo existencie nejakého javu možno charakterizovať ako pravdepodobné alebo skutočné negatívne ovplyvňovanie pôvodného stavu alebo vlastností prostredia, v ktorom sa jav alebo faktor nachádza. V prípade skládok odpadu ide o negatívne zmeny vlastností podzemnej a povrchovej vody (zahŕňajúce aj vodné zdroje), horninového prostredia, ovzdušia a blízkeho osídlenia. Vlastnosti sa menia v dôsledku šírenia sa výluhov, plyných emisií a tuhých súčastí z odpadu do prostredia transportným médiom – vodou alebo vetrom. Dôvodom záujmu o negatívne zmeny prostredia nie je iba prostredie, lebo sa môže týkať aj človeka (a ostatných živočíchov), ktorý v ňom žije.

Spôsob výpočtu rizikovosti skládok odpadu originálne vytvorili autori úlohy a vyplynul zo zamerania úlohy na hodnotenie rizika kontaminácie podzemnej vody. Cieľom úlohy bol aj návrh opatrení na vylúčenie tohto rizika. Na to bolo nevyhnutné zistiť najmä rizikovosť uloženého odpadu na skládke, riziko kontaminácie povrchovej vody, vodných zdrojov, osídlenia a ovzdušia. Rozhodujúce je stanovenie rizikovosti odpadu na skládke, kým ostatné závisia od rizikovosti odpadu a vlastností prostredia, cez ktoré sa negatívne vlastnosti odpadu môžu prejavovať.

Rizikovosť odpadu a kontaminácie prostredia sa stanovovalo známkovaním (klasifikáciou) vybraných vlastností istého faktora (alebo ako násobok známkov viacerých vlastností) škálou od 0 (v skutočnosti 0,1) do 3. Nízka známka vyjadrovala priaznivé, vysoká negatívne hodnotenie. Podrobnejší výpočet sa uvádza na stanovovanie rizikovosti uloženého odpadu a kontaminácie podzemnej vody, kým pri ostatných rizikách sú naznačené iba východiská stanovovania.

Kvalitatívne stanovenie (vysoké, nízke riziko) nevyjadruje absolútny stupeň rizika, ale iba miesto v poradí rizík jedného druhu.

Rizikovosť uloženého odpadu

Rizikovosť uloženého odpadu vychádza zo známkovania kvality a množstva odpadu uloženého na skládke.

Kvalitu odpadu možno hodnotiť:

1. stanovením (odhadom) percentového podielu odpadu zaradeného do kategórie nebezpečný a zvláštny (podľa platných predpisov) a priradením známky od 0 do 3:

N %		Z %	známka $Z_{kval}(1)$
0	a	0	0
0	a	25	1
0–5	alebo	25–75	2
>5	alebo	>75	3

2. odhadom triedy vylúhovateľnosti prevládajúceho odpadu (triedy vylúhovateľnosti stanovujú predpisy a priradením známky od 0 do 3:

trieda vylúhovateľnosti	známka $Z_{kval}(2)$
I	0
II	1
III	2
IV	3

3. odhadom toxicity, mobility a perzistivity odpadu – pri každom druhu odpadu je osobitné známkovanie.

Toxicita, mobilita a perzistivita skládky T_{skl} , M_{skl} , P_{skl} sa počítali ako priemer toxicity, mobility a perzistivity jednotlivých druhov odpadu na skládke. Výsledná známka kvality odpadu $Z_{kval}(3)$ je geometrickým priemerom charakteristík

$$Z_{kval}(3) = (T_{skl} \times M_{skl} \times P_{skl})^{1/3}$$

Pretože známkované charakteristiky odpadu sú vo vzájomnom vzťahu (výskyt nebezpečného odpadu na skládke predurčuje jeho zatriedenie do III. až IV. triedy vylúhovateľnosti a vysokú toxicitu, mobilitu či perzistivitu), výsledná známka kvality odpadu Z_{kval} je priemerom troch známkov – $Z_{kval}(1)$, $Z_{kval}(2)$ a $Z_{kval}(3)$.

Hodnotenie kvantity uloženého odpadu vychádza z histogramu početnosti objemu všetkých skládok v území a je oznámkované takto:

objem (m^3)	známka Z_{kvant}
<1000	0
1000 až 16 000	1
16 000 až 75 000	2
>75 000	3

Výsledná rizikovosť odpadu na skládke R_{odpad} je aritmetickým priemerom známky za kvalitu a kvantitu odpadu

$$R_{odpad} = (Z_{kval} + Z_{kvant})/2.$$

Riziko kontaminácie podzemnej vody

Riziko kontaminácie podzemnej vody sa v hodnotenom území počítalo z rizika

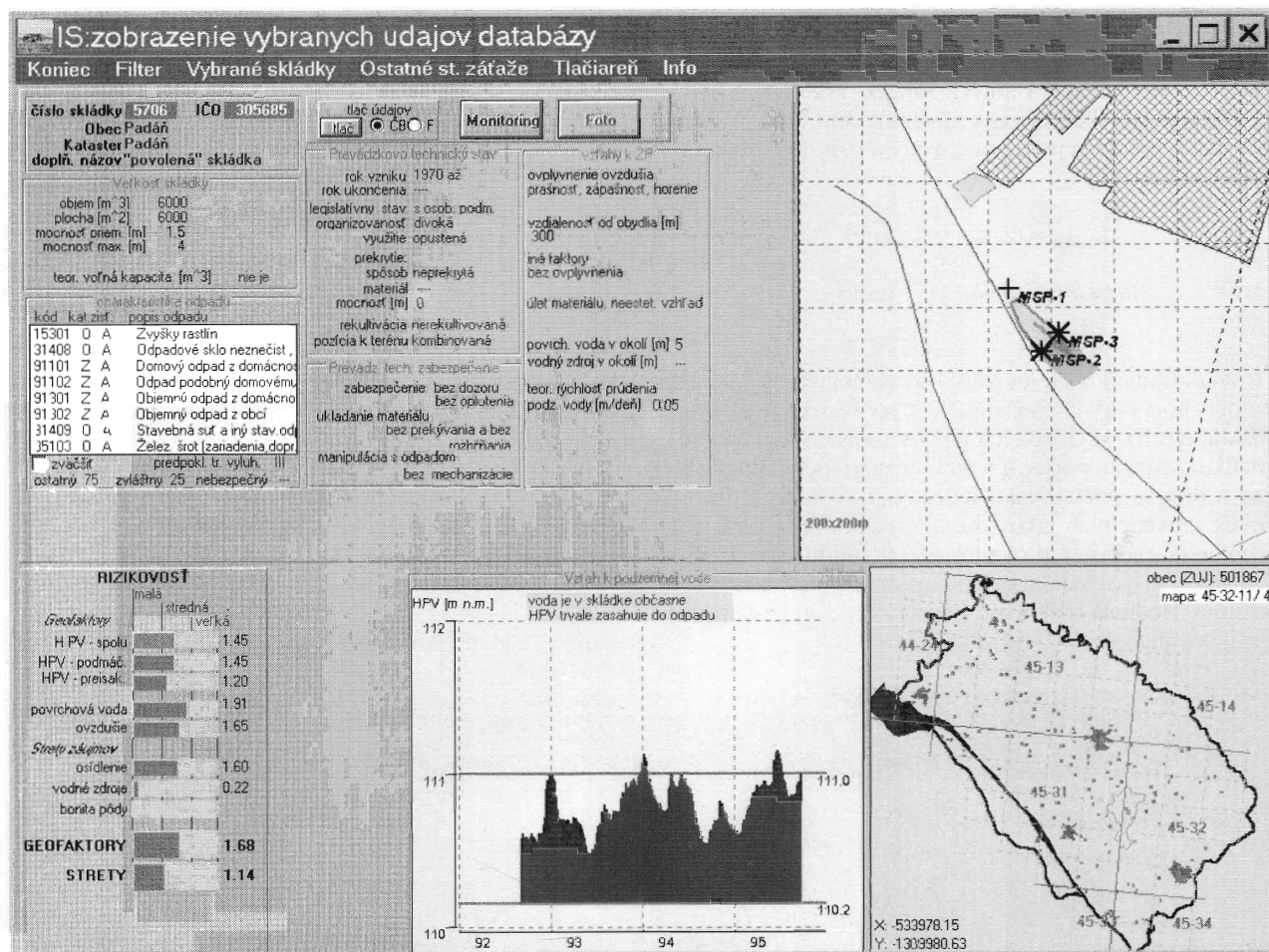
– kontaktu odpadu s podzemnou vodou,
– priesaku vody z povrchu (ktorá cez odpad ďalej presakuje k podzemnej vode).

Riziko kontaktu odpadu s podzemnou vodou závisí od – vzdialenosti hladiny podzemnej vody (HPV) od dna skládky,

– zloženia a hrúbky vrstvy pod dnom skládky.

Čiastkové riziko kontaktu odpadu s podzemnou vodou R_{kontPV}^c sa vypočíta ako geometrický priemer známky za hĺbku hladiny podzemnej vody a známky za bariéru medzi dnom skládky a HPV

$$R_{kontPV}^c = (Z_{kontPV} \times Z_{bar})^{1/2}$$



Obr. 2. Zobrazenie základných údajov o skládke.

Fig. 2. Output of the basic data about the landfill site.

Pre skutočné riziko kontaktu odpadu s podzemnou vodou je rozhodujúce, aký odpad (akej rizikovosti) je v kontakte s hladinou podzemnej vody. Riziko sa vypočíta ako geometrický priemer čiastkového rizika kontaktu odpadu s podzemnou vodou R_{kontPV} a rizikovosti odpadu R_{odpad}

$$R_{\text{kontPV}} = (R_{\text{kontPV}}^c \times R_{\text{odpad}})^{1/2}$$

Riziko priesaku vody z povrchu vychádza z hodnotenia zloženia a hrúbky materiálu, ktorým je prekrytá skládka (ak je prekrytá), a hrúbky odpadu, ktorá do istej miery pôsobí ako bariéra prestupu povrchovej vody k hladine podzemnej vody.

Čiastkové riziko priesaku vody z povrchu R_{priesak}^c sa vypočítalo ako geometrický priemer známok za prekrytie a hrúbku uloženého odpadu

$$R_{\text{priesak}}^c = (Z_{\text{prekr}} \times Z_{\text{mocodp}})^{1/2}$$

Riziko priesaku vody z povrchu je reálne, ak voda pretekajúca z povrchu prejde cez rizikový odpad a ohrozí podzemnú vodu, a preto treba nevyhnutne brať do úvahy

aj rizikovosť materiálu. Riziko priesaku vody z povrchu sa vypočíta ako geometrický priemer čiastkového rizika priesaku vody z povrchu a rizikovosti odpadu

$$R_{\text{priesak}} = (R_{\text{priesak}}^c \times R_{\text{odpad}})^{1/2}$$

Súhrnné riziko kontaminácie podzemnej vody R_{PV} je aritmetickým priemerom rizika kontaktu odpadu s podzemnou vodou R_{kontPV} a rizika priesaku vody z povrchu R_{priesak} .

$$R_{\text{PV}} = (R_{\text{kontPV}} + R_{\text{priesak}})^{1/2}$$

Riziko kontaminácie povrchovej vody

Výpočet rizika kontaminácie povrchovej vody vychádza zo známky za vzdialenosť skládky od vodného toku alebo vodnej plochy. Podobne ako pri predchádzajúcich rizikách jeho veľkosť závisí aj od rizikovosti odpadu skládky

$$R_{\text{povvoda}} = (Z_{\text{vzdial}} \times R_{\text{odpad}})^{1/2}$$

Riziko kontaminácie vodných zdrojov

Riziko kontaminácie vodných zdrojov vychádza z určenia vzdialenosti skládky od vodného zdroja v prevládajúcom smere prúdenia podzemnej vody a rizikovosti odpadu hodnotenej skládky

$$R_{\text{vodzd}} = (Z_{\text{vodzd}} \times R_{\text{odpad}})^{1/2}$$

Riziko kontaminácie ovzdušia

Riziko kontaminácie ovzdušia sa stanovuje na základe skutočného výskytu znečisťujúcich javov, ako je horenie odpadu, tvorba skládkových plynov (odhadovaná charakteristika), zápach, prašnosť a úlet ľahkého materiálu (prašnosť a úlet sa počítali ako jeden jav). Výskyt ktoréhokoľvek z uvedených javov dostal známku 0,75. Celková známka za znečistenie ovzdušia Z_{ovzd} mohla byť trojka a zároveň sa pokladala za hodnotu rizika kontaminácie ovzdušia. Hodnota rizikovosti odpadu R_{odpad} do jej výpočtu nevstupovala.

Riziko kontaminácie osídlenia

Riziko kontaminácie osídlenia sa vypočíta zo známky za vzdialenosť skládky od najbližšieho osídlenia (obec, mesto) Z_{osidl} a rizikovosti odpadu R_{odpad}

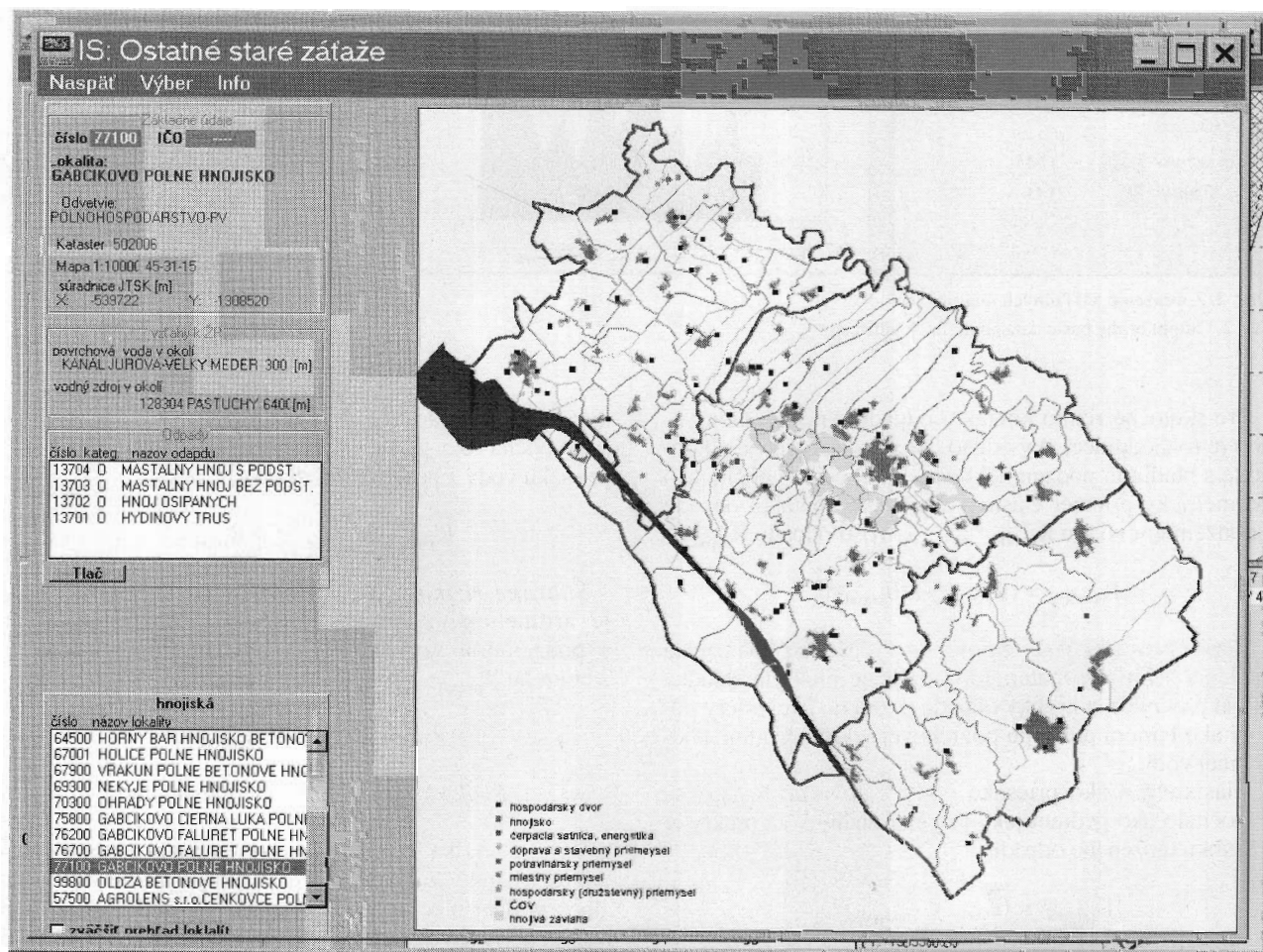
$$R_{\text{osidl}} = (Z_{\text{osidl}} \times R_{\text{odpad}})^{1/2}$$

Informačný systém o skládkach odpadu a o iných zdrojoch znečistenia

IS sa vyvinul pre prostredie WINDOWS 3.1x, WINDOWS 95 a má štyri základné moduly.

Modul DATA umožňuje manuálne ukladať nové údaje o skládkach, opravovať, prehliadať, archivovať, tlačíť a exportovať údaje na použitie v iných programoch. Modul pracuje s jednou hlavnou obrazovkou, v ktorej sa údaje zobrazujú do pracovnej tabuľky, a s niekoľkými osobitne preddefinovanými tabuľkami pre výsledky monitoringu.

Modul SKLADKY je hlavným modulom systému. Údaje o skládkach sa vyberajú podľa vopred určených kritérií. Vyberanie poskytuje prehľad o použitých kritériách,



Obi. 3. Zobrazenie základných údajov o ostatných zdrojoch znečisťovania.

Fig. 3. Output of the basic data about other sources of contamination.

počte vybraných lokalít a o ich situácii v okrese. Situácia vybraných skládok sa zobrazuje v prehľadnej mape s topografiou územia a hranicami nižších územných jednotiek. Po výbere sa na hlavnej obrazovke objaví prehľad vybraných lokalít a ich situácia na prehľadnej mapke. Po označení skládky sa zobrazia všetky základné informácie o nej vo forme záznamového listu (obsah informácií záznamového listu je na obr. 2). Okrem textových informácií v tematických blokoch je súčasťou listu aj situácia skládky s okolím do vzdialenosti okolo 1 km. Okrem pôdorysu skládky sa zobrazuje aj zóna najväčšieho ohrozenia kvality podzemnej vody. Je to územie ležiace v smere jej prevládajúceho prúdenia do vzdialenosti 150 m. Ak má skládka monitorovací systém, pozorovacie vrty sú zobrazené v prehľadnej situácii skládky. V osobitnej prehľadnej mapke okresu sa vybraná skládka zobrazuje ako blízaký bod. Zobrazené sú v nej hranice územných jednotiek a klad mapových listov v mierke 1:10 000.

V záznamovom liste je zobrazená hladina podzemnej vody vo vzťahu k terénu a predpokladanému dnu skládky.

Záznamový list graficky a numericky zobrazuje aj ostatné riziká.

Ak je skládka monitorovaná, systém sprístupňuje výsledky monitoringu v samostatnom bloku informácií. Na obrazovke možno zobraziť chemické analýzy (v tabuľke, listovať ich, tlačíť, exportovať), porovnať výsledky s normou pre pitnú vodu (násobok prekročenia príslušného limitu) a graficky zobraziť časové zmeny obsahu kontaminantov (čiarové diagramy pre štvorice indikačných položiek alebo ľubovoľné položky).

Modul *RIZIKO* je prístupný len zostavovateľovi systému, pri tvorbe nových kritérií rizikovosti, resp. prepočte jestvujúcich na základe nových vstupných údajov. V module sa dajú mapovo zobraziť výsledky rizikovosti hodnoteného územia na obrazovke a exportovať na ďalšie spracovanie, resp. tlačíť. Modul umožňuje aj tabuľkové usporiadanie podľa ľubovoľného rizika, export a tlač výsledkov.

MODUL OSTZAT obsahuje základné údaje o iných zdrojoch znečisťovania podľa druhov (hospodársky dvor, hnojisko, hnojová závlaha, čistička odpadovej vody atď.). Výstup z obrazovky vo forme záznamového listu je na obr. 3. Okrem základných identifikačných údajov vybranej lokality sa uvádza aj jej vzdialenosť od povrchovej vody a vodných zdrojov, ako aj zatriedenie podľa katalógu odpadov.

Návrh nápravných opatrení

Výsledky regionálneho výskumu kvality podzemnej vody v území potvrdili len lokálny význam skládok pri kontaminácii podzemnej vody. Podobne aj monitoring skládok signalizoval iba znečistenie nevyžadujúce základné a razantné opatrenia na jeho elimináciu. V mnohých prípadoch ani napriek dobrej preskúmanosti územia nebolo možno o vplyve na životné prostredie urobiť jednoznačné závery, a tak návrhy na opatrenia sú vo všeob-

nosti len prognózne. Na ich spresnenie by bolo treba viac podrobnejších výsledkov monitoringu vplyvu skládok na životné prostredie.

Základom návrhu nápravných opatrení bolo hodnotenie rizika kontaminácie podzemnej vody. Keď riziková skládka vo vzťahu k podzemnej vode bola v prostredí bez ľudského osídlenia a vodných zdrojov, navrhované opatrenia nemuseli byť také náročné ako pri podobnej skládke v husto osídlenom prostredí a s vodnými zdrojmi. Tento príklad ilustruje potrebu mať na zreteli aj riziko zo skládok pre osídlenie a vodné zdroje. Po zhodnotení hrozieb sa pri najrizikovejších skládkach navrhlo:

- vybudovať povrchovú izoláciu a rekultiváciu v zmysle platných predpisov,
 - jednoducho vyrovnáť skládku, prekryť zeminou a zatravníť,
 - pokračovať v monitoringu (resp. rozšíriť monitoring) podzemnej vody,
 - vybudovať monitorovacie systémy podzemnej vody.
- Nápravné opatrenia sa zhodnotili aj z finančného hľadiska ako podklad na rozhodovanie miestnych úradov.

Záver

Preskúmanosť územia okresu Dunajská Streda je dobrým východiskom na predbežné hodnotenie vplyvu skládok odpadu a iných zdrojov znečisťovania najmä na podzemnú vodu. Jestvujúce údaje umožnili vytvoriť originálny IS, ktorého súčasťou je aj stanovovanie rizikovosti uloženého odpadu a rizika kontaminácie podzemnej a povrchovej vody, ovzdušia, vodných zdrojov a osídlenia. Rešpektovanie týchto čiastkových rizík umožnilo vybrať najrizikovejšie skládky a pre príslušné lokality navrhnúť predbežné sanačné opatrenia. Vo väčšine išlo o návrh monitorovacieho systému podzemnej vody, príp. o pokračovanie alebo rozšírenie monitoringu. Reálny návrh sanačných opatrení bude možný až po výsledkoch monitorovacích prác, resp. po prieskume zameranom na hodnotenie vplyvu skládky na podzemnú vodu.

V IS sa zhodnotilo 199 skládok odpadu a 190 lokalít iných zdrojov znečisťovania. Z nich okolo 10 % predstavovalo určité riziko pre podzemnú vodu. Keďže hlavným zdrojom znečisťovania podzemnej vody je poľnohospodárska činnosť, skutočná, resp. predpokladaná kontaminácia zo skládok odpadu a iných zdrojov znečisťovania nie je hlavným ekologickým problémom hodnoteného územia.

Literatúra

- Klaučo, S., 1995: Zhodnotenie vplyvu zdrojov znečisťovania a skládok odpadov na kvalitu podzemných vôd po uvedení VD Gabčíkovo do prevádzky. Podkladová správa pre Hydroconsult Bratislava. *AQUALine*, s. r. o., Bratislava.
- Kováčiková, M. & Klaučo, S., 1997: Zhodnotenie starých záťaží zo skládok odpadov a iných zdrojov znečisťovania v okrese Dunajská Streda. [Záverečná správa.] *Manuskript – archív GS SR Bratislava*.

Old landfills and other sources of contamination in the Dunajská Streda district

Geographic information system developed for the users from the state's authorities contains the data of 199 landfill sites and of 190 other sources of contamination. The GIS offers to the user the basic data about the deposited material, the locality and the risk rating for several partial risks, like risk for surface water, for water resources, human settlements and

for the air. The remedial measures were designed for the localities with the highest score of partial risks. The design of the remedial measures has only the preliminary character due to the preciseness of the input data. The most frequent design is the creation of the monitoring system. Only the results of the monitoring can allow the design of the real remedial measures.

Zlatonosný potok Zlatnianka

ĽUDMILA ILLÁŠOVÁ a ERNEST IVANOVIČ

Archeologický ústav SAV Nitra, Akademická 2, 949 21 Nitra

(Doručené 17. 5. 1999)

Zlatnianka – the gold bearing creek

The Au mineralization (presence of gold flakes or grain) in creeks on south-western Tribeč Mts. slopes was studied. Up to now only the research of creeks on the northern Tribeč slopes was carried out and the results published. Au mineralization survey did not continue on south and south-western slopes. However, it is known from written sources that the gold used to be obtained in the Zlaté Moravce region during La Tène period and in Middle Ages. An important site in this context seems to be a Celtic hill-fort at Michalov vrch hill (544 m above sea level). During last couple of years the Au mineralization survey was focused on Žitava river tributaries with the confluence area near Zlaté Moravce. The surveyed creeks show a high content of gold (max. gold grain size 11x5 mm, weight 0.125 g). The goal of the study was to prove the presence of gold in the creeks, especially in Zlatnianka creek so its name could be unified. Nowadays Zlatnianka bears different names in different parts (e. g. Hlboká and Hlboký potok in the source area, Hostiansky potok in the middle part, and Zlatnianka in Zlaté Moravce downstream area). Similarly to other local names of the area (Zlatno, Zlatý kút, Zlatník, Zlaté Moravce), the creek name due to relatively high content of gold should bear the word zlato (gold in Slovak), therefore it should have a uniform name Zlatnianka from spring to its confluence.

Key words: Slovakia, Tribeč Mts. (south-western slopes), Au mineralization, gold flotation places, meaning of the word "gold" in local names

Úvod

Výskytom Au a jeho pôvodom v Tribeči sa zaoberal Polák, 1969, 1971; Polák a Hanas, 1983, podrobne Au mineralizáciou aj jeden z autorov tohto príspevku E. Ivanovič, rodák zo Zlatých Moraviec. O výskyte zlata v okolí Zlatých Moraviec publikoval niekoľko príspevkov (1996, 1998). Jeho hlavným cieľom bolo získať a zhodnotiť informácie a poznatky o výskyte Au na sledovanom území, a tak overiť opodstatnenosť miestnych názvov odvodených od slova zlato, ako sú napr. Zlaté Moravce (mesto), potok Zlatnianka, obec Zlatno, Zlatník (historický názov obce), Zlatý kút (názov údolia) a pod.

Au mineralizácia v Tribeči bola spätá s plutogénnym magmatizmom, z ktorého pochádzajú Au rozsypy v potokoch (Kuthan et al., 1963). Roku 1971 Polák vykonal odborný prieskum na Au mineralizáciu v okolí tzv. skýcovského zlomu (na sz. svahoch Tribeča). Z oblasti Skýcova uvádza výskyt zlatínok v spodnotriasovom kremeňci. Z jz. svahov Tribeča Au mineralizáciu, resp. šlichovacie práce spomína najmä z potoka Stráňanka (na S od Zlatna), ale prieskum v oblasti na jz. svahoch Tribeča ne-

pokračoval. Metalogenetická mapa Tribeča z roku 1981 uvádza indície Au a inú mineralizáciu napr. z potoka Vyčoma (Uhrovská dolina), Brodzianskeho potoka, polymetalické zrudnenie (Ag-Pb-Zn) z obce Velčice, polymetalické ložisko od Píly (žila Ján Nepomuk, Ag, Pb, Zn, Cu, Au), z Jedľových Kostolian-Brezovho štálu (Fe, Cu zrudnenie), z Rajnohového štálu pri Malej Lehote (Sb a Au ruda s obsahom 0,14–0,20 ppm). Jahn (1983) uvádza rad lokalít s výskytom minerálov v Tribeči (ide o minerály, ako je napr. hematit, pyrit, magnetit, limonit, baryt, goethit, cinabarit, spekularit a pod.).

Z historických prameňov je známe, že Au sa v okolí Zlatých Moraviec získavalo už v laténskej dobe a v stredoveku. Dokladajú to aj nálezy keltských zlatých šperkov a mincí. V spojení s tým je významné keltské hradisko v Tribeči na Michalovom vrchu (kóta 544). Stará banícka činnosť na skúmanom území nie je písomne doložená. Výnimkou sú len kutacie práce na Pb rudy na území obce Velčice z rokov 1835–1854 (Polák, 1971). Kráľovské povolenie na ťažbu Au – rýžovanie z potoka Leveš a Topolnica – je z roku 1438 a prideliť ho zemepánom Topolčanom, kráľovské povolenie na rýžovanie Au v obci Zlatno

je z roku 1516 a dostal ho M. Forgáč, pán hradu Gýmeš. Tieto povolenia nepriamo potvrdzujú aj ťažbu Au v stredoveku.

V posledných rokoch prebiehal prieskum v okolí potokov sledovanej oblasti a zistili sa pri ňom štrkopieskové (ryžovnícke) kopčeky vysoké až 2 m pretiahnuté rovnomerne s riečištom obr. 1). Sú najmä v horných a stredných častiach potokov, ale na dolných prakticky chýbajú. Nie je vylúčené, že sa časť stôp po starej baníckej činnosti zničila pri regulácii potokov pri Zlatých Moravciach, Zlatne, Mankovciach a Topolčiankach.

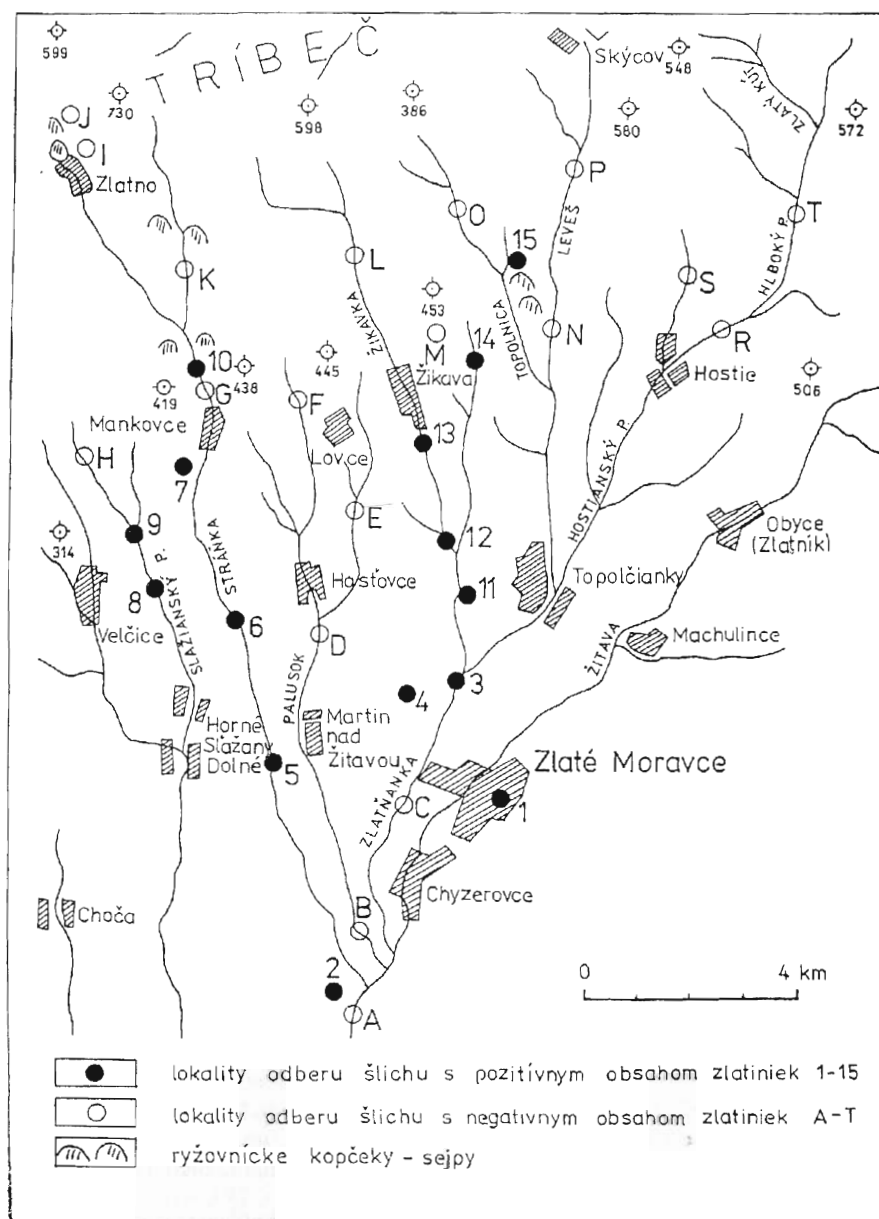
V teréne sa Au v náplavoch potokov zisťovalo iba šli-
chovaním. Hmotnosť odobranej zeminy sa nezisťovala,

a preto konštanty výpočtu obsahu Au nie sú. Miesta odberu sa označili na mape (na jednom mieste sa šli-
chovalo 2–3-krát). Ryžovaná zmes piesku z potokov bola najčastejšie z najspodnejších častí náplavov a mimo vodného zdroja sa odoberala náhodne, napr. pri vhodnom odkryve alebo z odbagrovanej časti.

Z takto získaných podkladov sa zhotovila orientačná mapa.

Charakteristika Au

Au je vo forme homogénnych zlatiniek a zmiel – nugiet, najčastejšie (až 75 %) veľkých 1–1,5 mm, ba aj 11 x 5 mm



Obr. 1. Zlatá mineralizácia v okolí Zlatých Moraviec.

Fig. 1. Au mineralization in the surrounding of Zlaté Moravce town.

s hmotnosťou 0,125 g. Najväčšie nugetky mali hmotnosť 0,125, 0,097, 0,076, 0,051, 0,026, 0,021, 0,018 a 0,016 g. Spolu sa ryžovaním získalo okolo 4 g Au. Väčšie zlomky zlatých zrníek sú často s kremeňom. Au je sýto-žltej farby. V šliachoch býva v asociácii s rumelkou, ktorá tvorí zrnitý podiel i väčšie agregáty (veľké až 13 mm z potoka Zlatníanka). Druhým častým minerálom „čierneho šliachu“ bol hematit, a to v zrnitej aj šupinkovitej forme (najväčšie hematitové zrno bolo veľké okolo 6 cm). Siderit sa našiel iba na jednej lokalite. Titanit (do 6 mm) na niektorých lokalitách tvorí až 50 % šliachu. Magnetit je v šliachoch v malom podiele a tvorí idiomorfne osemstenné kryštálky. V horných tokoch potokov sa v tvare zhlukov – agregátov, v nižších polohách riečišťa iba v ojedinelých zrnkách nachádzal aj epidot. Okrem spomenutých minerálov sa zo šliachov uvádza aj molybdenit, rýdza Cu, apatit, granát, ilmenit, leukoxén, rutíl, turmalín a zirkón.

Pozorovania

– Väčšie zlatinky sa viažu na hrubozrnnjší materiál, kým v jemnom piesku sú iba plávajúce zlatinky. Vrchná časť sedimentov bola sterilná, Au sa vyskytovalo iba v častiach blízko dna.

– V súvislosti s výskytom Au sa zistilo veľké množstvo rumelky (cinabaritu), ktorá stráca charakter akcesorického minerálu. Rumelka sa zistila na mnohých miestach, smerom na Z až po Nitru a na V po Cerovú. Rumelku cinabarit uvádza Polák (1971) aj zo sz. svahov Tribeča.

– V kremenci boli identifikované žilky sideritu, ktorý by mohol byť indikátorom primárneho zdroja (nie je odolný voči dlhému transportu), ako aj hematit a baryt, čo svedčí o ich hydrotermálnom pôvode. Vysoký obsah barytu by mohol poukazovať na jalovinu kremenno-zlatonosnej žily.

– Výskyt Sb minerálov – často s obsahom Au – dáva Polák a Hanas (1983) do možnej súvislosti s blízkymi neovulkanitmi stredného Slovenska.

Ostatné ložiskové výskyt v sledovanom území a v jeho okolí sú:

– okolie Cerovej – rumelková aureola sa orientuje na zlomy smeru S–J, SV–JZ a spadá do periférie štiavnického stratovulkánu (Burian et al., 1985);

– Jedľové Kostolany – sideritové žily;

– Píla – hydrotermálne polymetalické ložisko Pb, Zn a Cu;

– Malá Lehota – Sb rudy.

Z literatúry o štruktúre Tribeča sú známe výskyt kremenných hydrotermálnych žíl (najmä na S od Zlatna). Je zaujímavé, že sú ďaleko od zlatonosných potokov (Sľažianskeho, Žitavky, Bezmenného potoka, Topolnice–Leveša). V tomto pásme je iba jeden potok – Stránka. Zlatonosné potoky tvoria súvislý rad potokov s obsahom Au. Výnimkou je iba Pelúsk, ktorý je podľa našich pozorovaní bez obsahu Au. Všetky potoky sú na zistených podložných zlomoch smeru SZ–JV a SV–JZ.

Záver

Týmto príspevkom chceme nielen poukázať na kvalitné Au nugety získané ryžovaním z potoka Zlatníanka, ale aj vrátiť, resp. zjednotiť jeho názov. Zlatníanka – názov potoka – prvý raz použil historik F. Komlossy roku 1896. Súčasne vyslovil názor, že Zlaté Moravce boli osadou ryžovačov Au. Keď Au v potoku ubudlo, obyvatelia sa stali roľníkmi a remeselníkmi. Vynikajúci znalec dejín Zlatých Moraviec Š. Rakovský v publikácii Zlaté Moravce a okolie (1969) uvádza: „Nedá sa s istotou tvrdiť, kedy Zlaté Moravce dostali názov Zlaté“. Toto jeho poznanie platí, lebo niet písomných dokladov o tom, kedy sa začalo s ryžovaním Au, ani kedy mesto dostalo atribút Zlaté. V súčasnosti má potok štyri názvy: Zlatníanka, Hostiansky potok, Hlboký potok a Hlboká. Pramení vo vodnej nádrži pod Trubianskym štálom, tečie asi 11 km dlhou Hlbokou (Karlovou) dolinou, preteká obcou Hostie, prekonáva vzdialenosť medzi ňou a Topolčiankami (okolo 2 km). Za Topolčiankami vteká do Žitavskej nivy, preteká Zlatými Moravcami a približne na J od mestskej časti Chyzerovce sa vlieva do potoka Žitava.

V najnovšej publikácii Zlaté Moravce (Bátora – Zaťko, 1998) v časti História Zlatých Moraviec J. Hunka (s. 169) uvádza: „Je isté, že potok Zlatníanka (r. 1407) bol pomenovaný ako rivus Lubokopataka – Hlboký potok), pretekajúci Moravcami, kedysi obsahoval nepatrné percento zlata, ktoré sa dalo získavať aj primitívnym spôsobom.“ Autori publikácie Zlaté Moravce a okolie (Rakovský et al., 1969) uvádzajú dva názvy toho istého potoka Zlatníanka, a to Hostiansky potok a riečka Hlboká. Podobne dva názvy uvádza aj Turistický sprievodca – Tribeč – Pohronský Inovec (1983), a to Hostiansky potok, v zátvorke aj Hlboká. Ide teda o vodný tok pretekajúci Hlbokou dolinou a vlievajúci sa do Žitavy. Je tam aj poznámka, že sa v ňom v 15. stor. ryžovalo Au. Podľa toho má potok aj starší názov „Zlatníanka“ (Zlatníanka).

Potok Zlatníanka aj jeho názov má dlhú históriu. Au, ktoré sa v ňom našlo, prinášali jeho prítoky – Topolnica, Leveš, Žikavka a Stará Stránka. Au sa uvoľňovalo z granitoidného masívu pohoria Tribeč. Bude isto správne, aby sa tento milióny trvajúci prírodný proces potvrdil aj jednotným názvom potoka, ktorý mu právom patrí – teda Zlatníanka.

Literatúra

- Bátora, M. & Zaťko, M., 1998: Zlaté Moravce. *Vydal Mestský úrad Zlaté Moravce*.
 Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J., 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Alfa, Bratislava*.
 Hunka, J., 1998: História Zlatých Moraviec. In: Bátor, M. & Zaťko, M.: *Zlaté Moravce*, 169.
 Ivanovič, E., 1996: Zlato v Zlatých Moravciach a v Tribečskom pohorí. *Požitavské noviny* z 25.1. 1996. *Zlaté Moravce*.
 Ivanovič, E., 1998: Svedectvo z doby ľadovej odkryté v Zlatých Moravciach. *Požitavské noviny* z 22. 9. 1998. *Zlaté Moravce*.
 Jahn, J., 1983: Prehľad mineralogických lokalít Tribeča. In: *I. celoslovenské stretnutie zberateľov minerálov pri SGS, Nitra*.
 Kuthan a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, List Nitra. *Geofond Bratislava*.

Polák, S., 1969: Orientačné poznatky o zlate v recentných náplavoch a mladých fosilných sedimentoch na východnom úbočí Považského Inovca. *Mineralia Slov.*, 1, Bratislava.

Polák, S., 1971: Zlatá mineralizácia pri Skýcovskom zlome na SZ svahoch Tribča v Klížskom Hradišti. *Mineralia Slov.*, 9, Bratislava.

Polák, S. & Hanas, P., 1983: Nové indície Sb mineralizácie vo vrchoch Tribča. *Mineralia Slov.*, 5, Bratislava, 465.

Rakovský, Š. a kol., 1969: Zlaté Moravce a okolie. *MsNV Zlaté Moravce*. Turistický sprievodca, 1983: Tribeč – Pohronský Inovec. *Šport, Bratislava*.

Ranostredoveké dobývanie zlata na Slovensku

MATÚŠ KUČERA

Slovenské národné múzeum, Vajanského nábřeží 2, 814 36 Bratislava

(Doručené 25. 6. 1999)

Early medieval exploitation of gold in Slovakia

Presented study describes in historical relations the old method of exploitation of gold in Slovakia by panning.

The old Slavonian civilization did not use gold as a measure of price. It was caused also by the fact, that in its territory there were no gold deposits. The ancestors of Slovaks found after their arrival to the Carpathian area the former Roman, but mainly Celtic traditions in utilization of mineral resources. The proofs for maintenance of continuity of Celtic placers are still missing. The Slavic community reached the effectiveness of panning of gold only after the origin of state organization. By 9th century there originated the type of so-called servant (minisceriales) economic organization, and in its frame the group of vassal population - goldsmiths. They represented the agricultural population settled near the gold-bearing rivers. During the agriculturally calm periods they started panning gold using panning sheets and manger. Obtained gold has been taxed for their monarch by taxes, charge or servant fee.

Described social organization originated in the Great Moravian state and lasted even during Early Hungarian till 13th century. At that time there appeared the new mining techniques and exploitation activities and formed were also the new juridical relations allowing free mining and prospecting activities.

The author of this study using analysis of written documents from 11th–13th centuries explores areas where the gold was panned in the early medieval period. He attempts to qualify the amount of panned gold per one vassal settlement - it was not more than 22 grams of gold.

Key words: pannig of gold, Slavonian, early medieval period

1. Stará slovanská civilizácia nebola veľkým vyznávačom kultu zlata. Nepoužívala ho na masovú výrobu šperkov ani umeleckých predmetov a už vonkoncom sa neprepracovala k jeho ekonomickému využitiu ako uchovávateľa hodnôt, meradla cien a výmenného obchodu. Nikdy sa nedostala ani k razbe zlatej meny čo len ako výrazového prostriedku hodnôt, majetku a postavenia ranostredovekých panovníkov i štátov. U Slovanov, podobne ako v mnohých iných ranostredovekých spoločenstvách, napr. u Germánov, predstavovali bohatstvo stáda dobytky a hojnosť potravín. Presvedčivé svedectvo o tom podávajú tak barbarské zákonníky – „leges“ (1), ako aj ruská Pravda (2). Preto je pochopiteľné, že v ruských kurganoch z 9. stor. zlato ako materiál prakticky chýba (3). Podobná situácia bola na širokom území Poľska či polabských Slovanov (4). Len málo odlišný bol stav u Slovanov, ktorí výraznejšie nadviazali na antickú civilizáciu na strednom Dunaji a mohli priamo či sprostredkované využívať tezaurované zlato bohatého antického sveta. Aj tu však treba pripomenúť, že bohaté dácke náleziská zlata

boli v dôsledku rímsko-dáckych vojen na Balkáne a posunutia hranice Rímskej ríše za Dunaj pomerne rýchlo opustené. Ešte skôr sa antická produkcia zlata zastavila v Pyrenejach a v írskych baniach (5). Všeobecne možno konštatovať, že masa zlata, ktorá sa objavovala v ranostredovekej Európe, mala pôvod v ázijských a afrických krajinách a iba nevelká časť tu zostávala ako dedičstvo antického sveta (6).

Zlom vo vývoji nastal v 8. stor. Obrovské množstvo tezaurovaného zlata v Sýrii, v Egypte a v Sudáne ovládol a začal kontrolovať islamský svet. To sa ihneď prejavilo ako retardačný moment v celej Európe, nevynímajúc dovedy určujúci svet bohatej byzantskej civilizácie. Zmenu pocítila najmä západná Európa s prilehlými časťami ešte nerozvítej strednej Európy. Nízky stav hospodárskeho a sociálneho vývoja týchto krajín, no najmä nerozvinutý svet remesla spôsobil, že západoeurópske bohaté spoločenstvá za luxusný tovar, ktorý museli dovážať z Byzancie, platili zlatom, a tak Európa vyčerpávala svoje zásoby z čias antického sveta. Dobré to vidno pri pohľade na me-

novú sústavu Franskej ríše v dobe Merovejovcov. Tí práve od 8. stor. redukovali svoju dovtedy bimetálnu peňažnú sústavu a boli to Karolingovia, ktorí zaviedli už iba dôslednú striebornú peňažnú sústavu (7). Nedostatok zlata ich viedol k opätovnému ryžovaniu piesku v Porýní a v Lombardsku, avšak bez výraznejšieho efektu. Tok zlata v ranostredovekej Európe naplno ovládol islamský arabský svet, a to tak z východu, ale aj z teritórií, ktoré ovládol na Pyrenejskom polostrove. Cesty a pohyby zlata dnes už môže dobre sledovať len archeológia, a najmä na ňu nadväzujúca numizmatika, ktorá zisťuje cesty a pohyby zlatých i strieborných arabských mincí (8).

2. Slovania, predkovia Slovákov, sa usádzali v našej dnešnej vlasti ako civilizácia „hlíny a dreva“. Dnes sa vie, že základy metalurgie kovov, najmä železa, si priniesli z pravlasti, ale každú novú technológiu hutníctva a kováčstva si veľmi rýchlo osvojovali z tradície neskorootrického sveta v Podunajsku (9). Bolo to prirodzené, najmä preto, že mali k dispozícii dobrú rudnú základňu Slovenska, dovtedy neobjavenú a málo exploatovanú pokladnicu kovov. Nový impulz priniesol nový národ, ktorý sa usadil v bezprostrednej blízkosti starých Slovákov – Avari. Liata, kovaná i tepaná bronzová industria bola nezriedka i zlato inkrustovaná, pozlacovaná, no najmä bola každodennou potrebou pre jazdca i jeho koňa na postroj, oblečenie i okrasu. Z toho vychodila masová základňa tejto industrie (10). Zlato a striebro na ňu, ale aj šperk, prípadne i peniaz naďalej prichádzali do našich krajín z Byzancie. Svedčí o tom najmä dnes už veľmi známy poklad byzantského obchodníka, ktorý bol zrejme v dôsledku avarsko-slovaných vojen zakopaný v Zemianskom Vrbovku (11). O tom, že avarská spoločnosť po niekoľko storočí intenzívne zhromažďovala poklady, okrem iných zlato i striebro, hovoria všetci západní letopisci a kronikári. Za všetkých odcitujeme aspoň Einharda, životopisca Karola Veľkého. O vojne, ktorú Karol viedol a po ňom i syn Pipin proti Avarom, v 13. kapitole píše: „V tejto vojne... všetky peniaze a poklady nazhromaďené počas mnohých rokov boli rozchytené.“ Pritom letopisec vie, že dovtedy v nijakej vojne, ktorú Frankovia viedli, sa tak neobohatili ako práve v tej proti Avarom. „Ved' hoci sa do toho času zdali takmer chudobnými, našli v kaganovom sídle toľko zlata a striebra...“, že sa z neho ušlo mnohým záujemcom (12). Časť – ako spomínajú iné pramene – dostal pápež, časť tých, ktorí viedli vojnu proti Avarom a veľkú časť poslali na dvor Karola Veľkého (13). Tradícia hovorí, že sa avarské bohatstvo viezlo na dvanástich vozoch. Ak teda sledujeme tezaurované zlato, ktorého dedičmi mohli byť aj naši predkovia, musíme konštatovať, že sa tak nestalo. Kniežacie hroby staroslovenských veľmožov nie sú pokladnicami zlata. Šperk v nich je skromný, rukoväte mečov síce inkrustované zlatom, ale jedno i druhé je cudzozemskej proveniencie. Alebo išlo o dielne zo západu, alebo o tradičný byzantský šperk (14). Domáce dielne sa objavili nepodarilo.

3. Vzťah k zlatu, k drahým kovom ako miere sociálneho povýšenia, majetnosti, dostal nový rozmer so vznikom štátu. Aj panovníci na Veľkej Morave budovali to, čo sa zvyčajne volá „štátny poklad“. Tým sa vzťah k zlatu od osobnej roviny posunul na široko spoločenskú. Dozvedá-

me sa o tom z náhodnej, no o to významnejšej správy. Keď roku 870 nastala roztržka medzi Rastislavom a Svätoplukom a Rastislava vydali do väzenia Frankom, Karolman vraj bez odporu vtrhol na Moravu, podrobil si všetky hrady a mestá, ustanovil v krajine svojich správcov Viliama a Engelšalka, „obohatil sa kráľovským pokladom“ (gaza regia) a vrátil sa domov (15). Pre úplnosť však treba povedať, že štátne pohľadávky veľkomoravskí panovníci naďalej vyrovnávali či splácali dobytkom (16), a preto treba tento „štátny poklad“ vidieť len v jeho zárodočnej forme. Dikcia prameňa nás však v ničom nenecháva na pochybnostiach, že išlo o poklad z drahých kovov. Ide totiž o starý zaužívaný termín „gaza“, ktorý je perzskej proveniencie, používal sa v gréčtine, prebrali ho Rimania a vždy značil „kráľovský poklad, kráľovskú pokladnicu“ (17).

Veľkomoravskí panovníci a s nimi horná vrstva veľmožských rodín prepadla kultu zlata a drahých kovov, kameňov a pod. aj navonok. Hoci boli príslušníci týchto vrstiev napospol kresťania pochovávaní v kostoloch a na kostolných cintorínoch, do hrobov im príbuzenstvo vkladalo pozlátené ostrohy, pozlátené krížiky, amulety, kaprtory, pracky na remeň a pod. (18). A keďže sa spolu s týmito zlatníckymi výrobkami na veľkomoravských náleziskách objavili aj dve zlaté mince byzantského panovníka Michala III. a cisára Teofila (19), naďalej sa vo vede udržiavala predstava, že stále ide o produkciu z byzantských dielní, pričom sa masovejší výskyt pripisoval rozvinutejšej obchodnej výmene.

Tento náhľad bolo treba zmeniť už po archeologickom výskume zo 60. rokov. Postupne sa totiž na veľkomoravských lokalitách nachádzali šperkárské dielne, resp. zariadenia na takúto výrobu: taviace pece, tégliky na tavenie, nástroje (20), smolné doštičky na vyklepávanie ozdôb (21) a pod. Na Veľkej Morave sa teda objavila nová masa drahých kovov, a to aj zlata ako základu na masovú výrobu. A tak sa vynára otázka, odkiaľ nová surovínová základňa pochádzala, ako sa organizovalo nové získavanie zlata.

4. Odpoveď na položené otázky je jednoznačná a možno aj jednoduchá: vstup organizovaného štátu do získavania zlata v zlatonosnej základni krajiny; alebo ináč: nová organizácia práce na ryžoviskách zlata. Spoločnosť sa akýmsi oblúkom vrátila takmer do čias, keď našu krajinu obývali Kelti, posledná vysoko organizovaná civilizácia, ktorá na našom území a z našich surovín razila zlatú a striebornú mincu a držala dielne na spracúvanie drahých kovov. Tu treba vari pripomenúť, že dnes už stojíme na pevnej pôde poznania. Tú nedávno vytvorila medzinárodná skupina bádateľov, ktorá urobila široký výskum vrátane rozsiahlych metalografických analýz o bavorskom, českom a moravskom zlate (22). Pevnou analýzou určila pôvod zlata, ktoré tieto civilizácie spracúvali. Vedci oddelili prírodné zlato od jeho zliatin, ktoré obsahujú viac ako 25 % hmotnosti striebra, no najmä viac ako 0,5 % medi, prípadne má stopy minerálov zo skupiny platiny. Výskum ukázal, že keltské mince v Bavorsku boli vyrobené z už spomenutých umelých zliatin zlata s pomerne vysokým obsahom medi, kým Kelti v Čechách poväčšine používali len prírodné riečne zlato z lokálnej produkcie získavané ryžovaním (23). Českí archeológovia pri tomto projekte

preskúmali aj mnohé homole preosievaného piesku na stredočeských ryžoviskách, aby potvrdili alebo vyvrátili ich pôvod a spresnili datovanie. Pritom sa ukázalo, že ryžovnícky žľab na zlato pri Modlešoviciach, ktorý sa tradioval ako keltský, je stredovekým technickým objektom obsahujúcim keltské nálezy z narušenej situácie.

Bavorsko-český projekt, ktorý priniesol ohromné množstvo hospodárskych, kultúrno-historických i technických pozorovaní, má smerom k našej téme dva základné poznatky: 1. Vypelá keltská civilizácia v našom geografickom priestore spracúvala prírodné zlato získavané ryžovaním zlatonosného piesku; 2. doteraz nie je známe technické zariadenie, ktoré jej na ryžovanie zlata slúžilo. Najpravdepodobnejšie je, že už praveké civilizácie používali zariadenia, ktoré sú dobre známe zo stredoveku a ktorých rezíduá opatrujú naše múzeá (24). Homole preosiateho či lepšie premytého piesku už z tých čias ukazujú na domácu produkciu zlata ako suroviny a presne identifikujú i etnickú skupinu, ktorá položila základy získavania zlata ryžovaním v Čechách. Nevieme, či má slovenská veda dostatok poznatkov, umožňujúcich použiť tieto výsledky našich susedov ako komparatívny materiál, ale predpokladáme, že pracovne možno túto tézu prijať aj pre Slovensko, ktoré v tom istom čase obývalo keltské spoločenstvo Kotínov, dobre komunikujúce s keltskými Bóji v Čechách a ktoré už dnes poznáme ako spoločenstvo dobrých znalcov metalurgie a spracúvania kovov (25). Poznanie technológie ryžovania nám však, ani pokiaľ ide o český a moravský priestor, nedovoľuje preceňovať kvantitatívnu stránku produkcie prírodného zlata získavaného ryžovaním. Po celkovom rozbore zlatých predmetov neskorolaténskej doby, ktorá sa pokladá za priam historický zlatý „boom“, sa ukázalo, že výrazná väčšina zlatých predmetov či mincí v stredodunajskom priestore spracúvala takpovediac „recyklované“ zlato z mediteránneho priestoru, napr. macedónskych mincí. Alebo ináč: väčšina tohto zlata má svoj pôvod v helénskom, maloázijskom či perzskom priestore (26). Domáci pôvod získavania zlata síce možno doložiť, ale nedá sa jednoznačne preukázať ako významný či prevažujúci zdroj suroviny. Vystupuje tu jav známy z dejín vedy a techniky: akýkoľvek objav alebo technický poznatok prospieva spoločnosti len vtedy, ak sú podmienky na jeho masové, široké či každodenné používanie a využívanie. Ak sa tento záver posunie k našej téme, špecificky k ryžovaniu zlata, technológia ako výdobytok keltského spoločenstva zostávala v našich krajinách známa, ako štafetový kolík si ju odovzdávali aj neskoršie spoločenstvá, no masovo sa mohla využívať, len ak na to boli spoločenské a organizačné predpoklady. V historickom vývoji sa takéto podmienky viažu až na pevnejšie organizovaný, teritoriálne fixovaný a hospodársky stabilný ranostredoveký štát. Možno tu spomenúť veľkomoravský štát, ako aj následnícke štáty – český, poľský a uhorský. To sú po Keltoch prvé útvary, ktoré umožnili novú organizáciu pri ryžovaní zlata, čo bol jediný spôsob získavania tejto hľadanej a cennej suroviny až do 13. stor. Otázka je, ako táto organizácia funguje, ako sa volá i aká je jej štruktúra a podstata.

5. Organizácia, ktorú historici nazvali „služobnícka“ (od názvu ministeriales = služobníci), je známa a opísaná len

krátko. Jej hospodársko-sociálny rozmer takmer nezávisle od seba opísala slovenská, poľská i česká historiografia, pričom pramenná základňa z uhorského teritória najviac pomohla verifikovať jej veľkomoravský základ (27). Geografi a onomastici už dávnejšie upozorňovali na osobitnú skupinu slovanských názvov osád, ktoré nazývala remeselnícke, zamestnanecké a pod., no nevedeli vysvetliť pôvod pomenovania (28). Išlo o osady typu Štítáre, Tesáre, Dechtáre, Hrnčiarovce, Vozokany, Woderady, Žarnoseky, Oslany atď., atď., ale medzi nimi i Zlatníci, Zlatná (dedina) a pod. Tieto dediny pomenovalo obyvateľstvo, povinné vykonávať najrozmanitejšie služby pre panovnícky dvor, jeho hrady a dvorce, pre jeho družinu, a tak saturovať všetky vyživovacie, remeselnícke, poľovnícke i bezprostredne dvorské služby v celej krajine, po ktorej panovník so svojím dvorom i vojskom putoval. Služobnícka organizácia teda nebola typom štruktúrovanej remeselníckej organizácie, ale išlo o veľmi efektívnu autarknú organizáciu, ktorá sa v Európe objavovala už od čias Karola Veľkého a na Veľkej Morave sa prepracovala na rozsiahly organizačný systém. Nepredstavovala typ „verejnoprávnej“, ale skôr „súkromnej“ hospodárskej a služobníckej štruktúry, ktorá robila panovníka nezávislým od rodiacej sa šľachty. Pritom si treba uvedomiť, že ranostredoveká spoločnosť bola agrárnym spoločenstvom, ktorého hlavným problémom bola obživa. Nedokonalá delba práce ešte neposkytovala možnosti na výmennú výmenu medzi roľníkom a potenciálnym remeselníkom. Panovník preto otázku služobnosti ako celok riešil tak, že sedliakom – roľníkom usadením na pôde v dedinách ukladal oné „služobnosti“ a vychádzal pritom z hospodárskych možností, výskytu surovín, výrobných skúseností a pod. Tak potom roľník v čase, keď nerobil na poli, vykonával služby pre panovníka: odvádzal výrobky, najrozmanitejšie služby, vyzbrojoval družinu a vojsko a zásoboval ich potravinami. Služobné povinnosti sa prikazovali „naveky“ a často pre celé dediny. Odtiaľ je známa celá sústava zamestnaneckých – služobníckych názvov, ktoré sa najväčšmi sústreďujú v priestore Nitry, na západnom Slovensku a v Poticí. Odtiaľ sa tento systém posúval i do periférnych oblastí Moravy, do Čiech a Poľska. Efektivita systému spočívala najmä v tom, že sa panovník zbavil bremena živiť a šatíť celú skupinu výrobcov najrozmanitejších artefaktov – od odievania po výzbroj až luxus. A práve tam malo možnosti aj dobývanie zlata v riečnych naplaveninách. Vykonávali ho dedinčania – roľníci, ktorí po žatve a po skončení ostatných prác brali premývacie dosky, lopaty, korýtka vystlané neopracovanou kožkou spravidla zo psa, kozla či teľaťa a plnili povinnosti voči panovníkovi – zemepánovi – ryžovali pre nich zlato. V písomných prameňoch sa takíto ľudia volajú „auridatores, datores quinque ponderum, lavatores auri.“ (29) V týchto názvoch sa už precizuje aj množstvo vyryžovaného zlata. Z nánosov Dunaja je to zvyčajne oných „päť ponderov“ (30) alebo sa technológia priamo volá „premyšvanie“. Váhová jednotka „pondus“ mala regionálnu veľkosť. Známy je spišský, budínsky, sibínsky, teda sedmohradský pondus. V akejsi priesečníkovej miere sa pondus rovná jednej šestine unce alebo 1/48 hrivny, prípadne štyri fertá, teda 1 ferto = 12 pondusov.

Na orientáciu: ak vezmeme spišskú hrivnu, môžeme vy-počítať, že v 13. stor. predstavovala 210,46 g. Potom by 1 pondus mal 4,38 g a dávka odvádzaná ryžovačom zlata by ročne predstavovala 21,92, teda necelých 22 g zlata. Naše výpočty vychádzajú z priestoru dunajských zlatonos-ných naplavenín prinosených najmä z Álp (31). Ryžovis-ká sa nachádzajú najmä smerom od Čičova na Komárno, kde sa tok rieky prudko láme, a tak vznikajú široké napla-veniny. Aj tu je názov Zlatná na Ostrove pre ryžovanie zlata príznačným. V polovici 13. stor. tam žilo obyvatel'stvo odvádzajúce služobnosť v zlate (datores quinque pon-derum) a patrilo do sústavy komárňanského služobného ľudu, iné szolgagörského hradu (32). O ďalších ryžovis-kách zlata písomné pramene raného stredoveku informujú len sporadicky. Panovník si tento významný zdroj bohat'stva ponechával vo svojom vlastníctve. O pozícii zlaton-osných riek a potokov v krajine sa možno dozvedieť len z čias, keď sa menili vlastnícke vzťahy, keď panovník daroval pôdu aj s obyvateľmi a ryžovačmi. Tak roku 1075, keď knieža Gejza daroval majetky kláštora v Hronskom Svätom Beňadiku, daroval mu aj ryžovačov zlata. Bol to akýsi Nesku s bratmi. Usadili sa pri lese Nazal na piatich poplužiach zeme a ryžovali zlato na Hrone (33). Z listiny a jej topografie sa to nedá presne lokalizovať. Iné ryžovis-ká „lavatoria auri“ sa spomínajú z Diviackej doliny, v po-vodí Nitrice, vo vtedajšom chotári Dobročnej a Nevidzian (34). Aj osada Zlatníky, rozložená na JZ od Bánoviec v povodí Bebravy, je starým ryžoviskom zlata, roku 1390 sa odtiaľ spomínajú bane (35). V povodí Nitry, Váhu i Ži-tavy je viac osád, z ktorých už mnohé i zanikli, ale za-slúžili by si prieskum geológa i archeológa čo i len preto, že pomenúvanie osád má pevnú logiku a človek pri ňom nikdy nekoná iracionálne. Inde pramene priamo ponúkajú možnosti hľadať a ryžovať zlato: v Liptove sa práva „aurum querere et lavare“ domáhal župan Bogomír (36). Podobne sa podnikalo na Boci, v okolí Partizánskej Lupče a pri po-toku Černula (pri Lubeli). Tu sa roku 1277 hlási, že sa našla „terra aurifodina“ (37). Či boli ryžovisko a baňa vý-nosné, ťažko odhadnúť, lebo po krátkom čase dal kráľ ma-jetok do iných rúk. V ranom stredoveku boli známe zlaton-osné potoky v okolí Gelnice a na Spiši sa vytvorila i skupina poloslobodného obyvateľstva „auridatores“, kto-rí neskôr práve zlatom splácali poľnohospodársku daň ze-mepánovi (38). Aj v povodí Rimavy, Bodvy a Slanej boli stredoveké ryžoviská. Keď kráľ obdaroval kláštor v Jasove majetkom a právami, dal mu aj slobodné kutacie právo na všetky kovy, iba získavanie zlata a striebra si ponechal (39). Aj názvy potokov z tejto oblasti z polovice 13. stor. Rudník a Zlatník (prítoky potoka Skrbeňa medzi riekou Idou a Bodvou), ale aj potoka Zlatá Idka boli zrejme dôvo-dom na usadenie sa nemeckých baníkov v 14. stor. a otváranie baní na „železo, striebro, zlato alebo meď“ (40). Pre-zrádza to spor chotára Hýľova, ktorého hranice siahali až po Gelnicu a rozkladali sa na hornom toku rieky Idy. Podľa písomných prameňov bolo výnosné zlatonosné úze-mie aj pri Brzotíne, na území medzi Rožňavou a Štítni-kom, ktoré si kráľ ponechával ako svoj majetok a spravo-val ho i s poddanými Turnianskeho hradu. Išlo o majetok, ktorý už Ondrej II. daroval svojmu príbuznému bánovi

Dominikovi, no znova sa vrátil do kráľovských rúk a bol predmetom rôznych darovaní, transakcií a sporov, vďaka čomu sa o ňom aj viac vie (41). Pravda, v celej tejto rud-nej oblasti juhovýchodného Slovenska išlo viac o produk-ciu strategického železa, ale aj striebra a medi, ktoré tu v nerastnej surovínovej báze vystupujú spravidla spolu.

Je ešte jeden netradičný priestor, kde sa v ranom stredo-veku pokúšali ľudia ryžovať zlato. Ide o dedinku Zlaté v Bardejovskom okrese. Keď jágerská kapitula roku 1355 obchádzala kraj nad Bardejovom a robila súpis osád, zaznamenala aj dedinu „Aranaspotak“, teda Zlatý potok. Písár teda do maďarsko-slovenskej podoby zvečnil, že potok je zlatonosný. Ale o ďalšom osude tejto dedinky sa už vie iba veľmi málo (MODL 4483).

Do sústavy ranostredovekých ryžovísk zlata treba zahr-núť aj malokarpatskú oblasť – okolie Pezinka. Z listiny, ktorou Karol Róbert dal právo „dolovať a ryžovať zlato“ grófom zo Sv. Jura a Pezinka, je známe, že dobývanie zlata už predtým organizoval magister Móric. Správca baní v dedine Mír (Nyr), ktoré patrili Bratislavskému hra-du, však proti Karolovej donácii protestoval a spor išiel až tak ďaleko, že na jeho prešetrovanie musel prísť (13. júla 1339) sám sedmohradský vojvoda Tomáš. Ukázalo sa, že zlatonosný banský revír naozaj leží tak v pezinskom cho-tári, ako aj v chotári spomenutej, dnes zaniknutej dediny Mír (42). Keďže Konnosovi ľudia z dediny Mír zničili pezinským grófom mlyn na potoku Limbach, dá sa usu-dzovať, že práve tam sa ryžovalo zlato a cestou proti jeho prúdu bola objavená i otvorená naozajstná baňa – štôľňa, známa pod menom Terézia (43). V tejto súvislosti je za-ujímavý aj názov potoka v nemčine značiaci Hlinitý po-tok. Potom by už nešlo o „ryžovanie“, ale o „ľlovanie“, čo je starý všeslovanský termín doložený v susedných Čechách už roku 1045 – „aurifossore qui vulgo ylouci dicuntur ... ab antiquo aurum de terra ylouant seu decutiunt a fecibus terre separant et lavant extractum (44)“.

6. Náš prehľad o teritoriálnom a početnom rozložení ranostredovekých ryžovísk a ťlovísk by mohol zväzdať k záveru, že už náš prvý štát – tradične nazývaný Veľká Morava, ale aj ranouhorské kráľovstvo disponovali dosta-točnými zdrojmi zlata ako suroviny. Presný opak je prav-dou. Bol to zrejme práve nedostatok drahých kovov, ktorý v konečnom dôsledku im znemožnil vydávať vlastné min-ce (45). Až otváranie banskoštiavnických strieborných baní dovolilo prvým uhorským kráľom vydávať z európskeho hľadiska chudobné, nevelké a málo vážiace peniaze, ktoré by sa mohli presne nazývať „oboly“. Až v „kremeni zakliate“ stredoslovenské kremnické zlato dobývané novou banskou technológiou, drvené, čistené a premývané v banských mlynoch poháňaných vodným kolesom, znamenalo skutočný začiatok zlatonosného bohat'stva Slovenska. Dovtedy bolo stále „uhorskou Aljaškou“ Sed-mohradsko, kde bola tradícia rímskej techniky, zaujímavé a bohaté ryžoviská, čo vyvolávali obdiv všetkých, ktorí sa o uhorskom zlate v ranom stredoveku zmieňovali. Urobil tak už neznámy kronikár kráľa Bela III. na prelo-me 13. stor. (okolo roku 1200; 46) alebo poučený Talian kronikár Peter Ransanus (47), alebo aj humanistický vzdelaný Mikuláš Oláh (48).

Takéto záverečné konštatovanie však nič nemení na poznaní, že od čias organizovaného veľkomoravského štátu celých päť storočí skúsené oči, ktoré poznali terén, pracovité ruky vybavené jednoduchou, no efektívnou technikou premývali piesok a íl mnohých slovenských zlatonosných riek a potokov, aby plnili „večnú“ povinnosť voči panovníkovi z pokolenia na pokolenie. Za túto službu ich nezriedka oslobodzovali a zaradovali medzi „slobodných“ či poloslobodných ľudí. Naozaj slobodnými sa však stali až ľudia, ktorí vo veľkej premene v 13. stor. začali uzatvárať dohody s panovníkom, v ktorých sa im vymedzovalo právo slobodne kútať, hľadať a dobývať zlato (49), pričom ich nezávislosť garantovala len dohodnutá čiastka z vydolovaného zlata odvádzaného panovníkovi. Až s týmto novým ekonomickým princípom, na ktorý pristúpili tak domáci, ako aj cudzí osadníci, znova ožili hory a doliny Slovenska a naša krajina sa veľmi skoro zapísala do vedomia strednej Európy ako pokladnica mnohých kovov, okrem iných aj zlata. Tak nastúpila nová – „banícka“ éra slovenského zlata, pričom „ryžovanie“ ako ranostredoveký spôsob naďalej prežívalo, no už len ako okrajová činnosť pri získavaní zlata. A v takejto svojej podobe prežíva až do najnovších čias – vari až po dobre organizované športové súťaže v ryžovaní zlata, ktoré nadšenci hôr a potokov každoročne absolvujú ako peknú spoločenskú zábavu.

Záver

Stará slovanská civilizácia nepoužíva zlato ako mieru hodnôt a nebola ani vyznávačom kultu zlata ako ozdoby, šperku. Bolo to aj preto, že na svojom území nemala veľké náleziská drahých kovov. Predkovia Slovákov po príchode do Karpatskej kotliny a na územie stredného Dunaja našli už rímske, ale najmä keltské tradície, ktoré využívali nerastné bohatstvo krajiny. Kelti dokázali technicky aj organizačne doviesť ryžovanie zlata na efektívnu úroveň. Ranostredoveká spoločnosť, stojaca denno-denne na pokraji hladu, pri nízkej produktivite poľnohospodárstva nebola schopná vyčleniť skupinu obyvateľstva, ktorá by sa venovala len ryžovaniu zlata. Až po vstupe organizovaného štátu, ktorý začal budovať „štátny poklad“ a ktorého vysoká štátna vrstva využívala zlato na okrasu, sa vytvorili predpoklady a organizačné základy masovejšieho ryžovania zlata. Poddaní roľníci usadení na pôde a starajúci sa o vlastnú obživu v priestoroch zlatonosných potokov a usadenín dostali úlohu, aby sa v agrotechnicky hlučných obdobiach postavili k ryžovacím doskám a korýtкам a vyryžované zlato odovzdávali ako poplatok – daň zemepánovi, spravidla panovníkovi. Ryžovači zlata – nazývaní „zlatníci“ – sa takto stávali časťou „služobníckej organizácie“ slúžiacej všestranným potrebám panovníckeho dvora. Organizácia vznikla v 9. stor. vo veľkomoravskom štáte a fungovala i počas celého trvania ranouhorskeho štátu až do 13. stor., do nástupu novej banskej techniky a technológie, ale najmä nových právnych vzťahov, keď sa vyhľadávanie a dolovanie drahých kovov stalo slobodnou činnosťou a prospektori uzatvárali s panovníkom dohodu o množstve odovzdávaného kovu. Nová éra otvorila možnosti na nákladné otváranie baní, razenie

štôlní, stavbu vodných mlynov na drvenie kameňa a pod., čím sa začala nová éra slovenského zlatníctva a hospodársky vzostup najmä stredného Slovenska.

V príspevku sme okrem základného vývojového trendu opísali všetky dôležité a v písomných prameňoch doložené ranostredoveké ryžoviská zlata na Slovensku. Tie sa v prameňoch spomínajú len vtedy, keď panovník do svojho monopolu vpúšťal iných vlastníkov alebo daroval cirkevným inštitúciám aj ľudí s územím, na ktorom vykonávali služobnosť v podobe ryžovania a odvádzania zlata. Stredoveká uhorská latinčina popri starom slovanskom názve „zlatníci“ používala množstvo opisných termínov, napr. „lavatores aurum, auridatores, datores quinque ponderum“ a i., na označenie takéhoto služobníckeho obyvateľstva. Ryžovanie zlata v našom geografickom a nerastnom priestore bolo málo výnosné, čo sa odrazilo aj v tom, že ani veľkomoravský, ani nástupnícky uhorský štát nemali dostatočnú surovinovú základňu, aby mohli raziť zlaté mince. Až nástup v dolovaní slovenského striebra umožnil raziť pomerne chudobnú uhorskú striebornú menu a až otvorenie kremníckeho a novobanského zlatonosného revíru dovolilo Karolovi I. z Anjou raziť jednu z najkvalitnejších európskych mincí – zlatý dukát.

Poznámky

- 1) Kudrna, J.: Studie k barbarským zákoníkům Lex Baiuvariorum a Lex Alamannorum a počátkům feudálních vztahů v jižním Německu. Praha 1959, s. 22 n. Graus, F.: Dějiny venkovského lidu v době předhusitské I. Praha 1953, s. 99 n. Podobne ako v Lex Saxonum v Lex Baiuvariorum sa dobytkom vyrovnávajú pokuty aj v ranouhorských zákoníkoch sv. Štefana, Ladislava a Kolomana. Závodszky, L.: A szent István, szent László és Kálmán korabeli törvények és zsinati határozatok forrásai. Budapest 1904, s. 149, 150, 151, 154, 166 atď. Pokuty v dobytku sa platili za zabitie manželky, krivú prisahu, bičovanie sluhov, ktorí ušli od svojho pána, za únos dievčata do manželstva bez súhlasu rodičov, vypálenie usadlosti, vraždu, za krádež sluhov atď., atď. Zvyčajná pokuta bola od 5 do 15 kusov dobytka.
- 2) Grekov, B. D.: Kyjevská Rus. Praha 1953, s. 79 n. 141 n. K r. 1146 v Ipatjevskom letopise sa spomína stádo Igora a Svjatoslava, ktoré malo 3000 kôb a 1000 koní. Pritom vojsko vtedy ešte stále nebojovalo v jazdnej zostave (tamže, s. 337).
- 3) Rybakov, B. A.: Torgovlja i torgovije puti. In: Istorija kultury drevnej Rusi I. Moskva 1949, s. 315 n.
- 4) Kiersznowski, R.: Pieniądz kruszcowy w Polsce wczesnośredniowiecznej. Warszawa 1960, s. 19 n. Niederle, L.: Rukověť slovanských starožitností. Praha 1953, s. 352. Porov. aj Život starých Slovanů III/1, s. 212.
- 5) O obraz o pohybe ranostredovekého zlata ako suroviny v Európe stále dobre poskytuje už klasická práca M. Blocha Le problème de l'or au moyen âge. Annales ESC, 1993, s. 2 n.
- 6) Lombard, M.: L'or musulman au VII^e au XI^e siècle. Annales ESC, 1947, s. 144 n. Braudel, F.: Monnaies et civilisations: de l'or du Soudan à l'argent d'Amérique. Annales ESC, 1946, s. 11 n.
- 7) Kulischer, J.: Powszechna historia gospodarcza średniowiecza i czasów nowożytnych. T. I., Warszawa 1961, s. 97 n.
- 8) Európsku literatúru glosuje R. Kiersznowski v práci Pieniądz kruszcowy, c. d. s. 63–238.
- 9) Dějiny hutnictví železa v Československu I. Praha 1984; Kučera, M.: Hutnictvo železa na Slovensku v 10.–13. stor. In: Zbor. FF UK, Historica, 29–30, 1978–1979, s. 73 n.
- 10) Eisner, J.: Devínska Nová Ves. Bratislava 1952, s. 213 n., 279 n.
- 11) Svoboda, B.: Poklad byzantského kovotepce v Zemianském Vrbovku, Památky archeologické, 44, 1953, s. 33–93.
- 12) Magnae Moraviae fontes historici II. Brno 1967, s. 22.
- 13) Keď vojvoda friaulský Henrich so Slovanom Vonomírom vpadli do

- Panónie hringum gentis Avarorum longis retro temporibus quietum ... thesaurum priscorum regum multa seculorum prolixitate collectum domino regi Carolo ad Aquis palatium misit." Potvrďujú to Letopisy Franskej ríše k r 796. Magnae Moravia fontes historici. II. Brno 1967, s. 41 Porov aj Annales Mettenses priores, tamže s. 54. O vojnách Karolovcov proti Avarom prehľadne píše H. Wolfram v diele Die Geburt Mitteleuropas. Wien 1987, s. 253–260.
- 14) Ratkoš, P.: Slovensko v dobe veľkomoravskej. Košice 1988, s. 24.
- 15) Annales Fuldenses k roku 870. Ed. Magnae Mor. Font. I, s. 103. Bližšie Kučera, M. Postavy veľkomoravskej historie. Martin 1991, 2. vyd., s. 86 n.
- 16) Tak napr. v nedávno objavenom liste markgrófa Ariba franskému panovníkovi Arnulfovi Aribu oznamuje, že Svätopluk svoj tribút voči Franskej ríši zaplatí dobytkom, ktorý je už na dohodnutom mieste zhromaždený a k nemu pribúda i ďalší. V liste sa spresňuje, že s platbou v „dobytku“ súhlasil veľkomoravský snem a na celkovú operáciu dohliadajú akísi veľmoži – „proceres“ K výkladu bližšie Treščák, D. Počátky Přemyslovců. Praha 1998, s. 288 n.
- 17) Bartal, A. Glossarium mediae et infimae latinitatis regni Hungariae. Lipsiae 1901, s. 201.
- 18) Prehľadne o tom Poulik, J. Svědectví výzkumů a pramenů archeologických o Velké Moravě. (Velká Morava a počátky československé státnosti, Praha–Bratislava 1985, s. 9 n.
- 19) K obehu byzantských mincí v európskom priestore Kiersznowski, R.. Peniędzy kruszcowy, c. d. s. 137 n.
- 20) Hrubý, V. Staré Město–Velkomoravský Velehrad. Praha 1965, s. 332–334.
- 21) Štefanovičová, T.: Doklad slovanského umeleckého remesla na Bratislavskom hrade. In: Zbor SNM, 68, História, 14, Bratislava 1974, s. 111–121
- 22) Das prähistorische Gold in Bayern, Böhmen und Mähren: Herkunft-technologie-Funde. Band I–III. Vyšlo ako supplementum Památek archeologických v Prahe 1997
- 23) Das prähistorische Gold, I., c. d. s. 16–17.
- 24) Opis techniky ryžovania porov u J. Kudrnáča: Ryžování zlata v Čechách, Památky archeologické, 73, 1982, s. 455–485.
- 25) Dejiny Slovenska I (do roku 1526). Bratislava 1986, s. 57 n. Encyklopédia archeologie, Bratislava, 1986, sub voce.
- 26) Das prähistorische Gold, c. d. s. 16.
- 27) Kučera, M. Anmerkungen zur Dienstorganisation in frühmittelalterlichen Ungarn. In: Zbor FF UK, Historica, 21, 1970, s. 113–127. Tam aj rozsiahla literatúra.
- 28) Tamže, s. 117
- 29) Kučera, M. Slovensko po páde Veľkej Moravy. Bratislava 1974, s. 240 n.
- 30) Tak napr. pri prešetrovaní majetkových sporov v osade Tône (dnes časť Hroboňova, okr. Dunajská Streda) roku 1261 sa zistilo, že obyvatelia nie sú „jobagiónmi“ – teda slobodní ľudia, za akých sa sami vydávajú, ale sú „datores quinque ponderum“ Pôda, ktorú obrábajú a ktorú si medzitým rozdelili, patrí k szolgagorskému hradu a obrábajú ju spoločne s hradčanskými patriacimi k tomuto hradu („quam mixtım colebant cum castrensibus“). Budínsky prepošť Ákoš, ktorý spor prešetroval, pripomína, že podľa vyjadrenia oných ľudí k spomínanej služobnosti „datores quinque ponderum“ patria už 130 rokov. Tým by sme sa k dávnej služobnosti dostali až k roku 1131. Listinu publikoval I. Szentpétery v práci Az Árpád-házi királyok okleveleinek kritikái jegyzéké I. Budapest 1923, nr. 1269, s. 387 Služobnícke obyvateľstvo, ktoré odvádzalo poplatok – vryžované zlato, bolo rozmiestnené v mnohých osadách po oboch brehoch Dunaja.
- 31) Za základ výpočtov sa vzali váhové jednotky, ktoré vypočítal B. Hóman v diele Magyar pénztörténet 1000–1325, Budapest 1916, s. 108 n.; 281 n.
- 32) Kučera, M.: Slovensko po páde Veľkej Moravy, c. d. 240 n.
- 33) Codex diplomaticus Slovaciae, ed. Marsina, R., T. I., Bratislava 1971, s. 55. Editor lokalizuje miesto do novohradskej dediny Naszály v dnešnom Maďarsku, čo sa dá ťažko obhájiť. Podľa logiky opisu majetkov (circuitio) sa Neskov majetok nachádzal v chotári dnešného Štúrova (v listine sa osada nazýva starým slovanským názvom Kokot = kohút), a to ešte na slovenskej strane Dunaja. Ide teda o miesto ryžoviska v naplaveninách Hrona a Dunaja, pričom Nesku a jeho bratia obrábali zem vo výmere päť popluží, ktorá ich živila.
- 34) Regesta diplomatica nec non epistolaria Slovaciae 2. ed. Sedlák, V., 1987, s. 57 (Deuek existens, in qua nunc est aurofodina), k r 1337 v Diviackej doline „lavatoriurum auri“ Kučera, M. Slovensko po páde Veľkej Moravy, s. 241
- 35) „Aranyes cum montana“ Zsigmondkori oklevéltár, ed. Mályusz, E. T.I, Budapest 1951, s. 160, nr. 1398.
- 36) Listina je síce v datovaní falošná, ale pokusy ryžovať zlato na rieke Boci, ako aj v iných oblastiach Liptova potvrdzujú aj pravé listiny Wenzel, G. Codex diplomaticus Arpadianus continuatus (ďalej CDAC), T. IX, s. 553.
- 37) Wenzel, G. CDAC XII, s. 201. IX, s. 207; „aurifodina in terris de Lyptov de novo reperta“, tamže X, s. 1, a pod.
- 38) Tak napr., keď Belo IV. dával v dedine Trstany na Spiši, ktorú obývali slovenskí kolonisti (hospites Sclavi), štyri poplužia voľnej, neobsadenej ornej zeme dvom bratom – Geubulinovi a Termanovi, ustanovil, že ročnú daň za túto zem majú odvádzat kráľovi vo výške jedného ferta v zlate. A aby nevzniklo nedorozumenie, listina pripomína, že ich povinnosť platiť v zlate je taká, „qua alii de Zypes, qui nobis aurum pro terragio solvunt.“ Marsina, R. CDSI 2, p. 415. Porov. aj Fekete Nagy, A. A Szepesség teruleti és társadalmi kialakulása, Budapest 1934, s. 168 n., 309–310.
- 39) Kučera, M.: Slovensko po páde Veľkej Moravy, c. d., s. 242–243.
- 40) Varsik, B.: Osídlenie Košickej kotliny II. Bratislava 1973, s. 68 n.
- 41) Fejér, G. Codex diplomaticus Hungariae 4/1, s. 289. Podobne sa zlatonosné priestory spomínajú z okolia Rožňavy (Regesta diplomatica, c. d. Sedlák, V., 2, s. 455). Ostrihomský arcibiskup tu dostal majetok „cum omnibus suis utilitatibus et pertinenciis, argentifodinis videlicet et aurifodinis...“, a to, pochopiteľne, z kráľovského majetku, ktorý panovník dovtedy užíval. Zaujímavý je aj názov „Rosnobana“, v ktorom všeslovanský termín „bana“ už poukazuje na kutacie a banské postupy, a teda nie isté na staršie ryžovanie. „Zlatý potok“, „fluvium Aranas“, ktorý sa spomína pri vymedzení majetku kláštora v Jasove, však jasne ukazuje na ryžoviská (Fejér, G.: CDH 4/2, s. 299–303).
- 42) Dejiny Pezinka. Bratislava 1982, s. 68.
- 43) Polák, S.: Príspevok k dejinám ťažby zlata na Slovensku. 3. časť. Staré zlaté bane na „Starom Meste“ pri Pezinku, okr. Bratislava-vidiek. In: Zbor Slovenského banského múzea, 6., 1970, Praha 1971, s. 73–113.
- 44) Niederle, L.: Život starých Slovanů, c. d. III/1, s. 212–213.
- 45) Kučerovská, T.: Die Zahlungsmittel in Mähren im 9. Und 10. Jahrhundert, in: Rapports du III^e congrès international d'archéologie slave, BD. II Bratislava, 1980, s. 212–221, porov. k tomu aj naše diskusné vystúpenia: tamže.
- 46) V 25. kapitole neznámy kronikár ústami pozorovateľa Ogmunda, ktorý vraj obišiel celú túto oblasť, rozpráva, že v nej našiel množstvo potokov, v ktorých sa získava zlato vynikajúcej kvality („... in arenis eorum aurum colligereth et aurum terre illius optimum esset...“) a pripomína, že obyvateli týchto sedmohradských priestorov sú „Blasii et Sclavi“, teda Vlachovia a Slovania. Svojho veliteľa upozorňuje aj na to, že nie sú ozbrojení, že sú to slabí vojaci, a teda že túto bohatú zem môže ľahko obsadiť (Szentpétery, E. Scriptores rerum Hungaricarum I Budapest 1937, s. 65–66.)
- 47) Schwandtner, Scriptores rerum Hungaricarum I Wien 1748, s. 336. Talian, ktorý dlho žil na dvore kráľa Mateja Korvína a dobre poznal pomery, pripomína, že v Sedmohradsku našiel mnohé bane na zlato, striebro, železo, rôzne kovy, solné bane i bane z ktorých sa získava minium. Udivuje ho však, že v niektorých riekach sa nachádzajú prútky čistého zlata, a čo je úplne nepochopiteľné, že sú aj vo viniciach tohto zlatonosného kraja, a to veľké od palca až po pol kila. Pripomína, že sa pôvod takéhoto zlata nepodarilo zistiť.
- 48) Oláh, N.: Hungaria, lib. L., cap. 19, Wien 1763, s. 87. Oláh opisuje tri druhy zlata. Jeden sa vyskytuje v skalách v zlatých žilách vo forme čistého zlata, druhý ako prímes so striebrom a meďou v rude a tretím druhom je zlato získavané ryžovaním – „ex fluvio alveis arenosis expurgatur, quod arenosum sive lavatile ex ipsa revocant.“
- 49) Uhorská kráľovská kancelária mala pre slobodnú kutáciu a banskú činnosť ustálenú právnu formulu „facultatem quaerendi mineram auri, argenti et cupri“ (pre kolonistov v Liptove) alebo kolonisti v Banskej Bystrici môžu „aurum, argentum et alia metalla per totum comitatum de Zolun... exquirere“

Obsah

Štiepenie uránu – od nádejí k problémom	1
Environmentálna geológia – nový odbor geol. vied	4
Environmentálna geochemia na prahu 21. storočia ...	5
O tzv. veľkých doktorátoch (DrSc.)	8

Ohrozené vody Ruska	9
Nová učebnica geológie pre 8. ročník základných škôl	10
Recenzie	11
Kalendár podujatí	12

Štiepenie uránu – od nádejí k problémom

(60 rokov od publikovania objavu)

Keď vedci z Berlínskej univerzity koncom roku 1938 zistili, že neutrón môže vyvolať rozdelenie atómu U na dve hmotnostne zhruba rovnaké časti, boli zaskočení. Dovtedy nebolo teórie schopnej tento jav vysvetliť alebo dokonca predpovedať. Zopakovala sa i situácia taká častá pri objavoch epochálneho významu – objavitelia sa jednomyselne zhodli na tom, že zistenie nemá praktický význam, ale veľmi sa mýlili. V neuveriteľne krátkom čase sa práve na tomto princípe zostrojila atómová bomba a začali sa stavať atómové elektrárne. Bol to jeden z nemnohých objavov fyziky, ktorý sa dal okamžite využívať v praxi, žiaľbohu, aj vojenskej. Na objave štiepenia atómu – ako sa tento jav opísal, vysvetlil a nazval v dvoch článkoch publikovaných roku 1939 – sa zúčastnil Otto Hahn, Lise Meitnerová a Fritz Strassmann, ktorí v uvedenom ústave roky spoločne pracovali. Komisia udeľujúca Nobelovu cenu objav ocenila, ale roku 1944 ju dostal iba – Otto Hahn.

Osudy spomenutých objaviteľov boli počas druhej svetovej vojny rozličné a výročie objavu (najmä jeho technologické využívanie spolu s nasledujúcimi problémami) sú príležitosťou zamyslieť sa nielen nad historickými okolnosťami, ale aj nad nádejami, ktoré do objavu vkladali technokrati, nad súčasnými rozpakmi, ba až jeho principiálnym odmietaním časťou environmentálne orientovaných ľudí. Niet sa čo čudovať, veď mimoriadne objavy, a hlavne spôsob ich technologického využívania často rozdeľujú spoločnosť na skupiny úplne protikladných náhľadov.

Vedecké zameranie výskumnej skupiny významne ovplyvnil výskum Enrica Fermiho a jeho spolupracovníkov, ktorí začali bombardovať atómy rozličných prvkov neutrónmi. Fermi zistil, že sa bombardované jadro nemení radikálne – vo väčšine prípadov neutrón spôsobuje emisiu protónu alebo častice alfa. Avšak ťažké prvky neutrón zachytávali, preto sa stávali rádioaktívnymi, pričom sa vyžiarení častice beta menili na nasledujúci prvok periodickej sústavy. Keď Fermi ožaroval neutrónmi U, zistil niekoľko nových emitérov častíc beta, ktoré boli chemicky rozdielne od U, ako aj od jeho susedných prvkov. Na tomto základe veľmi opatrne pripustil,

že sa mu asi podarilo syntetizovať nové prvky ťažšie ako U. Vedci boli, prirodzene, týmto objavom fascinovaní. A vtedy na scénu objavov vstúpila Lise Meitnerová.

Lise Meitnerová bola rodáčka z Viedne a do Berlína sa presťahovala roku 1907 ako 28-ročná. Tam sa začala zaoberať výskumom rádioaktivity s Ottom Hahnom, ktorý bol jej rovesníkom. Spolupráca priniesla výsledok. Roku 1918 objavili Pa ťažký rádioaktívny prvok. Ich vedecká kariéra sa vyvíjala podobne, ich spoločenské, akademické aj vedecké postavenie bolo identické: boli profesormi, vedúcimi katedier, on rádiochemie, ona fyziky. V dvadsiatych rokoch Hahn rozvíjal nové rádiochemické metódy, kým Meitnerová sa začala zaoberať jadrovou fyzikou. Hahn neskôr spomínal, že v tom čase jej práce mali väčší medzinárodný ohlas ako jeho. Výnimčná vedecká pozícia a rakúske občianstvo chránili Meitnerovú pred konzkvenciami nástupu Hitlera k moci roku 1933. Na rozdiel od mnohých vedcov neárijského pôvodu ju neprepustili.

Po publikovaní Fermiho objavov Meitnerová jeho pokusy zopakovala a potvrdila. V tom čase už bola na vrchole svojich možností, a to nielen ako jedna z prvých žien tvoriacich nemeckú vedeckú elitu, ale už patrila medzi najlepších špecialistov v jadrovej fyzike vôbec. Avšak pri výskume transuránových prvkov (ako ich Fermi nazval) potrebovala vynikajúceho rádiochemika. Hahn ním bezpochyby bol a po počiatočných pochybnostiach pristúpil na spoluprácu. Spolupracovať začal aj Fritz Strassmann, analytický chemik z tohto inštitútu (títo muži aj prví datovali lepidolit Rb/Sr metódou). Koncom roku 1934 zistili, že atómy emitujúce častice beta nemožno stotožniť s nijakým zo známych prvkov a chemicky sa správajú ako transurány – sa dali oddeliť zo zmesi po ožiarení spolu s takými prvkami, ako je Pt a Re. Zopakovali teda Fermiho interpretáciu, že ide o prvky ťažšie ako U. Nebola to celá pravda a výskum niekoľko ďalších rokov postupoval po falošnej stope. Pokým fyzici trvali na tom, že pri ožarovaní nastávajú nepodstatné zmeny, chemikom sa zdalo, že prvky ťažšie od U budú chemicky pripomínať Re, As, Ir a Pt. Tieto dva nesprávne predpoklady sa vzájomne podporovali

a – ako to neskôr komentoval Hahn – vinu za to mali niesť fyzici a ich viera v nevelké jadrové premeny. Z historickej analýzy publikovaných článkov však vychodí, že kým fyzici naozaj nepredpokladali možnosť štiepenia atómu, predsa len postrehli nejasnosti v argumentácii chemikov. Ale berlínska skupina pokračovala v ožarovaní vzoriek neutrónmi a rádiochemickými metódami analyzovala rôzne druhy emitérov. V priebehu dvoch rokov identifikovali dva rovnobežné rady žiaričov beta – nazvané proces 1 a 2 – a dlhá sekvencia rozpadov beta zdanlivo potvrdzovala predpoklady chemikov. No dôkazy predsa len viedli vtedajšiu fyzikálnu teóriu atómového jadra do krajnosti. Lise Meitnerová sa pokúšala spojiť výsledky chemických a rádiochemických experimentov so svojimi fyzikálnymi predstavami do akceptovateľného modelu. Dokázala, že neutróny s veľmi nízkymi energiami (tepelné neutróny) zvyšovali pravdepodobnosť 1. a 2. procesu, čo znamenalo, že v nich nastával záchyt neutrónu. Avšak aj v prípade rýchlych neutrónov tieto procesy prebiehali. Meitnerová vedela, že v oboch procesoch ako teraz vystupuje izotop U 238, ktorý je dominantný v prírodnej izotopovej zmesi. Navyše identifikovala ďalší proces (3), ktorý obsahoval iba jeden rozpad beta. Meitnerová pokladala za podozrivé, že izotop U 238 vystupuje vo všetkých procesoch. Nepovažovala za reálne ani to, aby pohltie iba jedného neutrónu spôsobovalo v procese 1 až 2 takú silnú nestabilitu jadra, ktorá spôsobuje dlhé rozpadové rady, a teda ich interpretáciu pokladala za chyby. V článku z roku 1937 napísala, že získané údaje možno len veľmi ťažko dať do súladu s aktuálnymi názormi na stavbu atómového jadra.

Najväčšou chybou berlínskej skupiny bolo, že sa v ožarovávaných vzorkách sústredili iba na hľadanie takých prvkov, ktoré by zodpovedali ich predpokladu, no ostatné úplne ignorovali. Roku 1938 sa v Paríži ožarované produkty analyzovali inou technikou a zistilo sa, že v ožiarení zmesi vystupuje silne rádioaktívny prvok, ktorý sa nedal identifikovať. Úsilie vyjasniť veci však začali ovplyvňovať politické okolnosti, a tak sa v októbri 1938 berlínska skupina začala sústreďovať na tento problém, Meitnerová bola donútená emigrovať. Vybrala si Štokholm. Hahn so Strassmannom už pracovali sami a zistili, že ten silne rádioaktívny prvok, ktorý v Paríži objavila Irena Curie, sa chemicky správa ako Ba a definovali ho ako izotop Ra. Ale Lise Meitnerová to nemohla akceptovať. Listy, ktoré prichádzali každý deň, obsahovali jej zásadné námietky – aby vznikol izotop Ra, muselo by jadro U po ožiarení emitovať dve častice alfa. Bola presvedčená, že z energetických príčin pohltie neutrón nie je schopný vyvolať vyžiarenie ani jednej častice alfa, nie ešte v dvoch. V novembri 1938 navštívila Nielsa Bohra v jeho Ústave teoretickej fyziky v Kodani a tam sa stretla s Hahnom. Stretnutie bolo tajné, aby Hahnovi nespôsobil v Nemecku politické ťažkosti. Po stretnutí bolo jasné, že Meitnerová je zásadne proti pôvodnej interpretácii, čo Hahn osobne oznámil Strassmannovi po svojom návrate do Berlína. Podľa Strassmannových spomienok na rozhovor s Hahnom Meitnerová „veľmi vrúčne“ prosila Hahna, aby ešte raz skontrolovali, či objavený prvok je naozaj skutočne izotop Ra. Podľa Strassmannovho vyjadrenia „našťastie jej názor bol pre nás taký dôležitý, že sme okamžite začali s kontrolným experimentom.“ A experiment potvrdil neuvieriteľný fakt – ich pôvodné „Ra“ sa ukázalo v skutočnosti izotopom Ba, omnoho ľahšieho prvku, ako je sám U. Tesne pred Štedrým večerom roku 1938 to Hahn oznámil Meitnerovej. Bol to ohromujúci výsledok. Napísal: Predsa vieme, že sa U nemôže rozpadáť na Ba!“ Hahn dúfal, že jeho bývalá kolegyňa „navrhne nejaké fantastické riešenie.“ Meitnerová odpovedala okamžite. Hoci jej bolo ťažko hodnotiť výsledok ako zásadný zvrat, predsa len upokojila Hahna, že „niet dôvodu tvrdiť, že to nie je možné.“ Práve v tom sa prejavil veľký bádateľský intelekt Meitnerovej. Tak ako sa zásadne postavila proti výsledku s Ra, akceptovala výsledok s Ba ako čosi, čo teóriu o stavbe atómových jadier oboha-

cuje, ale nie je s ňou v kontradikcii. Vtedy Hahn bez váhania uznal jej list za podporu svojich výsledkov a neskôr doplnil túto informáciu do korektúry článku o objave, v ktorom oznámil, že sa jadro U môže deliť na dve časti. Spoločný článok Hahna a Strassmanna publikoval časopis *Naturwissenschaften* v januári 1939. Meitnerovej sa hlboko dotklo, že sa na tomto objave nemohla zúčastniť, ale vtedy každý vedel, že pripísať neárijského autora do publikácie nebolo možno.

Na Vianoce sa Meitnerová vybrala k priateľom do západného Švédska so svojím bratrancom Ottom Frischom, ktorý vtedy pracoval ako fyzik u Bohra v Kodani. Ich stretnutie, prirodzene, bolo konfrontáciou náhľadov na teóriu atómového jadra. Obidvaja síce považovali atóm za kvapku tekutiny, ale teraz si ho museli navyše predstaviť ako chvejúcu sa kvapku so schopnosťou zmeniť tvar, kvapku, ktorá sa za istých okolností môže rozdeliť na dve menšie. Frisch dospel k záveru, že ťažké uránové jadro môže mať veľmi malé povrchové napätie a Meitnerová bola schopná spamäti vypočítať efekt rozdielu hmotností fragmentov a zhodnotiť obrovskú uvoľnenú energiu z tohto rozpadu. Zrazu všetko začalo do seba zapadať – fyzici okamžite prijali pomenovanie tohto procesu ako „štiepenie“, ktorý navrhol Meitner a Frisch v článku o povahe fyzikálneho procesu takého typu rozpadu U, publikovanom iba o niekoľko týždňov neskôr v anglickom *Nature*. Neskôr sa ukázalo aj to, že 3. proces, ktorý Meitnerová považovala za najreálnejší, je aj pravdivý: izotop U 239, vznikajúci zachytením neutrónu, sa rozpadá vyžiarení častice beta, a tak vzniká nový prvok s atómovým číslom 93. Keby ho boli schopní objaviť v čase experimentov, boli by zistili, že chemickými vlastnosťami patrí medzi vzácne zeminy a po objave roku 1940 dostal názov neptúnium (Np). Neobjavili ho, pretože mali veľmi slabé neutrónové zdroje.

Po objave sa mnohým ľuďom mohlo zdať, že štiepenie U dokázali chemici a že fyzici tento fenomén iba vysvetlili. Ale Hahnovi bolo jasné (aj keď to, ako vyplýva z historických prameňov, oficiálne nikdy nepriznal), aký veľký význam mal vedecký vklad Meitnerovej. V danej politickej situácii to priznať nemohol, pretože by sa odhalili kontakty s Meitnerovou po jej emigrácii. Po explózii prvých atómových bômb sa Hahn stal slávnym a v povojnovom Nemecku bol jednou z čelných osobností svojej generácie.

Z historického pohľadu sa zdá, že mužom, ktorý inicioval myšlienku zostrojenia atómovej bomby, bol Otto Frisch. V čase vojny odišiel z Kodane do Londýna a tam – svojou nevinnou detskou tvárou – zrejme rýchlo presvedčil anglických fyzikov, že štiepenie U je základom na vytvorení zbrane nepredstaviteľnej sily. Prečo sa prvé orientačné práce súvisiace s atómovou bombou začali v Anglicku. To, že sa bomba navrhla a technicky realizovala (projekt Manhattan) v USA, bol výsledkom nielen politického taktizovania, ale aj obrovskej technologickej a finančnej presily USA. Lise Meitnerová dostala roku 1943 ponuku zúčastniť sa na tomto projekte, ale odmietla ju.

Po druhej svetovej vojne a začiatku „studenej vojny“ bolo pre veľmoci prvoradé vybudovať odstrašujúci nukleárny potenciál. USA a Sovietsky zväz, donedávna spojenci, no vtedy už zásadní politickí rivali rozdelení železnou oponou, začali vo veľkom tvoriť technológie na obohacovanie prírodného U o izotop 235 a jadrové reaktory na výrobu syntetizovaných prvkov, ktoré sa ukázali ako ešte lepší štiepny materiál, ako je prírodný U – napríklad izotop Pn 239.

Fakty, ktoré vyšli najavo až začiatkom 90. rokov, sú mimoriadne znepokojujúce, ba v mnohých prípadoch až šokujúce, hlavne v USA, kde sa táto výroba pred verejnou prísnou utajovala. Niektoré oblasti sú silne rádioaktívne zamorené a sú ťažko riešiteľným problémom, ktorý sa môže skončiť fatálnym zamorením pôdy, podzemných a povrchových vôd na obrovskej ploche. Preto sa nemožno čudovať, že sú aj extrémne názory, podľa ktorých treba jadrovú

energiu z používaných technológií úplne vylúčiť. Výbuch černobyľského reaktora roku 1986, pokladaný za doteraz najväčšiu technologickú katastrofu v dejinách ľudstva, tento názor iba pritvrdil. Diskusia postavená na protikladných náhľadoch technokratov a environmentalistov (často poznačená lobizmom a príliš silnými emóciami) síce môže vyvolať, resp. ovplyvniť zmenu myslenia o zabezpečovaní energetických zdrojov v budúcnosti, ale sanácia atómových hlávíc a jestvujúceho aj budúceho rádioaktívneho odpadu je už dnes naliehavým problémom. Aj keď sa mnoho štátov muselo rozhodnúť, ako sa s tým vyrovnáť, náhľady na túto problematiku, finančne veľmi náročné, s nejasnými dôsledkami v budúcnosti, nie sú jednoznačné. Prijímajú sa krátkodobé riešenia, lenže tie sa už v blízkej budúcnosti môžu ukázať aj ako krátkozraké.

V takej závažnej otázke je mnoho vecí nejasných, a to počnúc lokalizáciou skladov s rádioaktívnym odpadom, jeho spracovaním do definitívnej chemickej formy, resp. či separovať rádiogénne nuklidy na rozličné druhy odpadu, ku ktorým by sa dalo z finančného a bezpečnostného hľadiska pristupovať rozdielne alebo nie. Známe sú staršie radikálne názory (dnes vyvolávajú úsmev), že zemské teleso treba zbaviť týchto látok a vystreliť ich raketami tak, aby definitívne skončili na Slnku, čo je z technického, finančného, a napokon aj bezpečnostného hľadiska nerealizovateľné. Odpadu je na taký druh riešenia príliš veľa a pribúda. Napríklad len v jadrových elektrárnach v Spojených štátoch je cca 40 000 t rádioaktívneho odpadu a každoročne pribúda 2000 t. Pritom podľa vyjadrenia Ministerstva energie sa jadrové elektrárne v USA v septembri 1998 zúčastňovali na spotrebovanom množstve elektrickej energie iba skromne (8,4 %). Ďalšou – tiež už historickou – bola myšlienka sypať odpad do mora v miestach zanikania oceánskej kôry, v subdukčných zónach, čím by sa raz kontajnery s odpadom a morskými sedimentmi dostali do zemského plášťa. Neprijala sa, lebo ide o tektonicky nepredvídateľné lokality a proces, s ktorým sa rátalo, príliš pomaly. V súčasnosti je tendencia stavať úložiská na kontinentoch. Lokalizujú sa do tektonicky stabilných oblastí (malá pravdepodobnosť krehkej deformácie hornín) s minimálnymi priesakmi povrchovej vody (zrážok) a pritom vysoko nad hladinou podzemnej vody. Tým by sa mal vylúčiť jeden z najnebezpečnejších faktorov možného negatívneho vplyvu na zdravie a bezpečnosť populácie žijúcej v okolí – kontakt vody s rádioaktívnym odpadom, ktorý spôsobuje rýchlu difúziu rádioaktívnych prvkov do životného prostredia. Vláda USA sa napr. rozhodla vybudovať takýto jadrový cintorín v pohorí Yucca v Nevade. Projekt už stál niekoľko miliárd USD a dnes sa vie, že problémy nevyrieši, a tak je silne kritizovaný. Počíta s uložením vyše 70 000 t odpadu, no ukazuje sa, že kapacitou nebude stačiť na požiadavky v budúcnosti. Sú aj iné názory na to, v akej chemickej forme má byť odpad pripravený na definitívne uloženie. Pripomíame si, že súčasný rádioaktívny odpad pochádza z dvoch hlavných zdrojov – z komerčných jadrových elektrární a zo zariadení na výrobu Pn na vojenské účely a sú z hľadiska nárokov na ich definitívne uloženie odlišné. Vojenský odpad je po chemickom spracovaní prakticky zbavený U a Pn, a teda predstavuje iba produkty po štiepení s kratším polčasom rozpadu, ale civilný odpad je zmesou U, Pn a štiepných produktov. Rozdiely v chemickom zložení spôsobujú, že sa rádioaktivita vojenského odpadu znižuje rýchlejšie. Na začiatku prevláda rádioaktivita z rozpadu izotopov Cs 137 a Sr 90, pretože majú krátky polčas rozpadu (okolo 30 rokov), čiže za 300 rokov ich rádioaktivita poklesne prakticky na nulu. Obidva druhy odpadu sa pred definitívnym uložením prevedú do rozličnej fyzikálnej formy. Civilný odpad, v ktorom dominuje U, sa premení na keramickú formu UO_2 a obalí do zliatiny zo Zr. Odpad z Hanfordu (továreň, ktorá od roku 1944 vyrobila celý jadrový – plutóniový – potenciál USA) sa spracuje tak, že sa vysokorádioaktívny odpad odseparuje a zataví do skla. Odhaduje sa, že sa z celkového množstva

odpadu vyrobí 10 000 až 60 000 klad dlhých 3 m s priemerom 0,7 m. Jedným z argumentov v prospech takéhoto postoja je, že v takejto forme nie je Pn separovateľné, a teda ho nemožno zneužiť. Továreň na takúto výrobu pri plánovanej produkcii vyrobí denne valec rádioaktívneho skla s hmotnosťou 20 kg v astronomickej cene 1,4 milióna USD. Oponenti takejto metódy tvrdia, že ide o extrémne drahú devastáciu štiepneho materiálu, ktorý je už takmer hotovým palivom do jadrových reaktorov novej generácie. Ale úsilie stavať rýchle (množiacie) reaktory sa neprejavuje, aj keď sa nehovorí o tom, že v prípade havárie takého reaktora by katastrofa v Černobyli vyzerala ako drobný incident. Rádioaktívny sklad v pohorí Yucca bude obsahovať toľko jadrového paliva, že by pri dnešnej spotrebe elektrického prúdu v USA vystačilo na 200 rokov. Budúce náklady na stavbu, prevádzku, monitoring, transport odpadu a iné drobné výdavky až do definitívneho zapečatenia úložiska (rok 2116) sa pri dnešných cenách odhadujú na 37 miliárd USD. Na porovnanie uvádzame projekt APOLLO (prvú ľudia na Mesiaci), naplánovaný a realizovaný v rokoch 1961–1972, stál 40 miliárd USD.

V ostatnom čase odborníci navrhujú lacnejšiu a ľahšiu cestu na zvládnutie tejto problematiky. Ako definitívne úložisko rádioaktívneho odpadu navrhujú oceánske dno abysálnych rovín. Tieto tektonicky stabilné oblasti s veľkou rozlohou pokrýva hrubá vrstva ílu. Navrhuje sa tam vyhlbiť niekoľko stometrové vrtvy do dna. Po ich zapažení sa tam majú na seba ukladať kanistre s odpadom izolované od seba bahnom. Posledný kanister sa má umiestniť niekoľko desiatok metrov od povrchu. Technológia takýchto vrtov je overená v rámci projektov ODP, DSDP. V prípade potreby sa takéto vrtvy dajú vďaka GPS nájsť s centimetrovou presnosťou, odpečatíť a ich obsah vytiahnuť. Argumentuje sa, že íl je výbornou horninou na izoláciu prípadnej difúzie rádioaktívnych látok do prostredia. Po 1000 rokoch, keď sa kanistre s odpadom začnú rozpadávať, bude trvať ďalších 24 000 rokov (zhruba polčas rozpadu Pn 239), kým sa rádioaktívne prvky rozptýlia do vzdialenosti cca 1 m. Či je to naozaj pravda, zatiaľ nevie nik. No treba vyberať experimenty. Aj keď by takýto spôsob uloženia bol pravdepodobne lacnejší, na medzinárodnom fóre narazil na značný odpor. Kvalifikuje sa totiž ako zhadzovanie rádioaktívneho odpadu do mora, čo medzinárodná konvencia zakazuje.

História objavu štiepenia U je názorným príkladom, na to aký dosah môže mať a aké problémy môže vyvolať jediná vedecká teória vytvorená za malým laboratórnym stolom. Aj keď klady a zápory jadrovej energie možno posudzovať mnohokrato, je očividné, že rádioaktívny odpad je nesporne neblahým dedičstvom súčasnej aj budúcich generácií. Ak by sa však podarilo dostať rádioaktívny odpad pod úplnú kontrolu za rozumnú cenu, jeden z hlavných protiargumentov by stratil opodstatnenie. Veď aj výroba energie spaľovaním fosílnych palív – aj vodné elektrárne – má dôsledky v globálnom meradle. Dnes sa vedci, politici aj filozofi čoraz častejšie so zdvihnutým prstom pýtajú na hodnotu toho, čo súčasnosť zanechá budúcim generáciám. A pred dverami blízkej budúcnosti stoja už pripravené nové technológie, ktorých dosah ťažko predvídať. To sú historicky sa opakujúce variácie na ten istý problém. Pokrok prináša aj problémy, ale štáty nemôžu ignorovať vedecké poznatky a ich využívanie, lebo by sa v zápatí dostali na vedľajšiu koľaj vývoja s okamžitými ekonomickými a politickými dôsledkami. Problémom ľudstva nie je jeho invencia, lež narábanie s ňou. Využívanie stále zložitejších prírodných zákonov prináša i väčšiu náchylnosť na arteficiálne katastrofy. Aby sa dalo takému vývoju predísť, bude ľudstvo musieť zmeniť vlastné myslenie, pretože všetky problémy ťažiace súčasnú civilizáciu nemožno vyriešiť tým istým prístupom, ktorý ich spôsobil.

S použitím zahraničných prameňov napísal J. Král

Environmentálna geológia – nový odbor geologických vied

MIROSLAV HRAŠNA

Súčasný trendy v geovedách a úlohy geológie

V ostatnom období je v prírodných vedách pozorovateľná tendencia po ich zblížovaní. Na jednej strane to vychodí z doterajšieho vývoja, v ktorom prevládala skôr ich diferenciácia, pri ktorej sa intenzívne rozširovali a prehľbovali poznatky o čiastkových prírodných objektoch (litosfére, biosfére, pedosfére atď.), na druhej strane z narastania problémov pri tvorbe a ochrane životného prostredia a s tým späté potreby poznatky o prírode syntetizovať. Výsledkom takéhoto vývoja je aj vznik nových pojmov, resp. obohatenie starých pojmov o nové znaky, a nových termínov. K termínom, ako je životné, krajinné a geologické prostredie pribudli ďalšie, napr. geopotenciály, geobariéry, geohazardy, ekogeologické javy a i.

Uvedenému trendu v praxi zodpovedá i súčasné presmerovanie veľkej časti geologických prác z hľadania zdrojov nerastných surovín a podkladov pre rozsiahlu výstavbu do oblasti tvorby a ochrany životného prostredia vrátane ekológie. Typickým príkladom toho sú úlohy zamerané na sanáciu dôsledkov ťažby, úpravy a zužitkovania nerastných surovín (acidifikácia, úpravne rúd, elektrárenského odkaliská a i.) alebo na environmentálne problémy späté s výstavbou veľkých inžinierskych diel, ovplyvňujúcich podzemné vody, mikroklima, biotu i stabilitu územia (vodné diela, elektrárne, skládky odpadu a i.).

Tento trend v ostatnom čase podporuje aj prijímanie environmentálne orientovaných zákonov, ako je napr. zákon o životnom prostredí, zákon o ochrane prírody a krajiny, zákon o posudzovaní vplyvov na životné prostredie atď.

Problematika tvorby a ochrany životného prostredia v súčasnosti prekračuje rámec čisto ekologických otázok, teda vzájomných vzťahov bioty a okolitého prostredia, a zahŕňa i problematiku zaisťovania trvalo udržateľného rozvoja spoločnosti, s čím súvisia i otázky racionálneho využívania krajinného a geologického prostredia. V systéme vied o Zemi patrí v problematike racionálneho využívania prostredia do kompetencie geológie:

- starostlivosť o prírodné zdroje litosféry (geopotenciály), najmä nerastné suroviny, pôdny substrát, základová pôda, podzemné vody, geotermálne a liečivé zdroje, ako aj geologickou stavbou a reliéfom územia podmienený poznávací, zdravotnícky, rekreačný, estetický a iný potenciál územia;

- ochrana prostredia i spoločnosti pred prírodnými a antropogénnymi geologickými procesmi ohrozujúcimi krajinné prostredie, technosféru i človeka, ako sú zemetrasenia, zosuvy, poklesy územia, erózia, sufózia, prirodzená rádioaktivita, radónová emanácia, emisia plynov a pod. (geobariéry, resp. geohazardy), ale aj ochrana pred dôsledkami využívania geopotenciálov, ktoré môžu takéto procesy vyvolať (ťažba nerastných surovín, výstavba a pod.);

- ochrana geologického prostredia pred znečisťovaním lokálnymi aj globálnymi zdrojmi znečisťovania, ako sú skládky odpadu, poľnohospodárska a živočíšna výroba, chemické prevádzky a rafinérie, znečistené zrážky, povrchové vody a i. (ekogeologické javy).

V rámci starostlivosti o uvedené okruhy javov je nevyhnutné inventarizovať ich, monitorovať, prognózovať, navrhovať ich exploatáciu, sanáciu a prevenciu (obr. 1). To si vyžaduje štúdiu a prenikanie do podstaty jednotlivých javov, ako aj do ich interakcie s inými javmi. Pritom sa nemožno zaobísť bez interdisciplinárneho prístupu, a to nielen v rámci geologických, ale aj ostatných prírodných, technických a socioekonomických vied.

Z uvedeného vyplýva nevyhnutnosť spolupráce geologických odborov pri plnení väčšiny úloh spätých s racionálnym využívaním a ochranou prostredia. Spolupráca musí byť špecializovaná, účelová a koordinovaná a musia ju viesť odborníci s potrebným rozhľadom v celej problematike. Vychovať ich je úlohou nového vedného odboru a študijného zamerania – environmentálnej geológie.

Z doterajších úvah rezultujú tieto závery:

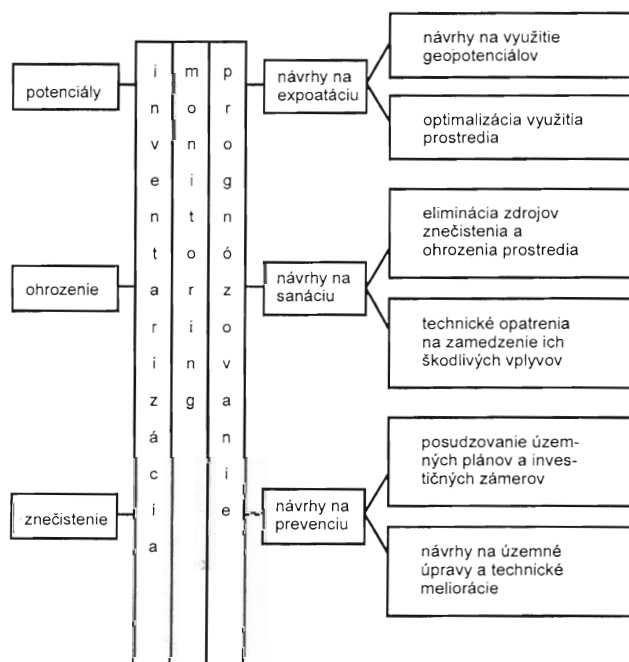
- Vedy o zemi sú podľa objektu svojho štúdia v podstate environmentálnej povahy, čo sa už začína prejavovať v ich teoretickom zameraní aj v praktických výstupoch.

- Geológia už nesleduje iba využívanie prírodných zdrojov, ale stáva sa jedným z hlavných posudzovateľov nepriaznivých vplyvov ľudskej činnosti na prostredie, vedným odborom, ktorý nie iba zisťuje potrebné údaje, ale aj navrhuje riešenie problémov tvorby a ochrany životného prostredia.

- Novému trendu sa do značnej miery začína prispôbovať smer výskumu aj výučby v geologických odboroch a súčasne sa začína rozvíjať aj interdisciplinárny prístup pri riešení úloh a pri výchove odborníkov. Takýto cieľ sleduje práve environmentálna geológia.

Vznik environmentálnej geológie a jej poslanie

Environmentálna geológia je veľmi mladý vedný odbor. Začala sa rozvíjať, resp. začalo sa o nej hovoriť až v posledných troch desaťročiach, aj keď jej metodické postupy a aplikácie sú staršie. Spočiatku sa totiž rozvíjala v rámci iných vedných odborov, najmä inžinierskej geológie, hydrogeológie a geochémie, ale aj ako súčasť ďalších, a to nie iba geologických vied, napr. v biológii, predovšetkým v ekológii, ale tiež v geografii, hlavne ako súčasť náuky o krajine.



Obr. 1. Úlohy geológie pri tvorbe a ochrane životného prostredia.

V prvej polovici 20. stor. vznikla na hranici biológie a geografie geoeológia. Ako prvý ju tak roku 1939 pomenoval Troll (in Troll, 1972) a týmto názvom označil komplexné štúdium krajinných celkov z hľadiska priestorovej diferenciácie ich fyzikogeografických zložiek, prvkov a ich vzájomných vzťahov, najmä podmienok existencie bioty. Neskôr sa jej rozsah rozšíril aj na posudzovanie autropogénnych vplyvov na krajinné prostredie.

V súčasnosti väčšina zainteresovaných pokladá geoeológiu za synonymum krajinskej ekológie, ako častí vedcov namietajú, že krajinná ekológia je v podstate synonymom syntetickej (komplexnej) fyzickej geografie, ktorá sa vyznačuje iba geosystémovým (t. j. výsostne geografickým) prístupom k štúdiu krajinných celkov, pričom pre geoeológiu by mal byť dominantný ekosystémový (t. j. ekologický) prístup.

Významný ruský geograf Sočava (1978) naopak považuje za adekvátnejší geografický prístup, pretože kým sa geografia zaujíma o všetky vzťahy pôsobiace v krajinnom systéme, ekológia skúma iba vzťahy medzi organizmami a ich prostredím. Mičian (1983) a podobne aj Řehák (ibid.) pokladajú krajinnú ekológiu (= geoeológiu) za interdisciplinárny vedný odbor, v ktorom treba využívať geosystémový aj ekosystémový prístup, teda komplexný regionálny prístup. Ak sa k tomu pridá aj komplexná problematika ekológie človeka, nielen ako súčasti bioty, ale aj so všetkými problémami rozvoja spoločnosti, s jej nárokmi na využívanie krajinného prostredia i so spätným vplyvom jej činnosti v území na prostredie, potom sa dá geoeológia definovať ako veda o fyzikogeografických podmienkach existencie a rozvoja bioty aj spoločnosti a o spätnom vplyve spoločnosti na prírodné prostredie (skrátene: ako veda systémovo študujúca časti geosféry, tvoriace zložky životného prostredia).

Roku 1962 v nadväznosti na geoeológiu ako prvý použil termín environmentálna geológia Betz (in Betz, 1975). Obsahom sa sprvu do značnej miery prekrývala s geoeológiou, ale neskôr sa ustálila na štúdiu vzťahov geologického prostredia, biosféry a ľudskej spoločnosti, t. j. ekologických, resp. environmentálnych aspektov geologického prostredia a spätného vplyvu činnosti človeka na geologické prostredie. Kým hlavným objektom štúdia geoeológie sú príslušné časti všetkých geosfér, environmentálna geológia študuje najmä príslušnú časť litosféry, t. j. geologické prostredie. Jej výstupy sú využiteľné jednak priamo praxi (územné plánovanie, projektovanie, environmentálne plánovanie), jednak sú vstupnou informáciou pre geoeológiu, ktorá sa zaoberá interakciami a ekologickými, resp. environmentálnymi otázkami všetkých geosfér.

Syntézu environmentálnych aspektov geologických vied na rozličné účely využívania krajinného prostredia i územné plánovanie obstarávala najmä inžinierska geológia a využívala pritom poznatky rôznych geologických odborov. Avšak komplexné plnenie takýchto úloh je obsahom i poslaním environmentálnej geológie, ktorá sa začína formovať ako samostatný odbor geologických vied.

Miesto environmentálnej geológie v systéme vied a úlohy environmentálneho geológa

Environmentálna geológia má interdisciplinárne postavenie, a to tak v systéme geologických vied, ako aj miestom na rozhraní geológie, ekológie, technických a socioekonomických vied. Analyzuje a hodnotí všetky environmentálne javy geologického prostredia, pričom vychádza najmä z jeho hodnotenia z hľadiska inžinierskej geológie, hydrogeológie, ložiskovej geológie, geochemie a geofyziky a, prirodzene, zužitkúva aj poznatky zo všeobecnej geológie, tektoniky, mineralógie, petrológie a pod. Poznatky z technických vied, najmä geotechniky, využíva pri hodnotení interakcie inžinierskych zásahov s geologickým prostredím, pri navrhovaní jeho racionálneho využívania, ochrany pred dôsledkami takýchto zásahov, ako aj pri návrhoch na ochranu životného prostredia pred škodlivými geodynamickými javmi a znečistením.

Z uvedeného je zrejmé, že environmentálny geológ musí pracovať systémovo, hodnotiť všetky zložky prostredia a ich vzájomné vzťahy, súčasne musí predvídať prípadné dôsledky prirodzeného vývoja i potenciálnych zmien, ktoré môžu v geologickom prostredí nastať v dôsledku zásahov človeka. Na základe takéhoto hodnotenia potom navrhuje racionálne spôsoby využívania geologického a krajinného prostredia alebo spôsoby jeho ochrany pred neželateľnými prírodnými či antropogénnymi geodynamickými javmi. Podľa povahy a hĺbky problematiky rieši problémy sám, v spolupráci s inými odborníkmi (špecialistami v danej problematike) alebo ich na riešenie zveruje špecializovaným organizáciám.

Environmentálny geológ má v geológii podobné postavenie ako praktický lekár v medicíne. Aj ten musí vedieť niečo o všetkom z lekárskeho odboru (čosi o internom lekárstve, niečo o pediatrii, chirurgii atď.), ako aj to, kedy na liečenie stačí sám a kedy má poslať pacienta k špecialistovi. Environmentálneho geológa by bolo možno prístupom zaradiť medzi lepších lekárov, ktorí sa o zdravie populácie starajú najmä prevenciou.

Environmentálna geochemia na prahu 21. storočia

MILOSLAV KHUN a ONDŘEJ ĎURŽA

Distribúcia prvkov vo sférach Zeme nie je náhodná, ale kontrolovaná fyzikálnochemickými podmienkami a parametrami, ktoré sa postupne spoznávajú prostredníctvom progresívne sa rozvíjajúcej vednej disciplíny – geochemie. V porovnaní s ostatnými prírodnými vedami je geochemia pomerne mladý vedný odbor a jej rýchly vývoj v relatívne krátkom čase veľmi názorne dokumentuje vznik a rozvoj moderných vedných disciplín. Meno tejto vednej disciplíny dal roku 1838 švajčiarsky chemik, objaviteľ ozónu a vynálezca nitrocelulózy C. F. Schönbein.

Rozsiahla kontaminácia prírodného prostredia lokálneho, regionálneho až globálneho rozsahu vyvolala potrebu študovať zmenený kolobeh environmentálne významných prvkov a to viedlo k vzniku

a rozvoju novej vednej disciplíny – environmentálnej geochemie, ktorá sa dynamicky rozvíja na rozmedzí geologických, chemických, biologických, lekárskeho, agroveterinárnych a technických vied.

Geochemický environmentálny výskum je zameraný na zisťovanie rozmiestnenia obsahu sledovaného súboru chemických prvkov a ich pohyb v danom území, ako aj foriem ich výskytu – rozpustnosť, mocnosť, väzby v prírodnom prostredí, pH prostredie, interakciu prvkov a zlúčenín navzájom a s prírodným prostredím, ktorá je schopná zosilniť alebo oslabiť pôsobenie jednotlivých prvkov atď., čo je pri ekologických úvahách mimoriadne dôležité a na čo sa pri environmentálnom výskume často zabúda. Napr. ak sa Be, jeden z veľmi toxických prvkov, vyskytuje v nerozpustných zlúčeninách,

je biologicky neškodný, a to bez ohľadu na celkový obsah. Biotoxicitu prvku silno ovplyvňuje aj mocnosť. Podstatný rozdiel je napr. medzi pôsobením trojmocného a päťmocného As, šesťmocného a trojmocného Cr a ďalších polyvalentných prvkov.

Z geochemického hľadiska je životné prostredie a jeho zložky – atmosféra, hydrosféra, oživená vrstva litosféry a biologická hmota – komplexom rozličných foriem chemických látok, ktoré sú v ich rámci, resp. medzi nimi transportované a chemicky sa menia. Chemické zloženie biosféry je výsledkom dlhého vývoja chemických interakcií medzi živými a neživými súčasťami. Medzi živé zložky biosféry patrí aj človek, ktorého aktivita v rastúcej miere ovplyvňuje všetky procesy v nej, vrátane geochemických.

Geochemia životného prostredia zahŕňa štúdium prírodných fyzikálnochemických a biochemických vlastností spodnej časti atmosféry (troposféry), hydrosféry a najvrchnejšej časti litosféry, štúdium fyzikálnochemických a biochemických prírodných aj antropogénne podmienených procesov, ktoré v týchto sférach prebiehajú, teda komplex interakcií v systéme hornina – pôda – voda – vzduch – život. Skúma primárne a sekundárne faktory vplyvajúce na zdroje, disperziu a distribúciu prvkov v prostredí, ich prepojenie do potravného reťazca vrátane jeho najdôležitejšieho článku – vody a s tým spätý potenciálne negatívny vplyv na rastliny, živočíchy a človeka. Jedným z najdôležitejších vstupných údajov je tzv. environmentálne významný obsah (koncentrácia) prvku. Týmto termínom sa označuje taký obsah prvkov, látok a zložiek, ktorý indikuje znečistenie životného prostredia, a to antropogénneho aj geogénneho pôvodu, a môže negatívne vplývať na prírodný ekosystém (Bodiš et al., 1998). Jeho indikačné hodnoty sú dané environmentálnymi štandardami, normami, kritikou, resp. maximálnou koncentráciou udávanou pri jednotlivých abiotických médiách životného prostredia, ako aj stanovené experimentálnym štúdiom, resp. štatistickou analýzou a modelovaním.

Environmentálna geochemia sa nezaobrá geovednými témami v užšom slova zmysle, ale je odkázaná na úzku spoluprácu s príbuznými a v niektorých prípadoch aj so zdanlivo vzdialenejšími disciplínami. Napríklad v rámci biologických vied nie je v popredí jej záujmu organizmus a jeho spoločnosť, lež jeho životný priestor, ovplyvnený prírodnými (prírodnými) a antropogénne podmienenými procesmi.

Z takéhoto pohľadu sú v tomto príspevku načrtnuté isté aktuálne otázky, ktoré geochemia životného prostredia v jednotlivých geosférach rieši.

Litosféra a pedosféra

V súvislosti s výskumom životného prostredia má litosféra z geochemického hľadiska význam najmä ako zdroj nerastných surovín, ktorých chemické zloženie mnohako vplyva na ďalšie časti prostredia. Najznámejším príkladom je ťažba uhlia. Pri jeho spracúvaní sa do atmosféry ročne dostáva okolo 10^{17} g CO_2 , 10^{14} g SO_2 a veľké množstvo stopových prvkov, vrátane toxických. Treba si uvedomiť, že ložiská nerastných surovín sú geochemickými anomáliami, ktoré sa od priemerného zloženia zemskej kôry podstatne odlišujú a ich ťažba je významným geochemickým procesom, ktorý je začiatkom migračných procesov. Pri ťažbe a úprave rúd sa geochemický výskum nezameriava len na látkové zloženie a formy vystupovania chemických prvkov v surovinách, ale využíva i štúdium izotopov, ktorým možno odhaliť pôvod niektorých škodlivín podľa zastúpenia izotopov v emisiách, teda zisťuje geochemickú migráciu určitého prvku.

Ukladanie tekutého a pevného odpadu je z geochemického hľadiska rýchlou akumuláciou cudzorodej hmoty v litosfére, ktorá pomaly reaguje s prírodným okolím. Reakciu zvyčajne sprostredkúva voda, ktorá cudzorodé látky rozptýľuje do okolia. Geochemia jednak môže definovať rozšírenie znečistenia analýzou prírodných materiálov,

najmä vody a pôdy, jednak môže odvodiť, aké geochemické procesy môžu priaznivo či nepriaznivo pôsobiť na rozšírenie znečistenia. V súčasnosti sa geochemia využíva i pri zisťovaní vplyvu skládok na kvalitu podzemnej vody.

Geochemický výskum vzniku a degradácie pôdy sa zameriava hlavne na vysvetľovanie vplyvu minerálneho a chemického zloženia pôdy, klímy, zloženia a hydrodynamiky vody, ako aj poľnohospodárskej činnosti na rýchlosť súčasných a budúcich geochemických procesov. Geochemické riešenie vyžaduje aj poľnohospodárska drenáž. Ide pri nej o vzťahy medzi pôdou, živinami, biomasou a vodou, ktoré významne závisia od geochemických parametrov, ako je napr. zloženie materských hornín, pH drénujúcej vody a pod.

Prehľad, ktorý sa vo svete robí od roku 1960, ukazuje, že pôda v mnohých častiach sveta – najmä v mestských a priemyselných oblastiach – obsahuje nerovnakú vysokú koncentráciu ťažkých kovov (Alloway, ed., 1990). Hoci v mnohých prípadoch nie je taká vysoká, aby sa pokladala za akútne toxické nebezpečenstvo, zvýšená koncentrácia v potravnom reťazci môže mať významné zdravotné následky na dlhý čas. Ide najmä o kovy akumulujúce sa v ľudskom tele, napr. Cd, Pb a Hg. Sú správy o úmrtiach a chorobách z otravy Cd a Hg a bežným sa stáva aj zvýšenie úrovne Pb v krvi dojčiat.

Takéto zistenia stimulujú súhrnné geochemické štúdium známych alebo podozrivých oblastí znečistenia, ďalšie sledovanie geochemického správania sa ťažkých kovov (najmä ich migrácie, väzby, a tým prístupnosť pre rastliny), ako aj zavádzanie nových, netradičných metód štúdia ťažkých kovov (Đuržić et al., 1996).

Atmosféra

Termínom geochemia atmosféry sa zvyčajne označuje geochemia spodnej, najhustejšej a najťažšej jej časti – troposféry. Geochemickým štúdiom sa v nej sleduje celková chemická bilancia v atmosfére a prirodzená schopnosť atmosféry tlmiť umelé zásahy do jej chemického zloženia. Systematicky sa sledujú stopové prímеси, najmä plyné zlúčeniny C, S, N a halogénov. Veľká pozornosť sa venuje atmosférickej S (najmä vo forme SO_2), ktorá je prevažne antropogénneho pôvodu, podobne ako Pb, viažucemu sa na atmosférický aerosól z výfukových plynov automobilov. Doteraz je známy škodlivý účinok zmien chemického zloženia atmosféry iba v prípadoch, ak ide o rýchle a intenzívne zvýšenie toxických látok, ale nevie sa, či stopový rast pôsobiaci dlho môže mať chronický účinok na organizmy. Nevylučuje sa ani genetické poškodenie s mimoriadne nepriaznivými dôsledkami. Do takéhoto výskumu sa mohla geochemia zapojiť najmä vďaka rozvoju moderných citlivých analytických metód.

Vyššie vrstvy atmosféry nateraz človek významne kontaminovať nemôže. Pretože tieto vrstvy majú význam pri absorpcii slnečného a kozmického žiarenia a vplyvajú na radiačnú bilanciú Zeme, geochemici sledujú prenos chemických látok do stratosféry a to najmä v súvislosti s úvahami o možnej redukcii ozónovej vrstvy.

Hydrosféra

Hydrosféra sa v životnom prostredí prejavuje vo forme atmosférických zrážok, povrchových tokov, nádrží, oceánov a podzemných vôd vyvierajúcich na povrchu. Prírodná voda prechádza všetkými týmito formami a mení svoje fyzikálnochemické vlastnosti. Procesy prebiehajúce pri týchto zmenách sú jednak prirodzené, napr. rozpúšťanie, oxidácia a hydrolýza minerálov, adsorpcia na suspenzie ílových minerálov, fotosyntéza, a jednak umelé, napr. znečisťovanie odpadovou priemyslovou vodou. Z geochemických procesov ovplyvňujúcich zloženie hydrosféry v životnom prostredí, ktoré uvádza Pačes (1972), možno spomenúť napr. rozpúšťanie atmosférického CO_2 vo vode, oxidáciu sulfidických minerálov, najmä pyritu, rast obsahu

síranov a pH podzemnej vody, sorpciu kovov z vodného roztoku na povrchy pevných látok v riekach atď. Aktuálnou otázkou geochemickej podstaty je eutrofizácia jazier a vodných nádrží, ktorú vyvoláva vyšší prínos N a P z poľnohospodárskych oblastí alebo z území, kde sa vyrúbali lesy. Eutrofizácia je v podstate zásobenie vodných nádrží nadmerným množstvom živín, teda porušenie dynamickej rovnováhy. Nadmerná eutrofizácia spôsobuje bujnenie rias a potom ich rozklad, ktorým sa odčerpáva O potrebný pre všetky vyššie formy života. Ďalším významným faktorom pri charakteristike životného prostredia je štúdium geochemie rádioaktívnych prvkov vo vode.

Biosféra

Výsledky geochemického výskumu naznačujú, že fyzikálnochemický stav geosféry sa od prvohôr v zásade nezmenil, čiže chemické zloženie hornín, pôdy, morí, kontinentálnych vôd a atmosféry je dnes v podstate rovnaké ako asi pred 570 miliónmi rokov. Táto stabilita – pravdepodobne podmienka vývoja a uchovania života v tej forme, ako ho poznáme – je daná geochemickými procesmi udržiavajúcimi rovnováhu v rozličných častiach biosféry. Veľmi dôležitým parametrom stabilizačných procesov je ich rýchlosť. Tie časti biosféry, v ktorých sú geochemické procesy podmieňujúce vznik určitej látky rýchlejšie ako procesy, ktoré ju ničia, sa označujú ako zdroje tejto látky. Časti biosféry, kde je rýchlejšia deštrukcia látok ako ich tvorba, sa označujú ako prepad. Človek, ktorý produkuje a zavádza do prostredia mnohé nové látky, je z geochemického hľadiska ich zdrojom.

Zloženie živej a odumretej hmoty organizmov skúma geochemia v súvislosti s interakciou biomasy a okolitého prostredia. Chemické zloženie niektorých orgánov rastlín a živočíchov slúži ako bioindikátor znečistenia a kvality životného prostredia. Chemické zloženie organizmov je do istej miery odrazom vonkajšieho geochemického prostredia. Prijímanie prvkov a látok z prostredia závisí nielen od povahy organizmu, ale často najmä od obsahu prvku a celkového charakteru prostredia, t. j. od podmienok panujúcich v geochemickom prostredí. Toto prostredie nebýva rovnorodé, ale stopové prvky rovnako ako mikroprvky sú v rozličných oblastiach rozšírené nerovnomerne. Závisí to od geologickej histórie oblasti, osobitostí chemického zloženia hornín, špecifických črt pôdotvorného procesu a od chemickej povahy vody. Výsledkom sú potom oblasti, ktoré sa od „normálu“ odlišujú zvýšeným alebo nižším obsahom niektorého prvku, resp. prvkov. Prírodné prostredie je dnes vo väčšej časti zemského povrchu v značnej miere a v niektorých prípadoch úplne zatlačené do pozadia. Pre ostatné desaťročia je charakteristický nástup umelého prostredia vytváraného intenzívnou činnosťou človeka, čiže pre dnešné životné prostredie je príznačné všeobecné narušenie geochemickej rovnováhy. Tým sa narušila dlhodobá vytváraná rovnováha medzi prostredím a organizmami a v dôsledku toho aj ekologická rovnováha medzi mnohými zástupcami fauny a flóry, zahŕňajúca i symbiotické vzťahy medzi človekom a parazitujúcou flórou a faunou jeho vnútorného prostredia. Človek – a s ním všetky organizmy bez výnimky – je stále viac vystavovaný pôsobeniu nových nebezpečných neživotných činiteľov, proti ktorým nikdy nemal primerané obranné látky ani dostatok času na ich vytvorenie prirodzenými alebo umelými procesmi.

Mnohé publikované údaje dokazujú, že pre človeka rovnako ako pre všetky živé organizmy má veľký význam isté rozpätie koncentrácie chemických prvkov v prostredí, tzv. ochranný geochemický tieň. Vplyv geochemického prostredia na organizmus človeka sa prejavuje už pred jeho narodením. Mnohé fakty uverejnené v ostatných rokoch naznačujú, že povaha geochemického prostredia do istej miery spolutvorí duševnom a fyzickom stave dospelého človeka už pred jeho narodením. Lekári už dávno zistili, že chorobnosť na rozličné choroby je v rôznych častiach sveta rozdielna. Kombináciou medicíny a geochemie bolo možno vysvetliť značné rozdiely v geografic-

kom rozšírení niektorých chorôb. Mnohé fakty dokazujú, že takéto choroby vyvoláva nedostatok alebo nadbytok rozličných stopových prvkov, ako aj komplexné porušenie rovnováhy životného prostredia. Výskumy tohto smeru umožnili vznik novej špecializácie – medicínskej geochemie (Khun, 1998). Dokonalé poznanie interakcie v smere prostredie – človek – prostredie je základným predpokladom na vyriešenie radu úloh súčasnej geomedicíny.

Technosféra

Mrňa (1993) za jeden z hlavných smerov geochemie životného prostredia pokladá i geochemiu technogénnych procesov, ktorá zahŕňa výskum ich vplyvu na prírodné prostredie (prevencia, monitoring, sanácia), geochemickú problematiku zneškodňovania odpadu a hľadanie ciest na ich lepšie využívanie ako druhotných surovín. V tejto oblasti sa v ostatnom čase vyvinula z geochemie nová vedná disciplína – inžinierska geochemia (Kersten a Förstner, 1991). Kým konvenčná geochemia životného prostredia skúma prirodzené procesy distribúcie škodlivých látok, inžinierska geochemia ich využíva na vytváranie technických konceptov umožňujúcich obmedziť, resp. úplne vylúčiť rozširovanie škodlivín. Takáto stratégia je väčšinou založená na fyzikálnych alebo biochemických princípoch a ich využitie v technike ochrany životného prostredia je hlavnou úlohou inžinierskej geochemie.

Geochemický výskum sa vo vzťahu k environmentálnej geochemii začal využívať na sklonku 50., intenzívne v 60. rokoch a orientoval sa na aplikáciu geochemického pozadia a jeho potenciálne vplyvy v poľnohospodárstve, vzťahu k biote, zdraviu človeka a pod.

V bývalom Česko-Slovensku bola geochemia takmer výlučne zameraná na geochemiu endogénnych procesov, na vyhľadávanie nerastných surovín, t. j. prospekčnú geochemiu, sčasti na hydrogeochemiu a iba neskôr na ochranu životného prostredia. Priekopníckou prácou o využívaní geochemie pri riešení environmentálnych úloh bola publikácia Mecháčka a Veselského (1972), ktorí sa venovali migrácii prvkov v zóne zvetrávania a s tým súvisiacej otázke geochemie životného prostredia. Prehľad vývoja environmentálnej geochemie na Slovensku je v práci Bodiša et al. (1998). Významným medzníkom boli 90. roky, keď sa začalo rozsiahle geochemické mapovanie Slovenska (Vrana, 1992). Vytvorili sa reprodukovateľné bázy dát chemického zloženia prírodnej vody, riečnych sedimentov, hornín, pôdy, prírodnej rádioaktivity a lesnej biomasy. Neskôr sa táto база účelovo dopĺňala o údaje získavané rovnakými metodickými postupmi v súboroch máp geofaktorov životného prostredia.

Environmentálna geochemia na prahu 21. storočia sa zameriava najmä na:

- medicínsku geochemiu, napr. v regióne Žiarska kotlina (Khun et al., 1997) a rozpracované sú aj projekty pre oblasť Spišsko-gemerského rudohoria (Rapant et al., 1998),
- hodnotenie kritickej záťaže a jej prekračovanie (Bodiš et al., 1995),
- hodnotenie chemických „časových bômb“ (Rapant a Bodiš, 1995),
- sledovanie celkovej koncentrácie a foriem výskytu environmentálne významných prvkov (najmä As, Cd, Hg a Pb) pre ich vysokú toxicitu, ako aj sledovanie procesov vedúcich k tvorbe metaloorganických zlúčenín spomenutých prvkov, často významných v potravinovom reťazci (napr. Veselský et al., 1998),
- štúdium biogeochemických procesov ovplyvňujúcich kolobeh a distribúciu prvkov v prírode (kyslá depozícia, eutrofizácia prírodných vôd a pod.; Milička et al., 1994).

Slovenská environmentálna geochemia sa predstavila v rámci I. ročníka seminára s medzinárodnou účasťou Environmentálna geochemia (Ďurža, ed., 1998), ktorý zorganizovala Katedra geochemie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava a oddelenie geochemie životného prostredia GS SR Bratislava 10. decembra 1998 v Bratislave.

O tzv. veľkých doktorátoch (DrSc.)

Politické zmeny v stredoeurópskej Európe prinášajú so sebou aj úpravy, ba dokonca aj nové systémy akademických, vedeckých či vedecko-pedagogických stupňov a príslušných titulov. V tejto poznámke sa sústreďím na vedecké stupne a ich označovanie.

Vyhláškou Ministerstva školstva SR č. 53/1964 Zb., 65/1967 Zb., 302/1990 Zb. a 72/1990 Zb. sa u nás kodifikovali dva stupne vedeckej kvalifikácie: kandidát vied (CSc.) ako prvý, potom philosophiae doctor (PhD.) a stupeň doktor (DrSc.) vied ako druhý a zároveň najvyšší dosiahnuteľný stupeň vedeckej úrovne. Prevažne odrazom spoločenskej (rozumej v prospech KŠČ a jej ideológie) pôsobiacej angažovanosti bolo vymenúvanie členov korešpondentov a členov SAV a ČSAV.

Po spoločenských zmenách v Česko-Slovensku po roku 1989 komisie pre obhajoby doktorských dizertačných prác (ďalej DDP) pokračovali v činnosti, pričom mali aj po 1. januári 1993 „federálnu“ pôsobnosť. Spolupredsedami týchto komisií boli vo výraznej väčšine prípadov dvaja rovnocenní vedci, jeden z ČR a druhý zo SR, a to podľa toho, z ktorého etnika bol uchádzač o titul.

Po roku 1990 veľká časť členov komisií pre obhajobu DDP odišla do dôchodku a abdikovala na funkciu predsedu. Časť – najmä mimopražských členov komisií – sa pre zhoršené komunikačné podmienky na obhajobách DDP mimo republikových centier (Praha a Bratislava) odmietala zúčastňovať. Vôbec nie zanedbateľným bolo aj platenie cestovného, diet členov komisií a honorárov za oponovanie prác a i., a tak sa časť komisií (mimo geológie) stala prakticky nefunkčnou. DDP sa obhajovali pred komisiami vymenovanými ad hoc, čo vyvolávalo ustavičné ťažkosti.

Z uvedených i ďalších príčin bola roku 1997 diskusia o vedeckých kvalifikačných stupňoch a z nej okrem iného vyplývalo, že priznávanie stupňov (vedecký pracovník, samostatný vedecký pracovník, vedúci vedecký pracovník) pri pracovnom a platovom zaradovaní „navonok“ úroveň nositeľa nedokumentovala. Do diskusie zasiahlo aj Predsedníctvo SAV, Rada pre vedu vysokých škôl v SR, Rektorská konferencia, Slovenská komisia pre vedecké hodnoty (ďalej SKHV) a aj niektoré vedecké rady univerzít či fakúlt. Väčšina sa priklonila k myšlienke aj do budúcnosti v SR ponechať dvojstupňový systém vedeckých hodností. V zmysle vyhlášky 31/1997 Zb. je prvým PhD. (philosophiae doctor), uvádzaný pred menom, druhým doktor vied (DrSc.), uvádzaný za menom. Treba uviesť, že dvojstupňový systém je napr. aj vo Francúzsku (docteur de III-me cycle/docteur d'etat), ako aj v niektorých iných štátoch. Takýto systém okrem iného umožňuje aj platovú diferenciáciu, pretože systém „odsúľzených rokov“ vo vede nemôže byť základným kritériom pri priznávaní výšky platu.

Roku 1998 začala SKHV pripravovať novú vyhlášku o vedeckej hodnosti doktora vied a podklady na vymenúvanie nových komisií pre obhajobu DDP v SR. Vyhláška v paragrafovom znení sa už preroková na medzirezortnej úrovni a do letných prázdnin by mohla byť v NR SR.

SKHV stanovila kritériá na vymenúvanie nových komisií pre obhajoby DDP. Medzi najdôležitejšie patria:

- Všetky nové komisie pre obhajobu DDP sú 9-členné a iba dvaja členovia nemusia mať vedeckú hodnosť DrSc. (stačí CSc., resp. PhD.).

- V každej komisií sú dvaja členovia zo zahraničia. Niektoré komisie navrhli za členov významných vedcov z Maďarska, Rakúska, Nemecka a z iných krajín. Z toho vychádza aj nevyhnutnosť predkladať DDP v niektorom zo svetových jazykov, ale aj nebezpečenstvo neúčasti zahraničných členov na obhajobách, a tým aj možná neschopnosť komisie uznať sa.

- Členmi komisií pre obhajobu DDP môžu byť len odborníci pôsobiaci na plný pracovný úväzok vo svojom vednom odbore. Takýchto pracovníkov v geologických vedách je v súčasnosti v SR 13, ale ich zastúpenie v geologických vedných odboroch je veľmi nerovnomerné.

- Členstvo v dvoch komisiách je možné iba výnimočne (nie viac ako traja členovia vo všetkých komisiách).

- SKHV sa dohodla, že by komisie mali členmi plošne pokryť celé územie SR.

- Všetkých členov SKHV budú ex offo vymenúvať predsedovia komisie pre DDP.

- Geologické vedy majú nasledujúce vedné odbory doktorandského štúdia (garantom každého odboru vždy profesor alebo DrSc.):

12-01-9 geológia

12-02-9 hydrogeológia

12-03-9 inžinierska geológia

12-04-9 ložisková geológia, ekonomická geológia

12-05-9 geochemia

12-07-9 mineralógia

12-11-9 aplikovaná geofyzika

12-20-9 paleontológia

12-25-9 petrológia

12-26-9 tektonika

21-21-9 banská geológia a banksý prieskum

- Keďže vedný odbor 21-21-9 banská geológia a banksý prieskum v súčasnosti nemá ani jedného doktora vied a jadrom jeho názvu je substantívum *geológia*, zaradil sa do systému geologických vied.

- Pri kreovaní komisie pre obhajobu DDP v geologických vedách podľa uvedených kritérií a počtu doktorov vied v SR, no najmä podľa ich odborného zamerania (vedecký odbor) prakticky nebolo možno navrhnuť ani dve komisie, resp. dve komisie by sa dali pri povolení výnimiek vytvoriť, ale predsedníctvo SKVH po konzultácii so mnou to odmietlo. Po prediskutovaní možnosti vytvoriť komisie pre obhajobu DDP vo výbere Slovenskej geologickej spoločnosti (ako jedinej profesiovej nepolitickej organizácie) a na zasadnutí Národného geologického komitétu sme navrhli vytvoriť v geologických vedách jednu komisiu. Návrh so zoznamom, odborným profilom, prehľadom publikačnej činnosti v ostatných piatich rokoch všetkých doktorov vied pôsobiacich na plný pracovný úväzok sme predložili SKVH. Na návrh SKVH ministerka školstva SR vymenovala komisie pre obhajoby DDP v SR s pôsobnosťou od 1. novembra 1998.

K uvedenému ešte dodávame:

- Komisie pre obhajoby DDP aj SKVH sa riadia vyhláškami uvedenými v úvode týchto poznámok.

- Komisia v prípade každého uchádzača hodnotí najmä nasledujúce:

- a) Uchádzač o vedeckú hodnosť doktora vied je vyhranenou vedeckou osobnosťou známou doma aj v zahraničí.

- b) Uchádzač vytvoril, resp. sa podstatnou mierou zúčastnil na vytváraní vedeckej školy (reprezentovanej niekoľkými úspešne ukončenými kandidátmi vied alebo PhD.).

- c) Podstatnú (prevažnú) časť práce predloženej komisií obhajoby DDP uchádzač už publikoval.

- d) Pri každom uchádzačovi o obhajobu DDP sa hodnotí plnenie „orientačných kritérií“ komisie SKVH (tie na požiadanie pošle autor tohto článku).

- e) Oponenti DDP sú spravidla štyria, jeden z nich musí byť členom príslušnej komisie, jeden musí byť zo zahraničia (spravidla z ČR) a iba jeden môže byť z pracoviska uchádzača.

- f) Všeobecne sa uznáva, že kolektívne práce pokrývajú problematiku komplexnejšie, ale uchádzač o hodnosť DrSc. musí mať v súbore publikovaných aj niekoľko zásadných prác, ktorých autorom je sám.

Vedecké kvalifikačné stupne sa v rozličnom časovom období získavali v odlišnej spoločenskej atmosfére a v odlišných podmienkach. SR sa usiluje o integráciu do západoeurópskych štruktúr, najmä do EÚ, a preto je aj namieste aj úsilie, aby slovenskí špičkoví vedeckí pracovníci dosahovali porovnateľnú úroveň ako ich partneri v štátoch EÚ. Je mi zároveň jasné, že súčasná ekonomická situácia v SR je na dlhodobý vedecký výskum málo vhodná. V geologických vedách je to podľa odborov diferencované. V ťažkej situácii sú najmä mineralógovia, geochemici a petrológovia, ktorí potrebujú analytické výsledky rozličného druhu (za tie spravidla treba zaplatiť). Ale pre cieľavedomých členov odbornej komunity stále je riešenie: zahraničné granty, spolupráca so zahraničnými inštitúciami, zahraničné pobyty, riešenie metodických otázok a i.

Na celkove kritický postoj väčšiny odbornej komunity ku kritériám získavania vedeckej hodnosti doktora vied, ale aj k samému stupňu vedeckej klasifikácie možno reagovať aj tak, že nie každý vrcholový športovec chce ísť na olympiádu a že iba výnimoční jednotlivci majú ambície získať olympijskú zlatú medailu. Tí takémuto cieľu podriadia svoj životný rytmus a všetku energiu v dlhšom čase, ako je jedno decénium. Nuž čo, pustíte sa do toho?

D. Hovorka

Ohrozené vody Ruska

Západosibírsky artézsky bazén, ktorý zaberá okolo 3,5 miliónov km², je najväčším nížinným územím na svete, ale zároveň – pravdepodobne „vdáka“ trom bývalým nukleárnym továrňam – aj najrádioaktívnejším územím na svete. Smutne známe je bývalá továreň na výrobu Pn v Majaku na južnom Urale, 80 km na S od Čelabinská (1 milión obyvateľov). Povrchové rádioaktívne znečistenie v tejto oblasti prekračuje 100 miliónov Ci.

V rámci dohody z roku 1999 medzi Ministerstvom pre atómovú energiu Ruska a americkým Oddelením pre energiu (DOE) navrhujú vedci spolu s Pacifickým severozápadným národným laboratóriom (PNNL) v Richlande (v štáte Washington) počítačové modely, ktoré majú pomôcť ruským vedcom predpovedať cesty šírenia sa rádioaktívnych materiálov vo zvodenom systéme regiónu. PNNL modeluje aj transport kontaminantov na lokalite Hanford v Richlande, jednom z najväčších území v USA, na ktorom sa odstraňuje jadrové znečistenie.

V projekte sa používajú údaje od ruských vedcov, ktorí monitorovali pohyb znečistenia z Majaka i jeho negatívne účinky na zdravie od začiatku 50. rokov. M. Foley, geológ z PNNL, tvrdí: „To je naozaj jediný prípad takej rozsiahlej kontaminácie, ktorá sa monitorovala počas dlhého obdobia ... Tento výskum je najlepšou príležitosťou zistiť, aká koncentrácia umelých rádionuklidov sa pohybuje v prírodnom prostredí na veľkú vzdialenosť a dlhý čas.“ Modely majú pomôcť výskumníkom pochopiť spôsob, akým rádioaktívny odpad reaguje s horninami pri transporte podzemnou vodou.

Rieka Teča

Pn do jadrových zbraní sa v Majaku vyrábalo od roku 1949 a ruskí vedci v tom čase vypúšťali rádioaktívny odpad priamo do rieky Teča. DOE pomohlo financovať štúdium územia roku 1995, ktoré zorganizovali ruskí, americkí, fínski a rakúski bádatelia pre Inštitút analýzy aplikovaných systémov (IIASA) v Rakúsku. Vypočítali, že sa v rokoch 1949–1956 do Teče uvoľnilo 76 miliónov m³ odpadu s celkovou rádioaktivitou 2,86 miliónov Ci. Odpad preniesol Sr 90, ktoré sa hromadí v kostiach, a Cs 137, ktoré prechádza zažívacím systémom, k približne 28 000 ľuďom žijúcim pozdĺž rieky. Výskumníci v časopise *Environment* z januára a februára roku 1997 napísali, že výroba Pn v Majaku pokračovala do roku 1990 a továreň sa ešte stále využíva na prepracovanie paliva z jadrových reaktorov a výrobu špeciálnych izotopov. V súčasnosti takáto činnosť prebieha v oveľa menšej miere, ale problémy s kontamináciou zostávajú.

Úradní činitelia z Majaka dali pozdĺž Teče vybudovať nádrže a obchvatové kanály, aby minimalizovali jej kontamináciu. Foley uvádza, že nádrže a kanály stále prepúšťajú kontaminovanú vodu do zvodeného systému. Najväčšia nádrž, vytvorená priehradou, má plochu 44 km² a obsahuje takmer 230 miliónov m³ vody. Tím IIASA napísal, že zlyhanie tejto priehrady by mohlo urobiť celé údolie Teče neobývateľným na najmenej tri roky. Rieka vteká do Severného ľadového oceánu, no väčšina rádionuklidov sa hromadí v riečnych sedimentoch pozdĺž toku.

Modelovanie rádioaktívneho znečistenia

Trvalo iba niekoľko rokov, kým sa zistili negatívne účinky znečistenej rieky (najmä na zdravie ľudí), a tak roku 1951 predstavitelia Majaka začali vypúšťať odpad namiesto do rieky do jazera Karačaj. Toto jazero dnes obsahuje okolo 120 miliónov Ci rádioaktívneho materiálu (na porovnanie: pri černobyľskej havárii sa uvoľnilo

okolo 50 miliónov Ci). Podľa tímu IIASA pravdepodobne ide o najväčšiu akumuláciu jadrového odpadu na svete.

Ruskí vedci zvýšili obsah dusičnanov v jazere, aby prinútili vodu z jazera presiaknuť do podzemnej vody, a tak sa na S i J od jazera rozšírila rádioaktívna dusičnanová soľanka, najmä pozdĺž rozhrania medzi povrchovými sedimentmi a pod nimi ležiacimi rozpukavými horninami podložia. Sám rádioaktívny oblak obsahuje viac rádioaktívneho materiálu, ako sa uvoľnilo do podzemia na celej hanfordskej lokalite. Asi 2 km na J od jazera dosiahla špička oblaku (Foleyho odhaduje na 1000 m šírky, 4000 m dĺžky a 100 m hrúbky) rieku Mišeliak, ústiacu do Teče, ktorá zasa vteká do rieky Iseť, Tobol, Irtyš a napokon do Obu. Ob sa vylieva do Karského mora a odtiaľ sa voda dostáva do Severného ľadového oceánu. Foley konštatuje, že ruskí vedci už zistili Sr 90 v studniach pri Mišeliaku. Väčšina z rádioaktívnych materiálov, ktorých polčas rozpadu je 30 rokov a rozpadli by sa miliónnásobne asi za šesť rokov, by sa z väčšej časti mohla rozpadnúť ešte predtým, ako dosiahne oceán.

Foleyov tím vytvoril model zvodeného systému západosibírskeho artézskeho bazéna a detailný model zvodeného systému okolo Majaka. Ďalším krokom má byť modelovanie pohybu rádioaktívneho oblaku z jazera Karačaj. Na overenie modelu urobila predpoveď pohybu oblaku za 50 predchádzajúcich rokov a výsledky porovnával s pohybom, ktorý zistili ruskí vedci za rovnaké obdobie. Model pomôže overiť možné spôsoby zastavenia postupu oblaku do systému povrchových vôd. Podľa Foleya by podpovrchová mraziaca stena mohla prehradiť oblak, no je otázka, či by zároveň nespôsobiла rozšírenie oblaku smerom hore k freatickej vode okolitých fariem. Ten istý autor tvrdí, že treba dávať najväčší pozor na to, aby sa nevykonalo niečo, čo vec ešte zhorší. Píše: „Ak sa chystáš zmeniť niečo vo zvodenom systéme, musíš si byť istý, že to bude zmena k lepšiemu.“

Oblak dáva výskumníkom z PNNL to, čo nemôže ponúknuť nijaké laboratórium. „Môžeme vidieť veľmi veľký oblak kontaminantov, ktorý prešiel tisíceky metrov počas dekád a skúmal sa od samého začiatku,“ vraví Foley. „Potrebujeme poznať chemizmus pohybu rádioaktívneho oblaku pohybujúceho sa pod povrchom ... Aby sa dalo znečistenie náležite odstrániť, musíme dokázať predpovedať riziko jeho presunu.“

Tomsk a Krasnojarsk

Vedci z PNNL budú modelovať aj pohyb podzemnej vody v ďalších dvoch kontaminovaných lokalitách (Tomsk a Krasnojarsk) bazéna, v ktorých je niekoľko veľkých ropných polí. Ruskí vedci ukladali miliardy Ci rádioaktívnych kontaminantov ich injektovaním hlboko pod povrch do kolektorov podobných tým, ktoré izolujú ropu. Foley vraví, že v päťvrstvovom artézskom systéme oblasti možno nájsť uzavreté vrstvy a zvodne, ktoré rádioaktívny odpad izolujú a tlmia. Štúdie ruských vedcov, ktorí vybrali a overovali tieto lokality, naznačujú, že sa voda pohybuje pomaly a je oddelená od obýčajnej vody ležiacej nad zvodňami. Zdá sa, konštatuje Foley, že sa podzemná voda pohybuje dosť pomaly na to, aby sa dosiahlo 1000-ročné zdržanie potrebné na zníženie rádioaktivity na zanedbateľnú úroveň. Výskumníci PNNL dúfajú, že sa spolupráca s ruskými vedcami vydarí a že sa vyvinú modely na predpovedanie pohybu kontaminantov v týchto oblastiach.

Podľa K. B.: Russia's troubled waters. Geotimes, preložil Jaromír Švasta

Nová učebnica geológie pre 8. ročník základných škôl

MÁRIA BIZUBOVÁ a MÁRIA UHEREKOVÁ

„Beda, kto v mori vidí iba vodu,
kto nepočuje nemú prírodu,
kto v skalách vidí iba skaly.”

Týmto citátom sa v úvode prihovára učiteľom prírodopisu a žiakom 8. ročníka učebnica prírodopisu základných škôl z dielne slovenského autor-ského kolektívu, ktorá po dlhom čase uzrela svetlo sveta. Pri jej tvorbe viedla autorov predstava aj presvedčenie, že pomôže zlepšiť vzťah ku geológii pochopením spätosti i nevšednej krásy neživej a živej prírody našej vlasti.

Cieľom tohto príspevku je stručne predstaviť učebnicu z obsahovej a didaktickej stránky, naznačiť novosť filozofie jej tvorby v nadväznosti na učebné osnovy a progresívne smery v geologických vedách, ako aj poukázať na niektoré rozdiely oproti doteraz používanej učebnici.

Autormi učebnice sú: RNDr. R. Aubrecht PhD., RNDr. D. Pivko, RNDr. K. Zágoršek PhD. (Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK), RNDr. M. Bizubová (Katedra fyzickej geografie a geoekológie Prírodovedeckej fakulty UK), Mgr. I. Hantabálová (Gymnázium s osmoročným štúdiom v Prievidzi) a Mgr. M. Uhereková (Ministerstvo školstva SR).

Učebnicu vydalo Slovenské pedagogické nakladateľstvo a jej 157 strán textu oživuje vyše 220 odborných, humorných i motivačných obrázkov, 6 príloh a register

Vonkajšou formou a vnútornou úpravou učebnica nadväzuje na sériu najnovších učebníc prírodopisu pre základné školy, ale má aj špecifiká. Jedným je dôraz na vzájomnú previazanosť živej a neživej prírody, ktorú symbolizuje už obálka. Ponúka prvý kontakt s rozmanitými objektmi anorganickej prírody, minerálmi, horninami, skamenelinami a tvarmi zemského povrchu, ako aj niekoľko pohľadov na štruktúru alebo textúru hornín. Grafická úprava vo forme skladačky naznačuje jednoduť prírody, vzťah medzi jej časťami, ako aj osobitosti jednotlivých javov. Realizátor grafickej úpravy veľmi pôsobivo umiestnil časti skladačky aj na niekoľkých ďalších stranách učebnice.

Text učebnice je štruktúrovaný do siedmich hlavných kapitol a množstva subkapitol v súlade s tematickými celkami a témami učebných osnov prírodopisu pre základné školy. Pri naplnení ich obsahu autori sledovali najmä cieľ zvýšiť záujem žiakov o anorganickú prírodu, ako to vyjadrujú v motivačnom úvode k téme *Minerály a horniny*: „Keď máme v ceste obyčajný kameň, väčšinou doň kopneme. A predsa je to silák. Stavia mestá, chrámy, pyramidy, paláce, nesie na svojich plecích tunely, priehradu, spája ľudí cestami, stáročia ich krášli, je podkladom všetkého živého. Nie je kameň ako kameň.

Zemská kôra je to, po čom chodíme, kde žijeme. Preto by sa mala žiakom priblížiť tak, aby pochopili základné procesy, ktoré viedli k vzniku Zeme i jej častí, procesy, ktoré ňou hýbu v súčasnosti, ako aj vzťah hlavných stavebných jednotiek zemskej kôry – minerálov a hornín – k živej prírode.

Učebnica je obsahom a didaktickou transformáciou v súlade s koncepcijným zámerom učebných osnov, spĺňa ciele vyučovania prírodopisu v 8. roč. a poskytuje možnosť v potrebnej miere využívať aj environmentálny princíp a ekologické hľadisko. Východiskom sú geologické procesy a ich výsledok – minerály, horniny a geologické telesá. Učebnica dôsledne a vedome sleduje líniu regionálneho prístupu. Uvádza množstvo informácií a príkladov z rozličných oblastí Slovenska na formovanie pozitívneho vzťahu k vlasti a poznania, že „Slovensko je akýmsi múzeom, v ktorom možno nájsť väčšinu zo sveta neživej prírody. Slovensko láka odborníkov nevšednou rozmanitosťou prírody. Nemôže sa sice pyšiť bohatstvom svojich nálezísk ako niektoré iné krajiny, ponúka však bohatú ukážku vzácnych minerálov, hornín, prejavov prírodných procesov, ale aj rastlín a živočíchov, ktoré v ich prostredí žijú.”

Učebná látka je na rozdiel od doteraz používanej učebnice reštrukturalizovaná, obsahovo bohatšia, ale zároveň zbavená suchých vedeckých definícií. Obsahuje aj nové kapitoly, kým iné – v súlade s učebnými osnovami – chýbajú. Medzi nové kapitoly patrí napr. *Pohyb kontinentov a dna oceánov*, *Význam minerálneho a horninového bohatstva Zeme*, *Ochrana významných minerálov*, *Krasové procesy*, *Horninotvorný cyklus*, *Slovensko v Európe*, *Geologické stavebné jednotky a vývoj prírody Slovenska*, *Zaujímavosti prírody Slovenska* (výberová kapitola), *Ochrana neživej prírody*.

V súlade so súčasnými vedeckými poznatkami sa v učebnici používa primeraný a aktuálny terminologický aparát. Z nových termínov možno spomenúť napr. *geologické procesy* (nie geologické deje), *vzďaľovanie a približovanie litosférických platin*, *rif*, *minerál* (nie nerast), *jednoduché a zložené horniny*, *vzácné minerály* – *libethenit*, *dillnit*, *hodrušit*, *drahý opál*, *holubníkový kremeň*, *aragonit*, *sopečné horniny*, *sopečné vyvrhliny*, *tuf*, *hrast*, *úsp*, *súbor vrstiev* (nie súvrstvie), *hrúbka vrstvy* (nie mocnosť), *krasové procesy*, *krasové útvary*, *vyvieračka*, *ponor*, *dóm*, *priepasť*, *vedúce skameneliny* a iné.

Učebnica rešpektuje presunutie učiva chémie do 8. ročníka, a preto narába len s tými poznatkami z chémie, ktoré už žiaci ovládajú. Autori vyjadrujú presvedčenie, že nové obsahové aj didaktické chápanie učiva určí „školskej geológii“ nový, progresívny charakter. Zvýšenie informovanosti o geologických javoch a regionálnych osobitostiach, úsilie o bezprostrednejší kontakt s objektmi neživej prírody a so zaujímavosťami Slovenska, a to bez memorovania chemických vzorcov minerálov, kryštalografických zákonitostí a pod., sprístupňuje žiakom učivo – aj vzhľadom na ich vek – kompletnejšie a zaujímavejšie ako doteraz.

Zo zmien v obsahu hodno spomenúť napr. redukciu kryštalografie (možno sa jej venovať doplnkovo, napr. podľa prehľadu kryštálových sústav v prílohe), úžitkovej geológie, zaradenie premenených hornín ako výsledku premeny do vnútorných geologických procesov (za predpokladu, že žiaci poznajú niektoré usadené horniny z prírodovedy a zemepisu), orientáciu tém prelínajúcich sa so zemepisom na biologické a geologické hľadisko a pod.

Každá kapitola a subkapitola má okrem odborného aj motivačný názov, napr. *Horninotvorný cyklus* – *Perpetuum mobile*. Geologické stavebné jednotky Slovenska – *Geologické lego*. Premena hornín – *Zo starého nové*, Stavba Zeme – *Cesta do stredu Zeme*, Vonkajšie geologické procesy – *Salón krásy Zeme*, Zaujímavosti prírody Slovenska – *Svet má veľa krás, ale Slovensko je len jedno*, Krasové procesy – *Čarovné podzemné paláce a bludiská* a pod.

Každý tematický celok sa začína *motivačným úvodom* na vytvorenie atmosféry príslušnej časti. Často sa končí otázkou, na ktorú možno nájsť v texte odpoveď. Typom písma sa odlišuje základné a doplnkové učivo (uvádza sa kurzívou), v texte je veľa obrázkov a rozsah textu na jednu vyučovaciu hodinu neprekračuje dve až dve a pol strany.

Odľahčujúcim štruktúrálnym prvkom sú otázky, úlohy a námety na tvorivú samostatnú prácu žiakov a zaujímavosti dotýkajúce sa učebnej témy vo forme krátkych stĺpcov: *Odpovedz*, *Rieš a tvor* a *Vieš, že ...* Majú opakovaciu, tvorivú, motivačnú a doplnkovú funkciu.

Mnohé subkapitoly v závere obsahujú navyše *Informácie pre zvedavcov* a *Úlohy pre záujemcov*. Je v nich aj zmienka o D. Štúrovi a D. Andrusovovi, o dvoch geológoch, ktorí sa najviac zaslúžili o poznanie geologickej stavby Slovenska.

Všetky hlavné tematické celky sa končia opakovacím blokom *Čo viem o ...* Ich cieľom je zhrnutie učiva celku v podobe podstatných informácií a otázok na zopakovanie učebnej látky.

Dokumentálny materiál tvoria prevažne farebné obrázky, blokdigramy, diapozitívy, schémy a pod., a podporuje ho rad humorných a situačných kresieb.

Textová časť obsahuje rozličné mapky. Je to napr. Mapa sprístupnených jaskýň Slovenska, Minerálne a termálne vody Slovenska, Postavenie Slovenska v rámci geologickej stavby Európy, Geologické členenie Slovenska a Mapa geologických zaujímavostí Slovenska (s textom o 45 najznámejších geologických významných lokalitách v SR). V závere učebnice je aj medzinárodný geologický znak, ktorý symbolizuje spoluprácu geológov na odkrývaní tajomstiev Zeme.

Prílohová časť učebnice, ktorá má informatívny a doplnkový charakter, reprezentuje *Kľúč na určovanie minerálov* s určovacou, vhodne podfarbenou tabuľkou minerálov), *Prehľad kryštálových sústav*, *Prehľad skupín a vlastností minerálov*, *Prehľad hornín a minerálne zloženie hornín*, *Prehľad geologických období a vývoja organizmov*, *Geologická mapa Slovenska a príslušných oblastí*.

Praktické cvičenia ako dynamický prvok činnostnej zložky majú jednoduchú štruktúru a jasne definovaný postup (pomôcky, postup, úlohy, záver). Ich cieľom je naučiť žiakov pozorovať a zaznamenávať prírodné objekty a procesy. Zamerané sú najmä na poznávanie anorganických prírodných a ich vlastností v súlade so súčasnou dostupnosťou a materiálnoú základňou škôl. Učelia majú možnosť pracovať nielen s konkrétnymi prírodnými objektmi, ale aj s obrazovým a ďalším alternatívnym materiálom, čo umožňuje plniť úlohy v súlade s učebnými osnovami pri možnosti výberu alternatívnych úloh.

Významná časť novej učebnice je zameraná na poznávanie geologickej stavby Slovenska a vývoja jeho prírody v geologickej minulosti. Celou učebnou látkou sa ako červená niť vinie nápadný cieľ, aby si žiaci uvedomovali a uvedomili vzťah a vzájomnú podmienenosť anorganickej a organickej

prírody, získali predstavu o tom, ako vyzeralo naše územie v jednotlivých geologických obdobiach, kde a kedy bolo u nás more, koralové útesy, sopky, púšť alebo ladovce a čo z toho zostalo vo fosilnom zázname, teda v podobe minerálov, hornín, skamenelín a rozmanitých skalných útvarov. Rovnako dôležitý je dôraz na ochranu neživej prírody a poznávanie geologicky unikátnych chránených území, na prírodné pamiatky, prírodné rezervácie a chránené areály.

Keďže ide o nový prístup k štruktúre i obsahu učebnice, bude autorský kolektív vďačný za pripomienky prostredníctvom vydavateľstva, pedagogickej tlačie alebo priamym kontaktom s autormi. Za autorov vyjadrujeme presvedčenie, že učelia prírodopisu a žiaci 8. ročníka základnej školy budú mať pri práci s novou učebnicou aspoň takú radosť a príjemný pocit, ako mali autori pri jej tvorbe.

Recenzie

Oneskorená recenzia (L. Trunkó: *Geology of Hungary*. Berlin–Stuttgart, Gebrüder Borntraeger 1996, 464 s., 116 obr., 57 fot. a 5 tab. v texte)

Na sklonku roka 1996 nemecké vydavateľstvo Gebrüder Borntraeger v edícii *Beiträge zur regionalen Geologie der Erde* ako 23. zväzok vydalo publikáciu profesora Dr. Lászlóa Trunkóa *Geology of Hungary*. Autor je Maďar dlhodobo žijúci v Nemecku a jeho posledným pracoviskom bolo Prírodovedné múzeum v Karlsruhe. Táto zaujímavá kniha sa nám pre trvajúcu izoláciu našej krajiny – teraz už motivovanej nie ideologicky, ale nedostatkom financií – ako recenzný výtlačok dostala do rúk s dvojročným meškaním priamo od vydavateľa.

L. Trunkó napísal prvú verziu geológie Maďarska v 60. rokoch v nemčine a recenzované dielo vzniklo po štvrtistoročí ako úplne novo koncipované v angličtine. Je už v ňom prístup ku geologickej stavbe Maďarska vo svetle tektoniky litosférických dosiek a s mnohých nových prác o geológii územia Maďarskej republiky, ale aj o geológii okolitých krajín, aj Slovenska.

Po predslove a úvode sa v 3. až 8. kapitole opisujú predterciérne horninové súbory podľa regiónov. Regionálne jednotky sa kryjú s hlavnými tektonickými jednotkami a v rámci nich je opísaná geológia orografických jednotiek, ako aj predterciérne útvary pochované pod terciérnymi sedimentmi a neovulkanitmi. Autor sa najprv venuje litostratigrafickým jednotkám. O biostratigrafiu sa zmieňuje okrajovo, s výnimkou jury zadunajského stredohoria, kde hodnotí prínos štúdia amonitov, trachiopód, gastropód a kalpionelíd. Faunistické spoločenstvá majú mediteránnu afinitu, ale na hranici toark/álen sa objavuje hodne amonitov zo sz. európskej provincie, čo evokuje existenciu prepojenia medzi touto a tetydnou bioprovinciou (Tethys–koridor). Tektonike sú venované samostatné state. Osobitne sa hodnotí variská, paleoalpínska a neoalpínska (terciárna) tektonika. V súvislosti so zadunajským stredomorím autor uvádza indicie príkrovovej stavby, ale naďalej o nej pochybuje. Zhrňa aj názory a dôkazy na podopretie tektonického úniku, ktorý sa mohol na stavbe zadunajského bloku zásadne zúčastniť. Pritom sa venuje pozornosť horizontálnym pohybom a rotácii, ktorých aktivita sa skončila až v miocéne.

Kapitolu o geológii sv. Maďarska dopĺňa stať o paleogeografickej rekonštrukcii, v ktorej sa konfrontujú náhľady Kovácsa a radu ďalších maďarských geológov s názormi Kozura a Mocka. V časti o terciérnej tektonike sa uvádzajú názory na laterálne zblíženie bükkika a silicika (meliatika) a na mladé (až pleistocénne) vymorenie sa Bukových vrchov.

Pri opise Tisie autor použil členenie Fülöpa (1989), ktorý najmä podľa rozdielov vo vývoji mezozoika rozlíšil šesť čiastkových jednotiek. Aj túto kapitolu dopĺňa časť o paleogeografii. V kapitole o tektonike sa analyzujú aj metamorfne procesy.

Kenozoiku v Maďarsku je venovaná 9. kapitola. Pelogén je opísaný predovšetkým zo Zadunajska a litostratigrafický opis dopĺňa charakteristika organizmov – flóry (hlavne mikroflóry a nanoflóry) a fauny (najmä foraminifer, ale aj ostrakód, polychetov, koralov, mäkkýšov, echinoideí a krabov). Paleogén a eger sú opísané zo Zadunajska, z okolia Budapešti a zo sv. a severného Maďarska. Paleogénne sekvencie szolnóckeho flyšu sa preberajú osobitne v kapitole o Tisii. Samostatné kapitoly sú o ranom a strednom neogéne. Panón sa opisuje v starom stratigrafickom chápaní, t. j. včítane pontu a pliocénu. Každé čiastkovej extenznej panve panónskej nížiny sa venuje samostatná kapitola. V litostratigrafickom opise sa berú do úvahy nové sedimentologické pohľady na zapĺňanie čiastkových panví a pozornosť autora nešla ani biostratigrafická charakteristika panónu (mäkkýše, ale aj stavovce a flóra).

9. kapitola má aj rozsiahlu podkapitolu o maďarskom kvartéri, ktorý sa sčasti rozdeľuje podľa litostratigrafických, sčasti podľa genetických a geomorfologických kritérií. Kvartérna fauna a flóra sú v samostatnej kapitole.

Tektonikou terciérnych panví sa autor zaoberá v 10. kapitole. Tu v časti o paleogénnych panvách pochybuje, že by mohlo ísť o retroarkové panvy. Argumenty Tariho et al. (1993) nepokladá za presvedčivé, s čím sa v plnej miere stotožňujeme (pozri Vass, 1995).

O magmatizme sa súborne uvažuje v 11. kapitole. Jeho prejavy sa hodnotia v časovom slede, ale aj z hľadiska tektonického vývoja. Najviac pozornosti sa venuje neovulkanitom, ktoré sa opisujú nielen všeobecne, ale aj v jednotlivých pohoriach.

12. kapitola zhrňa základné črty tektoniky opísané v predchádzajúcich kapitolách a je v nej načrtnutá aj palinspastická rekonštrukcia. Zbežne sa tam píše aj o seizmicite Maďarska a hustote tepelného toku.

V poslednej (13.) kapitole je stručný prehľad nerastného bohatstva Maďarska, a to od rudných ložísk cez uhľovodíky, uhlie, bituminózne bridlice, geotermálnu energiu, termálne vody až po nerudné suroviny.

Publikácia má rozsiahly zoznam literatúry, ale sú v ňom iba práce od roku 1969 (pri starších autor odkazuje na svoje dielo z roku 1969). Pri množstve citovaných titulov neprekvapujú drobné nepresnosti, ako je chýbanie niektorých prác citovaných v texte, resp. chyby v rokoch, keď boli práce publikované. Monografiu dopĺňa register geografických názvov.

Recenzované dielo profesora L. Trunkóa je cenným zhrnutím najnovších poznatkov o geológii Maďarska. Je aktuálne a v mnohom sa dotýka aj geológie Slovenska. Slovenskému čitateľovi poskytuje sústredené informácie o území priliehajúcom k Západným Karpatom, ale pre jazykovú bariéru dosť neznáme maďarským odborným kruhom, a to aj napriek tomu, že rad prác maďarských geológov v ostatných desaťročiach vyšiel vo svetových jazykoch. Publikácia je zaujímavá aj tým, že autor závery regionálnej geológie podrobuje kritike z pozície nezainteresovaného pozorovateľa, čím odstraňuje nežiaduci efekt istej lokálnej autoritatívnosti a je jednostrannosti pri interpretácii geologických fenoménov.

Knihu si možno objednať u distribútora na adrese: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Johannesstrasse 3A, D-70176 Stuttgart, BRD. Cena. 158 Dm alebo 99 USD.

D. Vass

M. G. C. Wilson, C. R. Anhaeusser (red.) et al.: **The mineral resources of South Africa**. 6. vyd. (Council for Geoscience, Silverton 1998. 740 s., cena neuvedená)

Rozsiahla a reprezentatívna knižná publikácia sa vyčerpávajúco zaoberá všetkými nerastnými surovinami Južnej Afriky (rudy, nerudy, energetické suroviny). Druhy surovín sa uvádzajú dôsledne v abecednom poradí a rozsah kapitol o nich je priamoúmerný ich významu a počtu ložísk v tejto krajine (napr. As rudy 2 s., tehliarske suroviny 4 s., diamanty 27 s., Au rudy 93 s., Pt rudy 37 s. a pod.). Autormi jednotlivých kapitol sú poprední vedeckí a odborní pracovníci a v závere každej je zoznam literatúry úmerný významu tej-ktorej suroviny.

Pri opise nerastných surovín sa v úvodnej časti vždy preberá ich história, používanie a typy ložísk. V tejto časti sa spomínajú aj najväčší svetoví producenti, cenové relácie a súčasná situácia na svetových trhoch. Posledné údaje o svetovej ťažbe a cenách sa týkajú rokov 1994 až 1996, výnimočne až 1997. Jadrá kapitol sú venované juhoafrickým ložiskám a výskytom. V nich sa opisuje aj história objavov domácich ložísk, podáva sa prehľad domácej produkcie a výhlady do budúcnosti. Ložiskové revíry, ložiská a výskyt sa uvádzajú podľa nového administratívneho členenia Južnej Afriky (deväť provincií). Na prvom mieste sa vždy píše o provincii s najväčšími a najdôležitejšími ložiskami príslušnej suroviny. To umožňuje čitateľovi uvedomiť si relatívny vý-

znam a veľkosť ložísk v štáte a súčasne je to dôležitá pomôcka pre orgány provincií pri regionálnom plánovaní.

Významnou, a najmä z nášho hľadiska mimoriadne zaujímavou časťou publikácie je päť úvodných kapitol. Prvá (s. 1–4) sa stručne zaoberá geologickou stavbou a ložiskovými pomermi Južnej Afriky, v druhej (s. 5–10) sa prehľadne analyzuje význam a produkcia juhoafrického banského priemyslu, tretia (s. 11–20) obsahuje legislatívne a environmentálne podmienky, ako aj zásady banskej činnosti v štáte a štvrtá (s. 21–31) je venovaná problematike úpravy a metalurgie nerastných surovín. Napokon piata kapitola (s. 32–39) zahŕňa otázky klasifikácie zásob a zdrojov nerastných surovín a v jej rámci sa uvádza i klasifikácia zásob a zdrojov nerastných surovín vypracovaná OSN roku 1997, aktuálna i v našich pomeroch.

Záver diela tvorí príloha obsahujúca staré, často unikátne juhoafrické banské a iné merné jednotky a ich prepočet na jednotky desiatkovej sústavy. Nechýba ani abecedný zoznam surovín a lokalít (s. 689–740). Publikácia obsahuje bohatý výber geologických a topografických máp, rezov, priestorových modelov, stratigrafických schém, najrôznejších tabuliek a fotografií.

Najväčšia pozornosť sa, prirodzene, venuje Au. Kapitola o Au

v Južnej Afrike má dve časti. Prvá (s. 294–349, autor L. J. Robb a V. M. Robb) je o Au vo Witwatersrande (podľa nového administratívneho členenia Južnej Afriky je to provincia Gauteng, čo v jazyku Xhosa značí zlato), druhá (s. 350–386, autor J. H. W. Ward a M. G. C. Wilson) o ďalších juhoafrických ložiskách a výskytoch. Najvýznamnejšie z nich – poväčšine žilno-žilníkového typu – sú v provincii Mpumalanga na V od Gautengu (ložisko Sheba, Golden Quarry, Agnes v barbetonskom greenstone – pásme v širokom okolí Barbetonu).

Unikátnosť telies zlatonosného zlepenca vo Witwatersrande možno najlepšie dokumentovať na nasledujúcom príklade (s. 295).

Prvé archeologické dôkazy o ťažbe Au sú z 3. až 4. tisícročia pred našim letopočtom. Odhaduje sa, že sa odvtedy na celom svete vyťažilo okolo 110 000 t Au, z toho takmer 40 % (cca 43 500 t) vo Witwatersrande (v rokoch 1887–1994). Witwatersrandské Au ložiská naďalej obsahujú asi 45 % svetovej zásoby Au (vykazuje sa tu okolo 22 000 t Au pri priemernej kovnatosti rudy okolo 7,5 g⁻¹ Au).

Okrem podrobného opisu zlatonosných ložísk, mineralogicko-paragenetických pomerov, genetických úvah a modelov, používaných dobývacích metód, ochrany životného prostredia etc. sa tu

značná pozornosť venuje aj súčasnej situácii a očakávanému vývoju. Vrchol produkcie sa dosiahol roku 1970, keď sa v baniach Witwatersrandu vyťažilo až 989 t Au (60 % celkovej svetovej produkcie). Odvtedy tu ťažba Au postupne klesá (580 t Au roku 1994, čo je 25,3 % svetovej produkcie). Za posledných 15 rokov vyvinuli veľké banské spoločnosti značné úsilie zamerané na zvýšenie vykazovanej zásoby Au a na hľadanie nových zlatonosných ložísk. Úspešná bola napr. spoločnosť Angloval Ltd. (objav nových revírov Big Pebble, Kruidfontein Reefs v provincii Free State na J od Gautengu).

Súčasný prudký pokles ceny Au má, prirodzene, negatívne dôsledky aj pre juhoafrické baníctvo Au. Náklady na ťažbu stúpajú a kovnatosť klesá (ťažá sa už z hĺbky až okolo 4000 m!).

Publikácia s množstvom pre nás inak ťažko prístupných údajov (napr. týkajúcich sa diamantov, Pt, rúd, Cu rúd, ale aj netradičných nerudných a energetických surovín) vyšla pri príležitosti stého výročia Geologickej komisie Mysu dobrej nádeje (1895), Transvaalskej geologickej služby (1897) a Natsalskej geologickej služby (1899). Dokumentuje vysokú technickú aj odbornú úroveň juhoafrického baníctva i ložiskovej geológie.

Juraj Knéš

Kalendár podujatí

2000

1.–3. marec 2000
New Orleans, US
Millennium World Coal Conference.
www.coalouncil.org

5.–10. marec 2000
Toronto, Kanada
Mining Millennium 2000 International Convention and Trade Exhibition.
– partnered by the Prospectors & Developers Association of Canada and the Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Fax: (+1514) 844 2181.

8.–9. marec 2000
Londres, UK
The nature and tectonic significance of fault zone weakening.
– R. E. Holdsworth, Dpt of geological sciences, University of Durham, Durham DH1 3LE, UK.
Fax: +44 0191 374 2510; E-mail: R.E.Holdsworth@durham.ac.uk;
http://www.dur.ac.uk/~dgl/lms/reh.htm

8.–10. marec 2000
Toronto, Kanada
Mines Ministries World Forum.
– John Gammon.
Tel.: (+1 705) 670 5877;
Fax: 6705818;
E-mail: john.gammon@ndm.gov.on.ca.

14.–17. marec 2000
Mar del Plata, Argentína
2nd latin american congress & th argentinian meeting of sedimentology.
– Centro de investigaciones geológicas, Facultad de ciencias naturales y museo, universidad nacional de La Plata, Calle 1 n°644, 1900 La Plata, Argentina.
Tel.: +54 21 21 5677
Fax: +44 171 862 2078
E-mail: ajones@montnet.com

27.–30. marec 2000
Egham, UK
Volcanic rifted margins, GSA's Penrose conferences.

– Edma Collis, Geological Society of America, 3300 penrose place, P.O. Box 9140, Boulder CO 80301.
Tel. (303) 447 2020
Fax: (303) 447 1133
E-mail: ecollis@geosociety.org

2.–7. apríl 2000
Santa Fe, New Mexico, USA
Remote sensing and hydrology 2000.
– Laura O'Hara, USDA ARS Hydrology Lab, Rm 104 Bldg 007 BARC West Beltsville, MD 20705-2350.
Fax: 391 504 8931;
E-mail: lohara@hydrolab.arsusda.gov

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačennú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovat aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtm čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - tlač laserovou tlačiarňou v *kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI)*. Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písmom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1.6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výťažok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán vrátane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu v čítane zoznamu literatúry prispôbajte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstrakt treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlišiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obsahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slov a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnkovkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačenej v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť. V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1.2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie vrátane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr. fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šipkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píše strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píše na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoradíte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade“, „zadané do tlače“ sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
Kniha
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Spec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.