

**2/30/1998**

ISSN 0369-2086

# ***Mineralia Slovaca***

***Vysokotlaková metamorfóza  
konglomerátov***

***Carboniferous of Črmelicum terrane:  
fore-arc basin***

***Fauna sarmatu vo Viedenskej panve***

***Middle Jurassic crinoidal shoal complex***



NEW BOOK  
NOVÁ KNIHA

# GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE WESTERN CARPATHIANS

The final monograph of the Slovak working group of the IGCP Project No. 276: Paleozoic geodynamic domains and their Alpidic evolution in the Tethys. The book contains 29 articles from 53 authors. The newest knowledge about the evolution of Western Carpathians with emphasis mainly on their central part is issued on 380 pages with numerous colour enclosures. The price of the book is 28 USD + postal expenses. Book is available upon order to Geological Survey of Slovak Republic, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovak Republic.

Záverečná monografia slovenskej pracovnej skupiny IGCP projektu 276: Paleozoické geodynamické domény a ich alpínska evolúcia v Tethysi. Kniha obsahuje 29 článkov od 53 autorov. V knihe sú najnovšie poznatky o vývoji Západných Karpát, najmä o ich centrálnej časti. Počet strán 380, farebné prílohy, tvrdá väzba, cena 120,- Sk + poštovné a DPH. Knihu je možné objednať v predajni Geologickej služby SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

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

Predplatné v roku 1998: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 80 Sk, študenti 40 Sk, organizácie 228,- Sk (+ 6 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.

Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.

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 1998 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, 832 99 Bratislava.

Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone: 421/95/437 846.

© Geocomplex, a. s., Bratislava

*Radvanec, M.*

- Vysokotlaková metamorfóza vrchnokarbónskeho konglomerátu z lokality Rudňany-Svinský hrb na severe gemerika**  
High-pressure metamorphism of pre-Upper Carboniferous conglomerate from the Rudňany-Svinský hrb locality  
in the northern Gemicum ..... 95

*Grecula, M.*

- Carboniferous of Črmelicum terrane, Western Carpathians: relict of a fore-arc basin within Alpidic Variscides**  
Karbón Črmelického teranu, relik predobľukového bazéna vo vnútri alpidných variscíd ..... 109

*Fordinál, K. & Zlinská, A.*

- Fauna vrchnej časti holičského súvrstvia (sarmat) v Skalici (viedenská panva)**  
Fauna of the upper part of the Holíč Formation (Sarmatian) in Skalica (Vienna Basin) ..... 137

*Andráš, P., Dubaj, D. & Kotulová, J.*

- Aplikácia arzenopyritového geotermometra na ložisku Pezinok-Kolársky vrch**  
Application of arsenopyrite geothermometer from Pezinok deposit (Western Carpathians, Slovakia) ..... 147

*Aubrecht, R. & Sýkora, M.*

- Middle Jurassic crinoidal shoal complex at Hatné - Hrádok locality (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt, western Slovakia)**  
Strednojurský príbrežný komplex krinoidových vápencov na lokalite Hatné - Hrádok  
(Czorsztynská jednotka, Pieninské bradlové pásmo, západné Slovensko) ..... 157

*Vass, D.*

- Základné črty geológie Izraela a transformný zlom Mŕtveho mora**  
Basic features of geology of Israel and transform fault of the Dead Sea ..... 167

---

## Geo vestník

---

---

OBÁLKA: Styčná zóna Črmelika (súvrstvia karbónu, permu a triasu) s kryštalinickými komplexmi veporika vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi obcou Veľký Folkmár a Košickými Hámrami (pozri článok str. 109—146). Foto: Martin Grecula.

COVER: Contact zone of Črmelicum (Carboniferous, Permian and Triassic sequences) with crystalline complex of Veporicum in the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. between villages Veľký Folkmár and Košické Hámre (see article on pages 109—146). Photo: Martin Grecula.

---



**Mineralia  
Slovaca**

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií  
Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca  
Published by Mineralia Slovaca Corporation

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

**Miroslav Filo**, Geocomplex, a. s., Bratislava

**Dušan Grman**, Geoconsult, a. s., Košice

**Dušan Hovorka**, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

**Pavel Hvoždara**, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

**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

**Ľadislav Novotný**, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves

**Ivan Pagáč**, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava

**Martin Radvanec**, Geologická služba SR, Spišská Nová Ves

**Miroslav Račický**, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

**Peter Reichwalder**, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

**Rudolf Rudinec**, Nafta, a. s., Michalovce

**Juraj Tözsér**, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

**Dionýz Vass**, Geologická služba SR, Bratislava

**Ivan Vrubel**, Geospektrum, s. r. o., Bratislava

---

**REDAKCIA - EDITORIAL STAFF**

Vedúci redakcie - Managing editor

Alena Wolfová

Technické spracovanie - Production editor

Alena Wolfová

---

**Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation**

Predseda - Chairman

**Karol Együd**

Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

**Geocomplex**, a. s., Bratislava

**Geologická služba SR**, Bratislava

**Geoconsult**, a. s., Košice

**Geospektrum**, s. r. o., Bratislava

**Geologia**, s. r. o., Spišská Nová Ves

**Gradient**, s. r. o., Bratislava

**Geoprieskum**, a. s., Nová Baňa

**Geohyco**, a. s., Bratislava

**Ingeo**, a. s., Žilina

**Maseva**, s. r. o., Košice

**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

**EnviGeo**, s. r. o., Banská Bystrica



## Vysokotlaková metamorfóza vrchnokarbónskeho konglomerátu z lokality Rudňany—Svinský hrb na severe Gemicum

MARTIN RADVANEC

Geologická služba SR, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 16. 12. 1997)

### High-pressure metamorphism of pre—Upper Carboniferous conglomerate from the Rudňany—Svinský hrb locality in the northern Gemicum

On the north of Gemicum (Western Carpathians) near Rudňany—Svinský hrb area the metaconglomerate basically includes polymict clasts 1—7 cm wide as a mixture of the gneiss (metasemipelite) and amphibolite issued from the Lower Carboniferous (320—370 Ma). Clasts, occurring as the relict of an earlier regional metamorphism M1, were formed at low-pressure (3—4 Kbar) condition, well distinguished in the chlorite-biotite (500 °C), biotite (550 °C) and cummingtonite (650 °C) zone, respectively. The metaconglomerate belongs to the Rudňany Carboniferous sedimentary Fm. rich of black shales, metaconglomerate and sandstone. It had been formed under diagenetic P-T conditions in apparent Paleozoic - Westphalian age and after Westphalian it was again metamorphosed in high-pressure metamorphism M2. Green and white clasts accompanied with the green to green-brown rock cement or matrix that includes hematite + chlorite ± actinolite + albite + quartz are creating a structure of the metaconglomerate.

The metaconglomerate occurs in two modes of mineral assemblages: The earlier, formed with mineral assemblage as the relict of the M1-metamorphism ( $\text{Grt}_{\text{Alm}} + \text{Hbl} + \text{Png}_1 + \text{Pl}_1 + \text{Chl}_1 + \text{Rt}_1 + \text{Spn}_1 + \text{Ilm}_1 + \text{Tur}_1 + \text{C} + \text{Ap} + \text{Qtz}$ ), was present in clasts. This mineral assemblage was stable in the younger M2-metamorphism. After Westphalian, the second and younger mineral assemblage M2 ( $\text{Act} + \text{Png}_2 + \text{Pl}_2(\text{Ab}) + \text{Chl}_{2,3} + \text{Hem} + \text{Ti-Hem} + \text{Psb} + \text{Psr} + \text{Ilm}_2 + \text{Rt}_2 + \text{Spn}_2 + \text{inclusions Cal in Hem} + \text{Tur}_2 + \text{Qtz}$ ) crystallized in the high-pressure metamorphism. These two modes of mineral assemblages characterize P-T conditions of the high-pressure metamorphism M2 in the metaconglomerate. An overprint, replacement and recrystallization is well distinguished in metaconglomerate.

The pressure and temperature peak of the metamorphism M2 was estimated around  $P = 12$  Kbar;  $T = 600$ — $550$  °C and according to the results, the retrograde metamorphism M2 stopped at the  $P = 8$  Kbar and  $T = 520$ — $530$  °C.

P-T path of the metamorphism M2 is similar to the Franciscan tectonic block type of HP metamorphism. Our type of P-T path is characterized by a return path that is generally along the same P-T trajectory as the prograde path of the metamorphism showing a decompression in same temperature conditions as the prograde path. This indicates a quick exhumation of the HP-metamorphosed material (metaconglomerate) from the subduction zone that had been formed by a continental collision after Westphalian age in Gemicum.

**Key words:** metaconglomerate, HP metamorphism, subduction, hanging wall

### Úvod

Vzorky metakonglomerátu sme na S gemerika blízko kóty Svinský hrb pri Rudňanoch odobrali z vrtnu SH-6, SH-8, SH-9, SH-13 a SH-16, ktorými sa overovala možnosť využívať metakonglomerát na dekoratívne účely (Antonická, 1996).

Metakonglomerát (metamorfovaný polymiktný zlepenec) spolu s pieskovcom a grafitickou bridlicou tvorí rudňanske súvrstvie (Bajaník et al., 1981; Vozárová a Vozár, 1988; Grecula et al., 1995). Podľa nálezu makrofauny od Dobšinej (pieskovec) a makroflóry na lokalite Rudňany (grafitická bridlica) je rudňanske súvrstvie vestfálskeho veku (vrchný karbón; Rakusz, 1932; Němejce, 1947; Fu-

sán in Vozárová a Vozár, 1988). Priamo v metakonglomeráte sa zvyšky flóry alebo fauny doteraz nezistili.

Na skúmanej lokalite je metakonglomerát hruboklastický a polymiktný. Priemerná veľkosť klastov (obliaky a ostrohranné úlomky) vo vrtoch je 3 cm. Rekryštalizovaná základná hmota sedimentu — matrix alebo tmel — má prevažne zelenú, ale aj hnedočervenú farbu. Približne 15—40 % objemu tmelu tvorí hematit vo forme impregnácie alebo jemných žiliek, často usporiadaných do rebríkovitej štruktúry medzi zvyškom tmelu, ktorý tvorí chlorit ± aktinolit + fengit + albit a kremeň. Pôvod hruboklastického materiálu v konglomeráte pred jeho metamorfózou odvodzuje Vozárová a Vozár (1988) od bezprostredného staropaleozoického podlažia a od úlomkov vulkanitov synsedimentárnej

vulkanickej činnosti v mladšom paleozoiku (karbón). Konglomerát sa po vestfáli metamorfoval v podmienkach metamorfózy M2 (vysvetlenie ďalej).

60 % objemu klastov v metakonglomeráte skúmanej lokality pochádza z rulovo-amfibolitového komplexu gemerika (Dianiška a Grecula, 1977; Hovorka a Spišiak, 1981; Faryad, 1986; Radvanec, 1992, 1994, a i.). Podľa klasifikácie chemických objemových analýz mnohí autori za protolit amfibolitu z rulovo-amfibolitového komplexu pokladajú tholeiitový bazalt silúrsko-devónskeho veku (Grecula, 1982; Hovorka a Spišiak in Cambel et al., 1985). Pôvodná minerálna asociácia opisovaného bazaltu (pyroxén + amfibol + olivín + labradorit až anortit) sa nezachovala. V amfibolite, ako aj v klastoch amfibolitu v metakonglomeráte chýba.

Protolitom „rulovej“ časti rulovo-amfibolitového komplexu bola zmes pelitu a pravdepodobne aj tholeiitového bazaltu alebo jeho pyroklastika. Z tejto zmesi okrem „rultvorných“ minerálov (biotit + plagioklas + granát + fengit ± epidot + ilmenit + kremeň) vykryštalizoval aj hornblend + cummingtonit + titanit. Metamorfogénne rultvorné minerály a asociácia hornblend + cummingtonit + titanit kryštalizovali v rúle z rôzneho protolitu naraz. Biotit kryštalizoval z pelitickej a hornblend + cummingtonit + titanit pravdepodobne z tholeiitovej časti protolitu. Radvanec (1992, 1994) takýto zmiešaný protolit nazval semipelitom (pelit + produkt tholeiitového bazaltu?). Relikty minerálnej asociácie bazaltového protolitu sa nezachovali ani v klastoch metamorfovaného semipelitu (rula s amfibolom).

V metakonglomeráte sú dobre opracované obliaky z rulovo-amfibolitového komplexu gemerika veľké 1 až 7 cm, ale aj ostroranné úlomky, ktoré podľa doterajších poznatkov reprezentujú zmes nízkotlakových ( $P = 2-4$  Kbar) metamorfítov chloritovo-biotitovej ( $T = 500$  °C; biotit + chlorit + plagioklas + granát + fengit + klnozoisit + aktinolit + kalcit + titanit + ilmenit + kremeň), biotitovej ( $T = 550$  °C; biotit + chlorit + plagioklas + granát + fengit + epidot + klnozoisit + hornblend + aktinolit + kalcit + titanit + ilmenit + kremeň) a cummingtonitovej zóny ( $T = 650$  °C, plagioklas + fengit + epidot + klnozoisit + porfiroblast—hornblend—cummingtonit—aktinolit + kalcit + ilmenit + kremeň) predvrchnokarbonskej regionálnej metamorfózy staropaleozoického protolitu gemerika. Vek tejto staršej metamorfózy M1 bol z amfibolov K-Ar metódou určený na 320—370 mil. rokov (vrchný devón—spodný karbón; Kantor in Cambel et al., 1990). V metakonglomeráte sa vyskytujú aj obliaky a úlomky grani- tu, plagiaplitu a metamorfity s rulovou textúrou, ktoré pravdepodobne nepochádzajú zo staršieho paleozoika gemerika, ale najskôr z veporika alebo z iných oblastí kryštalinika Západných Karpát, a tak ich rad autorov pokladá v metakonglomeráte za „exotiká“ (Krist, 1954; Ivanov, 1965; Fusán, 1959, a i.).

Spôsob transportu exotík do sedimentačného priestoru konglomerátu lokality Svinský hrb nie je doteraz vyriešený. Podľa veľkosti a spôsobu opracovania konštatujeme, že všetky obliaky a úlomky hornín v metakonglomeráte boli opracované rovnako, a preto niet dôvodu uvažovať o nerovnakej dĺžke transportu. Z porovnania rozličných oblastí zdroja materiálu metakonglomerátu vychádza, že by

klasty exotík z kryštalinika a veporika museli prekonať dlhší transport ako klasty zo súvrství staršieho paleozoika gemerika, ale to sme na spôsobe a veľkosti opracovania obliakového a úlomkovitého materiálu nezistili.

## Postup prác a použité metódy

Mineralogicky sme zhodnotili 26 vzoriek - veľkoplošných leštených výbrusov ( $3,5 \times 3,5$  cm) a päť z nich sme vybrali na podrobnú mineralogicko-petrologickú analýzu. V obliaku amfibolitu, metasemipelitu a grani- tu zo staršej metamorfnej udalosti M1 sa zachoval granát, amfibol, ilmenit, fengit, plagioklas, titanit a iné minerály. V mladšej metamorfóze M2 kryštalizovala v tmeli meta- konglomerátu, v obliakoch a z reliktu staršej minerálnej asociácie nová minerálna asociácia (tab. 1). Všetky mine- rály sme analyzovali kvantitatívne na mikroanalýzátore v Kjóte (Japonsko; tab. 2). Použili sme elektrónový mik- roanalýzátor Hitachi s analytickým systémom KeveX 8000 s kvantovým detektorom a prírodnými štandardmi.

Na odlišenie generácií minerálnych asociácií sme použili plošné mapy obsahu prvkov v K $\alpha$  a fotografie minerálnych asociácií v odrazených elektrónoch (ďalej BEI). Generácie rovnakých minerálov a minerálne asociácie sme odlišili podľa ich pozície v štruktúre horniny, podľa chemického zloženia a pomeru Fe/(Fe + Mg), ktorý má v texte značku (\*); c — stred minerálu, r — okraj minerálu. Z týchto kri- térií sme zistili postupnosť kryštalizácie minerálov v čase. Mineralogické a štruktúrne poznatky sme použili pri konš-

Tab. 1  
Minerálne asociácie v metakonglomeráte  
Mineral assemblage of metaconglomerate

| Relikty a stabilné minerály z metamorfózy M1 v klastoch metakonglomerátu po metamorfóze M2 |                    |               |           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------|---------------|-----------|
| Minerál                                                                                    |                    | Metasemipelit | Amfibolit |
| Granát                                                                                     | Grt                | -----         | -----     |
| Biotit                                                                                     | Bt                 | -----         | -----     |
| Hornblend                                                                                  | Hbl                | -----         | -----     |
| Epidot                                                                                     | Ep                 | -----         | -----     |
| Plagioklas                                                                                 | Pl <sub>1</sub>    | -----         | -----     |
| Fengit                                                                                     | Png <sub>1</sub>   | -----         | -----     |
| Chlorit                                                                                    | Chl <sub>1</sub>   | -----         | -----     |
| Titanit                                                                                    | Spn <sub>1</sub>   | -----         | -----     |
| Kremeň                                                                                     | Qtz                | -----         | -----     |
| Rutil                                                                                      | Rtl <sub>1</sub>   | -----         | -----     |
| Ilmenit                                                                                    | Ilm <sub>1</sub>   | -----         | -----     |
| Apatit                                                                                     | Ap                 | -----         | -----     |
| Grafit?                                                                                    | C                  | -----         | -----     |
| Turmalín                                                                                   | Tur <sub>1</sub>   | -----         | -----     |
| Minerály mladšej metamorfózy M2 v klastoch a v tmeli metakonglomerátu                      |                    |               |           |
| Chlorit                                                                                    | Chl <sub>2,3</sub> | -----         | -----     |
| Kalcit                                                                                     | Cal                | -----         | -----     |
| Albit (Ab)                                                                                 | Pl <sub>2</sub>    | -----         | -----     |
| Aktinolit                                                                                  | Act                | -----         | -----     |
| Fengit                                                                                     | Png <sub>2</sub>   | -----         | -----     |
| Titanit                                                                                    | Spn <sub>2</sub>   | -----         | -----     |
| Kremeň                                                                                     | Qtz                | -----         | -----     |
| Hematit ± Ti                                                                               | Hem                | -----         | -----     |
| Pseudobrookit                                                                              | Psb                | -----         | -----     |
| Pseudorutil                                                                                | Psr                | -----         | -----     |
| Ilmenit                                                                                    | Ilm <sub>2</sub>   | -----         | -----     |
| Rutil                                                                                      | Rtl <sub>2</sub>   | -----         | -----     |
| Turmalín                                                                                   | Tur <sub>2</sub>   | -----         | -----     |

Vysvetlivky: --- relict, ... vzácny  
Explanations: --- relict, ... rare

Tab. 2  
Reprezentatívne analýzy minerálov  
Representative mineral analyses

| Mineral                        | Grt    | Hbl    | Act        | Bt+Png | Png <sub>1</sub> | Png <sub>2</sub> | Png <sub>2</sub> | Png <sub>2</sub> | Png <sub>2</sub> | Chl <sub>1</sub>       | Chl <sub>2</sub> | Chl <sub>2</sub> | Chl <sub>2</sub> | Chl <sub>2</sub> | Chl <sub>3</sub> | Tur <sub>1</sub> | Tur <sub>2</sub>       |
|--------------------------------|--------|--------|------------|--------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------------|
| Sample                         | SH-16  | SH-6   | SH-6       | SH-8   | SH-16            | SH-6             | SH-13            | SH-6             | SH-13            | SH-16                  | SH-16            | SH-13            | SH-9             | SH-6             | SH-16            | SH-8             | SH-8                   |
| Event                          | M1     | M1     | M2         | M1+M2  | M1               | progr.M2         | progr.M2         | retrog.M2        | retrog.M2        | M1                     | progr.M2         | progr.M2         | progr.M2         | retrog.M2        | retrog.M2        | M1               | M2                     |
| Position                       | relict | relict | rim of Hbl | relict | relict           | replace Bt       | matrix           | matrix           | matrix           | inclus.Pl <sub>1</sub> | matrix           | matrix           | matrix           | matrix           | matrix           | relict           | crack Tur <sub>1</sub> |
| SiO <sub>2</sub>               | 37.65  | 44.89  | 53.8       | 44.33  | 46.03            | 48.78            | 49.92            | 50.57            | 48.87            | 26.28                  | 31.21            | 28.6             | 31.31            | 26.69            | 25.41            | 36.7             | 36.38                  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.05   | 0.92   | 0.18       | 0.51   | 1.11             | 0.14             | 0.14             | 0.11             | 0.08             | 0.09                   | 0.07             | 0.09             | 0.08             | 0.09             |                  | 0.5              | 0.46                   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21.11  | 13.16  | 3.61       | 30.04  | 35.87            | 32.42            | 28.4             | 23.65            | 25.19            | 21.69                  | 19.14            | 18.61            | 14.12            | 19.81            | 21.71            | 34.27            | 26.53                  |
| FeO                            | 32.8   | 11.07  | 11.75      | 5.8    | 1.03             | 1.83             | 2.56             | 5.23             | 3.27             | 22.87                  | 16.24            | 18.12            | 3.29             | 20.92            | 25.73            | 6.51             | 13.96                  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |        | 5.19   | 1.31       | 3.8    |                  |                  |                  | 1.1              | 3.8              |                        |                  |                  |                  |                  |                  |                  |                        |
| MnO                            | 2.21   | 0.17   | 0.19       | 0.12   | 0.07             | 0.05             | 0.11             | 0.07             | 0.08             | 0.53                   | 0.34             | 0.43             | 0.57             | 0.5              | 0.55             | 0.05             | 0.1                    |
| MgO                            | 2.64   | 10.07  | 14.58      | 4.66   | 0.62             | 1.83             | 1.00             | 3.75             | 3.76             | 15.52                  | 21.26            | 21.76            | 32.77            | 18.01            | 13.43            | 6.73             | 6.11                   |
| CaO                            | 3.46   | 11.05  | 11.97      |        | 0.04             |                  |                  |                  |                  |                        | 0.13             |                  |                  |                  |                  | 0.59             | 0.09                   |
| Na <sub>2</sub> O              |        | 1.42   | 0.51       | 0.3    | 1.22             | 0.65             | 0.07             | 0.11             | 0.1              |                        |                  |                  |                  |                  |                  | 2.12             | 2.48                   |
| K <sub>2</sub> O               |        | 0.42   | 0.07       | 6.85   | 9.44             | 10.12            | 10.48            | 10.72            | 10.78            |                        | 0.17             |                  |                  | 0.08             |                  | 0.04             | 0.05                   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |        |        |            |        |                  |                  |                  |                  |                  |                        |                  |                  | 4.19             |                  |                  |                  |                        |
| Sum                            | 99.92  | 98.36  | 97.97      | 96.41  | 95.43            | 95.82            | 95.3             | 95.31            | 95.93            | 86.98                  | 88.56            | 87.61            | 86.33            | 86.1             | 86.83            | 87.51            | 86.16                  |
| O=                             | 12     |        | 23         | 22     |                  |                  |                  |                  | 22               |                        |                  |                  |                  |                  | 28               |                  | 24.5                   |
| Si                             | 3.019  | 6.527  | 7.695      | 5.970  | 6.092            | 6.447            | 6.671            | 6.898            | 6.635            | 5.502                  | 6.147            | 5.823            | 6.056            | 5.605            | 5.423            | 5.878            | 6.2                    |
| Ti                             | 0.003  | 0.101  | 0.019      | 0.052  | 0.111            | 0.014            | 0.015            | 0.012            | 0.009            | 0.015                  | 0.011            | 0.015            | 0.012            | 0.015            |                  | 0.06             | 0.059                  |
| Al <sup>IV</sup>               |        | 1.473  | 0.305      | 2.031  | 1.909            | 1.554            | 1.33             | 1.103            | 1.366            | 2.499                  | 1.854            | 2.178            | 1.944            | 2.396            | 2.578            | 0.122            |                        |
| Al <sup>M</sup>                | 1.995  | 0.782  | 0.303      | 2.737  | 3.687            | 3.497            | 3.144            | 2.697            | 2.665            | 2.854                  | 2.59             | 2.199            | 1.275            | 2.507            | 2.884            | 6.347            | 5.329                  |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0.002  | 0.567  | 0.141      | 0.386  |                  |                  |                  | 0.113            | 0.389            |                        |                  |                  |                  |                  |                  |                  |                        |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.198  | 1.346  | 1.406      | 0.654  | 0.114            | 0.203            | 0.287            | 0.577            | 0.372            | 4.005                  | 2.675            | 3.086            | 0.533            | 3.674            | 4.593            | 0.872            | 1.99                   |
| Mn                             | 0.15   | 0.021  | 0.023      | 0.014  | 0.008            | 0.006            | 0.013            | 0.009            | 0.01             | 0.094                  | 0.057            | 0.075            | 0.094            | 0.089            | 0.1              | 0.007            | 0.014                  |
| Mg                             | 0.316  | 2.182  | 3.108      | 0.936  | 0.123            | 0.361            | 0.721            | 0.763            | 0.761            | 4.843                  | 6.242            | 6.603            | 9.448            | 5.637            | 4.273            | 1.607            | 1.552                  |
| Ca                             | 0.297  | 1.721  | 1.834      |        | 0.006            |                  |                  |                  |                  |                        | 0.028            |                  |                  |                  |                  | 0.101            | 0.016                  |
| Na                             |        |        |            | 0.079  | 0.314            | 0.168            | 0.019            | 0.03             | 0.027            |                        |                  |                  |                  |                  |                  | 0.658            | 0.82                   |
| K                              |        | 0.078  | 0.013      | 1.177  | 1.594            | 1.707            | 1.787            | 1.866            | 1.879            |                        | 0.043            |                  |                  | 0.022            |                  | 0.008            | 0.011                  |
| NaM4                           |        | 0.279  | 0.166      |        |                  |                  |                  |                  |                  |                        |                  |                  |                  |                  |                  |                  |                        |
| Cr                             |        |        |            |        |                  |                  |                  |                  |                  |                        |                  |                  | 0.641            |                  |                  |                  |                        |
| Sum                            | 7.980  | 15.077 | 15.013     | 8.066  | 13.958           | 13.957           | 13.987           | 14.068           | 14.113           | 19.812                 | 19.647           | 19.979           | 20.003           | 19.945           | 19.851           | 15.66            | 15.991                 |

| Mineral                        | Pl <sub>1</sub> | Pl <sub>1</sub> | Pl <sub>2</sub> | Spn <sub>1</sub> | Rtl <sub>2</sub>       | Ilm <sub>2</sub>       | Ilm <sub>1</sub> | Psb+Psr                | Ti-Hem                 | Psr    | Hem    | Hem    | Cal    |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------------|------------------------|------------------|------------------------|------------------------|--------|--------|--------|--------|
| Sample                         | SH-6            | SH-6            | SH-16           | SH-6             | SH-6                   | SH-6                   | SH-9             | SH-9                   | SH-9                   | SH-8   | SH-13  | SH-9   | SH-16  |
| Event                          | M1              | M1              | M2              | M1               | M2                     | M2                     | M1               | M2                     | M2                     | M2     | M2     | M2     | M2     |
| Position                       | core            | rim             | rim, matrix     | relict           | repl. Spn <sub>1</sub> | repl. Spn <sub>1</sub> | relict           | repl. Ilm <sub>1</sub> | repl. Ilm <sub>1</sub> | matrix | matrix | matrix | In Hem |
| SiO <sub>2</sub>               | 61.71           | 68.42           | 68.03           | 29.71            |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        |        |
| TiO <sub>2</sub>               |                 |                 |                 | 40.27            | 97.51                  | 52.93                  | 54.9             | 56.25                  | 2.62                   | 60.05  | 0.57   | 0.19   |        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 24.13           | 19.56           | 19.2            | 0.85             |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        |        |
| FeO                            |                 |                 | 0.6             | 1.12             | 1.33                   | 45.69                  | 43.89            | 4.33                   |                        |        |        |        | 1.76   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |                 |                 |                 |                  |                        |                        |                  | 39.36                  | 96.95                  | 39.93  | 99.1   | 97.81  |        |
| MnO                            |                 |                 |                 |                  | 0.08                   | 0.3                    | 0.21             | 0.18                   | 0.27                   |        |        | 0.38   | 0.72   |
| MgO                            |                 |                 |                 | 0.21             | 0.11                   | 0.17                   | 0.16             | 0.33                   | 0.43                   | 0.21   | 0.27   | 0.22   | 2.1    |
| CaO                            | 5.64            | 0.24            | 0.12            | 27.42            |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        | 50     |
| Na <sub>2</sub> O              | 8.33            | 12              | 11.66           |                  |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        | 44.1   |
| K <sub>2</sub> O               |                 | 0.05            | 0.08            | 0.03             |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        |        |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |                 |                 |                 |                  |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        |        |
| Sum                            | 99.81           | 100.27          | 99.69           | 99.61            | 99.03                  | 99.09                  | 99.16            | 100.45                 | 100.27                 | 100.19 | 99.94  | 99.1   | 98.68  |
| O=                             |                 |                 | 8               | 5                | 2                      |                        | 3                | 8                      | 3                      | 8      |        | 3      | 6      |
| Si                             | 2.74            | 2.985           | 2.991           | 0.977            |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        |        |
| Ti                             |                 |                 |                 | 0.995            | 1.982                  | 1.01                   | 1.035            | 2.856                  | 0.051                  | 2.997  | 0.011  | 0.002  |        |
| Al                             | 1.262           | 1.006           | 0.995           | 0.033            |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        |        |
| Fe <sup>3+</sup>               |                 |                 |                 |                  |                        |                        |                  | 2                      | 1.876                  | 1.994  | 1.971  | 1.959  |        |
| Fe <sup>2+</sup>               |                 |                 | 0.022           | 0.031            | 0.03                   | 0.969                  | 0.92             | 0.245                  |                        |        |        |        | 0.15   |
| Mn                             |                 |                 |                 |                  | 0.002                  | 0.006                  | 0.004            | 0.01                   | 0.006                  |        | 0.006  | 0.009  | 0.05   |
| Mg                             |                 |                 |                 | 0.01             | 0.004                  | 0.006                  | 0.006            | 0.033                  | 0.017                  | 0.012  |        | 0.009  | 0.32   |
| Ca                             | 0.269           | 0.011           | 0.006           | 0.966            |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        | 5.47   |
| Na                             | 0.717           | 1.015           | 0.994           |                  |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        |        |
| K                              |                 | 0.103           |                 | 0.001            |                        |                        |                  |                        |                        |        |        |        |        |
| Cr                             |                 |                 |                 |                  |                        |                        |                  |                        |                        |        |        | 0.011  |        |
| Sum                            | 4.988           | 5.02            | 5.008           | 3.013            | 2.018                  | 1.991                  | 1.965            | 5.144                  | 1.950                  | 5.003  | 1.988  | 1.99   | 6      |



rukcií P-T-fo<sub>2</sub> dráh metamorfného procesu. P-T podmienky metamorfózy sme vypočítali z dvojíc koexistujúcich minerálov a programom Geocalc (Berman, 1987).

### Minerálne asociácie v metakonglomeráte

#### Vzorka SH-16

V metakonglomeráte je 2 cm veľký obliak metasemipelitu s granátom z rulovo-amfibolitového komplexu staršieho paleozoika gemerika, ktorý reprezentuje relikt minerálnej asociácie z biotitovej zóny regionálnej metamorfózy M1 (Radvanec, 1992, 1994). Z metamorfózy M1 sa v obliaku zachovala alebo ostala stabilná aj v P-T podmienkach mladšej, naloženej metamorfózy M2 táto minerálna asociácia: Grt<sub>Alm</sub>(c-r = 73—74 %, 0,89\*) + inklúzie Rtl<sub>1</sub> spolu s Pl<sub>1</sub>(Xan = 0,038—0,085) v Grt + C + Pl<sub>1</sub> (porfiroblast Xan = 0,16 c—0,14 r) + nízkotlakový Chl<sub>1</sub>(0,47\*) + nízkotlakový a vysokoteplotný Png<sub>1</sub>(Si = 3,07, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 34,5—37 hmot. %, 0,47\*) + Rtl<sub>1</sub> + relikt Bt (zmes Png<sub>2</sub> + Rtl<sub>2</sub> + Chl<sub>2</sub>) + Ilm<sub>1</sub> + Qtz (tab. 2).

Grt<sub>Alm</sub>(c-r = 73—74 %, 0,89\*, Mg/Fe = 0,127), ktorý vznikol spolu s biotitom v metamorfnom procese M1, nahradil alebo resorboval na okraji v mladšom metamorfnom procese M2 strednotlakový až vysokotlakový Chl<sub>2</sub>(0,31\*, Mg/Fe = 2,140—2,233). Na vonkajšom okraji a na kontakte pôvodného zrna granátu s matrixom nahradil granát v tej istej metamorfóze aj mladší strednotlakový až nízkotlakový Chl<sub>3</sub>(0,49—0,81\*, Mg/Fe = 0,107—0,127). Chl<sub>2</sub> a Chl<sub>3</sub> tvoria zmes iba na vonkajšom okraji okolo pôvodného zrna granátu (obr. 1, 2, 3). Na začiatku resorpcie v prográdnej metamorfóze M2 časť granátu nahradil Chl<sub>2</sub> pri teplote T = 320—340 °C (K<sub>D</sub><sup>Grt-Chl<sub>2</sub></sup> = 0,06). Resorpcia Grt sa skončila v rovnováhe s Chl<sub>3</sub> pri vyššej teplote T = 480—530 °C (K<sub>D</sub><sup>Grt-Chl<sub>3</sub></sup> = 0,107—0,127) v retrográdnej metamorfóze. Teplotu resorpcie granátu sme vypočítali z Grt-Chl termometra (Grambling, 1990).

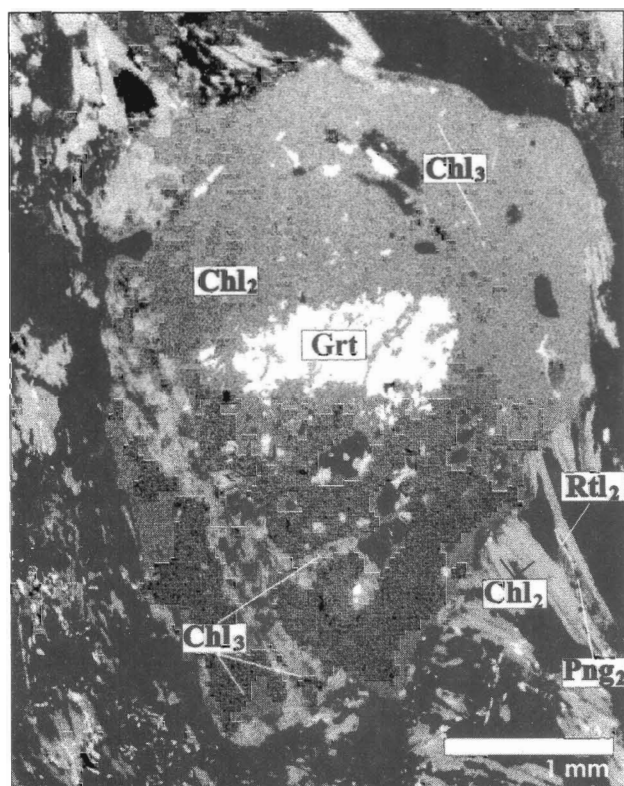
Na kontakte okraja pôvodného zrna granátu s matrixom v mladšom metamorfnom procese M2 v pôvodnej oblasti nahradila zrná biotitu zmes Png<sub>2</sub>(Si = 3,2, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 31,5 %, 0,41\*) + Rtl<sub>2</sub> + Chl<sub>2</sub>(0,39\*, obr. 1).

Zo základnej hmoty metakonglomerátu okolo obliaka metasemipelitu s granátom v mladšom metamorfnom procese M2 kryštalizovala minerálna asociácia Chl<sub>2</sub>(0,30\*) ± Act + Hem + inklúzie Cal(0,32\*) len v Hem + Pl<sub>2</sub>(Xan = 0,001) + Psr + Qtz. V retrográdnej metamorfóze M2 kryštalizovala v tmeli asociácia Chl<sub>3</sub>(0,45\*) + Qtz (obr. 4, tab. 2).

Všetci autori mineralogicko-petrologického opisu hornín z rulovo-amfibolitového komplexu zistili epidot (10—20 obj. %) vo všetkých horninových varietách. V tejto vzorke sa epidot po metamorfóze M2 v obliaku metasemipelitu nezachoval ani vo forme reliktov pôvodných zrn.

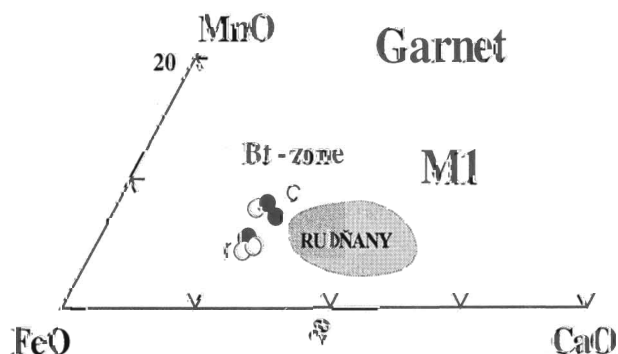
#### Vzorka SH-6

Podľa minerálnej asociácie a chemického zloženia minerálov vzorka reprezentuje obliak predkarbónskeho amfibolitu s Hbl z regionálnej metamorfózy M1. P-T podmienky



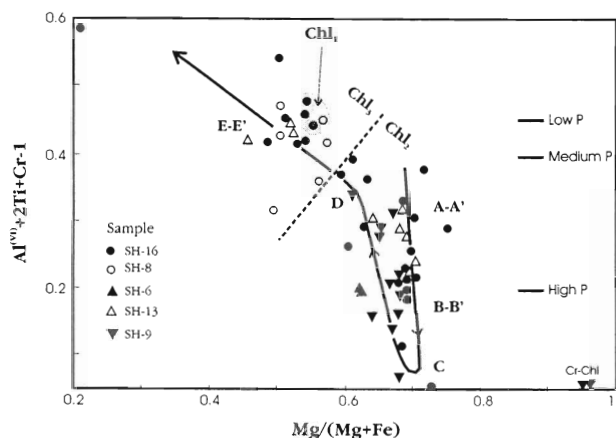
Obr. 1. Resorpcia granátu z obliaka metasemipelitu biotitovej zóny predvrchnokarbónskej metamorfózy M1 vysokotlakovým chloritom (Chl<sub>2</sub>) a strednotlakovým až nízkotlakovým mladším chloritom (Chl<sub>3</sub>) a premena biotitu z M1 na zmes chloritu (Chl<sub>2</sub>) + fengitu (Png<sub>2</sub>) + rutil (Rtl<sub>2</sub>) v procese mladšej metamorfózy M2. Vzorka SH-16. Odrazené elektróny.

Fig. 1. Resorption of garnet from metasemipelite of biotite zone from pre-Upper Carboniferous metamorphism M1 by high-pressure chlorite (Chl<sub>2</sub>) and medium to low-pressure younger chlorite (Chl<sub>3</sub>) and change of biotite from M1 to mixture of chlorite (Chl<sub>2</sub>) + phengite (Png<sub>2</sub>) + rutil (Rtl<sub>2</sub>) during younger metamorphism M2. The sample SH-16. Back-scattered electrons.



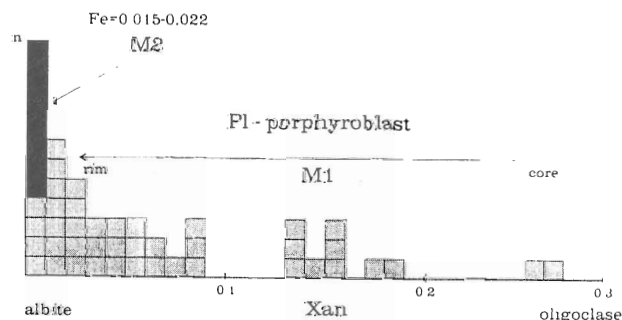
Obr. 2. Chemická klasifikácia reliktu granátu (c - stred, r - okraj) v trojuholníkovom diagrame FeO—MnO—CaO. Analýzy reliktu (obr. 1) sú zhodné s analýzami granátu z biotitovej zóny (Bt-zone) predvrchnokarbónskej metamorfózy M1 z rulovo-amfibolitového komplexu paleozoika gemerika v oblasti Rudňany (Radvanec, 1992, 1994). Analýzy sú v tab. 2.

Fig. 2. Chemical classification of garnet relict (c - core, r - rim) in the triangle diagram FeO—MnO—CaO. Analyses of the relict (Fig. 1) are consistent with the garnet analyses from biotite zone (Bt-zone) of pre-Upper Carboniferous metamorphism M1 from the Paleozoic gneiss-amphibolite complex of Gemericum from the Rudňany area (Radvanec, 1992, 1994). Analyses are in Tab. 2.



Obr. 3. Chemická klasifikácia chloritov v metakonglomeráte. Premenná  $Al^{VI} + 2Ti + Cr - 1$  v chlorite závisí od tlaku (Laird in Bailey, 1988).  $Chl_1$ —relikt chloritu uzavretý v plagioklastoch porfyrroklastov zo staršej predvrchnokarbónskej metamorfózy M1.  $Chl_2$ —strednotlakový až vysokotlakový mladší chlorit z prográdnej a retrográdnej postvestfálskej metamorfózy M2.  $Chl_3$ —strednotlakový až nízkotlakový chlorit z retrográdnej metamorfózy M2. A—A', B—B' a C sú časti dráh prográdnej metamorfózy M2; D a E—E' sú časti retrográdnej metamorfózy M2 zhodné s časťami P—T—fo dráh na obr. 10 a 11. Analýzy chloritov sú v tab. 2.

Fig. 3. Chemical classification of chlorites in metaconglomerate. The variable  $Al^{VI} + 2Ti + Cr - 1$  in chlorite is depending on pressure (Laird in Bailey, 1988).  $Chl_1$ —relict of chlorite included in the plagioclase porphyroclasts from the older pre-Upper Carboniferous metamorphism M1.  $Chl_2$ —the middle to high-pressure younger chlorite from the prograde and retrograde post-Westphalian metamorphism M2.  $Chl_3$ —middle to low-pressure chlorite from the retrograde metamorphism M2. A—A', B—B' and C are parts of prograde metamorphism M2; D and E—E' are parts of retrograde metamorphism M2, corresponding to the parts of P—T—fo paths in the Figs. 10 and 11. The chlorite analyses are in Tab. 2.



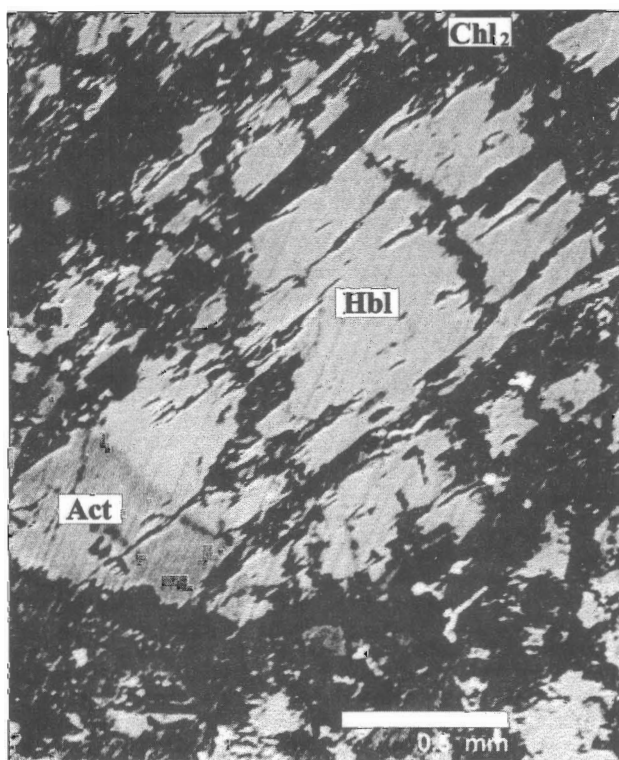
Obr. 4. Distribúcia Xan v plagioklastoch metakonglomerátu. Zonálny plagioklastový porfyrroklast kryštalizoval v staršej predvrchnokarbónskej metamorfóze M1. Časť Ca plagioklastu pravdepodobne vznikla aj rozpadom epidotu M1 na hranici prechodu diagenetického štádia konglomerátu do fácie zelených štrôdic na začiatku prográdnej metamorfózy M2. V mladšej postvestfálskej metamorfóze M2 ostal Pl porfyrroklast M1 stabilný a tu kryštalizoval aj albit M2, vždy s obsahom FeO okolo staršieho porfyrroklastu M1, alebo albit kryštalizoval v tmeň metakonglomerátu. Analýzy sú v tab. 2.

Fig. 4. Distribution of Xan in plagioclase of metaconglomerate. The zonal plagioclase porphyroblast crystallized during the older pre-Upper Carboniferous metamorphism M1. The part of Ca-plagioclase probably originated also with decomposition of the M1 epidote in the boundary of the transition of diagenetic stage of conglomerate to the green-schists facies in the onset of the prograde metamorphism M2. In the younger post-Westphalian metamorphism M2 remained the Pl-porphyrroblast M1 stable and here crystallized also the albite M2, always with the FeO content around the older porphyroblast M1 or albite crystallized in the cement of metaconglomerate. Analyses are in Tab. 2.

metamorfózy M1 sú v zhode s podmienkami stanovenými pre biotitovú až cummingtonitovú zónu rulovo-amfibolitového komplexu gemerika (Radvanec, 1992).

Zo staršej metamorfózy M1 sa v oblaku v P-T podmienkach mladšej metamorfózy M2 zachoval alebo ostal stabilný zonálny porfyrroklast  $Pl_1(Xan = 0,27 \text{ c} - 0,007 \text{ r}) + Hbl(0,39^*) \pm \text{relikt } Ep + Spn_1 + Ilm_1 + Qtz$ . Pôvodný titanit ( $Spn_1$ ) v metamorfóze M2 rekryštalizoval na zmes  $Rt_{12} + Ilm_2$  (obr. 6). Podľa chemickej klasifikácie patrí hornblend do skupiny Mg hornblendu (Leake, 1978; tab. 2, obr. 4). Na okraji zrna hornblendu kolmo na os c v mladšom metamorfnom procese M2 kryštalizoval  $Act(0,33^*)$  spolu s vysokotlakovým  $Chl_2(0,38^*)$ , ktorý sme zistili aj v tmeli metakonglomerátu.  $Chl_2$  kryštalizoval v dlhšom časovom intervale ako Act a zároveň čiastočne resorboval dvojicu  $Hbl + Act$  (obr. 3, 5).

P-T podmienky súčasnej kryštalizácie  $Hbl$  a  $Act(Tr)$  alebo rekryštalizácie  $Hbl$  na  $Act$  v jednom zonálnom zrne amfibolu nie sú doteraz podrobne preštudované. Ich súčas-



Obr. 5. Resorpcia homogénneho Mg-hornblendu ( $Hbl$ ) a aktinolit (Act) vysokotlakovým chloritom ( $Chl_2$ ). Hornblend kryštalizoval v staršom metamorfnom procese M1. V prográdnej metamorfóze M2 na okraji zrna kolmo na os c bol hornblend nahradený aktinolitom. V retrográdnej metamorfóze M2 medzi bodmi C a D (obr. 11) koexistujúca dvojica  $Hbl + Act$  resorboval vysokotlakový  $Chl_2$  (obr. 3). Odrazené elektróny. Vzorka SH-6. Analýzy sú v tab. 2.

Fig. 5. Resorption of homogeneous Mg-hornblende ( $Hbl$ ) and actinolite (Act) with the high-pressure chlorite ( $Chl_2$ ). The hornblende crystallized during the older metamorphic process M1. In the prograde metamorphism M2, in the rim of the grains, perpendicularly to the c-axis, the hornblende was replaced with actinolite. In the retrograde metamorphism M2, between the points C and D (Fig. 11), the coexisting pair  $Hbl + Act$  was resorbed with the high-pressure  $Chl_2$  (Fig. 3). Back-scattered electrons. The sample SH-6. Analyses are in Tab. 2.

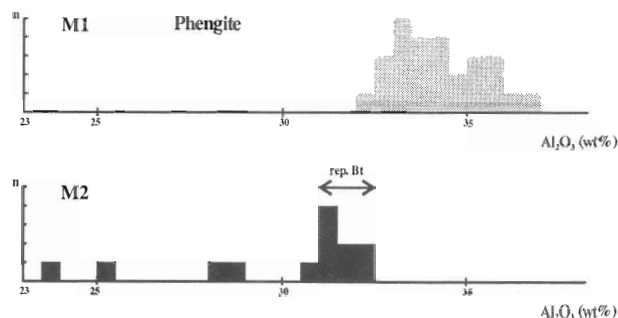


Obr. 6. Oxidácia titanitu ( $\text{Spn}_1$ ) zo staršieho metamorfického procesu M1 na rutil ( $\text{Rtl}_2$ ) a ilmenit ( $\text{Ilm}_2$ ) v postvestfálskej metamorfóze M2. Oxidácia  $\text{Spn}_1$  prebehla v dvoch fázach: v prográdnej metamorfóze M2 medzi bodom A a A' bol najprv  $\text{Spn}_1$  nahradený  $\text{Rtl}_2$  pri teplote  $T = 450\text{--}550\text{ }^\circ\text{C}$  a neskôr v retrográdnej metamorfóze M2 pri vyššom tlaku (medzi bodom E a E') oxidácia pokračovala pri teplote  $T = 550\text{--}530\text{ }^\circ\text{C}$  resorpciou podľa reakcie  $\text{Spn}_1 + \text{Rtl}_2 + \text{O}_2 + \text{CO}_2 = 2\text{Ilm}_2 + \text{Hem} + \text{Cal} + \text{Qtz}$  (obr. 10). Odrazené elektróny. Vzorka SH-6. Analýzy sú v tab. 2.

Fig. 6. Oxidation of titanite ( $\text{Spn}_1$ ) from the older metamorphic process M1 to rutile ( $\text{Rtl}_2$ ) and ilmenite ( $\text{Ilm}_2$ ) in the post-Westphalian metamorphism M2. Oxidation of  $\text{Spn}_1$  was two-stadial: in prograde metamorphism M2 between the points A and A' the  $\text{Spn}_1$  was firstly replaced with  $\text{Rtl}_2$  in  $T = 450\text{--}550\text{ }^\circ\text{C}$  and lately in retrograde metamorphism M2 in higher pressure (between points E and E') oxidation followed in the temperature interval  $T = 550\text{--}530\text{ }^\circ\text{C}$  with resorption according to reaction  $\text{Spn}_1 + \text{Rtl}_2 + \text{O}_2 + \text{CO}_2 = 2\text{Ilm}_2 + \text{Hem} + \text{Cal} + \text{Qtz}$  (Fig. 10). Back-scattered electrons. Sample SH-6. Analyses are in Tab. 2.

ná kryštalizácia sa zistila v teplotnom intervale  $510\text{--}560\text{ }^\circ\text{C}$  a v tlakovom  $3,5\text{--}8\text{ Kbar}$  (Apted a Liou, 1983) s vrchnou hranicou teploty novej koexistencie Act-Hbl na hranici  $T = 600\text{ }^\circ\text{C}$  (Spear, 1995). Spodná hranica stability asociácie Act + Chl + Ep je zároveň aj spodnou hranicou súčasnej kryštalizácie Act-Hbl a teoreticky sa odhadla na hranici  $400\text{ }^\circ\text{C}$  v tlakovom rozsahu  $2\text{--}11\text{ Kbar}$  (Ernst, 1977). Podľa týchto zistení je teplotný rozsah koexistencie Act a Hbl vyšší ako dve teploty resorpcie Grt vo vzorke SH-16 vypočítané z Chl-Grt termometra. Koexistencia Act-Hbl v metakonglomeráte indikuje teplotný vrchol metamorfózy M2 (obr. 11).

V mladšom metamorfom procese M2 zo základnej hmoty v tmeli obliaka kryštalizovala asociácia  $\text{Pl}_2(\text{Xan} = 0,012) + \text{strednotlakový až vysokotlakový Png}_2(\text{Si} = 3,46, \text{Al}_2\text{O}_3 = 23,5\text{--}25,5\text{ } \%, 0,45^*) + \text{Chl}_2(0,33^*) + \text{Rtl}_2 + \text{Spn}_2 + \text{Hem} + \text{Qtz}$  a v retrográdnej metamorfóze M2 aj strednotlakový až nízkotlakový  $\text{Chl}_3(0,49^*) + \text{Qtz}$  (obr. 7, 3).



Obr. 7. Chemická klasifikácia fengitu až muskovitu v závislosti od obsahu  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (hmot. %). Obsah  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vo fengite závisí priamoúmerne od teploty metamorfózy (Radvanec et al., 1994). M1 — nízkotlakový a vysokotekplotný fengit ( $\text{Png}_1$ ) zo staršieho metamorfického procesu M1, ktorý ostal stabilný aj v mladšom postvestfálskom metamorfom procese M2. M2 — strednotlakový až vysokotlakový a nízkotekplotný fengit ( $\text{Png}_2$ ) z mladšej metamorfózy M2.  $\text{Png}_2$ , ktorý v prográdnej metamorfóze M2 nahradil biotit (resp. Bt), kryštalizoval blízko teplotného vrcholu, čo je v súlade s vypočítanými reakciami resorpcie reliktu biotitu z M1 v metamorfóze M2 (obr. 11). Analýzy sú v tab. 2.

Fig. 7. Chemical classification of phengite to muscovite in relation to  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content (wt. %). The content of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in phengite is directly dependent on temperature of metamorphism (Radvanec et al., 1994). M1—low-pressure and high-temperature phengite ( $\text{Png}_1$ ) from the older metamorphic process M1, which remained stable also in younger post-Westphalian metamorphic process M2. M2—medium to high-pressure and low-temperature phengite ( $\text{Png}_2$ ) from the younger metamorphism M2.  $\text{Png}_2$ , replacing biotite (resp. Bt) during prograde metamorphism M2, crystallized near the temperature peak. It is in concordance with calculated reactions of the biotite relict resorption from M1 in metamorphism M2 (Fig. 11). Analyses are in Tab. 2.

#### Vzorka SH-9

V tejto vzorke metakonglomerát obsahuje obliak pravdepodobne exotického Pl granitu s reliktom biotitu. V granite sa po metamorfóze M2 zachoval zonálny porfýroblast  $\text{Pl}_1(\text{Xan} = 0,083 \text{ c} - 0,009 \text{ r}) + \text{nízkotlakový Png}_1(\text{Si} = 3,1, \text{Al}_2\text{O}_3 = 34\text{--}35\text{ } \%, 0,45^*) + \text{Ilm}_1 + \text{Qtz}$  (obr. 4). K živec v obliaku chýba. V mladšom metamorfom procese M2 kryštalizoval  $\text{Pl}_2(\text{Xan} = 0,01)$  na okraji porfýroblastu  $\text{Pl}_1$ . Ilmenit ( $\text{Ilm}_1$ ) rekryštalizoval na zmes  $\text{Psb} + \text{Psr} + \text{Ti-Hem}$  (obr. 8, 9). Pôvodný biotit sa vo svojej pôvodnej oblasti pri mladšom metamorfom procese rozložil na zmes strednotlakového  $\text{Png}_2(\text{Si} = 3,3, \text{Al}_2\text{O}_3 = 31,4\text{ } \%, 0,43^*) + \text{Rtl}_2 + \text{Chl}_2(0,38^*)$ .

V tmeli okolo granitu v mladšom metamorfom procese M2 kryštalizoval  $\text{Pl}_2(\text{Xan} = 0,007) + \text{vysokotlakový Chl}_2(0,33^* \text{ s } \text{Cr}_2\text{O}_3) + \text{Chl}_2(0,33^*) + \text{Rtl}_2 + \text{Psr} + \text{Hem} + \text{Qtz}$ . V retrográdnej metamorfóze kryštalizoval  $\text{Chl}_3(0,49^* \text{ s } \text{Cr}_2\text{O}_3) + \text{Qtz}$  (obr. 3, tab. 2).

#### Vzorka SH-13

V metakonglomeráte sa zachovali úlomky metasemipelitu a staropaleozoického granitu gemerika s reliktnými pôvodnej minerálnej asociácie ( $\text{Pl} + \text{Png} + \text{Qtz} + \text{Bt}$ ). K živec sme v úlomku granitu nezistili.

Úlomok metasemipelitu reprezentuje metamorfny proces M1 v P-T podmienkach biotitovej zóny (Radvanec, 1992). Z tejto asociácie ostal v úlomkoch stabilný

Pl<sub>1</sub>(porfyroblast, X<sub>an</sub> = 0,06—0,09 c—0,02 r) + nízko-  
tlakový Png<sub>1</sub>(Si = 3,1, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 32,5—34,5 %, 0,44\*) +  
+ Chl<sub>1</sub>(0,48\*) + Ilm<sub>1</sub> + Ap + Qtz. Epidot, bežný minerál  
v biotitovej zóne metamorfózy M1, sme v úlomku nezis-  
tili ani vo forme reliktu.

V mladšom metamorfnom procese M2 kryštalizoval  
okraj porfyroblastu Pl<sub>1</sub>(X<sub>an</sub> = 0,02). Ilmenit (Ilm<sub>1</sub>) re-  
kryštalizoval na zmes Psb + Psr + Ti-Hem. Mladší meta-  
morfný proces rozložil biotit v pôvodnej oblasti zrna na  
zmes strednotlakového až vysokotlakového Png<sub>2</sub>(Si =  
= 3,34, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 28—29 %, 0,43\*) + Rtl<sub>2</sub> + strednotlakový  
až vysokotlakový Chl<sub>2</sub>(0,37\*). Okolo úlomkov v tmeli  
kryštalizovala minerálna asociácia Pl<sub>2</sub>(X<sub>an</sub> = 0,015) +  
+ strednotlakový až nízko-  
tlakový Chl<sub>3</sub>(0,31 c—0,55 r\*) +  
+ Rtl<sub>2</sub> + Psb-Psr + Hem + Qtz (obr. 3, 7; tab. 2).

#### Vzorka SH-8

Zmes drobných úlomkov metasemipelitu a gemerické-  
ho granitu (pod 0,7 cm) reprezentuje metamorfózu M1  
v P—T podmienkach chloritovo-biotitovej až biotitovej  
zóny (Radvanec, 1992, 1994). Z metamorfózy M1 sa po  
metamorfóze M2 vo vzorke zachovala minerálna asociácia  
porfyroblast Pl<sub>1</sub>(X<sub>an</sub> = 0,14) + nízko-  
tlakový Png<sub>1</sub>(Si =  
= 3,15, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 33,53 %, 0,40\*) + nízko-  
tlakový Chl<sub>1</sub>(0,44\*) + Tur<sub>1</sub>(0,35\*) + Ilm<sub>1</sub> + Qtz + Rtl<sub>1</sub>. Ani  
v tejto zmesi úlomkov sme K živec nezistili.

V mladšom metamorfnom procese M2 kryštalizoval  
albitový lem Pl<sub>2</sub>(X<sub>an</sub> = 0,02) okolo okraja úlomku por-  
fyroblastu Pl<sub>1</sub>(X<sub>an</sub> = 0,14). Ilm<sub>1</sub> spolu s Rtl<sub>1</sub> rekryštaliz-  
ovali na zmes Psb + Psr ± Hem. Okolo klastu Png<sub>1</sub>  
kryštalizoval mladší Png<sub>2</sub>. Zo základnej hmoty okolo  
úlomkov kryštalizovala v mladšom metamorfnom procese  
M2 minerálna asociácia Pl<sub>2</sub>(X<sub>an</sub> = 0,017—0,031) +  
+ strednotlakový Png<sub>2</sub>(Si = 3,2, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 30—32 %, 0,43\*) +  
+ strednotlakový až nízko-  
tlakový Chl<sub>3</sub>(0,50\*) +  
+ v žilkách Tur<sub>2</sub>(0,46—0,55\*) + Psb-Psr ± Hem + Qtz.

#### Metamorfné fázové rovnováhy a reakcie v metakonglomeráte

Metamorfné fázové rovnováhy a reakcie sme vypočítali  
pomocou programu Geocalc (Berman, 1987). Z mineralo-  
gického opisu sme zistili, že asi polovica minerálov  
v objeme metakonglomerátu kryštalizovala v staršom M1  
metamorfnom procese predvestfálskeho veku a zvyšok  
v časovo oddelenom mladšom metamorfnom procese M2.  
Časť kritických minerálov z M1 ostala stabilná aj v P—T  
podmienkach metamorfózy M2. Relikty metamorfných  
minerálov (Grt<sub>Alm</sub> + Hbl + Png<sub>1</sub> + Pl<sub>1</sub> + Chl<sub>1</sub> + Rtl<sub>1</sub> +  
+ Spn<sub>1</sub> + Ilm<sub>1</sub> + Ap + C? + Tur<sub>1</sub> + Qtz) sú v metamorfnom  
processe M2 súčasťou mladšieho kryštalizačného  
systému spolu s novou minerálnou asociáciou (Act +  
+ Png<sub>2</sub> + Pl<sub>2</sub>(Ab) + Chl<sub>2,3</sub> + Hem + Ti-Hem + Psb +  
+ Psr + Rtl<sub>2</sub> + Ilm<sub>2</sub> + Spn<sub>2</sub> + Tur<sub>2</sub> + Cal + Qtz). Staršia  
a mladšia minerálna asociácia charakterizuje metamorfný  
proces M2 (tab. 1, 2) a obidve kryštalizovali v rámci prv-  
kovej asociácie oxidov a silikátov systému Si—Al—  
—(Ca)—Ti—Fe—Mg—Na—K—O—H. Model výpočtu

fázových rovnováh a opis P-T dráhy sme spočítali z mi-  
nerálnej asociácie identifikovanej vo výbrusoch.

Grt(almandín) + Pl(anortit—An) + Pl(albit) + Png(mus-  
kovit—Ms) + Bt(flogopit) + Chl(klinochlór) + Act(tre-  
molit—Tr) + Rtl + Ilm + Hem + Spn + Qtz + H<sub>2</sub>O.

Pri výpočte metamorfných reakcií procesu M2 sme ne-  
brali do úvahy epidot (skupinu epidotu), ktorý je pred vzní-  
kom klastov v pôvodných varietách rulovo-amfibolitového  
komplexu podstatnou zložkou horniny. Epidot v obliakoch,  
úlomkoch a v tmeli metakonglomerátu chýba (tab. 1).

Z uvedených vstupných podmienok sme vypočítali tie-  
to metamorfné reakcie (obr. 11):

- 1)  $\text{Spn} + 2\text{Rtl} + \text{Alm} = \text{An} + 3\text{Ilm} + 2\text{Qtz}$
- 2)  $4\text{Alm} + 5\text{Png} + 12\text{Rtl} + 4\text{Tr} = 25\text{Qtz} + 5\text{Bt} + 12\text{Ilm} + \text{Chl} + 8\text{An}$
- 3)  $3\text{Chl} + 24\text{Ilm} + 5\text{Png} + 15\text{Qtz} = 24\text{Rtl} + 5\text{Bt} + 8\text{Alm} + 12\text{H}_2\text{O}$
- 4)  $5\text{Png} + 4\text{Rtl} + 4\text{Tr} = 4\text{Spn} + 17\text{Qtz} + 5\text{Bt} + \text{Chl} + 4\text{An}$
- 5)  $\text{Spn} + 26\text{Rtl} + 10\text{Bt} + 2\text{Chl} + 17\text{Alm} = 9\text{An} + 51\text{Ilm} + 10\text{Png} + 8\text{Tr}$
- 6)  $3\text{Chl} + 5\text{Png} + 8\text{Spn} = 8\text{Rtl} + \text{Qtz} + 5\text{Bt} + 8\text{An} + 12\text{H}_2\text{O}$
- 7)  $6\text{Chl} + 3\text{Ilm} + 10\text{Png} + 15\text{Spn} = 18\text{Rtl} + 10\text{Bt} + 15\text{An} + \text{Alm} + 24\text{H}_2\text{O}$
- 8)  $\text{Alm} + 5\text{Png} + 3\text{Rtl} + 3\text{Tr} = 15\text{Qtz} + 5\text{Bt} + 3\text{Ilm} + 6\text{An} + 3\text{H}_2\text{O}$
- 9)  $8\text{Tr} + 15\text{Png} + \text{Chl} = 16\text{An} + 15\text{Bt} + 35\text{aQtz} + 12\text{H}_2\text{O}$
- 10)  $\text{Tr} + 9\text{Rtl} + 3\text{Alm} + 3\text{H}_2\text{O} = 2\text{An} + \text{Chl} + 9\text{Ilm} + 10\text{Qtz}$
- 11)  $3\text{Chl} + 21\text{Ilm} + 10\text{Png} + 3\text{Tr} = 21\text{Rtl} + 10\text{Bt} + 6\text{An} + 7\text{Alm} + 15\text{H}_2\text{O}$
- 12)  $5\text{Png} + \text{Rtl} + 3\text{Tr} = \text{Spn} + 13\text{Qtz} + 5\text{Bt} + 5\text{An} + 3\text{H}_2\text{O}$
- 13)  $6\text{Spn} + 9\text{Rtl} + 3\text{Qtz} + 5\text{Bt} + 5\text{Alm} + 3\text{H}_2\text{O} = 15\text{Ilm} + 5\text{Png} + 3\text{Tr}$
- 14)  $\text{Spn} + 24\text{Rtl} + 10\text{Bt} + 13\text{Alm} + 6\text{H}_2\text{O} = 3\text{An} + 39\text{Ilm} + 10\text{Png} + 6\text{Tr}$
- 15)  $3\text{Ilm} + 10\text{Png} + 6\text{Tr} = 3\text{Spn} + 24\text{Qtz} + 10\text{Bt} + 9\text{An} + \text{Alm} + 6\text{H}_2\text{O}$
- 16)  $8\text{Tr} + 16\text{Rtl} + 5\text{Png} + 12\text{H}_2\text{O} = 5\text{Chl} + 5\text{Bt} + 33\text{Qtz} + 16\text{Spn}$
- 17)  $\text{Chl} + 4\text{Qtz} + 3\text{Spn} = \text{Tr} + 3\text{Rtl} + \text{An} + 3\text{H}_2\text{O}$
- 18)  $13\text{Chl} + 20\text{Png} + 35\text{Spn} = \text{Tr} + 35\text{Rtl} + 20\text{Bt} + 33\text{An} + 51\text{H}_2\text{O}$
- 19)  $\text{Tr} + 5\text{Rtl} + \text{Alm} + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Chl} + 3\text{Ilm} + 6\text{Qtz} + 2\text{Spn}$
- 20)  $10\text{Spn} + 23\text{Rtl} + 10\text{Bt} + 11\text{Alm} + 9\text{H}_2\text{O} = \text{Chl} + 33\text{Ilm} + 10\text{Png} + 5\text{Tr}$
- 21)  $2\text{Alm} + \text{Chl} + \text{Rtl} + 5\text{Spn} = \text{Tr} + 6\text{Ilm} + 3\text{An} + 3\text{H}_2\text{O}$
- 22)  $3\text{Alm} + 2\text{Chl} + 2\text{Qtz} + 9\text{Spn} = 2\text{Tr} + 9\text{Ilm} + 5\text{An} + 6\text{H}_2\text{O}$
- 23)  $35\text{Alm} + 24\text{Chl} + 10\text{Png} + 105\text{Spn} = 18\text{Tr} + 10\text{Bt} + 105\text{Ilm} + 69\text{An} + 78\text{H}_2\text{O}$

Vypočítané minerálne asociácie na ľavej strane reakcie sú stabilné pri vyššom tlaku (obr. 11). Hrube sú vyznačené reakcie alebo ich časti, ktoré možno kontrolovať postupnou kryštalizáciou generácií rovna-



kých minerálov, vzhľadom chemického zloženia týchto minerálov a minerálnych asociácií vo výbrusoch. Reakcie opisujú postupnú kryštalizáciu novej minerálnej asociácie, resorpciu alebo stabilitu staršej minerálnej asociácie metakonglomerátu v mladšej metamorfóze M2.

### Rekonštrukcia P-T-fo<sub>2</sub> dráh metakonglomerátu

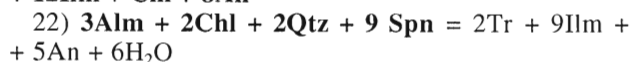
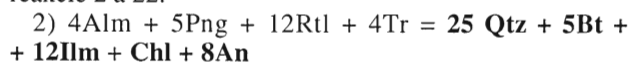
Na rekonštrukciu P-T-fo<sub>2</sub> dráh bol najvhodnejší obliak metasemipelitu, amfibolitu a minerálna asociácia v tmeli metakonglomerátu. Podľa chemických objemových analýz bol predmetamorfny protolit amfibolitu (vzorka SH-6) pravdepodobne produkt tholeiitového bazaltu a protolit metasemipelitu (vzorky SH-8,13,16) zmes pelitického sedimentu s produktom tholeiitového bazaltu? (Radvanec, 1992, 1994). Minerálne asociácie bazaltu sa v klastoch nezachovali ani ako minerálny relikt. Klasty metamorfítov spolu s okolitým tmelom metakonglomerátu majú pestrú asociáciu metamorfogénnych kritických minerálov (tab. 1, 2). Z časovej postupnosti kryštalizácie minerálnych asociácií, z metamorfnej reakcie 1—23 a vzťahov v postupnosti kryštalizácie Png<sub>1</sub>(nízkoP/vysokoT) a Png<sub>2</sub>(vP/nT), nízko-tlakového Chl<sub>1</sub>, strednotlakového až vysokotlakového Chl<sub>2</sub>, strednotlakového až nízko-tlakového Chl<sub>3</sub>, z kryštalizácie Act na okraji Hbl, z resorpcie granátu Chl<sub>2</sub> a Chl<sub>3</sub>, z postupnej rekryštalizácie Ilm<sub>1</sub> na Psb + Psr + Ti-Hem a z postupnej rekryštalizácie Spn<sub>1</sub> na Rtl<sub>2</sub> a Ilm<sub>2</sub> sme urobili rekonštrukciu P-T-fo<sub>2</sub> dráh metakonglomerátu v metamorfnom procese M2 (obr. 10, 11).

Vzťah rôznych generácií fengitu až muskovitu a chloritu v jednom výbruse umožňuje porovnať ich odlišné chemické zloženie, ktoré zaznamenáva zmeny teploty a tlaku v metamorfite. Obsah Si vo vzorci fengitu až muskovitu určuje hodnotu tlaku metamorfózy (obr. 11; Massone a Schreyer, 1987) a obsah Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(hmot. %) reaguje na zmenu teploty pri kryštalizácii svetlej sludy (obr. 7). Čím bol vyšší obsah Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, tým vyššia bola teplota kryštalizácie fengitu až muskovitu (Radvanec et al., 1994). Hodnota substitúcie Al<sup>(VI)</sup> + 2Ti + Cr-1 vo vzorci chloritu závisí od tlaku a relatívne určuje tlakové podmienky kryštalizácie odlišných generácií chloritu v jednej vzorke (Laird in Bailey, 1988).

### Prográdna metamorfóza M2 medzi bodom A a A': začiatok metamorfózy konglomerátu

Podstatná časť minerálnej asociácie v obliakoch a úlomkoch zo staršieho metamorfneho procesu M1 ostala na začiatku prográdnej metamorfózy M2 medzi bodom A a A' stabilná (obr. 11). Je to Png<sub>1</sub>(Si = 3,07—3,15, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 34—37 hmot. %, 0,40—0,47\*) + časť Grt + inklúzie Rtl<sub>1</sub> a Pl<sub>1</sub>(Xan = 0,038—0,085) v Grt + Pl<sub>1</sub>(porfiroblast Xan = 0,14 r—0,27 c) + Chl<sub>1</sub>(0,44—0,47\*) + Bt + Hbl(0,39\*) + Ilm<sub>1</sub> + C + relikt Ep + Spn<sub>1</sub> + Qtz.

Menšia časť minerálnej asociácie zo staršieho metamorfneho procesu v tomto úseku rekryštalizovala podľa reakcie 2 a 22:

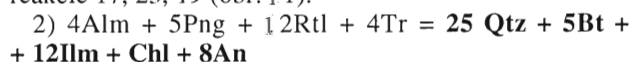


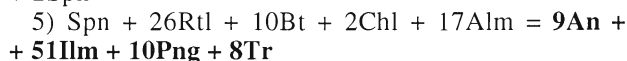
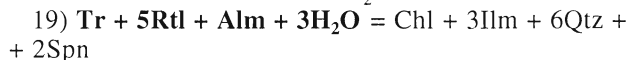
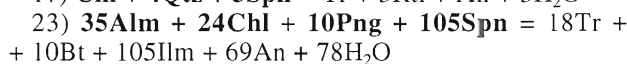
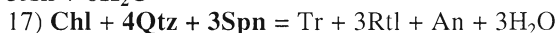
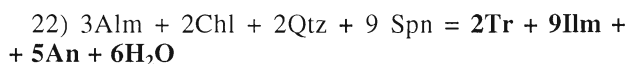
Začiatok prográdnej metamorfózy M2 blízko bodu A dobre zaznamenala resorpcia Grt<sub>Alm</sub>(c-r = 73—74 %, 0,89\*, Mg/Fe = 0,127) mladším Chl<sub>2</sub>(0,31\*, Mg/Fe = 2,140—2,233). Resorpcia prebehla pri tlaku P = 2—3 Kbar a teplote T = 320—340 °C ( $K_D^{\text{Grt-Chl}_2} = 0,06$ ; Grambling, 1990). Chl<sub>2</sub> pravdepodobne resorboval Ca a Mn bohatý a v týchto P-T podmienkach nestabilný okraj Grt z metamorfneho procesu M1 (obr. 1). Zonálnosť granátu s homogénnym obsahom Fe v strede a na Ca a Mn bohatým okraji zistil Radvanec (1992) na granáte chloritovo-biotitovej zóny rulovo-amfibolitového komplexu staršej metamorfózy M1. Resorpcia granátu chloritom (Chl<sub>2</sub>) sa skončila v bode A' (P = 7 Kbar; T = 530 °C) na hranici rovnováhy Alm + H<sub>2</sub>O s FeChl(Chl<sub>2</sub>) + Qtz (Banno et al., 1986; Spear et al., 1995) alebo na hranici reakcie 16, ktorá je aj hranicou prechodu fácie zelených bridlic do albitovo-epidotovo-amfibolitovej alebo amfibolitovej fácie (obr. 11).

Anchimetamorfóza konglomerátu (T = 200—250 °C, P = 0—1 Kbar) charakterizuje po diagenetickom štádiu začiatok prográdnej metamorfózy M2 konglomerátu. V takýchto P-T podmienkach je epidot až do teploty okolo 400 °C mimo poľa stability (obr. 11). Pri postupnom raste teploty prográdnej metamorfózy M2 až do tejto teplotnej hranice sa pôvodný epidot z M1 v dehydratačnom procese resorboval na plagioklas + kremeň ± Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (hematit). Množstvo a pôvod hematitu v tmeli metakonglomerátu môžeme takto odvodiť od rozpadu epidotu. Podľa experimentálnych údajov hlavný rozpad epidotu nastal pri teplote 350—400 °C a tlaku 1—4 Kbar (Liou in Spear, 1995). Podľa tohto zistenia je pravdepodobné, že časť plagioklasu (plagioklas) vznikla aj rozpadom epidotu pri prechode prográdnej metamorfózy M2 konglomerátu z prehnitovo-pumpellyitovej fácie do fácie zelených bridlic (T = 350—400 °C). Podstatný objem plagioklasu v metakonglomeráte je však reliktom z metamorfózy M1 (obr. 4). Podľa experimentov a modelovania P-T podmienok prechodu fácie zelených bridlic do epidotovo-amfibolitovej fácie je kryštalizácia alebo dehydratačný rozpad epidotu nevratný proces (Apted a Liou, 1983). To je vysvetlenie, prečo sa epidot, ale ani K živec na začiatku prográdnej metamorfózy M2 v obliakoch a úlomkoch metakonglomerátu nezachovali. Rozpad alebo nestabilita epidotu a K živca a vznik hematitu na začiatku metamorfózy M2 významne ovplyvnila ďalšiu kryštalizáciu možných kritických Ca-Fe-Mg-Na silikátov v prográdnej a retrográdnej vysokotlakovkej metamorfóze M2.

### Prográdna metamorfóza M2 medzi bodom B a B': teplotný vrchol metamorfózy

Prográdna metamorfóza medzi bodom B a B' reprezentuje teplotný vrchol metamorfózy. Tlaku a teplota pri nej postupne rástli až do P-T podmienok v bode B' (P = 11 Kbar, T = 600 °C). Medzi bodom A' a B' obmedzene kryštalizovala minerálna asociácia v poli stability, ktoré ohraničuje pravá strana reakcie 2, 22 a 5 a ľavá strana reakcie 17, 23, 19 (obr. 11):



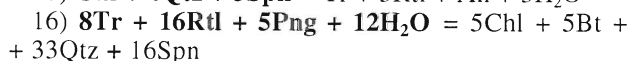
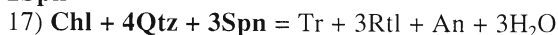
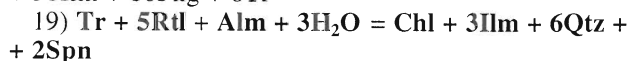
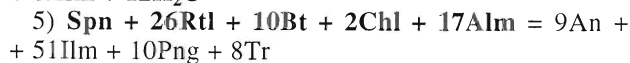
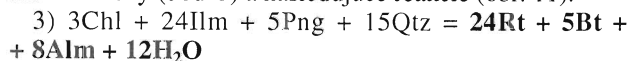


V tejto časti prográdnej metamorfózy ostali stabilné minerálne asociácie z bodu A' a relikty minerálnej asociácie z metamorfózy M1. Vznikla aj nová asociácia  $\text{Png}_2(\text{Si} = 3,2, \text{Al}_2\text{O}_3 = 30\text{—}32\%, 0,41\text{—}0,43\%) + \text{Png}_2(\text{Si} = 3,3, \text{Al}_2\text{O}_3 = 31,4\%, 0,43\%) + \text{Act}(0,33\text{—}\text{Tr})$  na relikte  $\text{Hbl} + \text{Chl}_2 + \text{Rtl}_2 + \text{Psb} + \text{Psr}$  podľa reakcie 2, 22, 17, 23, 19 a 5.

Začiatok možnej kryštalizácie  $\text{Act}(0,33\text{—}\text{Tr})$  na relikte  $\text{Hbl}$  alebo resorpciu hornblendu aktinolitom odhadujeme pri tlaku  $P = 3\text{ Kbar}$  a teplote  $T = 410\text{ }^\circ\text{C}$  (obr. 11). To je spodná hranica stability  $\text{Act}$  v minerálnej asociácii  $\text{Act} + \text{Ep} + \text{Chl}$  a zároveň aj spodná hranica koexistencie  $\text{Act}$  a  $\text{Hbl}$  (Ernst, 1977, 1979). Kryštalizácia  $\text{Act}$  na relikte  $\text{Hbl}$  je v prográdnej alebo retrográdnej metamorfóze reálna až v teplotnom intervale  $510\text{—}560\text{ }^\circ\text{C}$  a v tlakovom intervale  $3,5\text{—}8\text{ Kbar}$ . Apted a Liou (1983) v rovnakých  $P$ - $T$  podmienkach experimentálne potvrdili koexistenciu  $\text{Act}$  a  $\text{Hbl}$  na hranici reakcie  $\text{Chl} + \text{Ab} + \text{Ep} + \text{Act} + \text{Qtz} = \text{Hbl} + \text{Ab} + \text{Ep} + \text{Qtz}$ , ktorá definuje prechod z epidotovo-amfibolitovej fácie do amfibolitovej fácie, resp. albitovo-epidotovo-amfibolitovej fácie do fácie zelených bridlic alebo naopak. Vrchnú hranicu teploty možnej koexistencie  $\text{Act}$ — $\text{Hbl}$  odhadol Spear (1995) na  $T = 600\text{ }^\circ\text{C}$  (obr. 11). V tých istých  $P$ - $T$  podmienkach (medzi bodom A' a B-B') mladší  $\text{Rtl}_2$  čiastočne resorboval starší a nestabilný  $\text{Spn}_1$  (obr. 10).

#### Retrográdna metamorfóza M2 v bode C (tlakový vrchol metamorfózy) a v bode D

Začiatok retrográdnej vetvy metamorfného procesu M2 charakterizuje minerálna asociácia v tlakovom vrchole metamorfózy (bod C) a nasledujúce reakcie (obr. 11):

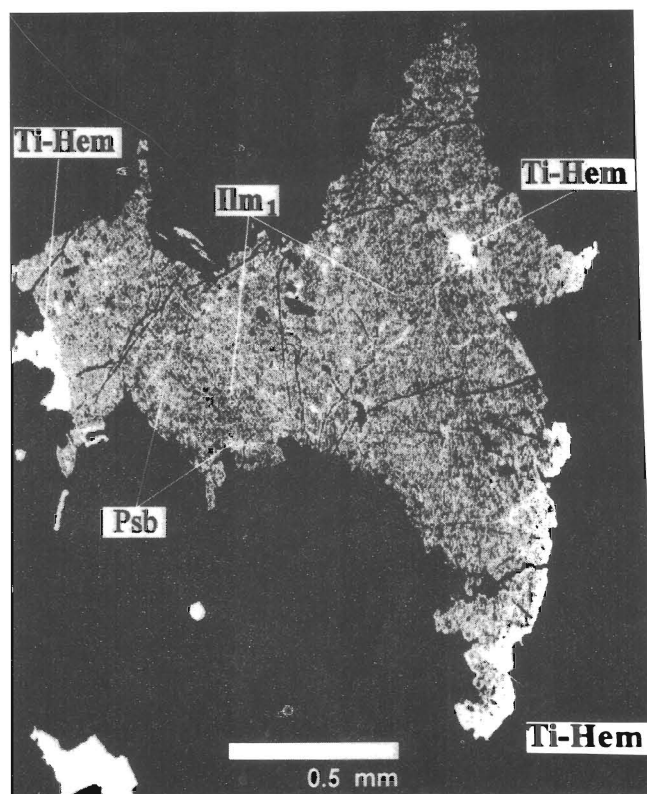


Minerálna asociácia v  $P$ - $T$  podmienkach bodu C a D ( $P = 12\text{ Kbar}$ ,  $T = 600\text{—}550\text{ }^\circ\text{C}$ ) je výsledkom čiastočnej rekryštalizácie minerálnych asociácií z teplotného vrcholu metamorfózy B' a čiastočnej rekryštalizácie reliktu asociácie M1. Kryštalizácia minerálov prebehla pod kontrolou reakcie 3, 5, 19, 17 a 16 v poli stability minerálnych asociácií pravej strany reakcie 5, 17, 16 a ľavej strany reakcie 3. Na začiatku retrográdnej metamorfózy (bod D)

kryštalizoval v tmeli metakonglomerátu vysokotlakový  $\text{Png}_2(\text{Si} = 3,46, \text{Al}_2\text{O}_3 = 23,5\text{—}25,5\%, 0,45\%)$  + vysokotlakový  $\text{Chl}_2(0,33\%) + \text{Chl}_2(0,33\% \text{ s } \text{Cr}_2\text{O}_3) + \text{Pl}_2(\text{Xan} = 0,017\text{—}0,031) + \text{Rtl}_2(\text{tmel}) + \text{Ti-Hem} + \text{Psb} + \text{Psr} + \text{Qtz}$ . Medzi teplotným (bod B') a tlakovým vrcholom metamorfózy (bod C a D) čiastočne rekryštalizoval  $\text{Ilm}_1$  na zmes  $\text{Psb} + \text{Psr} + \text{Ti-Hem}$  (obr. 8, 9). Kryštalizácia zmesi pseudobrookitu a pseudorutilu je podľa teploty na spodnej hranici existencie pseudobrookitu  $T = 585\text{ }^\circ\text{C}$  (Lindsley, 1965, in Lindsley, 1991; obr. 10). Albit ( $\text{Pl}_2$ ), ktorý pravdepodobne najviac kryštalizuje v tejto časti metamorfózy, vždy obsahuje  $\text{FeO}$  v rozsahu  $0,41\text{—}0,61\text{ hmot. } \%$ , a to na rozdiel od plagioklasu z metamorfózy M1, ktorý  $\text{FeO}$  neobsahuje (obr. 4, tab. 2).

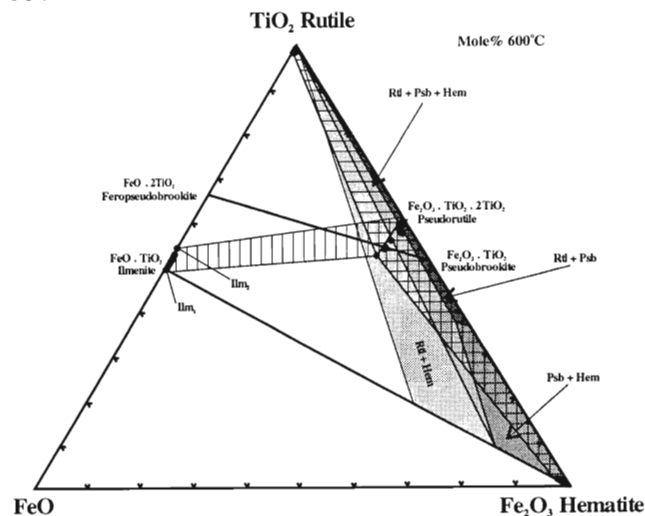
#### Retrográdna metamorfóza M2 medzi bodom E a E'

V retrográdnej metamorfóze medzi bodom E a E' ( $P = 11\text{—}8\text{ Kbar}$ ,  $T = 560\text{—}530\text{ }^\circ\text{C}$ ) kryštalizovala v obla-



Obr. 8. Oxidácia ilmenitu ( $\text{Ilm}_1$ ) zo staršieho metamorfného procesu M1 na zmes pseudobrookitu ( $\text{Psb}$ ) a pseudorutilu ( $\text{Psr}$ ) v metamorfnom procese M2. Na okraji a v trhlinách pôvodného zrna  $\text{Ilm}_1$  v závere oxidácie kryštalizoval Ti hematit ( $\text{Ti-Hem}$ ). Oxidácia prebehla podľa rovnice  $2\text{Ilm}_1 + \text{O}_2 = \text{Psb} + \text{Ti-Hem}$  v teplotnom vrchole metamorfózy M2 ( $T = 585\text{—}600\text{ }^\circ\text{C}$ ) v poli stability pseudobrookitu (obr. 10). Vzorka SH-9. Analýzy sú v tab. 2.

Fig. 8. Oxidation of ilmenite ( $\text{Ilm}_1$ ) from the older metamorphic process M1 to the mixture of pseudobrookite ( $\text{Psb}$ ) and pseudorutile ( $\text{Psr}$ ) in metamorphic process M2. In the final stage of oxidation in the rim and fractures of the original grain  $\text{Ilm}_1$  there crystallized the Ti-hematite ( $\text{Ti-Hem}$ ). The oxidation is expressed by equation  $2\text{Ilm} + \text{O}_2 = \text{Psb} + \text{Ti-Hem}$  in the temperature peak of metamorphism M2 ( $T = 585\text{—}600\text{ }^\circ\text{C}$ ) in the stability field of pseudobrookite (Fig. 10). The sample SH-9. Analyses are in Tab. 2.



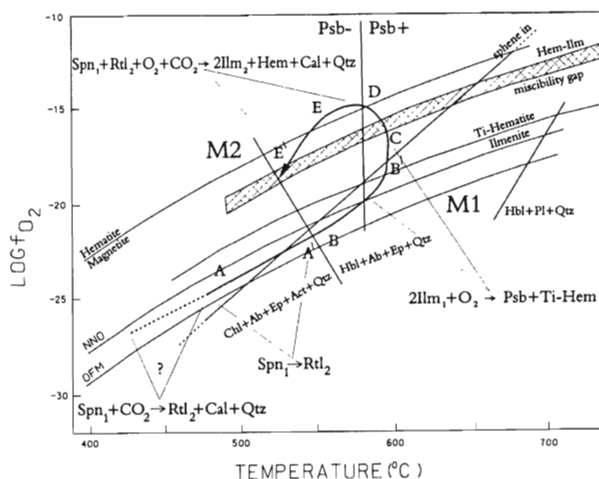
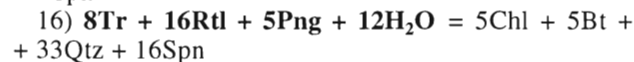
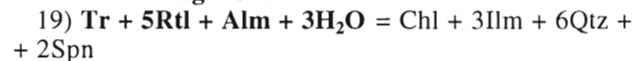
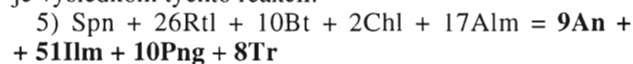
**Obr. 9.** Zmena minerálnych fáz v systéme FeO—TiO<sub>2</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Pole stability minerálnej asociácie Rtl + Psb + Hem, Rtl + Psb, Psb + Hem a Rtl + Hem je podľa Lindsleya (1991). Oxidácia ilmenitu (Ilm<sub>1</sub>) zo staršej predvestfálskej metamorfózy M1 na zmes pseudobrookitu (Psb) + pseudorutil (Psr) + Ti hematit (Hem) je v mladšej metamorfóze M2 prevažne v poli stability Rtl + Psb ± (Psr). Časť analýz je v poli stability Rtl + Psb + Hem, resp. Rtl + Hem. Nemiešateľnosť koexistujúcich fáz Ilm<sub>1</sub>—Psb + Psr—Ti-Hem (obr. 8) alebo koexistujúcich fáz Rtl<sub>2</sub>—Ilm<sub>2</sub>—Hem (obr. 6) je vymedzená šrafovaným poľom. Analýzy sú v tab. 2.

**Fig. 9.** The change of mineral phases in the system FeO—TiO<sub>2</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. The stability field of the mineral association Rtl + Psb + Hem, Rtl + Psb, Psb + Hem and Rtl + Hem is according to Lindsley (1991). Oxidation of ilmenite (Ilm<sub>1</sub>) from the older pre-Westphalian metamorphism M1 to mixture of pseudobrookite (Psb) + pseudorutile (Psr) + Ti—hematite (Hem) is in younger metamorphism M2 prevailing in the stability field Rtl + Psb ± (Psr). Part of analyses is in the stability field Rtl + Psb + Hem, resp. Rtl + Hem. Miscibility gap of coexisting phases Ilm<sub>1</sub> - Psb + Psr—Ti—Hem (Fig. 8) or coexisting phases Rtl<sub>2</sub>—Ilm<sub>2</sub>—Hem (Fig. 6) is allocated by cross-hatched field. Analyses are in Tab. 2.

koch a úlomkoch asociácia, ktorá úplne premenila pôvodný a do tohto bodu stabilný biotit z metamorfózy M1 na zmes Png<sub>2</sub>(Si = 3,34, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 28—29 %, 0,43\*) + Chl<sub>2</sub>(0,33—0,39\*) + Rtl<sub>2</sub> v pôvodnej oblasti zrna biotitu. Spn<sub>1</sub> po čiastočnej resorpcii Rtl<sub>2</sub> v prográdnej metamorfóze rekryštalizoval v pôvodnej oblasti zrna na zmes Rtl<sub>2</sub> + Ilm<sub>2</sub> (obr. 6, 9, 10). Na okraji porfyroblastu Pl<sub>1</sub> kryštalizoval Pl<sub>2</sub> = (Xan = 0,02) vo forme lemu okolo celého jadra porfyroblastu. Na vonkajšom okraji lemu Chl<sub>2</sub> okolo Grt<sub>Alm</sub>(c—r = 73—74 %, 0,89\*) a na kontakte pôvodného zrna Grt s matrixom kryštalizoval Chl<sub>3</sub>(0,49—0,81\*), čím sa ukončila resorpcia granátu chloritom (obr. 1, 3).

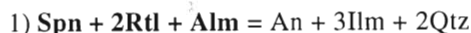
Prevažne v tmeli metakonglomerátu kryštalizovala asociácia Pl<sub>2</sub>(Xan = 0,001—0,012) + Chl<sub>3</sub>(0,45—0,49\*) + Chl<sub>3</sub>(0,49\* s Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) + Hem + inklúzie Cal(0,30\*) v Hem + Qtz.

Kryštalizácia minerálnej asociácie medzi bodom E a E' je výsledkom týchto reakcií:

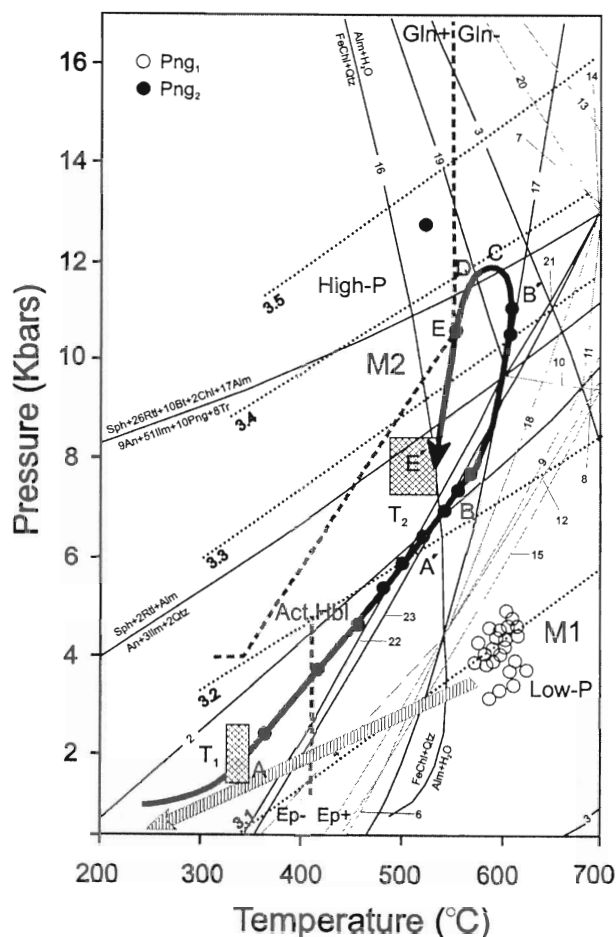


**Obr. 10.** Stabilita minerálnych asociácií podľa experimentálnych údajov ako funkcia teploty a fugacity  $f_{O_2}$  pri tlaku  $P_{\text{fluid}} = 7$  Kbar. Údaje sú z experimentov, reakcií prechodu fácie zelených bridlíc (Chl + Ab + Ep + Act + Qtz) do epidotovo-albitovo-amfibolitovej fácie (Hbl + Ab + Ep + Qtz) až amfibolitovej fácie (Hbl + Pl + Qtz) podľa Apteda a Lioua (1983). Hranica stability hematit—magnetit a nemiešateľnosť Hem—Ilm sú podľa Speara (1995). Hranica stability ilmenit—Ti hematit, NNO, OFM a pole stability titanitu (sphene in) sú podľa Speara (1981). Hranica stability pseudobrookitu (Psb+) je podľa Lindsleya (1991). Oxidácia titanitu (Spn<sub>1</sub>, obr. 6) zo staršej metamorfózy M1 pred vestfáľom prebehla v postvestfálskej, mladšej prográdnej metamorfóze M2 medzi bodom A a A'. Kryštalizácia pseudobrookitu (Psb) + pseudorutilu na relikte staršieho ilmenitu (Ilm<sub>1</sub>, obr. 8) prebehla v teplotnom vrchole metamorfózy M2 v poli stability Psb+ medzi bodom B, B' a C. V retrográdnej metamorfóze M2 prebehla oxidácia Spn<sub>1</sub> + Rtl<sub>2</sub> na Ilm<sub>2</sub> + Hem (obr. 6) v poli stability hematitu medzi bodom D, E a E'. Body T— $f_{O_2}$  dráhy metamorfózy M2 sú zhodné s bodmi na P—T dráhe metamorfózy M2 (obr. 11). M1—pozícia staršej nízkotlakovej amfibolitovej fácie metamorfózy M1 je v poli stability ilmenitu (podľa údajov Radvanec, 1992, 1994).

**Fig. 10.** Stability of mineral assemblages according to the experimental data in relation to temperature and fugacity  $f_{O_2}$  in pressure  $P_{\text{fluid}} = 7$  kbar. Data are from experiments—reactions of transition from green-schists facies (Chl + Ab + Ep + Act + Qtz) to epidote-albite-amphibolite facies (Hbl + Ab + Ep + Qtz) and to amphibolite facies (Hbl + Pl + Qtz) according to Apted and Liou (1983). The stability limit of hematite—magnetite and miscibility gap Hem—Ilm are according to Spear (1995). The stability limit of ilmenite—Ti-hematite, NNO, OFM and the stability field of titanite (sphene in) are according to Spear (1981). The stability limit of pseudobrookite (Psb+) is according to Lindsley (1991). The oxidation of sphene (Sph<sub>1</sub>; Fig. 6) from the older pre-Westphalian metamorphism M1 realized in post-Westphalian, younger prograde metamorphism M2, is between points A and A'. The crystallization of pseudobrookite (Psb) + pseudorutile on relict of older ilmenite (Ilm<sub>1</sub>; Fig. 8) was in temperature peak of metamorphism M2 in the stability field of Psb+ between points B, B' and C. In the retrograde metamorphism M2 Spn<sub>1</sub> + Rtl<sub>2</sub> were oxidized to Ilm<sub>2</sub> + Hem (Fig. 6) in the stability field of hematite between points D, E and E'. The points of T— $f_{O_2}$  path of metamorphism M2 are coincident with points on P—T path of metamorphism M2 (Fig. 11). M1—position of older low-pressure amphibolite facies metamorphism M1 in the stability field of ilmenite according to data of Radvanec (1992, 1994).



Koniec retrográdnej metamorfózy prebehol pri tlaku  $P = 8$  Kbar a teplote  $T = 530$  °C na hranici reakcie Alm + H<sub>2</sub>O = FeChl, resp. na hranici reakcie 16. Podľa Grt—Chl geotermometra (Grambling, 1990) sa na tejto hranici skončila aj resorpcia granátu Fe—Chl<sub>3</sub> pri teplote  $T = 480—530$  °C (obr. 11).



Obr. 11. P-T dráha postvestfálskej metamorfózy M2 konglomerátu s úlomkami a obliakmi metamorfítov nízkotlakovej fácie zelených bridlíc až amfibolitovej fácie predvestfálskej metamorfózy M1. Sivou šípku sú spojené P-T podmienky vzniku fengitu Png<sub>1</sub> v metamorfóze M1 s diagenetickým až anchimetamorfickým štádiom metakonglomerátu na začiatku prográdnej metamorfózy M2. Hodnota 3,1 až 3,5 re-

### Parciálny tlak kyslíka v konglomeráte pri metamorfóze M2

Kryštalizácia Fe-Ti oxidov (magnetit — hematit — ilmenit — rutil) a štúdium ich vzťahu sú spoľahlivým indikátorom parciálneho tlaku O v metamorfite. Všeobecne platí, že čím je hodnota fugacity O vyjadrená v log  $f_{O_2}$  vyššia, tým vyšší bol tlak O pri metamorfóze. V metamorfitoch je často  $P_{O_2} = P_{Total}$ , hlavne v uzavretých systémoch pre fluidnú fázu, a tak máme, aj keď sprostredkovanne, spoľahlivý údaj o zmene tlaku počas oxidácie, metamorfózy horniny.

V oxidovaných horninách sa kryštalizácia oxidov zistila v asociácii Hem + Ilm + Rtl alebo sa v nich objavuje asociácia Hem + Rtl, alebo len dvojica Mag + Hem. Ilmenit s rutilom v oxidovanej hornine kryštalizujú spolu s chloritom. S rastúcou oxidáciou v tejto asociácii kryštalizuje aj Ilm, ktorý v najvyššom stupni oxidácie dosahuje aj najvyššiu hodnotu molekuly ilmenitu v hematite.

prezentuje obsah Si vo fengite až muskovite podľa Massoneho a Schreyera (1987). V P-T podmienkach mladšej metamorfózy M2 je fengit (Png<sub>1</sub>) v úlomkoch a obliakoch stabilnou fázou zo staršej metamorfózy M1. Mladší fengit (Png<sub>2</sub>) kryštalizoval v prográdnej a na začiatku retrográdnej metamorfózy M2. Spodná hranica koexistencie Act—Hbl je podľa Ernsta (1977, 1979). Zároveň je to aj hranica stability +Ep/Ep—podľa Apteďa a Lioua (in Spear, 1995). Hranica poľa stability glaukofánu (Gln+) je podľa Marescha (1977). Reakcia Alm + H<sub>2</sub>O = FeChl + Qtz je podľa Banna et al. (1986). Čísla pri reakciách označujú rovnovážne reakcie podľa výpočtov z programu Geocalc (Berman, 1987). Podrobne v texte. T<sub>1</sub>—teplota resorpcie granátu chloritom odvodená z Grt—Chl geotermometra medzi reliktom granátu zo staršej metamorfózy M1 a Chl<sub>2</sub> na začiatku prográdnej metamorfózy M2 (Granmbling, 1990). T<sub>2</sub>—teplota resorpcie granátu mladším chloritom (Chl<sub>3</sub>) na konci retrográdnej metamorfózy M2 (obr. 1). Bod A a A'—začiatok prográdnej postvestfálskej metamorfózy M2; B a B'—teplotný vrchol metamorfózy M2; C—tlakový vrchol metamorfózy M2; D—začiatok retrográdnej metamorfózy M2; E a E'—retrográdna metamorfóza M2.

Fig. 11. P-T path of post-Westphalian metamorphism M2 of conglomerate with fragments and pebbles of metamorphites of low-pressure green-schists facies to amphibolite facies of pre-Westphalian metamorphism M1. The grey arrow connects P-T conditions of the phengite-Png<sub>1</sub> origin in metamorphism M1 with diagenetic to anchimetamorphic stage of metaconglomerate in the beginning of prograde metamorphism M2. Values 3.1 to 3.5 represent the Si content in phengite to muscovite according to Massone and Schreyer (1987). In the P-T conditions of lower metamorphism M2 the phengite (Png<sub>1</sub>) represents the stable phase in fragments and pebbles from older metamorphism M1. Younger phengite (Png<sub>2</sub>) crystallized in prograde and in onset of retrograde metamorphism M2. The lower limit of coexistence Act-Hbl is according to Ernst (1977, 1979), hereby it is the limit of stability of +Ep/Ep-; according to Apteď and Liou (in Spear, 1995). The stability limit of glaucophane (Gln+) is according to Maresch (1977). Reaction Alm + H<sub>2</sub>O = FeChl + Qtz is after Banno et al. (1986). Numbers present near reactions depict the equilibrium reactions according to the calculations by software Geocalc (Berman, 1987). For details see text. T<sub>1</sub>—temperature of resorption of garnet by chlorite, derived from Grt—Chl geothermometer between relict of garnet from the older metamorphism M1 and Chl<sub>2</sub> in the onset of prograde metamorphism M2 (Granmbling, 1990). T<sub>2</sub>—temperature of garnet resorption by younger chlorite (Chl<sub>3</sub>) in the end of retrograde metamorphism M2 (Fig. 1). Points: A and A'—onset of prograde post-Westphalian metamorphism M2; B and B'—temperature peak of metamorphism M2; C—pressure peak of metamorphism M2; D—onset of retrograde metamorphism M2; E and E'—retrograde metamorphism M2.

V dostatočne oxidovaných horninách sa postupne nachádza asociácia Ilm + Hem + Rtl + Chl alebo Hem + Rtl + Chl, pričom Chl má nízky pomer Fe/(Fe + Mg)\*. V našom prípade je to vysokotlakový Chl<sub>2</sub>(0,33\*). Koexistujúci Rtl + Ilm kryštalizuje pri nízkom pomere Fe/(Fe + Mg) na hranici fácie zelených bridlíc a v amfibolitovej fáci metamorfózy, kde Rtl + Ilm nahrádza predtým stabilnú asociáciu Rtl + Mag (Cassidy a Craves, 1988, in Lindsley, 1991; Spear, 1995). V ultravysokotlakovej metamorfóze je ilmenit opäť nahradený rutilom (Frost in Lindsley, 1991).

Fe-Ti oxidy v metakonglomeráte zastupuje asociácia Ilm<sub>1</sub> + Rtl<sub>1</sub> + Ilm<sub>2</sub> + Rtl<sub>2</sub> + Psb + Psr + Ti—Hem + Hem, ktorá predstavuje postupnú oxidáciu obliakov a úlomkov konglomerátu pri rastúcom tlaku v metamorfóze (tab. 1). Prvý T-f<sub>O<sub>2</sub></sub> záznam oxidácie sa začal čiastočnou rekryštalizáciou Spn<sub>1</sub> na Rtl<sub>2</sub> na hranici stability titanitu a v poli stability ilmenitu v teplotnom rozsahu 500—550 °C s hodnotou log  $f_{O_2}$  = -23 až -26 v prográdnej metamorfóze blízko bodu A' (obr. 9, 10). Je pravde-



podobné, že sa rozklad  $\text{Spn}_1$  začal už pri nižšej teplote (cca 400 °C) v prográdnej metamorfóze medzi bodom A a A' podľa reakcie (Lindsley, 1991)  $\text{Spn}_1 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Rtl}_2 + \text{Cal} + \text{Qtz}$  (kalcit sme zisťovali zriedka a vždy len uzavretý v hematite). Oxidácia konglomerátu potom pokračovala pri vyššom tlaku a teplote 585 °C, čo je spodná hranica existencie pseudobrookitu (Lindsley, 1965, in Lindsley, 1991), a zodpovedá prográdnej metamorfóze medzi bodom B a B'. Pseudobrookit, pseudorutil a Ti hematit tu nahradili  $\text{Ilm}_1$  v poli stability  $\text{Rtl} + \text{Psb} + \text{Hem} \rightarrow \text{Rtl} + \text{Psb} + \text{Psb} + \text{Hem}$  (obr. 8, 9). Táto rekryštalizácia prebehla pri teplote 585–600 °C najprv na hranici stability ilmenitu a Ti hematitu a titanitu  $\log f_{\text{O}_2} = -22$  až  $-18$ . Neskôr pri vyššom tlaku a rovnakej teplote zmes  $\text{Psb} + \text{Psr}$  rekryštalizovala  $\text{Ilm}_1$  v poli stability Ti-Hem, v poli stability titanitu a v poli nemiešateľnosti Hem-Ilm (obr. 10). V tejto časti oxidácie metakonglomerátu bola hodnota  $\log f_{\text{O}_2} = -18$  až  $-16$  a stupeň oxidácie zodpovedal teplotnému a tlakovému vrcholu metamorfózy M2 medzi bodom B', C a D (obr. 11). Posledný stupeň oxidácie pri nižšom tlaku a nižšej teplote (550–530 °C) reprezentuje začiatok chladnutia a postupnú kryštalizáciu Ti—Hem, Cr—Hem a Hem v tmeli metakonglomerátu, t. j. v podmienkach stability Hem pri hodnote  $\log f_{\text{O}_2} = -15$  až  $-17$ . Záver metamorfózy pri teplote 520–530 °C a hodnote  $\log f_{\text{O}_2} = -19$  v retrográdnej metamorfóze reprezentuje kryštalizácia  $\text{Ilm}_2 \pm \text{Rtl}_2$  na reliktie  $\text{Spn}_1$ , ktorá prebehla v poli stability titanitu a v poli nemiešateľnosti hematitu a ilmenitu. Tento stupeň oxidácie zodpovedá retrográdnej metamorfóze medzi bodom D, E a E' (obr. 6, 10, 11).

Podľa rekonštrukcie P-T- $f_{\text{O}_2}$  cesty a metamorfných reakcií ostala v závere retrográdnej metamorfózy stabilná minerálna asociácia  $\text{Chl}_3 + \text{Png}_2 + \text{Hem} + \text{Chl}_2 + \text{Pl}_2 + \text{Act} + \text{Spn}_2 + \text{Rtl}_2 + \text{Ilm}_2 + \text{Ti-Hem} + \text{Psb} + \text{Psr} + \text{Tur}_2 + \text{Qtz}$  spolu s časťou minerálnej asociácie z prográdnej metamorfózy M2 a spolu s reliktmi asociácie z metamorfného procesu M1 ( $\text{Grt}_{\text{Alm}} + \text{Hbl} + \text{Png}_1 + \text{Chl}_1 + \text{Pl}_1 + \text{Spn}_1 + \text{Ilm}_1 + \text{Tur}_1 + \text{C} + \text{Ap} + \text{Qtz}$ ).

### Diskusia o petrotektonickom význame P-T dráhy metakonglomerátu

P-T- $f_{\text{O}_2}$  dráhy postvestfálskej metamorfózy konglomerátu M2 charakterizuje oxidácia klastického materiálu v P—T podmienkach diagenézy fácie zelených bridlíc na začiatku prográdnej a na konci retrográdnej metamorfózy. Vo vrchole metamorfózy dosiahli P-T podmienky hranicu stability plagioklasu vo vrchnej časti albitovo-epidotových amfibolitov až v eklogitovej fácií podľa klasifikácie Ernsta (1988) a Bousqueta et al. (1997). Izotermická retrográdna P-T cesta metakonglomerátu nasledovala pozdĺž prográdnej cesty s podobným priebehom metamorfózy, ako majú tektonické bloky zo zavesenej steny pasívneho okraja kontinentu v komplexe Franciscan (Ernst, 1988; Ernst et al., 1994). Takýto priebeh P-T cesty má podľa Cloosa (1993) metamorfóza v „teplom“ type subdukcie s gradientom rastu teploty v subdukcii 10 °C/km a s rýchlosťou subdukovaného materiálu 2 cm/rok. Tieto zistenia a porovnania P—T dráhy postvestfálskej metamorfózy konglomerátu interpretujeme

ako prejav vysokotlakovej metamorfózy zo subdukčnej zóny, ktorá po vestfáli vznikla v gemeriku ako výsledok kontinentálnej kolízie. Spôsob návratu alebo exhumácie metakonglomerátu späť do akrečnej prizmy gemerika možno nateraz iba predpokladať. Priebeh retrográdnej metamorfózy je izotermický a indikuje rýchlu exhumáciu metakonglomerátu z P-T podmienok vysokotlakovej metamorfózy subdukčnej zóny pri nezmenenej teplote 530–550 °C (obr. 11). Vhodný geotektonický model tejto rýchlej izotermickej exhumácie materiálu zo subdukčnej zóny reverzným pohybom astenosféry po subdukcii materiálu z akrečnej prizmy zrekonštruoval Ernst et al. (1994). Menej pravdepodobná je exhumácia subdukovaného materiálu zo subdukcie s malým sklonom podsúvania, ktorá je podľa Cloosa (in Spear, 1995) spätá s tokom melanže hornín v podstate v pasívnom akrečnom kline. Podľa tohto modelu pohyb subdukovaného a exhumovaného materiálu v akrečnom kline závisí len od sklonu a rýchlosti pohybu plochy subdukcie pod pasívnym akrečným klinom. Za nepravdepodobný spôsob exhumácie metakonglomerátu na povrch pokladáme model Platta (in Spear, 1995). Jeho model je založený na plytkom uhle subdukcie s tvorbou reverzných imbrikácií a vrás pod zaveseným akrečným klinom alebo na jeho báze. Materiál v týchto vrásach môže byť metamorfovaný v podmienkach vysokotlakovej metamorfózy. Plattov model exhumácie metamorfítov na povrch je podmienený extenznou tektonikou, ktorá je založená od povrchu a podmienená aj rýchlosťou exhumácie, výrazne závislej aj od rýchlosti erózie zaveseného akrečného klinu. Priebeh retrográdnej P—T cesty v tomto type exhumácie nie je izotermický ako v našom prípade, a preto Plattov model exhumácie metakonglomerátu na povrch v zavesenom akrečnom kline gemerika považujeme za najmenej pravdepodobný.

### Záver

Metakonglomerát vestfálskeho veku patriaci do rudnianskeho súvrstvia je na lokalite Rudňany-Svinský hrb hruboklastický a polymiktný. Klasty sú prevažne z remobilizovanej ruly a amfibolitov z rulovo-amfibolitového komplexu staršieho paleozoika gemerika. Tmel metakonglomerátu je prevažne zelený, ale aj hnedočervený. Pôvodný konglomerát bol po vestfáli metamorfovaný v metamorfóze M2.

Zistili sme, že prevaha minerálov v klastoch metakonglomerátu kryštalizovala v staršom metamorfnom procese M1 a zvyšok v mladšom časovo oddelenom metamorfnom procese M2. Minerálne asociácie z M1 ostali sčasti stabilné aj v P-T podmienkach metamorfózy M2 a spolu s novou minerálnou asociáciou tento mladší metamorfný proces charakterizujú. Relikty pevných fáz (M1) kritických metamorfných minerálov ( $\text{Grt}_{\text{Alm}} + \text{Hbl} + \text{Png}_1 + \text{Pl}_1 + \text{Chl}_1 + \text{Rtl}_1 + \text{Spn}_1 + \text{Ilm}_1 + \text{Tur}_1 + \text{C} + \text{Ap} + \text{Qtz}$ ) sú v metamorfnom procese M2 súčasťou nového metamorfného kryštalizačného systému spolu s minerálnou asociáciou M2 ( $\text{Act} + \text{Png}_2 + \text{Pl}_2(\text{Ab}) + \text{Chl}_{2,3} + \text{Hem} + \text{Ti-Hem} + \text{Psb} + \text{Psr} + \text{Ilm}_2 + \text{Rtl}_2 + \text{Spn}_2$  + inklúzie  $\text{Cal}$  len v  $\text{Hem} + \text{Tur}_2 + \text{Qtz}$ ). Titanit ( $\text{Spn}_1$ ) z metamorfózy M1 rekryštalizoval v metamorfnom procese M2 na

zmes  $\text{Rtl}_2 + \text{Ilm}_2$ . Ilmenit ( $\text{Ilm}_1$ ) rekryštalizoval na zmes Ti hematitu, pseudorutilu a pseudobrookitu pri teplote na spodnej hranici existencie pseudobrookitu medzi 585—600 °C. Nízkotlakový a vysokoteplotný  $\text{Png}_1$  ( $\text{Si} = 3,07\text{—}3,15$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 34\text{—}37$  hmot. %, 0,40—0,47\*) ostal v P-T podmienkach metamorfózy M2 stabilný. V metamorfnom procese M2 kryštalizoval prevažne v tmeli metakonglomerátu vysokotlakový a nízkteplotný  $\text{Png}_2$  ( $\text{Si} = 3,2\text{—}3,46$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 25,5\text{—}31,5$  %, 0,41—0,45\*). Metamorfné minerálne asociácie M1 + M2 kryštalizovali v rámci prvkovej asociácie oxidov a silikátov systému  $\text{Si—Al—(Ca)—Ti—Fe—Mg—Na—K—O—H}$  na začiatku prográdnej metamorfózy M2 v anchimetamorfnom štádiu konglomerátu bez nestabilného epidotu (M1).

Z časovej postupnosti kryštalizácie minerálnych asociácií, z metamorfnéj reakcie 1—23 a vzťahov v postupnosti kryštalizácie  $\text{Png}_1$  (nízkoP/vysokoT) a  $\text{Png}_2$  (vP/nT), nízkotlakového  $\text{Chl}_1$ , strednotlakového až vysokotlakového  $\text{Chl}_2$ , strednotlakového až nízkotlakového  $\text{Chl}_3$ , z kryštalizácie Act na okraji Hbl, z resorpcie granátu  $\text{Chl}_2$  a  $\text{Chl}_3$ , z rekryštalizácie  $\text{Ilm}_1$  na  $\text{Psb} + \text{Psr} + \text{Hem}$  a z rekryštalizácie  $\text{Spn}_1$  na  $\text{Rtl}_2$  a  $\text{Ilm}_2$  sme urobili nasledujúcu rekonštrukciu P-T-fo<sub>2</sub> dráhy metakonglomerátu v metamorfnom procese M2.

Začiatok prográdnej metamorfózy M2 zaznamenala resorpcia reliktu granátu  $\text{Grt}_{\text{Alm}}$  ( $c-r = 73\text{—}74$  %, 0,89\*,  $\text{Mg/Fe} = 0,127$ ) mladším  $\text{Chl}_2$  (0,31\*,  $\text{Mg/Fe} = 2,140\text{—}2,233$ ). Resorpcia prebehla pri tlaku  $P = 2\text{—}3$  Kbar a teplote  $T = 320\text{—}340$  °C ( $K_D^{\text{Grt-Chl}_2} = 0,06$ ). Resorpcia granátu chloritom<sub>2</sub> v prográdnej metamorfóze sa skončila pri tlaku  $P = 7$  Kbar a teplote  $T = 530$  °C na hranici rovnováhy  $\text{Alm} + \text{H}_2\text{O}$  s  $\text{FeChl} + \text{Qtz}$  v strednotlakovej metamorfóze alebo na hranici prechodu fácie zelených bridlic do amfibolitovej fácie, resp. albitovo-epidotovo-amfibolitovej fácie.

Začiatok kryštalizácie Act (0,33\*—Tr) na relikte Hbl alebo resorpciu hornblendu aktinolitom odhadujeme pri tlaku  $P = 3$  Kbar a teplote  $T = 410$  °C. Reálna kryštalizácia Act na relikte Hbl v prográdnej metamorfóze prebiehala pri teplote 520—600 °C a tlaku 3,5—8 Kbar, čo je zároveň aj teplotný vrchol metamorfózy M2.

Z výpočtu fázových rovnováh a opisu P-T dráhy sme zistili, že konglomerát metamorfovaný v postvestfálskej metamorfóze M2 zaznamenal v tlakovom vrchole metamorfózy tlak  $P = 12$  Kbar a teplotu  $T = 600\text{—}550$  °C. Na konci retrográdnej metamorfózy bol tlak  $P = 8$  Kbar a teplota  $T = 520\text{—}530$  °C. Postupnú oxidáciu obliakov a kryštalizáciu tmelu metakonglomerátu v zhode s P-T dráhou metamorfózy M2 zaznamenali aj Fe-Ti oxidy.

Za geotektonické pozadie metamorfózy M2 pokladáme subdukčnú zónu, ktorá vznikla po vestfáli v gemeriku ako výsledok kolízie kontinentálnych blokov. Spôsob exhumácie vysokotlakovo metamorfovaného konglomerátu zo subdukcie na povrch je predmetom ďalšieho štúdia. Nateraz sa prikláňame k modelu rýchlej exhumácie metakonglomerátu, ktorá nasledovala bezprostredne po subdukcii materiálu reverzným pohybom astenosféry. Tento model najlepšie vysvetľuje izotermický priebeh retrográdnej metamorfózy metakonglomerátu.

**Podakovanie.** Za cenné pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť túto prácu, ďakujem prof. S. Bannovi, Dr. P. Greculovi a prof. D. Hovorkovi. Ďakujem aj Japonskej spoločnosti pre pokrok vo vede (JSPS), z ktorej prostriedkov som mohol v Kjóte na problematike metamorfózy metakonglomerátu pracovať. Bez jej finančnej pomoci by táto práca nebola nikdy napísaná. Za úpravu formálnej stránky štúdie ďakujem priateľom zo strediska informatiky regionálneho centra Geologickej služby v Spišskej Novej Vsi.

## Literatúra

- Antonická, B., 1996: Stredný Spiš — dekoračný kameň. *Manuskript — archív Geofond, Bratislava*.
- 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. Mineral., Mineral. Soc. Amer.*, 19, 409—442.
- Bajaník, Š., Vozárová, A. & Reichwalder, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 27—56.
- 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 Brithish Columbia. *Vancouver, Canada, VGT 2B4*.
- Bousquet, R., Goffe, B., Henry, P., Le Pichon, Ch., & Chopin, Ch., 1997: Kinematic, thermal and petrological model of Central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitization of the lower crust. *Tectonophysis*, 273, 105—127.
- Cambel, B., Král, J. & Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalínika Západných Karpát s katalógom údajov. *Veda, Bratislava*, 153—183.
- 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.
- Dianiška, I. & Grecula, P., 1977: Amfibolity v oblasti Košická Belá—Nižný Klátov. In: *Grecula, P. (Ed.), 1977: SGR-Východ. Manuskript — archív Geologická služba, Spišská Nová Ves*.
- Ernst, W. G., 1977: Tectonics and prograde versus retrograde P—T trajectory of high-pressure metamorphic belts. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrologia*, 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.
- Ernst, W. G., 1988: Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P—T paths. *Geology*, 16, 1081—1084.
- Ernst, W. G., Liou, J. G. & Hacker, B. R., 1994: Petrotectonic Significance of High- and Ultrahigh-Pressure Metamorphic Belts: Inference for Subduction-Zone Histories. *Int. Geol. Rev.*, 36, 213—237.
- Faryad, S. W., 1986: Metamorphic evolution of paragneisses from Klátov region (Lower Paleozoic of Gemericum). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 6, 729—746.
- Grambling, I. A., 1990: Internally-consistent geothermometry and H<sub>2</sub>O 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 Slovaca — Monogr., Bratislava*, 42—52.
- Fusán, O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemerid. *Geol. Práce, Zoš.*, 55, 171—181.
- Hovorka, D. & Spišiak, J., 1981: Coexisting garnets and amphibolites of metabasites from Rudňany area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Mineralia Slov.*, 13, 6, 509—525.
- Ivanov, M., 1965: Litológia, petrografia a metamorfizmus paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, Bratislava*, 3, 43—93.
- Krist, E., 1954: Karbónske zlepenie bindt-rudňanského vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš.*, 36, 77—107.
- Leake, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. *Canad. Mineralogist*, 16, 501—520.

- Lindsley, D. H., 1991: Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. *Rev. Mineral., Mineral. Soc. Amer.*, 25.
- Maresh, W. V., 1977: Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, 109—125.
- 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.
- Němejc, F., 1947: Příspěvek k poznání náleží z stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II*, 56, 15, 1—34.
- Radvanec, M., 1992: Zonálnost nízkotlakovej a polyfázovej metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu v rulovo-amfibolitovom komplexe gemerika. *Mineralia Slov.*, 24, 175—196.
- Radvanec, M., 1994: Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Prvá časť: P—T—x podmienky a zóny metamorfózy. *Mineralia Slov.*, 26, 223—238.
- Radvanec, M., Banno, S. & Okamoto, K., 1994: Multiple stage of phengite formation in Sanbagawa schists. *Mineral. Petrology*, 51, 37—48.
- Rakusz, Gy., 1932: Die oberkarbonisches Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyó. *Geologica hung., Ser. geol.; palaeont.*, 8, 1—219.
- Spear, F. S., 1995: Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineral. Soc. Amer., Washington, D. C., Second Printing*.
- Spear, F. S., Kohn, M. J. & Paetzold, S., 1995: Petrology of the regional sillimanite zone, westcentral New Hampshire, U.S.A., with implications for the development of inverted isograd. *Amer. Mineralogist*, 80, 361—376.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. *GÚDŠ, Bratislava*, 140—185.

## High-pressure metamorphism of pre-Upper Carboniferous conglomerate from the Rudňany—Svinský hrb locality in the northern Gemericum

On the north of Gemericum (Western Carpathians) near Rudňany-Svinský hrb area the metaconglomerate, basically includes polymict clasts 1—7 cm wide as a mixture of the gneiss (metasemipelite) and amphibolite issued from the Lower Carboniferous (320—370 Ma; Kantor in Cambel et al., 1990). Clasts occur as the relict of an earlier regional metamorphism M1 of low-pressure (3—4 Kbar) condition, well distinguished in the chlorite-biotite (500 °C), biotite (550 °C) and cummingtonite (650 °C) zone, respectively (Radvanec, 1992, 1994). The metaconglomerate belongs to the Rudňany Carboniferous sedimentary Formation rich of black schales, metaconglomerate and sandstone, being formed under diagenetic P—T conditions in apparent Paleozoic-Westphalian age (Rakusz, 1932; Němejc, 1947; Fusán in Vozárová and Vozár, 1988). After Westphalian, it was again metamorphosed in high-pressure metamorphism M2. Green and white clasts are accompanied with the green to green—brown rock cement or matrix which includes hematite + chlorite  $\pm$  actinolite + albite + quartz, building a structure of the metaconglomerate.

The metaconglomerate occurs in two modes of mineral assemblages: The earlier, formed with mineral assemblage as the relict of the M1-metamorphism ( $\text{Grt}_{\text{Alm}} + \text{Hbl} + \text{Png}_1 + \text{Pl}_1 + \text{Chl}_1 + \text{Rt}_1 + \text{Spn}_1 + \text{Ilm}_1 + \text{Tur}_1 + \text{C} + \text{Ap} + \text{Qtz}$ ) crystallized in clasts. This mineral assemblage directly belongs to the metamorphic event M1 that was stable in the younger M2-metamorphism. After Westphalian age, the second and younger mineral assemblage M2 ( $\text{Act} + \text{Png}_2 + \text{Pl}_2(\text{Ab}) + \text{Chl}_{2,3} + \text{Hem} + \text{Ti-Hem} + \text{Psb} + \text{Psr} + \text{Ilm}_2 + \text{Rt}_2 + \text{Spn}_2 + \text{inclusions Cal in Hem} + \text{Tur}_2 + \text{Qtz}$ ) crystallized in the high-pressure metamorphism (Tab. 1). These two modes of mineral assemblages characterize P-T conditions of the high-pressure metamorphism M2 in the metaconglomerate.

An overprint, replacement and recrystallization is well distinguished in metaconglomerate. From the M1-mineral assemblage, the sphene ( $\text{Spn}_1$ ) had been partly replaced by the M2-metamorphism to the rutile ( $\text{Rt}_2$ ) + ilmenite ( $\text{Ilm}_2$ ; Fig. 6). The ilmenite ( $\text{Ilm}_1$ ) was replaced to the Ti-hematite, pseudorutile (Psr) and pseudobrookite (Psb) near the temperature 585—600 °C (Fig. 8, Tab. 2). The phengite- $\text{Png}_1$  ( $\text{Si} = 3.07\text{—}3.15$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 34\text{—}37$  wt. %,  $0.40\text{—}0.47^*$ ), formed at the low pressure and high temperature conditions of the metamorphism M1, was stable in the metamorphism M2. Younger M2 metamorphism formed a high-pressure phengite  $\text{Png}_2$  ( $\text{Si} = 3.2\text{—}3.46$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 25.5\text{—}31.5$  %,  $0.41\text{—}0.45^*$ ) namely in the rock cement of metaconglomerate (Fig. 7, Tab. 2).

According to the observed minerals the Si—Al—(Ca)—Ti—Fe—Mg—Na—K—O—H system was used by the Geocalc software (Berman, 1987) and calculated 23 reactions without the epidote which occurs unstable in the diagenetic stage, related to beginning of the prograde metamorphism M2. Based on the calculation of 23 reaction, and the relationship between of  $\text{Png}_1$  (LP/HT) and  $\text{Png}_2$  (HP/LT; Fig. 7), on the relationship between relict of  $\text{Chl}_1$  and HP  $\text{Chl}_2$ -LP  $\text{Chl}_3$  (Fig. 3), on the replacement of  $\text{Hbl}$  by  $\text{Act}$  (Fig. 5), on two stepping resorbition of  $\text{Grt}$  by  $\text{Chl}_2$  and  $\text{Chl}_3$  (Fig. 1), on the relationship of  $\text{Pl}_1$  and  $\text{Pl}_2$  (Fig. 4), on the replacement of  $\text{Ilm}_1$  to  $\text{Psb} + \text{Psr} + \text{Hem}$  (Fig. 8) and based on the replacement of  $\text{Spn}_1$  to  $\text{Rt}_2 + \text{Ilm}_2$  (Fig. 6), there have been reconstructed P—T—fo<sub>2</sub> paths (Figs. 10 and 11) of the prograde and retrograde HP metamorphism (M2) as follows.

The beginning of the prograde metamorphism saved the resorbition of the M1-relict  $\text{Grt}_{\text{Alm}}$  ( $c-r = 73\text{—}74$  %,  $0.89^*$ ,  $\text{Mg/Fe} = 0.127$ ) by  $\text{Chl}_2$  ( $0.31^*$ ,  $\text{Mg/Fe} = 2.140\text{—}2.233$ ) under the pressure  $P = 2\text{—}3$  Kbar and the temperature  $T = 320\text{—}340$  °C ( $K_D^{\text{Grt-Chl}_2} = 0.06$ ), using the Grt-Chl thermometer (Grambling, 1992; Figs. 1, 2 and 3). On the boundary  $\text{Alm} + \text{H}_2\text{O} = \text{FeChl} + \text{Qtz}$ , the end of the resorbition by  $\text{Chl}_3$  reached pressure  $P = 7$  Kbar and temperature  $T = 530$  °C in retrograde metamorphism (Figs. 1, 10 and 11).

Act in the temperature range  $T = 520\text{—}600$  °C and pressure range  $P = 3.5\text{—}8$  Kbar replaced hornblende, which was earlier formed by the M1-metamorphism closing the prograde and showing the temperature-peak of the M2-metamorphism (Fig. 5).

The pressure-peak was estimated around  $P = 12$  Kbar;  $T = 600\text{—}550$  °C and according to the results, the retrograde metamorphism stopped at the  $P = 8$  Kbar and  $T = 520\text{—}530$  °C (Fig. 11). Similar P-T metamorphic conditions show the T-fo<sub>2</sub> path as well (Fig. 10).

P—T diagram is showing P—T path similar to the Franciscan tectonic block type of HP metamorphism similar to the model of subduction zone proposed by Ernst (1994). Our type is characterized by a return path that is generally along the same P—T trajectory as the prograde path of the metamorphism showing clear decompression in same temperature conditions as the prograde path. This indicated a quick exhumation of the HP—metamorphosed material (metaconglomerate) from the subduction zone that had been formed by a continental collision after Westphalian age in Gemericum.

## Carboniferous of Črnelicum terrane, Western Carpathians: relict of a fore-arc basin within Alpine Variscides

MARTIN GREČULA

Geological Survey of Slovak Republic, Werferova 1, Košice, Slovak Republic  
(present address: Department of Earth Sciences, University of Liverpool, Liverpool L69 3BX, U.K.)

(Received December 16, 1997)

### Abstract

Alpine structure of Western Carpathians preserve several tectonically bounded relicts of older Variscan orogeny. Črnelicum is a metasedimentary belt cropping out between the Tatro-Veporicum domain of Carboniferous plutons and older crystalline basement rocks and the Gemicum domain of oceanic crust and island arc elements. Its lithological development reflects the initial phase of Paleotethys subduction underneath southern margin of the Intra-Alpine terrain.

Sedimentation in fore-arc region followed emplacement of ophiolites and exhumation of high-grade metamorphics during the evolution of the Gemicum accretionary prism. Outer ridge of the subduction complex was dominant in sediment supply, whereas active arc of Veporicum played only minor role. Possible oblique subduction of Paleotethys caused substantial paleobathymetric relief, affecting distribution of facies associations of major sedimentary systems of the basin.

Only smaller size rimmed carbonate platform fringing emergent accretionary complex and mineralogically mature sediments of the Veporicum inner shelf represent preserved shallow marine setting, while the rest of the basin fill is formed by deeper marine facies. Basin axis parallel elongate system of sheet-like mafic sandstones and mudstones interdigitates to minor extent with transverse multiple or line source fed slope-apron conglomeratic debrites and high density currents deposits on the Gemicum side and with limestone bearing bathymetric barriers dividing it from sand-rich small size fans sourced from Veporicum arc and cratonic interior.

Generally quartz-rich modal composition of the Črnelicum Carboniferous fore arc sandstones reflects its complex tectonic history and influence of nearby continent.

In order to reconstruct polyphasely deformed lithological units of basin fill, virtually free of fossils, multivariate statistical methods using variety of quantifiable compositional data were employed to correlate sections and relate them to possible source areas.

**Key words:** Western Carpathians, Variscides, Carboniferous, fore arc basin fill

### Introduction

In the Western Carpathian orogenic system there are several remnants of Variscan orogenic cycle preserved. Epi-Variscan crustal fragments, which during Mesozoic and Tertiary became part of main Paleo-Alpine units of the Western Carpathians, contain record of Late Paleozoic subduction, collision and transform processes.

Alpine tectonic cycle extension and compression (e.g. Mahef, 1986) destroyed substantial part of the original Late Variscan basins and their basement, which caused the main complication for present day attempts to reconstruct this orogen in the Western Carpathians. Apart from incomplete stratigraphic successions and often ambiguous facies relationships, another problem is the lack of sufficient age constraints, mainly because of the scarcity of fossils in Paleozoic sequences and varying degree of deformational and metamorphic overprint.

Črnelicum, an Alpine tectonic unit (Kozur and Mock, 1995), consisting predominately of Late Paleozoic sedimentary rocks, is situated in the contact zone of two main Variscan domains of the Western Carpathians. To the north it borders on the Tatro-Veporic domain, which comprises terranes with maximum manifestations of magmatism and metamorphism, associated with a convergent subductional regime (Hovorka et al., 1992). In the present Alpine structure of the domain, elements of converging margins, i.e. the remnants of magmatic arc, or eventually back-arc basins, associated with the Variscan orogeny, as well as probable fragments of a Precambrian crust are present (Vozárová and Vozár, 1992). To the south Črnelicum borders on the terranes of the Gemicum domain, which represent different relicts of plates with oceanic to transitional crust (P. Grečula, 1982). Variscan remnant is composed of tectonically squeezed scales of oceanic crust and associated sediments (Rakovec



and Klátov complexes) and according to some authors (Hovorka et al., 1992; Ivan et al., 1992) it also includes destructed island arc lithologies. Degree of metamorphism in these complexes is generally low, except of the Klátov complex, where it reaches amphibolite facies conditions (Dianiška and P. Grecula, 1979).

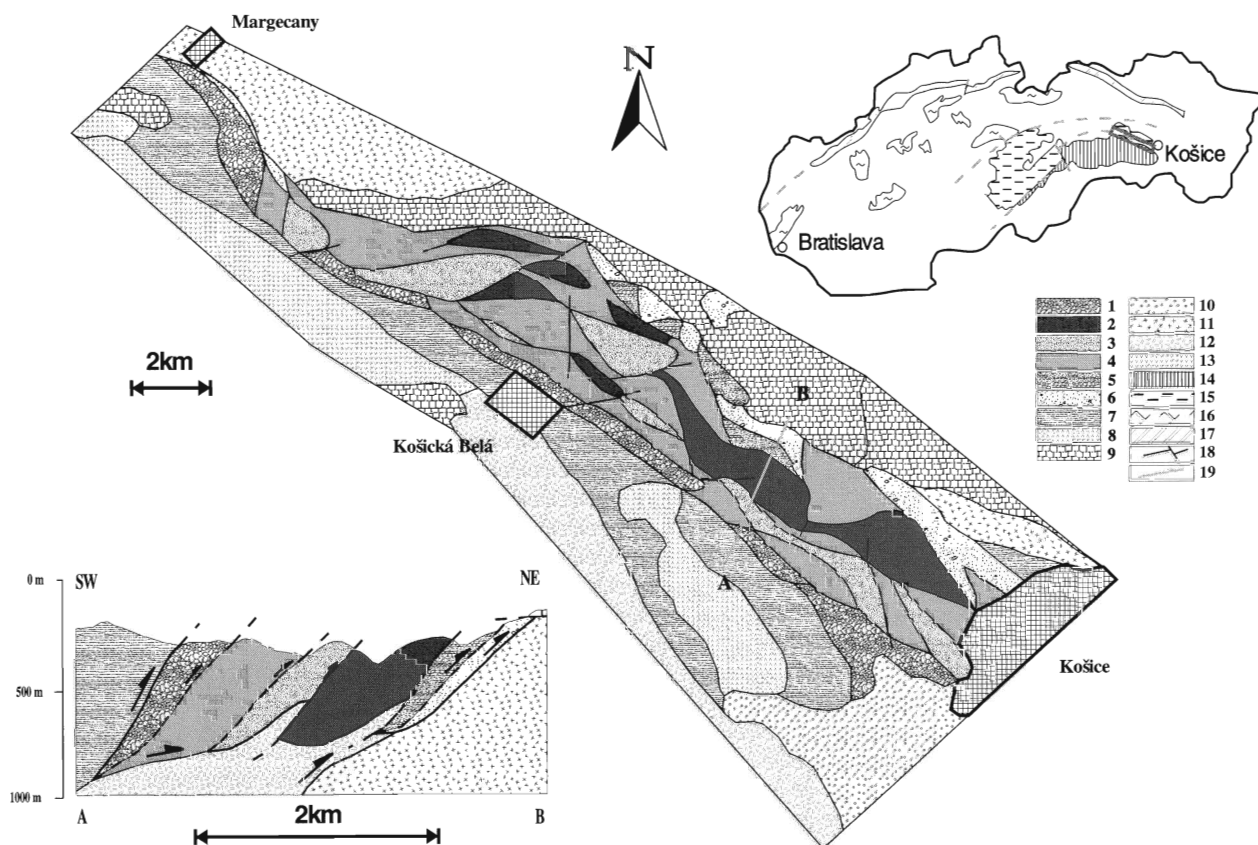
Predominantly siliciclastic sequences of Črmelicum itself have been interpreted as coarsening upward deposits of a shallowing intrasutural (remnant) basin (P. Grecula, 1987, 1994; Vozárová and Vozár, 1988) of the Early Carboniferous age evolving into shallow marine peripheral foreland basin in the Late Carboniferous and continental basin with transpressional-transensional regime in the Permian (Vozárová, 1997).

However, broader correlation of the above mentioned units may question the postulated tectonic setting of the Carboniferous basin in the Črmelicum area. Many authors (Neubauer and Vozárová, 1990; Ebner, 1992; Kozur and Mock, 1996) compared the southern part of the Tatro-Veporic domain with the Austro-Alpine zone and Črmelicum with Veitsch Nappe of the Nordliche Grauwacken Zone of

the Eastern Alps, assigning it in other words to the southern part of the Intra-Alpine terrain (Stampfli, 1996).

This terrain is regarded as being a segment of the northern margin of Paleotethys. Its accretion took place between the Late Devonian and Early Carboniferous, when the Intra-Alpine terrain collided with the Ligerian-Moldanubian active margin to the north. Northward oblique subduction of Paleotethys under the newly accreted terrain is believed to continue well into Triassic in the southeastern Europe (Stampfli et al., 1991), and was most probably responsible for the voluminous calc-alkaline magmatism in Late Carboniferous (e.g. the Veporicum terrane of the Tatro-Veporicum domain of the Carpathians). The Carboniferous strata of the Črmelicum terrane could thus be deposited in an fore-arc setting and reflect the evolution of passive southern margin of Intra-Alpine terrain into active margin.

Rather complex style of tectonic deformation of the Črmelicum terrane, scarcity of biostratigraphic data and unclear mutual relationship of lithological units with affinity to the Tatro-Veporicum or Gemericum domains, respectively, made it necessary to employ a large variety of



**Fig. 1.** Simplified geological map of the study area, its position within the framework of the Slovakian Carpathians and an idealized cross-section along the transverse line A - B. Carboniferous of the Črmelicum terrane: 1 - conglomerates and massive sandstones (system A, see text below), 2 - gray mudstones and siltstones (system A), 3 - greenish mafic sandstones (system B), 4 - green mudstones and laminated mudstones and sandstones (system B), 5 - thin-bedded limestones and arcose sandstones (system C), 6 - quartzitic sandstones (system D); Permian: 7 - red beds, 8 - acid and intermediate volcanics; 9 - Triassic carbonates; 10 - Neogene coarse-grained clastics; 11 - Čierna hora crystalline complexes of the Veporicum terrane; Gemericum terrane: 12 - high-grade metamorphics of the Klátov Complex, 13 - predominantly basic volcanics and associated sediments of the Rakovec Complex; 14 - Gemericum domain; 15 - Veporicum domain; 16 - Tatricum domain; 17 - Mesozoic Klippen belt - northern boundary of the central part of the Carpathians; 18 - faults and other tectonic features; 19 - line of illustrated cross-section. (Partly based on P. Grecula et al., 1992).

sedimentological methods to validate such a hypothesis. Facies as well as provenance analysis (M. Grecula, 1996; 1997), including both petrography and geochemistry was carried out and the approach of multivariate statistical analysis was chosen to compare main groups of sediments with each other and with their possible source areas in order to establish a more precise and more empirical model of depositional environments, provenance of sediments and consequently the tectonic setting of Črnelicum in the Carboniferous period.

### Study area

Črnelicum terrane was studied in its eastern part, where it crops out as a typically 3-4 km wide and 25 km long NW-SE trending lithological belt between the towns of Košice and Margecany (Fig. 1). The Tatro-Veporicum domain to the NE is represented by Čierna Hora crystalline complex comprising a variety of high-grade metamorphics and large bodies of granitoid rocks (Jacko, 1985). To the southwest, Rakovec and Klátov terranes of the Gemicum domain extend. They both comprise predominantly mafic metaigneous rocks, but of higher metamorphic degree in the latter, so their mutual position is believed to be tectonic (Hovorka et al., 1984). South-eastern end of Črnelicum is unconformably overlain by coarse-grained Neogene sediments, whereas its NW limit is erosional and naturally separates the study area from the northern branch of the Late Paleozoic succession in the contact zone of the above mentioned domains.

Late Paleozoic rocks are from the terranes of Gemicum as well as Veporicum separated by southwest dipping thrust planes of younger Alpine origin, as proved by overthrusting of the Devonian-Lower Carboniferous Klátov unit over the Permian of Črnelicum (P. Grecula et al., 1992). Črnelicum lithological units are generally strike-parallel elongated, with majority of beds inclined 25-50° toward the southwest.

Several deformational phases have been recognized in the area (Jacko, 1979; Gazdačko, 1994). Youngest structures, expressed at the surface by frequent lower order northeast vergent thrusts (Fig. 2), are thought to be asso-



Fig. 2. An extreme example of the tectonic structure of Črnelicum. Thrusted carbonate units in the Bankov quarry, near the town of Košice (trees for scale).

ciated with broader zone of dextral strike-slip movement (P. Grecula et al., 1990), which could already start in the Late Variscan period and later be reactivated by Alpine compressional events (Gazdačko, 1994).

Most of the contacts between lithological units of Črnelicum, virtually all over the outcropping area, is tectonic, which made it difficult to correlate them. In addition, some authors previously strictly differentiated between units regarded as Gemicum and Veporicum envelopes respectively, as only the younger Alpine tectonic activity was believed to bring sedimentary strata deposited originally in different basins next to each other (Vozárová and Vozár, 1988). Just recently lateral relationships and local interfingering between northeasterly lying strip of arcotic and quartzitic sandstones with minor carbonate intercalations (Fig. 1) and southwestern mafic sandstones and conglomerates associated with larger carbonate body near Košice, were recognized (P. Grecula, 1994).

Macrofossils free sedimentary rocks with metamorphic overprint, reaching the low pressure greenschist facies (Vozárová and Vozár, 1988) give to biostratigraphic dating based on palynomorphs assemblages only orientation value. Most of the sequence seems to be Carboniferous, with ages spanning Upper Tournaisian - Viséan suggested for the bottom part of the "Gemicum envelope" (Snopková in Bajaník et al., 1984) up to the Stephanian C-D - Lower Permian of the quartzitic-arcotic sediments near the Veporicum terrane (Planderová and Vozárová, 1978). Continental Permian redbeds, also found in the study area (Fig. 1) were deposited in much wider sedimentary basin (P. Grecula, 1992), not confined only to the Črnelicum terrane, and therefore not characteristic of its individual evolution. From this reason they are omitted in this study.

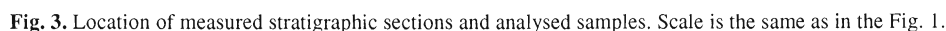
### Methods

Complex sedimentological study of the Črnelicum sedimentary rocks largely benefited from recent mapping in the scale 1:10 000 and an extensive geochemical and geophysical data set of the area acquired by geologists of the Geological Survey of Slovak Republic (P. Grecula et al., 1992). Multiparametre geophysical logs measured along transverse to the terrane axis running profiles 1 km apart, together with structural characteristic provided by Gazdačko (1994) enabled us to recognize individual fault bounded segments with no or only limited internal deformation. Detailed mapping of sedimentary facies along more than fifty profiles inside the segments (Fig. 3), combined with vertical logging of 67 outcrops was carried out in order to establish typical facies associations, their lateral and vertical extent and relations (M. Grecula, 1996; 1997).

Random pebble assemblages of up to hundred specimen of six conglomerate outcrops were examined to obtain variation trends of clasts lithological composition as well as size and roundness (quantified according to Van Andell et al., 1954) changes in the basin. Out of 333 rock samples, collected along the mapped profiles, a selection of 14 was cut and polished and standard thin sections of 105 of them were prepared.

Tab. 1  
Summary of sedimentary facies proposed for the Carboniferous of the Črmelicum terrane

| Symbol | Name                                       | Description                                                                                                                                                                                                                                          | Interpretation                                                                           |
|--------|--------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|
| La     | Carbonate breccia                          | Lenticular bodies 1—3 m thick. Angular, usually limestone clasts of in muddy biotectural - siliclastic matrix                                                                                                                                        | Debris flows on a slope of a carbonate ramp.                                             |
| Lb     | Massive carbonates                         | Light to dark gray. Almost entirely altered to magnesite. Thick lenticular bodies up to 25 m thick and 400 m long. Associated corals, bryozoans, bivalves, trilobites remnants                                                                       | In situ bioherm (patch reefs?) growth.                                                   |
| Lc     | Bedded shales and carbonates               | Gray micritic limestones, often thinly horizontally laminated. Locally lenses of terrigenous sediments. Shales up to 20 cm thick                                                                                                                     | Carbonate ramp biogenic input and storm-generated currents suspension fallout.           |
| Aa     | Matrix-supported conglomerate              | 1—8 m thick (amalgamated?) beds, undulating or irregular bed contacts, sharp tops. Chaotic fabric or bed-parallel aligned rounded clasts (granule to boulder size), subtle imbrication in places. Rip-up clasts. Rarely inverse or normal grading.   | Freezing of debris flows on decreasing slope due to intergranular friction and cohesion. |
| Ab     | Pebbly sandstone                           | Sheet-like and lenticular 0.1 to 2 m thick beds of quartz rich poorly sorted coarse-grained sandstone. Floating 1—3 cm long clasts, locally aligned. Rarely muddy rip-up clasts.                                                                     | Debris flows and high concentration turbidity currents deposits.                         |
| Ac     | Pebbly mudstone                            | Muddy matrix with 1—3 cm rock fragments. Soft sediment deformation. Random clast orientation. Locally bed-parallel layering and lamination. 0.5—2.5 m thick beds.                                                                                    | Cohesive debris flows.                                                                   |
| Ad     | Clast-supported conglomerate               | Gravel to pebble size rounded clasts. Closed framework with mud to sand interstitial matrix, or matrix virtually absent. Frequent scours at the bases of beds                                                                                        | Suspension fall-out and traction by turbidity currents and local winnowing of fines.     |
| Ae     | Massive sandstone                          | 1—2.5 m thick, often amalgamated beds of quartz rich coarse-grained sandstone. Structureless, locally inverse graded bands. Mainly flat bases and sharp tops.                                                                                        | Rapid mass deposition of high density flows.                                             |
| Af     | Laminated sandy mudstone                   | Dark gray mudstone with 1—5 mm thick bed-parallel, less frequently lenticular laminae of poorly sorted siltstones and sandstones. Locally ripple or wave lamination.                                                                                 | Deposition from suspension followed by traction transport.                               |
| Ag     | Laminated shale                            | Dark gray with locally developed very thin horizontal silty and sandy laminae. Planolites and Chondrites trace fossils.                                                                                                                              | Background hemipelagic sedimentation, periodic input of material by dilute currents.     |
| Ba     | Pebbly mafic sandstone                     | Dark grayish-green poorly sorted coarse-grained sandstone. 5—20 cm thick beds. Floating clasts 0.5—2.5 cm, rarely graded. Frequent pinch-out geometry.                                                                                               | Sandy debris flows and rapid deposition from high density turbidity currents.            |
| Bb     | Massive mafic sandstone                    | Dark green and grayish-green amalgamated beds. Poorly sorted grains. Slightly erosional bases. Structureless or crudely stratified.                                                                                                                  | Rapid suspension fall-out from high-density turbidity currents, traction carpets.        |
| Bc     | Stratified mafic sandstone                 | Bed-parallel defined 0.1—5 cm thick laminae and layers of different grain size and mud content. Locally slightly undulating. Rarely scours and flame structures.                                                                                     | Grain-by-grain deposition from turbidity currents followed by tractional processes.      |
| Bd     | Mafic sand-mud couplets                    | Sharp horizontal, less frequently undulating and low-angle cross laminae. Rarely contortion and soft sediment deformation. Overall grading of beds.                                                                                                  | Relatively dilute turbidity currents deposition.                                         |
| Be     | Wavy laminated mafic couplets              | Similar to Bd, but laminae often with current rippled or wavy surfaces with generally long wavelengths (0.4—2 m). Low angle cross-bedding associated.                                                                                                | Reworking of deposits by very dilute turbidity or bottom currents.                       |
| Bf     | Laminated silty mafic mudstone             | Greenish, mafic minerals in coarser fraction bearing stratified and graded mudstones. Sharp bases and gradational tops.                                                                                                                              | Settling from very dilute turbidity currents.                                            |
| Bg     | Laminated mafic shale                      | Dark gray-greenish, often bioturbated, frequently very thinly laminated shale and silty shale. Mafic minerals admixture in coarser fraction.                                                                                                         | Background hemipelagic sedimentation, periodic input of sediment by dilute currents.     |
| Ca     | Massive arcose sandstone                   | Brownish to yellowish, locally light green. Structureless or crudely stratified. Inverse graded bands in places.                                                                                                                                     | Rapid mass deposition from high density currents, traction carpets development.          |
| Cb     | Contrast-coloured laminated sandy mudstone | Distinct 1—8 mm thick alternating laminae of greenish mafic material and white mixture of (mainly carbonate) rock fragments and Q and Plg. Flat based, sheet-like 15—55 cm thick beds. Laminae horizontal or undulating. Shearing near bases common. | Suspension fall-out from mud-rich turbidity currents and associated traction processes.  |
| Da     | Quartz pebbly sandstone                    | Very similar to facies Ab (massive structureless character, amalgamation, floating clasts, sharp tops), only mineralogically very mature.                                                                                                            | High density currents (mainly debris flows) resedimentation of mature shelf material.    |
| Db     | Quartz sand-mud couplets                   | 5—20 cm thick quartzose graded beds intercalated with mudstones and laminated mudstones.                                                                                                                                                             | Medium to low density turbidity currents deposits.                                       |
| Dc     | Quartz gravel conglomerate                 | 10—60 cm thick clast supported moderately sorted beds. Irregular basal surfaces, locally normal grading and low angle planar cross bedding. Often undulating bed shapes.                                                                             | Major storm inner shelf deposits.                                                        |
| Dd     | Massive quartz arenites                    | Light yellow to reddish moderately sorted beds with frequently hummocky shapes (wave length 0.3—1.5 m, amplitude 5—15 cm) and crude internal hummocky cross stratification.                                                                          | Storm waves and currents deposits.                                                       |
| De     | Thin and wavy bedded quartz arenites       | 3—10 cm thick moderately to well sorted beds with common unidirectional cross-lamination and low height, large wavelength asymmetric current ripples often preserved on tops.                                                                        | Tidal currents deposition in inner shelf environment.                                    |



These methods provide reduction of variables and an objective classification of samples. Principle component analysis (PCA) groups together related variables into a smaller number of parameters, called eigenvectors. The positive or negative eigenvalue of related variables in each eigenvector suggests similar or opposite trend. PCA thus helps to estimate number and character of possible processes responsible for the variation in data. Multiple discriminant analysis differentiates separate populations by combining a number of variables and maximizing the ratio of the differences in means between-groups to the variance within-groups. A priori parameter for groupings of samples was their field description and location within a specific map-

What was originally underlying these deposits is not known, as carbonate bodies are thrust over other facies associations of the Črmelicum terrane (Fig.4). Overall stratigraphy of the system is characterized by the asymmetrical cycle of sudden increase and gradual decrease of carbonate content along the vertical strata succession. Limestone appears as 0.2 to 0.6 m thick gray micritic beds (facies



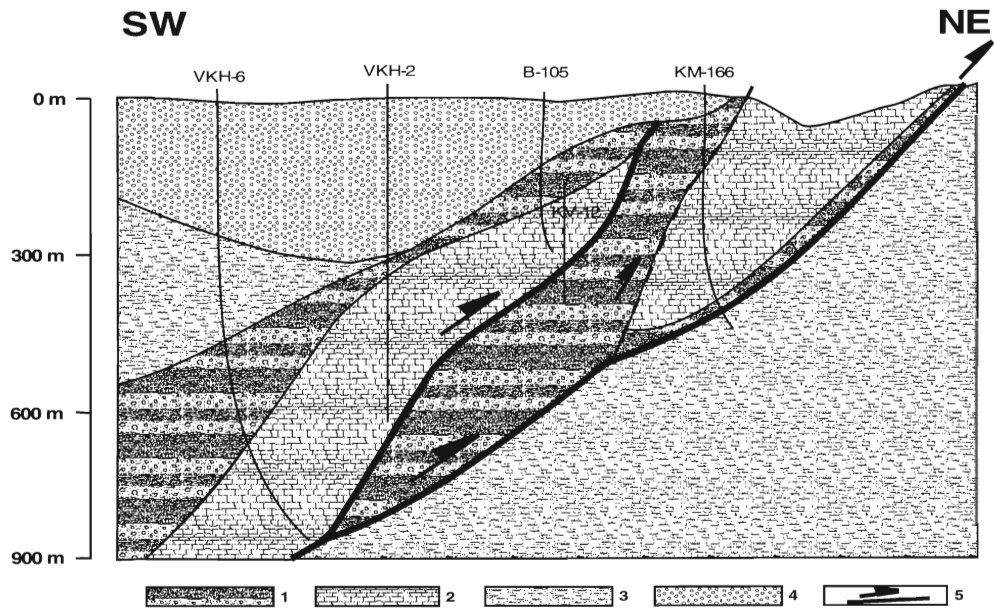


Fig. 4. Interpreted geological situation in the vicinity of the Bankov quarry. Note tectonically modified contacts of lithological units. 1- system A, 2 - system L, 3 - system B; (for explanation see text), 4 - unconformable Neogene sedimentary cover, 5 - tectonic surfaces with indication of relative movement (modified from Varga, 1982).

Lc, Fig. 5A), often thinly horizontally laminated and with high (up to 40 %) admixture of well sorted clastic quartz grains. They are intercalated with dark gray silty and often micaceous carbonate shales and marls. Beds are thickening upward with some crinoid detritus appearing and terrigenous component decreasing, but gaining polymict character (rock fragments), passing eventually into massive carbonates (mainly altered to magnesite) with infrequently preserved

Tab. 2  
Point-count categories and recalculated parametres of the Črmelicum sandstones

| Symbol                  | Explanation                                  |
|-------------------------|----------------------------------------------|
| Point-count categories  |                                              |
| Qmnu                    | Non-undulatory monocrystalline quartz        |
| Qmu                     | Undulatory monocrystalline quartz            |
| Qp2—3                   | Polycrystalline quartz with 2 to 3 subgrains |
| Qp>3                    | Polycrystalline quartz more than 3 subgrains |
| P                       | Plagioclase feldspar                         |
| K                       | Potassium feldspar                           |
| Lv                      | Volcanic and volcanoclastic lithic fragments |
| Lm                      | Metamorphic lithic fragments                 |
| Ls                      | Sedimentary lithic fragments                 |
| M                       | Phyllosilicate minerals                      |
| D                       | Dense minerals                               |
| Misc                    | Miscellaneous and unidentified               |
| Recalculated parametres |                                              |
| Qm                      | Monocrystalline quartz grains (Qmnu + Qmu)   |
| Qp                      | Polycrystalline quartz grains (Qp2—3 + Qp>3) |
| Qt                      | Total quartzose grains (Qm + Qp)             |
| F                       | Total feldspar grains (P + K)                |
| L                       | Unstable lithic grains (Lm + Lv + Ls)        |
| Lt                      | Total lithic grains (L + Qp)                 |

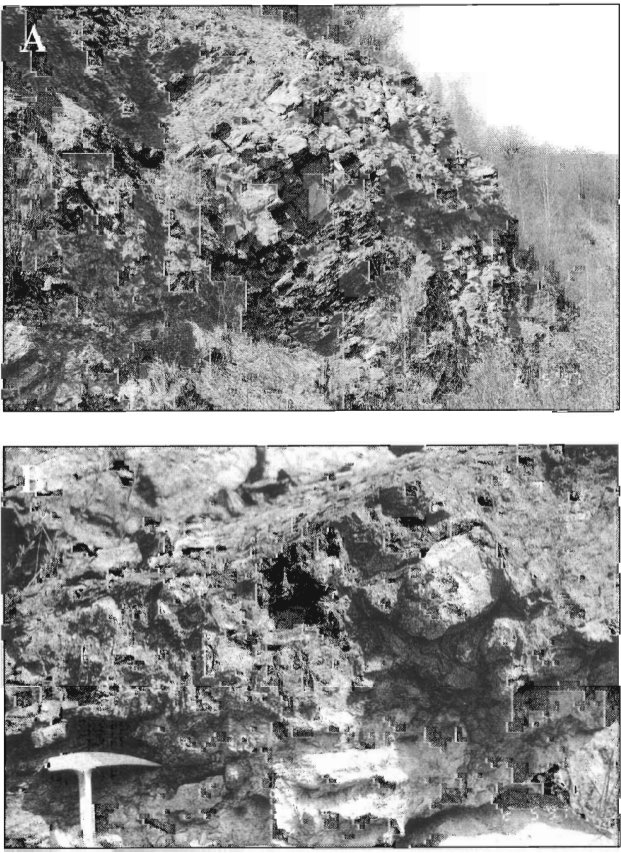


Fig. 5. Carbonate facies of the system L. A) Disorganized mud-supported limestone breccia, facies La (hammer 18 cm wide). B) Interbedded limestones and mudstones of facies Lc passing upward into massive carbonates, facies Lb (trees for scale). Bankov quarry. For explanation of symbols see Tabl. 1.

skeletal fragments of corals, bryozoans, brachiopods and bivalves (facies Lb). At the bottom of the massive part of the sequence, lenticular, 1-3 m thick bodies of carbonate breccia (facies La, Fig. 5B) can be found, with angular limestone clasts usually floating in the dark gray matrix of mixed biotrital wackestone and siliciclastic mud composition. Toward the top of a typical vertical facies association (Fig. 6)

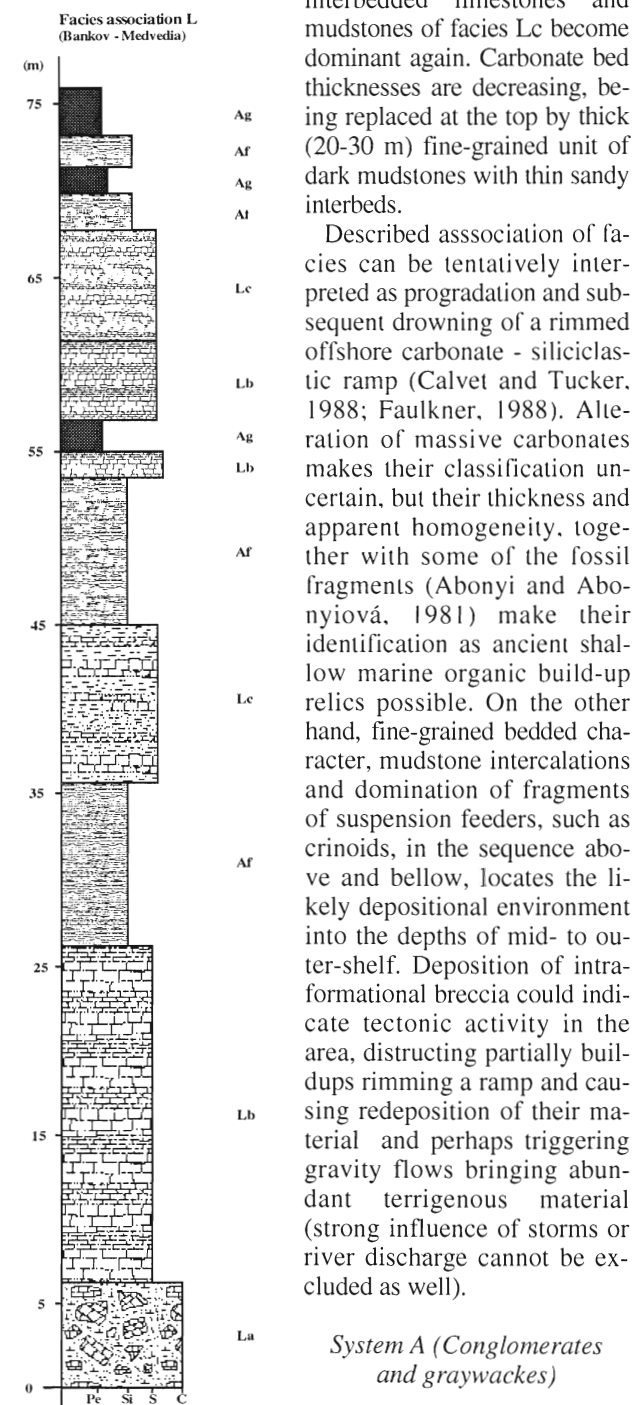


Fig. 6. Vertical succession of facies of the system L. Bankov quarry.

interbedded limestones and mudstones of facies Lc become dominant again. Carbonate bed thicknesses are decreasing, being replaced at the top by thick (20-30 m) fine-grained unit of dark mudstones with thin sandy interbeds.

Described association of facies can be tentatively interpreted as progradation and subsequent drowning of a rimmed offshore carbonate - siliciclastic ramp (Calvet and Tucker, 1988; Faulkner, 1988). Alteration of massive carbonates makes their classification uncertain, but their thickness and apparent homogeneity, together with some of the fossil fragments (Abonyi and Abonyiová, 1981) make their identification as ancient shallow marine organic build-up relics possible. On the other hand, fine-grained bedded character, mudstone intercalations and domination of fragments of suspension feeders, such as crinoids, in the sequence above and below, locates the likely depositional environment into the depths of mid- to outer-shelf. Deposition of intraformational breccia could indicate tectonic activity in the area, destructing partially build-ups rimming a ramp and causing redeposition of their material and perhaps triggering gravity flows bringing abundant terrigenous material (strong influence of storms or river discharge cannot be excluded as well).

#### System A (Conglomerates and graywackes)

Coarse grained arenaceous and conglomeratic sediments are evolving directly from the

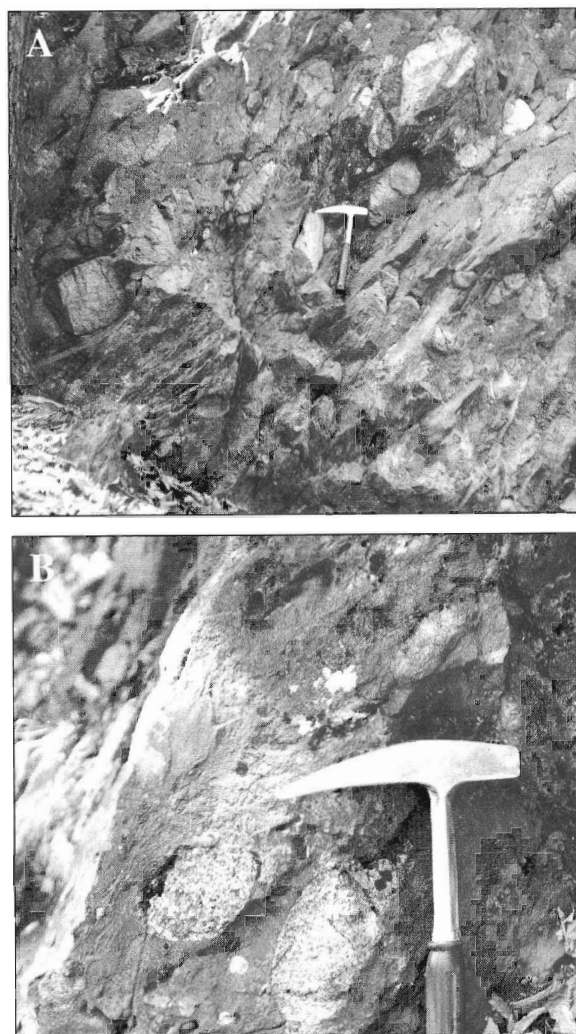


Fig. 7. Pebble to boulder size matrix-supported deposits of debris flows of facies association A1 (Kopaniny). A) Slightly aligned clasts within generally chaotic internal fabric of facies Aa. B) Well rounded floating clasts in muddy sand matrix (facies Aa).

mudstones overlying the carbonate units of system L without any indication of depositional break or unconformity. They crop out as narrow elongate, almost continuous belt along the southwestern edge of the terrane, making up the whole preserved stratigraphy in its northwestern corner (Fig. 1). Estimated true thickness of the succession varies along the strike, reaching over 700 m near Košice, compared to the average 250 m.

Coarsest conglomerates of the facies association A1 (Figs. 7 and 8) can be found northwest of Košická Belá. Usually well rounded metamorphic, less sedimentary and volcanic rock fragments, of pebble to cobble, exceptionally boulder size are floating in poorly sorted mud-rich siltstone to coarse grained sandstone matrix (facies Aa). Rip-up mud and fine-grained sand clasts of the composition similar to the matrix are locally abundant. Bed thicknesses range from 1 to 8 m, the latter being most probably the result of amalgamation. Contacts of beds are sharp and rather flat, locally undulating or irregular. Clasts tend

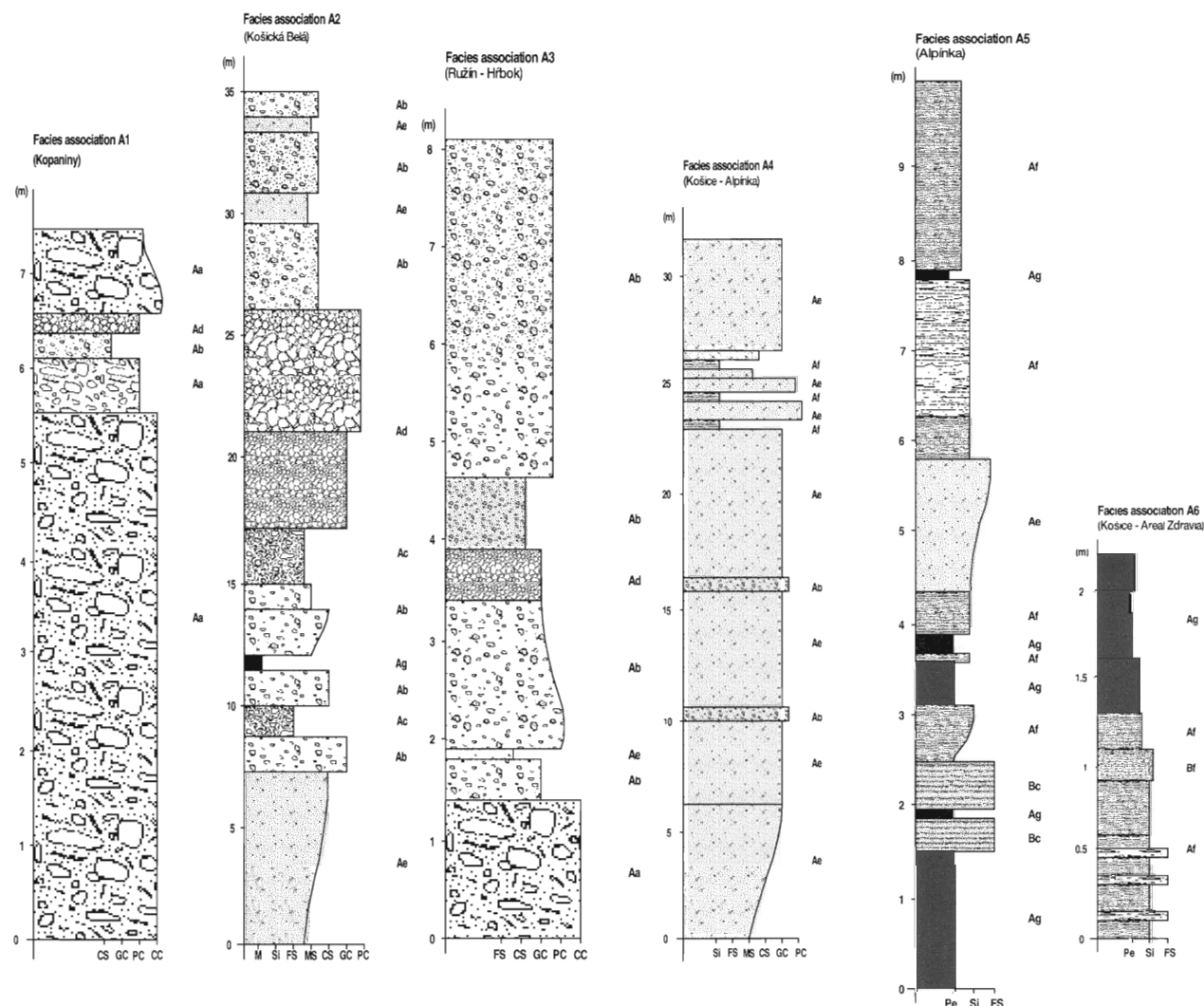


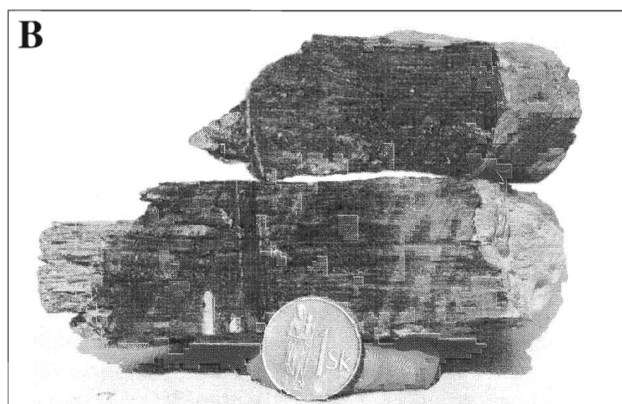
Fig. 8. Facies associations of the system A. For description and interpretation see text. For explanation of symbols see Tab. 1.

to be bed-parallel aligned, rarely displaying imbrication or random orientation. In places, small fining upward successions of facies Aa passing through pebbly sandstones (facies Ab) into thin-layered clast-supported conglomerates, sometimes with virtually absent interstitial matrix (facies Ad) are present. Stratigraphically is this association of coarse disorganized conglomerates overlain by significantly finer sequence (facies association A3) dominated by pebbly sandstones with minor clast supported conglomerate and massive sandstone (facies Ae) beds. Pebbles (usually 1-3 cm long) are either irregularly distributed in medium to coarse grained quartzitic sand or form thin bed-parallel streaks. Inverse grading could be seen, especially near the base of beds. Thickness of beds can locally increase from average 0.1-0.4 m to 2 m, most probably due to amalgamation.

Lateral equivalent, quite closely spatially related to the both above described facies associations are sediments of the association A2, which generally comprise same facies

as the other two, only beds are distinctively thinner and usually finer-grained, including some mudstone interbeds. Clast-supported conglomerates may locally display shallow erosional scours at the base of beds or loading structures if mudstones are directly below. Rip-up clasts are rare or absent.

Facies associations A1, A2 and A3 comprise deposits of gravity mass flows. Cohesive debris flows with plastic rheology and matrix support are believed to dominate the environment of the facies association A1, depositing sediment by "freezing" due to intergranular friction and cohesion (e.g. Nemec et al., 1980; Hiscott and James, 1985). Occasionally debris-flows may have been transformed downslope into high concentration turbidity currents, responsible for the clast-supported conglomerate beds deposition and local winnowing of interstitial fines by highly diluted flow tails. Similar processes most probably operated during sedimentation of the facies association A2 and A3, only with probably higher proportion of high-density



**Fig. 9.** Massive and fine grained facies of the system A. A) Massive, granules containing sandstones with faintly defined inverse graded bands - possibly products of traction carpet processes (facies Ae, Alpínka). B) Irregularly laminated silty and sandy mudstones (facies Af, Črnel valley). C) Fissile laminated shale of facies Ag (SW end of Košice).

turbidity currents (Lowe, 1982). Mudstone intervals in facies association A2 can represent "background" hemipelagic sedimentation reflecting together with lower thickness of beds compared with facies association A1 and facies association A3 its more marginal character with respect to the location of coarsest flow deposits.

Pebble- and cobble-sized disorganized conglomeratic facies are to a minor extent preserved near Margecany and Košice as well. Facies association A3 has larger regional extent and only locally it is replaced or fringed (toward

the north or northeast) by sandier facies association A4. Sharp based and topped massive medium to coarse grained sandstones may exhibit crude horizontal stratification and contain abundant mud chips. Indistinct slightly coarser few cm thick inversely graded bands (Fig. 9A) occur as well as thin interbeds of horizontally laminated silty and sandy mudstone (facies Af).

These beds were probably deposited by high density turbidity currents or sandy debris flows (Shanmugam, 1996). Most of the thicker massive packages are product of amalgamation.

Even further to the northeast, or at the southwestern edge of the Črnelicum Carboniferous, where conglomerates are not present, alternating dark gray siltstone and shales, with varying proportion of each of the components, extend. Facies association A5 (Fig. 9B) is typical product of low density turbidity currents deposition with only locally massive sandstone beds developed. Evidence for current reworking processes is present in some parts of the succession, as well as in the facies association A6 (Fig. 9C), consisting of predominately dark laminated shale layers with rarely preserved Planolites and Chondrites trace fossils.

Distribution of facies associations in the system A does not seem to show a major trend along its NW-SE strike. No major erosional features have been observed, but some areas clearly experienced higher frequency and energy of gravity flows, which could indicate position proximal to main feeder points. Massive turbiditic sands of facies association A4 fringe inner debrites and high density turbidity current deposits of the associations A1, A2 and A3. Mudstones and siltstones of the facies association A5 and facies association A6 occur as outer- or inter-fan deposits.

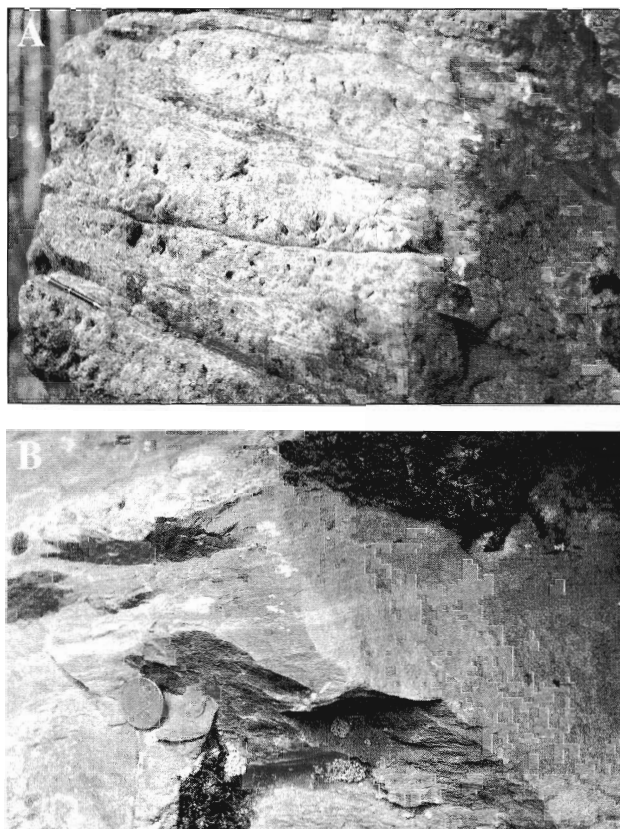
System A as a whole, due to its connectivity, can be interpreted as a multiple ramp or a base-of-slope apron (Harris and Fowler, 1987; Reading and Richards, 1994). It may have formed in a response to resedimentation of unstable material deposited as fan deltas on narrow shelf or a series of alluvial fans forming along a faulted basin margin to the SW. Some reworking prior to redeposition must have taken place in order to explain roundness of conglomeratic clasts.

#### *System B (Mafic sandstones and mudstones)*

Axial part of the Črnelicum is occupied by dark greenish sediments with often apparently homogeneous appearance. Very low content of quartz and abundance of mafic minerals (predominantly amphiboles) led mistakenly to previous interpretations of these rocks as basic volcanics and volcanoclastics (Vozárová and Vozár, 1988), but careful field observations revealed solely sedimentary structures.

Coarsest facies association B1 (Fig. 10A and 11) prevails toward the northwestern end of the terrane. Amalgamated beds of coarse-grained, poorly sorted massive sandstone (facies Bb) dominate over its pebbly, often graded equivalent (facies Ba). Both facies usually exhibit sharp bases and tops with some locally developed undulation or erosional structures. Pinch-outs of beds over very short distances are frequent. Massive sandstones locally display





**Fig. 10.** Mafic sediments of the system B. A) Coarse grained intra-clasts bearing sandstone (facies Ba), graded in places and with slightly erosional bases (Šafárska, pencil for scale). B) Very thinly laminated mudstones with occasional thin sandy intercalations (facies Bf, Vrabčie skaly).

dish structures. Pebble sized (0.5-2.5 cm) clasts present in facies Ba are angular to subrounded and most probably of intraformational origin, even if few granules of quartz or either metamorphic or other lithic fragments can be found as well. Pebbles tend to accumulate near the bottoms of beds and fine upward, or to minor extent grade inversely or float in matrix. The latter case is indicative of dispersive pressure in gravity flows with plastic rheology, whereas former structures, together with massive sandstones features could be the products of sedimentation in basal parts of high density turbidity currents.

Facies association B1 contains interbeds of laminated mafic sandstones and mudstones (facies Bc, Bd, Bf; Fig. 10B) which become more dominant toward southeast (facies association B2). Most typically parallel sided beds with variably defined horizontal or near-horizontal lamination occur in the succession. In some beds vertical alternation of parallel and very low angle cross lamination can be observed. Grading in beds is not very pronounced. Flame and minor loading structures at base may be present, but usually contacts are sharp and flat. To a minor extent, wavy laminated sandstone and mudstone couplets (facies Be) occur in the facies association B2 as well.

All these structures are interpreted as a product of early separation of sand and silt material from low density mud

rich turbidity currents (e.g. Stow and Piper, 1984) subsequently subjected to an extensive traction transport. Upper flow regime may have been responsible for parallel lamination, especially of medium grained sands, while deceleration of flow could cause slow migration of long wavelength ripple forms with some of their shapes preserved by overlying suspension fall-out drapes.

Even finer grained equivalents of laminated sandy facies are those of facies association B3, extending to the east of Košická Belá and northwest of Košice. They are very similar to facies association A5, only typically high content of greenish material establishes their links to the system B. Thinly laminated silty character indicates high proportion of sediment supplied by very low density diluted turbidity currents.

System B as a whole seems to represent elongate submarine fan fed from present day northwest. Slight coarsening and increasing proximal character of sediments near Bankov, at the southwestern edge of Košice, may reflect another source point located there, giving system B coalesced character, even if much less pronounced compared to the system A. Small size of outcrops does not allow to establish overall geometry of the fan, but as erosional features are very rare, it seems that the system consists more likely of stacked, sheet-like packages of turbidites and some debris flows and their down-dip thin bedded fringe (Type I fan of Mutti, 1985) than a well developed channel-levee complex. Changes within the environment of deposition seem to follow regional slope variation and topography. Coarser grained disorganized facies are thought to be absent because of the lack of coarse material supplied from the source.

#### *System C (Arcosic sandstones and minor carbonates)*

This assemblage of lithofacies occupies only small areas near the tectonically defined boundary of Črnelicum and Veporicum terranes. Characteristic feature of the system is often high proportion of carbonates and lower mineralogical maturity of siliciclastic sediments (Fig.12).

Limestones are most typically 10-30 cm thick gray to dark gray laminated beds (facies Lc), usually evolving from and also intercalated with dark, limy silty mudstones. Thickness and apparent homogeneity may vary, but in the outcrop scale they never achieve massive features of facies Lb from Bankov area (system L). Vertically are carbonate packages often abruptly interbedded with greenish laminated arenites of facies Bd or very light green or reddish massive coarse grained arcasic sandstones (facies Ca, Fig. 13A). Carbonates are in places capped with quartzitic gravelly sandstone - mudstone units (facies Db of system D, described below).

Locally small outcrops of intraformational breccia (finer than facies La) are present. Larger extent has facies association C2, being closely spatially related to finer lithotypes of system B. Beds reach thickness of 6 m (average 1 m). Internal structures are fairly uniform: parallel, locally slightly undulating laminae of greenish mafic silt and mud alternating with slightly coarser thin clastic car-



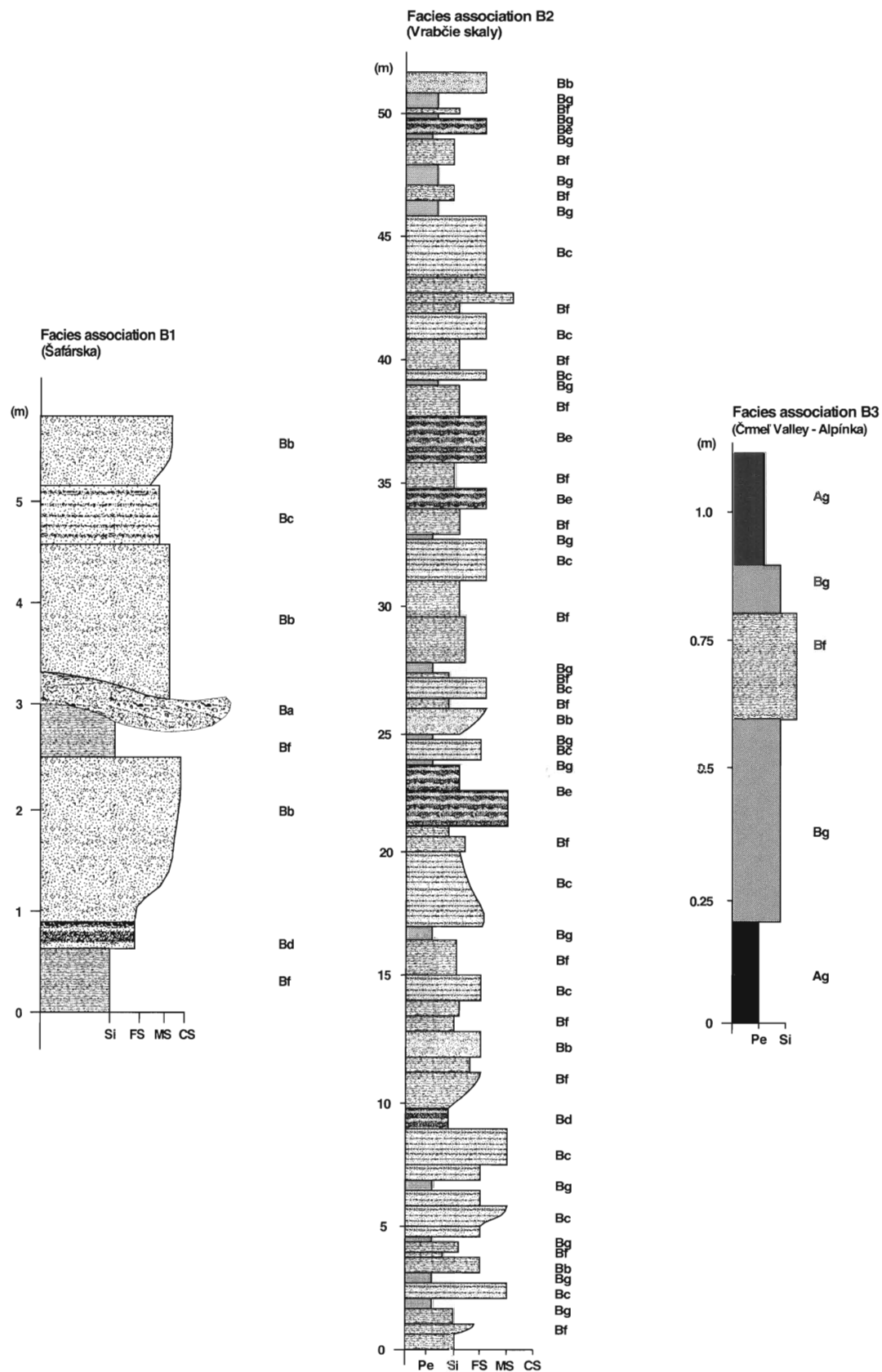


Fig. 11. Facies associations of the system B. For explanation of symbols see Tab. 1.

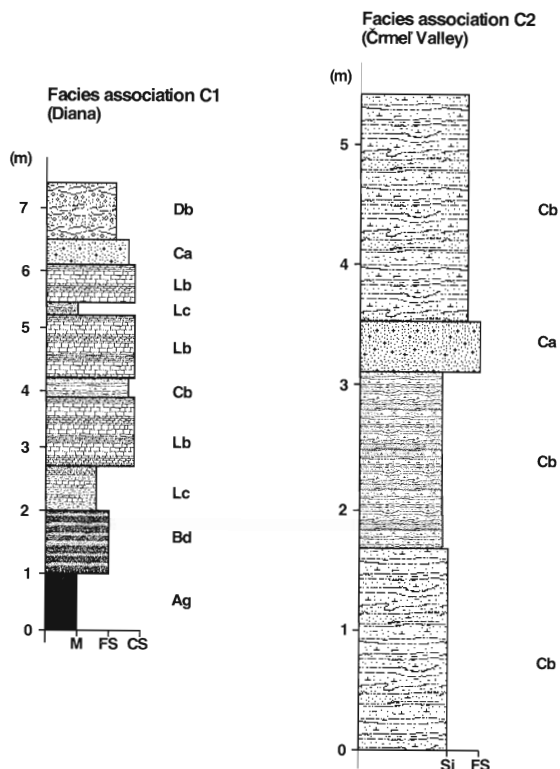


Fig. 12. Facies associations of the system C. For explanation of symbols see Tab. 1.

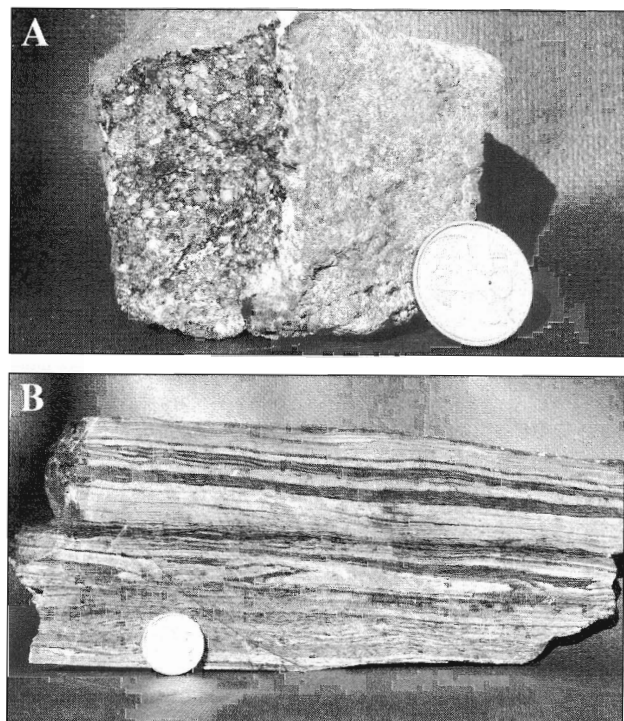


Fig. 13. Contrasting character of the system C sediments. A) Structureless poorly sorted arkosic sandstone (facies Ca, Diana). B) Laminated silty mudstones (facies Cb). Note shear folding at the base of the flow deposit (Črmel Valley).

bonate bands (facies Cb, Fig. 13B). Individual beds may instead of limestone clasts contain terrigenous material (arkosic composition predominates). Well defined character of laminae usually changes into quite indistinct toward the tops. Some convolution and small scale shear folding are preserved in lower parts of beds.

Facies association C2 is likely to be a product of low concentration turbidity flows deposition with suspension fall-out and traction and shear sorting of grains in the bottom boundary layer as main operating mechanisms (Stow and Bowen, 1980). Carbonates of facies association C1 could represent quiet pelagic sedimentation on topographic highs (of probably tectonic origin) efficiently separating redeposited arkosic and quartzitic sediments from the depositional realm of system B. Only flows of larger volume (or diluted flows) were able to spill over their tops, depositing on topographic highs and mixing with clastics of the system B. Meanwhile carbonates were producing enough debris to mix with terrigenous material at the base of local slopes.

#### *System D (Quartz arenites)*

Even if the whole unit has, apart from the position right at the contact with the Veporicum high-grade metamorphics, high mineralogical maturity as a uniting factor, it still clearly falls into two different groups, based on the character of their sedimentary structures.

Facies associations D2 and D3 (Fig. 14), located more to the northwest, clearly represent resedimentation processes similar to those of the system A with sandy debrites and high density turbidites (facies Da, Db) as dominant. Even if pebbly sandstones and gravel conglomerates occur, size of clasts never reaches the coarseness of the most "proximal" parts of the system A. Within the elongate quartzitic belt, finer grained rock types, including interbedded sandstone - mudstone units, prevail in its northwest part. On the contrary, near the northern edge of Košice, facies of apparently shallower origin crop out.

Facies association D1 usually starts with massive, crudely hummocky cross-stratified units (facies Dd, Fig. 15A) with sharp bed contacts. Wavelengths can reach 2 m, whereas amplitudes range between 5 and 15 cm. Coarser grained lag deposits are locally developed. Facies Dd typically passes upward into thick bedded sandstones or clast-supported granule conglomerate beds (facies Dc) with usually irregular bottom surface of beds. Locally planar cross bedding was observed. The last constituent of the facies association are thin bedded and wedge-shaped unidirectional cross-laminated sets (Fig. 15B). Current ripple shapes are locally preserved.

All lithotypes of association D1 might represent depositional processes on storm-dominated inner shelf (e.g. Marsaglia and Klein, 1982). Provided the littoral zone was narrow or even tectonically unstable, resedimentation of sand material to the deeper environments of the facies association D2 and facies association D3 could have been easily and frequently initiated.

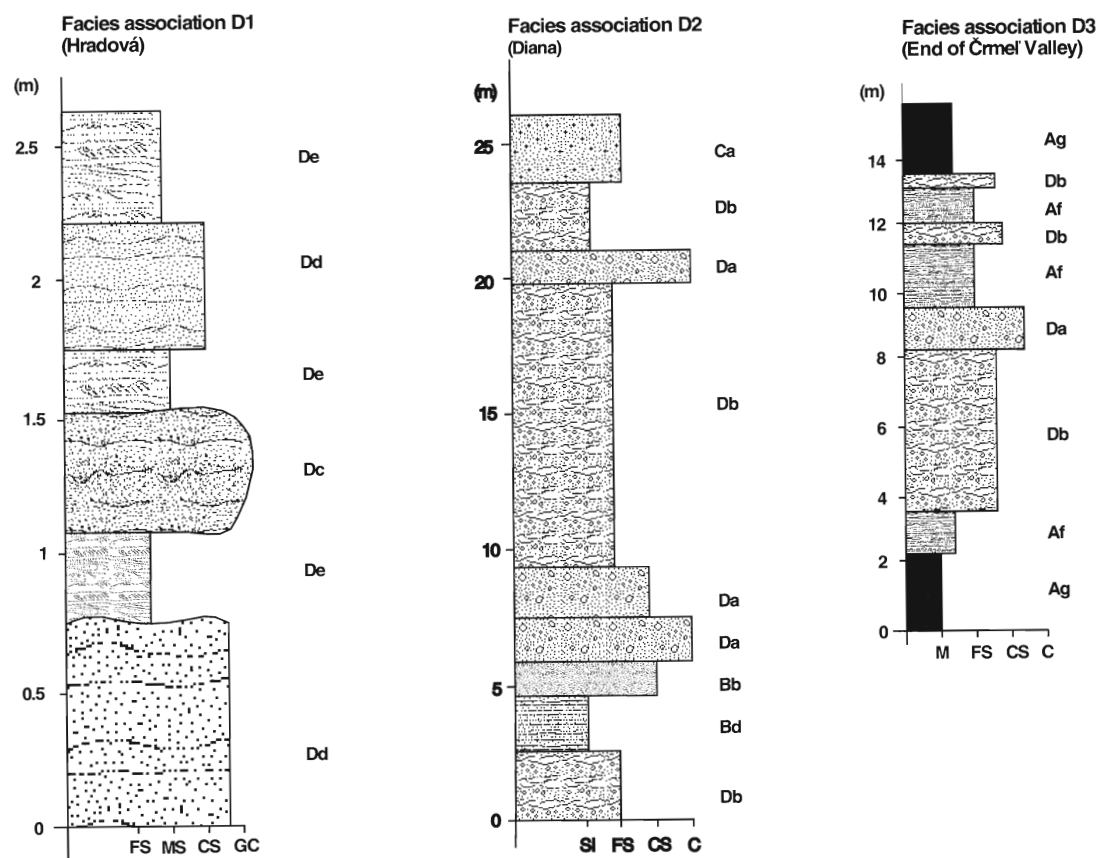


Fig. 14. Facies association of the system D. For explanation of symbols see Tab. 1.

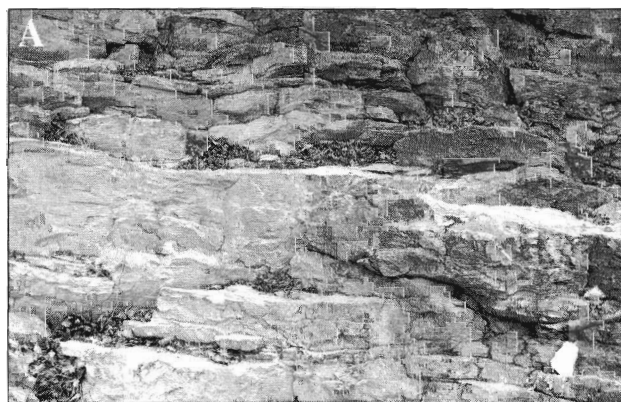


Fig. 15. Shallow marine system D quartzitic sandstones. A) Facies Dd hummocky cross-bedded strata of different thicknesses (fallen leaves for scale. Hradová). B) Thin low-angle cross-stratified beds, locally displaying wavy tops (facies De. Hradová).

## Provenance analysis

### Petrography

#### *Petrography of conglomerates*

Lithological composition of the system A conglomeratic pebble and cobble fraction had been previously studied in detail (Krist, 1954; Vozárová, 1973). Wide spectrum of se-

dimentary, metamorphic and igneous rocks was observed, with some spatially distributed proportional variations. Presence of granitoid and plagioplitic fragments was first ascribed to a source in the Čierna Hora (Veporicum) crystalline complex (Krist, 1954), but as later granitized rocks and aplites were recognized within the Gemicum terrane, neighbouring position and similarity of other conglomeratic lithotypes led to an idea of the source restricted to Gemicum (Vozárová, 1973; Vozárová and Vozár, 1988).

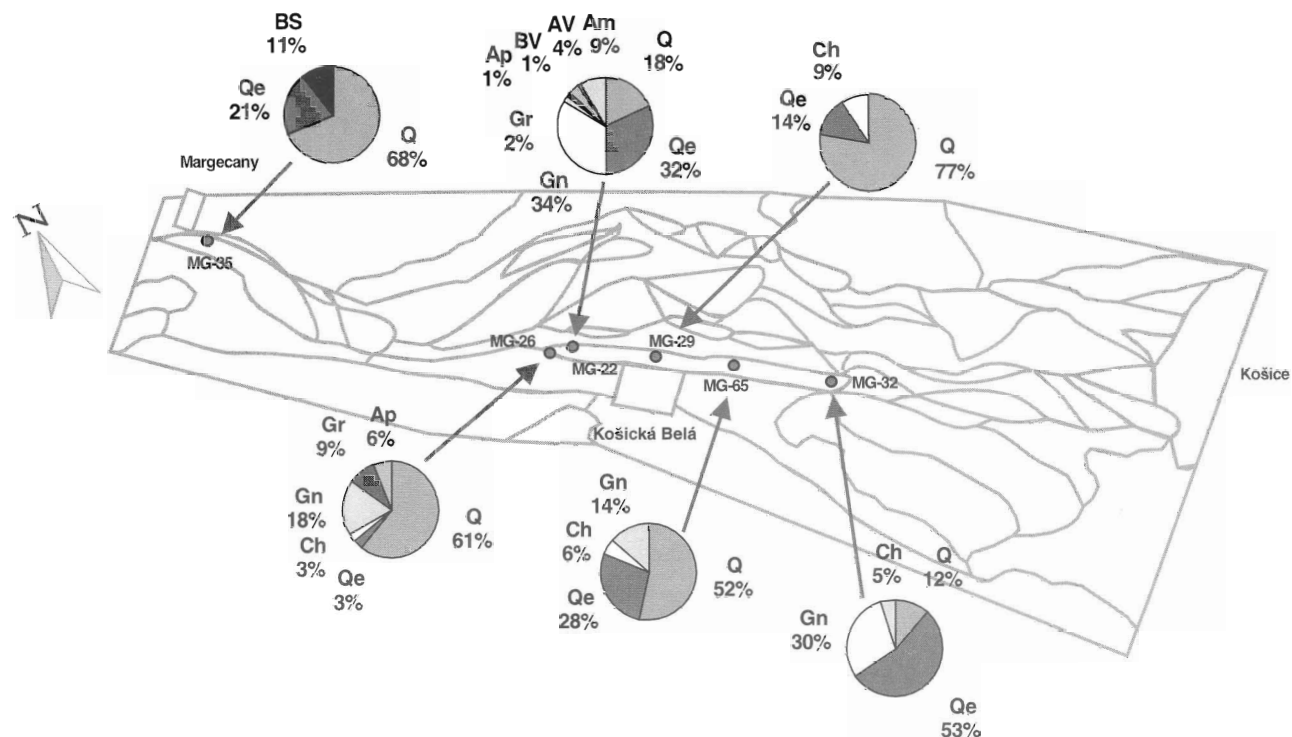


Fig. 16. Spatial distribution of petrological composition of coarse fraction of the system A conglomerates. Scale is the same as in the Fig. 1.

Our reconnaissance analysis revealed generally uniform pattern of pebble size and roundness frequency distribution. Mean values are constantly high and distributions show unimodal, sometimes skewed character (M. Grecula, 1997). The coarser fragments are present, the more lithological types conglomerate usually contains. The most typical are clasts of vein quartz, quartzite and gneiss, covering the whole size and roundness spectrum, with gneisses shifted more toward the higher values. If granitoids and aplites are present, they tend to be larger sized, whereas amphibolites and volcanic (both basic and more acid) clasts are relatively smaller. The only exception of pre-vailing pebble characteristics are those of locally abundant angular fragments of dark mudstones, but they are believed to be intraformational rip-up clasts and thus not providing any information about source area.

As for the spatial distribution, the only high lithotype variability and considerable clast sizes are displayed in outcrops northwest of Košická Belá, everywhere else only smaller fragments of the most durable lithologies (quartz, quartzite, chert, gneiss) are present (Fig. 16). No trends in their mutual proportions were observed. Conglomerates from near Košická Belá could reflect more dynamic conditions in the local source area, where probably large sediment supply (braided river discharge?) did not allow as much time to rework rock fragments as elsewhere along the coast, triggering frequent pebbles and cobbles redepositing mass flows.

Observed general vertical fining of particles and enrichment in quartz material could have been caused by decreasing relief on the land and related longer periods of reworking

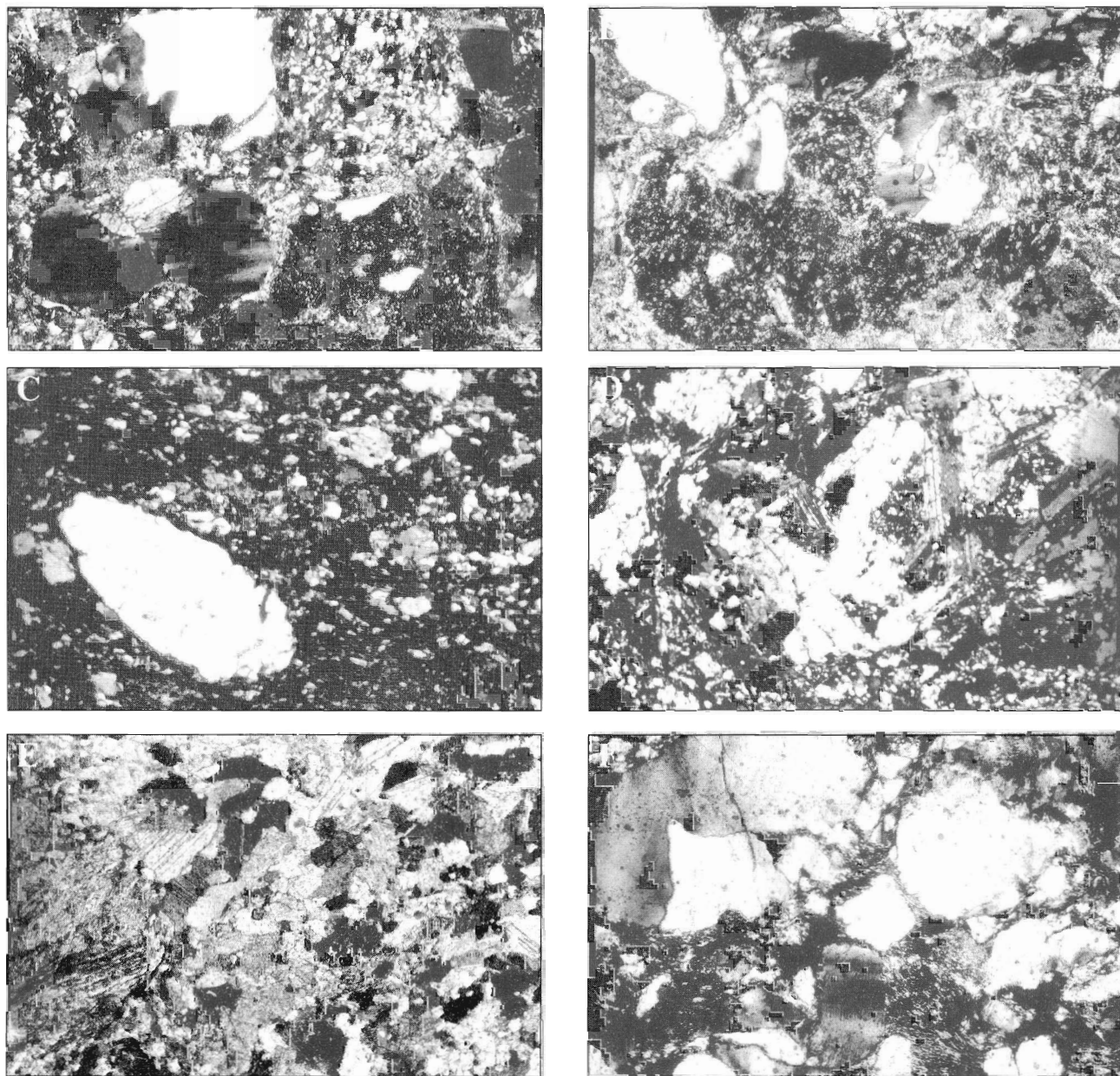
prior to redeposition. This is probably why also such a small percentage of Gemicum's widespread volcanic sandstones and shales are preserved in coarser fraction of conglomerates - as the most fragile rocks they were disintegrated and later redeposited as locally very abundant greenish fine-grained matrix of debrites.

#### *Petrography of sandstones*

Unlike conglomerates, sandstones are abundant in all lithological systems of the Črmelium, providing a good material to compare their characteristics. Even though greenschist facies metamorphism allied with the strain effect of deformation produced locally pervasive mineralogical and textural changes, frequently enclaves of rocks, still preserving their original textures or at least ghost relicts of them, were found, allowing detrital modes to be determined with confidence.

Proportion of interstitial matrix (always recrystallized) is variable, averaging at about 10 % of the volume, with higher values most likely attributable to the formation of pseudomatrix (Dickinson, 1970). Framework grains comprise different types of quartz and lithic fragments, almost exclusively plagioclase feldspar, micas and in the system B very important heavy minerals (Fig. 17). Rocks are usually poorly to moderately sorted with their constituents being subangular to subrounded.

Polycrystalline quartz prevails clearly over monocrystalline one, apart from the system B, where their abundances are approximately the same. Quartz mainly shows high undulosity and if polycrystalline, large number



**Fig. 17.** Thin section photomicrographs of sandstones from the Črnelicum terrane. Crossed nicols. Scale bar 0.8 mm. A) poorly sorted sandstone of the system A. Polycrystalline and undulatory quartz grains, sedimentary lithic fragment (siltstone) to the upper right. B) Larger microlitic volcanic grain with few phenocrysts of plagioclase and quartz in fine groundmass (lower part of photograph). Polycrystalline quartz and mica flake within forming pseudomatrix (system A). C) Outsized rounded clasts of amphibole in unsorted mixture of grains in mafic sandstone of the system B. D) Rounded clast of lathwork-textured volcanic rock (system B). E) Recrystallized limestone of the system C with abundant terrigenous admixture. F) Predominantly quartz composition of sandstone of the system D.

of rather small, stretched and sutured grains, suggesting a metamorphic source. Maximum of clear quartz with straight extinction of possible volcanic origin is in the rock types of system B, slightly higher content in system C and low in both A and D. "Plutonic" type quartz with trains of vacuoles and slightly undulose extinction makes up minor part of the system D framework grains.

Feldspar grains are less important in A and D systems, whereas their content increase in C and reaches its maximum again in B, often being the only, or at least domi-

nant light component of rocks. Crystal edges are in most cases rounded, the only feature suggesting their volcanic origin, are locally preserved blebs of vacuoles. On the other hand, some fragmented and rounded grains of crystals and their overgrowth imply detritus supplied by erosion of lithified rocks, rather than coeval resedimentation of loose volcanic debris.

Compositionally plagioclase dominate, K-feldspar is virtually absent throughout all facies associations, only rocks of system C may contain low percentage of the mi-



A

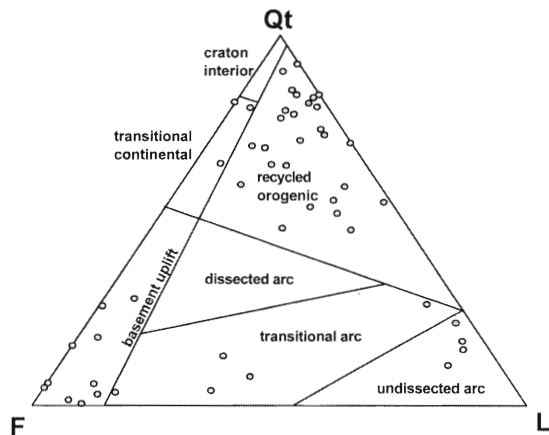
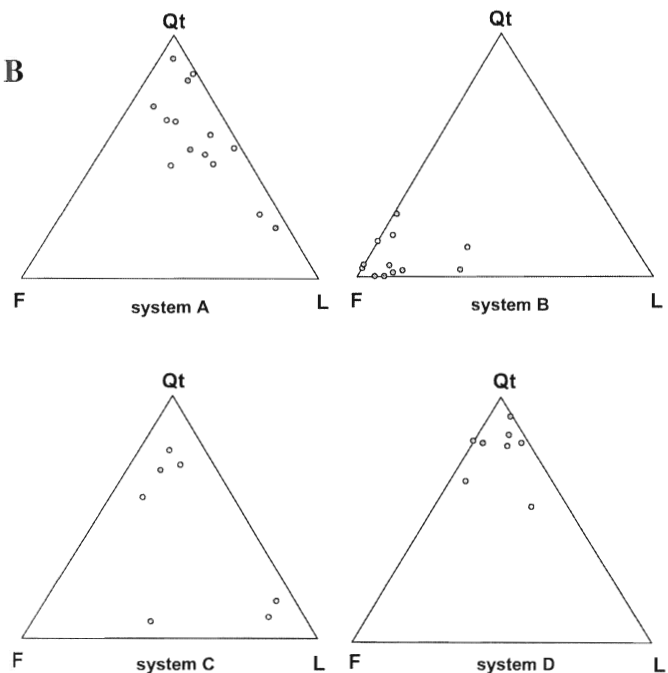


Fig. 18. QtFL plot of analyzed samples. Provenance fields after Dickinson et al. (1983). For explanation of symbols see Tab. 2. A) Samples of all the terrane units undifferentiated. B) Separate plots of individual systems.

B



neral. Reasons for this feature can be twofold: it may reflect almost K-feldspar free source lithology in the Gemericum and only lesser volume of exposed potassium rich rocks in the Veporicum and at the same time its scarcity can be enhanced by post-depositional alteration and replacement processes (e.g. Boles, 1982; Helmhold, 1985).

There is a high variety of rock fragments in the Črmeľicum lithological units. Richest in sedimentary lithics is the system A, followed by the system D. Fragments in both of them include dusty looking mudstones with lack of a preferred planar fabric, microscopically planar bedded shales and usually massive siltstones and sandstones.

Low grade metamorphic fragments, such as slates and quartzites, contribute significantly to the composition of the system A rocks, whereas medium and high-grade metamorphic lithics (schists, phyllitic quartzites and quartz-mica-feldspars aggregates) are present almost equally in the systems C and A and to somewhat minor extent (following its mineralogic maturity) in the system D.

Among volcanic rock fragments, plagioclase lathwork and microlitic grains (with trachytic and pilotaxitic patterns) predominate, representing mainly basaltic and intermediate lavas. They are most abundant in the system C, but their relatively lower content in the "mafic" system B

A

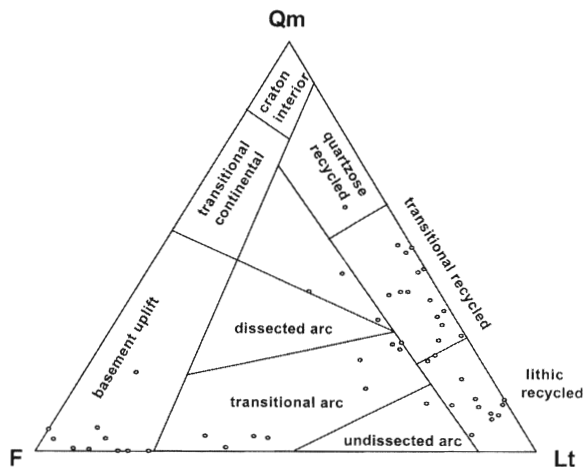
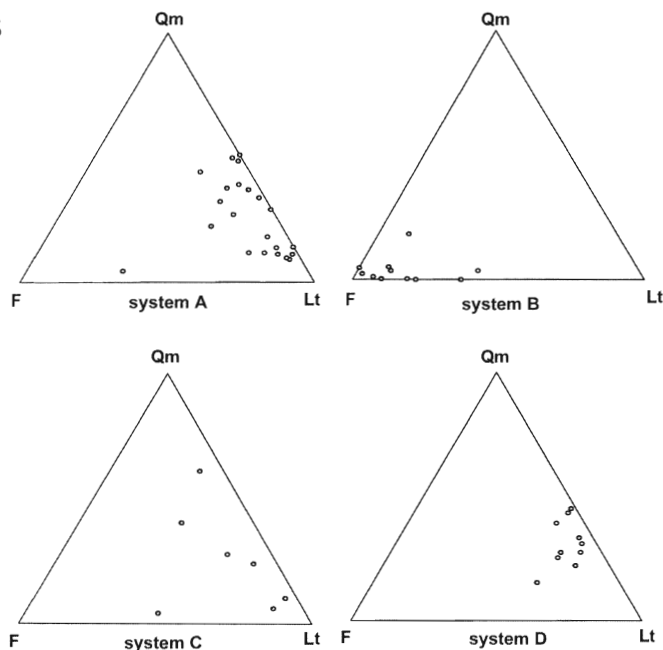


Fig. 19. QmFLt plot of analyzed samples. Provenance fields after Dickinson et al. (1983). For explanation of symbols see Tab. 2. A) Samples of all the terrane units undifferentiated. B) Separate plots of individual systems.

B



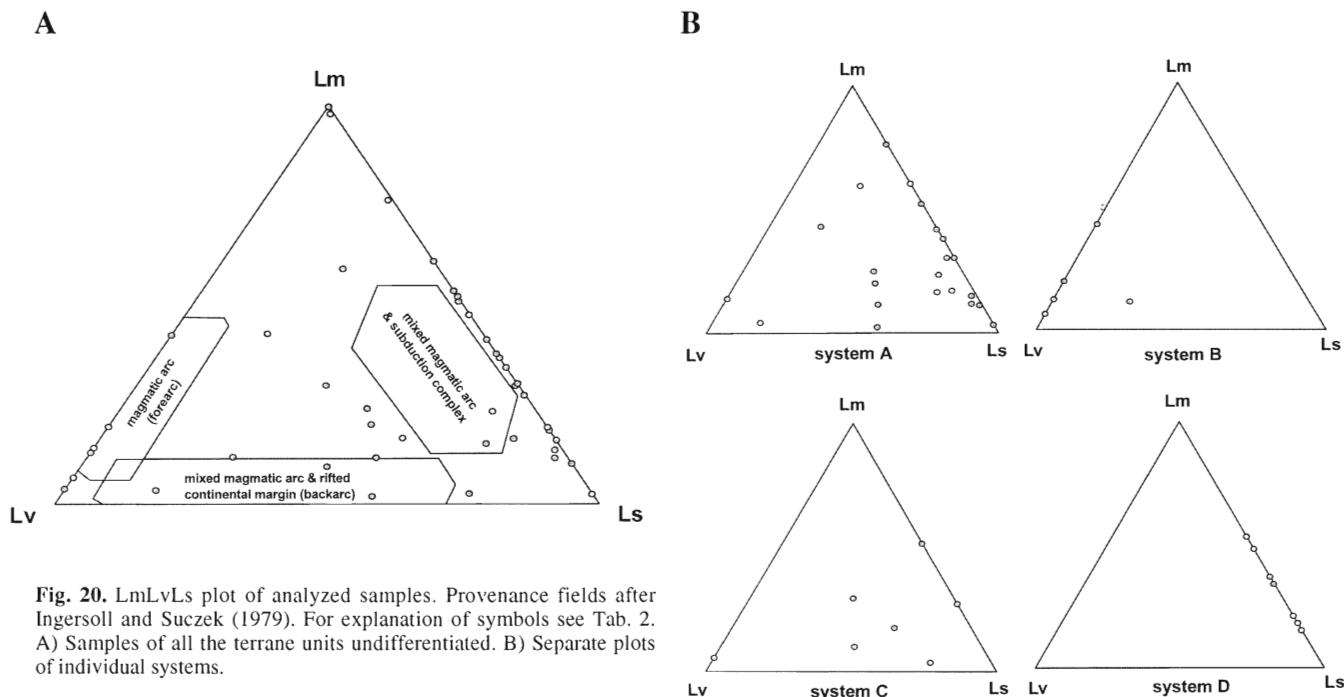


Fig. 20. LmLvLs plot of analyzed samples. Provenance fields after Ingersoll and Suczek (1979). For explanation of symbols see Tab. 2. A) Samples of all the terrane units undifferentiated. B) Separate plots of individual systems.

can be explained by greater fragmentation of possibly coarser grained volcanic and hypabyssal rocks. Highest content of mafic dense minerals in the rocks of system B, especially hornblende and actinolitic amphiboles and some pyroxenes, which often exceeds 50% of framework grains, seems to support the idea.

Detrital micas are locally difficult to differentiate from the authigenic ones, but generally muscovite prevails over biotite, being mainly present in the rocks of the system D.

According to bivariate scatter plots of counted mineralogical parameters (Tab. 2; plots in M. Grecula, 1997), abundance of non-undulatory monocrystalline quartz positively correlates with plagioclase and dense minerals and with degree of sorting, which could point to relatively homogeneously grained basic igneous rocks as a source mainly for the system B. Multivariate principal component analysis also picked heavy minerals, together with volcanic rock fragments and non-undulatory quartz as the same trending group within its first eigenvector, responsible for the highest proportion of variability in data.

Petrographic distinction of the rocks of system B is further accentuated by the results of discrimination analysis, where there is a gap between higher similarities of systems A, D and C with each other and all of these systems compared to the system B. Striking feature of this quantified petrographic comparison is that compositionally most similar are the systems A and D, whereas the least similar are the neighbouring units of systems A and B (Tab. 3).

Plots of the data using ternary diagrams, which relate sandstones composition to the tectonic setting of source areas (Dickinson and Suczek, 1979; Ingersoll and Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983) reveal diverse character of the Črnelicum terrane as a whole.

There are four distinct groups in the QtFL diagram, with means falling in the fields of recycled orogen, base-

ment uplift and transitional and undissected arc respectively (Fig. 18A). Individually plotted values of different systems (Fig. 18B) show lithoquartzitic character of both A and D, with A marginally extending to the arc field and D accounting for some overlap with the craton interior and transitional continental fields. Lithofeldspathic system B could have been, according to the diagram, fed from the basement uplift to transitional arc source. Data plots of the system C are scattered over a large area, proving its mixed (possibly recycled orogen and an arc?) character, suggested already from the field observations.

QmFLt plot differentiates basically only between two groups of samples: one centred at the boundary of transitional recycled, lithic recycled and transitional arc fields, and second extending between the basement uplift and transitional arc fields (Fig. 19A). The latter is almost identical with the system B plots, A, C and D combine to form the former (Fig. 19B).

Rock fragments ternary plot (LmLvLs) is even more scattered than previous two, but it shows certain similarities among systems A, B and C and distinguishes these three from volcanic fragments free system D (Fig. 20).

### Heavy fraction analysis

It is believed, that in most cases the effects of weathering at source and transportation on sediments heavy fraction composition are minor, but hydraulic controls at the time of deposition and subsequent diagenesis (metamorphism) can cause significant modifications (Morton, 1985). All analysed samples were therefore chosen to be of approximately the same grain size and same or genetically closely related facies. It was not possible to subtract post-depositional alteration, but as all the rocks underwent almost the same pressure-temperature conditions

Tab. 3

Similarity (distance between centroids) of the Črmelicum sedimentary systems based on multiple discriminant analysis of the results of different quantitative methods

| Petrography |          | Heavy fraction |          | Major elements |          | Trace elements |          | All parameters |          |
|-------------|----------|----------------|----------|----------------|----------|----------------|----------|----------------|----------|
| Clusters    | Distance | Clusters       | Distance | Clusters       | Distance | Clusters       | Distance | Clusters       | Distance |
| A—D         | 2.46     | A—B            | 4.45     | A—B            | 4.81     | A—B            | 0.89     | A—C            | 14.67    |
| A—C         | 2.72     | C—D            | 5.02     | C—D            | 5.99     | A—C            | 77.47    | A—B            | 20.79    |
| C—D         | 2.79     | A—D            | 5.18     | A—C            | 10.95    | B—C            | 77.63    | A—D            | 21.86    |
| B—D         | 5.20     | A—C            | 6.79     | B—C            | 11.17    | C—D            | 189.55   | C—D            | 22.69    |
| B—C         | 5.82     | B—C            | 7.02     | B—D            | 13.58    | A—D            | 251.73   | B—C            | 23.99    |
| A—B         | 6.29     | B—D            | 7.41     | A—D            | 14.73    | B—D            | 252.09   | B—D            | 29.20    |

(Vozárová and Vozár, 1988), we were at least able to compare individual systems one with another, even if direct linkage to the source rocks may not be so clear.

Generally the most frequent in the heavy fraction of rocks are lithic fragments (obviously containing heavy minerals), followed closely by amphiboles. There is much less of biotite grains, as well as pyrite, limonite and carbonates. Rutile is prevailing over zircon, but together with epidote, tourmaline and muscovite, they occur only in subordinate amounts.

In order to get an idea if there are any of the heavy fraction species indicative of the source in the neighbouring Gemicum and Veporicum terranes respectively, their abundances were plotted against locations along and across the basin (M. Grecula, 1997). All the minerals and rock fragments were increasing in volume toward Gemicum, apart from rutile and muscovite, but rutile was not detected in samples of the system D at all and was quite abundant in some rocks of the system A, lying directly on the opposite side of the terrane area. Rutile negatively correlates with amphibole, which is the same for muscovite, tourmaline and maybe biotite (using XY scatter plots). All of the above mentioned minerals are also getting less voluminous axially toward the northwest. This could indicate, that general features of their abundances were more controlled by competition between spatially unequally important sedimentary systems fed from different sources within Gemicum, than clear distinction between the two neighbouring suspect source terranes lithologies simply influencing their adjacent parts of the Črmelicum basin.

A priori field classification of rock samples into individual systems was confirmed as 100% correct by multiple discriminant analysis (M. Grecula, 1997). It is interesting that unlike the same method using microscopic petrography data, the highest similarity is between systems A and B (Tab. 3) followed by systems C and D. Coming third are systems A and D, which is consistent with locally very similar, mineralogically mature character of the rocks of both systems. The greatest discrepancy in heavy fraction composition was by MDA method suggested for the systems B and D.

### Geochemical features

Grain size degree of source weathering, diagenesis and metamorphism all could affect chemistry of clastic sediments (e.g. Sawyer, 1986). But as in the case of heavy

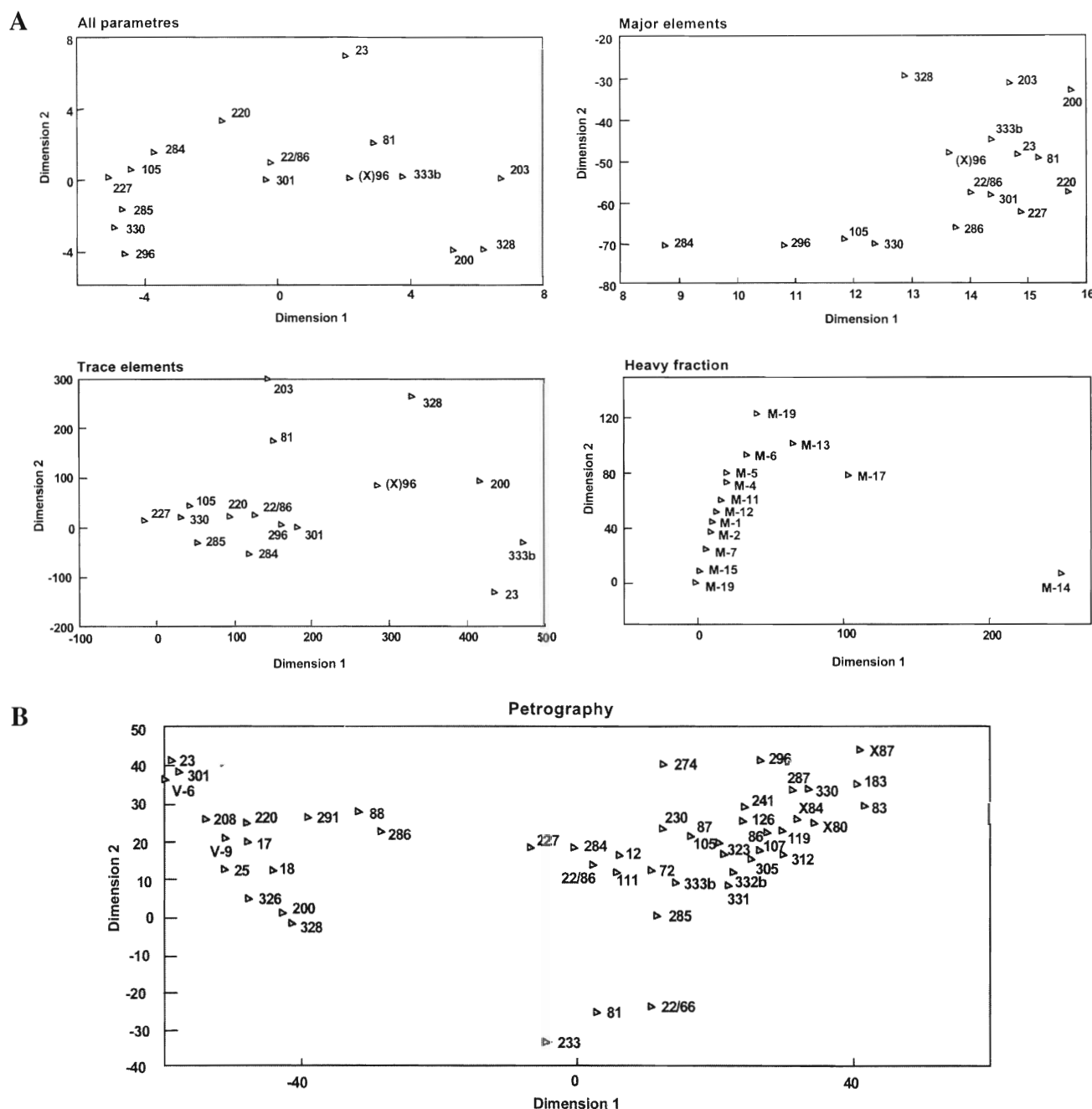
fraction analysis, we tried to diminish the danger by careful sampling and we were again assuming rapid erosion and transport from a source area (low importance of weathering) and the same degree of post-depositional compositional changes throughout the terrane's lithological units that enabled us to compare them.

Bartalský (1992) had already noticed geochemical differences across the basin: mafic sediments of the system B being enriched in Cu, Zn, Ni, Co, Mn and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , whereas mudstones and some sandstones adjacent to the Veporicum domain in Mo, Sb and As.

Our analysis revealed first of all much higher average content of  $\text{SiO}_2$  in the systems C and D (75 and 78%) than in the systems B (56%) and A (66%). On bivariate scatter plots  $\text{SiO}_2$  shows positive trend with  $\text{K}_2\text{O}$ , which is supported by principal component analysis, distinguishing group of  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO and  $\text{K}_2\text{O}$  (M. Grecula, 1997). When trace elements are taken into account, Mo, Sn, Pb, Rb, B, Ga and Ce show similar trends in their variation. If compared with the rest of the elements, consisting of Cr, Ni, Bi, Sb, Sr, Li, Zn, Co, Cu, Zr, Yb, Sc, La and Ge, it seems that major factor controlling their pattern of distribution in sediments was presence of two sources: one predominantly mafic, one felsic (compare Bhatia and Crook, 1986).

As  $\text{SiO}_2$  and  $\text{K}_2\text{O}$  contents generally decrease from the system D toward the system A and so do Rb and B, it is probable that main differences in chemical composition of the terrane rocks were caused by varying degree of influence of lithologically contrasting source rocks toward the present day southwest and northeast. Slight discrepancy between the results of this analysis and the one of heavy fraction of sediments could have been caused by assumed enhanced reworking of the facies of the system D and partially C, where original sand-size petrographic composition could have been destroyed, unlike the chemical composition, possibly preserved in fine grained particles. This fraction might have been also easily redistributed by diluted turbidity currents infiltrating adjacent deeper-marine coarser gravity flows products, transported along different pathways and even maybe sourced from different areas.

Classification of analysed samples was again proved highly correct by multiple discriminant analysis, with similarities between systems getting even much closer to some theoretical assumptions (Tab. 3). Minimum centroid distance was measured between A and B and very small between C and D as well. Interesting is quite high simila-



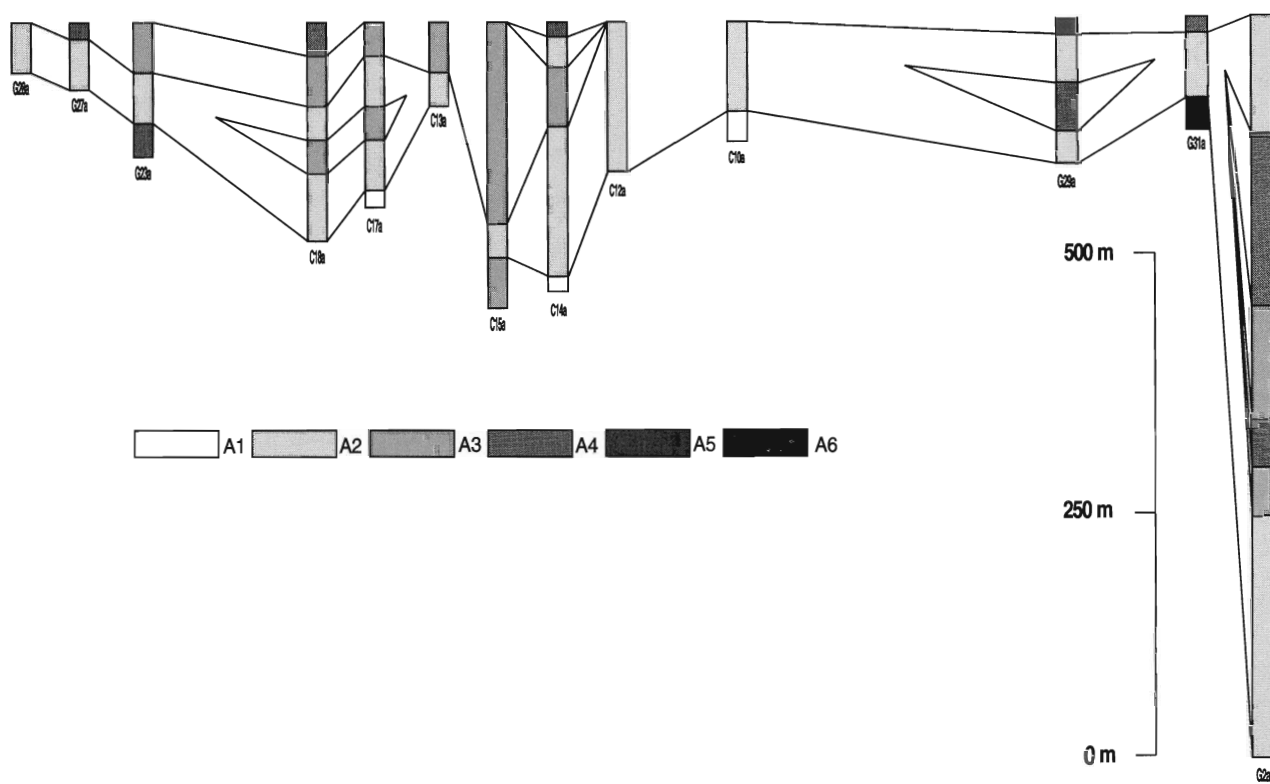
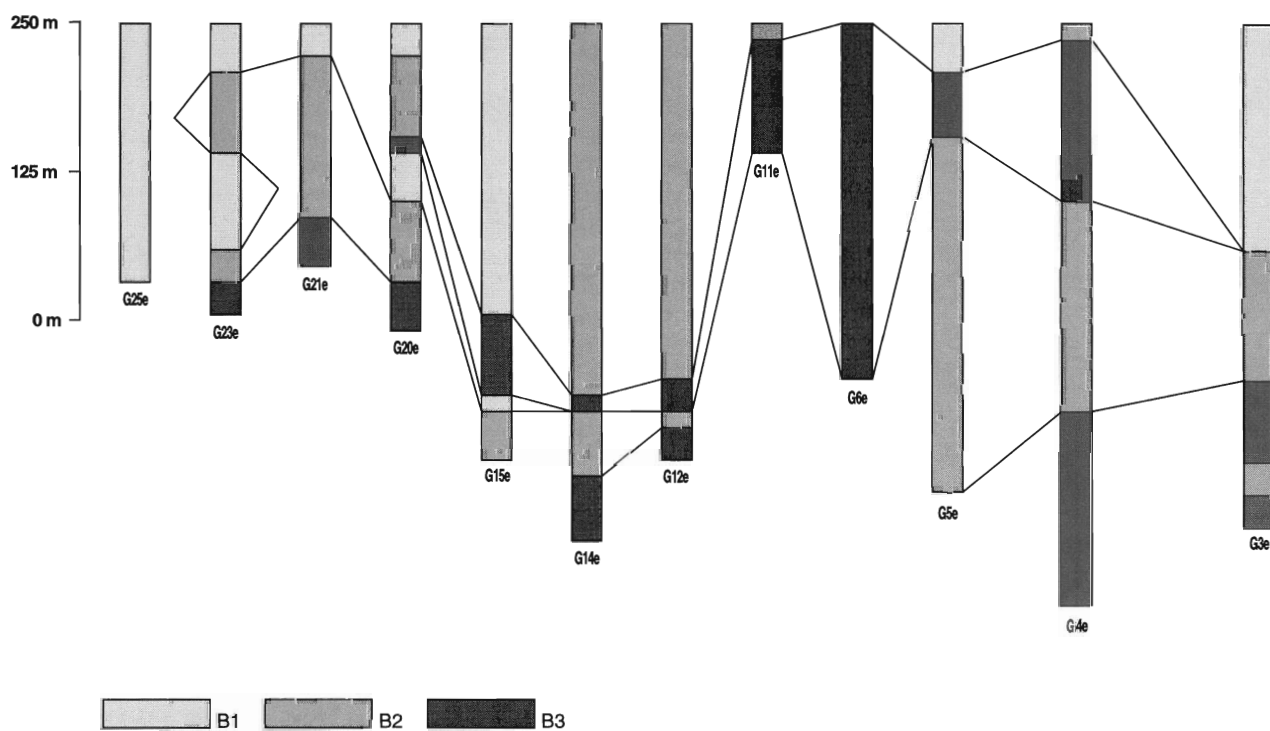
**Fig. 21.** Plots of first two dimensions of the Črmelicum composition principal components using A geochemical, heavy fraction and all parametres (together), B) thin sections point-counting results.

rity between B and C and A and C, implying some degree of mixing. Most different are, according to their chemical composition, systems A and D, and B and D.

### Model of depositional and tectonic setting

Imbricate thrust structure of the Črmelicum terrane makes it impossible to say if measured vertical sections through the lithological units, even if internally undisturbed, represent the whole stratigraphy at the location, or if

the lower or upper part has been tectonically amputated. There was no marker horizon observed and outcrops were usually too small to recognize any similarities in depositional bedding patterns, so the correlation within individual systems was at first instance approached by comparing basic sedimentological character of neighbouring units, presence and abundance of facies, and then corrected by means of multivariate statistics, especially by distribution of samples plotted in the diagram of first two principal components (Fig. 21). Most comprehensive character

**a****b**



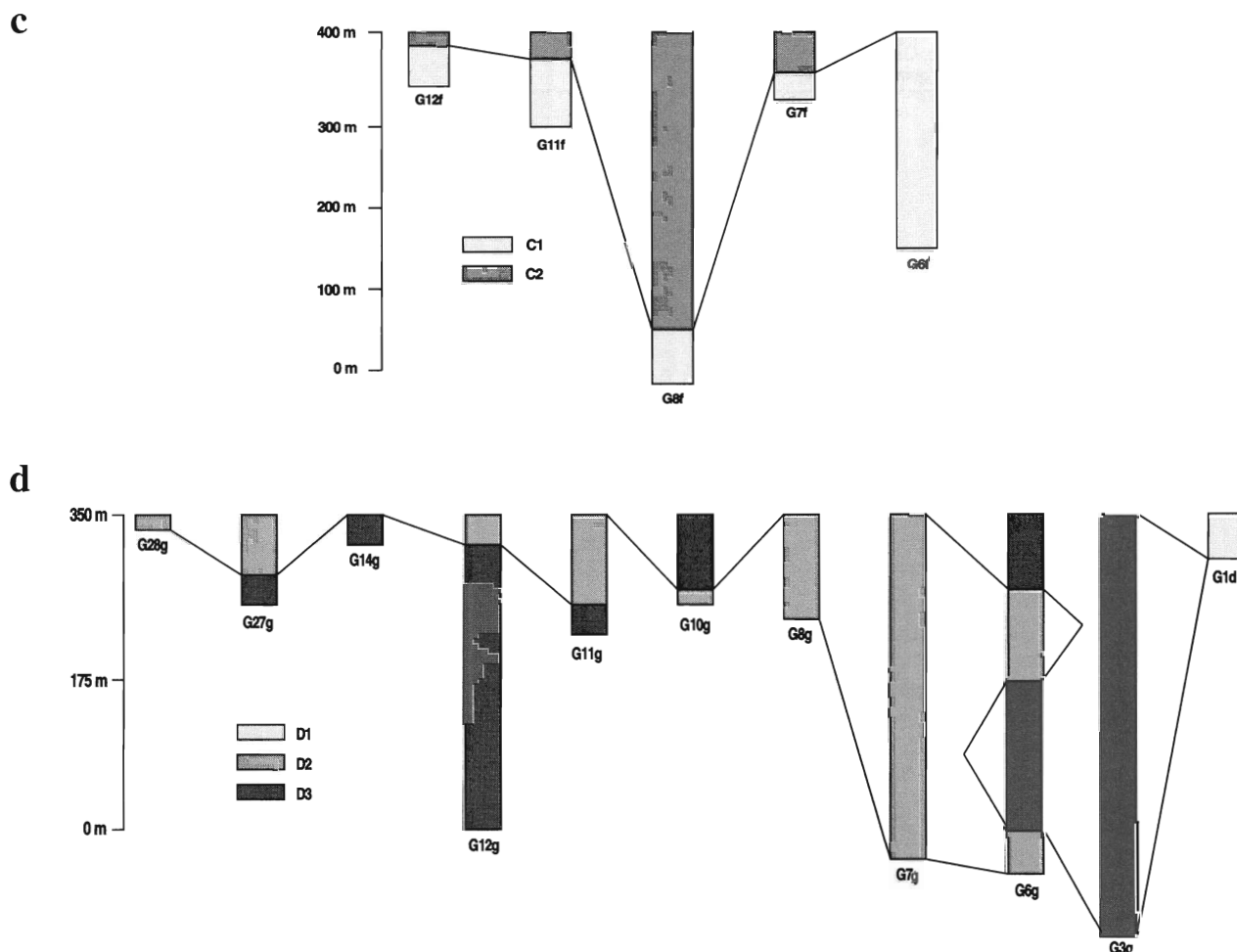


Fig. 22. Strike parallel correlation of measured vertical sections within individual lithological units of Črnelicum (for location see Fig. 3). a) System A, b) System B, c) System C, d) System D.

of the plot, where all quantified parameters were employed (Fig. 21a), served as the main basis for correlation, other plots became very useful, where it was necessary to decide between various options, or simply because they contained more samples (petrographic parameters, Fig. 21b). Multivariate statistics enabled us also to correlate between the systems as well, or at least to look for similarities in the source material or the degree of mixing.

Series of correlated sections along the strikes of individual systems reveals largely unpredictable pattern changing substantially along short distances (Fig. 22 a, b, c, d). System L has already been described as lenticular, comprising several horizons (Varga, 1982). It evolves from hemipelagic mudstones and also passes upward through the rocks of similar character into system A (Fig. 4). Facies of undisputably system A, but also system B intervene to a minor extent in system L (Horský, 1991), suggesting their time-coeval character.

Basal deposits of the system A (Fig. 22a) are different in different places. They might coarsen gradually or start abruptly with coarsest debris flows deposits. Slope-apron

or base-of-slope coalescing fans environment must have been strongly influenced by topography, causing changing of thicknesses of facies associations and perhaps also the whole vertical stratigraphic successions in various places. The greatly highest thickness is preserved in the vicinity of Bankov (southwest of Košice) and together with the character of facies implies most pronounced subsidence and prominent source in the area. Generally system A fines upward and becomes less important in the context of the whole basin.

Fining, or perhaps more distal character within the system B, can be observed more laterally (toward present day southeast) than vertically, with the exception of the Bankov area again, where coarse grained massive facies could indicate proximality of source again. System tends to coarsen upward and displays two, possibly three more-less discrete depocentres, with prominent high about section G11e (Fig. 22b). Muddier facies of association B3 display variable thicknesses and more than any whole basin changes in the relative sea level they could represent topographically confined sediment paths, its ponding and relative star-

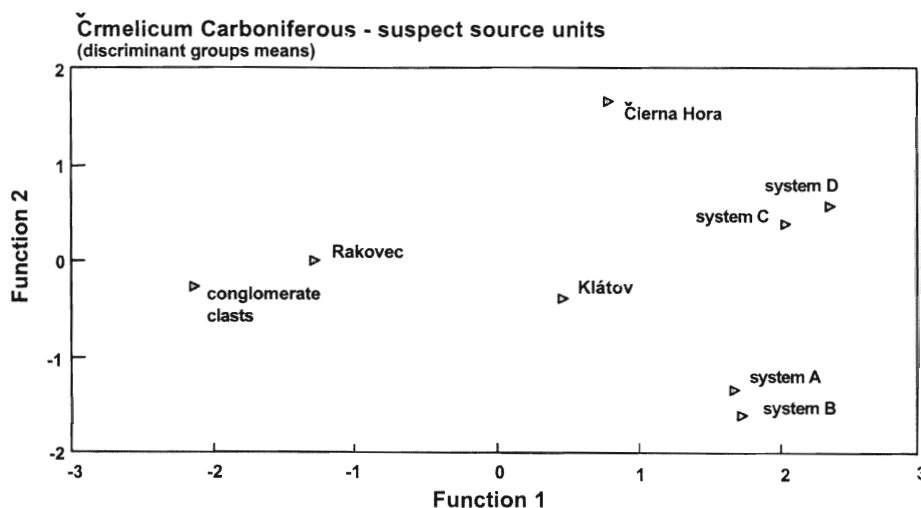


Fig. 23. Plot of means of discriminant characteristics of the main rock units of Črmelicum (including conglomerate clasts) and adjacent lithological complexes. See text for discussion.

vation in different parts of the basin. Depositional system seems to be longitudinal with respect to the basin axis, filled mainly from the NW, in the SE most probably coalescing with another fan, sourced from near Bankov. There are almost no intercalations of the system A facies in B, but in places greenish sandstones of "B" character are frequent in A. This could reflect longitudinal topographic feature dividing both systems, providing more efficient confinement for high-density and mass flows of A compared to more likely overspilling turbidity currents of the system B.

Limestone bearing topographic highs separating systems C and D from the system B has already been mentioned. C and D show varying thicknesses again (Fig. 22c, d), but in this case, more intense deformation (Gazdačko, 1994) could have highly affected preservation of the whole stratigraphy. The only shallow marine succession of D is preserved near Košice, but if this was actually the place from where quartzose sediments were redeposited, some by-passing of muddier neighbouring facies must have been involved. Less mature, volcanic material influenced system C reaches its maximum at G8, but with majority of limestones preserved more to the southeast. As for the mutual relationships of the systems C and D, rather than overlying position their mutual interfingering due to different sources is more probable.

Petrographically, systems A and D are quartzose, mineralogically mature and both containing metamorphic lithic clasts (more pronounced in A), whereas B and C and C comprise generally immature sandstones, locally rich in volcanic detritus. It suggests mixed sources, with Gemericum and Veporicum terranes playing the most important role. Plot of results of comprehensive discriminant analysis between samples of the individual Črmelicum systems as groups, representative analyses of pebble material of the terrane, and published data on Klátov, Rakovec and Čierna hora Complexes (see Methods for references) confirms presumed relationships (Fig. 23). Sys-

tems A and B are closer in their characteristics to the Klátov Complex of Gemericum, C and D to Čierna hora of Veporicum. It is very probable therefore, that the present day neighbouring terranes were in the same position already in the Carboniferous time, making up one interconnected tectonosedimentary setting.

High-grade metamorphics of the Klátov Complex of Gemericum is currently interpreted as a lower crust of an island arc with some relicts of subducted oceanic crust (Ivan et al., 1992), Rakovec as an arc-related predominantly basic volcanic complex comprising also some associated sediments (Hovorka et al., 1988). Age of the Rakovec unit has not yet been determined, but K/Ar data of Klátov imply mostly Lower Carboniferous age (Kantor et al., 1980). Compared to this, Čierna hora granitoids are Upper Carboniferous (Kovach et al., 1986).

Biostratigraphic dating of conglomerates outside the study area (Vozárova and Vozár, 1988), most possibly correlating with the base of the system A, show the lower part of Upper Carboniferous ages (Bouček and Příbyl, 1960). It would mean that sedimentation in the Črmelicum basin commenced synchronously with the start of magmatic activity in the Veporicum terrane (represented by the Čierna hora complex) and postdated volcanism on its Gemericum side. Such a retreat in magmatic activity is typical for the immediate post-infancy phase in the evolution of an arc (Stern and Bloomer, 1992), which perfectly corresponds with the proposed timing of initiation of Paleotethys subduction under Intra-Alpine terrain (Tatro-Veporicum domain in the Western Carpathians; Stampfli, 1996).

Ophiolitic suite of Rakovec (Dianiška and P. Grecula, 1979) could then represent supra-subduction zone ophiolites (Pearce et al., 1984) or in other words, zone of volcanic activity associated with initial subduction of an oceanic crust. Substantial uplift must have followed this period (shallow marine or subaerial reworking of conglomeratic pebbles of the system A), bringing deeper crust seg-

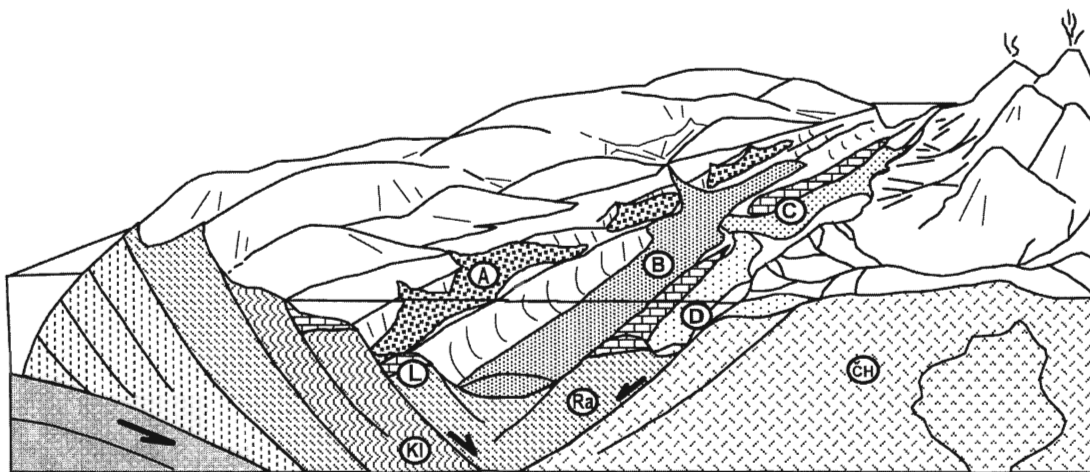


Fig. 24. Schematicized model of depositional and tectonic setting of the Črmelicum area at earlier stages of the Late Carboniferous basin evolution. Symbols used in the same sense as in the Fig. 25. See text for discussion.

ments to the surface (Klátov lithologies in the pebbles of the basal conglomerates of the system A). This could have been achieved by underplating and successive accretion of subduction complexes followed by denudational normal faulting accompanied by tectonic exhumation (Platt, 1986) in order to recover a critical taper of trench slope. If the reason for the uplift was a ridge subduction, accompanied granitic plutonism (Barker et al., 1992) in accretionary prism could explain presence of granitoid and aplitic pebbles in conglomerates derived from Gemicum.

Second possible explanation would be fore-arc strike-slip movement. It is present in the half of all modern arc trench systems (Jarrard, 1986) compensating some obliquity in subduction. Splay or subsidiary faults then might have also accounted for the complex topography

and varying subsidence patterns in the fore-arc basin of Črmelicum.

Generally too high quartzose character of the Črmelicum fore-arc sediments (see Marsaglia and Ingersoll, 1992) could be attributed to the supply of material from outcropping older high-grade metamorphics and plutons of the Tatros-Veporicum domain. Quartzose pre-arc sedimentary cover could stretch as a passive margin prism far to the area of transitional or even oceanic crust and later, with the initiation of subduction and uplift in the Gemicum area, be shed backwards to the forming fore-arc basin as quartz rich sedimentary lithic fragments (if it was not strike-fed to the trench from some unrelated exotic source as in Sumatra; Hamilton, 1988). Direct input of crystalline basement material is assumed for the system D.

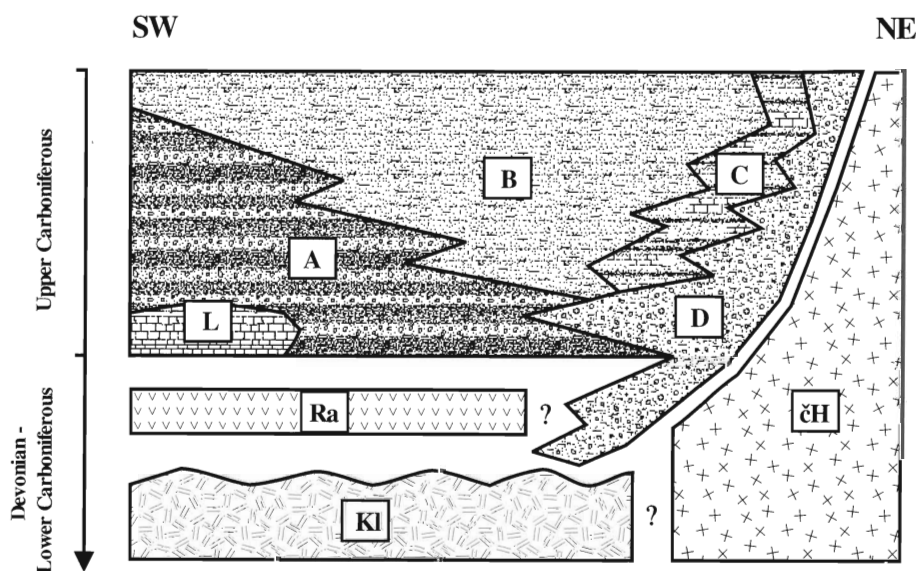


Fig. 25. Proposed general stratigraphy of the Late Carboniferous sedimentary systems (L, A, B, C, D) of Črmelicum and their relationship to the units of neighbouring terranes. Ra - Rakovec Complex, KI - Klátov Complex, ČH - Čierna hora Complex.

Carbonates of the system L could be interpreted as a platform (ramp) fringing either initial phase island volcanoes or uplifted segments of evolving accretionary prism. As the dynamics of its evolution became higher and extension in the fore-arc proceeded, platform was drowned and buried by coarse grained clastics.

Highest topography on the contact with the Črmelicum basin must have been composed of the Klátov high-grade metamorphics, as they represent most of the fragmented material in the system A. Material eroded from dissected infancy-phase volcanoes of Rakovec complex, which probably stretched further to the present W, could enter basin only through structural lows in the "Paleo-Klátov" ridge (Fig. 24) producing thus system B elongate axial character.

Only little volcanoclastic debris of the coeval Čierna hora Late Carboniferous arc is deposited in the Črmelicum region (mainly system C). It suggests that volcanic arc was probably displaced more inland, as it is in the present day southern Mexico (Bachman and Legget, 1982), or just mutual orientation of the arc and prevailing wind directions did not favour fore-arc region as the site of volcanoclastic deposition.

Stratigraphic relationships of all pre-Permian lithologies preserved in the Črmelicum terrane and adjacent regions are suggested in the Fig. 25.

### Conclusions

Carboniferous metasedimentary rocks of the Črmelicum terrane were deposited in the fore-arc region by the initiation of the subduction of Paleotethys ocean under southern margin of the Intra-Alpine terrain, previously accreted to the Ligerian-Moldanubian active margin of the European platform.

Basin retained a deep-marine underfilled character throughout its evolution. Emergent outer ridge of the Gemicum accretionary prism dominated sediment supply for the basin, following major uplift and exhumation of high-grade metamorphic rocks of the initial volcanic zone roots, associated with the destruction of volcanoes- (initial prism- ?) fringing carbonate platforms.

Extensive reworking in the fluvial or/and nearshore environments took place before resedimentation of the clastic material to the deeper parts of the basin, which was probably caused by the tectonic instability of narrow shelfal areas. Predominantly conglomeratic slope apron evolved at the same time as elongate, basin axis parallel lobate turbidite system rich in volcanoclastic sand, fed by the material from the dissected Gemicum volcanoes located more toward the present northwest and west.

Magmatic activity retreated during the evolution of the basin to the present north and northeast, but contributed only subordinately to the basin fill. Smaller size sand-rich fans of arcogenic material formed as a result on the Veporicum side of the basin, quite efficiently divided from the rest of the basin infill by a series of basin-floor structural ridges with limestones deposited on their tops. Crystalline source on the Veporicum side played more important role as a source of detritus, causing locally anoma-

lously quartz-rich composition of the Črmelicum fore-arc sediments.

Topography of the basin floor was much influenced by extensional and possibly strike-slip tectonics, creating a series of depocentres confining major groups of variably sourced gravity flows facies and allowing only limited mixing between them.

Correlation and reconstruction of unfossiliferous sedimentary systems deformed pervasively during later compressional events of the Western Carpathians history, was allowed by detailed sedimentary facies analysis and multivariate statistical analysis of a variety of quantified compositional data.

*Acknowledgments:* This study was carried out as a part of the project Atlas of Geomaps of the Slovak Ore Mountains realized by Geological Survey of Slovak Republic. Actual paper originated during a research visit of the author to the Royal Holloway College, University of London, sponsored by T.G. Masaryk Scholarship of the University. Quality of presented ideas highly benefited from discussions with Gary J. Nichols, especially regarding sedimentology of the basin, and Lubomír Gazdačko, regarding tectonic evolution of the basin.

### References

- Abonyi, A. & Abonyiová, M., 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. *Mineralia slov., Monogr., Alfa, Bratislava, Slovakia.*
- Andell, Van T.H., Wiggers, T.H. and Maarleveld, A.J., 1954: Roundness and shape of marine gravels from Urk (Netherlands): a comparison of several methods of investigation. *J. sedim. Petrol., 24, 100—116.*
- Bajanfk, Š., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria - východná časť, 1: 50 000. *ĽÚDŠ, Bratislava, Slovakia.*
- Bachman, S.B. & Legget, J.K., 1982: Petrology of Middle America Trench and trench slope sands, Guerrero Margin, Mexico. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 66, 429—436.*
- Barker, F., Farmer, G.L., Ayuso, R.A., Pflaker, G. & Lull, J.S., 1992: The 50 Ma granodiorite of the eastern Gulf of Alaska: melting in an accretionary prism in the fore-arc. *J. geophys. Research, 97, 6757—6778.*
- Bartalský, B., 1992: Geochemická charakteristika hornín stykových zón medzi gemerikom a veporikom. In: *Zverejňná správa z úlohy SGR - geofyzika (Ed. by P. Grecula and L. Kucharič), pp. 51—60, Manuscript, Geological Survey, Spišská Nová Ves, Slovakia.*
- Bhatia, M.R. & Crook, A.W., 1986: Trace elements characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol., 92, 181—193.*
- Boles, J.R., 1982: Active albitization of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. *Am. Jour. Sci., 282, 165—180.*
- Bouček, B. & Přibyl, A., 1960: Revision der Trilobiten aus dem Slovenschen Oberkarbon. *Geol. Práce, Spr., 20, 5—50.*
- Calvet, F. & Tucker, M.E. 1988: Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain. *Sedim. Geol., 57, 185—198.*
- Dianiška, I. & Grecula, P., 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia Slov., 11, 405 — 425.*
- Dickinson, W.R. 1970: Interpreting detrital modes of graywacke and arcose. *J. sedim. Petrol., 40, 695—707.*
- Dickinson, W.R. & Suczek, C.A. 1979: Plate tectonics and sandstone compositions. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 63, 2164—2182.*
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. & Ryberg, P.T.,

- 1983: Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 93, 222–235.
- Ebner, F., 1992: Correlation of marine Carboniferous sedimentary units of Slovakia, Hungary and Austria. In: *Paleozoic geodynamic domains and their Alpidic evolution in the Tethys, Spec. Vol. of IGCP project No 276*, pp. 37–47. GUDŠ, Bratislava, Slovakia.
- Faulkner, T.J., 1988: The Shipway Limestone of Gower: sedimentation on a storm-dominated early Carboniferous ramp. *Geol. J.*, 23, 85–100.
- Gazdačko, L., 1994: Polyfázový deformačný vývoj východnej časti stykovej zóny veporika a gemerika. *Mineralia Slov.*, 26, 387–398.
- Grecula, M., 1996: Variská perikolizná panva: sedimentácia a tektonický vývoj karbónu východnej časti stykovej zóny gemerika a veporika. *Msc thesis, Univerzita Karlova, Praha, Czech Republic*.
- Grecula, M., 1997: Sedimentology of the Carboniferous of the Črnelicum terrane between Margecany and Kosice (Report). *Manuscript, Geological Survey, Kosice, Slovakia*.
- Grecula, P., 1982: Gemerikum - segment riftogénneho bazéna Paleotetýdy. *Mineralia Slov. - Monogr., Alfa, Bratislava, Slovakia*.
- Grecula, P., 1994: Litofaciálny vývoj mladšieho paleozoika hraničnej oblasti gemerika a veporika - problémy a námety. *Mineralia Slov.*, 26, 411–426.
- Grecula, P. & Kucharič, L., 1992: Záverečná správa z úlohy SGR - geofyzika. *Manuscript, Geological Survey, Spišská Nová Ves, Slovakia*.
- Hamilton, W.B., 1988: Plate tectonics and island arcs. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 100, 1503–1527.
- Harris, J.P. & Fowler, R.M., 1987: Enhanced prospectivity of the Mid-Late Jurassic sediments of the South Viking Graben, northern North Sea. In: *Petroleum Geology of North West Europe* (Ed. by J. Brooks and K. Glennie), pp. 879–898. Graham and Trotman, London, U.K.
- Helmhold, K.P., 1985: Provenance of feldspathic sandstones - the effect of diagenesis on provenance interpretations: a review. In: *Provenance of arenites* (Ed. by G.G. Zuffa), pp. 139–163. NATO Advanced Scientific Institute, Dordrecht, Holland.
- Hiscott, R.N. & James, N.P., 1985: Carbonate debris flows, Cow Head Group, western Newfoundland. *J. sedim. Petrol.*, 55, 735–745.
- Hovorka, D., Ivan, P. & Spisiak, J., 1984: Nappe with amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians - its position, origin and interpretation. *Mineralia Slov.*, 16, 73–86.
- Hovorka, D. & Ivan, P., 1985: Meta-ultrabasites in the Paleozoic of the Inner Western Carpathians: Implication for reconstruction of the tectonic evolution in this region. *Ofioliti*, 10, 2–3, 317–328.
- Hovorka, D., Ivan, P., Jilemnická, L. & Spisiak, J., 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric unit, Inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 395–426.
- Hovorka, D., Méres, S. & Ivan, P., 1992: Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: Geochemistry, Petrology, Geodynamic setting. *Terra nova, Abstract, Suppl. 2*, 4, 32.
- Ingersoll, R.V. & Suczek, C.A., 1979: Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal Fans, DSDP Sites 211 and 218. *J. sedim. Petrol.*, 49, 1217–1228.
- Ivan, P., Hovorka, D. & Méres, S., 1992: Paleozoic basement of the Inner Western Carpathians - geodynamic setting as inferred from the metavalcanics studies. *Terra abstr., Suppl. 2 to Terra nova*, 4, 34.
- Jacko, S., 1979: Geologický profil pásom Čiernej Hory a jeho styku s gemerikom. In: *Tektonické profily Západných Karpát. GUDŠ, Bratislava, Slovakia*, 185–192.
- Jacko, S., 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej Hory. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 127–133.
- Jacko, S. & Petrik, I., 1987: Petrology of the Čierna Hora Mts. granitoid rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 515–544.
- Jacko, S., Korikovskij, S.P. & Boronichin, V.A., 1990: Rovnovážne asociácie rúl a amfibolitov komplexu Bujanovej (Čierna Hora). *Mineralia Slov.*, 22, 231–239.
- Jarrard, R.D., 1986: Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 14, 780–783.
- Kantor, J., 1980: To the problem of the metamorphic age of amphibolites in the Rakovec Group of the Gemeric from the Klátov - Košická Belá area. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 451–456.
- Korikovskij, S.P., Jacko, S. & Boronichin, V.A., 1990: Faciálne podmienky variskej metamorfózy v lodinskom komplexe kryštalinika Čiernej hory. *Mineralia Slov.*, 22, 225–230.
- Kovach, A., Svingor, E. & Grecula, P., 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoid rocks from the Spiško-gemerske rudohorie Mts., Western Carpathians, Eastern Slovakia. *Mineralia Slov.*, 18, 1–14.
- Kozur, H. & Mock, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmár Suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Mineralia Slov.*, 27, 301–307.
- Kozur, H. & Mock, R., 1996: New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the eastern Alps. Part I: Central Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 28, 151–174.
- Krist, E., 1954: Karbónske zlepenie bindt-rudňanského vývoja v severnej časti Spiško-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zošit* 32, 36, 77–102.
- Lowe, D.R., 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sedim. Petrol.*, 52, 279–297.
- Mahef, M., 1986: Geologická stavba Československých Karpát. Palealpínske jednotky. *Veda, Bratislava, Slovakia*.
- Le Maitre, R.W., 1982: Numerical Petrology. Statistical Interpretation of Geochemical data. *Developments in Petrology*, 8. Elsevier, New York.
- Marsaglia, K.M. & Ingersoll, R.V., 1992: Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic-arc provenance. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 104, 1637–1649.
- Marsaglia, K.M. & Klein, G. de V., 1983: The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *J. Geol.*, 91, 117–142.
- Middleton, G.V., 1962: A multivariate statistical technique applied to the study of sandstone composition. *Trans. Royal Soc. Can.*, 56, 119–126.
- Morton, A.C., 1985: Heavy minerals in provenance studies. In: *Provenance of arenites* (Ed. by G.G. Zuffa), pp. 249–277. NATO Advanced Scientific Institute, Dordrecht, Holland.
- Mutti, E., 1985: Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: *Provenance of arenites* (Ed. by G.G. Zuffa), pp. 65–93. NATO Advanced Scientific Institute, Dordrecht, Holland.
- Nemec, W., Porebski, S.J. & Steel, R.J., 1980: Texture and structure of resedimented conglomerates - examples from Ksiaz Formation (Famennian-Tournaisian), southwestern Poland. *Sedimentol.*, 27, 519–538.
- Neubauer, F. & Vozárová, A., 1990: The Notsch-Veitsch-North Gemeric Zone of Alps and Carpathians; Correlation, paleogeography and significance for Variscan orogeny. In: *Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*, pp. 167–170. UUG, Praha, Czech republic.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. & Roberts, S., 1984: Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: *Marginal basin geology* (Ed. by B.P. Kokelaar and M.F. Howells), pp. 77–94. *Geol. Soc. (London) Spec. Publ.* 16. Oxford: Blackwell Scientific.
- Planderová, E. & Vozárová, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. *Geol. Práce, Spr.*, 38, 72.
- Platt, J.P., 1986: Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 97, 1037–1053.
- Reading, H.G. & Richards, M., 1994: Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 78, 792–822.
- Sawyer, E.W., 1986: The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. *Chem. Geol.*, 55, 77–95.
- Shanmugam, G., 1996: High-density turbidity currents: are they sandy turbidites? *J. sedim. Research*, 66, 2–10.
- Stampfli, G.M., Marcoux, J. & Baud, A., 1991: Tethyan margins in space and time. In: *Paleogeography and paleoceanography of Tethys* (Ed. by J.E.T. Channell, E.L. Winterer and L.F. Jansa), pp. 373–410. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocool.*, 87, Elsevier.
- Stampfli, G.M., 1996: The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geol. Helv.*, 89/1, 13–42.
- Stern, R.J. & Bloomer, S.H., 1992: Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Marian and Jurassic California arcs. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 104, 1621–1636.
- Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W., 1984: Fine-grained sediments: deep



water processes and facies. *Geol. Soc. (London) Spec. Publ.* 15, Oxford: Blackwell Scientific.

Stow, D.A.V. & Bowen, A.J., 1980: A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediments by turbidity currents. *Sedimentol.*, 27, 31—46.

Varga, I. & Horský, S., 1991: Závěrečná správa úlohy Košice - hĺbka, VP. *Manuscript, Geological Survey, Spišská Nová Ves, Slovakia.*

Vozárová, A., 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepenčov Spišsko-gemerského rudohoria. *Zb. geol. vied, Rad ZK*, 18, 7—99.

Vozárová, A., 1997: Tektono-sedimentárny vývoj mladopaleozoických bazénov Západných Karpát - čiastková správa. *Manuscript, Geological Survey, Bratislava, Slovakia.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in Western Carpathians. *GÚDŠ, Veda, Bratislava.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1992: Variscan terranes and evolution of Late Paleozoic sedimentary basins (Western Carpathians). In: *Spec. Vol. IGCP-276 (Ed. by J. Vozar), pp. 147—154, GÚDŠ, Bratislava, Slovakia.*

## APPENDIXES

Appendix 1.  
Thin section point-counts (recalculated to 100 %) of analyzed Črnelicum terrane samples

| Sample | System | Qm nu | Qm u  | Qp2—3 | Qp>3  | P     | K    | Lv    | Lm    | Ls    | M    | D     | Misc |
|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|-------|------|
| 331    | A      | 1.33  | 10.33 | 17    | 26.33 | 0.67  | 0    | 0.33  | 33.33 | 10.33 | 0.33 | 0     | 0    |
| 119    | A      | 0     | 16    | 10    | 46    | 4     | 0    | 0     | 7.67  | 14.67 | 1.67 | 0     | 0    |
| 126    | A      | 0.33  | 20.33 | 13.33 | 41.33 | 9.67  | 0    | 0     | 2     | 8.67  | 4.33 | 0     | 0    |
| 332b   | A      | 0     | 9.67  | 16.33 | 33    | 6.67  | 0    | 0.33  | 4.67  | 28.33 | 1    | 0     | 0    |
| 333b   | A      | 0.67  | 6     | 8     | 30    | 10.67 | 0    | 5     | 6     | 27.67 | 1    | 5     | 0    |
| 72     | A      | 0     | 6.33  | 22.33 | 23.33 | 16.33 | 0    | 0.67  | 3.33  | 25    | 2.33 | 0     | 0.33 |
| 22/86  | A      | 0.33  | 16    | 12.33 | 18.67 | 25.33 | 0    | 2     | 4.33  | 20.33 | 0.67 | 0     | 0    |
| 22/66  | A      | 0.33  | 7.33  | 5     | 9.33  | 2.67  | 0    | 29.67 | 1.67  | 42    | 0.67 | 1.33  | 0    |
| 81     | A      | 0     | 9     | 12    | 6     | 5.67  | 0    | 52    | 2.67  | 11    | 0    | 1.67  | 0    |
| 87     | A      | 0.33  | 15    | 15    | 34.33 | 15.67 | 0    | 0     | 2     | 17    | 0.67 | 0     | 0    |
| 85     | A      | 1     | 25.33 | 22    | 39    | 3.33  | 0.33 | 1     | 3.33  | 1.33  | 3.33 | 0     | 0    |
| 80     | A      | 0     | 11    | 11.67 | 52.33 | 0.33  | 0    | 0     | 6     | 14    | 2.67 | 1     | 1    |
| 312    | A      | 0     | 32.67 | 13.33 | 37.33 | 0     | 0    | 0     | 8.33  | 7.67  | 0.67 | 0     | 0    |
| X84    | A      | 0     | 12.33 | 16.33 | 48.33 | 1.67  | 0    | 0     | 5     | 8.33  | 7.67 | 0     | 0.33 |
| 83     | A      | 0     | 5     | 6.67  | 65    | 0     | 0    | 0.33  | 9.33  | 22    | 7.33 | 0.33  | 0.67 |
| 98     | A      | 0     | 2.33  | 2.67  | 15.67 | 46.67 | 0    | 4     | 0.67  | 0     | 2.67 | 24.67 | 0.67 |
| (X)96  | A      | 6     | 6.67  | 0.67  | 1.33  | 5.33  | 0    | 0     | 2     | 77    | 1    | 0     | 0    |
| 105    | A      | 1     | 18    | 18    | 35    | 7     | 0    | 3.33  | 2.67  | 5     | 5    | 2.33  | 2.67 |
| 107    | A      | 0     | 20.33 | 10.67 | 38.67 | 3.67  | 0    | 1.67  | 4.67  | 14    | 4    | 0.67  | 1.67 |
| 111    | A      | 1.33  | 18    | 24    | 17.67 | 16.67 | 0    | 5.33  | 1.67  | 8     | 4    | 3.33  | 0    |
| 14     | A      | 3.67  | 28.67 | 7     | 11.33 | 11.33 | 0    | 11.33 | 7     | 17    | 2.67 | 0     | 0    |
| 12     | A      | 1.33  | 31    | 17.67 | 19    | 20    | 0    | 3.67  | 4     | 1.67  | 1.33 | 0     | 0.33 |
| 196    | A      | 0     | 31    | 17    | 32    | 2.33  | 0    | 0     | 8.67  | 5.67  | 1.67 | 0.67  | 1    |
| X87    | A      | 0     | 1.67  | 7.67  | 75.33 | 4.33  | 0    | 0     | 4     | 5.67  | 1.33 | 0     | 0    |
| 203    | B      | 0     | 0.33  | 0     | 0     | 65.33 | 0    | 6.3   | 1     | 0     | 0.33 | 26.67 | 0    |
| 200    | B      | 0     | 0.33  | 0     | 1.33  | 26.67 | 0    | 15    | 0     | 0     | 0    | 56.67 | 0    |
| V-6    | B      | 0     | 0     | 0     | 0     | 79    | 0    | 0     | 0     | 0     | 0    | 21    | 0    |
| V-9    | B      | 3.67  | 0     | 0.33  | 0     | 55.67 | 0    | 6     | 0     | 0     | 0    | 34    | 0.33 |
| 326    | B      | 0     | 0     | 0.67  | 0.33  | 26.33 | 0    | 5     | 0     | 0     | 0    | 67.67 | 0    |
| 328    | B      | 1     | 0     | 0.33  | 2.67  | 16    | 0    | 8.67  | 0.67  | 0     | 0    | 70.67 | 0    |
| 220    | B      | 2.33  | 0     | 0     | 0     | 61    | 0    | 5.33  | 1     | 2.33  | 7    | 21    | 0    |
| 221    | B      | 0.67  | 0     | 0     | 0     | 62    | 0    | 2.67  | 2     | 0     | 0    | 32    | 0.67 |
| 301    | B      | 1     | 3.33  | 0.33  | 0     | 81.67 | 0    | 0     | 0     | 0     | 0    | 13.67 | 0    |
| 18     | B      | 0     | 0     | 2     | 5.33  | 31    | 0    | 1.33  | 0.33  | 0     | 0    | 60    | 0    |
| 17     | B      | 0     | 0     | 8.33  | 1.33  | 48.67 | 0    | 0     | 0     | 0     | 0    | 41.33 | 0.33 |
| 25     | B      | 0     | 1.33  | 0.67  | 0     | 37    | 0    | 0     | 0     | 0     | 0    | 61    | 0    |
| 23     | B      | 5.33  | 0     | 0     | 0     | 87    | 0    | 0     | 0     | 0     | 0    | 7.67  | 0    |
| 286    | C      | 0     | 3.33  | 2.33  | 51.67 | 0     | 0    | 40.33 | 0     | 0     | 0    | 0     | 0    |
| 233    | C      | 0.33  | 4     | 1     | 4.67  | 9.33  | 1    | 76    | 3.67  | 0     | 0    | 0     | 0    |
| 284    | C      | 2.33  | 29.67 | 9     | 18    | 28.67 | 0    | 2.67  | 0.33  | 9     | 0    | 0     | 0.33 |
| 274    | C      | 0     | 6.33  | 4.67  | 48.67 | 26.33 | 0    | 0     | 2.67  | 2.33  | 8.33 | 0.67  | 0    |
| 285    | C      | 1.33  | 53.67 | 6     | 11    | 9.67  | 0    | 8.33  | 1.67  | 8.33  | 0    | 0     | 0    |
| 242    | C      | 6.67  | 1.33  | 1.33  | 7     | 4.33  | 0    | 0     | 77.67 | 0.67  | 0    | 0     | 1    |
| 241    | C      | 0     | 8     | 22.67 | 46.67 | 10.33 | 0    | 4     | 3.33  | 4     | 1    | 0     | 0    |
| 330    | D      | 1.33  | 9.67  | 8.33  | 57.67 | 4     | 0    | 0     | 5.33  | 5     | 8.67 | 0     | 0    |
| 323    | D      | 1     | 13    | 2     | 38    | 10.67 | 0    | 0     | 6.33  | 26.67 | 2    | 0.33  | 0    |
| 297    | D      | 0     | 9.33  | 6.33  | 56.67 | 6.67  | 0    | 0     | 4.33  | 7.67  | 9    | 0     | 0    |
| 291    | D      | 1.33  | 11.67 | 0.33  | 6.67  | 53    | 0    | 0.67  | 0     | 0     | 2    | 24.33 | 0    |
| 296    | D      | 0     | 9.33  | 7.33  | 60    | 15.33 | 0    | 0     | 1     | 2.67  | 4.33 | 0     | 0    |
| 230    | D      | 0.67  | 12.67 | 21.67 | 33    | 17.67 | 0    | 3.33  | 2     | 6.67  | 0    | 2     | 0.33 |
| 227    | D      | 1.67  | 3     | 15    | 28.67 | 10.33 | 0    | 0     | 0     | 0     | 0.67 | 40.67 | 0    |
| 305    | D      | 0     | 23.67 | 18.33 | 31.67 | 2     | 0    | 0     | 2.33  | 12.67 | 9.33 | 0     | 0    |
| 183    | D      | 0     | 16    | 9.67  | 64.33 | 0     | 0    | 0     | 3.67  | 4     | 2.33 | 0     | 0    |

## Appendix 2

Heavy fraction composition of analyzed Črnelicum terrane samples (counts per normalized sample)

| Sample | System | Zircon | Rutil | Muscovite | Biotite | Tourmaline | Amphibole | Epidote | Pyrite | Limonite | Carbonates | Rock fragments |
|--------|--------|--------|-------|-----------|---------|------------|-----------|---------|--------|----------|------------|----------------|
| M-1    | A      | 6      | 7     | 0         | 20      | 7          | 0         | 0       | 5      | 8        | 15         | 45             |
| M-19   | A      | 0      | 0     | 0         | 6       | 8          | 9         | 0       | 7      | 6        | 8          | 130            |
| M-2    | A      | 0      | 0     | 0         | 8       | 0          | 0         | 0       | 8      | 7        | 4          | 38             |
| M-3    | A      | 8      | 7     | 0         | 0       | 0          | 0         | 9       | 7      | 6        | 17         | 39             |
| M-6    | A      | 0      | 0     | 0         | 0       | 0          | 9         | 0       | 8      | 7        | 4          | 99             |
| M-11   | A      | 9      | 0     | 4         | 5       | 6          | 0         | 0       | 5      | 8        | 7          | 62             |
| M-13   | A      | 0      | 9     | 0         | 22      | 8          | 38        | 0       | 0      | 7        | 0          | 115            |
| M-15   | A      | 0      | 7     | 0         | 8       | 9          | 0         | 0       | 6      | 0        | 8          | 9              |
| M-17   | B      | 0      | 0     | 0         | 0       | 0          | 80        | 0       | 0      | 7        | 0          | 103            |
| M-5    | B      | 0      | 0     | 0         | 0       | 0          | 0         | 0       | 8      | 7        | 6          | 82             |
| M-12   | B      | 0      | 0     | 0         | 0       | 9          | 0         | 0       | 6      | 6        | 8          | 54             |
| M-14   | B      | 0      | 0     | 0         | 0       | 0          | 240       | 0       | 7      | 6        | 0          | 72             |
| M-8    | C      | 0      | 0     | 0         | 8       | 0          | 0         | 0       | 6      | 7        | 7          | 0              |
| M-18   | C      | 0      | 9     | 5         | 4       | 8          | 0         | 0       | 7      | 6        | 8          | 0              |
| M-4    | D      | 0      | 0     | 0         | 0       | 0          | 0         | 0       | 7      | 0        | 6          | 77             |
| M-7    | D      | 0      | 0     | 0         | 9       | 0          | 0         | 0       | 7      | 6        | 6          | 25             |

## Appendix 3

Major elements composition of analyzed Črnelicum terrane samples (in wt%)

| Sample | System | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | TiO <sub>2</sub> | CaO   | MgO  | MnO   | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Cl total | Corg | Stotal | SO <sub>3</sub> | Ssulf. | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | LOI  | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> |
|--------|--------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------------------|-------|------|-------|-------------------------------|-------------------|------------------|----------|------|--------|-----------------|--------|-------------------------------|------|-------------------------------|
| 333b   | A      | 58.16            | 13.84                          | 9.24                           | 6.39 | 1.354            | 4.03  | 4.26 | 0.225 | 0.17                          | 2.99              | 0.57             | 0.17     | 0.02 | 1.44   | 0.01            | 1.44   | 0.19                          | 3.25 | 0.5                           |
| 22/86  | A      | 69.27            | 13.06                          | 4.9                            | 3.73 | 0.833            | 0.39  | 2.25 | 0.043 | 0.16                          | 4.62              | 0.81             | 0.4      | 0.24 | 0.02   | 0.01            | 0.01   | 0.58                          | 1.89 | 0.48                          |
| 81     | A      | 61.59            | 14.42                          | 8.58                           | 5.75 | 1.119            | 0.22  | 4.06 | 0.127 | 0.14                          | 1.48              | 2.1              | 0.32     | 0.24 | 0.01   | 0.007           | 0.01   | 0.7                           | 3.36 | 0.61                          |
| (X)96  | A      | 61.33            | 13                             | 9.48                           | 5.53 | 1.423            | 3.29  | 4.07 | 0.175 | 0.18                          | 2.91              | 0.33             | 0.22     | 0.09 | 0.02   | 0.01            | 0.01   | 0.37                          | 2.63 | 0.47                          |
| 105    | A      | 79.95            | 10.5                           | 2.15                           | 0.9  | 0.665            | 0.13  | 0.29 | 0.007 | 0.11                          | 1.42              | 1.81             | 0.11     | 0.06 | 0.36   | 0.03            | 0.35   | 0.71                          | 1.32 | 0.48                          |
| 203    | B      | 46.32            | 14.58                          | 13.88                          | 9.62 | 3.175            | 6.26  | 5.98 | 0.244 | 0.35                          | 4.09              | 0.21             | 0.41     | 0.24 | 0.02   | 0.03            | 0.01   | 0.77                          | 2.52 | 0.65                          |
| 200    | B      | 47.6             | 15.59                          | 10.9                           | 7.83 | 1.189            | 9.14  | 7.54 | 0.183 | 0.14                          | 3.4               | 0.14             | 0.32     | 0.2  | 0.03   | 0.005           | 0.03   | 0.3                           | 2.6  | 0.37                          |
| 328    | B      | 45.19            | 12.83                          | 12.54                          | 9.26 | 1.352            | 10.69 | 8.88 | 0.188 | 0.13                          | 2.06              | 0.15             | 0.11     | 0.04 | 0.04   | 0.007           | 0.04   | 0.41                          | 2.46 | 0.51                          |
| 220    | B      | 68.42            | 14.65                          | 4.64                           | 2.58 | 0.679            | 0.29  | 1.9  | 0.025 | 0.11                          | 1.85              | 2.66             | 0.48     | 0.37 | 0.02   | 0.005           | 0.02   | 0.65                          | 2.32 | 0.6                           |
| 301    | B      | 69.84            | 13.41                          | 5.3                            | 4.24 | 0.7              | 1.16  | 1.89 | 0.107 | 0.13                          | 3.45              | 1.19             | 0.2      | 0.09 | 0.01   | 0.007           | 0.01   | 0.38                          | 1.69 | 0.27                          |
| 23     | B      | 60.8             | 14.14                          | 8.75                           | 3.23 | 0.69             | 5.08  | 2.17 | 0.098 | 0.11                          | 2.85              | 0.23             | 1.03     | 0.94 | 0.03   | 0.003           | 0.03   | 0.81                          | 2.37 | 0.83                          |
| 284    | C      | 81.15            | 7.42                           | 1.5                            | 0.9  | 0.786            | 1.18  | 0.68 | 0.016 | 0.08                          | 1.56              | 2.02             | 0.27     | 0.03 | 0.03   | 0.05            | 0.01   | 0.51                          | 1.44 | 0.39                          |
| 285    | C      | 76.3             | 12.52                          | 0.99                           | 0.5  | 0.212            | 0.81  | 0.7  | 0.012 | 0.04                          | 3.86              | 2.15             | 0.73     | 0.6  | 0.01   | 0.01            | 0.01   | 0.33                          | 1.25 | 0.34                          |
| 304a   | C      | 70.24            | 15.8                           | 3.77                           | 0.57 | 0.594            | 0.13  | 1.01 | 0.046 | 0.08                          | 0.37              | 3.94             | 0.34     | 0.27 | 0.01   | 0.006           | 0.01   | 0.57                          | 2.56 | 0.39                          |
| 330    | D      | 80.32            | 10.98                          | 0.95                           | 0.61 | 0.61             | 0.61  | 0.31 | 0.008 | 0.05                          | 0.91              | 2.63             | 0.26     | 0.03 | 0.01   | 0.004           | 0.01   | 0.33                          | 1.83 | 0.43                          |
| 296    | D      | 81.38            | 9.54                           | 1.3                            | 1.24 | 0.469            | 0.36  | 0.31 | 0.017 | 0.09                          | 4.56              | 0.6              | 0.18     | 0.12 | 0.009  | 0.008           | 0.008  | 0.41                          | 0.31 | 0.39                          |
| 227    | D      | 72.48            | 13.6                           | 2.89                           | 0.61 | 0.415            | 0.15  | 0.99 | 0.005 | 0.08                          | 0.11              | 5.72             | 0.02     | 0.02 | 0.01   | 0.009           | 0.01   | 0.29                          | 1.89 | 0.39                          |

Appendix 4  
Trace elements composition of analyzed Črmelicum terrane samples (in ppm)

| Sample | System | Cr  | Ni | As   | Sb  | Sr  | Li | Zn  | Pb  | Co  | Cu  | Rb   | Zr   |
|--------|--------|-----|----|------|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|------|------|
| 333b   | A      | 70  | 49 | 2.3  | 2.5 | 452 | 27 | 106 | 9   | 22  | 20  | 25   | 127  |
| 22/86  | A      | 60  | 30 | 2.5  | 1.1 | 115 | 17 | 63  | 4   | 12  | 19  | 45   | 201  |
| 81     | A      | 115 | 66 | 24.6 | 3.5 | 68  | 28 | 184 | 12  | 94  | 72  | 75   | 168  |
| (X)96  | A      | 100 | 52 | 1.6  | 1.4 | 225 | 17 | 87  | 3   | 28  | 38  | 21   | 124  |
| 105    | A      | 95  | 16 | 17   | 5.5 | 36  | 9  | 19  | 8   | 2   | 9   | 72   | 106  |
| 203    | B      | 65  | 21 | 1.6  | 0.5 | 1.1 | 12 | 123 | 4   | 30  | 78  | 14   | 203  |
| 200    | B      | 225 | 70 | 5.5  | 1.9 | 334 | 11 | 92  | 7   | 29  | 23  | 13   | 78   |
| 328    | B      | 315 | 86 | 14   | 0.6 | 169 | 14 | 85  | 4   | 34  | 75  | 18   | 72   |
| 220    | B      | 70  | 15 | 5.8  | 1.6 | 101 | 28 | 77  | 7   | 4   | 22  | 115  | 189  |
| 301    | B      | 85  | 25 | 2.3  | 0.6 | 181 | 38 | 83  | 3   | 15  | 17  | 54   | 223  |
| 23     | B      | 55  | 32 | 4.8  | 2.2 | 453 | 12 | 60  | 15  | 19  | 145 | 12   | 150  |
| 284    | C      | 60  | 19 | 3.1  | 1.1 | 155 | 24 | 44  | 25  | 4   | 8   | 63   | 321  |
| 285    | C      | 20  | 6  | 1.2  | 1.2 | 81  | 8  | 12  | 3   | 0.5 | 3   | 77   | 99   |
| 304a   | C      | 45  | 18 | 16.4 | 0.8 | 45  | 23 | 53  | 23  | 5   | 15  | 132  | 209  |
| 330    | D      | 55  | 10 | 4.2  | 0.9 | 38  | 2  | 15  | 4   | 0.5 | 7   | 98   | 80   |
| 296    | D      | 105 | 24 | 4.3  | 1   | 152 | 2  | 17  | 4   | 11  | 9   | 32   | 70   |
| 227    | D      | 45  | 16 | 1.6  | 0.4 | 23  | 13 | 27  | 3   | 5   | 2   | 196  | 104  |
| Sample | System | Yb  | La | Sc   | Y   | V   | Ce | Sn  | B   | Ge  | Ga  | Bi   | Mo   |
| 333b   | A      | 3   | 26 | 25   | 30  | 210 | 48 | 2   | 15  | 4   | 26  | 1    | 0.1  |
| 22/86  | A      | 3   | 33 | 11   | 24  | 90  | 59 | 2   | 10  | 4   | 25  | 0.4  | 0.2  |
| 81     | A      | 3   | 27 | 27   | 24  | 175 | 50 | 2   | 35  | 3   | 27  | 0.4  | 1.2  |
| (X)96  | A      | 3   | 19 | 26   | 26  | 200 | 44 | 2   | 25  | 2   | 23  | 0.1  | 0.1  |
| 105    | A      | 2   | 28 | 8    | 18  | 55  | 50 | 2   | 65  | 2   | 22  | 0.1  | 0.4  |
| 203    | B      | 4   | 22 | 45   | 33  | 360 | 54 | 2   | 4   | 4   | 14  | 0.3  | 0.15 |
| 200    | B      | 3   | 8  | 38   | 23  | 205 | 21 | 1   | 10  | 4   | 12  | 0.06 | 0.1  |
| 328    | B      | 3   | 52 | 49   | 20  | 275 | 23 | 1   | 4   | 3   | 7   | 0.1  | 0.13 |
| 220    | B      | 2   | 39 | 11   | 22  | 80  | 66 | 2   | 40  | 3   | 26  | 0.2  | 0.6  |
| 301    | B      | 2   | 23 | 13   | 17  | 85  | 49 | 1   | 25  | 3   | 26  | 0.1  | 0.1  |
| 23     | B      | 4   | 44 | 17   | 30  | 80  | 87 | 3   | 10  | 3   | 21  | 0.3  | 0.4  |
| 284    | C      | 2   | 34 | 6    | 21  | 35  | 57 | 2   | 30  | 4   | 10  | 0.1  | 1.2  |
| 285    | C      | 1   | 14 | 2    | 8   | 25  | 31 | 1   | 30  | 2   | 21  | 0.05 | 0.5  |
| 304a   | C      | 3   | 25 | 9    | 24  | 55  | 46 | 3   | 12  | 4   | 26  | 0.1  | 0.15 |
| 330    | D      | 1   | 26 | 8    | 14  | 50  | 45 | 2   | 35  | 3   | 15  | 0.1  | 0.5  |
| 296    | D      | 1   | 6  | 4    | 5   | 60  | 12 | 1   | 35  | 3   | 20  | 0.04 | 1.6  |
| 227    | D      | 2   | 35 | 6    | 19  | 50  | 64 | 2   | 110 | 2   | 13  | 0.1  | 0.15 |

## Fauna vrchnej časti holičského súvrstvia (sarmat) v Skalici (viedenská panva)

KLEMENT FORDINÁL a ADRIENA ZLINSKÁ

Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 24. 11. 1997, revidovaná verzia doručená 19. 1. 1998)

### Fauna of the upper part of Holíč Formation (Sarmatian) in Skalica (Vienna Basin)

The Holíč Formation cropping out in Skalica contains a rich fauna of molluscs (gastropods, bivalves), foraminifers and ostracodes. On the basis of mentioned fossil groups the studied sediments were ranged to the Upper Sarmatian s. str., according to bivalves to the Upper *Ervilia* Member on the basis of foraminifers to the *Porosonion granosum* Zone and according to ostracodes to the upper part of the zone with plentiful occurrence of *Aurila notata* - *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* and the terminal part of fossils-bearing sediments to the *Hemicytheria hungarica* - *Leptocythere cejcensis* Subzone. For the first time the presence of the genera *Neocytherideis* and *Pontocythere* was established in ostracod assemblages of Sarmatian sediments. In the studied sediments the presence of marine genera of foraminifers, ostracodes and gastropods was established.

**Key words:** Vienna basin, Sarmatian, gastropods, bivalves, foraminifers, ostracodes

### Úvod

Holíčske súvrstvie, vekovo zahŕňajúce celý sarmat, vystupuje na povrch pri Holíči, Skalici, Radimove, Únne a v okolí Smrdák. Litologicky sa skladá z pestrého ílu, siltu, hruboklastických piesčito-štrkovitých sedimentov, sivých pelitických sedimentov a piesku až pieskovca (Baňacký et al., 1996).

Pre vrchnú časť holičského súvrstvia je charakteristický piesok a pieskovec. Ide prevažne o jemnozrnný piesok a pieskovec sivej až sivožltej farby, horizontálne zvrstvený, s čerínovým a šikmým zvrstvením. Typický odkryv týchto piesčitých vrstiev je v Skalici (obr. 1). Sedimenty obsahujú bohatú faunu mäkkýšov (gastropód a bivalvií), foraminifer, ostrakód a zriedka otolity rýb. Mäkkýše (gastropóda, bivalviá) a ostrakóda boli spracované Fordinálom a foraminifery Zlinskou.

Študovaný odkryv je v záreze svahu pri železničnej stanici. Rozlíšili sme v ňom päť vrstiev a zhora nadol ich označujeme číslami 1 až 5 (obr. 2).

Z vrchnosarmatských sedimentov širšieho okolia Skalice už bola opísaná relatívne bohatá fauna. Čtyroký (in Dornič - Kheil, 1963) pri orientačnom výskume sedimentov okolia Strážnice upozornil na hojný výskyt druhu *Turritella* (?*Haustior*) *sarmatica* Papp, ktorý predtým uvádzal Papp (1936) len z okrajových častí spodného sarmatu (risové vrstvy). Z foraminifer sa z tejto oblasti v zóne *Porosonion granosum* zaznamenal výskyt druhu *Porosonion granosum* (Orb.), *Ammonia beccarii* (L.), *Nonion bogdanowiczii* Volosh., *Elphidium div. sp.* /*E. ex gr. crispum*

(L.), *E. aculeatum* (Orb.), *E. ex gr. rugosum* (Orb.), *E. macellum* (Ficht. et Moll.). Zistili sa i ostrakóda *Paracypris aff. tarchanensis* (Suzin), [(*Phlyctenophora farkasi* (Zal.)), *Haplocytheridea dacica dacica* (Héj.)] [*Hemicyprideis dacica* (Héj.)], *Cytheridea hungarica* Zal.) [?], *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (Rss.) [ident.], *Miocyprideis janoscheki* Koll.) [*M. sarmatica*], *Heterocythereis* (*Hemicytheria*) *aff. méhesi* (Zal.) [?], *Mutilus* (*Aurila*) *aff. levis* (Schn.) [*Aurila notata*], *Leptocythere sp.* I, II) [cf. *Leptocythere cejcensis* Zelenka], *Cyprideis ex. tuberculata* (Méh.) [?], *Heterocythereis* (*Hemicytheria*) *lőrentheyi* (Méh.) [?], *Leptocythere mironovi* (Schn.) [*L. tenuis*]. (Dornič a Kheil, 1963). Uvedené ostrakóda revidovali Zelenka (1989) a sú uvedené pri druhu v hranatej zátvorke.

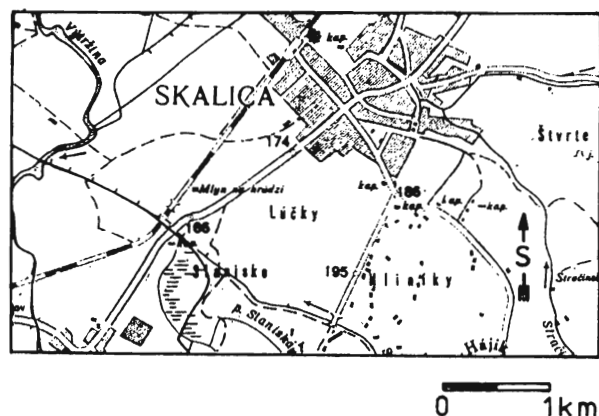
### Makrofauna

#### Mäkkýše

Bohaté spoločenstvá mäkkýšov (gastropód, bivalvií) sa našli vo vrstve 1, 4 a 5 (fototab. 1, tab. 1, obr. 2).

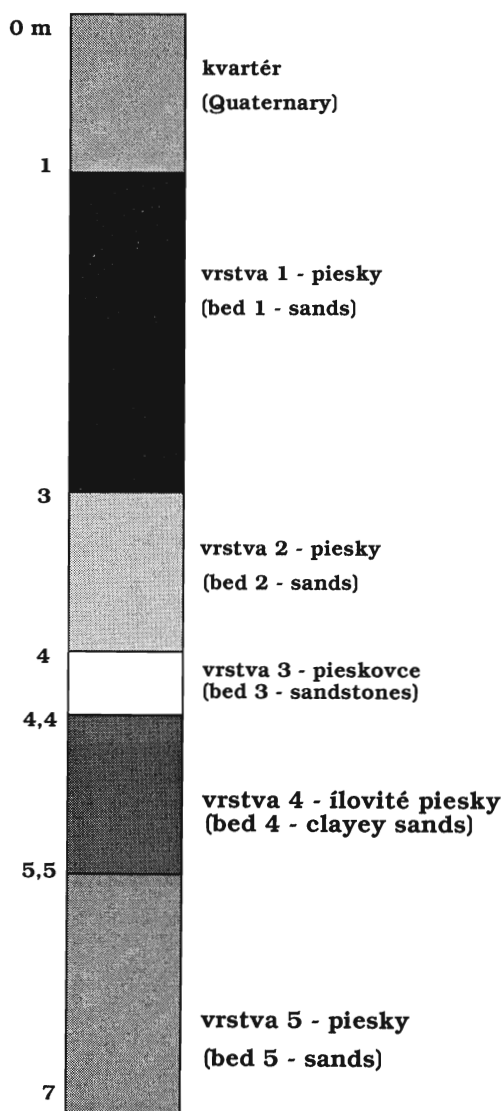
Vrstva 1 sa vyznačuje prevažou bivalvií. Dominantné zastúpenie v spoločenstve má poddruh *Ervilia dissita podolica* (Eichwald), chudobnejšie druh *Irus dissitus* (Eichwald). Z gastropód má najbohatší výskyt druh *Acteocina lajonkaireana* (Basterot).

Vrstva 4 má podobný charakter ako vrstva 1. Najviac je v nej exemplárov *Ervilia dissita podolica* (Eichwald) a *Irus dissitus* (Eichwald).



Obr. 1. Lokalizácia odkryvu - lokalita je vyznačená hviezdíčkou.

Fig. 1. Localization of outcrop - the locality is designated by the star.



Obr. 2. Schematický litologický profil.

Fig. 2. Schematic lithological profile.

Tab. 1

Kvantitatívne zastúpenie gastropód a bivalvií vo vrstvách  
Quantitative representation of gastropods and bivalves in beds

| Druhy                                              | Vrstvy |    |    |
|----------------------------------------------------|--------|----|----|
|                                                    | 1      | 4  | 5  |
| <b>Gastropóda</b>                                  |        |    |    |
| <i>Acmaea soceni</i> Jekelius                      |        |    | 1  |
| <i>Calliostoma poppelacki</i> (M. Hoernes)         | 2      |    | 1  |
| <i>Calliostoma angulatum spirocarinatum</i> (Papp) |        |    | 1  |
| <i>Gibbula hoernesii</i> Jekelius                  | 2      | 2  |    |
| <i>Clithon pictus</i> (Férussac)                   |        |    | 15 |
| <i>Hydrobia elongata</i> (Eichwald)                |        | 5  | 8  |
| <i>Hydrobia stagnalis stagnalis</i> (Basterot)     |        |    | 5  |
| <i>Hydrobia soceni</i> Jekelius                    |        | 4  |    |
| <i>Hydrobia</i> sp.                                | 5      |    |    |
| <i>Caspiia graciliformis</i> Papp                  |        |    | 6  |
| <i>Cerithium</i> sp.                               |        |    | 2  |
| <i>Acteocina lajonkaireana</i> (Basterot)          | 14     |    |    |
| <i>Actaeon vindobonensis</i> (Handmann)            |        |    | 2  |
| <b>Bivalviá</b>                                    |        |    |    |
| <i>Musculus sarmaticus</i> (Gatujev)               | 2      | 2  | 1  |
| <i>Modiolus</i> sp.                                |        |    | 1  |
| <i>Cardium vindobonense</i> Laskarev               | 2      |    | 1  |
| <i>Cardium latisulcum</i> Muenster                 | 1      | 4  | 6  |
| <i>Irus dissitus</i> (Eichwald)                    | 10     | 30 |    |
| <i>Gastrana fragilis</i> (Linnaeus)                |        | 1  |    |
| <i>Donax dentiger dentiger</i> Eichwald            |        |    | 1  |
| <i>Macra vitaliana</i> Laskarev                    | 1      |    |    |
| <i>Macra vitaliana eichwaldi</i> Laskarev          |        |    | 1  |
| <i>Ervilia dissita podolica</i> (Eichwald)         | 255    | 40 |    |
| <i>Ervilia dissita dissita</i> (Eichwald)          |        |    | 1  |

Vrstva 5 je charakteristická prevahou gastropód s dominantným postavením *Pirenella picta mitralis* Eichwald. Našli sa v nej aj dva exempláre reliktného morského druhu *Actaeon vindobonensis* (Handmann), predtým známeho iba z ervíliových vrstiev lokality Hölles (Papp, 1954, 1956).

Sarmatské sedimenty na základe mäkkýšov rozdelil Papp (1954, 1956). Vyčlenil risové, ervíliové, maktrové vrstvy a zónu ochudobnenia (obr. 3). Podľa masového výskytu poddruhu *Ervilia dissita podolica* (Eichwald), charakteristického pre vrchnú časť ervíliových vrstiev, sme študované sedimenty zaradili do vrchnej časti ervíliových vrstiev, t. j. do spodnej časti vrchného sarmatu s. str.

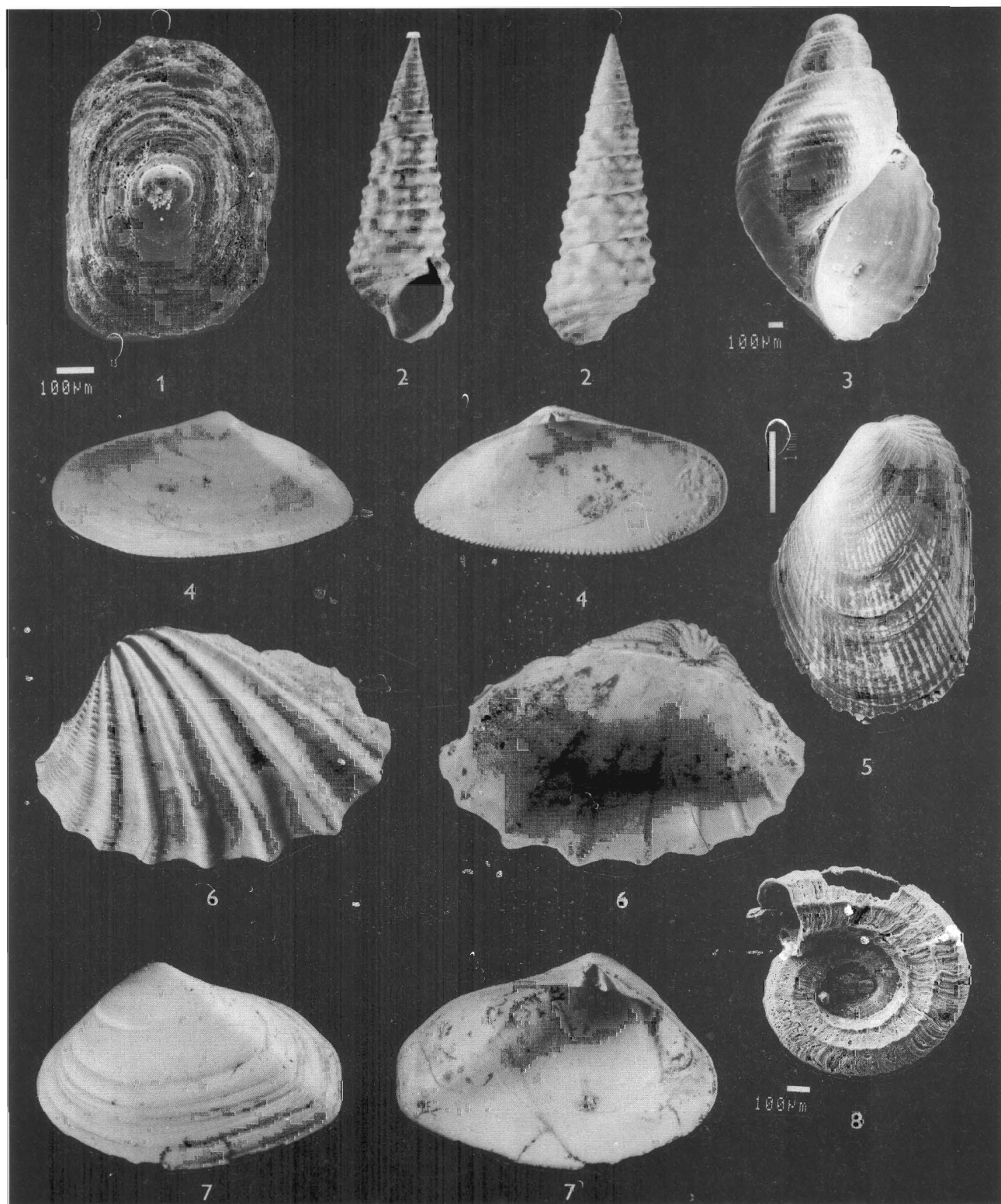
### Mikrofauna

Foraminifery  
(Fototab. II-III, tab. 2)

Vrstva 1. Kvantitatívne bohatú autochtónnu asociáciu foraminifer tvoria plytkovodné druhy rodu *Ammonia*, *Elphidium*, *Porosonion* a jeden exemplár rodu *Lobatula*.

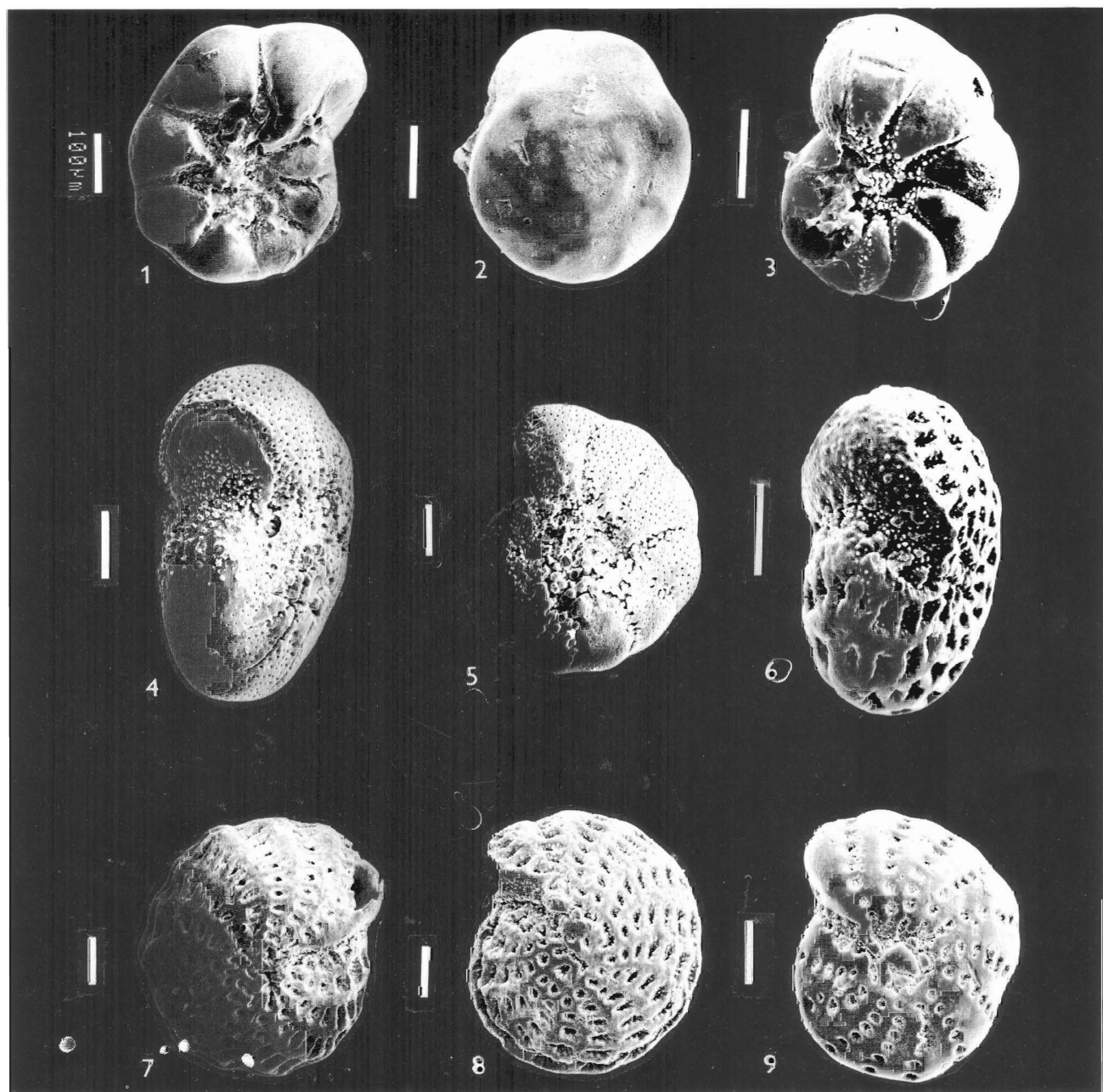
Vrstva 4. Faunu foraminifer charakterizuje bohatý výskyt plytkovodných rodov, najmä *Elphidium* (napr. *E. macellum* (F.-M.), *E. hauerinum* (Orb.), *E. glabrum* Bystrická, *E. rugosum* (Orb.), *E. flexuosum flexuosum* (Orb.) atď.). Početné zastúpenie má *Ammonia beccarii* (L.) a *Porosonion granosum* (Orb.). Ostatné formy sa vyskytujú len veľmi vzácné.





**Tab. I.** 1 - *Acmaea soceni* Jekelius, vrstva 5, 2 - *Pirenella picta mitralis* (Eichwald), vrstva 5, zv. 3,2x - *Acteon vindobonensis* (Handmann), vrstva 5, 4 - *Donax dentiger dentiger* Eichwald, vrstva 5, zv. 3,2x, 5 - *Musculus sarmaticus* Gatujev, vrstva 1, 6 - *Cardium latisulcum* Muenster, vrstva 5, zv. 2,6x, 7 - *Ervilia dissita podolica* (Eichwald), vrstva 1, zv. 3,3x, 8 - *Spirorbis heliciformis* Eichwald, vrstva 5.

**Table I.** 1 - *Acmaea soceni* Jekelius, bed 5, 2 - *Pirenella picta mitralis* (Eichwald), bed 5, magn. 3.2x - *Acteon vindobonensis* (Handmann), bed 5, 4 - *Donax dentiger dentiger* Eichwald, bed 5, magn. 3.2x, 5 - *Musculus sarmaticus* Gatujev, bed 1, 6 - *Cardium latisulcum* Muenster, bed 5, magn. 2.6x, 7 - *Ervilia dissita podolica* (Eichwald), bed 1, magn. 3.3x, 8 - *Spirorbis heliciformis* Eichwald, bed 5.



**Tab. II.** 1-2 - *Ammonia beccarii* (L.), vrstva 4, 3 - *Nonion biporus* Krašeninnikov, vrstva 4, 4-5 - *Porosononion granosum* (Orb.), vrstva 4, 6 - *Elphidium hauerinum* (Orb.), vrstva 4, 7-8 - *Elphidium rugosum* (Orb.), vrstva 4, 9 - *Elphidium glabrum* Bystrická, vrstva 4.

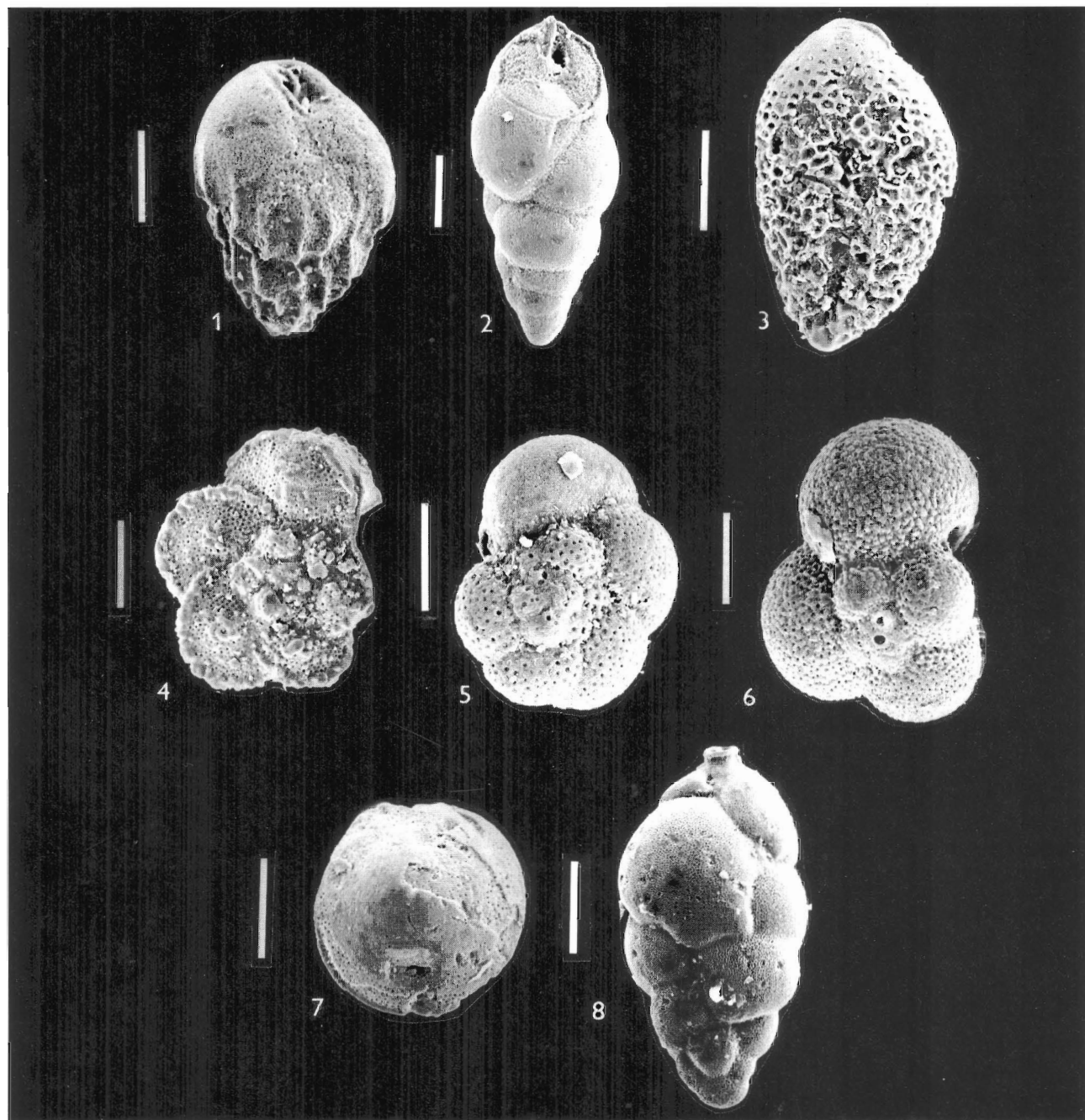
**Table II.** 1-2 - *Ammonia beccarii* (L.), bed 4, 3 - *Nonion biporus* Krašeninnikov, bed 4, 4-5 - *Porosononion granosum* (Orb.), bed 4, 6 - *Elphidium hauerinum* (Orb.), bed 4, 7-8 - *Elphidium rugosum* (Orb.), bed 4, 9 - *Elphidium glabrum* Bystrická, bed 4.

Vrstva 5. Obsahuje identické spoločenstvá plytkovodných sarmatských foraminifer ako vrstva 4, ale v oboch vrstvách sa veľmi sporadicky vyskytujú aj morské formy, napr. z planktonických rodov *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia* a z bentonických *Bolivina*, *Bulimina*, *Pappina*, ktoré do štatistiky kvantitatívneho zastúpenia nevstupujú (obr. 4).

Zo sedimentov vrchného sarmatu sa už opisovali rody morských foraminifer. Zistili sa v zóne *Porosononion*

*granosum* vo vrtoch v oblasti Hodonín - Holíč. Našli sa zakrpatené formy rodu *Bolivina*, *Buliminella*, *Cassidulina* a *Cibicides* (Pokorný, 1954). Z tejto zóny opísal Jiříček (1972) zástupcov rodu *Bolivina*. Podobné výsledky dosiahla Brestenská (1971, 1974) pri mikrobiostratigrafickom výskume sarmatu východného okraja Podunajskej nížiny.

V panve Zsámbék v Maďarsku bola vo vrchole sarmate s. str. vyčlenená biozóna *Spirolina austriaca*. Vyznačuje sa faunou foraminifer poukazujúcou na teplé plytko-



**Tab. III.** 1 - *Bulimina striata striata* Orb. vrstva 5, 2 - *Bulimina elongata* Orb., vrstva 5, 3 - *Bolivina hebes* Macfad. vrstva 5, 4 - *Globorotalia* sp., vrstva 5, 5 - *Globorotalia* sp., vrstva 5, 6 - *Globigerinoides* sp., vrstva 5, 7 - *Asterigerinata planorbis* (Orb.), vrstva 5, 8 - *Pappina* sp., vrstva 5.

**Table III.** 1 - *Bulimina striata striata* Orb. bed 5, 2 - *Bulimina elongata* Orb., bed 5, 3 - *Bolivina hebes* Macfad. bed 5, 4 - *Globorotalia* sp., bed 5, 5 - *Globorotalia* sp., bed 5, 6 - *Globigerinoides* sp., bed 5, 7 - *Asterigerinata planorbis* (Orb.), bed 5, 8 - *Pappina* sp., bed 5.

morské lagunárne prostredie prechádzajúce niekedy až do hypersalinného prostredia, čo poukazuje na epizodickú komunikáciu s Tetýdou (Görög, 1992).

V zmysle členenia sarmatu podľa Grilla (1941) študované sedimenty v Skalici patria biozón *Porosonion granosum*. V tomto prípade ide o zónu maximálneho rozvoja (acmezón).

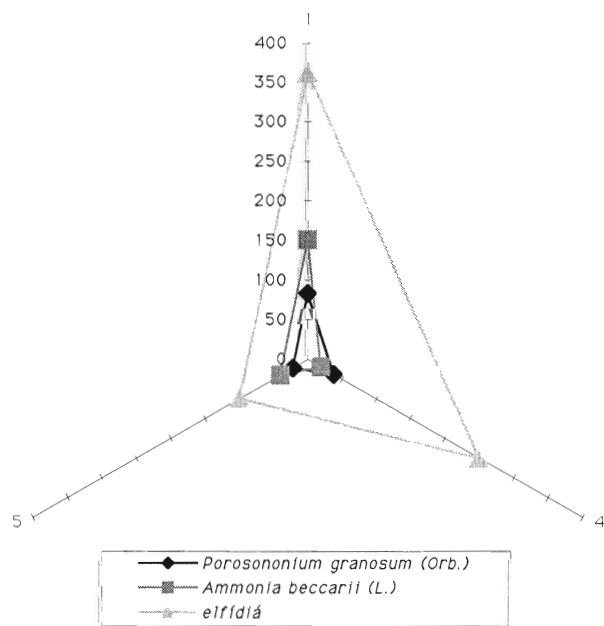
Ostrakóda  
(Fototab. IV-V, tab. 3)

Vrstva 1. Je charakteristická výskytom druhu *Cyprideis pannonica* (Méhes), *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (Reuss), *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Reuss), *Aurila notata* (Reuss). Zriedka sú zastúpené

| Stupeň |         | Rozdelenie podľa mákkyšov<br>(Papp, 1954) | Foraminiforové zóny<br>(Grill, 1941) | Ostrakodové zóny<br>(Zelenka, 1989, 1990) |             |                                                                                               |
|--------|---------|-------------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------------|-------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|
| SARMAT | vrchný  | zóna ochudobnenia                         | zóna<br><i>Porosonion granosum</i>   | zóna rozsahu<br><i>Aurila notata</i>      | vrchná časť | subzóna<br><i>Hemicytheria hungarica</i> - <i>Leptocythere cejcensis</i>                      |
|        |         | makrové vrstvy                            |                                      |                                           |             | zóna hojného výskytu<br><i>Aurila notata</i> - <i>Cyamocytheridea leptostigma leptostigma</i> |
|        |         | ervíliové vrstvy                          |                                      |                                           |             |                                                                                               |
|        | stredný | spodné                                    | zóna<br><i>Elphidium hauerinum</i>   | spodná časť                               |             |                                                                                               |
| SARMAT | spodný  | risové vrstvy                             | zóna<br><i>Elphidium reginum</i>     |                                           |             | zóna spoločenstva<br><i>Cytheridea hungarica</i> - <i>Aurila mehesi</i>                       |

Obr. 3. Rozdelenie sarmatu s. str. na základe mákkyšov, foraminifer a ostrakód.

Fig. 3. Subdivision of the Sarmatian s. str. on the basis of molluscs, foraminifers and ostracodes.



Obr. 4. Kvantitatívne zastúpenie rodov (druhov) foraminifer vo vrstvách.

Fig. 4. Quantitative representation of foraminifer genera (species) in beds.

*Loxoconcha cejcensis* Zelenka a roď *Neocytherideis* a *Pontocythere*. Zistil sa aj výskyt rodu *Cnestocythere*.

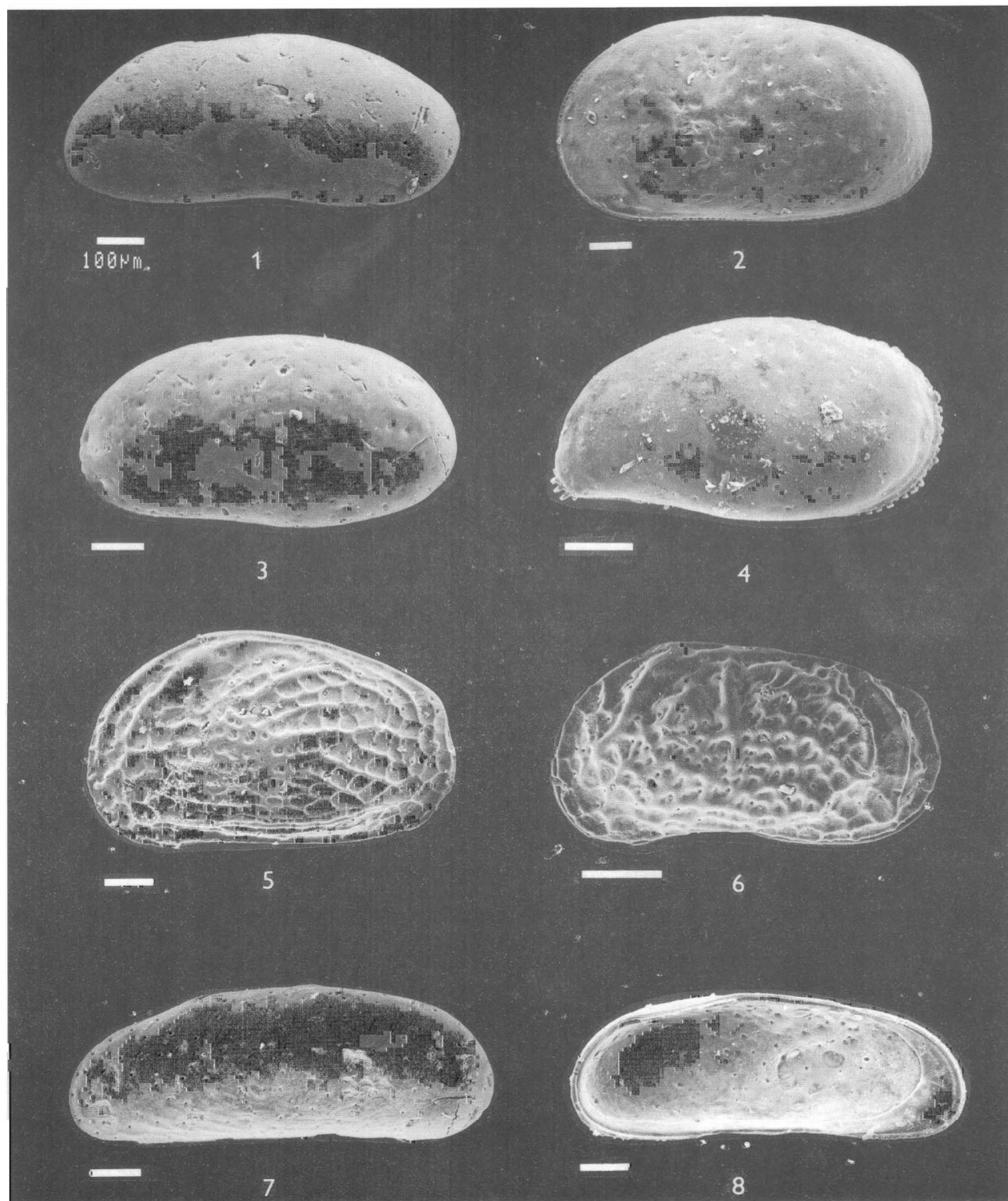
Vrstva 4. Vyznačuje sa prítomnosťou *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (Reuss), *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Reuss), *Leptocythere cejcensis* Zelenka, *Leptocythere naca* (Méhes).

Vrstva 5. Dominantné zastúpenie v spoločenstve má poddruh *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (Reuss), menšie *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Reuss), *Callistocythere egregia* (Méhes), *Hemicyprideis dacica dacica* (Héjjas) a *Cyprideis pannonica* (Méhes).

Sarmatské sedimenty na základe ostrakód rozdelil Jiříček (1974, 1975, 1983) a Zelenka (1989, 1990). V štúdiu sa pridriavame klasifikácii Zelenku (1990; obr. 3), podľa ktorej možno konštatovať, že študované sedimenty patria do vrchnej časti zóny rozsahu *Aurila notata*. Prítomnosť druhu *Leptocythere cejcensis* Zelenka umožňuje zaradiť vrstvu 1 až 4 do subzóny *Hemicytheria hungarica* - *Leptocythere cejcensis* a vrstvu 5 do vrchnej časti zóny hojného výskytu *Aurila notata* - *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma*.

Zaujímavá je prítomnosť morských rodov ostrakód v študovaných vzorkách. Ide o roď *Cnestocythere* a *Neocytherideis*.

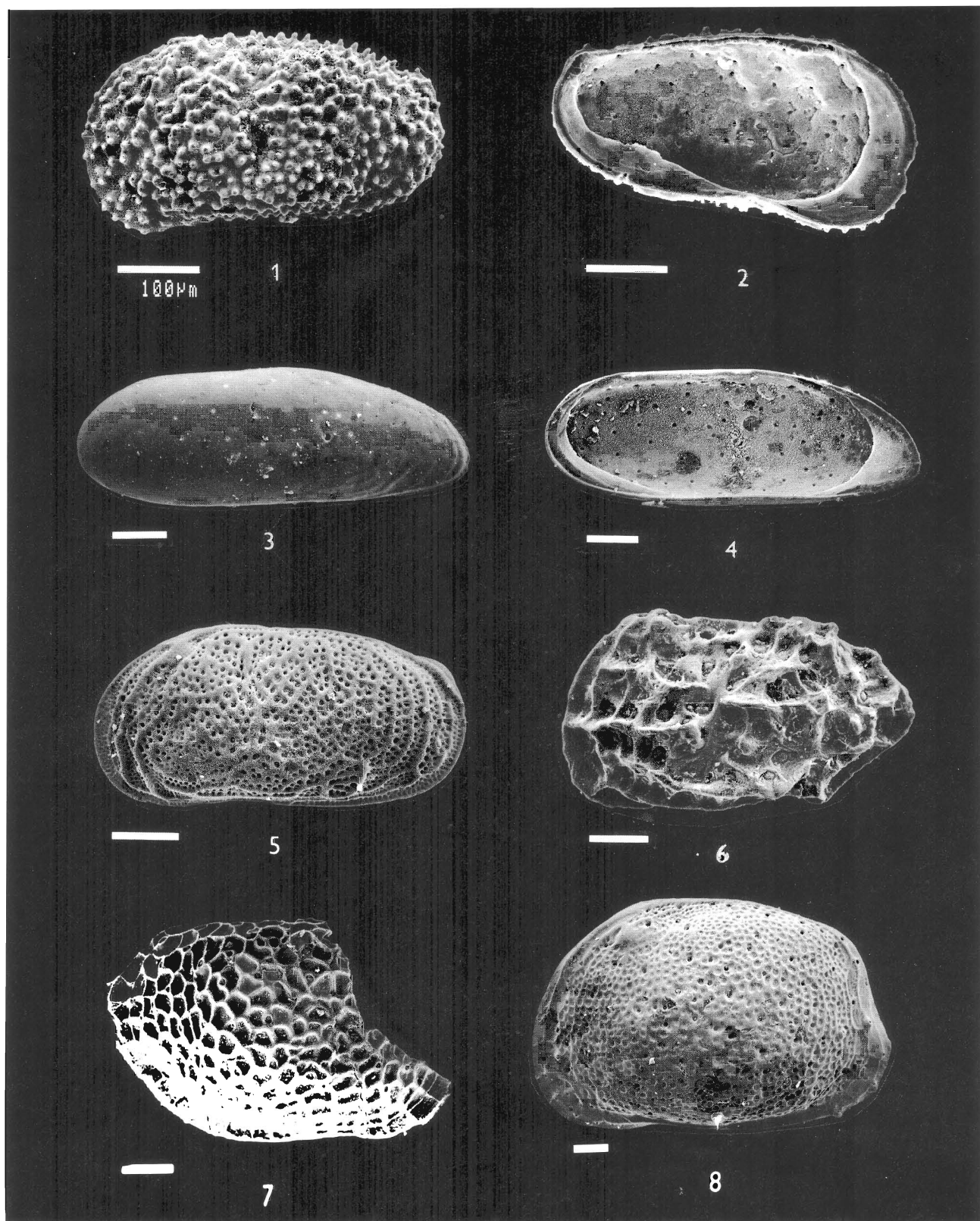




**Tab. IV.** 1 - *Phlyctenophora farkasi* (Zalanyi), vrstva 1, 2 - *Cyprideis pannonica* (Méhes), vrstva 5, 3 - *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (Reuss), vrstva 5, 4 - *Hemicyprideis dacica dacica* (Héjjas), vrstva 5, 5 - *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Reuss), vrstva 4, 6 - *Callistocythere egregia* (Méhes), vrstva 4, 7-8 - *Pontocythere* sp., vrstva 4.

**Table IV.** 1 - *Phlyctenophora farkasi* (Zalanyi), bed 1, 2 - *Cyprideis pannonica* (Méhes), bed 5, 3 - *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (Reuss), bed 5, 4 - *Hemicyprideis dacica dacica* (Héjjas), bed 5, 5 - *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Reuss), bed 4, 6 - *Callistocythere egregia* (Méhes), bed 4, 7-8 - *Pontocythere* sp., bed 4.





Tab. V. 1-2 - *Leptocythere naca* (Méhes), vrstva 4, 3-4 - *Neocytherideis* sp., vrstva 5, 5 - *Leptocythere cejcensis* Zelenka, vrstva 4, 6 - *Cnestocythere* sp. vrstva 1, 7 - *Loxoconcha kochi* (Méhes), vrstva 1, 8 - *Aurila notata* (Reuss), vrstva 1.

Table V. 1-2 - *Leptocythere naca* (Méhes), bed 4, 3-4 - *Neocytherideis* sp., bed 5, 5 - *Leptocythere cejcensis* Zelenka, bed 4, 6 - *Cnestocythere* sp. bed 1, 7 - *Loxoconcha kochi* (Méhes), bed 1, 8 - *Aurila notata* (Reuss), bed 1.

Tab. 2  
Kvantitatívne zastúpenie foraminifer vo vrstvách  
Quantitative representation of foraminifers in beds

| Druhy                                           | Vrstvy |   |   |     |     |     |
|-------------------------------------------------|--------|---|---|-----|-----|-----|
|                                                 | 1      | 4 | 5 | 1   | 4   | 5   |
| <i>Porosonion granosum</i> (Orb.)               | +      | + | + | 83  | 38  | 22  |
| <i>Ammonia beccarii</i> (L.)                    | +      | + | + | 151 | 19  | 40  |
| <i>Elphidium aculeatum</i> (Orb.)               | +      | + | + |     |     |     |
| <i>E. fichtelianum</i> (Orb.)                   |        | + |   |     |     |     |
| <i>E. ex gr. flexuosum</i> (Orb.)               |        |   | + |     |     |     |
| <i>E. flexuosum flexuosum</i> (Orb.)            | +      | + |   |     |     |     |
| <i>E. macellum</i> (F.-M.)                      | +      | + | + |     |     |     |
| <i>E. aff. hauerinum</i> (Orb.)                 | +      |   |   |     |     |     |
| <i>E. hauerinum</i> (Orb.)                      |        | + | + |     |     |     |
| <i>E. rugosum</i> (Orb.)                        |        | + | + |     |     |     |
| <i>E. obtusum</i> (Orb.)                        |        | + |   |     |     |     |
| <i>E. glabrum</i> Bystrická                     |        |   | + |     |     |     |
| Elfidiá spolu:                                  |        |   |   | 351 | 251 | 100 |
| Sporadický výskyt:                              |        |   |   |     |     |     |
| <i>Asterigerinata planorbis</i> (Orb.)          |        |   | + |     |     |     |
| <i>Bolivina hebes</i> Macfad.                   |        |   | + |     |     |     |
| <i>Bolivina sagittula</i> Didk.                 |        | + |   |     |     |     |
| <i>Bolivina scalprata miocenica</i> Macfad.     |        |   | + |     |     |     |
| <i>Bulimina aculeata</i> Orb.                   |        | + |   |     |     |     |
| <i>Bulimina elongata</i> Orb.                   |        |   | + |     |     |     |
| <i>Bulimina striata striata</i> Orb.            |        |   | + |     |     |     |
| <i>Cassidulina laevigata</i> Orb.               |        |   | + |     |     |     |
| <i>Globigerina</i> sp.                          |        | + | + |     |     |     |
| <i>Globigerinoides</i> sp.                      |        |   | + |     |     |     |
| <i>Globorotalia</i> sp. 1                       |        |   | + |     |     |     |
| <i>Globorotalia</i> sp. 2                       |        |   | + |     |     |     |
| <i>Hanzawaia boueana</i> (Orb.)                 |        |   | + |     |     |     |
| <i>Lobatula lobatula</i> (W.-J.)                | +      |   |   |     |     |     |
| <i>Nodosaria badenensis</i> Orb.                |        | + |   |     |     |     |
| <i>Nonion biporus</i> Krašinnikov               |        | + |   |     |     |     |
| <i>Nonion tumidulus</i> Pishw.                  |        | + |   |     |     |     |
| <i>Pappina</i> cf. <i>bononiensis</i> Fornasini |        | + |   |     |     |     |
| <i>Pappina</i> sp.                              |        |   | + |     |     |     |
| <i>Protelphidium bogdanowicz</i> (Volosh.)      |        | + |   |     |     |     |
| <i>Sinuloculina consobrina</i> (Orb.)           |        | + | + |     |     |     |

Rod *Cnestocythere* zo sedimentov vrchného sarmatu je známy už dávnejšie. Zo slovenskej časti podunajskej panvy ho uviedla Brestenská (1972) a z rakúskej časti Viedenskej panvy Cernajsek (1974). Okrem tohto rodu sú z vrchnosarmatských sedimentov známe aj ďalšie morské rody, a to *Hermanites* a *Cytheretta* (Brestenská, 1972; Cernajsek, 1974; Zelenka, 1989).

V sarmatských sedimentoch sa zástupcovia rodu *Neocytherideis* a *Pontocythere* zistili prvý raz. Našli sa schránky juvenálnych aj dospelých foriem, čo ich redepozíciu zo starších sedimentov vylučuje. Proti ich alochtónnemu výskytu svedčí aj dobrá zachovanosť veľmi krehkých schránok.

Vrchný sarmat centrálnej Paratetýdy zodpovedá spodnej časti besarábu vo východnej Paratetýde alebo strednému sarmatu v širšom zmysle. V Zakarpatsku sa v strednom sarmate (almašská suita) vyskytujú stenohalinné morské druhy ostrakód *Haplocytheridea seminulum* (Reuss), *Trachyleberis transylvanica* (Reuss), *Cnestocythere truncata* (Reuss) a euryhalinné *Cushmanidae sublaevis* (Reuss), *Miocyprideis janoscheki* Kollmann, ktoré možno korelovať

Tab. 3  
Kvantitatívne zastúpenie ostrakód vo vrstvách  
Quantitative representation of ostracodes in beds

| Druhy                                             | Vrstvy |    |    |
|---------------------------------------------------|--------|----|----|
|                                                   | 1      | 4  | 5  |
| <i>Phlyctenophora farkasi</i> (Zalanyi)           |        | 1  |    |
| <i>Cyamocytheridea leptostigma</i>                |        |    |    |
| <i>leptostigma</i> (Reuss)                        | 26     | 14 | 79 |
| <i>Cyprideis panonica</i> (Méhes)                 | 30     |    | 2  |
| <i>Cyprideis tuberculata</i> (Méhes)              | 3      |    |    |
| <i>Cyprideis</i> sp.                              | 30     | 8  | 1  |
| <i>Hemicyprideis dacica dacica</i> (Héjjas)       |        |    | 3  |
| <i>Miocyprideis</i> sp.                           |        | 1  |    |
| <i>Aurila notata</i> (Reuss)                      | 5      | 2  |    |
| <i>Aurila</i> sp.                                 | 7      | 3  | 2  |
| <i>Hemicytheria omphalodes omphalodes</i> (Reuss) | 15     | 14 | 21 |
| <i>Hemicytheria</i> sp.                           | 3      | 2  | 29 |
| <i>Callistocythere egregia</i> (Méhes)            |        | 8  | 6  |
| <i>Leptocythere naca</i> (Méhes)                  |        | 6  | 1  |
| <i>Leptocythere cejcensis</i> Zelenka             | 8      | 6  |    |
| <i>Leptocythere</i> sp.                           |        | 4  | 12 |
| <i>Loxoconcha kochi</i> (Méhes)                   | 6      | 3  |    |
| <i>Loxoconcha</i> cf. <i>kochi</i> (Méhes)        |        |    | 1  |
| <i>Loxoconcha</i> sp.                             | 30     | 49 | 6  |
| <i>Xestoleberis</i> sp.                           |        | 23 | 16 |
| <i>Cnestocythere</i> sp.                          | 1      |    |    |
| <i>Neocytherideis</i> sp.                         | 1      |    | 25 |
| <i>Pontocythere</i> sp.                           | 1      |    | 5  |
| <i>Candona</i> sp.                                |        |    | 1  |

s ostrakódami vrchného sarmatu s. str. Rakúska, Slovenska a stredného sarmatu s. l. Bulharska (Buryndina, 1974).

### Iné fosílné zvyšky

Vo vrstve 4 sa našiel otolit *Gobius triangularis* Wieler a vzácne ihlice silicispongií (Zlinská, 1991) a vo vrstve 5 rúrka červa *Spirorbis heliiformis* Eichwald.

### Diskusia

Študované sedimenty sme biostratigraficky zaradili na základe fosílnych skupín, a to podľa bivalvií (masový výskyt poddruhu *Ervilia dissita podolica* Eichwald) do vrchných erviliových vrstiev, podľa foraminifer do zóny *Porosonion granosum* a podľa ostrakód do vrchnej časti zóny rozsahu *Aurila notata*. Prítomnosť druhu *Leptocythere cejcensis* Zelenka umožňuje presnejšie zaradiť vrstvu 1 až 4 do subzóny *Hemicytheria hungarica* - *Leptocythere cejcensis* a vrstvu 5 do vrchnej časti zóny hojného výskytu *Aurila notata* - *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (tab. 3).

Všetky uvedené zóny patria do vrchného sarmatu s. str., ale disproporcja je medzi zaradením predmetných sedimentov na základe bivalvií a ostrakód. Vrchné erviliové vrstvy predstavujú spodnú časť vrchného sarmatu a ostrakódová subzóna *Hemicytheria hungarica* - *Leptocythere cejcensis* najvrchnejšiu časť vrchného sarmatu.

Prítomnosť morských rodov foraminifer (*Globigerina*, *Globigerinoides*, *Bulimina*, *Bolivina*, *Uvigerina* atď.), ostrakód (*Cnestocythere*, *Neocytherideis*) a gastropóda (*Acteon*

*vindobonensis Handmann*) vo vrchnosarmatských sedimentoch sa dá vysvetliť krátkotrvajúcou komunikáciou medzi viedenskou panvou a tetýdnou oblasťou v uvedenom období.

Toto konštatovanie možno potvrdiť situáciou v panve Zsambék v Maďarsku, kde v tom čase bolo plytké morské až hypersalinné prostredie (Görög, 1992), čo sa zistilo aj v strednom sarmate s. l. Moldavska (Bobrinskaja a Buryndina, 1981).

Spojenie centrálnej Paratetýdy s Tetýdou vo vrchnom sarmate s. str. potvrdzujú aj geochemické štúdiá. Ich základným metodickým princípom je, že sa v chemickom zložení sedimentárnych hornín odráža hydrochemický charakter sedimentačného prostredia. Primárnym faktorom vývoja sedimentácie je obsah sorbovaných alkálií (Na, K), ktorých zastúpenie priamo závisí od salinity a mineralizácie vody pri sedimentácii. Obsah Na v sedimentoch vrchného sarmatu vrtu Zvončín 3 a Senec 1 je nad limitom pre brakickú a pod limitom pre morskú vodu. Jeho maximálne hodnoty potvrdzujú ich takmer morský vývoj, aj keď treba pripustiť istý vplyv brakickej vody (Michalíček, 1960).

### Literatúra

- Baňacký, V. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1: 50 000. Vyd. D. Šúra, Bratislava, 144.
- Bobrinskaja, O. G. & Buryndina, L. V., 1981: Sredizemnomorskije foraminifery i ostrakody v srednem sarmate centralnoj Moldavii. *Izv. Akad. Nauk Moldav. SSR, Ser. biol. chem.*, 5, 79—80.
- Brestenská, E., 1971: Mikrobiostratigrafia sarmatu východných okrajov Podunajskej nížiny. *Manuskript - archív GS SR Bratislava*.
- Brestenská, E., 1972: Ostracoda sarmatu. *Manuskript - archív GS SR Bratislava*.
- Brestenská, E., 1974: Die Foraminiferen des sarmatien s. str. In: Papp, A., Marinescu, F. & Seneš, J. et al. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, IV, Miozän M<sub>5</sub> Sarmatien*. Veda Bratislava, 243—297.
- Buryndina, L. V., 1974: Sopotavlenie sarmatskich otloženij zakarpat-skogo progiba i soprodelynych territorij po ostrakodam. *Paleont. Sbor. (Lvov)*, 11, 76—80.
- Cernajsek, T., 1974: Die Ostracodenfauna der Sarmatischen Schichten in Österreich. In: Papp, A., Marinescu, F. & Seneš, J. et al. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, IV, Miozän M<sub>5</sub> Sarmatien*. Veda Bratislava, 458—491.
- Dornič, J. & Kheil, J., 1963: Příspěvek k mikrobiostratigrafii a tektonice severozápadních okrajových částí Vídeňské pánve a tzv. hradištského příkopu. *Sbor. geol. Věd, Geol.*, G, 3, 85—101.
- Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen, Oel u. Kohle 37, Berlin, 595—602.
- Görög, A., 1992: Sarmatian foraminifera of the Zsambék basin, Hungary. *Ann. Univ. Sci. budapestinensis Rolando Eötvös, Sect. geol.*, 29, 31—153.
- Jiříček, R., 1972: Problém hranice sarmat/panón ve vídeňské, Podunajské a východoslovenské panve. *Mineralia Slov.*, 4, 14, 39—77.
- Jiříček, R., 1974: Biostratigraphische Bedeutung der Ostracoden des Sarmat s. str. In: Papp, A., Marinescu, F. & Seneš, J. et al. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, IV, Miozän M<sub>5</sub> Sarmatien*. Veda Bratislava, 434—457.
- Jiříček, R., 1975: Biozonen der Zentralen Paratethys. VI. *Congr. RCMS, Bratislava*, 1—16.
- Jiříček, R., 1983: Redefinition of the Oligocene and Neogene ostracod zonation of the Paratethys. *Miscelanea micropaleont. Kni. Zem. Plyn Nafta*, 4, 195—236.
- Michalíček, M., 1960: Hydrochemický režim neogénnej sedimentace v západní části Malé Dunajské nížiny. *Geol. Práce, Zoš.*, 57, 119—160.
- Papp, A., 1954: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 45, 112.
- Papp, A., 1956: Facies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 47, 35—98.
- Pokorný, V., 1954: Základy zoologické mikropaleontologie. ČSAV Praha, 651.
- Zelenka, J., 1989: Ostrakodová fauna sarmatu vídeňské a podunajské pánve. *Manuskript - archív Čs. geol. ústavu Praha*.
- Zelenka, J., 1990: A review of the Sarmatian Ostracoda of the Vienna Basin. In: *Ostracoda and Global Events. British Micropaleont. Soc. Publ. London, Chapman and Hall*, 263—270.
- Zlinská, A., 1991: Mikrofaunistická charakteristika sedimentov z listov Kúty-1, Holíč-1 a Holíč-3 na základe foraminifer. *Manuskript - archív GS SR, Bratislava*.

### Fauna of the upper part of Holíč Formation (Sarmatian) in Skalica (Vienna Basin)

The upper part of the Holíč Formation, formed by sands and sandstones, is cropping out in Skalica (Figs. 1 and 2). It is characterized by a rich fauna of molluscs (gastropods, bivalves), foraminifers and ostracodes (Tabs. 1—3, Fototabs. I—V).

The sediments exposed in Skalica were ranged biostratigraphically especially on the basis of mollusc (bivalves), foraminifers and ostracodes. On the basis of bivalves they were attributed to the Upper *Ervilia* Member (Papp, 1954), according to foraminifers to the *Porosonion granosum* Zone (Grill, 1941) and on the basis of ostracodes to the upper part of the zone with plentiful occurrence of *Aurila notata* - *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (bed 5) and the *Hemicytheria hungarica* - *Leptocythere cejzensis* Subzone (Zelenka, 1990) (beds 1-4).

In ostracod association from Skalica the occurrence of the genera *Neocytherideis* and *Pontocythere* was established first in Upper Sarmatian sediments.

In the studied Upper Sarmatian sediments the presence of

marine genera of foraminifers (*Globigerina*, *Globigerinoides*, *Buliminina*, *Bolivina*, *Uvigerina* etc.), ostracodes (*Cnestocythere*, *Neocytherideis*) and gastropods (*Acteon vindobonensis* (*Handmann*)) was observed. The mentioned fact may be explained by short-dated connection of the Vienna Basin with the Tethys through the Upper Sarmatian s. str..

The presence of marine forms in coeval sediments was also established in the Danube basin (Brestenská, 1972), in the Zsambék Basin in Hungary (Görög, 1992), in Transcarpathia (Buryndina, 1974) and Moldavia (Bobrinskaja-Buryndina, 1981).

Connection of the Danube basin with the Tethys and so also increasing salinity is indicated by geochemical studies realized in borehole Zvončín 3 and Senec 1. Na contents in Upper Sarmatian sediments from the mentioned boreholes are above the limit for brackish waters and below the limit for marine waters. Their maximum values are an evidence of their almost marine development (Michalíček, 1960).

## Aplikácia arzenopyritového geotermometra na ložisku Pezinok-Kolársky vrch

PETER ANDRÁŠ, DANIEL DUBAJ a JÚLIA KOTULOVÁ

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 6. 10. 1997, revidovaná verzia doručená 15. 12. 1997)

### Application of arsenopyrite geothermometer from Pezinok deposit (Western Carpathians, Slovakia)

The presented study shows the results of the comparison between paleothermometry data and arsenopyrite geothermometry sensu Sundblad et al. (1984) and Kretschmar and Scott (1976), applied to the hydrothermal mineralization at Pezinok deposit.

Inhomogeneous composition of gold-bearing arsenopyrite I made impossible to use it as a geothermometer. Paleothermometry data from inclusions of arsenopyrite I accompanying quartz give average homogenization temperatures about 225 °C. Calculated crystallization temperatures are 425–450 °C. The salinity of the aqueous solutions is low:  $6 \pm 2$  wt. % NaCl equiv. and the density of fluids was 0.88 g/cm<sup>3</sup>.

Arsenopyrite II geothermometer sensu Kretschmar and Scott (1976) gives temperatures 320–410 °C. Values after Sundblad et al. (1984) give wider temperature range: from 350 to 450 °C. Paleothermometry study of quartz in paragenetical association with arsenopyrite II gives lower crystallization temperatures: 350–390 °C. The salinity of the aqueous fluids is  $7 \pm 2$  wt. % NaCl equiv. The temperature of the eutectic point was lower than -45 °C and the fluid density range from 0.98 to 0.93 g/cm<sup>3</sup>.

**Key words:** arsenopyrite geothermometry, fluid inclusions, pressure

Veľká variabilita pomeru As/S v arzenopyrite umožňuje využiť tento hojne sa vyskytujúci sulfidický minerál ako vhodný geotermometer. Clark (1960) študoval fázovú rovnováhu systému Fe - As - S v rozmedzí 400–750 °C vo vzťahu k tlakovým podmienkam (do 2,07 kbar). Jeho geotermometer je založený na zmene hodnôt pri rtg difrakčnej analýze arzenopyritu, ktoré ovplyvňuje chemické zloženie a teplota vzniku minerálu. Ďalšie dôležité informácie o systéme Fe - As - S prinášajú Bartonove experimentálne práce (1969, 1970). Kretschmar (1973) a Kretschmar a Scott (1976) vypracovali komplexný systém využitia týchto údajov.

Arzenopyritový geotermometer úspešne využili viacerí autori (Either et al., 1976; Berglund a Ekström, 1980; Scratch et al., 1984; Sundblad et al., 1984; Radvanec a Bartalský, 1988; Sachan a Chovan, 1991, a i.).

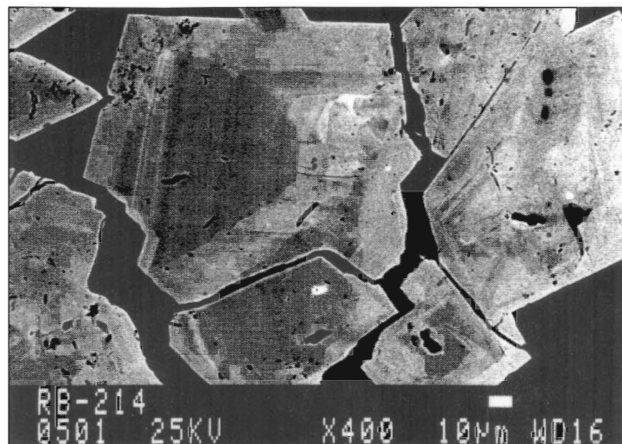
Barton a Skinner (1979) a Ontojev (1984) upozorňujú na niektoré problémy pri aplikácii tohto geotermometra najmä v systémoch pri nižšej teplote ako 400 °C a nepovažujú ho za dostatočne spoľahlivý. Ale ako porovnávacia metóda, dopĺňajúca paleotermometrické údaje z mera-

nia v plynno-kvapalných uzavreninách, môže poskytovať mimoriadne cenné informácie.

### Mineralogicko-paragenetická charakteristika ložiska

Ložisko Pezinok-Kolársky vrch v Malých Karpatoch leží uprostred kryštalickej bridlice (amfibolitov, aktinolitických bridlíc, rúl, fylitov), ktoré sú pretínané žilnými telesami granodioritov. Možno v ňom rozlíšiť dva základné typy rudnej mineralizácie: 1. metamorfované, pôvodne exhaláčnosedimentárne pyritovo-pyrotínové zrudnenie a 2. hydrotermálne polymetalické zrudnenie s Sb a As rudami (Cambel, 1959). Mineralizácie priestorovo a geneticky súvisia (Chovan et al., 1992). Cambel a Khun (1983) pokladajú za zdroj rudy čierne bridlice paleozoického veku, metavulkanity a metasedimenty, z ktorých sa kovové prvky mobilizovali pri regionálnej metamorfóze a pod vplyvom intrúzie granitoidov.

Ložisko sa viaže na mohutnú poruchovú štruktúru petrograficky variabilných fylitov a rúl s hojným výskytom čiernych bridlíc.



Obr. 1. Agregát nehomogénnych kryštálov zlatonosného arsenopyritu I zo štôlne Budúcnosť (tmavšie zóny sú obohatené o Sb).

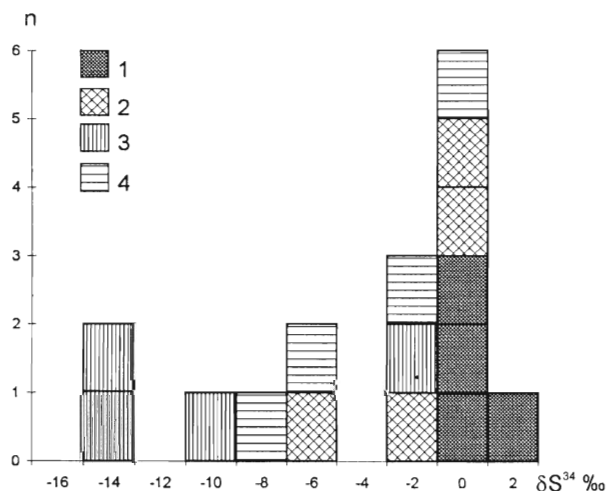
Fig. 1. Back scattered electron image of the polished section of inhomogeneous gold-bearing arsenopyrite I aggregate (dark zones are Sb-rich); sample from the Budúcnosť adit.

Zrudnená zóna smeru SZ-JV so sklonom 60-90° na SV alebo JV má vrásovú antiklinálnu stavbu (Cambel, 1959). Poruchová zóna dosahuje mocnosť 50–70 m a dĺžku do 1000 m (Polák a Rak, 1980; Mrákava, 1977). Nepravidelné zrudnenie vystupuje v podobe krátkych karbonátovo-sulfidických žiliek, hniezd a povlaku.

Štúdium rudy ložiska umožňuje vyčleniť štyri periódy hydrotermálneho zrudnenia (Andráš, 1988b): 1. kremenno-arsenopyritovú, 2. kremenno-pyritovo-arsenopyritovú s löllingitom, 3. kremenno-karbonátovo-antimonitovú a 4. antimonitovo-kermezitovú.

Ložisko má dve generácie arsenopyritu, a to 1. zlatonosný arsenopyrit I a 2. mladší hrubozrnný arsenopyrit II.

Zlatonosný arsenopyrit I (obr. 1) vznikol ako produkt

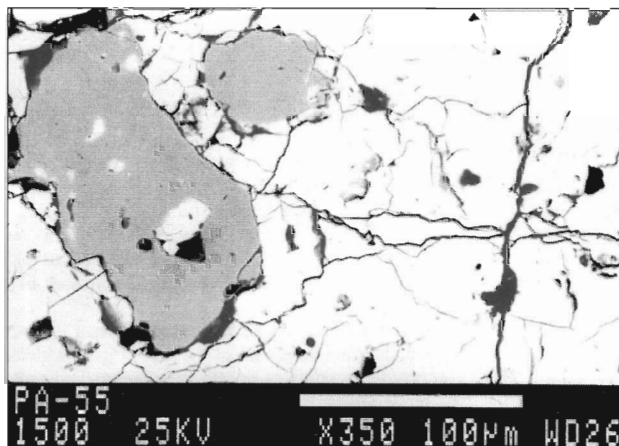


Obr. 2. Distribúcia izotopov  $\delta^{34}\text{S}$  v arsenopyrite I, II a v pyrite II a III. 1 - arsenopyrit I, 2 - arsenopyrit II, 3 - pyrit II, 4 - pyrit III; izotopové analýzy  $\delta^{34}\text{S}$  v arsenopyrite II a pyrite III podľa Kantora (1974).

Fig. 2.  $\delta^{34}\text{S}$ -isotope distribution in arsenopyrite I, II and in pyrite II and III. 1 - arsenopyrite I, 2 - arsenopyrite II, 3 - pyrite II, 4 - pyrite III;  $\delta^{34}\text{S}$  isotope data in arsenopyrite II and pyrite III after Kantor (1974).

Tab. 1  
Distribúcia izotopov S v arsenopyrite I a pyrite II  
Sulphur isotope distribution in arsenopyrite I and arsenopyrite II

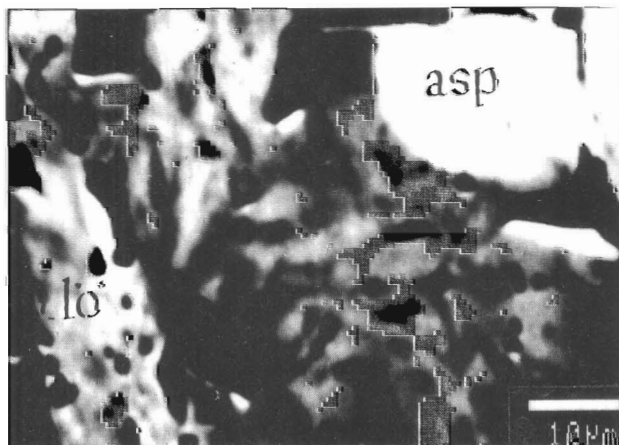
| vzorka | $\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$ |          |
|--------|---------------------------------|----------|
|        | arsenopyrit I                   | pyrit II |
| 1      | -1,6                            | -11,9    |
| 2      | 0,0                             | -3,0     |
| 3      | +1,3                            | -14,0    |
| 4      | -0,5                            | -14,4    |



Obr. 3. Kataklázovaný agregát arsenopyritu II (biely) s pyritom (sivý). Odrazené elektróny. Vzorka PA-55. Antimónová štôlna.

Fig. 3. Back scattered electron image of brecciated massive arsenopyrite II (white) with pyrite (grey). sample PA-55, the Antimónová adit.

kremenno-arsenopyritovej periódy zrudnenia (Andráš, 1988a). Priestorovo sa viaže na šošovky čierneho kremeňa v čiernych (bituminóznych) bridlíciach alebo vystupuje v okolitých hydrotermálne alterovaných horninách bridlíčnatého súvrstvia. Tvorí impregnácie drobných idiomorfických a hypidiomorfických zŕn alebo aj šošovkovité agregá-



Obr. 4. Koexistujúci minerál arsenopyrit II (asp) a löllingit (lö). Odrazené elektróny. Vzorka CA-28, Pyritová štôlna.

Fig. 4. Back scattered electron image of coexisting arsenopyrite II (asp) with löllingite (lö). Sample CA-28, the Pyritová adit.



Tab. 2  
Bodové rtg. mikroanalýzy arzenopyritu I  
Electron microprobe analyses of arsenopyrite I

| Sample | wt. % |      |      |     |     |       | at. % |      |      |     |     |  |
|--------|-------|------|------|-----|-----|-------|-------|------|------|-----|-----|--|
|        | Fe    | As   | S    | Sb  | Co  | Total | Fe    | As   | S    | Sb  | Co  |  |
| 1      | 29,1  | 46,8 | 23,2 | 0,5 | 0,0 | 99,7  | 27,8  | 33,3 | 38,6 | 0,2 | 0,0 |  |
| 2      | 29,2  | 46,9 | 23,3 | 0,5 | 0,0 | 99,9  | 27,8  | 33,3 | 38,6 | 0,2 | 0,0 |  |
| 3      | 32,6  | 45,0 | 21,8 | 0,7 | 0,0 | 100,1 | 31,2  | 32,1 | 36,4 | 0,3 | 0,0 |  |
| 4      | 32,9  | 45,8 | 20,2 | 0,4 | 0,0 | 99,3  | 32,1  | 33,4 | 34,3 | 0,2 | 0,0 |  |
| 5      | 33,1  | 46,4 | 20,4 | 0,0 | 0,0 | 100,0 | 32,0  | 33,5 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |  |
| 6      | 33,2  | 45,2 | 21,2 | 0,3 | 0,0 | 99,9  | 31,9  | 32,4 | 35,6 | 0,1 | 0,0 |  |
| 7      | 33,3  | 46,7 | 20,5 | 0,0 | 0,0 | 100,5 | 32,0  | 33,5 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |  |
| 8      | 33,4  | 41,8 | 23,7 | 0,7 | 0,0 | 99,6  | 31,5  | 29,3 | 38,9 | 0,3 | 0,0 |  |
| 9      | 33,4  | 46,6 | 19,7 | 0,4 | 0,0 | 100,1 | 32,6  | 33,9 | 33,4 | 0,2 | 0,0 |  |
| 10     | 33,5  | 45,6 | 21,4 | 0,3 | 0,0 | 100,8 | 31,9  | 32,4 | 35,6 | 0,1 | 0,0 |  |
| 11     | 33,6  | 43,8 | 21,8 | 0,1 | 0,0 | 99,3  | 32,2  | 31,3 | 36,4 | 0,0 | 0,0 |  |
| 12     | 33,7  | 46,6 | 19,7 | 0,4 | 0,0 | 100,4 | 32,8  | 33,8 | 33,3 | 0,2 | 0,0 |  |
| 13     | 33,9  | 43,8 | 21,3 | 0,0 | 0,0 | 99,1  | 32,7  | 31,5 | 35,8 | 0,0 | 0,0 |  |
| 14     | 34,1  | 46,6 | 20,1 | 0,1 | 0,0 | 100,8 | 32,8  | 33,5 | 33,7 | 0,0 | 0,0 |  |
| 15     | 34,1  | 44,0 | 21,0 | 0,2 | 0,0 | 99,3  | 32,9  | 31,7 | 35,3 | 0,1 | 0,0 |  |
| 16     | 34,2  | 46,3 | 19,8 | 0,1 | 0,0 | 100,4 | 33,1  | 33,4 | 33,4 | 0,0 | 0,0 |  |
| 17     | 34,3  | 45,4 | 21,0 | 0,1 | 0,0 | 100,8 | 32,8  | 32,3 | 34,9 | 0,0 | 0,0 |  |
| 18     | 34,3  | 44,4 | 21,2 | 0,1 | 0,0 | 100,1 | 32,9  | 31,7 | 35,3 | 0,1 | 0,0 |  |
| 19     | 34,3  | 44,4 | 21,1 | 0,2 | 0,0 | 100,0 | 32,9  | 31,7 | 35,3 | 0,1 | 0,0 |  |
| 20     | 34,4  | 44,0 | 20,7 | 0,0 | 0,0 | 99,1  | 33,3  | 31,8 | 34,9 | 0,0 | 0,0 |  |
| 21     | 34,4  | 43,9 | 21,4 | 0,2 | 0,0 | 99,9  | 33,0  | 31,4 | 35,6 | 0,1 | 0,0 |  |
| 22     | 34,5  | 44,9 | 20,2 | 0,0 | 0,0 | 99,6  | 33,4  | 32,4 | 34,1 | 0,0 | 0,0 |  |
| 23     | 34,5  | 44,4 | 20,6 | 0,0 | 0,0 | 99,5  | 33,3  | 32,0 | 34,7 | 0,0 | 0,0 |  |
| 24     | 34,5  | 43,8 | 21,7 | 0,1 | 0,0 | 100,1 | 32,9  | 31,1 | 36,0 | 0,0 | 0,0 |  |
| 25     | 34,5  | 40,6 | 23,2 | 0,6 | 0,0 | 98,9  | 32,7  | 28,7 | 38,4 | 0,3 | 0,0 |  |
| 26     | 34,5  | 44,6 | 19,7 | 0,1 | 0,0 | 99,0  | 33,8  | 32,5 | 33,6 | 0,0 | 0,0 |  |
| 27     | 34,6  | 45,0 | 20,3 | 0,0 | 0,0 | 99,8  | 29,5  | 28,6 | 42,0 | 0,0 | 0,0 |  |
| 28     | 34,6  | 44,8 | 21,2 | 0,2 | 0,0 | 100,7 | 32,9  | 31,8 | 35,2 | 0,1 | 0,0 |  |
| 29     | 34,6  | 46,8 | 20,0 | 0,1 | 0,0 | 101,4 | 33,1  | 33,4 | 33,4 | 0,0 | 0,0 |  |
| 30     | 34,6  | 44,6 | 20,7 | 0,0 | 0,0 | 100,0 | 33,3  | 32,0 | 34,7 | 0,0 | 0,0 |  |
| 31     | 34,7  | 44,1 | 21,1 | 0,2 | 0,0 | 99,9  | 33,2  | 31,5 | 35,2 | 0,1 | 0,0 |  |
| 32     | 34,7  | 43,1 | 21,8 | 0,3 | 0,0 | 99,9  | 33,1  | 30,6 | 36,2 | 0,1 | 0,0 |  |
| 33     | 34,7  | 43,7 | 22,1 | 0,0 | 0,0 | 100,5 | 32,8  | 30,8 | 36,5 | 0,0 | 0,0 |  |
| 34     | 34,7  | 43,2 | 21,8 | 0,3 | 0,0 | 100,1 | 33,1  | 30,6 | 36,2 | 0,1 | 0,0 |  |
| 35     | 34,9  | 43,8 | 20,3 | 0,0 | 0,0 | 99,0  | 33,9  | 31,7 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |  |
| 36     | 34,9  | 42,6 | 21,9 | 0,7 | 0,0 | 100,0 | 33,2  | 30,3 | 36,3 | 0,3 | 0,0 |  |
| 37     | 34,9  | 43,8 | 20,3 | 0,0 | 0,0 | 99,0  | 33,9  | 31,7 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |  |
| 38     | 34,9  | 43,4 | 21,5 | 0,0 | 0,0 | 99,7  | 33,4  | 30,9 | 35,7 | 0,0 | 0,0 |  |
| 39     | 35,0  | 44,9 | 21,7 | 0,3 | 0,0 | 101,8 | 32,9  | 31,5 | 35,5 | 0,1 | 0,0 |  |
| 40     | 35,0  | 43,3 | 22,1 | 0,1 | 0,0 | 100,5 | 33,1  | 30,5 | 36,4 | 0,1 | 0,0 |  |
| 41     | 35,1  | 45,3 | 20,7 | 0,0 | 0,0 | 101,0 | 33,4  | 32,2 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |  |
| 42     | 35,1  | 41,5 | 23,5 | 0,7 | 0,0 | 100,8 | 32,7  | 28,8 | 38,1 | 0,3 | 0,0 |  |
| 43     | 35,1  | 41,5 | 23,1 | 1,0 | 0,0 | 100,8 | 32,9  | 29,0 | 37,7 | 0,4 | 0,0 |  |
| 44     | 35,2  | 40,3 | 23,9 | 1,3 | 0,0 | 100,6 | 32,8  | 28,0 | 38,7 | 0,5 | 0,0 |  |
| 45     | 35,2  | 43,6 | 20,9 | 0,0 | 0,0 | 99,7  | 34,3  | 31,8 | 33,9 | 0,0 | 0,0 |  |
| 46     | 35,2  | 41,8 | 23,3 | 1,3 | 0,0 | 101,5 | 32,8  | 29,0 | 37,7 | 0,5 | 0,0 |  |
| 47     | 35,4  | 40,9 | 23,5 | 0,7 | 0,0 | 100,4 | 33,1  | 28,5 | 38,2 | 0,3 | 0,0 |  |
| 48     | 35,4  | 40,7 | 23,9 | 0,8 | 0,0 | 100,7 | 32,9  | 28,2 | 38,6 | 0,3 | 0,0 |  |
| 49     | 35,8  | 40,9 | 22,8 | 0,0 | 0,0 | 99,6  | 33,8  | 28,8 | 37,5 | 0,0 | 0,0 |  |
| 50     | 35,8  | 39,9 | 22,4 | 0,9 | 0,0 | 99,0  | 34,1  | 28,3 | 37,2 | 0,4 | 0,0 |  |
| 51     | 35,8  | 39,9 | 22,4 | 0,9 | 0,0 | 99,0  | 34,1  | 28,3 | 37,2 | 0,4 | 0,0 |  |
| 52     | 36,8  | 44,0 | 18,9 | 0,0 | 0,0 | 99,7  | 35,9  | 32,0 | 32,1 | 0,0 | 0,0 |  |

ty prerastené zlatonosným pyritom, ktorý ho parageneticky sprevádza. Pre túto mineralizáciu je typická vtrúsená textúra a panidiomorfne až hypidiomorfne zrnitá štruktúra. Jednotlivé kryštály sú výrazne nehomogénne (obr. 1). Ich jadrá sú spravidla obohatené o S a Sb a okraje tvoria bohatý na As ( $\pm$ Au). Priemerný obsah Au v arzenopyrite I je približne 120 ppm a v pyrite II okolo 50 ppm (Andraš, 1988a, b).

V izotopovom zložení S je diferenciácia medzi arzenopyritom I a pyritom II (obr. 2). Hodnota  $\delta^{34}\text{S}$  v arzenopyrite kolíše okolo nuly (tab. 1). Negatívne hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  v pyrite II (-3,0 až -14,4) signalizujú, že S v syngenetickom submarinnno-exhalačnom pyritovo-pyrotínovom zrudnení je biogénneho pôvodu.

Mladší hrubozrnný arzenopyrit II je produktom priamej kryštalizácie z roztokov kremenno-pyritovo-arzenopyrito-

vej periódy (obr. 3). Podľa Cambela (1959) niekedy vzniká aj ako produkt metasomatického zatláčania syngenetického pyritu. Vystupuje v asociácii s čiernym kremeňom, löllingitom (obr. 4), pyritom a chalkopyritom. Od arzenopyritu I sa odlišuje masívnou (často zbrekčovanou) textúrou, alotriomorfne zrnitou štruktúrou, ako aj homogénnym chemickým zložením a nižšou odraznosťou. Vznikal z roztokov s nižším potenciálom S ako arzenopyrit I (Andráš, 1988a). Obsah Au v arzenopyrite II spravidla neprekračuje 0,1 ppm (Andráš, 1988b).

Izotopové zloženie  $\delta^{34}\text{S}$  v arzenopyrite II a pyrite III je homogénnejšie ako pri zlatonosnej generácii sulfidov (obr. 2).

#### Analytické metódy

Na experimentálne práce sa vybrali vzorky arzenopyritovej rudy obidvoch generácií zo štôlne Budúcnosť, Antimónová a Pyritová. Vzorkový materiál (73 vzoriek arzenopyritu I a 31 arzenopyritu II) sa študoval v polarizačnom mikroskope. Arzenopyrit obidvoch generácií sa analyzoval rtg. mikroanalýzátorom Jeol Superprobe 733 v laboratóriách Geologickej služby SR v Bratislave (analytik F. Caňo) a Maďarskej akadémie vied v Budapešti (analytik G. Nagy). Podmienky merania: napätie 25 kV, prúd 3,10–9 A, program ZAFM, štandardy: Fe, As, Sb a Co - kovové, S - prírodný.

Izotopy S v arzenopyrite a pyrite sa analyzovali vo Francúzsku v laboratóriách BRGM v Orléans (analytik A. M. Fouillac).

Vo vhodných vzorkách sa vykonali termokryometrické merania plynno-kvapalných uzavrení v kremeň, ktorý

parageneticky sprevádza arzenopyritové rudy. Na štúdium inklúzií sa použila termokryometrická aparatura Linkam TH-600. V dvojstranne leštených kremenných platničkách hrúbky 0,2–0,5 mm sa stanovovala teplota homogenizácie uzavrení a vo vhodných uzavreniach sa podarilo stanoviť teplotu topenia eutektickej zmesi a teplotu topenia posledného kryštálka ľadu.

#### Arzenopyritový geotermometer

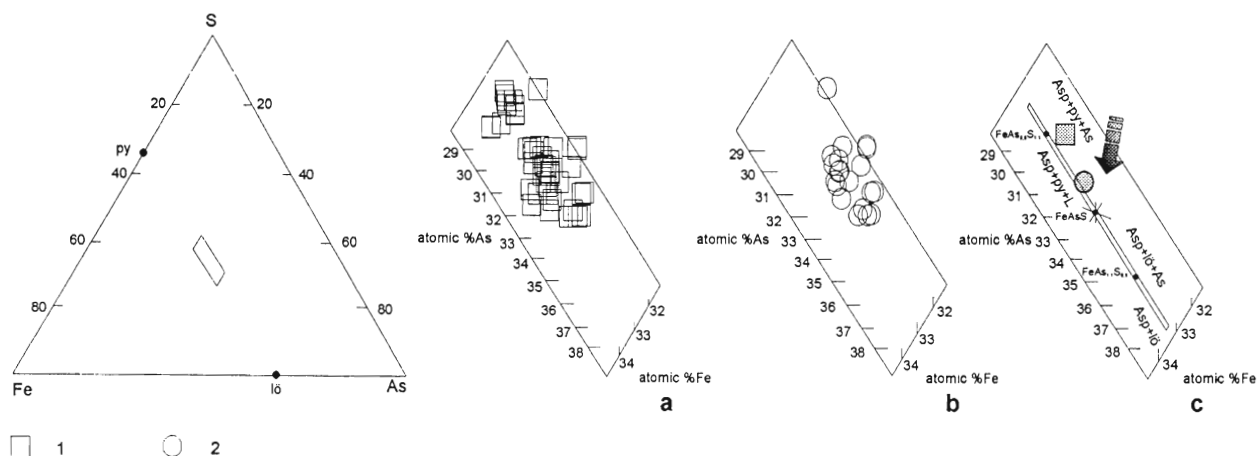
Kretschmar a Scott (1976) a Sundblad et al. (1984) experimentálne potvrdili, že obsah As v arzenopyrite je funkciou teplotných podmienok jeho vzniku, chemické zloženie odráža podmienky jeho kryštalizácie a zonalnosť kryštálov zmeny rovnovážneho stavu v termálnej histórii vzniku arzenopyritu.

Bodové rtg. mikroanalýzy arzenopyritu I a II z ložiska Pezínok sú v tab. 2 a 3. Ternárny diagram Fe - As - S znázorňuje chemické zloženie arzenopyritu I (obr. 5a) a arzenopyritu II (obr. 5b). Obr. 5c dokumentuje trend posunu chemického zloženia od koexistencie arzenopyritovo-pyritovej asociácie k arzenopyritovo-löllingitovej paragenéze. Atómové % Fe v arzenopyrite I kolíše od 27,8 do 35,9 % (obr. 6a) a v arzenopyrite II od 32,7 do 34,4 % (obr. 6b). Priemerný obsah Fe v arzenopyrite I je 32,8 % a v arzenopyrite II 33,4 %. Na aplikáciu geotermometra je podľa Kretschmara (1973) najvhodnejší arzenopyrit s obsahom Fe okolo  $33,3 \pm 0,7$  atómových %. Z tohto hľadiska je obsah Fe v arzenopyrite I z ložiska Pezínok nevhodne variabilný.

Distribúcia As v arzenopyrite I je na rozdiel od arzenopyritu II veľmi nehomogénna (obr. 7), a preto možno ako

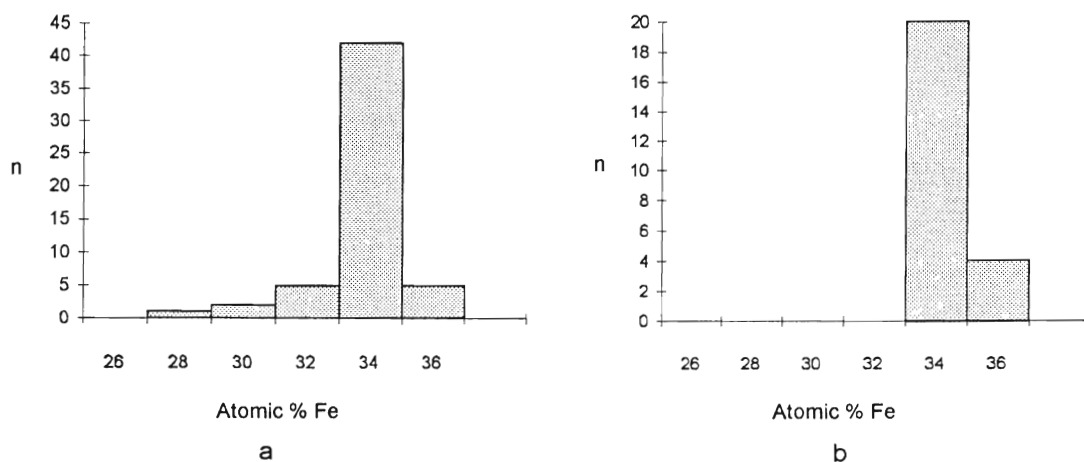
Tab. 3  
Bodové rtg. mikroanalýzy arzenopyritu II  
Electron microprobe analyses of arsenopyrite II

|    | wt. % |      |      |     |     |       | at. % |      |      |     |     |
|----|-------|------|------|-----|-----|-------|-------|------|------|-----|-----|
|    | Fe    | As   | S    | Sb  | Co  | Total | Fe    | As   | S    | Sb  | Co  |
| 1  | 33,9  | 46,2 | 20,2 | 0,0 | 0,1 | 100,4 | 32,7  | 33,2 | 34,0 | 0,0 | 0,1 |
| 2  | 34,0  | 45,1 | 21,9 | 0,0 | 0,0 | 101,0 | 32,2  | 31,8 | 36,0 | 0,0 | 0,0 |
| 3  | 34,2  | 45,7 | 20,0 | 0,0 | 0,0 | 99,9  | 33,2  | 33,0 | 33,8 | 0,0 | 0,0 |
| 4  | 34,3  | 45,5 | 19,8 | 0,0 | 0,1 | 99,7  | 33,3  | 33,0 | 33,6 | 0,0 | 0,1 |
| 5  | 34,4  | 45,6 | 20,3 | 0,0 | 0,0 | 100,3 | 33,1  | 32,8 | 34,1 | 0,0 | 0,0 |
| 6  | 34,4  | 45,1 | 20,8 | 0,0 | 0,0 | 100,3 | 33,0  | 32,2 | 34,8 | 0,0 | 0,0 |
| 7  | 34,4  | 45,9 | 19,7 | 0,0 | 0,1 | 100,0 | 33,4  | 33,2 | 33,3 | 0,0 | 0,0 |
| 8  | 34,5  | 45,2 | 20,7 | 0,0 | 0,0 | 100,3 | 33,1  | 32,3 | 34,6 | 0,0 | 0,0 |
| 9  | 34,5  | 45,4 | 20,8 | 0,0 | 0,0 | 100,6 | 33,0  | 32,4 | 34,6 | 0,0 | 0,0 |
| 10 | 34,6  | 45,9 | 20,5 | 0,0 | 0,0 | 100,9 | 33,1  | 32,7 | 34,1 | 0,0 | 0,0 |
| 11 | 34,7  | 45,8 | 20,5 | 0,0 | 0,1 | 101,1 | 33,1  | 32,7 | 34,1 | 0,0 | 0,1 |
| 12 | 34,7  | 46,2 | 20,1 | 0,0 | 0,0 | 100,9 | 33,3  | 33,1 | 33,6 | 0,0 | 0,0 |
| 13 | 34,7  | 45,5 | 19,5 | 0,0 | 0,1 | 99,9  | 28,9  | 28,2 | 42,9 | 0,0 | 0,1 |
| 14 | 34,8  | 45,0 | 20,6 | 0,0 | 0,0 | 100,3 | 33,4  | 32,2 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |
| 15 | 34,8  | 44,6 | 20,5 | 0,0 | 0,0 | 99,9  | 33,6  | 32,1 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |
| 16 | 34,9  | 44,8 | 20,4 | 0,0 | 0,0 | 100,2 | 33,6  | 32,2 | 34,3 | 0,0 | 0,0 |
| 17 | 35,0  | 45,3 | 20,6 | 0,0 | 0,0 | 100,9 | 33,4  | 32,3 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |
| 18 | 35,0  | 44,4 | 20,5 | 0,0 | 0,0 | 99,8  | 33,7  | 31,9 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |
| 19 | 35,0  | 45,3 | 20,7 | 0,0 | 0,0 | 101,0 | 33,4  | 32,2 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |
| 20 | 35,0  | 45,0 | 20,1 | 0,0 | 0,0 | 100,1 | 33,8  | 32,4 | 33,8 | 0,0 | 0,0 |
| 21 | 34,1  | 44,9 | 20,7 | 0,0 | 0,0 | 99,7  | 32,9  | 32,3 | 34,8 | 0,0 | 0,0 |
| 22 | 35,2  | 45,1 | 20,7 | 0,0 | 0,0 | 100,9 | 33,6  | 32,1 | 34,4 | 0,0 | 0,0 |
| 23 | 35,2  | 44,6 | 19,9 | 0,0 | 0,1 | 99,8  | 34,1  | 32,2 | 33,6 | 0,0 | 0,1 |
| 24 | 35,5  | 45,1 | 19,6 | 0,0 | 0,0 | 100,2 | 34,4  | 32,6 | 33,1 | 0,0 | 0,0 |
| 25 | 35,6  | 45,5 | 19,4 | 0,0 | 0,0 | 100,5 | 34,5  | 32,9 | 32,6 | 0,0 | 0,0 |



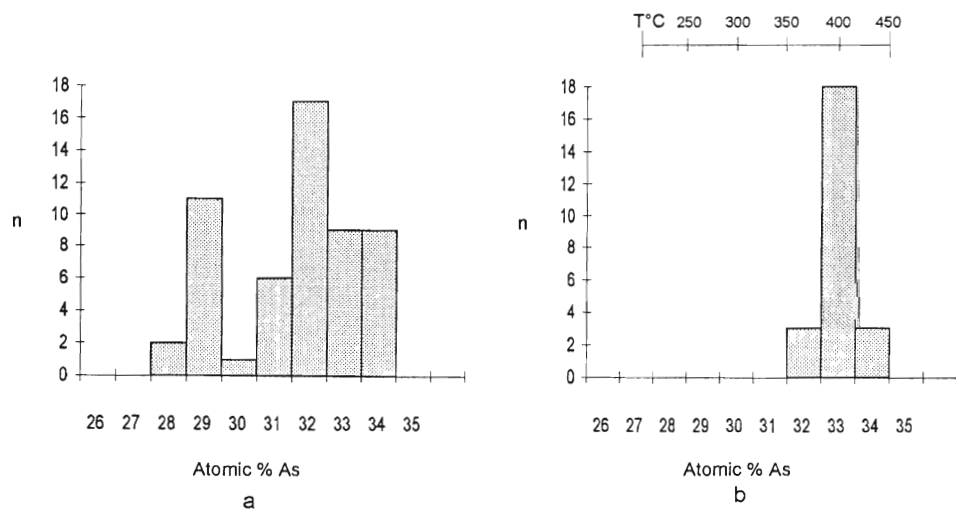
Obr. 5. Chemické zloženie a - arzenopyritu I, b - arzenopyritu II, c - priemerné chemické zloženie arzenopyritu I a II a posun od koexistencie arzenopyritovo-pyritového páru minerálov ku koexistencii arzenopyrit - löllingit. Symbols: 1 - arzenopyrit I, 2 - arzenopyrit II.

Fig. 5. Composition of arsenopyrite I (a), arsenopyrite II (b), c - average composition of arsenopyrite I and II; the trend from coexisting arsenopyrite-pyrite mineral pair to arsenopyrite-löllingite pair is visible. Symbols: 1 - arsenopyrite I, 2 - arsenopyrite II.



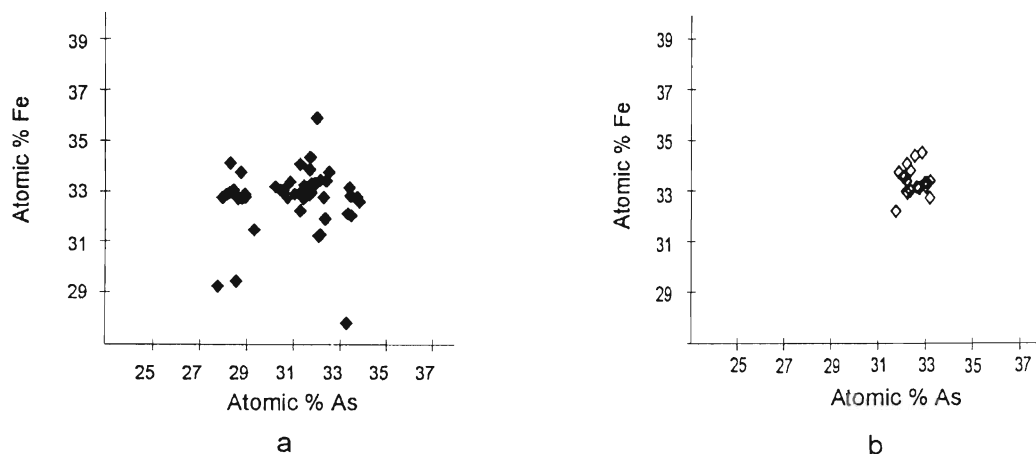
Obr. 6. Histogram distribúcie Fe. a - v arzenopyrite I, b - v arzenopyrite II.

Fig. 6. Histogram of the Fe distribution. a - in arsenopyrite I, b - in arsenopyrite II.



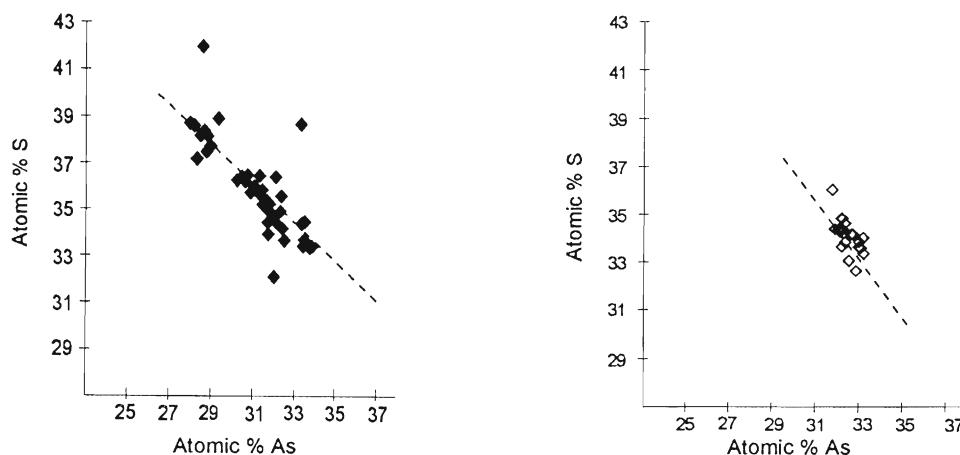
Obr. 7. Histogram distribúcie As. a - v arzenopyrite I, b - v arzenopyrite II.

Fig. 7. Histogram of the As distribution. a - in arsenopyrite I, b - in arsenopyrite II.



Obr. 8. As/S diagram. a - arsenopyrit I, b - arsenopyrit II.

Fig. 8. Plot of the As/S composition. a - arsenopyrite I, b - arsenopyrite II.



Obr. 9. Histogram distribúcie As arsenopyrite II s teplotnou škálou podľa Sundblada et al. (1984).

Fig. 9. Histogram of the As distribution in arsenopyrite II compared with temperature scale of Sundblad et al. (1984).

geotermometer úspešne využiť len arsenopyrit II. Z porovnania obsahu As s teplotnou stupnicou, ktorú vypracoval Sundblad et al. (1984), vychodí teplota kryštalizácie arsenopyritu II 350–450 °C (obr. 6b).

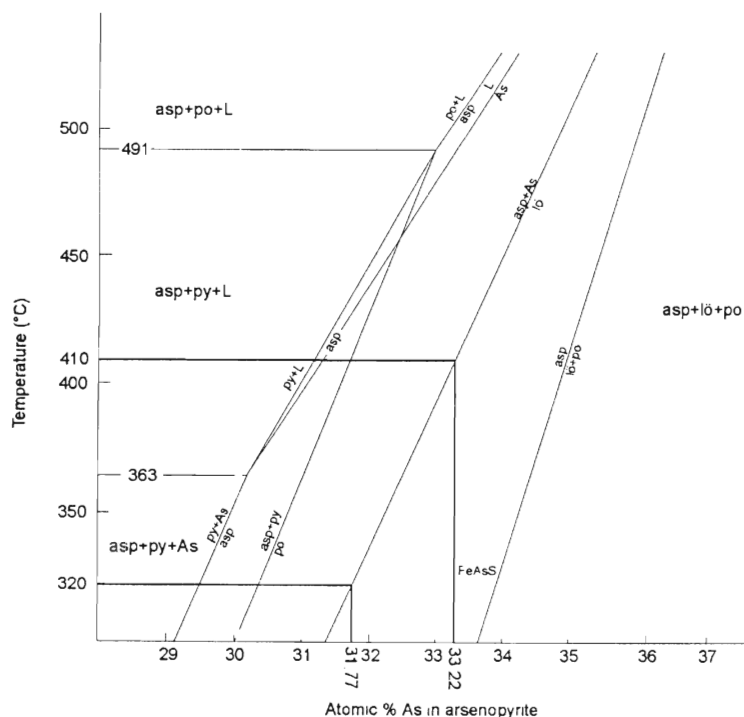
Homogénnejší charakter arsenopyritu II odráža aj pomer As/Fe a As/S (obr. 8 a 9). S rastúcim obsahom As klesá obsah S. Tento trend je osobitne výrazný v arsenopyrite I.

Podľa Kretschmara a Scotta (1976) atómové % As v arsenopyrite II (31,8–33,2) zodpovedá teplote vzniku minerálu pri 320–410 °C (obr. 10). Priemerný obsah As (32,5 atómových %) poukazuje na teplotu kryštalizácie okolo 365 °C.

#### Termokryometria

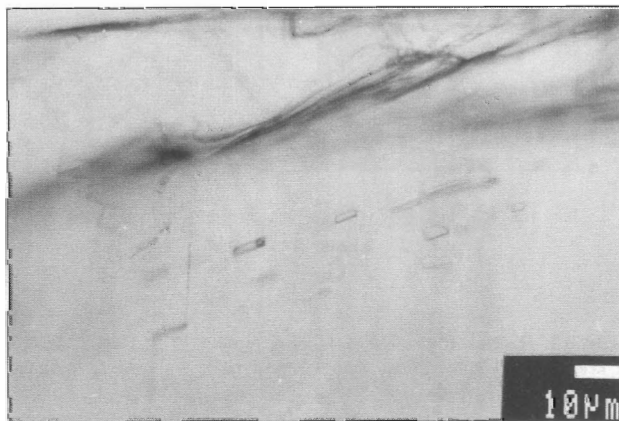
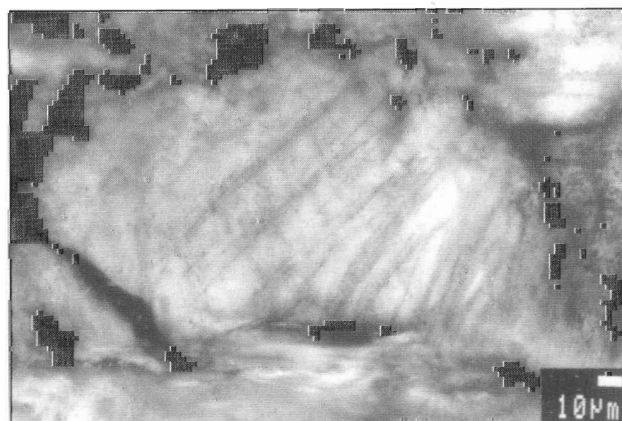
Študovali sa plynno-kvapalnú uzavreniny veľmi malých rozmerov (<10 µm), čo kryometrické merania komplikovalo. Homogenizačnú teplotu bolo možno stanoviť presne. Sledovali sa hlavne uzavreniny oválneho tvaru s celistvými stenami, v ktorých sa rýchlo kmita-

júca bublinka plynu dala dobre pozorovať. Pri kryometrii sa pozorovali prvé príznaky existencie kvapaliny v uzavreninách (predtým podchladených na -100 °C) v teplotnom intervale -55 až -45 °C. Pre malé rozmery uzavrenín sa tento parameter nedal presne určiť. Hodnoty zodpovedajú soľným systémom obsahujúcim dvojmočné kationy Ca a Mg, (Borisenko, 1977). Pretože topiaci sa ľad nebolo možno priamo pozorovať, za teplotu jeho úplného roztopenia možno pokladať teplotu v momente posledného výrazného pohybu plynnej bublinky pri zahrievaní (Roedder, 1984). Opakované merania na tých istých uzavreninách potvrdili dobrú reprodukovateľnosť takto získaných hodnôt. Údaje sa použili na vyjadrenie koncentrácie roztokov v hm. % NaCl ekv. podľa Pottera (1977). Pri meraní teploty homogenizácie sa využili uzavreniny bez stôp dehermetizácie, v ktorých bolo možno dobre pozorovať fáze zmeny. Všetky uzavreniny homogenizovali na kvapalinu. V niektorých uzavreninách sa ojedinele zistili pevné fázy tvorené najpravde-



**Obr. 10.** Obsah As (at %) v arsenopyrite ako funkcia teploty kryštalizácie (podľa Kretschmara a Scotta, 1976). Symboly: asp - arsenopyrit, py - pyrit, lö - löllingit, po - pyrotín.

**Fig. 10.** Atomic % As content in arsenopyrite composition as a function of crystallization temperature (after Kretschmar and Scott, 1976). Symbols: asp - arsenopyrite, py - pyrite, lö - löllingite, po - pyrrhotite.



**Obr. 11.** a - Tlakovu usmernené inklúzie v kremeni parageneticky sprevádzajúcom arsenopyrit I (vzorka: PA-73, štôlna Budúcnosť), b - dvojfázové inklúzie v kremeni parageneticky sprevádzajúcom arsenopyrit II (vzorka RB-205, Antimónová štôlna).

**Fig. 11.** a - Pressure influenced inclusions in quartz, paragenetically associated with arsenopyrite I (sample PA-73, the Budúcnosť adit). b - two-phases containing inclusions in quartz, paragenetically associated with arsenopyrite II (sample RB-205, the Antimónová adit).

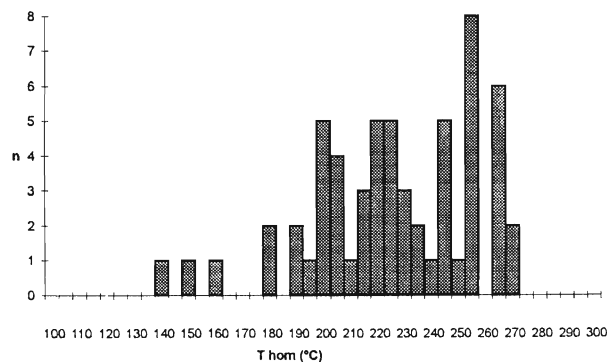
podobnejšie ruďnými minerálmi. Pri postupnom zvyšovaní teploty nastala v časti uzavrenín dekrepitácia ešte pred dosiahnutím homogénneho stavu, ale všeobecne možno konštatovať, že hromadná dekrepitácia uzavrenín vznikla až pri teplote okolo 400 °C.

Mikrotermometrické merania sa vykonali v kremeni z arsenopyritovej mineralizácie oboch generácií.

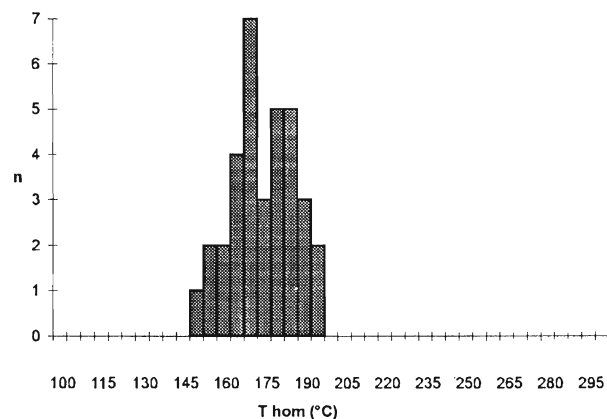
Vo vzorkách kremeňa zo zlatonosnej rudy (v paragenéze s arsenopyritom I) zo štôlny Budúcnosť sa zistili uzavreniny typu kvapalina - plyn, často aj so stopami dehermetizácie. Systémy uzavrenín boli usmernené do paralelných línií (obr. 11a), ktoré svedčia o sekundárnom pôvode inklúzií a o uplatnení sa orientovaného tlaku pri rekryštalizácii kremeňa.

Vo vzorkách sa vykonalo 62 meraní (obr. 11). Teplota homogenizácie sa pohybovala od 140 do 275 °C (v priemere 225 °C; obr. 12a), salinita roztokov dosahovala  $6 \pm 2$  fmol. % NaCl ekv. a teplota topenia eutektika bola -45 až -55 °C. Ak prebieha kryštalizácia v metamorfných podmienkach pri vysokom tlaku, rozdiel medzi teplotou homogenizácie a skutočnou teplotou vzniku uzavrenín môže byť aj niekoľko 100 °C. Na zistenie skutočnej teploty vzniku treba poznať zloženie fluida, teplotu a typ homogenizácie a z týchto hodnôt určiť hustotu fluida (Haas, 1976; Hurai, 1988). Podľa údajov o tlaku zistených nezávislým geobarometrom tak možno na príslušnej izochore (Huraj, 1988) určiť skutočnú teplotu kryštalizácie kremeňa.





a



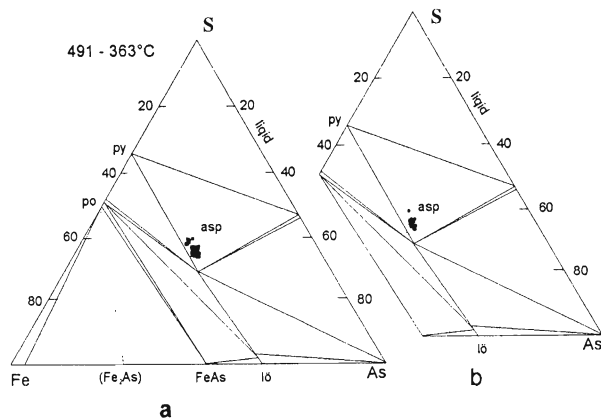
b

**Obr. 12.** Histogramy homogenizačnej teploty ( $T_{\text{hom}}$ ) v inklúziách v kremeň: a - sprevádzajúceho arzenopyritu I, b - sprevádzajúceho arzenopyritu II.

**Fig. 12.** Homogenization temperature ( $T_{\text{hom}}$ ): a - in quartz accompanying arsenopyrite I, b - in quartz associated with arsenopyrite II.

Komplex staropaleozoických kryštalických bridlíc Maľých Karpát, v ktorých vystupuje aj skúmané zrudnenie, spolu s rudnou mineralizáciou postihla regionálno-periplutonická metamorfóza, ktorej výsledkom bola remobilizácia rúd. Dyda (1980, 1981, 1982), Cambel et al. (1981), Korikovskij et al. (1985) a Andráš a Horváth (1985) uvádzajú tlak pri metamorfóze 3-3,5 kbar. Ak sa táto hodnota použije so zistenými údajmi o hustote fluida 0,88 g/cm, podľa izochorických tabuliek Huraia (1988) vychádza najvyššia možná teplota kryštalizácie arzenopyritovej mineralizácie 425-450 °C.

V kremeň zo vzoriek arzenopyritovej rudy druhej generácie z Pyritovej a Antimónovej štôlnie sa zistili uzavreniny (obr. 11b) typu kvapalina - plyn s prevahou kvapalnej fázy. Na vzorke sa vykonalo 34 meraní. V uzavreninách sa ojedinele vyskytovala pevná fáza. Dvojfázové uzavreniny homogenizovali pri teplote 150-200 °C (obr. 12b)



**Obr. 13.** Zobrazenie chemického zloženia arzenopyritu I (a) a arzenopyritu II (b) v Fe - As - S diagrame pri teplotnom rozpätí 491-363 °C (podľa Bartona, 1969).

**Fig. 13.** Chemical composition of arsenopyrite I (a) and arsenopyrite II (b) in the Fe - As - S isothermal system for temperature range 491-363 °C (after Barton, 1969).

na kvapalnú fázu a dekrepitácia väčšiny uzavrenín prebehla pri teplote okolo 400 °C. Salinita roztoku v inklúziách dosahovala  $7 \pm 2$  hmot. % NaCl ekv., teplota topenia eutektika bola nižšia ako -45 °C a hustota homogénneho fluida 0,98-0,93 g/cm<sup>3</sup>.

Po prepočte teploty homogenizácie na maximálne možný tlak pri vzniku paragenetickej asociácie kremeň - arzenopyrit II (3-3,5 kbar) sa získala teplota vzniku kremeňa 350-390 °C.

## Záver

Chemické zloženie arzenopyritu I a II zobrazuje diagram Fe - As - S (obr. 13), ktorý pre teplotné rozmedzie 491-363 °C vypracoval Barton (1969).

Výskum plynno-kvapalných uzavrenín v kremeň ukázal, že zlatonosná arzenopyritovo-pyritová mineralizácia kryštalizovala pri teplote 425-450 °C. Tento údaj sa zhoduje s výsledkami Boirona et al. (1989) a Cathelineau et al. (1988), ktorí uvádzajú, že arzenopyrit chudobný na Au (s obsahom 10-n. 100 ppm Au) zvyčajne kryštalizuje pri teplote 300-500 °C, kým kryštalizačná teplota arzenopyritu bohatého na zlato (s obsahom nad 1000 ppm Au) je  $200 \pm 50$  °C. Plynno-kvapalných uzavrenín v kremeň sa vyznačujú roztokmi s nízkou salinitou  $6 \pm 2$  hmot. % NaCl ekv.

Podľa Kretschmarovho a Scottovho (1976) arzenopyritového geotermometra vykazuje mladší arzenopyrit II teplotu kryštalizácie 320-410 °C (v priemere 365 °C). Z porovnania obsahu As s teplotnou stupnicou, ktorú vypracoval Sundblad et al. (1984), vychodí teplotné rozpätie 350-450 °C. Teplota kryštalizácie kremeňa vypočítaná (podľa Huraia, 1988) z homogenizačnej teploty inklúzií pri najvyššom možnom tlaku vzniku študovanej mineralizácie (Dyda, 1980, 1982; Cambel et al., 1981; Korikovskij et al., 1985) je o niečo nižšia, a to 350-390 °C.

Práca vznikla vďaka podpore grantovej agentúry VEGA v rámci grantu č. 2/5158/98.

**Podakovanie.** Ďakujeme Dr. Ericovi Marcouxovi za sprostredkovanie analytických meraní na BRGM v Orléans, Dr. A. M. Fouillacovi za analýzy izotopov S, Dr. Františkovi Čaňovi a Dr. Gézovi Nagyovi, CSc., za rtg. mikroanalýzy sulfidických minerálov a pani Nataši Halašovej za pomoc pri technických prácach.

Profesorovi Bohuslavovi Cambelovi ďakujeme za vzorkový materiál a Dr. Milanovi Háberovi, CSc., za cenné rady a pripomienky.

## Literatúra

- András, P. & Horváth, I., 1985: Thermoanalytical study of the metamorphism grade in Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 36, 1, 75–84.
- András, P., Čaňo, F., Nagy, G. & Ďurža, O., 1988a: Gold-bearing arsenopyrite of the Pezinok antimonite deposit. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 1, 87–98.
- András, P., Čaňo, F. & Nagy, G., 1988b: K charakteristike zlatonosného pyritu na ložisku Pezinok - Kolársky vrch, Vinohrady. *Mineralia Slov.*, 20, 5, 463–471.
- Barton, P. B., 1969: Thermochemical study of the system Fe - As - S. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 33, 841–857.
- Barton, P. B., 1970: Sulphide petrology. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper* 3, 187–198.
- Barton, P. B. & Skinner, B. J., 1979: Sulphide mineral stabilities. In: H. L. Barnes (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, New York, 278–403.
- Boiron, M. Ch., Cathelineau, M. & Trescases, J. J., 1989: Conditions of gold-bearing arsenopyrite crystallization in the Villeranges basin, Marche-Combrailles shear zone, France: A mineralogical and fluid inclusion study. *Econ. Geol.*, 84, 1340–1362.
- Borisenko, A. S., 1977: Izučenie solevogo sostava rastvorov gazovozhdkich vključenij v mineralach metodom kriometrii. *Geol. i Geofiz.*, 8, 16–27.
- Cambel, B., 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochemia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geogr., 3, 338.
- Cambel, B., Dyda, M. & Spišiak, J., 1981: Thermodynamic measurements of minerals in metamorphites in the area of crystalline of Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 6, 745–760.
- Cambel, B. & Khun, M., 1983: Geochemical characteristic of black shales from the ore-bearing complex of strata of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 3, 255–382.
- Cathelineau, M., Boiron, M. Ch., Holliger, P., Marion, P. & Denis, M., 1988: Gold in arsenopyrites. Crystal Chemistry, Location and state, physical and chemical conditions of deposition. The geology of gold deposits: The perspective in 1988. *Econ. Geol. Monograph.*, 6, 328–341.
- Clark, L. A., 1960: The Fe - As - S system phase relations and applications. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.)*, 55, 1345 - 1381, 1631–1652.
- Dyda, M., 1980: Metamorphic Grade and Packing Index in Garnets. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 3, 359–374.
- Dyda, M., 1981: Metamorphic grade and packing index of coexisting biotites and garnets from the Malé Karpaty Mts. metapelite rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 2, 269–286.
- Dyda, M., 1982: Koexistencia granátu a biotitu v malokarpatských metapelitech. In: *Zbor. Metamorfnné procesy v Západných Karpatoch. GÜDŠ Bratislava*, 69–73.
- Either, V. G., Campbell, F. A., Both, R. A. & Krouse, H. R., 1976: Geological setting of the Sullivan ore body and estimates of temperature and pressure of metamorphism. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.)*, 71, 1570–1588.
- Haas, J. L., 1976: Physical properties of the coexisting phases and the thermochemical properties of the H<sub>2</sub>O component in boiling NaCl solution. *US Geol. Surv. Bull.*, 1421 - A, 73.
- Hurai, V., 1988: P-V-T-X tables of water and x-25 weight percent NaCl-H<sub>2</sub>O solutions to 500 °C and 5000 x 10<sup>5</sup> Pa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 44.
- Chovan, M., Rojkovič, I., Andráš, P. & Hanas, P., 1992: Ore mineralization of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Carpath.*, 5, 43, 275–286.
- Kantor, J., 1974: Sulphur isotopes of the stratiform pyrite deposit Turecký vrch and stibnite deposit Pezinok, in the Malé Karpaty Mts. crystalline. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 25, 311–334.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Boronichin, V. A., Putiš, M. & Mikláš, J., 1985: Fazovye ravnovesija i geotermometrija metapelitevych rogovikov vokrug modranskogo granitnogo massiva (Malé Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 36, 1, 51–74.
- Kretschmar, U., 1973: Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Toronto., In: *Kretschmar, U. & Scott, S. D. (Eds.) 1976: Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Canad. Mineralogist*, 14, 364–368.
- Mrákava, F., 1977: Popis ložiska Sb Pezinok - Čajla. *Rukopis*.
- Ontojev, D. O., 1984: Minerálne asociácie struktúry i textúry rudoobrazovania. *Nauka (Moskva)*, 199.
- Polák, S. & Rak, D., 1980: Prognóza problematika antimónového zrudnenia v Malých Karpatoch. In: *Antimónové rudy Československa. GÜDŠ, Bratislava*, 69–87.
- Potter, R. W., 1977: Pressure corrections for fluid-inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H<sub>2</sub>O. *J. Res. USGS* 5, 603 - 607.
- Radvanec, M. & Bartálský, B., 1988: Vplyv metamorfózy na systém Fe - Zn - As - S v stratiformnej sulfidickej mineralizácii staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia Slov.*, 20, 307–322.
- Roedder, E., 1984: Fluid inclusions. *Mineral. Soc. Amer. Rev.*, Min. 12, 644.
- Sachan, H. K. & Chovan, M., 1991: Thermometry of arsenopyrite-pyrite mineralization in the Dúbrava antimony deposit (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 42, 5, 265–269.
- Scratch, R. B., Watson, G. P., Kerrich, R. & Hutchinson, R. W., 1984: Fracture controlled antimony-quartz mineralization. Lake George Deposit, New Brunswick. Mineralogy, geochemistry, alteration and hydrothermal regimes. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.)* 79, 1159–1186.
- Sundblad, K., Zachrisson, E., Smers, S. H., Berglund, S. & Alinder, C., 1984: Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfides ores in the Swedish Caledonides. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.)* 79, 1660–1668.

## Application of arsenopyrite geothermometer from Pezinok deposit (Western Carpathians, Slovakia)

Pezinok is the most important Sb-Au deposit of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians, Slovakia). It lies between Bratislava and Modra Variscan granitoid bodies and spatially is related to metamorphic rocks of volcano-sedimentary Lower Paleozoic formation of Pernek Sequence intersected by small granodiorite intrusion.

The following types of ore mineralization have been identified in the Pezinok deposit district:

1. Metamorphosed, primarily exhalation-sedimentary pyrite mineralization of Devonian age.

2. Hydrothermal Sb-Au Variscan epigenetic mineralization, associated to a fault zone of petrologically variable black schists and phyllites.

3. Gold placers.

Two arsenopyrite containing mineralization assemblages of different hydrothermal stages were investigated.

Arsenopyrite can be presumed to be in equilibrium with other simultaneously deposited minerals (pyrite and löllingite), surface equilibrium among the minerals being readily achieved through the fluid phase.

Because of inhomogeneous composition of arsenopyrite I (Tab. 1, Figs. 6a, 7a, 8a and 9a) it is not suitable as a precise geothermometer. Besides further fluid inclusions in quartz accompanying arsenopyrite I are very small ( $<10\text{ }\mu\text{m}$ ). Salinity of the aqueous solutions is low:  $6 \pm 2\text{ wt. \% NaCl equiv.}$  and the density of fluids was  $0.88\text{ g/cm}^3$ . Paleothermometry gives homogenization temperatures in average about  $225^\circ\text{C}$  (Fig. 12a). Crystallization temperatures calculated according to Hurai (1988) are  $425\text{--}450^\circ\text{C}$ .

Chemical composition of arsenopyrite II is presented on Tab. 2. Arsenopyrite II geothermometer sensu Kretschmar and Scott (1976) gives temperatures 320–410 °C (Fig. 10). Values after Sundblad et al. (1984) show wider temperature range: from 350 to 450 °C (Fig. 7b). The salinity of the aqueous fluids is 7±2 wt. % NaCl equiv. The temperature of the eutectic point was lower than -45 °C and the fluid density ranges from 0.98 to 0.93 g/cm<sup>3</sup>. Paleothermometry data of fluid inclusion study (homogenization temperatures) in quartz from paragenetical association with arsenopyrite II (Fig. 12b) were calculated after Hurai (1988) for regional metamorphism pressure 3–3.5 kbar defined by Dyda (1980, 1981, 1982), Cambel et al. (1981), Korikovskij et al. (1985) and Andráš and Horváth (1985). These results show lower crystallization temperatures: 350–390 °C.

## Middle Jurassic crinoidal shoal complex at Hatné - Hrádok locality (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt, western Slovakia)

ROMAN AUBRECHT and MILAN SÝKORA

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

(Doručené 28. 11. 1997)

### Abstract

Middle Jurassic crinoidal limestones (Krupianka Fm.) at Hrádok locality near Hatné village display many sedimentary features which are not common in this formation. They reflect a very shallow-water depositional environment. Cross-bedding, good sorting, winnowing of micrite, abrasion of crinoidal ossicles and rip-up bottom-derived clasts document sedimentation above the wave-base. Presence of the euhedral authigenic quartz overgrowths on detrital grains may represent part of a silcrete sequence developed during temporary emergence of the shoal complex.

**Key words:** Middle Jurassic, Western Carpathians, Pieniny Klippen Belt, crinoidal limestones, silcretes

### Introduction

The locality Hrádok at Hatné village belongs most likely to the Czorsztyn Unit of the Pieniny Klippen Belt (with only one formation preserved). It represents the klippe of red crinoidal limestones of the Bathonian age (Krupianka Formation) transiting, in the uppermost preserved part, to the red nodular limestone (Czorsztyn Limestone). It is cut by Marikovský potok creek into two parts. The examined part of the klippe is a quarry (Pl. I, Fig. 1) occurring directly at the road connecting Udiča and Horná Mariková villages, near the cemetery of the Hatné village (Fig. 1). The locality has been mentioned by Pevný (1969) who treated in detail its brachiopod fauna. He introduced the list of following Bathonian brachiopods from this locality: *Lobidothyris perovalis* (SOW.), *Gnathorhynchia trigona* (QUENST.), "*Rhynchonella*" *balinensis* (SUESS) and *Aulacothyris concava* (PARONA). Later this locality was mentioned by Salaj (1994) as an occurrence of the thickest preserved red crinoidal limestone formation in his examined area.

The crinoidal limestones forming the klippe display sedimentary features which are not typical for the sediments known from the Czorsztyn Unit. Their sedimentary area appear to be shallower and more dynamic than at the other localities of this formation. That was the reason we were attracted by this locality.

### Microfacial and sedimentological description of the profile

*Crinoidal limestones* (*Smolegowa* and *Krupianka Formations*) occupy the main portion of the quarry (Fig. 2). They are thick bedded, with frequent cross-beddings, a feature which is present in this formation very rarely. Cross-bedding in the lower part of the profile tends from left to right side of the quarry (Pl. I, Figs. 2 and 5), while in the upper parts an opposite direction appears (Pl. I, Figs. 3 and 4), with some beds containing both directions. Exact orientation measurements were not carried out in this stage of research for the preservation of cross-bedding is poor and the results would be useless without paleomagnetism (all the klippen in the Pieniny Klippen Belt were rotated along various axes). The individual beds are not always continuous; some of them wedge out as observed in the quarry wall (Pl. II, Fig. 1).

The highest part of the Krupianka Formation is represented by red bedded (with beds about 10-20 cm thick) crinoidal limestones with undulated bedding planes (Pl. II, Figs. 2 and 3). Colour of the limestones depends on their character, i.e. the cross-bedded strata are of light grey, white to yellowish colour, while the structureless or parallel-bedded ones are red. They contain rich siliciclastic and dolomitic admixture of sand to small pebble size (up to 1 cm, Pl. II, Fig. 4); some beds have intraclasts derived

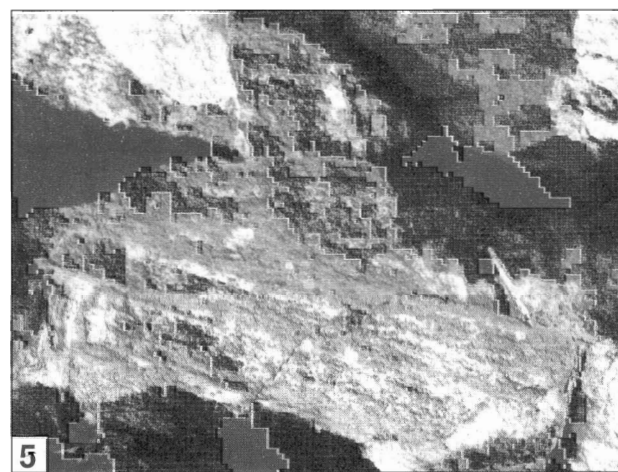
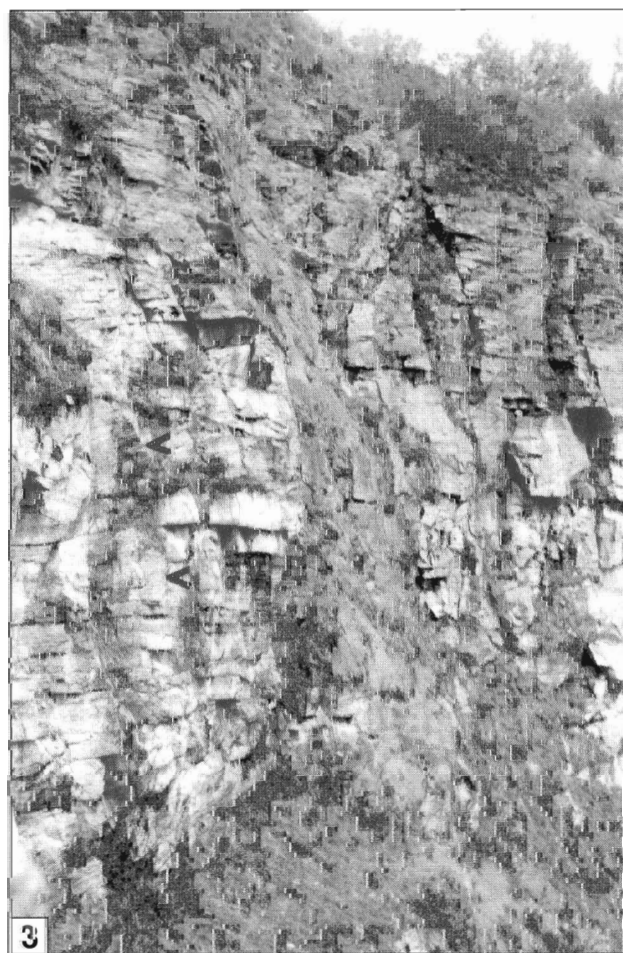
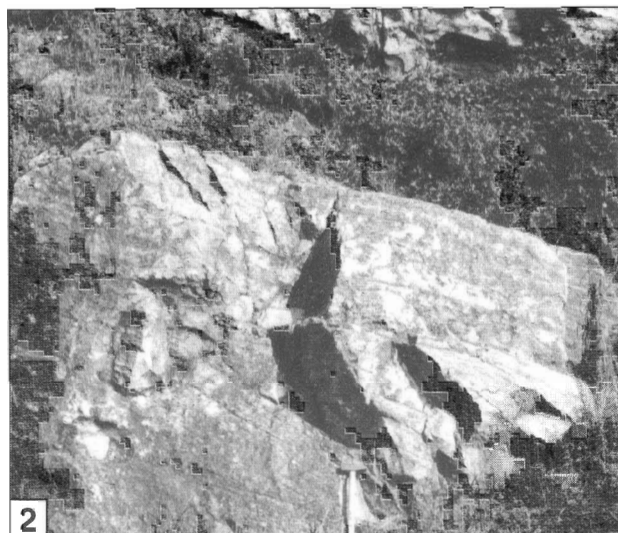
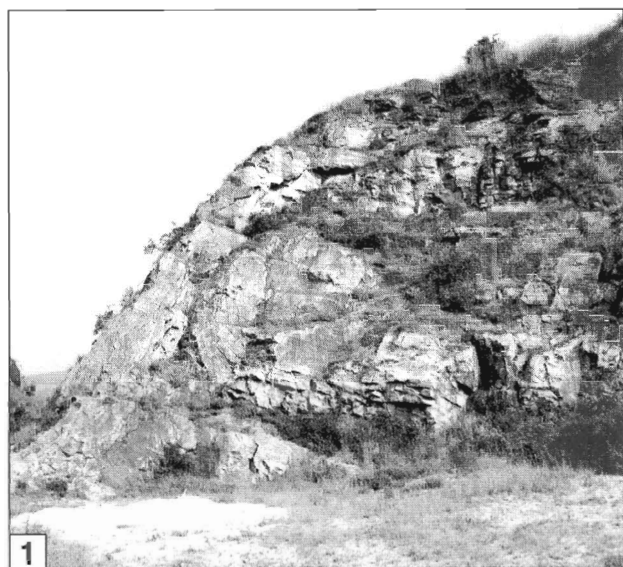


Fig. 1. 1 - View on the left part of the quarry near Hatné. 2 - Cross-bedding at the bottom of the quarry, oriented rightwards. Hammer for scale (centre bottom). 3 - View on the upper part of the quarry wall. Arrows indicate the beds with leftward dipping cross-bedding. 4 - Leftwards oriented cross-bedding in two beds from the upper part of the quarry. 5 - Rightwards dipping cross-bedding in the upper part of the quarry (pencil for scale).



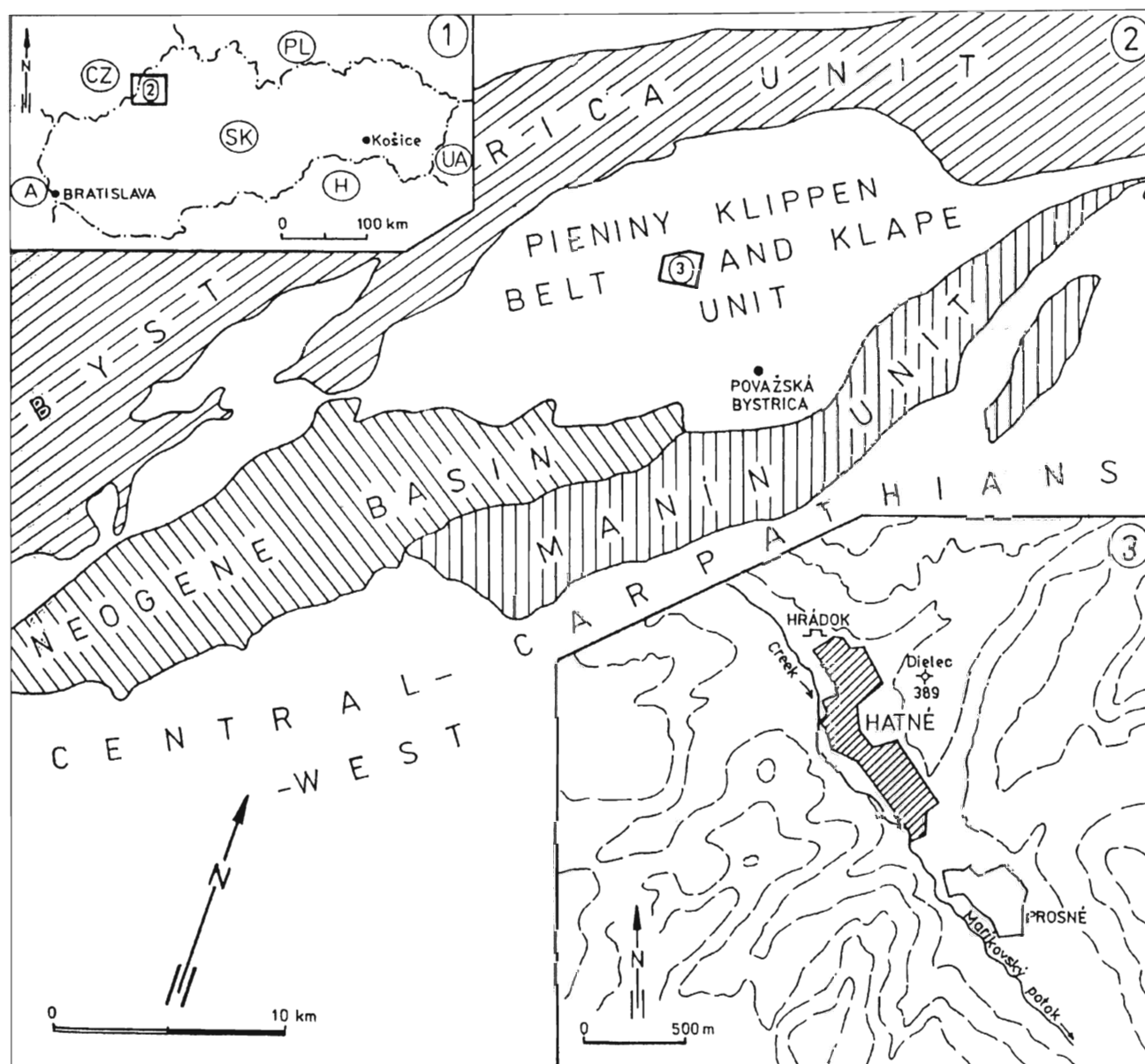


Fig.1. Position of the examined locality.

from the underlying layers, concentrated at the bottom.

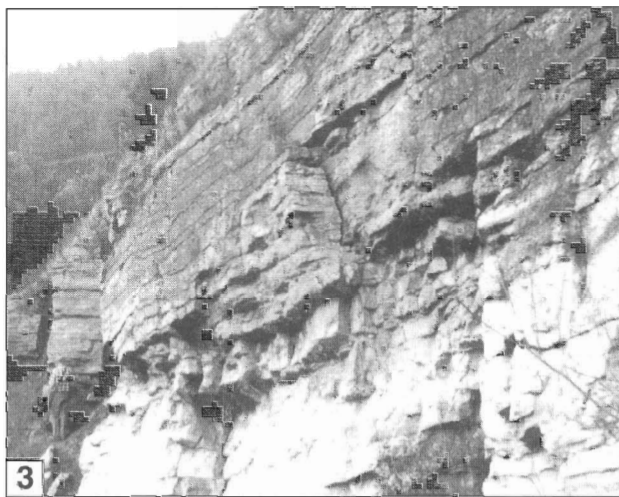
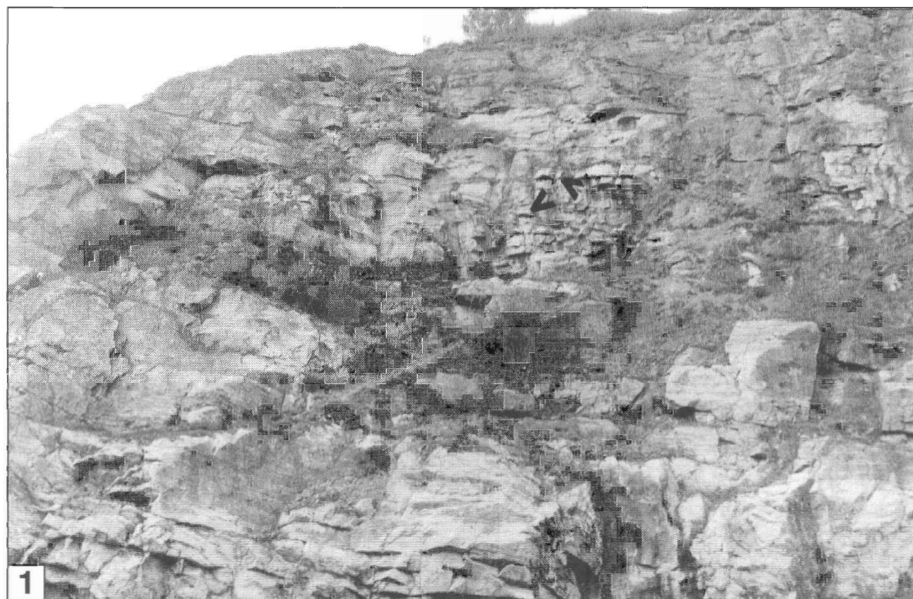
In the upper left part of the quarry, a steep onlap of the white crinoidal limestone onto the red one, is observable (Pl. III, Fig. 3). The contact is stair-shaped which can be related to syndimentary tectonics. The white crinoidal limestone contains also up to 5 cm clasts derived from the red crinoidal limestone, close to this contact.

These features reflect clearly a dynamic water environment; the sediments were most likely deposited above the wave base. The higher part of the formation displays gradual deepening of the sedimentary area and cessation of the wave activity.

Microfacial analysis displays also a large difference between the white (cross-bedded) and red (parallel-bedded) crinoidal limestones. The first one represents crinoidal biosparite (grainstone, Pl. III, Fig. 1) while the latter is bio-

micrite (Pl. III, Fig. 2) with more diversified skeletal composition. Already Folk (1962) and Dunham (1962) mentioned an indirect dependence between presence of micrite and dynamics of the sedimentary environment. This fact was also evident during study at the Mestečská skála locality (Aubrecht, 1992). However, the sparite formation took place not always due to micrite winnowing but also some instances of micrite replacement by syntaxial rims on crinoid ossicles were enregistered. In such cases, the micrite is enclosed in a very narrow space among the syntaxial rims which excludes later emplacement of micrite.

However, biota and clastic contents in both kinds of limestones are identical, though in somewhat different ratios (the red limestones have more diversified skeletal composition). The main portion of sediment consists of crinoid os-



Pl. II. 1 - View on the quarry wall exhibiting a wedging out of some beds (follow the convergent bedding planes indicated by arrows), 2 - Oblique view to the top part of the klippe (other side behind the quarry) formed by red bedded crinoidal limestones with undulated bedding planes, 3 - The same as Fig. 2. Opposite view (person for scale), 4 - Bedding plane of the crinoidal limestone, covered by small quartz pebbles (a grass leaf in lower left corner is about 15 cm long).

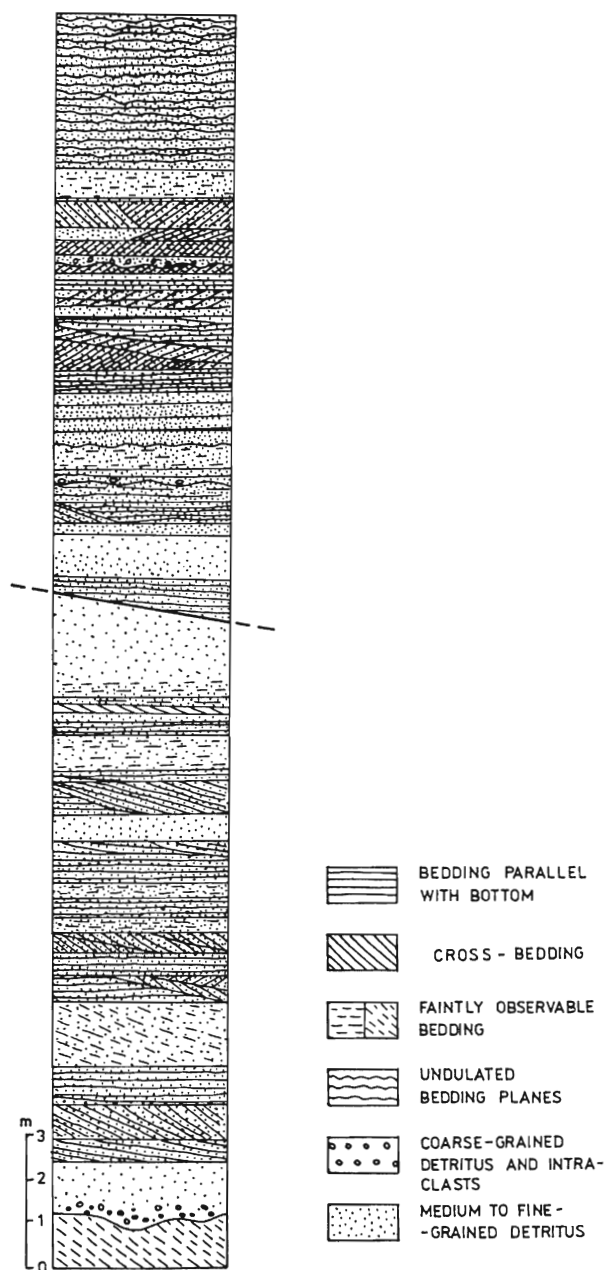


Fig. 2. Lithological and sedimentological profile through the middle part of the quarry wall.

sicles. Preservation of the crinoid skeletons is very poor; their stems were disintegrated completely (exceptionally some pluricolumnals even with attached crura have been found), with individual ossicles frequently broken. This indicates Z4 zone of deposition of Gluchowski (1987) i.e. the near-shore shallow water environment which is consistent with other sedimentological observations. Crinoidal detritus is usually full of small inclusions (even of cloudy appearance), but the syntaxial rims are clear.

Except crinoidal ossicles, also bryozoan fragments, echinoid spines, bivalvian and brachiopod shells are ubiquitous; gastropod shells and serpulid tubes are rare. In

one instance, a poorly preserved fragment of coral or calcareous sponge was found. An absence of foraminifers in the sediment is striking. The sediment was strongly affected by compaction, as indicated by frequent pressure-solution features among the skeletal detritus up to the formation of frequent stylolites. They represent the latest diagenetic stage as they cut fully developed syntaxial rims on the echinoderm particles (Pl. III, Fig. 1).

Yellowish dolomitic and/or dedolomitized clasts are frequent in the sediment. They are either micritic of crystalline. In case of dedolomitization the crystals are often oriented inward the clast, indicating the dedolomitization after redeposition. They sometimes possess Liesegang's stripes indicating their weathering on land. Around the dolomitic clasts, thin limonitic films developed frequently, related to iron expulsion during dedolomitization. The only rare faunal relics in dolomitic clasts were thin ostracod shells.

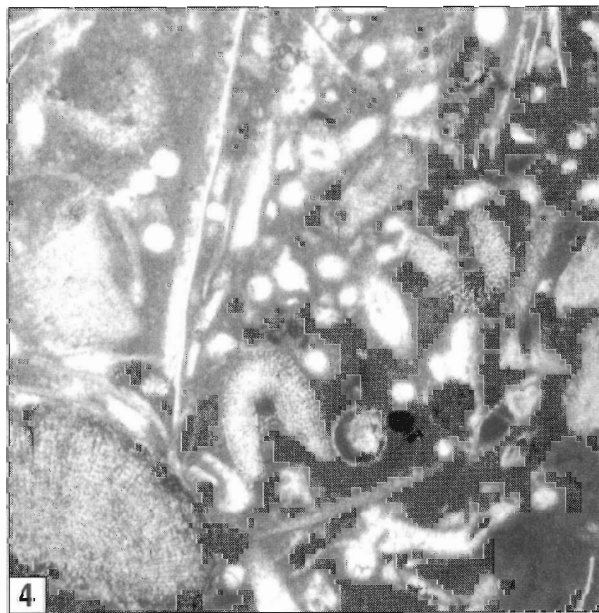
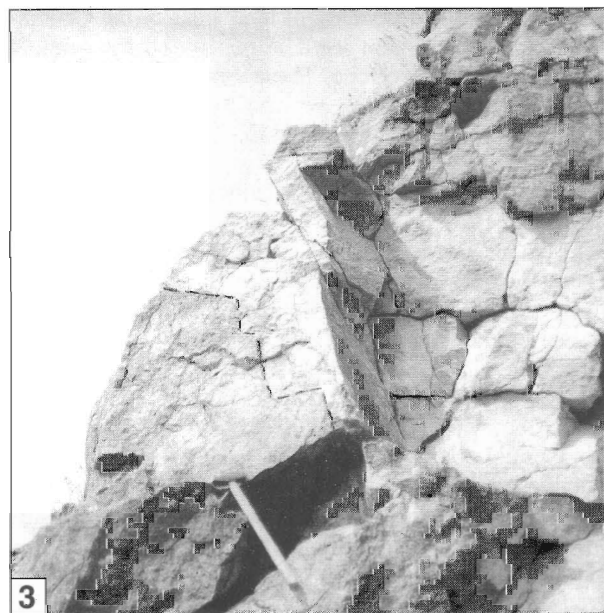
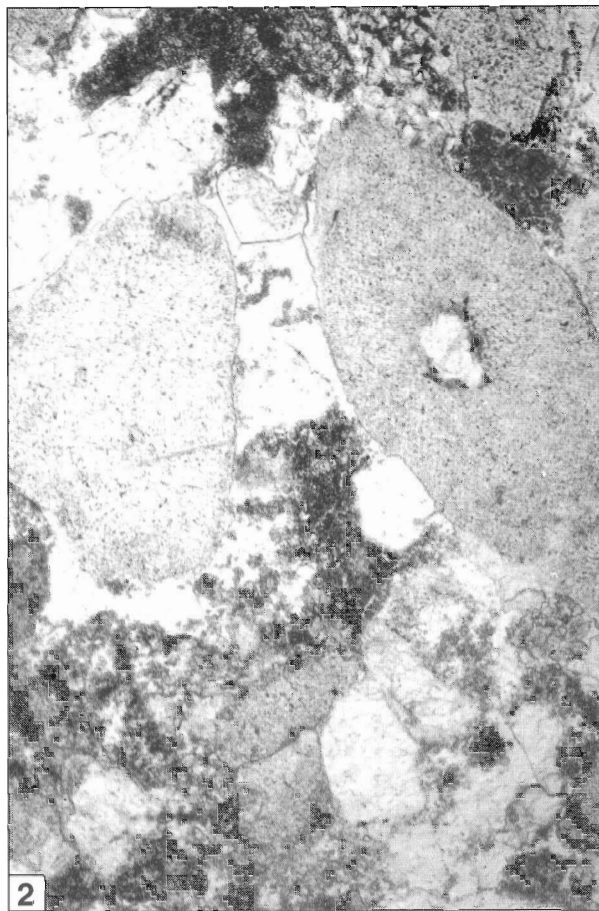
Many interesting data have been obtained about the siliciclastic admixture, hence we dedicate it a separate chapter.

*Red partly nodular limestone (base of the Czorsztyn Formation)* is preserved only at top of the right part of the quarry, which is relatively thrown down along a small normal fault. It is represented by wackestone to packstone (locally grainstone), with calcified sponge spicules and crinoidal ossicles being the dominant skeletal components (Pl. III, Fig. 4). Bivalve and brachiopod shells, together with gastropods, juvenile ammonoids, echinoid spines and bryozoan fragments form smaller portion of the skeletal detritus. However, the diversity of skeletal components is remarkably higher than in the underlying crinoidal shoal complex. The dominance of micrite, together with absence of the siliciclastic admixture indicate deepening of the sedimentary area and flooding of land areas of the Czorsztyn Swell. The sediment itself is penetrated by veinlets filled by clear blocky calcite. These veinlets are, however, cut by numerous stylolites, which then appear to be the latest diagenetical phenomenon in the limestone.

### Siliciclastic admixture in the crinoidal limestones

Sandy admixture and small pebbles are ubiquitous at the Hatné locality. Most of sand consists of quartz grains, with rare feldspars, zircons and rutile grains recorded in thin sections (for detail analysis of heavy minerals see Aubrecht, 1993).

Most of the quartz grains possess undulatory extinction; they are frequently polycrystalline with sutured margins of the individual crystals. This led us to detail evaluation of the quartz types according to Young (1976). He distinguished 6 types of quartz deformation with approximate interpretation of the deformation conditions. They are as follows: 1. nonundulose monocrystalline quartz, 2. undulose quartz, 3. polygonized quartz, 4. elongated original quartz crystals with sutured margins, 5. polycrystalline quartz with various content of newly formed grains, 6. polygonal crystals with nonsutured boundaries. These types form a continuous deformation and recrystallization cycle with each type representing one deformation stage; the transition between the types 6 and 1 represents melting and for-



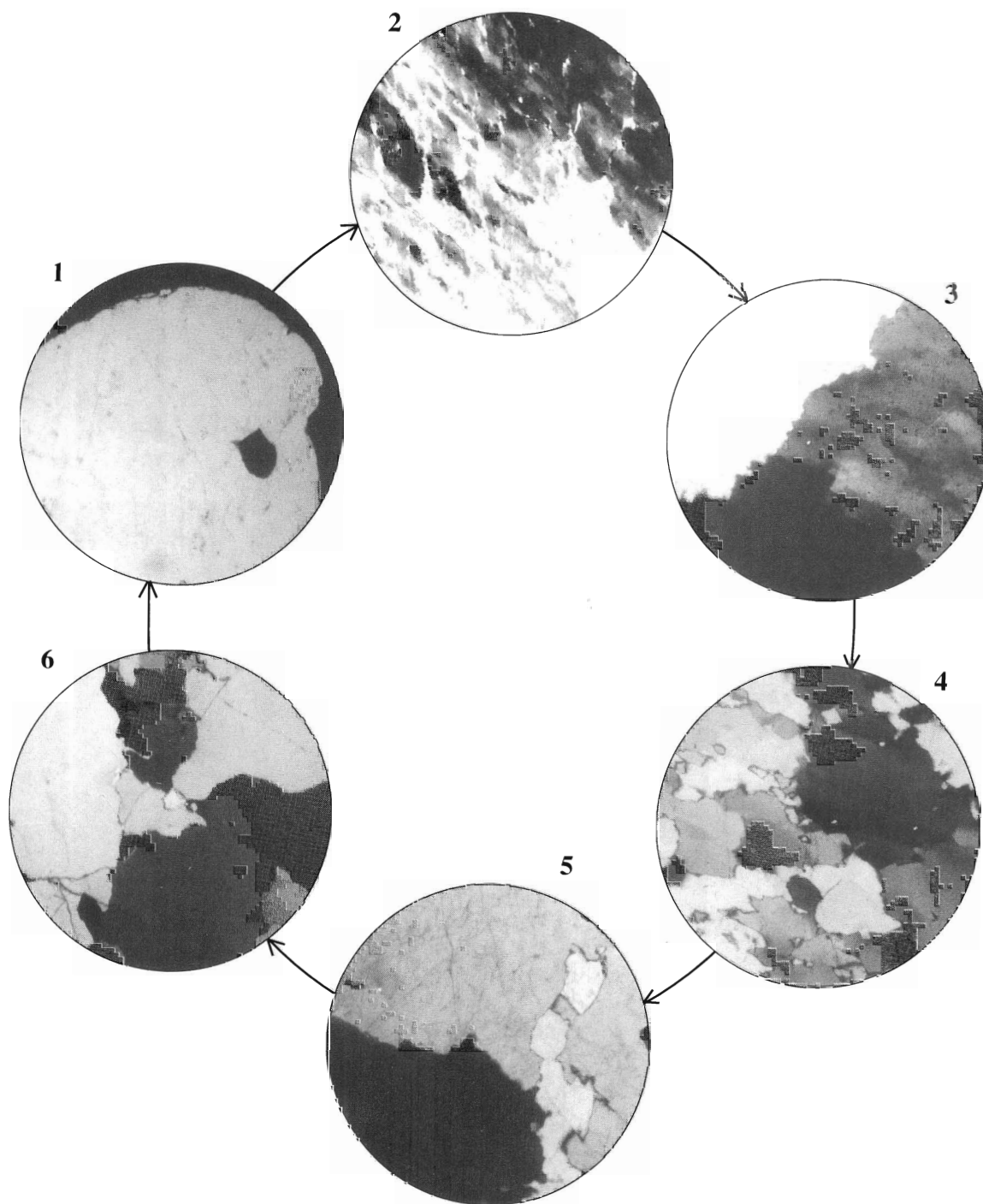
**Pl. III.** 1 - Sandy crinoidal biosparite with perfectly washed-out lime mud. Sample comes from a cross-bedded layer. Macroscopically it represents a white crinoidal limestone. Note the microstylolites cutting also the syntaxial rims on the crinoidal ossicles. Magn. 33x, thin-section No. 21 358, 2 - Thin section of the crinoidal limestone with imperfectly washed-out lime mud. Sample comes from a structureless to parallel-bedded layer, macroscopically representing red crinoidal limestone. Magn. 45x, thin-section No. 21 357, 3 - Steep onlap of the white crinoidal limestone onto the red crinoidal limestone in upper left part of the quarry. A stair-shaped contact indicates synsedimentary tectonic activity, 4 - Wackestone to packstone with crinoidal ossicles and calcified sponge spicules and radiolarians. Transition to the Czorsztyn Nodular Limestone. Magn. 30x, thin section No. 24 244.



ming of a new magmatic rock (Fig. 3). Similar observations have been achieved already by Blatt (1967) who distinguished detrital quartz types coming from magmatic and metamorphic rocks, according to their structure.

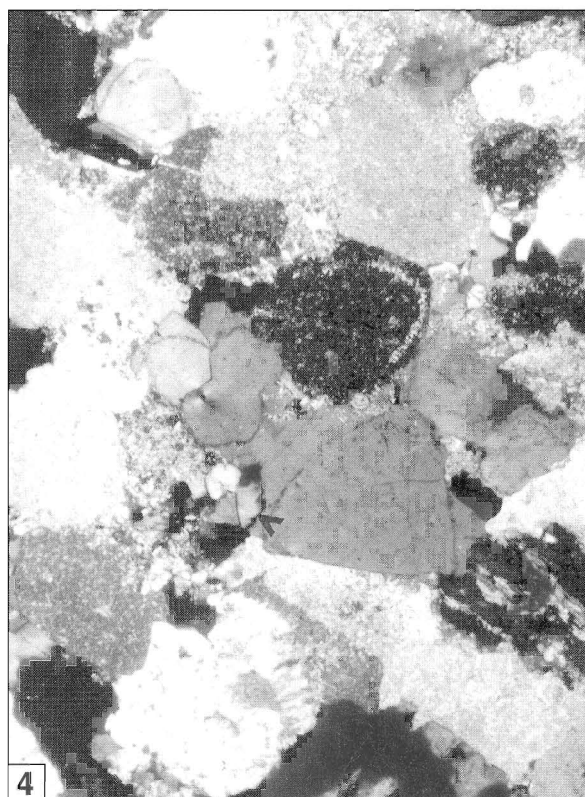
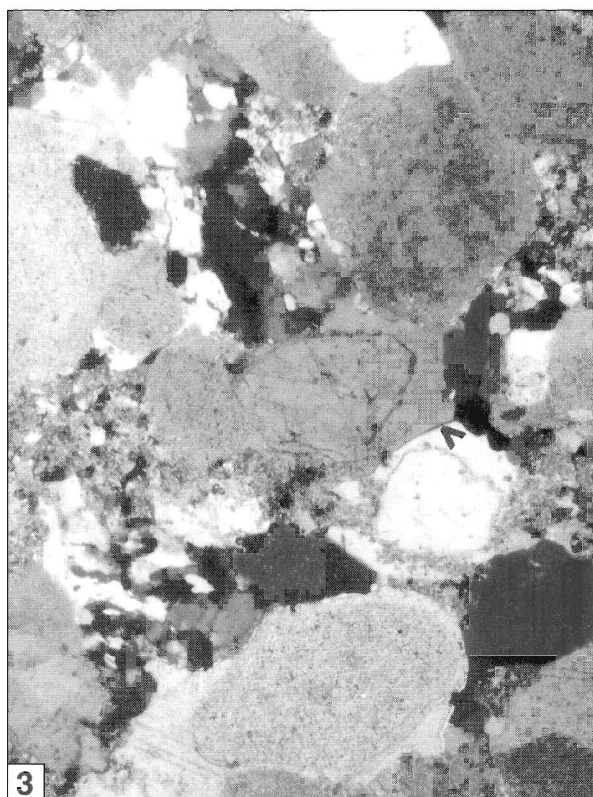
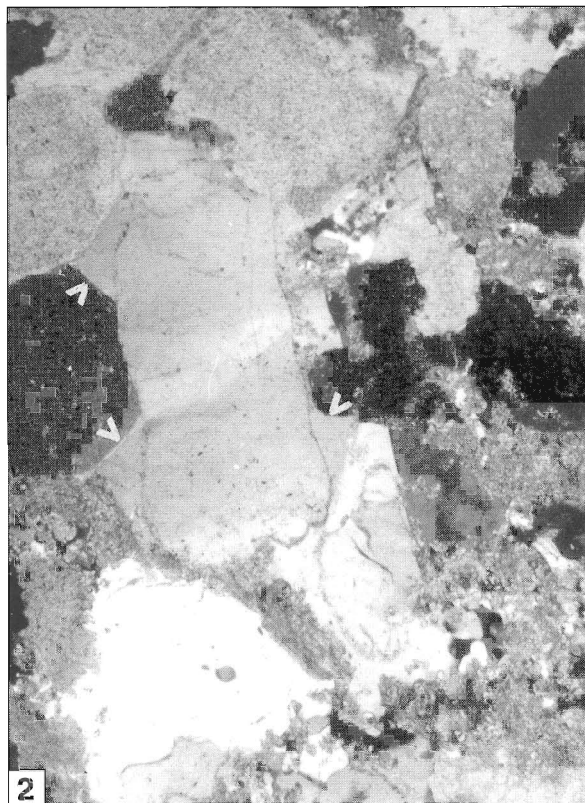
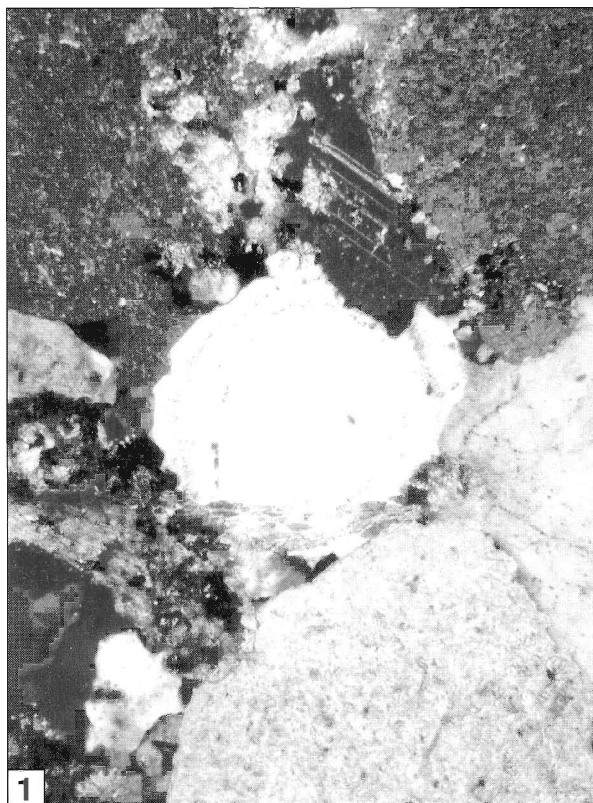
The ratios of individual quartz types, complemented with results from other localities of the Czorsztyn and

Pruské units (Milpoš, Vršatec, Beňatina, Horné Sŕnie - Samášky and Bolešovská dolina), were plotted to special diagrams for comparison (Fig. 4). These samples are representative for detrital quartz coming from the Czorsztyn Ridge. From six examined samples, four localities have unimodal ratio of the types, the Vršatec locality has bi-



**Fig. 3.** Deformation and recrystallization cycle observable in quartz grains (after Young, 1976). Explanations to the individual quartz types: 1 - nonundulose monocrystalline quartz, 2 - undulose quartz, 3 - polygonized quartz, 4 - elongated original quartz crystals with sutured margins, 5 - polycrystalline quartz with various content of newly formed grains, 6 - polygonal crystals with nonsutured boundaries.





**Pl. IV.** 1 - Detrital quartz grain (white) in crinoidal limestone, overgrown by early syntaxial authigenous rim. Individual zones are indicated by strings of inclusions. Crossed polars (whole plate). Magn. 86x, thin section No. 21 357 (whole plate). 2 - Authigenous rim on the detrital quartz core copying the surrounding clasts (arrows), which documents its early post-depositional origin. Magn. 45x. 3 - Two close detrital quartz grains with syntaxial rims forming a compromise boundary between them (arrow). Magn. 45x. 4 - Remnant of chalcedony (arrow) within an authigenous syntaxial overgrowth. It indicates its possible origin via formation of silcrete. Magn. 45x.

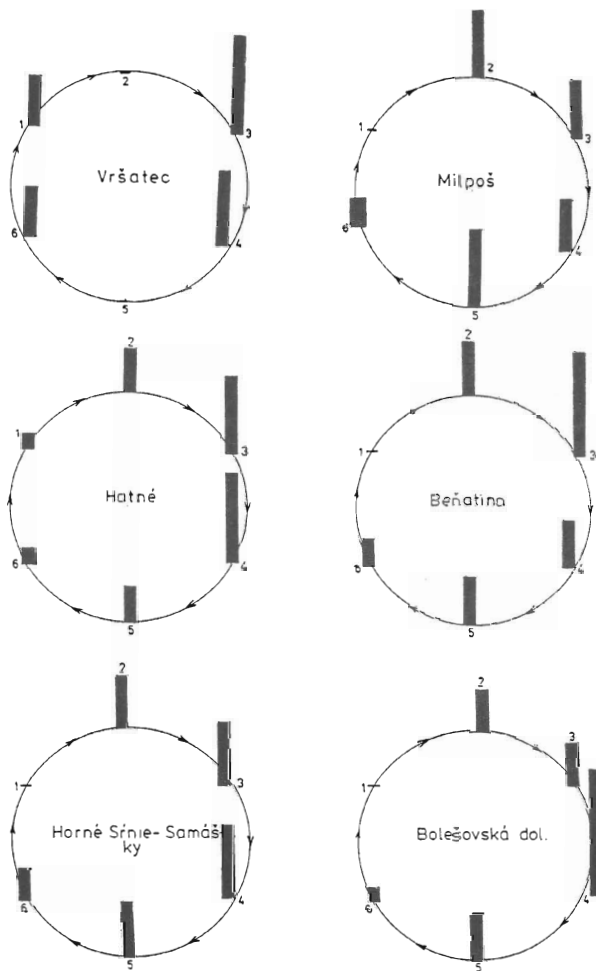


Fig. 4. Percentages (see size of the columns) of the individual types of detrital quartz (see numbers) estimated for selected localities of the Czorsztyn Unit.

modal ratio and the Milpoš locality relatively equal content of most of the types. The first four mentioned samples have their maxima at type No. 4; Beňatina locality is dominated by type No. 3. These types represent an assemblage of detritus of "unstable" quartz, strongly affected by deformation, but still without extensive formation of new crystals. It is typical for low-grade to moderately metamorphosed rocks (Young, 1976; Fig. 3). Vršatec locality also displays high content of No. 3 and 4 types of quartz and, on the other hand, a high content of No. 1 and 6 quartz types, coming most probably from nondeformed magmatic rocks.

Most of quartz grains in the carbonate sediments display signs of corrosion which are typical for alkaline environment inside limestone. However, at the very top of a bed about 4 m above the bottom of the profile (parallel bedded red crinoidal limestone), the quartz grains possess syntaxial authigenic quartz overgrowths. They cut neither the surrounding crinoidal ossicles nor their syntaxial rims. Instead, they use to copy the original shape of surrounding grains and fill the pores (Pl. IV, Figs. 1 and 2), hence they represent a relatively early

diagenetic phase. These overgrowths often exhibit undulatory extinction in continuation to the detrital core. The undulosity was either caused by effect of pressure in the sediment after formation of the authigenic overgrowths (see the late compactional features mentioned before) or it originated by strict copying of the detrital crystal structure during growth. In some instances of close opposite growing of the rims, straight compromise boundaries were formed between them (Pl. IV, Fig. 3). The first variant seems more probable. In some cases, the remnants of microquartz (chalcedony) was found, connected with authigenic rim (Pl. IV, Fig. 4). It is clear that the overgrowths were not formed in late diagenetic phases under burial conditions, as indicated by their occurrence only in one bed, filling of pores and pre-dating of all the diagenetic phases including syntaxial rim formation on crinoidal detritus. Our interpretation of this phenomenon is that the overgrowths represent part of the silcrete sequence, developed during emergence of the crinoidal sand shoal. Thiry and Millot (1987) and Thiry and Milnes (1991) described silcretes from Tertiary sediments of the Paris Basin and from the Stuart Creek opal field (Australia). In some instances they mentioned vertical sequences from opal at the bottom up to quartz at the top, including authigenic rims around pre-existing detrital quartz grains. They interpret such sequences as originated by descendant percolation of fresh water in conditions of alternating dry and wet climate. The only silcretes in the Czorsztyn Unit to date were mentioned by Mišík (1996) from Lower Cretaceous limestones. Their genesis is, however, unclear for they occur within the pelagic limestones, which are free of any signs of emergence. According to our opinion they may represent groundwater silcretes related to the later Barremian-Aptian emergence of the Czorsztyn Swell.

### Discussion and conclusions

Deposition of the crinoidal limestones started in the Czorsztyn sedimentary area after the relative sea-level drop during Bajocian and lasted till the Late Bathonian, when the subsequent sea-level rise took place. At most localities the crinoidal limestones are structureless, massive to thin-bedded, but cross-bedding is a feature uncommon in this formation.

The standard lithostratigraphic scheme of the Czorsztyn Unit divides the crinoidal limestones into the lower, white to grey crinoidal limestone (Smolegowa Fm.) and upper, red crinoidal limestone (Krupianka Fm.). However, this division cannot be fully applied in the western part of the Pieniny Klippen Belt, which appear to be originally shallower than the recent eastern part (Aubrecht et al., 1997). Some localities in the western part show either an alternation of both colours of limestones in one section (Aubrecht, 1992) or even an overturned order of the limestones (Mišík et al., 1994). The Hrádok locality is also ranked among such localities, exhibiting the variable colour of the limestones as well as other shallow-water features. Presence of presumed silcrete indicates also a possibility of temporal emergence. Some direct evidences of Bajocian-Bathonian emergence in the Czorsztyn Unit have already been described by Aubrecht (1997).

Although numerous localities with very shallow-water sediments were found so far in the western part of the Pieniny Klippen Belt, the shore itself with crystalline rocks was not found so far, and apparently will not be found in the near future. The only known crystalline rocks in the Pieniny Klippen Belt occur in the pebbles, particularly in the Cretaceous conglomerates of the Kłape Unit. The amount of clastics in the Czorsztyn Unit and their size is often surprisingly large (size up to 10 cm), but their source remains hidden to direct observation. Several pebble analyses were published to shed light on the composition of the emerged Czorsztyn Ridge (Birkenmajer et al., 1960; Krawczyk and Slomka, 1987; Mišík and Aubrecht, 1994). Our investigation complemented these data by determination of prevalent detrital quartz types. The dominance of "unstable" types indicates that main portion of the source area was composed of metamorphic rock complexes.

**Acknowledgements.** We appreciate many helpful comments and advices of prof. Mišík; doc. Kováč, head of our department, is also acknowledged for his full support of our investigations. Financial support was provided by grant 1/3052/96 of VEGA agency, project "Geodynamic evolution of the Western Carpathians" managed by the Geological Survey of Slovak Republic and G06 project of the Comenius University.

## References

- Aubrecht, R., 1992: Mestečská skala klippe and its importance for stratigraphy of Czorsztyn Unit (Biele Karpaty Mts., Western Slovakia). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 48, 1, 55–64.
- Aubrecht, R., 1993: Clastic admixture in Dogger crinoidal limestones of Czorsztyn Unit. *Geol. Carpath.*, 44, 2, 105–111.
- Aubrecht, R., 1997: Indications of the Middle Jurassic emergence in the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 48, 2, 71–84.
- Aubrecht, R., Mišík, M. & Šykora, 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, Bratislava*, 53–64.
- 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. (Kaków)*, 30, 1, 29–57.
- Blatt, H., 1967: Original characteristics of clastic quartz grains. *J. Sed. Petrology (Tulsa)*, 37, 401–424.
- Dunham, R. J., 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (Ed.): *Classification of Carbonate Rocks*. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 43, 38.
- Folk, R. L., 1962: Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W. E. (Ed.): *Classification of Carbonate Rocks*. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem., 1, 62–84.
- Gluchowski, E., 1987: Jurassic and Early Cretaceous Articulate Crinoida from the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mts., Poland. *Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 94, 102.
- Krawczyk, A. J. & Slomka, T., 1987: Exotic rocks from the Szlachotwa Formation (Jurassic flysch) of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 92, 7, 69–74.
- Mišík, M., 1996: Silica spherulites and fossil silicretes in carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 47, 2, 91–105.
- Mišík, M. & Aubrecht, R., 1994: Source of rock fragments in the Jurassic crinoidal limestones of the Pieninicum (Klippen Belt, Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 45, 3, 159–170.
- Mišík, M., Šiblík, M., Šykora, M. & Aubrecht, R., 1994: Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt). *Mineralia Slov.*, 26, 4, 255–266.
- Pevný, J., 1969: Middle Jurassic brachiopods in the Klippen Belt of the central Váh Valley. *Geol. Práce, Spr.*, 50, 133–160.
- Salaj, J., 1994: Geológia stredného Považia. Bradlové a príbradlové pásmo so súľovskými paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov. I. časť. *Zem. Plyn. Nafta*, 39, 3, 195–291.
- Thiry, M. & Millot, G., 1987: Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silicretes. *J. Sed. Petrology*, 57, 2, 343–352.
- Thiry, M. & Milnes, A., 1991: Pedogenic and groundwater silicretes at Stuart Creek opal field, South Australia. *J. Sed. Petrology*, 61, 1, 111–127.
- Young, S., 1976: Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *J. Sed. Petrology*, 46, 3, 595–603.

## Strednojurský príbrežný komplex krinoidových vápencov na lokalite Hatné - Hrádok (Czorsztynská jednotka, Pieninské bradlové pásmo, západné Slovensko)

Lokalita Hrádok pri obci Hatné (neďaleko miestneho cintorína) predstavuje lom v krinoidovom vápenci dogeru czorsztynskej jednotky (krupiansky vápenc), ktorý v stratigraficky najvyššej úrovni prechádza do czorsztynského hluznatého vápca.

Krinoidový vápenc má sedimentárne črty, ktoré sa v tomto sústve vyskytujú len zriedka a poukazujú na extrémne plytkovodné prostredie sedimentácie v oblasti piesočných plytčin. Telesá vápca sú lavicovitú, často so šikmým a niekedy s krížovým zvrstvením. Ani jednotlivé vrstvy nie sú priebežné, ale vyznačujú sa laterálne. Až vrchnejšiu časť sústvia tvoria telesá doskovitého krinoidového vápca so zvláštnymi plochami vrstovitosti, čo poukazuje na postupné prehĺbovanie sedimentačnej oblasti. Farba vápca závisí od jeho charakteru. Šikmo zvrstvené polohy majú svetlosivú až žltkastú farbu, kým bezštruktúrne alebo paralelne zvrstvené vápence sú červené. Súvisí to s výrazným červeným vápnitým kalom počas sedimentácie v dynamickom vodnom prostredí. Veľmi plytkovodné prostredie odráža aj zachovanie krinoidových článkov. Väčšina článkov rozbieha vlnenie, čo podľa Gluchowského (1987) predstavuje sedimentárnu zónu Z4.

Telesá červeného hluznatého vápca (czorsztynského) sa zachovali len v pravej najvrchnejšej časti lomu, kde sú vrstvy poklesnuté pozdĺž malého zlomu, a telesá vápca odrážajú prehĺbovanie sedimentačnej oblasti. Prevládajú v nich mikritická zložka, chýba piesčité prímie a skeletové úlomky sa vyznačujú väčšou rôznorodosťou ako pri extrémne plytkovodnom podložnom krinoidovom vápenci.

Zvýšenú pozornosť sme venovali klastickej prímesi kremeňa, ktorá je v krinoidovom vápenci najmä v podobe piesku alebo drobných obliakov. Zistovali sme zastúpenie jednotlivých typov kremeňa, ako ich definoval Young (1976), ktorý rozlišuje šesť typov deformácie kremeňa. Podľa nich možno usúdiť, akým

podmienkam bol kremeň vystavený, a potom približne určit okruh, z ktorého zdrojová homina pochádza. Sú to tieto typy: 1. neundulovaný monokryštalický kremeň, 2. undulovaný kremeň, 3. polygonizovaný kremeň, 4. predĺžené kremené zná se sutúrovými okrajmi, 5. polykryštalický kremeň s rozličnými množstvami novotvoreného kremeňa, 6. Polygonálny kremeň tvorený mozaikou novotvorených kryštálov s nesutúrovými okrajmi. Tieto typy kremeňa tvoria jeden deformatívny a rekryštalizačný cyklus, z ktorého každý typ predstavuje jedno štádium. Výsledky z lokality Hatné sme porovnali s niekoľkými inými lokalitami czorsztynskej a pruskej jednotky (Milpoš, Vrátce, Beňatina, Homé Smie - Samásky a Bolešovská dolina). Z výsledkov vyplýva, že väčšina lokalít má unimodálne usporiadanie typov kremeňa s maximom na type 4 a 3. Tie predstavujú polykryštalický silne deformovaný kremeň pochádzajúci pravdepodobne z metamorfizovaných hornín. Len lokalita Vrátce mala bimodálne usporiadanie s vyšším obsahom aj monokryštalického kremeňa pochádzajúceho z neporušených magmatických hornín. Na lokalite Milpoš boli všetky typy kremeňa zastúpené pomerne rovnomerne, čo odráža aj jej celkové pestré zloženie obliakov.

V jednej vrstve sme zaznamenali dorastanie autogénneho kremeňa na klastické jadrá. Keďže tieto novotvorené obrysy „kapsujú“ okolitý detritus a vyplňujú dutiny, museli sa vytvoriť ešte počas skoršej diagenézy. V ostatných vrstvách sme zaznamenali len koróziu klastických jadier, a preto autogénne obrysy zrejme nevznikli ako výsledok tepelného posahu pri hlbšej úrovni pochovania sedimentu. Tieto ferrogény interpretujeme ako časť silikretového horizontu vytvoreného pri dočasnom vynosení sa plytčiny. Tento názor podporujú aj lokálne nájdené zvyšky chalcedónu až mikrokryštalického kremeňa späté s autogénnymi obrysmi.

## Základné črty geológie Izraela a transformný zlom Mŕtveho mora

### SÚHRNNÝ REFERÁT

DIONÝZ VASS

Lesnícka fakulta Technickej univerzity, T. G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen

(Doručené 3. 11. 1997)

V posledných rokoch rastie počet slovenských návštevníkov krajiny, ktorá sa oficiálne volá Izrael, ale od rímskych čias je známa ako Palestína. Vyznávači troch monoteistických náboženstiev - židia, kresťania a moslimovia - ju volajú aj Svätá zem.

Slovenských turistov do Izraela lákajú najmä početné biblické pamätihodnosti, ale pozornosť návštevníka by nemali ujsť ani pozoruhodné prírodné zaujímavosti vrátane unikátnych geologických fenoménov. Obzvlášť jedinečný je transformný zlom Mŕtveho mora a geologické javy, ktoré sa naň viažu. Len málokde na povrchu Zeme možno tak názorne vidieť živý transformný zlom, ktorého zásluhou sa roztvorila depresia Mŕtveho mora s hladinou viac ako 400 m pod úrovňou svetových morí.

Izrael leží na východnom pobreží Stredozemného mora a jeho východná hranica prebieha v miestach, kde hlboký transformný zlom oddeľuje africkú litosférickú dosku od arabskej mikrodosky.

V geologickej histórii Izraela možno zhruba rozlíšiť tri etapy (Heimann, 1995; tab. 1): 1. neskoro predkambrickú až ranokambrickú, 2. fanerozoickú (do konca paleogénu) a 3. neogénno-kvartérnu.

#### Prekambrium - rané kambrium

Najstaršie horniny Izraela vznikli pred 550 až 820 Ma (prekambrium, resp. starohory) a pôvodne tvorili súvislý arabsko-núbijský štít. Z horninového záznamu sa dá odčítať sled udalostí, ktoré štít sformovali. Najstaršími horninami vznikajúceho ostrovného oblúka sú metamorfity (metapelite, metapsamity), ktoré vznikli pred 820–800 Ma. Potom (pred 780–740 Ma) nastal prienik kremenno-dioritových a granitových intrúzií, ktoré neskôr podstúpili penetratívnu deformáciu. Za nimi nasledovali gabroidné, dioritové a granitické intrúzie (660 - 640 Ma) a andezitové žily. Tieto horniny metamorfovala mladšia deformačná fáza. Pre nasledujúce obdobie kratonizácie bol typický vápenato-alkalický magmatizmus (610–580 Ma), vystriedaný alkalickým až peralkalickým magmatizmom intrakratonického obdobia.

Pre posledné obdobie bol charakteristický regionálny výdvih, hlboká erózia a aktivita zlomov.

Horniny arabsko-núbijského štítu na území Izraela vystupujú na povrch iba v okolí Ejlatu, ale budujú južnú časť Sinajského polostrova, okolie Akaby v Jordánsku a západnú časť Saudskej Arábie (obr. 1).

#### Kambrium - eocén

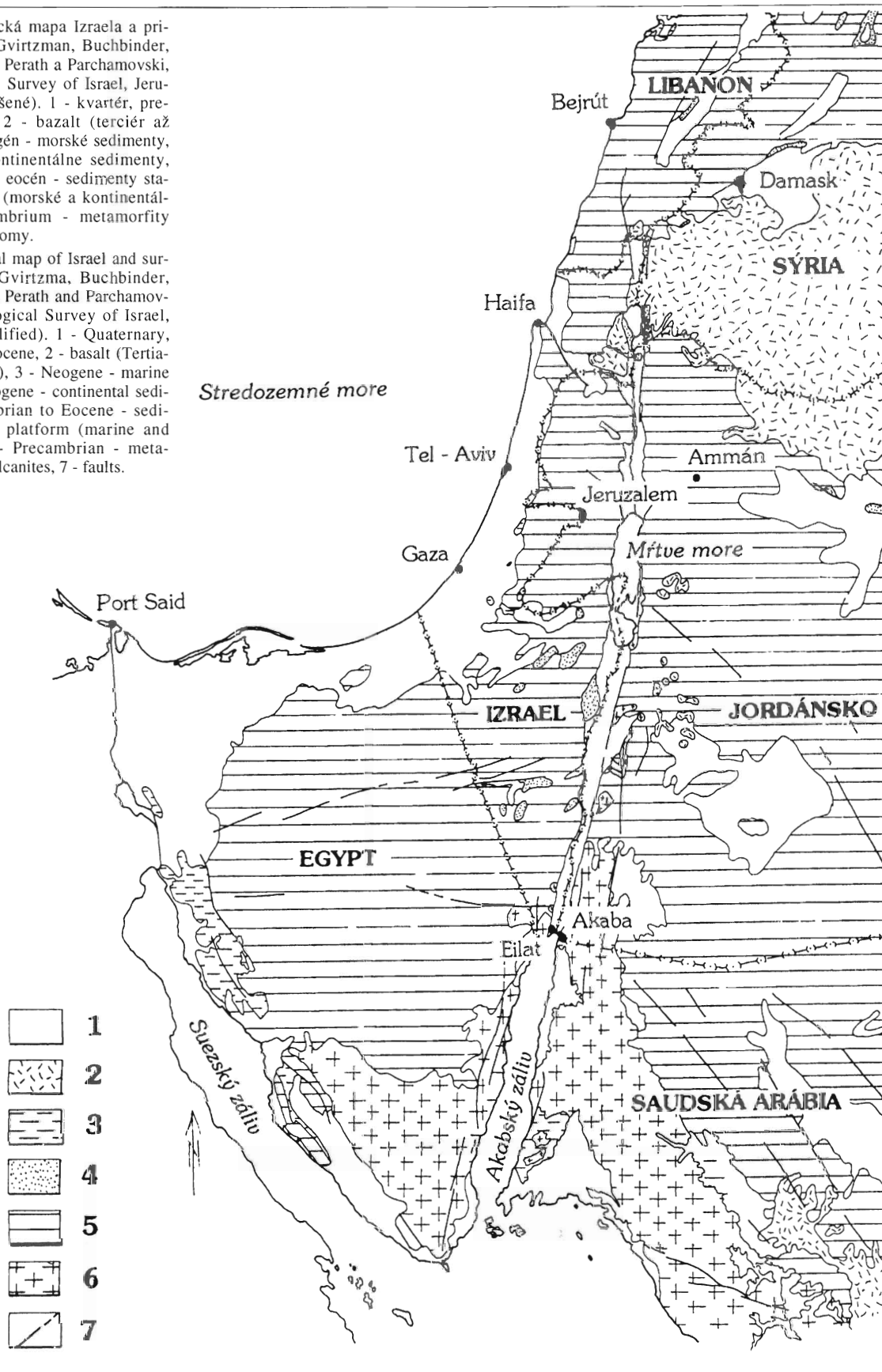
Od začiatku paleozoika bolo územie dnešného štátu Izrael a jeho okolie na severnom okraji megakontinentu Gondwana (obr. 2). Po jeho rozpade sa Izrael ocitol na sv. okraji arabsko-afrického kontinentu a na východnom okraji oceána Tethys. Celé obdobie od kambria po starší terciér bola oblasť Izraela stabilnou platformou. Prejavy riftingu, známe z permu (?), triasu a ranej jury, sa dávajú do súvislosti s uzatváraním východomeditéranej vetvy Neotethydy. Sedimentácia prebehla vo viacerých cykloch oddelených obdobiami erózie (tab. 1, obr. 3). Paleozoické sedimenty sú obnažené alebo vrtmi overené v južnom Izraeli a sedimenty triasu až eocénu sú rozšírené na území celého Izraela. Hrúbka platformných sedimentov v sz. časti krajiny je až 6 km a smerom na JV sa zmenšuje na 1 km. Na pasívnom okraji prevládajú karbonáty a smerom na arabský kontinent pribúdajú klastiká. Sedimenty devónu až permu na území Izraela zväčša chýbajú. Sedimentáciu na stabilnej platforme sprevádzala prevažne bazaltová magmatická a nevýrazná tektonická aktivita. Od vrchnej kriedy sa začal formovať „sýrsky zvrásnený oblúk“. Táto s-ovite ohnutá štruktúra sa začína na Sinaji, prebieha cez Negev, pozdĺž pohorí Judey a Samárie, križuje transformný zlom Mŕtveho mora a končí sa v Palestýne. Oblúk vznikol v čase zániku Neotethydy.

Najzaujímavejší geologický fenomén Izraela začal vznikáť na konci staršieho terciéru približne pred 30–25 Ma. Vtedy sa začal lámať arabsko-núbijský štít, resp. arabsko-africký kontinent. Od africkej dosky sa začala oddeľovať arabská mikrodoska. Tento proces zapadá do globálneho vývoja zemskej litosféry, ktorá sa skladá zo šiestich veľ-

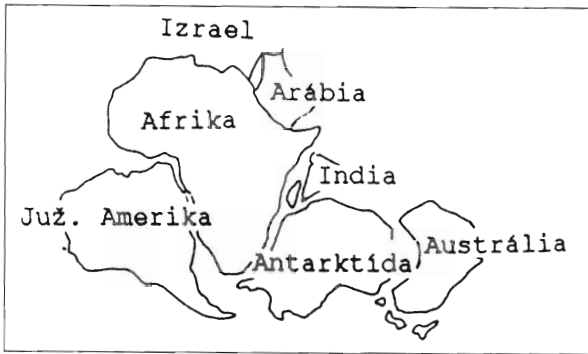


**Obr. 1.** Geologická mapa Izraela a priľahlých území (Gvirtzman, Buchbinder, Druckman, Bein, Perath a Parchamovski, 1973, Geological Survey of Israel, Jerusalem, zjednodušené). 1 - kvartér, prevažne holocén, 2 - bazalt (terciér až kvartér), 3 - neogén - morské sedimenty, 4 - neogén - kontinentálne sedimenty, 5 - kambrium až eocén - sedimenty stabilnej platformy (morské a kontinentálne), 6 - prekambrium - metamorfity a vulkanity, 7 - zlomy.

**Fig. 1.** Geological map of Israel and surrounding area (Gvirtzman, Buchbinder, Druckman, Bein, Perath and Parchamovski, 1973, Geological Survey of Israel, Jerusalem, simplified). 1 - Quaternary, prevailing Holocene, 2 - basalt (Tertiary to Quaternary), 3 - Neogene - marine deposits, 4 - Neogene - continental sediments, 5 - Cambrian to Eocene - sediments of stable platform (marine and continental), 6 - Precambrian - metamorphites and volcanites, 7 - faults.

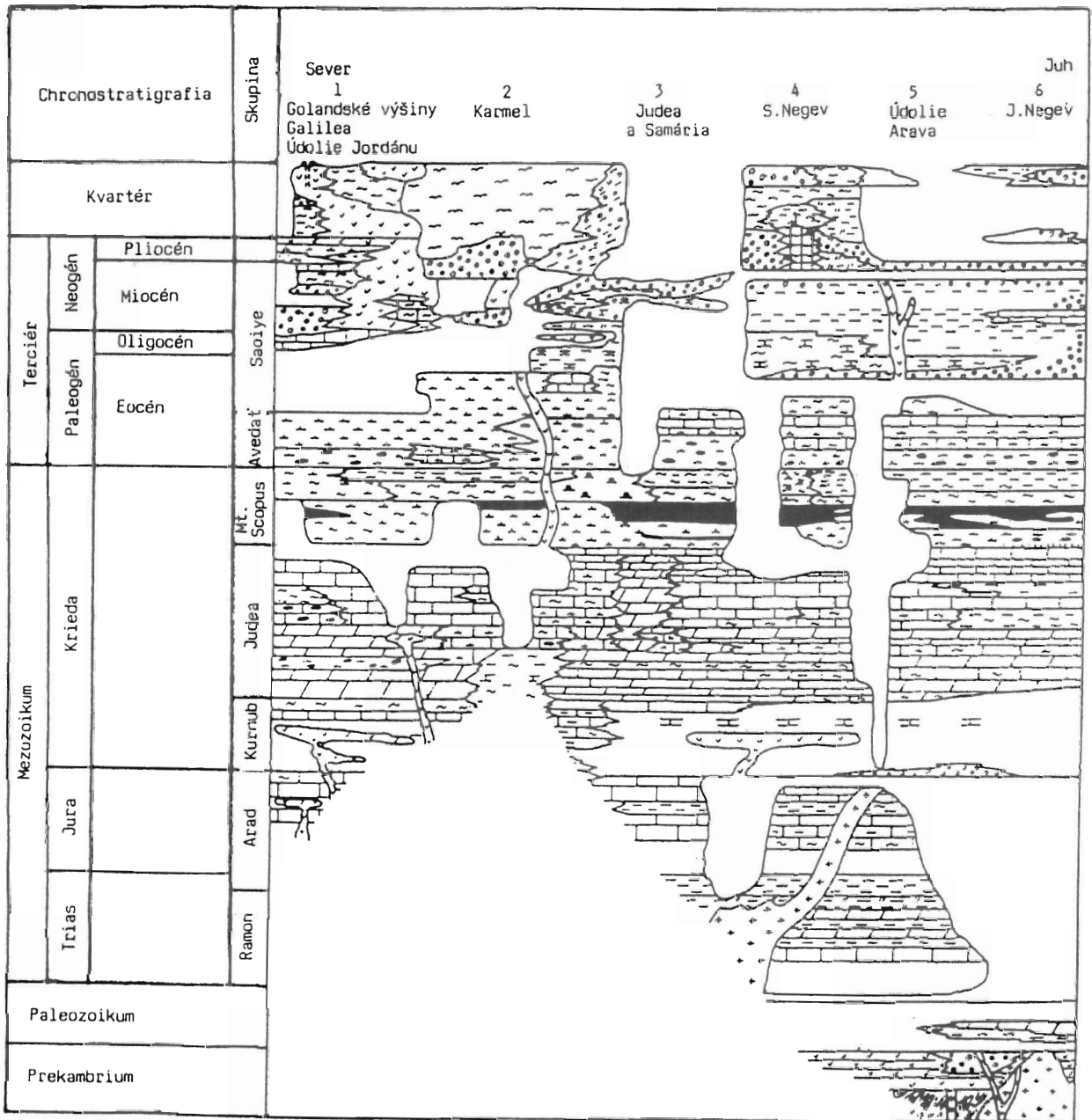






◀ Obr. 2. Jedna z rekonštrukcií Gondwany - pravekej pevniny na južnej pologuli Zeme. Územie Izraela je na jej severnom okraji (podľa Petránka, 1993, modifikované).

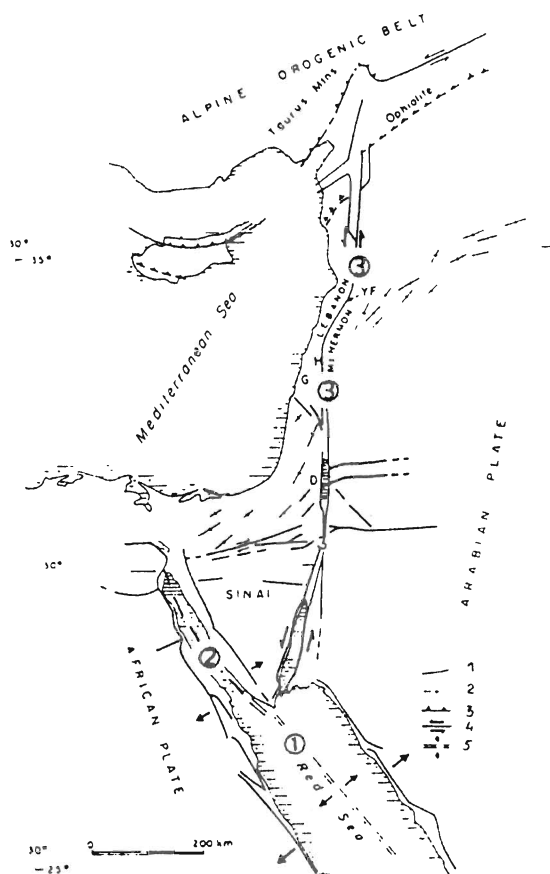
Fig. 2. One of the reconstructions of Gondwana, the ancient land on the southern hemisphere. The Israel territory is on its northern margin (according to Petráněk, 1993, modified).



Obr. 3. Generalizovaná stratigrafická schéma Izraela (Bartov a Arkin, 1975).

Fig. 3. Generalized stratigraphic scheme of Israel (Bartov and Arkin, 1975).

kých a šiestich menších dosiek. Medzi veľké litosférické dosky patrí napr. africká, eurázijská, pacifická a jednou z menších dosiek je arabská. Litosférické dosky sú navzájom oddelené hlbokými, celou litosférou prenikajúcimi zlomami. Litosférické dosky plávajú na žeravej a tekutej astenosfére. Ich vzájomný pohyb je buď divergentný (navzájom sa vzdalujú), konvergentný (navzájom sa približujú), alebo transformný (dosky sa popri sebe v horizontálnom smere posúvajú). V terciéri konvergovala africká a indoaustrálska s eurázijskou doskou. S istým oneskorením sa arabsko-africký kontinent rozlomil, samostatná africká a arabská doska sa začali od seba vzdalovať a na mieste ich odtrhnutia sa začalo roztvárať Červené more. Sústavou hlbokých trhlín v litosfére (oceánsky rift) dodnes preniká na povrch bazaltová magma, ktorá tuhne a vytvára novú kôru, nové dno ustavične sa rozširujúceho Červeného mora. Pri južnom cípe Sinajského polostrova, kde sa červenomorský rift štiepi na dve vetvy, vznikol



Obr. 4. Trojstret (triple junction) oceánskeho riftu Červeného mora (1), Suezského zálivu, do ktorého pokračuje odnož riftu (2) a transformného zlomu s ľavým posunom Mŕtveho mora (3). D - Mŕtve more, G - Galilea (podľa Freund a Garfunkela, 1976, modifikované), 1 - zlom, 2 - vrása, 3 - kolízná zóna, 4 - transformný zlom, 5 - roztváranie sa dna Červeného mora (oceánsky rift).

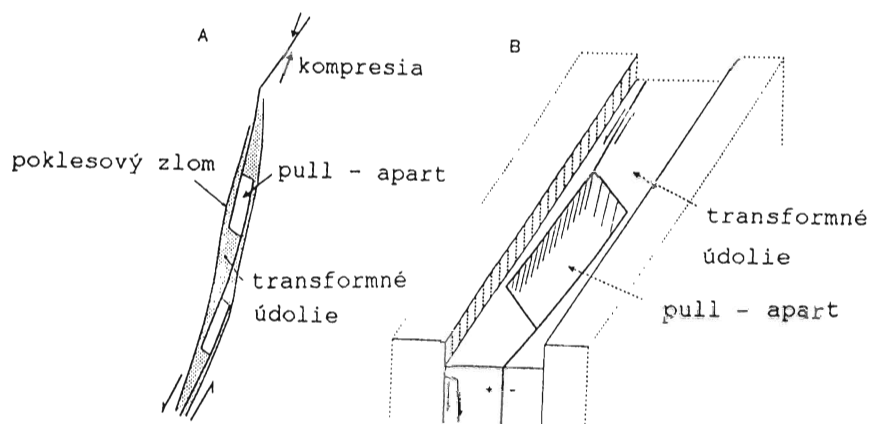
Fig. 4. Triple junction of the Red Sea oceanic rift (1), the Gulf of Suez, where the offshoot of the rift continue (2) and the transform fault with the sinistral shift of the Dead Sea (3). D - the Dead Sea, G - Galilea (according to Freund and Garfunkel, 1976, modified). 1 - fault, 2 - fold, 3 - collisional fault, 5 - opening of the Red Sea bottom (oceanic rift).

trojstret alebo trojitý bod (triple junction). Jedna vetva roztvára Suezský záliv (suezský rift) a pozdĺž druhej vetvy - transformného zlomu Mŕtveho mora - sa navzájom horizontálne posúva arabská a africká doska (obr. 4). Dĺžka zlomu je viac ako 1000 m. Ľavý horizontálny posun sa začal pred cca 20 Ma a panva Mŕtveho mora sa začala roztvárať pred 12–14 Ma. Zemetrasenia a fokálny mechanizmus svedčia o tom, že horizontálny pohyb pokračuje dodnes. Dodnes nastal posun o 105 km pri priemernej rýchlosti 0,5 až 1 cm za rok. Keďže zlom, pozdĺž ktorého sa vedľa seba obidve dosky kľžu, nie je ideálne rovný, ale esovite poprehýbaný a obidve dosky sa voči sebe aj mierne otáčajú, v niektorých miestach nastáva extenzia a roztvárajú sa depresie (vznikajú panvy odtrhnutia - pull-apart, obr. 5), ktoré zaplnila morská (Akabský záliv) zasolená hypersalinná (Mŕtve more) alebo sladká voda (Genezaretské jazero). Na miestach, kde prevládala kompresia, vznikli mohutné vrásy, a tak sa vytvorilo pohorie Libanonu. Transformný zlom Mŕtveho mora pokračuje ďalej na S a zaniká na úpätí Taurusu v tureckej Malej Ázii, ktorý je segmentom obrovskej alpsko-himalájskej kolíznej zóny, t.j. zóny konverencie arabsko-africkej a indickej litosférickej dosky s eurázijskou.

Aktivita transformného zlomu prebieha na pozadí celkového výzdvihu, a preto sú pohoria dvíhajúce sa nad transformným údolím vysoké až 1500 m n. m. Hladina Mŕtveho mora je okolo 400 m pod hladinou svetových morí a hĺbka mora je okolo 300 m. Mŕtve more je najhlbšou depresiou na kontinentoch sveta. Ešte aj Genezaretské jazero, ležiace v zóne transformného zlomu, je 200 m pod úrovňou mora.

Depresie v zóne transformného zlomu Mŕtveho mora sú vyplnené mladoterciérnymi sedimentmi. Najstaršia z nich je kontinentálna formácia Hazeva ranomiocénneho až strednomiocénneho veku (Horovitz, 1987; Goldsmith et al., 1988). Tvoria ju klastické sedimenty (štrk, piesok, v menšej miere íl). Klastický materiál pochádza z kryštáliku južného Sinaja a zo Saudskej Arábie, teda zo zdrojov vzdialených od Mŕtveho mora 300 a viac km. Vyskytujú sa tu aj klasty sedimentárnych hornín a eocénnych rohoviec neznámych v bezprostrednom okolí. Klastický materiál formácie Hazeva bol transportovaný riečnym systémom z vnútrozemia Arábie cez zónu transformného zlomu ďalej na SV cez údolie Beerševa až do Stredozemného mora (Garfunkel a Horowitz, 1966). Distribúcia riečnych sedimentov formácie Hazeva svedčí o existencii regionálneho sklonu smerujúceho na Stredozemné more. Dnešné horské hrebene po obidvoch stranách transformného údolia v staršom miocéne neboli morfológicky exponované a netvorili prekážku drenážnej sieti. Hrúbka formácie Hazeva v panve Mŕtveho mora je 1 až 2,5 km, prípadne i viac.

Nad formáciou Hazeva ležia evaporitické sedimenty formácie Sedom, prevažne halit (> 70 %) sprevádzaný sadrovcom, klastickými sedimentmi a v obmedzenej miere draselnými soľami. Halit vytvára diaspíry (Sedom, Lisan) a diapírové štruktúry deformujú dno Mŕtveho mora (obr. 6). Prevalha halitu, prítomnosť draselných solí a kolísanie pomeru Cl/B v halite svedčia o precipitácii evaporitov zo soľanky morského pôvodu. Evapority sprevádzané mor-



**Obr. 5.** Mechanizmus vzniku Mŕtveho mora a údolia transformného zlomu. A - Depresia Mŕtveho mora vznikla pri ľavom horizontálnom posune na transformnom zlome, pričom v tlakovom tieni, t.j. v konkávnom ohybe zlomu sa tlak rozdelil na strihový a extenzný vektor. V tlakovo exponovanom konvexnom ohybe zlomu tlak pôsobil ako kompresia. B - Schematický blokdiagram zobrazujúci vznik panvy Mŕtveho mora. Pokračujúci horizontálny posun spôsobuje vzdďavovanie sa čelného a zadného okraja rodiacej sa panvy, ktorá sa súčasne rozširuje v pozdĺžnom smere. Tak vzniká panvy typu „pull-apart“. Transformné údolie obmedzujú poklesové (normálne) zlomy (podľa Garfunkela a Ben-Avrahama, 1996).

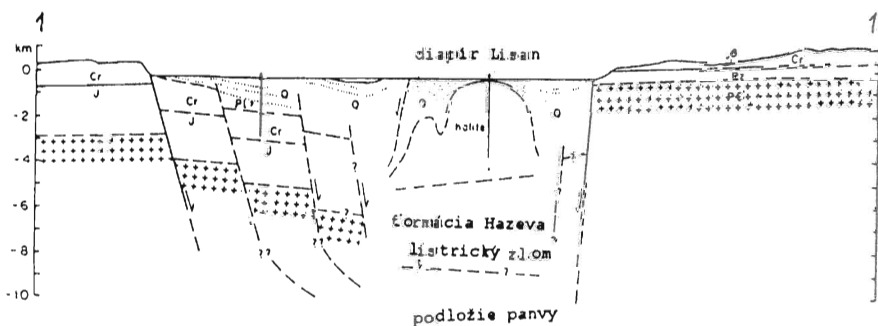
**Fig. 5.** Mechanism of origination of the Dead Sea and the valley of transform fault. A - Depression of the Dead Sea originated during the sinistral horizontal shift on transform fault, while in the pressure shadow, i. e. in concave bend of the fault, the pressure has been divided into the shear and extensional vector. In the area of pressure exposed convex bend of the fault, the pressure affected as compression. B - Schematic block-diagram depicting the origin of the Dead Sea basin. Continuing strike-slip caused the retreat of the frontal and back margin of nascent basin, simultaneously spreading in longitudinal direction. By this way the basin of "pull-apart" type originates. The transform valley is bounded with the normal faults (according to Garfunkel and Ben-Avraham, 1996).

skými sedimentmi, pokladané za vekový ekvivalent evaporitov v oblasti Mŕtveho mora, boli navŕtané aj na J od mesta Tiberias (pri Genezaretskom jazere) a vystupujúce na povrch v údolí Yezreel (Esdraelom), ktoré sa odštiepuje od transformného grabenu, naznačujú, že v mladšom miocéne tadiaľ, teda od S, úzkym prielivom Stredozemné more komunikovalo s panvou Mŕtveho mora. Vďaka suchej teplej klíme a pre veľký odpar morská voda zhrstla a zmenila sa na soľanku, z ktorej sa vyzrážala soľ.

Hrúbka formácie Sedom je 2 až 3 km. Pretože sa evapority pri optimálnom dopĺňaní soľanky ukladajú rýchlo, mohla formácia Sedom vzniknúť za 1 Ma (Zak, 1967), ale iné geologické ukazovatele naznačujú, že sa vytvorila za 2–3 Ma pri priemernej rýchlosti okolo 1 km/Ma (Garfunkel a Ben-Avraham, 1996).

Najmladšími formáciami výplne transformného grabenu sú poevaporitové formácie pliocénneho až kvartérneho veku. Pri ich vzniku bola subsidencia intenzívnejšia ako prínos a ukladanie prevažne klastických sedimentov. Na pozadí celkového výzdvihu sa vtedy začala depresia Mŕtveho mora zahľbovať. Drenážna sieť z okolia bola usmernená do depresie, ale nič nepotvrdzuje existenciu odtokových ciest z depresie. Hladina vody v depresii kolísala. Pred 50 000–15 000 rokmi bola 180 m pod úrovňou svetových morí, t.j. asi 220 m nad dnešnou hladinou Mŕtveho mora. V tom čase voda zalievala depresiu od dnešného mesta Tiberias pod severný okraj údolia Arava, čiže jazero bolo dlhé 220 km (dnešné Mŕtve more nemá dĺžku ani 100 km).

Poevaporitové sedimenty tvorí klastický materiál z formácie Hazeva a z kriedovo-eocénnych karbonátov z okolia



**Obr. 6.** Geologický rez Mŕtvim morom. Depresiu Mŕtveho mora vyplňajú kontinentálne (riečne) sedimenty neskorého terciáru (neogén, formácia Hazeva) a kamenná soľ sformovaná do soľného pňa (neogén, lisan). PC - prekambrium, Pz - paleozoikum, J - jura, Cr - krieda, Pl - pliocén, Q - kvartér, B - mladoterciérne a kvartérne bazalty (Garfunkel a Ben-Avraham, 1994).

**Fig. 6.** Geological cross-section through the Dead Sea area. The Dead Sea depression is filled with the continental (river) sediments of the Late Tertiary (Neogene, the Hazeva Formation) and the rock salt formed into the salt dome (Neogene, lisan). PC - Precambrian, Pz - Paleozoic, J - Jurassic, Cr - Cretaceous, Pl - Pliocene, Q - Quaternary, B - Late Tertiary and Quaternary basalts (Garfunkel and Ben-Avraham, 1994).

depresie. Staršie horniny sú zastúpené podradne. Kým hrubé klastiká riečného pôvodu sú na okraji panvy, v jej centre sú jemnozrnné sedimenty s polohami evaporitov (laminované karbonáty, sulfáty, zriedka halit). Hrúbka týchto sedimentov je 3–5 km (rýchlosť sedimentácie 1–1,5 km/Ma) a na okrajových kryhách iba 1,5–2 km (Garfunkel a Ben-Avraham, 1996). Celková hrúbka neogénno-kvartérnych sedimentov v transformnej depresii Mŕtveho mora vrátane soli sa odhaduje na 10 000 m.

Horizontálne pohyby roztvárajúce depresiu Mŕtveho mora sprevádzal vulkanizmus. Jeho produktom sú bazalty (alkalické olivínické bazalty, bazanity a nefelinity). Magma, ktorej stuhnutím tieto horniny vznikli, vystupovala zlomami zasahujúcimi hlboko pod kôru do vrchného plášťa Zeme vrátane samotného transformného zlomu. Tieto mladé neogénne a kvartérne bazalty sú rozšírené v Galilei, budujú Golanské výšiny a územie na J od Damasku v Sýrii, ale vystupujú aj na V a JV od Mŕtveho mora (obr. 1).

Pre pokračujúce pohyby pozdĺž transformného zlomu Mŕtveho mora je územie Izraela seizmoaktívne aj v súčasnosti. Zemetrasenia v tejto oblasti sú známe už z biblických, resp. z antických čias. Otrasy s intenzitou 6,5–7° sa objavujú spravidla raz za storočie. V 20. stor. bolo päť zemetrasení s intenzitou väčšou ako 5°, najsilnejšie z nich v okolí Jericha roku 1927 s intenzitou 6,5°. Viaceré v biblii opísané katastrofy mohli byť dôsledkom vulkánickej aktivity (zničenie Sodomy a Gomory) alebo seizmickej aktivity (zrútenie sa múrov Jericha, úkazy sprevádzajúce Ježišovo ukrižovanie na Golgote ap.).

Panva Mŕtveho mora sa začína pri Jerichu, kde rieka Jordán ústi do Mŕtveho mora, a končí sa v strednej časti údolia Arava. Iba jej najhlbšia časť je dnes zaliata vodou Mŕtveho mora. Kým severná časť je hlboká až 300 m, južná je plytká a pre pokles hladiny Mŕtveho mora v ostatných desaťročiach o viac ako 10 m, ako aj v dôsledku ľudskej aktivity od severnej, hlbšej časti oddelená. Hranicou medzi obidvoma časťami je solný diapír Lisan. Od južného okraja Mŕtveho mora reliéf transformnej zóny, zvýraznenej údolím Arava, stúpa až do výšky 100 m n. m. a bráni prieniku vody Červeného mora z Akabského zálivu do panvy Mŕtveho mora.

Mŕtve more patrí medzi najslanšie jazerá na Zemi. Hmotnosť vody je 1,236 g a mineralizácia (obsah soli) 340 g.l<sup>-1</sup>, teda desaťnásobok mineralizácie morskej, resp. oceánskej vody. Pre chemizmus vody je charakteristický vysoký obsah Ca chloridov. Je obohatená chloridmi (220 g.l<sup>-1</sup>) a obsah sulfátov je nižší. Hlavným minerálnym komponentom vody je halit (NaCl), sádrovec (CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O) a aragonit (CaCO<sub>3</sub>). Vysoká mineralizácia a prítomnosť sírovodíka (H<sub>2</sub>S), ktorý dáva vode charakteristický pach, znemožňujú život makroorganizmov (rýb, kaktusov, uhľovníkov, koralov ap.), ale mikroorganizmy (napr. súrne baktérie) vo vode Mŕtveho mora žijú a spôsobujú bakteriálnu redukciu sulfátov (Yecheili a Gavrielí, 1997).

Zasolenie vody Mŕtveho mora pochádza z morskej vody, ktorá do depresie v geologickej minulosti vnikla. V teplej a suchej klíme s intenzívnym odparovaním voda v jazere zhutla a koncentrácia minerálnych látok v nej stúpala. Množstvo vody pritekajúce do jazera, napr. z rieky Jordán, nestačí vodu v jazere zriediť a minerálne látky rozpustené v pritekajúcej vode podiel minerálov v zasolenej vode naopak zvyšujú. Aj podzemná voda pritekajúca do Mŕtveho mora býva silne mineralizovaná. Minerálne látky pochádzajú hlavne zo solných pŕvov a telies v podloží. V dôsledku vyzrážania soli z vody Mŕtveho mora sa v nej mení iónový pomer Na/Cl v prospech Br/Cl.

## Záver

Tento stručný náčrt geológie Izraela má pomôcť rastúcemu počtu slovenských návštevníkov, a najmä ich sprievodcom pochopiť geologickú stavbu a mladý neogénno-kvartérny vývoj krajiny. Transformný zlom Mŕtveho mora a samo Mŕtve more poskytujú jedinečnú príležitosť oboznámiť sa s procesmi, ktoré formovali litosférický obal Zeme.

## Literatúra

- Barov, Y. & Arkin, Y., 1975: Geological Photomap of Israel. Scale 1 : 500 000. *Geol. Surv. Israel*.
- Freund, R. & Garfunkel, Z., 1976: Guidebook to the Dead Sea Rift. *Dept. Geol. Hebrew Univ. Jerusalem*, 27.
- Garfunkel, Z., 1988: The pre-Quaternary geology of Israel. In: Y. Yom-Tov & E. Tchernov (Eds.): *The Zoogeography of Israel*. W. Junk, Dordrecht, 7–34.
- Garfunkel, Z. & Ben-Avraham, Z., 1994: Guidebook to the Dead Sea field trip-Origin of sedimentary basins. 5th workshop of the international lithosphere program. *Tel Aviv Univ., Tel Aviv*, 36.
- Garfunkel, Z. & Ben-Avraham, Z., 1996: The structure of the Dead Sea basin. *Tectonophysics*, 266, 155–175.
- Garfunkel, Z. & Horowitz, A., 1966: The Upper Tertiary and Quaternary morphology of the Negev, Israel. *Israel J. Earth Sci.*, 15, 101–117.
- Goldsmith, N. F., Hirsch, F., Friedman, G. M., Tchernov, E., Derin, B., Gerry, E., Horowitz, A. & Weinberger, G., 1988: Rotem mammals and Yeroham Crassostreids: Stratigraphy of the Hazeva Formation (Israel) and the paleogeography of Miocene Africa. *Newslett. Stratigr.*, 20, 73–90.
- Heimann, A., 1995: The geological setting of Israel. In: A. Heimann & G. Baer (Eds.): *Dykes in Israel and their tectonic and magmatic setting*. 3rd Int. Dyke Conf. Excursion Guidebook. *Geol. Surv. Israel*, 1–11.
- Horowitz, A., 1987: Palynological evidence for the age and rate of sedimentation along the Dead Sea Rift, and structural implications. *Tectonophysics*, 141, 107–115.
- Petránek, J., 1993: Malá encyklopédia geológie. *Nákl. JIH, České Budějovice*, 1–246.
- Yecheili, Y. & Gavrielí, I., 1997: The chemistry of the Dead Sea and the surrounding thermal brines. (Abstract.) 18<sup>th</sup> Int. Geochem. Explor. Symposium, Jerusalem. Program, Abstracts and List of participants, 49. EAG GSI and Kenes Ltd, Tel Aviv.

## Obsah

### Medzinárodný program geologických korelácií (IGCP)

|                                                      |   |
|------------------------------------------------------|---|
| UNESCO jubiluje .....                                | 1 |
| Podpora vedy a výskumu v Brazílii .....              | 2 |
| Semináre - Petrológia, mineralógia a geochemia ..... | 4 |

|                         |    |
|-------------------------|----|
| Recenzia .....          | 9  |
| Kronika .....           | 10 |
| Kalendár podujatí ..... | 13 |

## Medzinárodný program geologických korelácií (IGCP) UNESCO jubiluje

Vo svetovej vedeckej komunite geológovia medzi prvými pochopili, že globálne otázky, ako je napr. geologická stavba kontinentov a oceánov, možno vyriešiť iba na medzinárodnej úrovni, a tak v úzkej spolupráci s Medzinárodnou úniou geologických vied (IUGS) a UNESCO už pred štyrmi desaťročiami (1972) prijali Medzinárodný program geologických korelácií (IGCP).

V rokoch 1996-1997 sa riešilo 64 individuálnych projektov IGCP/UNESCO za účasti vedcov zo 150 krajín všetkých kontinentov a väčších ostrovných štátov. Decentralizácia UNESCO sa prejavila aj v decentralizácii projektov IGCP/UNESCO. Asi 35 % všetkých teraz riešených projektov riadenia regionálne centrá UNESCO v Káhire, Djakarte, Montevideu a v Nairobi.

Najvyššie súčasné poradové číslo projektu je 421, ale nie všetky predtým prijaté projekty sa aj realizovali. Splnených je okolo 350.

Projekty IGCP/UNESCO podstatne prispeli k úspešnému priebehu 33. medzinárodného geologického kongresu v Pekingu (4. - 14. augusta 1996), zorganizovali, resp. spoluorganizovali 28. vedeckých sympózií a seminárov (workshopov) a výsledky ďalších sa prezentovali v rozličných sekciiach 30. MGK.

Výsledky projektov IGCP/UNESCO v ostatných rokoch dokumentujú rásť interdisciplinárnej orientácie medzinárodného bádania, prehĺbujúcu sa spoluprácu medzi vyvinutými aj rozvojovými krajinami, ako aj veľký podiel na výskume zameranom na potreby súčasnej, a najmä budúcich generácií ľudstva.

Kým v minulosti sa vedecký komitét a riadiace centrum projektov IGCP/UNESCO vymenňovali každoročne *ad hoc.*, v posledných rokoch sa ustanovil stály komitét. Spočiatku mal 16 členov, ale ich počet sa roku 1997 v záujme poklesu výdavkov znížil na ôsmich členov, delegovaných prostredníctvom IUGS a jej národných komitétov a UNESCO. Členstvo v riadiacom komitéte je štvorročné. Komitét mal na začiatku roka 1997 takéto zloženie: prof. S. Banno, Japonsko, Dr. F. Bergerat, Francúzsko, prof. E. Derbyshire, Anglicko (predseda), Dr. M. A. Fedonkin, Rusko, Dr. G. Gaál, Maďarsko, Dr. M. A. Iturralde-Vinent, Kuba, prof. A. B. Kampunzu, Botswana, Dr. F. E. Kockek, Nemecko, prof. C. McA. Powell, Austrália, Dr. M. Ramakrishnan, India, Dr. C. W. Rapela, Argentína, prof. E. Roaldset, Nórsko, prof. N. W. Rutter, Kanada, Dr. E. Salameh, Jordánsko, Dr. E. M. Trippswell, Austrália, prof. Zhao Xun, Čína.

Na každoročných zasadnutiach komitétu (spravidla na prelome januára a februára) sa hodnotí činnosť v rámci projektov a prijímajú sa nové projekty. Hodnotenie prebieha podľa schválenej štruktúry. Hodnotí sa vedecký potenciál a originalnosť projektu, vedecká kvalifikácia navrhovateľa a riešiteľského tímu, očakávaný vedecký, ako aj praktický výstup.

Na lepšiu propagáciu projektov IGCP/UNESCO pripravil predseda komitétu a sekretariát projektov v centrále UNESCO 16-stranovú publikáciu o najdôležitejších výstupoch projektov z hľadiska rozvoja spoločnosti a poskytli ju všetkým členským štátom UNESCO. V nej obsiahnuté výsledky by mali byť vodidlom pre osoby a orgány pôsobiace v strategickom rozhodovaní, lebo sú námetmi odporúčanií „svetového mozgového trustu“ odborníkov v oblasti abiotickéj prírody.

Uznesením predchádzajúcej, t.j. 28. generálnej konferencie UNESCO sa vybrali programy vied o Zemi, a teda aj IGCP na hlbkovú kontrolu na nedávno skončenú 29. generálnu konferenciu. Záver komisie je nasledujúci:

Projekty IGCP by aj v budúcnosti mali byť súčasťou kľúčového programu oddelenia prírodných vied UNESCO, a mali by sa sústrediť na geologické procesy, s priamym vplyvom na životné podmienky ľudstva vrátane faktorov podmienajúcich globálne environmentálne procesy, ktoré vyvolávajú geologické hrozby prameniace z nadmerného využívania prírodných zdrojov, a zároveň by mali zostať hlavným príspevkom UNESCO do porovnávacích štúdií vied o Zemi.

Hodnotiaca komisia zdôraznila najmä nasledujúce fakty:

- V rámci projektov IGCP sa zhranili dôležité jestvujúce a získali nové informácie o svetových ložiskách a zásobách fosforitov, uhlia, Sn, W, bauxitu a sulfidických rúd Cu, Pb a Zn.

- V rámci skončených projektov sa vypracovali rozličné mapy ako základ na racionálne využívanie surovín a pôdy v rozsiahlych oblastiach Afriky, východnej Ázie a Južnej Ameriky.

- Pri plnení projektov sa zhromaždili nové informácie o príčinách dezertifikácie rozsiahlych oblastí v Afrike a Ázii, ako aj kľúčové údaje nevyhnutné na vypracovanie koncepčných klimatických modelov globálneho významu.

- Zostavili sa globálne geochemické mapy determinujúce environmentálne a ekonomické problémy podmienajúce zdravotný stav ľudí, zvierat, úrodnosť pôdy a týkajúce sa ôľazok pitnej vody a zavlážovania a definovali sa podmienky na zakladanie ťažísk komunálneho a iného odpadu.



- Projekty pomohli lepšie chápať dlhodobé kontroverzné efekty terestrických a extraterestrických dejov na rast plodín a rozvoj fauny.

- Sústredili sa súbory dát a získali sa originálne údaje o stabilite pobrežných oblastí, definovali sa príčiny zmien hladiny svetového oceána a charakterizoval sa jeho súčasný stav.

- Koordináciou odberu vzoriek v rozličných oblastiach Zeme na geochronologické výskumy sa spresnili doteraz používané časové škály pre základné geologické procesy.

- Výpočtovou technikou sa spracovali základné údaje o magmatických a sedimentárnych horninách a poskytl sa na využitie v medzinárodnom meradle.

Hodnotiaca komisia okrem iného konštatovala, že spolupráca UNESCO a IUGS pri plnení programu IGCP je vynikajúca a bezproblémová.

Z diskusie na 29. generálnej konferencii UNESCO (október-november 1997) vyplynulo, že sa orientácia projektov IGCP postupne mení. Kým v prvých dvoch dekádach plnenia IGCP projekty riešili prevažne globálne či globalizujúce geologické úlohy (stratigrafická korelácia veľkých oblastí alebo jednotiek, metalogenéza rozličných surovín, tektonicko-geologické problémy), v súčasnosti je tendencia prijímať projekty o výrazných vplyvoch na životné prostredie. Ustavične sa teda opakuje motív služby vedy ľudstvu vyjadrený ústredným sloganom Science in the service to society. Ale ani súčasný trend nemožno pokladať za dlhodobý, lebo už teraz sa objavujú interdisciplinárne a medzisektorové projekty širokého praktického dosahu, aké budú v 21. stor. zrejme prevládať.

V rámci tejto poznámky treba uviesť, že ani slovenskí geológovia nestáli v 25-ročnej histórii projektov IGCP bokom od svetového diania. V minulosti bol doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc. vedúcim projektu Stratigraphic Correlation of the Tethys-Paratethys Neogene (IGCP č. 25, 1974-1982) a nasledoval ho RNDr. Miloš Rakús, CSc., ako vedúci projektu IGCP č. 198 Evolution of the Northern Margin of the Tethys (1983-1988). V tomto roku sa končí projekt IGCP/UNESCO č. 362, ktorý viedol RNDr. Jozef Michalík, DrSc. (s Dr. Leevereldom z Holandska), Tethyan and Boreal Cretaceous (1993-1997). RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., bol vedúcim projektu (s Dr. E. Vető-Akos z Maďarska a Dr. N. Vladom z Rumunska) Carpatho-Balkan Plate Tectonics and Metallogeny (IGCP/UNESCO č. 356, 1993-1997).

Výpočet aktivít slovenských geológov by nebol úplný, keby sme neuviedli, že najmä v poslednej dekáde sa v rámci projektov IGCP u nás sformovali tímy zúčastňujúce sa na ich riešení na medzinárodnej úrovni.

V závere si v mene Národného geologického komitétu SR dovoľujeme poďakovať všetkým kolegom, ktorí sa zaslúžili o to, že sa geologické vedy u nás uberajú správnym smerom, a to najmä vedením významných medzinárodných projektov a výstupmi desiatok geológov prezentujúcich výsledky vlastnej vedeckej práce na medzinárodnom fóre. Napokon vyslovujeme neskromné želanie, aby sa aj v nasledujúcich rokoch našli „odvážlivci“, ktorí sa pustia do tvrdého zápasu o získanie vedúceho postavenia pri riešení globálnych geologických problémov v rámci projektov IGCP/UNESCO.

Dušan Hovorka

## Podpora vedy a výskumu v Brazílii

Ekonomicky sa Brazília začala prebúdať v 60. rokoch, a to akoby v tesnej spätosti so zmenou hlavného mesta a presídlením administrácie z Ria de Janeiro do Brazílie, čo vykonal brazílsky prezident českého pôvodu Juscelino Kubitschek.

Štáty tvoriace brazílsku federáciu (je ich 22) sú geograficky, skladbou obyvateľstva, úrovňou poľnohospodárstva i priemyslu veľmi odlišné.

Severné štáty - Pará, Goiás, Amazónia, Ceará a Bahia - sú priemyselne menej vyvinuté ako južnejšie (Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul). Prosperujúci štát São Paulo patrí medzi najrozvinutejšie a najbohatšie a mesto São Paulo, založené jezuitmi pred 444 rokmi, sa stalo výkonným motorom celej brazílskej ekonomiky.

Tento obrovský okolo 20-miliónový konglomerát rás (počet ľudí žijúcich vo favelách nie je presne známy) poskytuje prakticky všetko. Nepredstaviteľný luxus a bohatstvo sa na uliciach priamo stýka s bezmocnou a bezhraničnou biedou. Obrovský kontrast zrejme vyplýva aj z histórie, v ktorej vojny nenarušili koloniálnu a imperiálnu majetkovú kontinuitu. Očroťstvo bolo zrušené až roku 1888 a súčasná vláda len ťažko rieši problémy mnohých bezzemkov, ktorí sa revolučnými spôsobmi domáhajú pôdy. Tá patrí bohatým potomkom latifundistov a plantážnikov, ktorí sa o pôdu starajú dlhé desaťročia a teraz sa jej ani pod vtlakom nechtú vzdať, a tak vláda sprisťupňuje poľnohospodárskemu rozvoju obrovské priestory v Rondónii, Mato Grosso i v Amazónii. V rámci ekologických a poľno-

hospodárskych megaprojektov, často financovaných japonskými priemyselníkmi, je neraz ohrozená amazonská džungľa. Tá ročne stráca okolo 13 tisíc km<sup>2</sup> porastu a jej už nie viac ako 150 tisíc amazonských Indiánov cíti, že im hrozí zánik.

Brazília veľkosťou (8 511 965 km<sup>2</sup> a okolo 150 miliónov obyvateľov), polohou na juhoamerickom kontinente, obrovským minerálnym nerastným bohatstvom, priemyslovou a poľnohospodárskou kapacitou (v niektorých oblastiach je úroda 2 - 3-krát za rok, navyše na južnej pologuli) je isto potenciálnou veľmocou.

Bohatšie štáty majú oveľa lepšie podmienky na podporu rozvoja vedy aj kultúry. Štát São Paulo - s rozvinutým priemyslom letectva, zbraňovým a automobilovým priemyslom, priemyslom výpočtovej techniky, elektroniky a službami - vytvára skoro 46 % hrubého národného produktu a má prastriedky aj na tento cieľ. Jeho hlavné mesto rovnakého mena v centre žiari bohatstvom a luxusom, hoci na periférii vládne chudoba favel a každodenné násilie.

A keďže naozajstné bohatstvo a ekonomická sila každej krajiny neapraniť len z jej materiálnych predpokladov, ale najmä z úrovne duševnej práce, brazílska vláda kladie mimoriadny dôkaz

na rozvoj školstva a vzdelanosti v celofederálnom rámci. Nadácia na podporu vedy a výskumu v štáte São Paulo FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), ktorá vznikla na základe štátneho dekrétu roku 1962,

je jedným z najväčších nadácií na financovanie vedeckého bádania a rozvoja technológií a postupne si získala uznanie a úctu v celej Brazílii. Rozličné nadácie a súkromné organizácie na podporu vzdelanosti a kultúry boli už od roku 1947. Finančný príspevok na takýto rozvoj rok čo rok zvyšuje aj štát. Napr. roku 1989 predstavoval až 1 % čistého príjmu štátu a stále rastie tak, ako rastie ekonomické zdraje štátu. Nadácie majú zvyčajne široké zameranie, ale jednou z ich trvalých úloh je podpora realizácie projektov, ako aj rozvoj vedeckého poznania samých výskumných pracovníkov. Tradične ide o finančnú pomoc na konkrétne výskumné projekty, no aj o rozličné štipen-



São Paulo priťahuje ekonomickým rastom množstvo imigrantov. Ludnatnosť súperi s metropolou Mexica a je najväčším mestom amerických kontinentov.

diá. Nadácia FAPESP ich už poskytla vyše 40 tisíc štipendií a okolo 30 tisíc róz rozličnou formou pomohla pri rozvoji technológií a výskumu vrátane nákupu moderných analytických a meracích prístrojov. Štipendiá patriace do kategórie tzv. študijnej pomoci zahŕňajú finančnú pomoc na vedecko-technologický rozvoj, zdokonaľovanie sa v odbore na univerzitných štúdiách, prípravu a realizáciu doktorských prác, ako aj na výskum v rámci postdoktorandskej činnosti. Pri odchode na zahraničné univerzity poskytuje FAPESP štipendiá doktorandom a postdoktorandom bez ohľadu na to, či tak urobí aj prijímajúca univerzita. Čiastočná finančná pomoc alebo aj celé financovanie sa poskytuje brazílskym projektom, hosťujúcim profesorom, výskumníkom, ale aj na organizovanie vedeckých akcií. Výnimkou nebývajú ani cesty na konferencie alebo študijné pobyty v zahraničí.

Finančnú pomoc bez akéhokoľvek uprednostňovania dostávajú 1. technické vedy, 2. exaktné vedy a vedy o Zemi, 3. biologické vedy, 4. vedy o zdraví, 5. poľnohospodárske vedy, 6. aplikované sociálne vedy, 7. humánne vedy, 8. filozofia, 9. lingvistik a písomníctvo a 10. umenie. Financovanie má veľmi konkrétne zameranie a výsledky sa starostlivo kontrolujú. Administratívne sa rukuje pred pridelením pomoci a po nej. V minulosti bola finančná štipendijná pomoc a pomoc pri realizácii vedeckých či technologických projektov veľmi vyvážená, ale v súčasnosti začína prevládať podpora projektov, najmä medzinárodných, takže štipendiá predstavujú iba 15-20 % celkovej finančnej pomoci.

Paralelne a v nadväznosti na tradíciu poskytovania pomoci nadáciou sa rozvíjajú špecifické programy vychádzajúce z potrieb rozličných technológií, rozširovania poznatkov ekonomického rozvoja, ale aj administratívneho establišmentu. Tieto špecifické projekty sledujú dôslednú modernizáciu vedeckej infraštruktúry výskumu, rozvoj informačnej siete vedecko-technických poznatkov a tiež sústavnú modernizáciu laboratórneho vybavenia štátnych inštitúcií. Len v štáte São Paulo predstavovali takéto investície v rokoch 1994/1995 okolo 330 miliónov US). Nadácie priamo reagujú na požiadavky vedeckej komunity a zanedbanie primeranej podpory vedeckej a výskumnej aktivity sa všeobecne chápe ako implantácia rozkladného faktora zvyšujúca riziko rozvoja s celospoločenským negatívnym vplyvom.

Veľmi sa dbá na funkčnosť akademickej informačnej siete v rámci univerzít, ale aj vo federálnom meradle. Pri poruche prístroja, keď treba čakať na náhradný diel, čo sa operatívne hradí z financií projektov alebo z inštitucionálnych zdrojov, nie je problém vykonať merania v inom laboratóriu, ktoré je skoro vždy zodpovedne ústretové. Od roku 1989 budovaná elektro-

nická akademická sieť (ANSP - Academic Network at São Paulo) prepája výpočtové a informačné pracoviská s inštitúciami v štáte aj mimo neho. Inými slovami, všetko je pospájané sieťou Internetu a takmer každý pracovník inštitútu má svoju adresu. Internet sa v sieti realizuje dvoma líniami: 2Mbps vo väčších centrách (São Paulo, Campinas, São José do Rio Preto...) a 64-128 Kbps v ďalších centrách (Sorocaba, Franca, Pindamonhangaba...): Táto sieť sa rýchlo rozširuje, ale nie na úkor priameho financovania iných projektov alebo technologickej inovácie produktívnych sektorov.

Chcem zdôrazniť takmer samozrejmu existenciu radu závideniahodných programov a projektov na podporu najmä mladých výskumných pracovníkov, a to nie iba členov pracovných skupín, ale prevažne jednotlivcov s vlastným pracovným zameraním v trvaní do štyroch rokov. Pritom financie pokrývajú potreby na slušnej úrovni. Projekt či úlohu rieši pracovník spravidla na území federálneho brazílskeho štátu, ale výnimkou nie je ani jeho realizácia v cudzine. Časový rozpis terénnych a laboratórnych prác je až úzkostlivo podrobný a záväzný (tzv. Cronograma de Execução), zahŕňajúci aj bibliografickú aktivitu podľa týždňov vykonávaného projektu. Časté sú cesty do USA, Francúzska, Austrálie, Švajčiarska... Mnoho cudzincov sa zúčastňuje na brazílskych projektoch i na pedagogickej práci. Je prirodzené, že vo vedeckých inštitútoch susedia pracovne Taliana, Nemca, Argentínčana, Peruánca, Poliaka, Austráľčana, čo prezrádza globalizáciu v rozvoji a difúzii vedeckých pracovníkov. A finančná podpora na ich rozširovanie každý rok výrazne stúpa, veď len štátna nadácia FAPESP poskytla na podporu vedy roku 1994 približne 120 miliónov a roku 1996 už 340 miliónov USD. Uchádzanie sa o finančnú pomoc v nadáciách je skoro vždy korektné a rovnaké je aj priznávanie dielu práce účastníkov projektu. Nevykonáva sa tu (naša) evaluácia uchádzačov či členov projektu a dominantné nie sú administratívne ani kvantitatívne kritériá.

Brazília je priveľká na to, aby sa dala spoznať počas krátkeho pobytu. Má nesmierne bohatstvo prírodných krás a zaujímavostí, aby sa stihli navštíviť aspoň najľákavejšie. Nestačia na to ani sami Brazílčania. A hoci mnohé miesta nikdy nenavštívia, milujú celú svoju krajinu. Úzke cesty terénom v Minas Gerais medzi historickou, imperiálnou Marianou a Ponta Novou človeku učarujú. A kraj, džungľa, rieky, rastlinstvo zostávajú v mysli ako nostalgická spomienka, rovnako ako jednoduchí, ale ľudia, ktorí nešetria úsmevom a priateľstvom.

M. Dyda

# IŠIEL SOM TOUTOU CESTOU...

GALINA ANDRUSOVÁ-VLČEKOVÁ

DIMITRIJ ANDRUSOV  
(1897-1976)

ŽIVOTOPISNÁ ČRTA

Monografia v rozsahu 151 strán,  
cena 50,- Sk + 6 % DPH.

Objednávky vybavuje redakcia MS.

# Petrológia, mineralógia a geochemia magmatických a metamorfných procesov

Seminár pri príležitosti nedožitých 80. narodenín prof. RNDr. Jakuba Kamenického, DrSc. (17. 3. 1997) zorganizovala Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave.

M. KOHÚT a O. MIKO

## Granitoidy Žiaru

Súčasná stavba jadrového pohoria Žiar odráža výrazné alpínske tektonické procesy späté s formovaním sa karpatského oblúka. Žiar budujú prevažne horniny kryštalinika s prevládajúcimi granitoidmi viacerých typov. Výskyt variet hornín podmienuje rozsegmentovanie hrastu Žiaru na niekoľko blokov, ktorých pozícia vzhľadom na výzdvihové, resp. poklesové pohyby nie je rovnaká. V súčasnosti tu po výraznej paleogénnej denudácii vystupujú na povrch rozličné etáže granitoidného masívu aj so zvyškami jeho metamorfného obalu. Granitoidné teleso má náznak zonálnej stavby a v rámci jadrových pohorí predstavuje najhlbšie erodovanú časť granitoidného plutónu. Väčšinu územia buduje strednozrnný až dvojsľudný granit až granodiorit, často porfýrické, označované ako žiarsky typ. Najerodovanejšiu centrálnu časť tvorí hrubozrnný granit až granodiorit, miestami nevýrazne porfýrické. V menšej miere sa na stavbe plutónu zúčastňujú hybridné biotitické granodiority až tonality, pegmatity a aplity a na jednom mieste sa identifikoval aj biotiticko-amfibolický kremitý diorit.

Granitoidné horniny masívu Žiar geochemicky patria medzi plutonické peraluminózne horniny stredno až vysoko draselnej vápenato-alkalickej granodioriticko-monzonitickej série ( $ASI = 1,0 \sim 1,6$ ; Peacockov index celej série hornín je 58,5). Obsah  $SiO_2$  s výnimkou dioritu je od 62,5 po 78,3 hm. %. Pomer  $Na_2O$  versus  $K_2O$  v granitoch - granodioritoch je vyrovnaný a pomer  $Rb/Sr = 0,2 \sim 1,15$  poukazuje na relatívnu diferencovanosť granitoidov. Normalizované záznamy REE vykazujú vyrovnaný trend distribúcie s nevýraznou zápornou Eu anomáliou pri všetkých typoch granitoidov. V zmysle klasickej I/S typológie patria medzi granitoidy typu S. Podľa geotektonickej klasifikácie ich možno zaradiť medzi neskorokolízne granitoidy so zdedeným geochemickým charakterom VAG, resp. CAG.

M. DYDA

## Tektonometamorfný význam granátov malokarpatských metapelitov

Teplotný a tlakový vývoj krustálneho metamorfného procesu definujú metamorfné trajektórie modelované na základe termálneho a tektonického režimu. Rekonštrukcia trajektórie predpokladá potenciálne zachovanie dôležitých minerálnych vzťahov, a to najmä pri termodynamickom reakčnom prepise predchádzajúcej minerálnej asociácie na novú, metamorfnými reakciami definovanú a rovnovážnu minerálnu asociáciu. Určiť rozsah takýchto progresívnych metamorfných reakcií umožňuje detailnejšie porovnávanie priebehu rekryštalizácie v horninových segmentoch. Vypočítané P–T trajektórie (v rozsahu 570–650 °C a 3,5–6,1 Kbar) niektorých periplutonických asociácií indikujú rozdielne výzdvihové podmienky jednotlivých tektonických blokov. Analýza progresívneho rastu granátov vychádzajúca z podrobnej analýzy distribúcie kryštálových veľkostí potvrdila rýchle chladnutie v priebehu výzdvihu pri vzorkách, kde hmotnostný transfer granátu predstavoval ( $M/M_T = 0,10\text{--}0,53$ ) nízke vypočítané hodnoty. Priemerná vypočítaná nukleácia rýchlosť granátu ( $No/cm^3/s = 2,9 \cdot 10^{-8} \sim 1,0 \cdot 10^{-7}$ ) a dĺžka rezidenčného času rastu granátov ( $\tau_{\min} = 950 \sim 1700$  rok) dokumentujú rozdielnosť metamorfného rekryštalizácie jednotlivých horninových segmentov. Hmotnostná bilancia a rozsah progresívnych metamorfných reakcií vytvárajúcich granát potvrdzujú, že sa tieto reakcie neskončili bilančne a rast granátov

v nich zastavilo schladnutie a kratšie trvanie progresívnej metamorfné reakcie pri kulminácii teploty. Ale kinetické charakteristiky progresívnej kryštalizácie granátov predstavujú regionálne metamorfné podmienky (s rýchlosťou zahrievania ca  $4 \cdot 10^{-5}$  °C/rok) pri vzorkách s periplutonickou tektonickou pozíciou. Je zrejmé, že postkulminálne chladnutie a rýchlosť výzdvihu pri exhumácii týchto blokov neboli rovnomerné, čo potvrdzuje aj vývoj zonálnosti granátov. Je pravdepodobné, že pri niektorých vzorkách výzdvih prerušila rýchla variská tektonická exhumácia. Alpínsky transport blokov rozrušil a premiestnil taktický kryštalický fundament do nových štruktúrnych pozícií. Získané údaje treba chápať ako argument o alochtonite taktika v malokarpatskej oblasti.

S. JACKO st.

## Základné črty tektonometamorfného vývoja Braniska a Čiernej hory

Branisko, Čierna hora a príslahlé gemerikum reprezentujú typický a zároveň najkratší profil interných Západných Karpát s temer kompletným zastúpením základných jednotiek variskej a alpínskej stavby. Vrchnej variskej jednotke patrí komplex Patrie (kryštalinikum Braniska), bujanovský a miklušovský komplex (v kryštaliniku Čiernej hory). Stredná jednotka je odkrytá iba v lodinskom komplexe Čiernej hory. Z paleoalpínskych (predvrchnokriedových) jednotiek chýba v súčasnom erozívnom zreze regiónu iba križňanská sekvencia taktika.

Vo vrchnej jednotke variskej stavby Braniska sa variský tektonometamorfný vývoj začína synkinematickou metamorfozou pri teplote 675–770 °C a tlaku 400–630 MPa a so zvyškami kyanitu, resp. jadier granátov s 20–27 % obsahom pyropovej molekuly (Vozárová, 1993). V bujanovskom komplexe jej prítomnosť indikujú zložením analogické jadrá granátov (Jacko et al., 1990). V migmatitoch bazálneho (miklušovského) komplexu tejto jednotky išlo o teplotu 570–610 °C a tlak 400–500 MPa (Korikovskij in Krist et al., 1992). V strednej jednotke variskej stavby ju teplotou 520–540 °C a tlakom okolo 300 MPa reprezentuje kritická paragenéza  $Bt+Mu+Kfs \pm Gr$  v dvojsľudnej rule a  $Bt+Mu+St+Gr \pm And$  vo svoroch (Korikovskij et al., 1990).

Druhá tektonometamorfná etapa, zastúpená iba vo vrchnej jednotke variskej stavby, sa geneticky viaže na periplutonický efekt granitoidov (Ar–Ar, 334 Ma; Maluski et al., 1993). Pri 590–648 °C a tlaku 300–400 MPa (Branisko), resp., 620–625 °C a 400–450 MPa (komplex Bujanovej), vznikla v rule obidvoch pohorí rovnaká kritická paragenéza  $Bt+Gr+Kfs \pm Sill$  (Vozárová, 1993; Jacko et al., 1990). Tretiu tektonometamorfnú etapu, viažucu sa výlučne na polymigmatitovú aureolu autometamorfovaného granitu bujanovského komplexu, reprezentuje paragenéza  $Kfs+Mu \pm Bt \pm Pl$  (Jacko, 1975).

Záverom, štvrtú etapu variského tektonometamorfného vývoja kryštalinika inicioval presun vrchnej jednotky cez strednú (330–312 Ma, Ar–Ar Dallmeyer, osob. inf.) a jeho produktom je penetratívna diaforéza lodinského komplexu s paragenézou  $Q+bauerit. Mu+Chl \pm Ep$ , vyskytujúcou sa aj v strižných zónach vrchnej jednotky.

Intenzita alpínskeho predvrchnokriedových paragenéz všeobecne rastie s hĺbkou jednotiek a smerom na styk gemerika s veporikom. Tak štruktúry prvého ( $AD_1$ ) štádia deformácie (ležadé vrasy smeru V–Z a mierne na JZ sklonená kliváž so synkinematickým  $Chl+Ser+Q \pm Ep \pm Zo$ ) sú penetratívne vyvinuté iba v metamorfitech lodinského komplexu a v jurských súvrstviach jz. okraja obalovej sekvencie veporika. Rekryštalizácia bazálnych súvrství chočského príkrovu pritom neprekročila úroveň anchizóny (250°, Korikovskij et al., 1992).

V druhom, spodnokriedovom štádiu deformácie sa veporická a gemicická doména regiónu sformovala do vrás smeru SZ-JV. Vo vrásových štruktúrach lodinského komplexu veporického kryštalinika zvyčajne postkinematicky dorastá paragenéza  $\text{Chl} + \text{Mu} + \text{Q} \pm \text{Pl} \pm \text{Tour} \pm \text{Ilm} \pm \text{Ep} \pm \text{Zo}$ . Regionálnu vrásovú stavbu územia smeru SZ-JV penetratívne rozstriháva kliváž margeciánskej strižnej zóny a jej pendantov vo veporiku a gemiciku. V týchto štruktúrach rastie paragenéza  $\text{Ser} + \text{Chl} + \text{Q} \pm \text{Pl} \pm \text{Ab} \pm \text{Ep} \pm \text{Zo} \pm \text{Ca}$ . Z tektonitov vrchného karbónu strižnej zóny Roháčky sa stanovila teplota 200–300 °C (Korikovskij et al., 1991). Tektonity tejto tektonometamorfnej etapy sú obsiahnuté v eocénnych konglomerátoch centrálneokarpatského paleogénu.

Tretie, pravdepodobne vrchnokriedové štádium deformácie sa viaže na otváranie strižných zón smeru SZ-JV a na ich výplň hydrotermálnym zrudnením. V širších, silicifikovaných úsekoch týchto zón sa lokálne vyvíja postkinematická asociácia  $\text{Q} + \text{Mu} + \text{Bi} \pm \text{Ab} \pm \text{Chl} \pm \text{Ca}$ . Najmladšie, štvrté deformačné štádium je späté s postpaleogénou, sinistrálnou posunovou reaktíviáciou strižných zón smeru SZ-JV. Dokumentujú to polohy paleogénu zavlečené do strižných zón (Klunkava). V tektonitoch strižných zón je synkinematická paragenéza  $\text{Chl} + \text{Ser} \pm \text{Q} \pm \text{Ep}$ .

B. LUPTÁK, M. JANÁK a D. PLAŠIENKA

## Kyanitovo-chloritoidové bridlice juhovýchodnej časti veporika

Chloritoid z veporika prvýkrát opísal Mišík (1953). Alpínske novotvorené kyanity a chloritoidy na južnom a jv. okraji veporika študoval Vrána (1964). Tieto minerály sa v horninách vrchného paleozoika vyskytujú na rozhraní veporika a gemicika.

Predmetom štúdia boli vrchnopaleozoické bridlice jv. veporika z lokality Hanková. Charakterizuje ich minerálna asociácia kremeň + svetlá sluda (muskovit - fengit - paragonit) + chloritoid + kyanit + chlorit ± ilmenit ± ± rutil. Vznik minerálnej asociácie bohatej na chloritoid a kyanit závisí od celkového chemického zloženia horniny (vysoký obsah  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), a preto sa vyskytuje predovšetkým v metapelitoch.

Mikroštruktúrne pozorovanie ukázalo, že chloritoid je orientovaný paralelne s plochami metamorfnej bridličnatosti. Neskôr rotoval do plôch c, ktorých vznik súvisí s tvorbou strižných pásov pri neskoršej extenzii (vrch na V).

Z chemických analýz získaných elektrónovým mikroskopickým zložením sa vypočítala aktivita koncových členov jednotlivých minerálov a použila sa pri termobarometrickom výpočte za pomoci vnútorne konzistentných termodynamických dát.

V systéme FMASH vypočítané teplotno-tlakové podmienky z minerálnej asociácie chloritoid - chlorit - kyanit - kremeň  $\text{H}_2\text{O}$  dosiahli 456–459 °C a 8,2–9,3 kbar (PTAX - Berman, 1988), resp. 471–477 °C a 5,6–7,2 kbar (THERMOCALC - Holland and Powell, 1990). Na vyššiu tlakovú metamorfózu študovaných hornín poukazuje aj obsah Si vo fengite, ktorý sa pohybuje okolo hodnoty 6,4 na vzorcovú jednotku.

Zistené teplotno-tlakové podmienky z kyanitovo-chloritoidových bridlic z Hankovej sú v zhode s petrogenetickými mriežkami metapelitov (Bucher a Frey, 1994; Spear a Cheney, 1989). Prítomnosť kyanitu a absencia pyrofylitu indikujú prekročenie invariantného rozhrania stability pyrofylitu. Na druhej strane sa vrchnoteplotná hranica stability chloritoidu, charakteristická vznikom granátu alebo staurolitu, neprekročila.

M. HURAIÓVÁ a P. KONEČNÝ

## Teplota, tlak, zloženie fluid a oxidačný stav spodnokôrového magmatického rezervoára na južnom Slovensku

Mafické a salické magmatické xenolity sa našli v bazaltickom lapilovom tufe maarovej štruktúry pri Pincinej, ktorá patrí do podrečianskej formácie. Maar vznikol freatomagmatickou erupciou pri sedimentácii poľtárskej for-

mácie vrchnopliocénneho veku. Podľa modálneho zloženia sa identifikovali gabroidné, anortoklasitové a tonalitové xenolity (Huraiová et al., 1996).

P–T podmienky kryštalizácie xenolitu sa odvodili pomocou rozličných termobarometrov a z hustoty inklúzií  $\text{CO}_2$ . Plášťový pôvod gabier indikujú maximálne P–T podmienky vzniku pyroxénov (1230 °C, 10 kbar), ktoré sa začali akumulovať v hĺbke 33 km pod recentnou diskontinuitou MOHO. Hlavná masa pyroxénov kryštalizovala pri teplote 1160 °C a tlaku 6,5–7,5 kbar v hĺbke 19,5–23,9 km. Minimálna hodnota teploty 1068 °C a tlaku 4,3 kbar môže predstavovať subsolidovú reekvilibráciu tepelným účinkom okolitého bazaltu alebo podmienky neskoršej akumulácie pyroxénov vo vrchnej časti rezervoára. Kombináciou amfibolového termometra a hustoty inklúzií  $\text{CO}_2$  sa odvodili podmienky vzniku dvoch horizontov gabroidných xenolitov bohatých na hornblend. Hornblendity s biotitom kryštalizovali v hĺbke 15–17 km (3,8–4,6 kbar, 981–989 °C) a hornblendity bez biotitu v hĺbke 18,8–20,3 km (5,0–5,7 kbar, 1013–1065 °C).

Podľa hustoty  $\text{CO}_2$  sa odlišili aj dva horizonty anortoklasitov, ktorých rozdielny oxidačný stav dokumentuje odlišný obsah  $\text{Fe}^{3+}$  v intersticiálnom skle a variabilné zastúpenie CO,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  a  $\text{N}_2$  v inklúziách  $\text{CO}_2$ . Štruktúrne parametre skla (Mysen a Virgo, 1989) spolu so zložením a hustotou inkludovaných plynov v koexistujúcich K živcoch sa použili na výpočet P–T podmienok a oxidačného stavu v spodnom horizonte anortoklasitov. Tlak tu kolísal od 3,9 do 4,3 kbar a teplota od 740 do 840 °C. Fugacita O sa pohybovala od 0,9 do 1,3 logaritmickej jednotiek pod experimentálnym bufrom kremeň - fayalit - magnetit (QFM).

J. LEICHMANN, J. ŠTELCL a K. ZACHOVALOVÁ

## Petrologie vysoce radioaktívnych alkalických syenitů z gfoehlské jednotky moldanubika

3 km na SZ od Náměstí nad Oslavou v údolí řeky Oslavy cca 500 na V od intruzivního kontaktu třebíčského masívu s gfoehlskou skupinou moldanubika intrudují do moldanubických biotitických rul a migmatitů dvě drobná, asi 100 m dlouhá čochovitá tělesa alkalických syenitů. Od drubachitů třebíčského masívu jsou tyto drobné intruze odděleny pruhem amfibolicko-biotitických rul a biotitických migmatitů.

Tělesa alkalických syenitů nejsou zcela homogenní. Okrajovou facií tvoří středně až hrubě zrnitý amfibolický alkalický syenit, který ve středu tělesa přechází do drobně zrnitého leukokrátního alkalického syenitu. Obě variety se liší nejen zrnitostí, ale i minerálním složením. V obou typech je zastoupen K živec (86–90 %), amfibol (3–10 %), zirkon, biotit a titanit. Křemen (2–9 %), plagioklas (do 2 %) a ilmenit se vyskytují pouze v hrubě zrnitých amfibolických alkalických syenitech. Obsah zirkonu dosahuje v jemnozrnné varietě až 5 %. S vysokým obsahem K živce koresponduje i vysoký obsah  $\text{K}_2\text{O}$  (11–13 %) a  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17–18 %). Nízký poměr Mg/Fe tot. v hornině (0,1–0,4) odpovídá silné převaze Fe nad Mg v hlavním mafickém minerálu - amfibolu ferropargasitu ( $X_{\text{Mg}}$  0,17–0,23). Pro alkalické syenity je charakteristický vysoký obsah Th a U. Koncentrace U dosahuje u hrubo- až 40 ppm, Th až 98 ppm. U jemnozrnné variety stoupá obsah U na 140–370 ppm a Th až na 350–960 ppm. Doposud jediným zjištěným radioaktivním minerálem je zirkon. Jeho radioaktivita způsobuje isomorfní příměs  $\text{UO}_2$  a četné uzavřeniny uranothoritu. Zirkon sám je v důsledku vysokého obsahu U a Th často zcela metamiktálně přeměněn na směs hydrozirkonu a další velmi jemnozrnné, obtížně identifikovatelné fáze.

Právě vysoký obsah radioaktivních prvků, prostorová sblíženost alkalických syenitů s TM a jejich leukokrátní charakter vedly Hájka a Lunu (1972) a Weisse (1974) k interpretaci alkalického syenitu jako alkalického diferentiátu třebíčského masívu. Alkalické syenity ale do diferenciálního trendu třebíčského masívu nezapadají. Jeho diferenciální trend směřuje od MgO (8 %) a  $\text{K}_2\text{O}$  (8 %) bohatých a  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,4 %) relativně chudých mafických biotiticko-amfibolických syenitů k  $\text{Na}_2\text{O}$  (4 %) obohaceným a MgO (0,6 %) a  $\text{K}_2\text{O}$  (5 %) obohateným biotitickým žulám a ne k alkalickým amfibolickým syenitům. Na druhou stranu sblížené poměry Th/U (alk. syenity 1,9–2,8; 2–2,6 TM) a jejich vysoký obsah v obou tělesech svědčí pro genetickou sblíženost alkalických syenitů s horninami třebíčského masívu. Vzájemný vztah obou těles je objektem dalšího výzkumu.



A. VOZÁROVÁ

## Význam klastického detritu pri interpretácii vývoja sedimentačného bazéna Ľubietovského permu

Ľubietovský perm je reliktom výplne transtenzno-transpresného kontinentálneho sedimentačného bazéna vzniknuteľného na podklade varisky sformovaných kryštalinických komplexov, ktoré dnes vystupujú na povrch v alpinskej jednotke severného veporika.

Relikty výplne tohto bazéna majú znaky výraznej litofaciálnej diferenciácie v laterálnom aj vo vertikálnom smere, čo vyjadruje ich litostratigrafické členenie. Odspodu nahor vyčlenené dve litostratigrafické jednotky - brusnianske a predajnianske súvrstvie - sa odlišujú nielen typom aluviálnej sedimentácie, sedimentačným režimom a smerom transportu, ale aj charakterom klastického detritu, a teda aj zdrojových oblastí (Vozárová, 1979). Detritický mód pieskovca brusnianskeho súvrstvia signalizuje granitovú zdrojovú oblasť, zloženie obliakmi, ako aj petrofaciálne parametre pieskovca predajnianskeho súvrstvia zdroj z nízkometamorfovaných až strednometamorfovaných komplexov severoveporského kryštalinika. Okrem toho predajnianske súvrstvie obsahuje kanibalisticky prepracovaný detrit z podložného brusnianskeho súvrstvia, ktorý reprezentujú úlomky z vulkanogénneho horizontu Ľarnobisu. Dôležité je zistenie, že je medzi obliakmi predajnianskeho súvrstvia veľa úlomkov z mikrogranitu, čo vylučuje ich mladší permský alebo dokonca postpermský vek. Rovnako závažným faktom je, že sa medzi obliakmi nenašli diafority. Minerálne asociácie v metamorfotoch zodpovedajú progresívnym fázam metamorfózy. Na základe ostrej zmeny v skladbe detritu, ako aj sedimentačného systému a transportných smerov predpokladáme intrapermské prerušenie v sedimentácii a paralelnú nesúhlasnosť medzi obidvoma permskými formáciami Ľubietovského permu.

P. UHER a I. BROSKA

## Apatitovo-biotitový geotermometer - aplikácia na hercýnske granitoidy Západných Karpát

Apatitovo-biotitový geotermometer využíva rovnovážnu distribúciu  $F$  a  $OH$  v koexistujúcom páre apatit (Ap) - biotit (Bt), ktorá je funkciou teploty. Jeho najprepracovanejšia verzia (Zhu a Sverjensky, 1992) má podobu:

$$T(^{\circ}C) = (8852 - 0,024P + 5000X_{Fe}^{Bt}) / (1,987 \ln K_D) + 3,3666 - 273,15.$$

$P$  je tlak v baroch, ale na výpočet teploty má nepatrný vplyv, a preto sme pri granitoidných horninách, ak nie je určený inak, použili  $P = 4 \text{ kbar} = 400 \text{ MPa}$ .

$$X_{Fe}^{Bt} = \text{molar } (Fe + Al^{VI}) / (Mg + Fe + Al^{VI}) \text{ v Bt, } K_D = \text{molar } (X_F / X_{OH})^{Ap} / (X_F / X_{OH})^{Bt}.$$

Aplikácia tohto vzťahu na desať vzoriek hercýnskych granitoidov Západných Karpát dosadili realistickejši, klasickou chemickou analýzou stanovený obsah  $H_2O$ ,  $F$ ,  $Cl$  a  $CO_2$  z vyseparovaných apatitov. Kým obsah  $F$  bol veľmi blízky údajom z mikrosondy, obsah  $OH$  bol podstatne nižší. To výrazne ovplyvnilo pomer  $(F/OH)^{Ap}$ , a tým aj teplotu, ktorá sa z pôvodných  $730-760^{\circ}C$  zmenila na  $520^{\circ}C$ , resp. z  $850-890^{\circ}C$  na  $660^{\circ}C$ .

Problém sa ukázal ako komplikovanejší, keď sme do dvoch vzoriek granitoidov Tríbeča dosadili realistickejši, klasickou chemickou analýzou stanovený obsah  $H_2O$ ,  $F$ ,  $Cl$  a  $CO_2$  z vyseparovaných apatitov. Kým obsah  $F$  bol veľmi blízky údajom z mikrosondy, obsah  $OH$  bol podstatne nižší. To výrazne ovplyvnilo pomer  $(F/OH)^{Ap}$ , a tým aj teplotu, ktorá sa z pôvodných  $730-760^{\circ}C$  zmenila na  $520^{\circ}C$ , resp. z  $850-890^{\circ}C$  na  $660^{\circ}C$ .

Hoci zatiaľ ide iba o obmedzený počet vzoriek, ukazuje sa, že apatitovo-biotitový geotermometer, ktorý sa doteraz chápal ako indikátor magmatickej kryštalizácie materských hornín, poukazuje skôr na chemické uzavretie páru apatit - biotit pri podstatne nižších, subsoľidových podmienkach.

I. BROSKA, I. PETRÍK a P. ŠIMAN

## Petrogenetický význam monazitu

Pre nové možnosti aplikácie v magmatickom a metamorfom procese je monazit v poslednom čase predmetom ustavične rastúcej pozornosti petrologov. Okrem tradičného využívania v paragenetických, resp. v sukcesných vzťahoch a v izotopovej geológii, sa dnes stále častejšie používa ako geotermometer, ale aj minerál veľmi vhodný na tzv. chemické datovanie.

Experimentálne práce ukázali, že saturácia prvkov vzácnych zemín závisí od teploty a to viedlo k vzniku REE geotermometra založeného na štúdiu rozpustnosti monazitu v taveninách (Montel, 1986, 1993). Tento geotermometer, dobre korelujúci so Zr termometrom, sa v Západných Karpatoch úspešne využil v kryštaliniku Malej Fatry (Broska et al., 1997) a Tríbeča (Broska a Petrík, in prep.).

Chemicky datovať monazit možno vďaka tomu, že magmatický monazit je prakticky bez obyčajného Pb, a preto nie je nevyhnutné poznať izotopické zloženie U-Th-Pb (Suzuki a Adachi, 1991; Montel, 1996). Na tomto princípe je založené datovanie monazitu na mikrosonde, ktoré poskytuje rýchlu, lacnú, ale relatívne presnú informáciu o veku. Mikrosondové datovanie monazitu v Západných Karpatoch napr. preukázalo spodnokarbonský vek ortoruly v Nízkych Tatrách alebo permský vek hnieľského granitu.

Stabilita monazitu sa začala bližšie študovať v Alpách iba v ostatných rokoch. Ukázalo sa, že monazit je v amfibolitovej facií nestabilný a postupne sa mení na allanit. Tento jav sa zistil aj vo veporiku v hybridnom komplexe. Opačný jav, keď sa allanit mení na monazit, je známy napr. z ortorúl zo svekonorskej provincie v jz. Nórsku (Bingen et al., 1996). V Tríbeči sa spozoroval magmatický zvrät v kryštalizácii allanitu a monazitu, keď sa počiatočná kryštalizácia allanitu neskôr zmenila na masívnu kryštalizáciu monazitu v hlavnom magmatickom štádiu. V týchto vzorkách sa allanit zachováva vo forme jadier v monazitoch.

Napokon treba pripomenúť, že monazit má popri petrologickom aj praktický význam. Okrem toho, že surovinou prvkov vzácnych zemín, zužitkúva sa aj ako sorbent U a Th na skládkach rádioaktívneho odpadu.

M. SUK

## Alpinotypní ultrabazika na juhovýchodnom okraji Českého masívu

Na jv. okraji Českého masívu jsou zastoupeny ultrabazické horniny různého původu a rozdílného geologického postavení.

1. Součástí rozlečených metaofiolitových komplexů (letovické krystalinikum, staroměstské pásmo, metabazitová zóna brněnského masívu, raabská jednotka, Nova Rudá-Sleza). Tyto výskyty mají zákonitě uspořádání, indikující průběh předhercýnské sutury.

2. Součástí těles hlubinných vývěřin jsou ultrabazické horniny tvořící kumuláty v gabroidních masívech (Ransko, Utín), ultrabazika tvořící reliktní souhy a čočky v durbachitech (tríbečský masív) a tělesa spjatá s ortoamfibolity (jesenický a sobotínský masív, Dolní Bory). Jsou to vesměs plagioklasové peridotity, které mívají tholeitový diferenciální trend a je s nimi spojeno sulfidové zrudnění.

3. Samostatným výskytem ultrabazických láv se blíží horniny v severní části staroměstského pásma (Petrovice), nebo těšínitové formace v Beskydech.

4. Ultrabazické xenolity v alkalických bazaltoidech v nízkém Jeseníku jsou typické čtyřfázové lherzolity.

5. Ultrabazické horniny tvořící čočkovitá tělesa v pararulách, migmatitech a leukokratických metamorfitech (ortoruly, granulity). Jsou to lherzolity, harzburgity a pyroxenity často se spinelem a granátem. Jsou koncentrovány do pruhů sledovatelných na desítky kilometrů. Tyto pruhy nemají nic společného s moravským nasunutím, jsou vázány na střížné zóny a jsou v nich stavby odpovídající tektonickému rozlečení. Většina údajů ukazuje, že granát je v nich metamorfní a nikoliv plášťového původu. To vzbuzuje pochybnosti o správnosti všech úvah o hloubkové anizotropii svrchního pláště ve střední Evropě, pokud vycházejí z tohoto argumentu.

Š. DAVIDOVÁ

## Grafický granit v pegmatitech tatrika

Jedným z vývojových štádií pegmatitov je vznik grafických prerastov kremeňa a živca. V tatriku sa s takýmito prerastmi stretáme pri mocnejších ( $>0,5 \text{ m}$ ) zonálnych alebo sčasných zonálnych pegmatitoch, kde tvoria bloky maximálne veľké  $0,6 \times 0,30 \times 0,40 \text{ m}$ .

V tatrikých pegmatitoch sa vyskytujú dva typy grafického prerastania, a to 1. prerasty kremeňa a mikroklínu a 2. prerasty kremeňa a albitu.



Pre prvý typ sú charakteristické ichtioglypty s euhedrálom a niekedy na konkávnej strane so skeletovým, nepravidelným ohraničením. Obsah kremeňa sa pohybuje medzi 21–33, Or 54–63, Ab 14–23 a An 0,11–0,53 %. Štruktúrne vzťahy minerálnych fáz, chemické a fázové zloženie určujú primárny magmatický vznik grafického prerastania, ktorý prebiehal súčasnou kryštalizáciou oboch fáz v nerovnovážnych podmienkach ako výsledok podchladenia. Súčasná kryštalizácia nezodpovedá klasickej eutektickej kryštalizácii, ale ju určujú kinetické fenomény na rozhraní kryštál - tavenina.

Druhý typ je jemnozrnný a má vyšší obsah kremeňa (od 31 % do 49 %). Plagioklas je albit až veľmi kyslý oligoklas so 4 až 11 % An. Ichtioglypty sú nepravidelné, bez euhedrálnej plochy. Štruktúrne vzťahy a chemické zloženie (nízky obsah An) poukazujú na sekundárny pôvod tohto prerastania.

Po vykryštalizovaní hlavných etáp pegmatitu vznikla fluidno-kvapalná fáza bohatá na Na, ktorej dispozícia okolitých hornín neumožnila únik, a tak prebehlo zatlačenie okrem pôvodných minerálov aj grafického granitu I. typu a vznikol grafický prerast s albitom 2. typu.

P. IVAN

## Relikty magmatických minerálov a štruktúr v HP/LT metamorfovaných vulkanitoch meliatsko-halštatského oceána

Vysokotlakovo-nízko-temperatúrne (HP/LT) metamorfované horniny nájdené v príkrove Bôrky v ofiolitovej formácii údolia Bodvy, ako aj v obličkách kriedového zlepenka gosauského typu pri Dobšinskej Ladovej Jaskyni vznikli ako výsledok subdukcie mezozoického meliatsko-halštatského oceána na rozhraní strednej a vrchnej jury. Najrozšírenejšie sú v príkrove Bôrky. Na rozdiel od tradičnej predstavy nereprezentujú iba horniny subdukovanej oceánskej dosky, ale aj horniny, ktoré pri subdukcii tvorili jej bezprostredné nadložie. Kritériá na ich odlišenie sú najmä petrografické a geochemické a umožňujú identifikovať protolit, jeho geodynamické prostredie vzniku a metamorfnú evolúciu. Identifikáciu protolitu uľahčil fakt, že v HP/LT metamorfóze sa zachovali štruktúry predchádzajúcich vývojových štádií.

Výsledky štúdia viedli k nasledujúcim záverom:

1. Vlastné horniny meliatsko-halštatského oceána sú prevažne z metamorfovaných magmatitov najvrchnejšej časti pôvodnej oceánskej kôry - bazaltov a doleritov, zriedka i gabier.

2. Sledované horniny si zväčša dobre zachovali primárnu magmatickú štruktúru. Vo výlevných bazaltoch dominuje ofitická, resp. subofitická štruktúra. Zistila sa aj glomerofitická, intersertálna a hyalínna štruktúra. Pre hyaloklasty a autoklastické lávové brekcie je typická brekciovitá štruktúra. Intrúziívne magmatity mali pôvodne doleritovú a gabrovú štruktúru.

3. Metamorfóza oceánskych magmatitov mala polyštádiálny charakter. Staršiu metamorfózu typu oceánskych riftov vystriedala progresívna metamorfóza v subdukčnej zóne a nerovnaká intenzívna regresívna metamorfóza pri exhumácii.

4. Jediným zachovaným magmatickým minerálom je reliktný klinopyroxén. Jeho zloženie v zhode s celohorninovými geochemickými údajmi potvrdzuje blízkosť pôvodných bazaltov k bazaltom zaoblúkových bazénov.

5. Porovnanie zloženia magmatických pyroxénov subdukovaných (Radzim) a obdukovaných (Jaklovec) bazaltov meliatsko-halštatského oceána rovnako ako porovnanie celohorninových geochemických údajov indikujú, že subdukovaná bola kôra raného štádia otvárania sa meliatsko-halštatského oceána, kým obdukovaná bola už kôra rozvinutého štádia s bazaltmi blízkymi normálnym bazaltom stredoocéánskych riftov.

L. LUDHOVÁ a M. JANÁK

## Cordierit - nový minerál kryštalinika Tatier

Cordierit sa ako produkt regionálnej metamorfózy v rámci kryštalinika Západných Karpát po prvýkrát zistil vo Veľkej Fatre (Janák a Kohút, 1996) a neskôr aj v západnej časti kryštalinika Tatier (Janák a Ludhová, 1996).

Tatranské kryštalinikum tvoria dve hlavné tektonické jednotky vykazujúce inverznú metamorfnú zonalnosť. Vyššie metamorfovaná vrchná jednotka zahŕňa jazykovité granitoidné teleso, v ktorého podloží aj nadloží sú migmatity tzv. sillimanitovej zóny (Janák et al., 1988). Migmatity s cordieritom vystupujú v bezprostrednom nadloží granitoidov na lokalite Ježová

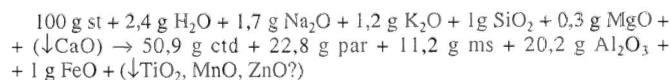
v Západných Tatrách. Kontakt pelitických migmatitov s granitoidmi nie je ostrý, takže možno pozorovať postupnú zmenu textúry od stromatitovej po diatexitickú až granitovú. Leukosóm migmatitov je z kremeňa, plagioklasu, K živca a často z myrmekitu a pertitu. Obsahuje aj granát, ktorý je v nerovnakom rozsahu resorbovaný hnedým železitým biotitom a prizmatickým sillimanitom. Cordierit podľahol silnej pinitizácii, a tak sa zachovali len jadrá niektorých zŕn. Jeho zvyšky sa vždy nachádzajú uprostred jemnozrnného fengitického muskovitu. Cordierit zatláčajú aj porfýroblasty muskovitu prerastajúceho sa so svetlozeleným horečnatým biotitom. Pseudomorfóza po cordierite je pomerne častá, ale väčšinou je pinitizovaný úplne. Na základe mikroskopického pozorovania možno predpokladať, že cordierit vznikol zo železitého biotitu a sillimanitu reakciou biotit + sillimanit + kremeň = cordierit + K živce + tavenina až po resorpcii granátu biotitom a sillimanitom, ale nie súčasne, resp. na úkor granátu. Podľa optického pozorovania, petrogenetickej mriežky a termobarometrických výpočtov sa rekonštruovala P-T trajektória indikujúca exhumáciu z hĺbky zodpovedajúcej tlaku viac ako 5–6 kbar a teplote vyššej ako 800 °C. Píkové P-T podmienky zodpovedali krivke dehydratačného tavenia biotitu produkujúcej granát a K živce ako zvyšok. Pri nasledujúcom poklese teploty a pravdepodobne aj tlaku nastala resorpcia granátu za vniku sillimanitu a biotitu a z nich pri ďalšom poklese tlaku pod 4 kbar vznikol cordierit. Cordierit uprostred leukosomatitických polôh vznikol pravdepodobne až po kryštalizácii taveniny a neskôr sa počas chladnutia v subsolidových podmienkach uplatnila pinitizácia a zatlačenie cordieritu za vzniku phengitického muskovitu a horečnatého biotitu. Vznik cordieritu v masive Ježovej bol pravdepodobne výsledkom celkového chemizmu horniny, lebo je horečnatejší ako v ostatných častiach sillimanitovej zóny vrchnej jednotky kryštalinika Tatier.

M. KOVÁČIK

## Retrográdne reakcie otvoreného systému - látková a objemová bilancia a ďalšie aplikácie (dva príklady z kohútskej zóny)

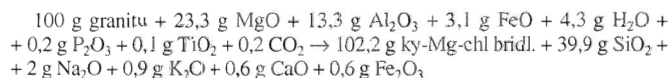
V alpínskej tektonometamorfóze juhoveporického kryštalinika majú významnú úlohu metasomatitické procesy, ktoré ilustrujeme na dvoch príkladoch.

V prvom prípade sa analyzuje regionálny fenomén - rozklad predalpinskeho staurolitu. Vybraté pseudomorfózy po staurolite sa skladajú z 55 % chloritoidu, 30 % paragonitu a 15 % muskovitu. Informáciu o pohyblivosti zložiek v danej reakcii približuje rovnica odvodená podľa metódy Gresens (1967)



Z mikroskopického pozorovania, ale aj z grafického vyjadrenia prínosu a odnosu prvkov v pseudomorfóze vychádza, že ide o izoobjemovú alebo mierne pozitívnu objemovú zmenu (napr. 8 % rast objemu by mohla indikovať imobilita  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ , pričom zároveň o niečo klesá výnos  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Prínos fluid sa derivuje z externých zdrojov, lebo sledované metapelitey bohaté na Fe a Al neobsahujú živce, biotit ani iné fázy, ktoré by pri premenách uvoľňovali alkálie alebo voľu.

V druhom prípade ide o alteráciu v okolí magnezitovo-mastencových telies, ktorá svojou intenzitou prakticky zotrela charakter horninového prekursora. Je to kyanitovo-magnézovo-chloritická bridlica, ktorá pravdepodobne vznikla z granitu ako výsledok infiltračnej metamorfózy. Pri predpokladanej izoobjemovej premeny dostávame rovnicu:



Naznačená retrográdna premena je spätá aj s výraznou pohyblivosťou mikroprvkov. Do systému sa prináša Li, Ga a ľahké vzácne zeminy a odnos reprezentuje Rb, Ba a ťažké vzácne zeminy. V porovnaní s prvým príkladom je tento typ premeny charakteristický zjavným prínosom Al.

Obidva prípady dokumentujú značnú mobilitu Al v naloženom metasomatisko-metamorfnom procese.

M. SUK a V. BEZÁK

## Prekambrické jednotky v alpsko-karpatskej sústave

Identifikácia prekambrických blokov v mladších orogénnych sústavach má pre poznanie hlbinných štruktúr kontinentálnej kôry veľký význam, a to najmä v prípade, keď sú orogénne pásy lemujuce štíty deštruované a ich fragmenty zabudované do nových pásov alebo pre-kryté, ako je to aj v prípade európskych alpíd.

Stredná vrstva kôry (granitovo-rulová) v alpsko-karpatskej sústave patrí jednak prekambrickým a jednak hercýnskym jednotkám. Od Českého masívu pokračujú na J dva prekambrické bloky (z moldanubika na Z a brnianska jednotka na V) do podložia Alp aspoň po inšubrickú líniu. Brnianska jednotka pokračuje aj na V v podloží Západných Karpát. Podľa najnovšej interpretácie je jej južná hranica nepravidelná a v strednej časti

Slovenska siaha do 100 km na J od severného okraja Karpát. Južnejšie boľi jej fragmenty (ak existovali ?) z tohto priestoru oddelené pri riftingu penninského oceána a ich poloha nie je doteraz známa. Zaradenie prekambrických jednotiek v podloží panónskej panvy a v dinaridách medzi laurazijské, resp. gondwanské je stále diskutabilné.

V. BEZÁK, I. PETRÍK, L. HRAŠKO a I. BROSKA

## Štruktúry a vývoj hercýnskych granitových plutónov vo veporiku

Granitoidy tvoria v kryštaliniku veporickej jednotky zložitú sústavu telies vzniknúcich počas hercýnskeho vývoja. Najstaršie vystupujú v tzv. hybridnom komplexe, ktorý sa pri hercýnskych tektonickometamorfných procesoch zmenil na ortorulu. Strednú skupinu predstavujú granitoidy vzniknulé v závere hercýnskych kolíznych procesov (okolo 350–340 Ma) a najmladšiu pestrá paleta pomerne malých telies neohercýnskych granitoidov vrchnokarbónskeho a permského veku (hrončockého, síhljanskeho, ipeľského, klenovského typu a p.).

6.ročník medzinárodnej výstavy kameňopriemyslu,  
geológie, geodézie a kartografie



Stroje, zariadenia pre ťažbu  
a spracovanie kameňa,  
nástroje, náradie, diatechnika,  
stavebný, dekoratívny, prírodný  
a umelý kameň, kameň v umení  
a architektúre, geológia,  
geodézia, kartografia.

**Odborní garanti :**

Ministerstvo životného prostredia-sekcia geológie a prírodných zdrojov

Geodetický a kartografický ústav

Cech kamenárov Slovenska

INFORMÁCIE:  
LOCO, P.O.BOX 206, K Výstavisku 12, 912 50 TREŇČÍN  
tel.: 0831 / 440 240, fax: 0831 / 430 707  
TMM a.s., Pod Sokolice 43, Trenčín 911 01

**VÝSTAVISKO TMM TREŇČÍN 20. - 22. 8. 1998**

# Perspektívy nerúd v treťom tisícročí

z pohľadu monografie P. W. Harbena a M. Kužvarta *Industrial Minerals: Global Geology (England, Industrial Minerals Information Ltd. 1997. 462 p.)*

Recenzovaná publikácia je prepracovaným a aktualizovaným spojením 3. vydania monografie P. W. Harbena a R. L. Batesa *Industrial Minerals - Geology and World Deposits* (London 1990, 312 p.) a 2. vydania monografie M. Kužvarta *Industrial Minerals and Rocks* (Praha 1984, 454 p.), ktoré sa zaoberajú geológiou, genézou, distribúciou a využívaním priemyselných minerálov a hornín.

Konvenčne sa medzi ne zaraďujú nie iba minerály a horniny vhodné na získavanie kovov, ale aj horniny a minerály prevažne nekovového vzhladu zužitkujúce sa v rade priemyselných odvetví. Autori sa venujú 48 nerastným surovinám od azbestu po zeolity vrátane bauxitu, chromitu, oxidov Fe, minerálov Mn, vzácnych zemín, ako aj minerálov Ti a Zr. Tak vzniklo doteraz najlepšie kompendium o priemyselných mineráloch, v ktorom sa základné poznatky podávajú komplexne, proporcionálne a vo vzájomnej nadväznosti a spätosti.

Úvod každej kapitoly obsahuje mineralogickú, chemickú a fyzikálnu charakteristiku suroviny. Potom sa opisuje jej použitie v priemysle aj s výhľadom do 21. storočia a typy ložísk podľa vzniku, čo je dôležité z aspektu vyhľadávania nových ložísk i vyčleňovania prognózných oblastí. Reprezentatívny výber najvýznamnejších svetových ložísk je dokumentovaný mapami a profilmi. Dôraz sa kladie na ložiská USA, strednej a východnej Európy a bývalého ZSSR. Veľmi užitočné sú údaje o ťažbe najvýznamnejších producentov podľa štátov v rokoch 1990-1995, ako aj poznatky o vyhľadávaní nových ložísk a o geochemických a geofyzikálnych prospekčných metódach. Pri každej surovine sa uvádzajú aj najvýznamnejšie práce o nej.

Autorom sa podarilo odstrániť zásadný nedostatok predchádzajúcich monografií, a to absenciu globálnej genetickej klasifikácie priemyselných minerálov, ktorú pri rudách o. i. rozpracoval A. G. Betehtin a V. I. Smirnov. Obsahuje ju rozsahom nevelká úvodná kapitola, ktorá opisuje základné geologické procesy s ohľadom na podmienky a spôsob vzniku priemyselných minerálov. Tak sa charakterizujú minerály tvoriace sa počas magmatizmu, na pegmatitoch, skarnoch, skarnoidoch, karbonatitoch, hydrotermálnych a metasomatických ložiskách, na sublimátoch, pri zvetrávaní, sedimentácii, diagenéze, evaporizácii a metamorfóze. Doteraz sa takýto postup nepoužíval veľmi často a argumentovalo sa tým, že tá istá surovina vzniká na viacerých genetických typoch. Autorom sa podarilo vhodne schematizovať klasifikáciu ložísk priemyselných minerálov na genetickom princípe a predstaviť ju aj tabelárne spolu s charakteristikou termodynamických podmienok vzniku, povahy okolitých hornín, tvaru a hĺbky uloženia. Na tomto princípe sa po prvý raz systémovo podáva genéza ložísk sledovaných minerálov vzhľadom na základné geologické procesy, čo isto pomôže zvýšiť účinnosť používaných metód pri vyčleňovaní prognózných oblastí, ako aj efektívnosť a hodnovernosť geologického prieskumu.

Je nesporné, že sledovaná monografia je významným vkladom do poznania ložísk priemyselných minerálov najmä tým, že poskytuje doteraz najucelenejší súhrn poznatkov o nich z celosvetového hľadiska. Zároveň dokumentuje, že istá recesia vo vyhľadávaní, prieskume a ťažbe nerastných surovín v postindustriálnej ére sa priemyselných minerálov netýka v nebezpečnej miere.

Toto tvrdenie možno ľahko podprieť. Objem ťažby nerúd a obchodu s nimi vo svete vytrvalo rastie bez výkyvov charakteristických pri rudách a energetických surovinách. Výnimkou je azbest,

baryt, flourit a minerály sillimanitovej skupiny. Nerudy sa stále vo väčšej miere využívajú v nových priemyselných odvetviach. Osobitné postavenie nadobúdajú najmä ako minerálne plnivá pri výrobe papiera, plastov, gumy a náterových hmôt, čo bezprostredne vplýva na spotrebu mastenca, vápenca, živca, kaolínu, sludy, rozličných foriem  $\text{SiO}_2$ , wollastonitu, diatomitu a sadrovca. Ďalšou oblasťou je špeciálna keramika, kde sa používa kaolín, kaolinitový íl, grafit a zirkón. Pri ochrane životného prostredia rastie význam minerálnych sorbentov a fixátorov, v ktorých sa stále významnejšie uplatňuje perlit, vermikulit, bentonit, illitický íl, zeolit a diatomit. Tieto minerály spravidla nahrádzajú drahšie suroviny a súčasne dávajú výrobku dôležité vlastnosti, ako je elektrická vodivosť, pevnosť v ohybe, stálosť pri vysokej teplote ap.

Nahrádzanie tradičných surovín netradičnými viedlo v 90. rokoch k impozantnému rastu výroby plastov, pri ktorej spotreba spomenutých surovín rástla ročne približne o 7 %. Rovnako intenzívne sa rozvíja špeciálna keramika, ktorá produkuje novú generáciu materiálov pre elektrotechniku a elektroniku (okolo 77 %), strojárstvo (okolo 10 %) a na výrobu optických vlákien (okolo 9 %).

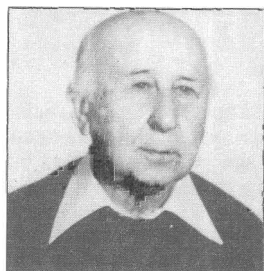
Výroba nových materiálov vyžaduje suroviny s vysokým stupňom homogenity, a tým aj veľkej stability základných technologických parametrov, čo kladie na úpravu nerúd mimoriadne nároky. Napríklad plavený kaolín používaný pri výrobe papiera sa musí delaminovať, elektromagneticky separovať a kalcinovať. Ultrajemné mletie na veľkosť zrna v mikrometroch a flotácia sa musia aplikovať na mineráloch s rozličnými fyzikálnochemickými vlastnosťami, ako je sylvin, živec, sluda a mastenec. V súčasnosti sa stále častejšie ako metódy úpravy využívajú rozmanité formy separácie - elektrostatická (živec), optická (mramor), chemická (nitráty, potaš, kamenná soľ), ako aj povrchová úprava minerálnych plnív.

Recenzovaná monografia sa dotýka všetkých spomenutých trendov. Aj preto je výbornou učebnicou pre univerzitných študentov, ale aj príručkou pre odborné kruhy venujúce sa vyhľadávaní, prieskumu, ťažbe, úprave a spracúvaniu priemyselných minerálov, ako aj obchodu s nimi. Mala by byť aj silným impulzom na ich lepšie zužitkovanie aj na Slovensku. Ide najmä o naše ložiská magnetitu, dolomitu, vápenca, mastenca, kamennej soli, sadrovca, anhydritu, perlitu, zeolitu, kaolínu, ílu, bentonitu, diatomitu, limnokvarcitu, kremeňa a taveného čadiča, ktoré majú overené zásoby, v niektorých prípadoch nadpriemernú kvalitu, ale nedostatočnú úpravu, a preto aj mimoriadne nízku aplikáciu najmä v nových odvetviach. Navyše by sa to mohlo týkať aj pyroflytu, grafitu, alginu a ďalších surovín, ktoré podľa súčasných vedomostí možno pokladať za netradičné, ale cesta k ich uplatneniu bude zdlhavá, ba neúspešná, ak sa budú nové trendy v ich využívaní obchádzať alebo ignorovať.

Na ilustráciu predchádzajúcich konštatácií azda stačí uviesť slovenské ložiská dolomitu, ktoré skrývajú zásobu výnimočne kvalitnej suroviny, akú azda nemá nijaká iná krajina na svete, ale napriek tomu sa na niektoré náročné aplikácie surovina dováža, pretože ju u nás nateraz nemožno efektívne upraviť.

Na záver podčiarkujeme, že je nevyhnutné v základnom aj v aplikovanom výskume v štátnej správe aj u ťažiarov vyvinúť maximálne úsilie využiť v oblasti nerúd núkajúcu sa príležitosť. Slovensko totiž má všetky predpoklady na to, aby jeho nerudné suroviny hrali v treťom tisícročí oveľa významnejšiu úlohu ako doteraz, a tak pomohli pri jeho všestrannom rozvoji.

# RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., osemdesiatročný



RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., sa 3. júna 1998 v plnom zdraví, s obdivuhodnou vitalitou a s neutechajúcim pracovným zápalom dožíva osemdesiatky. Dnes je vzácný jubilanť aktivný najmä na duchovnom poli pri opätovnom obrodzovaní gréckokatolíckej cirkvi na východnom Slovensku.

Tak ako v minulosti, keď pôsobil na poli geologického výskumu a prieskumu v rade špecializácií, študuje dnes historické súvislosti zrodu a pôsobenia gréckokatolíkov na východnom Slovensku. Výsledky štúdia publikuje doma (hlavne prostredníctvom *Matice Slovenskej*) aj v zahraničí (Kana-

da). Je takmer neuveriteľné, že sa mu v krátkom čase podarilo vybudovať krásny nový kostol v Nacinej Vsi (okr. Michalovce), kde je v súčasnosti duchovným pastierom.

S neúnavnosťou a jemu vlastným zápalom sa naďalej živo zaujíma o dianie na poli geológie, predovšetkým ropnej na východnom Slovensku. Pravidelne navštevuje závod a. s. Nafta v Michalovciach, s ktorým ho viažu dlhodobé odborné, ale aj priateľské vzťahy.

RNDr. B. Leško, DrSc., už roku 1969 ako pracovník Slovenského geologického úradu spolu s jeho prvým riaditeľom Ing. J. Slávikom, DrSc., na ropnej konferencii

v Piešťanoch načrtnol smer výskumu ropnej problematiky na Slovensku v pribrodovej zóne a vo vonkajšom flyšovom pásme. Tejto oblasti sa jubilanť už ako pracovník Geologického ústavu D. Štúra intenzívne venoval nasledujúcich dvadsať rokov. S neúnavnou húževnatosťou vykonal regionálny bádateľský projekt Výskum hlbokých štruktúr Západných Karpát z hľadiska výskytu živíc. Svoje predstavy opieral o progresívne poznatky o stavbe Álp, ktoré získal na študijných cestách vo Francúzsku a Švajčiarsku.

Aj napriek mnohým ťažkostiam vtedajšej doby a nekomfortne s oficiálnymi predstavami presadil realizáciu viacerých veľmi hlbokých vrtov na západnom, ale najmä na východnom Slovensku, ktoré v našej geologickej histórii nemajú obdobu. Tieto vrty priniesli originálne výsledky a posunuli predstavy o stavbe a vývoji Západných Karpát výrazne dopredu. Isto poslúžia aj mladšej generácii a zostanú dlho neprekonané.

RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., vykonal v ropnom výskume v alpsko-karpatskom horskom oblúku úctyhodný kus erudovanej vedeckej práce a treba si len želať, aby sa našli takí zánietenci aj v mladšej generácii.

Pri vzácnom výročí želaní jubilantovi jeho bývalí spolupracovníci a priatelia hodne zdravia s práním, aby mu obdivuhodná a plodná vitalita vydržala ešte mnoho a mnoho rokov.

R. Rudinec

## Významné životné jubileum RNDr. Galiny Andrusovovej-Vlčekovej, CSc.

Počas terénnych geologických výskumných prác a mapovania na Orave sa v rodine geológa a paleontológa Dr. Dimitrija Andrusova a jeho manželky Valentiny narodila 3. augusta 1928 v Oravskom Podzámku dcéra Galina.

Jej otec, v tom čase ešte ruský emigrant, pracoval ako externý geológ Štátneho geologického ústavu v Prahe. Keď roku 1929 získal štátne občianstvo ČSR, začal pracovať v geologicko-paleontologickom ústave Prírodovedeckej fakulty KU v Prahe. Roku 1938 ho vymenovali za mimoriadneho profesora na vznikajúcej Vysokej škole technickej M. R. Štefánika v Košiciach a roku 1941 sa stal prednostom geologicko-paleontologického ústavu Prírodovedeckej fakulty Slovenskej univerzity v Bratislave.

Galina Andrusovová zmaturovala roku 1947 na Slovenskom dievčenskom gymnázii v Bratislave. Od jesene 1947 študovala na Prírodovedeckej fakulte UK učiteľskú kombináciu prírodopis - zemepis a štúdium úspešne skončila roku 1953 2. štátnou záverečnou skúškou. Geologické rodové gény sa pri výbere jej povolania nezapreli. Od 1. októbra 1951 pracovala ako asistentka na Katedre mineralógie a kryštalografie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Tam pôsobila až do odchodu na dôchodok roku 1990. Roku 1961 obhájila kandidátsku dizertačnú prácu Mineralogické a paragenetické štúdium rudných ložísk v okolí Dobšinej a stala sa kandidátkou geologicko-mineralogických vied. Roku 1966 získala titul RNDr. Jej habilitačné pokračovanie sa v 70. rokoch z úradnej moci zastavilo.

Dr. Galina Andrusovová má z prvého manželstva s Ing. Martinom Halahyjom syna Alexandra a Juraja a jej druhé manželstvo s Ladislavom Vlčekom, ktorý zomrel roku 1984, bolo bezdetné. V súčasnosti býva v Pezinku.

Bohatú a plodnú pedagogickú činnosť jubilančky možno rozdeliť do dvoch etáp, pričom hranicou bol rok 1971, keď jej z politických dôvodov



zakázali na Prírodovedeckej fakulte UK prednášať. Jej profilujúcim zameraním počas dlhoročného pôsobenia na katedre bolo zavádzanie a rozvíjanie moderných optických metód pri identifikácii rudných minerálov. V oblasti rudnej mikroskopie patrí medzi najvýznamnejšie osobnosti na Slovensku a bola propagátorkou tejto metodiky v celej vtedajšej ČSR. Jej zásluhou sa táto disciplína stala od roku 1953 povinným predmetom pre univerzitných študentov základnej a ložiskovej geológie, ako aj mineralógie. Veľkým prínosom v tom čase bolo celoštátne vydanie jej prekladu vysokoškolskej učebnice S. Juškovej (1955) Metódy skúmania rúd pod mikroskopom v odrazenom svetle, ako aj jej skript Príručka rudnej mikroskopie (1963), ktoré sa vo výučbe s malými doplnkami využívajú dodnes. Jej pričinením sa na katedrách vysokých škôl s geologickým zameraním, ale aj na pracoviskách vtedajšieho Geologického prieskumu a ďalších výskumných ústavov obstarávali moderné mikroskopy doplnené o zariadenia na meranie fyzikálno-optických parametrov rudných minerálov, ako je odraznosť, mikrotvrdosť, fázový kontrast a pod. Dr. Andrusovová metodiku meraní ustavične obohacovala o najnovšie poznatky zo zahraničných učebníc, ale aj osobným kontaktom s poprednými odborníkmi v rudnej mikroskopii. Kvalifikáciu vo svojom obľúbenom odbore si zvyšovala na študijných pobytoch v Bulharsku (1952/1953), v bývalom ZSSR (roku 1957 vo L'vove, Moskve, Leningrade a Kyjeve), vo Francúzsku a Švajčiarsku (1966) a roku 1967 v Bensheime (NSR) na medzinárodnom seminári. Vedomosti ochotne odovzdávala študentom vo výberových cvičeniach zo štruktúry a textúry rúd, účastníkom mnohých škôl rudnej mikroskopie organizovaných Komisiou pre rudnú mikroskopiu Československého národného komitétu IMA v rokoch 1968-1980, ako aj na špeciálnych kurzoch rudnej mikroskopie na viacerých geologických pracoviskách na Slovensku.



Dr. G. Andrusovová-Vlčeková svojou pedagogickou prácou významne prispela k výchove niekoľko sto absolventov geológie. Mnohí sú významnými geologickými pracovníkmi, mnohých priamo viedla pri diplomových a neskôr pri rigorózných a aspirantských prácach, viacerých usmerňovala ako konzultantka, recenzentka či oponentka ich výskumných správ a publikácií.

Významný je aj prínos jubilanky do rozvoja slovenskej vedy. Už v študentských rokoch sa jej srdcu najbližšou stala oblasť Spišsko-žemerského rudohoria, najmä oblasť Dobšinej. Mineralizácii žíl v jej bezprostrednom okolí venovala v rokoch 1952 až 1961 maximálnu pozornosť. V rámci vedeckovýskumnej úlohy Mineralógia a genéza rudných ložísk v okolí Dobšinej zostavila podrobnú metalogenetickú mapu výskytov a ložísk v tejto oblasti. Najviac sa venovala mineralogickým a paragenetickým pomerom rudných žíl. Okrem mnohých minerálov detailne identifikovala početné Ni-Co sulfoarzenidy a arzenidy (o. i. enargit), ako aj Cu-Sb-Bi sulfosoli. Významnou mierou sa zúčastňovala na riešení genézy zrudnenia v Šankovciach v spodnom triase meliatika v Slovenskom krase. Spracovala komplexnú stratiformnú mineralizáciu a opísala viaceré nové minerály tejto lokality (chalkostibit, antimonit, koutekit, bornit, malachit, azurit, covellín, kuprit a Cu).

Žiaľ, z politických príčin musela v 70. rokoch prerušiť vedecký výskum na úlohe Výskum optických vlastností rudných minerálov Slovenska a rovnaké dôvody zasiahli aj do jej sľubne sa rozvíjajúcej publikačnej činnosti, keď sa na celých 10 rokov (1972-1981) musela odmlčať. Počas svojej vedeckej a pedagogickej činnosti publikovala 17 odborných článkov (pozri bibliografiu v prílohe), učebnicu a skriptá. Bola prekladateľkou odborných článkov, abstraktov a resumé do ruštiny a zostavovateľkou rusko-slovenských hesiel do slovníkov z odboru geológie.

Rozsiahle odborné vedomosti, rozľadnosť v domácej aj zahraničnej vedeckej literatúre, ako aj jazykové predpoklady predurčili jubilanku na úzku spoluprácu s kolektívom katedry mineralógie vedenou prof. Koděrom pri tvorbe Topografickej mineralógie Slovenska, ktorá vyšla v troch zväzkoch v rokoch 1986-1990. Bola jednou zo základných spoluautorov tejto reprezentatívnej publikácie slovenských mineralógov.

Počas aktívnej činnosti bola RNDr. G. Andrusovová-Vlčeková členkou Slovenskej geologickej spoločnosti, medzinárodnej organizácie IAGOD a IMA. Roku 1972 ohodnotili jej aktívny prínos do rudnej mineralógie bronzovou medailou Hornická Příbram a roku 1990 jej pri príležitosti 50. výročia Katedry mineralógie a petrografie Prírodovedeckej fakulty UK udelili titul Zaslúžilý pracovník v službách geológie.

Po odchode do dôchodku sa Dr. Andrusovová-Vlčeková neodmlčala. Vedomá si povinnosti objasniť a pre budúce generácie uchovať históriu svojho rodu a pamiatku svojho pradedu H. Schliemann, archeológa svetového mena N. I. Andrusova, svojho starého otca, významného ruského geológa a paleontológa, ako aj svojho otca akademika D. Andrusova, nestora modernej geologickej školy na Slovensku a zakladateľa Geologického ústavu v Bratislave (časti dnešnej Geologickej služby Slovenskej republiky), sa v poslednom období systematicky zaoberá genealogickým výskumom ruskej rodiny Schliemannovcov - Andrusovovcov. Výsledkom jej mravčej práce sú viaceré publikácie a prednášky na medzinárodných kolokviách a sympóziách (zoznam je v prílohe).

Dr. Andrusovová-Vlčeková sa od roku 1990 intenzívne zúčastňuje na činnosti Slovenského skautingu a za túto nezištnú, no s láskou vykonávanú záslužnú prácu jej udelili rad skautských vyznamenaní.

Životné jubileum RNDr. Galiny Andrusovovej-Vlčekovej zastihuje jubilanku na zaslúženom, ale stále plodnom odpočinku. Slovenská geologická, mineralogická a montanistická verejnosť ju oceňuje ako významnú pedagogičku, vedkyňu, odborníčku, ale aj ako priateľského, kolegiálneho a pracovnou aktivitou prekypujúceho človeka. Pri životnom jubileu jej úprimne blahoželáme a prajeme veľa ďalších životných úspechov, ako aj zaslúžený oddych v obľúbenej záhradke.

M. Háber

#### Bibliografia RNDr. Galiny Andrusovovej-Vlčekovej

- Halahyiová-Andrusovová, G., 1956: O enargite v Dobšinej. *Geol. Práce, Spr.*, 7, 159—163.  
Halahyiová-Andrusovová, G., 1957: Mineralógia a paragenéza Co—Ni žíl v Dobšinej. *Geol. Práce, Zoz.*, 46, 150—151.

- Halahyiová-Andrusovová, G., 1957: Mineralografická štúdia Ni—Co arzenidov v Dedičnej štolni v Dobšinej. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 8, 2, 259—272.  
Halahyiová-Andrusovová, G. & Čajková, M., 1959: Fázový kontrast a jeho praktické použitie. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 4.  
Halahyiová-Andrusovová, G., 1959: Niektoré nové názory sovietskych autorov na meranie odrazivosti rudných minerálov. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 4.  
Halahyiová-Andrusovová, G., 1960: Problémy štúdia textúr a štruktúr rúd. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 11, 283—291.  
Halahyiová-Andrusovová, G., 1963: Príručka rudnej mikroskopie (metodické návody k cvičeniam). *Skriptá, Slovenské pedagogické nakladateľstvo, Bratislava*, 75.  
Halahyiová-Andrusovová, G., 1964: O štruktúrach Ni—Co—Fe sulfoarzenidov a arzenidov z Dobšinej (Spišsko-žemerské rudohorie). *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 15, 1, 87—91.  
Halahyiová-Andrusovová, G., 1964: O genéze dobšinských rudných žíl. *Geol. Práce, Spr.*, 33, 53—69.  
Halahyiová-Andrusovová, G. & Šamajová, E., 1966: Výskyt arzenidov medi v zóne vetrania v Šankovciach. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 11, 125—131.  
Halahyiová-Andrusovová, G., 1965: Zpráva o výsledkoch mineralogicko-genetického výskumu rudných polôh v Šankovciach. *Zpr. geol. Výzk. v Roku 1964 (Bratislava)*, 26.  
Halahyiová-Andrusovová, G., Borza, K. & Martiny, E., 1968: Príspevok k riešeniu genézy zrudnenia v Šankovciach (Spišsko-žemerské rudohorie). *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 13, 55—89.  
Halahyiová-Andrusovová, G. & Štemprok, M., 1969: Činnosť Česko-slovenskej komisie pro rudní mikroskopii. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*.  
Halahyiová-Andrusovová, G., 1972: Odrazivosť minerálov a jej meranie. *Hornická Příbram, sek. Anal. nerostných surovin*, 17, 471—497.  
Halahyiová-Andrusovová, G., 1972: Reflectivity of gersdorffite from Dobšiná. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 23, 1, 55—68.  
Andrusovová-Vlčeková, G., 1981: Typy štruktúr a textúr rúd v okolí Dobšinej. *Zbor. Textúry a štruktúry rúd, Čingov*, 24—27.  
Andrusovová-Vlčeková, G. & Šimová, M., 1982: Mineralizácia valúnov v magmatogénnych horninách alb-cenomanských zlepenčov bradlového pásma a geologické prostredie. *Zbor. Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. GÚDŠ Bratislava*, 243—248.  
Andrusovová-Vlčeková, G. & Chovan, M., 1991: Izoštruktúrne fázy Cu-Sb-Bi sulfosolí (chalkostibit - emplectit). *Mineralia Slov.*, 25, 51—54.  
Andrusovová-Vlčeková, G., 1990: Heinrich Schliemann und seine russische Familie. *Heinrich-Schliemann-Museum, Mitteilungen, Ankershagen (SRN)*.  
Andrusovová-Vlčeková, G., 1990: Sergej Schliemann's Briefe an den Vater. *Symposium, Atheny, Heinrich-Schliemann-Museum, Mitteilungen, Ankershagen (SRN)*.  
Andrusovová-Vlčeková, G., 1993: Heinrich Schliemann a jeho ruskí potomkovia. *Genealogicko-heraldický hlas, SGHS, Matica Slovenská*, 3—17.  
Andrusovová-Vlčeková, G., 1995: Die Reise Jekaterina Schliemann's nach Westeuropa im Jahre 1862/63. *Kolokvium, Heinrich Schliemann Museum Mitteilungen, Ankershagen (SRN)*.  
Andrusovová-Vlčeková, G.: Heinrich Schliemann's Testament im Bezug zur seine russische Familie. *Heinrich Schliemann Museum Mitteilungen (v tlači)*.  
Andrusovová-Vlčeková, G.: Heinrich Schliemann's russische Periode. *Heinrich Schliemann illustrierte Biographie, Atheny (v tlači)*.  
Andrusovová-Vlčeková, G., 1997: Isiel som touto cestou ... Dimitrij Andrusov (1897-1976). *Mineralia Slov. - Monogr., Bratislava*, 151.

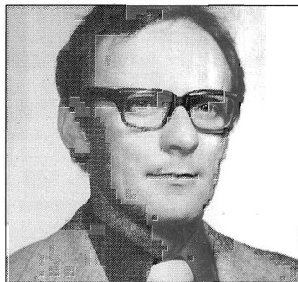
Preklad:

Juškova, S., 1955: Metódy skúmania rúd pod mikroskopom v odrazenom svetle. *Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 276.



# RNDr. Miroslav Filo šesťdesiatročný

*Veda nikdy nevyrieši problém bez toho, že by nevyprodukovala desať nových*  
G. B. Shaw



Táto myšlienka veľmi dobre charakterizuje prácu nášho jubilanta. Ako pre každého vedca aj preňho typické, že k riešenej úlohe časom nadobúda osobný vzťah. Často ho trápia myšlienky, či dobre rozplietol sústavu gordických uzlov, ktoré úloha priniesla, pretože otázky, na ktoré zodpovedal, priniesli ďalšie nové otázky.

Geofyzikálne správy, ktorých je RNDr. Miroslav Filo riešiteľom, spoluautorom alebo vedúcim riešiteľského kolektívu, vždy obsahujú nové myšlienky. Bývalý

riaditeľ závodu Geofyzika Bratislava RNDr. Marušiak, CSc., pri oslave jubileantovej päťdesiatky povedal: „Teším sa, keď čítam Tvoje správy, Miro. Vždy sa dozviem niečo nové.“

RNDr. Miroslav Filo sa narodil 9. júna 1938 v Babinci, okres Rimavská Sobota (od roku 1968 je dedinka Babinec na všetkých geofyzikálno-geologických mapách a pokladá sa za hlavné stredisko geofyzikálneho výskumu veporika a gemerika).

V rokoch 1945-1949 jubilant navštevoval 5-riednu národnú školu v Babinci, v rokoch 1949-1953 8-ročnú strednú školu v Hnúšti a v rokoch 1953-1957 Priemyselnú školu geologickú a banícku v Spišskej Novej Vsi. Po jej absolvovaní študoval úžitkovú geofyziku na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe.

Po univerzitných štúdiách roku 1962 nastúpil do geofyzikálneho strediska Geologického prieskumu v Bratislave, teraz Geocomplex, a. s., Bratislava, kde s výnimkou základnej vojenskej služby pôsobil až doteraz. Na pracovisku prešiel funkciou vedúceho geomagnetickej skupiny, vedúceho oddelenia a samostatného výskumného pracovníka. V rokoch 1974-1975 viedol geofyzikálnu expedíciu

v Grécku (vyhľadávanie chromitových ložísk), v rokoch 1978-1979 a 1982-1983 geofyzikálne expedície v Nigérii (vyhľadávanie zdrojov podzemnej vody).

V rámci odbornej činnosti sa zúčastňoval na základnom geofyzikálno-geologickom výskume celých Západných Karpát, na riešení metalogenetických otázok Slovenského rudohoria a centrálnych vulkanotektonických zón neovulkanitov Západných Karpát. Je jedným z hlavných riešiteľov úlohy Štruktúro-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre prognózovanie ložísk - geofyzikálne interpretácie. V posledných rokoch je zodpovedným riešiteľom dlhodobých úloh v rámci geofyzikálnych interpretácií geologickej stavby regiónov Západných Karpát (Malé Karpaty, Považský Inovec, Trábeň, Vefká Fatra, Slovenské rudohorie). V geologicko-ložiskovom prieskume to boli úlohy späté so stredoslovenskými a východoslovenskými neovulkanitmi.

Okrem odbornej práce sa jubilant venuje aj výchove mladých odborníkov ako konzultant alebo vedúci diplomových prác.

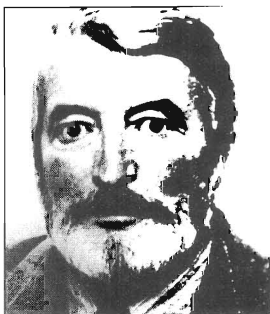
RNDr. Miroslav Filo žije v Bratislave, má dve dcéry, absolventky Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave (inžinierska geológia a ložisková geológia). Roku 1970 dostal za spoločensko-politickú a dobrú odbornú pracovnú činnosť Odznak ministra a roku 1980 Pamätnú medailu k 25. výročiu založenia Československej vedecko-technickej spoločnosti.

Za svoj odborný rast a úspechy ďakuje hlavne pedagogickým a odborným pracovníkom v Karlovej univerzite v Prahe, Univerzity Komenského v Bratislave, Geologického ústavu D. Štúra a bývalého Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi.

Pri vzácnom okružlom jubileu vyslovujeme RNDr. Miroslavovi Filovi vďaka za jeho dlhoročnú odbornú prácu na poli geofyziky a želáme mu pevné zdravie, úspechy v osobnom živote a pri naplňaní odborných zámerov a plánov.

V. Szalaiová

# RNDr. Jozef Hricko, CSc. šesťdesiatnikom



V tomto roku sa okružlých šesťdesiatich rokov dožíva významná osobnosť slovenskej geofyzikálnej obce RNDr. Jozef Hricko, CSc.

Jubilant sa narodil v rodine dobšinského valacha 31. októbra 1938 a po skončení základnej školy v Dobšinej v rokoch 1953-1957 absolvoval Strednú priemyselnú školu geologickú a banícku v Spišskej Novej Vsi a v rokoch 1957-1962 úžitkovú geofyziku na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. Titul kandidáta geologických vied získal roku 1984 na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského.

Jubilant od roku 1962 neuvieriteľne až doteraz pôsobí na tom istom pracovisku, ktoré reorganizáciou veľa ráz menilo akurát svoj názov. Po skončení univerzity nastúpil do Roykovej pasáže medzi Jedlíkovou a Obchodnou ulicou v Bratislave na vtedajšie geofyzikálne stredisko Geologického prieskumu v Žiline, ktoré sa roku 1965 stalo bratislavským zárodom Geofyziky Brno a v súčasnosti je to Geocomplex, a. s., Bratislava. V bratislavskom pôsobisku vystriedal rad zaradení: bol vedúcim terénnej skupiny, interpretátorom, riešiteľom geofyzikálnych úloh, vedúcim oddelenia, výskumným pracovníkom i vedúcim geofyzikom. V súčasnosti je riaditeľom pre geofyzikálnu činnosť a zodpovedným riešiteľom environmentálnych projektov.

RNDr. Jozef Hricko, CSc., riešil rad geologickogeofyzikálnych úloh najrozmanitejšieho zamerania a takmer vo všetkých kútoch Slovenska. Roku 1964 to bol napr. vyhľadávaci prieskum pokračovania sideritových žíl v rodnej Dobšinej a v súčasnosti je to komplexný orientačný prieskum geofaktorov životného prostredia v košickej oblasti v rámci medzinárodného environmentálneho projektu.

Z obrovského množstva úloh spomeniem aspoň základný geofyzikálny prieskum Liptovskej kotliny a stredoslovenských neovulkanitov, vyhľadávanie zdrojov obvyčajnej a minerálnej vody v Liptovskej, Rajeckej a Turčianskej kotline, v Oraviciach a v povodí Ondavy, vyhľadávanie ložísk azbestu, sideritu a mastenca v Slovenskom rudohorí, zlata a polymetalických rúd v Kremnicko-štiavnickom rudohorí, rumelky v priestore Ladomirova-Michajlov. Jubilant je expertom na radónovú problematiku ako odborný merač radónu v pôdnom vzduchu. V rokoch 1990-1993 bol zodpovedným riešiteľom úlohy Bratislava - životné prostredie, abiôtická zložka.

RNDr. Jozef Hricko, CSc., patrí medzi slovenských geológov dlhodobo širiacich dobré meno Slovenska v zahraničí. Dôkazom je tento stručný prehľad: 1969-1972 Sudán, 1976-1981 Nigéria (hydrogeofyzikálny prieskum), 1986-1989 Sýria (vyhľadávanie diamantonosných štruktúr a ložísk farebných kovov).

Jubilant je pravidelným aktívnym účastníkom medzinárodných a domácich odborných seminárov, konferencií, kongresov a sympózií. Je členom Európskej asociácie environmentálnych a inžinierskych geofyzikov, kde je členom Výboru pre etiku a štandardy v geofyzike, a Európskej asociácie geovedcov a geoinžinierov. Od roku 1992 je Dr. Hricko riaditeľom indicko-slovenskej firmy Technip Geocomplex India Pvt. Ltd. so sídlom v Dillí.

Dobšinský rodák je známy svojím rýdzim charakterom, nekompromisnou obhajobou práva a spravodlivosti, enormnou pracovitosťou a dôslednosťou, ktorú vyžaduje aj od kolegov a spolupracovníkov. Charakteristickým je príslovečným humorom s prvkami „kanadského“ a „čierneho“ humoru, ale napriek tomu je sympatickým členom riešiteľských kolektívov.

RNDr. Jozef Hricko, CSc., sa dožíva okružného jubilea v čínorodej práci a na vrchole psychických a fyzických síl. Želáme mu ešte hrbu rokov plodného života v kruhu kolegov a celej slovenskej geologickej obce.

Jozef Lanc

1998

- 1.—4. Jún  
**Pan American Current Research on Fluid Inclusions (PACROFI) VII**, Las Vegas (Jean S. Cline, Dept. of Geo-sciences, University of Nevada-Las Vegas, Las Vegas, Nev. 89154-4010. Fax: 702/895-4064. E-mail: jcline@nevada.edu)
- 8.—11. Jún  
**Global Warming International Conference and Expo**, Hong Kong (World Resource Review, 22W381 75th Street, Naperville, Ill. 60565-9245. Fax: 630/910-1561)
- 16.—17. Jún  
Londres, Veľká Británia.  
**Exploration and production of carbonate plays on the southern margin of the Mediterranean Tethys**.  
— David Beckett, British Gas International Exploration and Production, 100 Thames Valley Park Drive, Reading, Berkshire, RG6 1PT, G.-B.  
E-mail: beckett.d@bgep.co.uk.
- 17.—20. Jún  
**National Minerals Education Conference**, Pittsburgh. (Marianne Miller, P.O. Box 18070, Cochran Mill Road, Pittsburgh, Pa. 15236-0070. Phone: 412/892-6786. Fax: 412/892-4288. E-mail: zka7@cdc.gov)
- 24.—26. Jún  
**European Conodont**, int'l symposium, Bologna and Modena, Italy. (M. C. Perri, Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientale, Via Zamboni 67, 40126 Bologna, Italy. Fax: 39 51 354522. E-mail: perri@geomin.unibo.it)
- 26.—30. Jún  
Kraków, Poľsko  
**5th European Paleobotanical-Palynological Conference**.  
— Mgr Grzegorz Worobiec, Secretary of the 5th European Paleobotanical-Palynological Conference, W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Lubiec 46, 31-512 Kraków Pologne. Fax (48 12) 21 97 90. E-mail: worobiec@ib-pan.krakow.pl.
28. Jún—1. Júl  
**Second World Conference on Structural Control**, Kyoto, Japan (2WCSC Steering Committee, c/o Professor Akira Nishitani, Department of Architecture, Waseda University, 3-4-1 Okubo, Shinjuku-ku, Tokyo 169, Japan. Fax: 81 3 5286 3286. E-mail: 2wcsc@nsta.arch.waseda.ac.jp)
28. Jún—3. Júl  
**Interior of the Earth**, Hänniker, N.H. (M. Gurnis, Seismology Lab, Caltech, Pasadena, Calif. 91125. Phone: 818/395-6979. Fax: 818/564-0715)
29. Jún—15. Júl  
**International Platinum Symposium**, IAGOD/CODMUR, Johannesburg, South Africa. (C.A. Lee, Box 68108, Bryanston 2021, South Africa. Phone: 27 1127 3732580. Fax: 27 1127 8360371)
- 4.—11. Júl  
Verbania, Taliansko  
**Processes of crustal differentiation: Crust-Mantle interactions, melting and granite segregation through the Crust** (Penrose Conference).  
— Lois J. Elms, Western Experience Penrose Conference Coordinators for the Geological Society of America, 4881 Evening Sun Lane, Colorado Springs, CO 80917. Fax 719-591-4852. E-mail: LJELMS@AOL.com.
- 4.—11. Júl  
**Processes of Crustal Differentiation**, Verbania, Italy, by Geological Society of America.  
(Tracy Rushmer, Department of Geology, University of Vermont, Burlington, Ver. 05405. Phone: 802/656-8136 Fax: 802/656-0045. E-mail: trushmer@zoo.uvm.edu)
- 5.—9. Júl  
**Balancing Resource Issues**, ann. conf., San Diego. (Charlie Persinger. Phone: 515/289-2331 ext. 12. E-mail: charliep@swcs.org)
- 5.—10. Júl  
**Euro-Carbon '98**, Strasbourg, France. (G. Collin. Fax: 33 69 756 4201)
- 6.—8. Júl  
**Geographical Information Systems**, int'l conf., by Wessex Institute of Technology, Udding, Italy.  
(Liz Kerr, GIS 98 Conference Secretariat, Wessex Institute of Technology, Ashurst Lodge, Ashurst, Southampton SO40 7AA UK. Phone: 44 1703 293 223. Fax: 44 1703 292 853. E-mail: liz@wessex.ac.uk. WWW: http://www.wessex.ac.uk)
- 6.—11. Júl  
Padova, Taliansko  
**Evolution of the deep crust in the central eastern Alps**.  
— Silvana Martin, Dipartimento di Geologia Paleontologia e Geofisica, Via Giotto 1, 35100 Padova, Italie. Fax ++3949 827 20 70.
- 8.—10. Júl  
**Geocongress'98**, by the Geological Society of South Africa, Pretoria, South Africa.  
(Phone: 27 12 8411167. Fax: 27 12 8411221. E-mail: eaucamp@geoscience.org.za)
- 11.—17. Júl  
Le Cap, Afrika du Sud.  
**IAVCEI international volcanological congress'98**.  
— Secretariat IAVCEI 1998, Dpt. of Geological Sciences, University of Cape Town, Rondebosch, République d'Afrique du Sud. Fax +27 21 650 3783. E-mail: ivc98@geology.uct.ac.za.
28. Júl—2. August  
Kazan, Rusko  
**The upper Permian stratotypes of the Volga region**.  
— Natalia K. Esaulova, Kazanian State University, 18 Kremlyovskaya str., Kazan 420008, Tatarstan, Russie. Fax (7) 843 2364 704
- 29.—31. Júl  
**International Conference on Oil and Hydrocarbon Spills, Modelling, Analysis and Control (OIL SPILL '98)**, Southampton, UK. (Helen Fisher, OIL SPILL 98 Conference Secretariat, Wessex Institute of Technology, Ashurst Lodge, Ashurst, Southampton SO40 7AA UK. Fax: (44) (1703) 292 853. E-mail: hfisher@wessex.ac.uk)
- August 1998  
Broken Hill, Austrálie  
**10th IAGOD symposium**.  
— I. R. Plimer, University of Melbourne, Parkville, VIC 3052, Austrálie. Fax 613 344 77 61
- August 1998  
Trondheim, Nórsko  
**EUROCK'98 (ISRM Regional Symposium)**, "Rock mechanics in petroleum engineering".  
— Rune M. Holt, Dept. of Petroleum Technology and Applied Geophysics, NTH, N-7034 Trondheim, Norvège. Fax 47 73 591 102. E-mail: rune.holt@iku.sintef.no.
- 3.—7. August  
**National Speleological Society**, conv., Sewanee, Tenn. (William Shrewsbury, P.O. Box 4444, Chattanooga, Tenn. 37406. Phone: 615/886-3296. E-mail: 75254.1025@compuserve.com)
- 3.—7. August  
**Denver X-ray Conference**, ann. conf., Denver. (Manager, Schools and Conferences, International Centre for Diffraction Data, 12 Campus Blvd., Newtown Square, Pa. 19073-3273. Phone: 610/325-9814. Fax: 610/325-9823. E-mail: CLINICS@ICDD.COM)
- 9.—12. August  
**Environmental Geotechnology**, sym., Boston, Mass., by Center for Environmental Engineering and Science Technologies and others. (H. I. Inyang, 4th International Geoenvironmental Symposium, CEEST, James B. Francis College of Engineering, University of Massachusetts-Lowell, One University Ave., Lowell, Mass. 01854. Phone: 508/934-2285. Fax: 508/934-3092. E-mail: inyangh@woods.uml.edu)
- 10.—14. August  
**International Mineralogical Association**, mtg., Toronto, Canada. (A. J. Naldrett, Dept. of Geology, University of Toronto, Toronto, M5S 3B1, Phone: 416/946-3306. Fax: 416/978-3938. E-mail: ima98@quartz.geology.utoronto.ca)
- 10.—16. August  
**Generation and Emplacement of Ophiolites through Time**, int'l symposium and field excursion, Oulu, Finland. (J. Vuollo, Department of Geology, University of Oulu, FIN-90570 Oulu, Finland. Fax: 358 81 5531 484. E-mail: vuollo@sveka oulu.fi)
- 17.—20. August  
**Jurassic System**, int'l symposium, Vancouver, Canada, by IUGS Jurassic Subcommission. (Paul L. Smith, Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, 6339 Stores Rd., Vancouver, B.C. V6T 1Z4, Canada. Phone: 604/822-6456. Fax: 604/822-6088. E-mail: psmith@eos.ubc.ca. WWW: http://www.eos.ubc.ca/jurassic/announc.htm)
- 20.—26. August  
**World Congress of Soil Science**, Montpellier, France. (Agropolis-Avenue, Agropolis-34394, Montpellier, Cedex 5, France. Phone: 33 6704 7538. Fax: 33 6704 7549)
- 20.—26. August  
Peking, Čína  
**ICOG-9: geochronology, cosmochronology and isotope geology (9th international conference)**.  
— ICOG-9 Secretariat, Chinese Academy of Geological Sciences, 26 Jiaiwanzhuang Rd. Beijing 100037, Čína. Fax: +86 10 683 11 545
- 24.—25. August  
**The Society for Organic Petrology**, ann. mtg., Halifax, Nova Scotia, Canada. (Prasanta K. Mukhopadhyay. Phone/fax: 902/453-0061)
30. August—2. September  
Viedeň, Rakúsko  
**17th congress of the Carpathian-Balkan geological association**.  
— Werner Janoschek, Geological Survey of Austria, Rasumofskygasse 23, A-1031, Vienne, Autriche. Fax: +43 1712 56 74 56. E-mail: wjanoschek@cc.geolba.ac.at.
30. August—4. September  
**Clay Mineralogy and Petrology**, conf. and workshop, Brno Czech Republic, by international Geological Correlation Programme Project No. 405 (Petr Sulovsky, Dept. of Mineralogy, Petrology, and Geochemistry, Faculty of Science, Masaryk University, Kofarska 2, CZ 611 37 Brno, Czech Republic. Fax: 420 541 211 214. E-mail: clays@sci.muni.cz)
- September 1998  
Pise, Taliansko  
**Symposium de la Commission Internationale de Microflore Paléozoïque (CIMP)**.  
— Organizing Committee CIMP 98. Università di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra, Via S. Maris 53, 156 126, Pise, Italie. Fax +39 50 50 9 32. E-mail: alban@dst.unipi.it.
- 7.—9. September  
Leeds, Veľká Británia  
**Sediment transport and deposition by particulate gravity currents**.  
— Ben Kneller, Bill McCaffrey, Jeff Peakal and Tim Druitt, Dept. Earth Sciences, University of Leeds, Leeds LS2 9JT. Fax: 0113 233 52 59. E-mail: B.Kneller@earth-sciences.leeds.ac.uk; Web: http://earth.leeds.ac.uk/turbconf.conference.htm
- 9.—11. September  
**Remote Sensing**, ann. conf., by Natural Resource Institute and University of Greenwich, Kent, U.K. (RSS98, School of Earth and Environmental Sciences, University of Greenwich, Medway Towns Campus, Chatham Maritime, Kent ME15 4AW, U.K. Phone: 44 6181 3319803 Fax: 44 0181 3319805 E-mail: rss98@gre.ac.uk)
- 10.—12. September  
**Science Without Frontiers**, conf., by Public Communication of Science and Technology comm., Berlin, Germany. (Prof. Winfried Goepfert, Freie Universität Berlin, Institut für Publizistik, Arbeitsbereich Wissenschaftsjournalismus, Malteserstrasse 74-100, D-12249 Berlin, Germany. Phone: 49 30 7792300. Fax: 49 30 7762149. E-mail: goepfert@zedat.fu-berlin.de)
- 10.—14. September  
**Highway Geology**, symposium. Prescott, Ariz. (Nick M. Prietar, Arizona Department of Transportation, 1221 N. 21 Ave., Phoenix, 85009. Phone: 602/255-8089)
- 13.—15. September  
**Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential**, Neptune/Constanta, Romania. (Dr. Akif A. Narimanov, Azerbaijan Society of Petroleum Geologists. Phone: 0099412 92 3571. Fax: 0099412 92 3297. E-mail: A.kifnar@Socpet.geol.az)

1999

13.—15. September  
Constanta, Rumunsko  
3rd Black and Caspian Seas conference on petroleum geology and hydrocarbon potential.

— Akif A. Narimanov, President, Azerbaijan Society of Petroleum Geologists.  
Fax: 00 99412 92 32 97.

E-mail: akifnar@socar.baku.az.  
— Miss Joanne Norris-Smith, Petroconsultants SA, P.O.Box 152/1258 Perly, Genève, Suisse.

Tél. 00 41 22 721 1745.

Fax: 00 41 22 721 1747.

E-mail: ird@petroconsultants.com.

13.—17. September  
Environmental and Engineering Geophysics Meeting, Barcelona, Spain. (Luis Rivero, Assistant of Applied Geophysics, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Barcelona-08071.

Fax: 34-3-402.13.40

E-mail: rivero@natura.geo.ub.es)

13.—19. September  
International Association of Hydrogeologists Congress: Physical, Chemical and Biological Aspects of Stream-Aquifer Interrelations, Las Vegas, Nev. (John Van Braham, U.S. Geological Survey, 114 Ozark Hall, University of Arkansas, Fayetteville, 72701. Phone: 501/575-2570)

15.—17. September  
Environmental Contamination in Central and Eastern Europe, int'l symposium, Warsaw, Poland. (Roy C. Herndon, Institute for Central and Eastern European Cooperative Environmental Research, Florida State University, 2035 East Paul Dirac Dr., Morgan Building, Tallahassee, Fla. 32310-3700.

Phone: 904/644-5524.

Fax: 904/574-6704.

E-mail: warsaw98@mailers.fsu.edu)

20.—24. September  
Fluid Flow in Carbonates: Interdisciplinary Approaches, conf., Door County, Wisc. (Judy Tarpley, SEPM, 1731 E. 71st St., Tulsa, Okla. 74136-5108. Phone: 918/493-3361 ext. 22.

Fax: 918/493-2093.

E-mail: cemeet@galstar.com)

21.—23. September  
Harare, Zimbabwe  
African Mining'98.

— Conference Office, The Institution of Mining Metallurgy, 44 Portland Place, Londres W1N 4BR.

Tél. 44 (0) 171 580 38 02.

Fax: 44 (0) 171 436 53 88.

E-mail: 106115.233@compuserve.com.

21.—23. September  
Epicontinental Triassic, symposium, Halle, Germany, by Institute of Geosciences

Geistalt Museum and others. (Gerhard Beutler, Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum, Domstr. 5, D-06108 Halle/oaale, Germany. Fax: 49 0 345 55 27 178)

21.—25. September  
International Association of Engineering Geology, Vancouver, Canada. (Kim Meidal, Secretariat, 8th Congress IAEG, c/o BC Hydro, 6911 Southpoint Dr., Burnaby, B. C. V3N 4X8, Canada, Phone: 604/528-2421.

Fax: 604/528-2558.

E-mail: kim.meidal@bchydro.bc.ca.

WWW:

<http://www.bchydro.bc.ca/bchydro/IAEG/IAEG98.html>)

21.—25. September  
Groundwater Quality, int'l conf., Tübingen, Germany. (Conference Secretariat GQ'98, c/o Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Sigwartstrasse 10, D-72076 Tübingen, Germany.

Phone: 49 7071 2974692.

Fax: 49 7071 5059.

E-mail: mike.herbert@uni-tuebingen.de)

27.—30. September  
Society of Petroleum Engineers, ann.conf., New Orleans, La. (Dan Lipsher, Society of Petroleum Engineers, P.O.Box 833836, Richardson, Texas 75083-3836. Phone: 972/952-9306.

E-mail: dlipsher@spelink.spe.org)

27. September—2. Oktober  
Las Vegas, Nevada, USA  
International Association of Hydrogeologists (28th congress).

— John Van Braham, IAH Las Vegas USGS, 118 Ozark Hall, University of Arkansas, Fayetteville AR 72701, USA. Fax: +1 501 575 3846.

E-mail: jbrahana@jungle.uark.edu.

30. September—3. Oktober  
Praha, Česká republika  
Paleozoic orogenesis and crustal evolution of the european lithosphere. In n° 64.

— POCEEL, Institute of Petrology and Structural Geology, Faculty of Science, Charles University, Albertov 6, 128 43 Praha 2, République Tchèque.

Fax: 420 2 291 425.

E-mail: petrol@prfdec.natur.cuni.cz;

<http://mail.natur.cuni.cz/~petrol/>.

30. September—3. Oktober  
Society of Vertebrate Paleontology, ann. mtg., Salt Lake City, (SVP, 401 N. Michigan Ave., Chicago, Ill. 60611-4267. Phone: 312/321-3708)

4.—7. Oktober  
Canadian Geotechnical Conference  
Edmonton, Canada, by Canadian Geotechnical Society. (Angela Kupper, AGRA Earth and Environmental Ltd., 4810 93rd

St., Edmonton, Alberta, Canada T6E 5M4. Fax: 403/435-8425.

E-mail: akupper@connect.ab.ca)

4.—8. Oktober  
Symposium APFIS, Tashkent, Uzbekistan, by Asian and Pacific International Fluid Inclusion Society. (Organizing Committee, Block VII-47-40, Chilasar, Tashkent. 96.700096. Uzbekistan CIS Phone: 7 3712 78-06-30.

Fax: 7 3712 33-49-01.

E-mail: mir@saturn.silk.org)

4.—8. Oktober  
The Geologic Record of Natural Disasters, conf. (Judy Tarpley, SEPM, 1731 E. 71st St., Tulsa, Okla. 74136-5108. Phone: 918/493-3361 ext. 22.

Fax: 918/493-2093.

E-mail: cemeet@galstar.com)

6.—9. Oktober  
Berlin, Allemagne  
150 Jahrestag Deutsche Geologische Gesellschaft. — Technische Universität Berlin. Institut für Angewandte Geowissenschaften II, Ernst-Reuter-Platz 1, 10587 Berlin, Allemagne, Fax (030) 31 42 11 07. E-mail: Geo-Berlin-98@tuberlin.de.

12.—14. Oktober  
Příbram, Česká republika  
Geoethics (the international section of the Mining Příbram Symposium). — V. Nemec, Krybnickum 17, CZ 10 006 Prague 10-Strasnice, République Tchèque, Fax (420 306) 23 169. E-mail: nemcoval@vse.cz.

26.—29. Oktober  
Toronto, Canada  
Geological Society of America: annual meeting. — GSA Meetings Dept., P.O.Box 9140, Boulder CO 80301 - 9140, USA. Tél. (800) 472 19 88.

Fax: +1 303 447 1133.

E-mail: meetings@geosociety.org;

WWW: <http://www.geosociety.org/meetings/index.html>.

8.—11. November  
Rio de Janeiro, Brazilia  
America Association of Petroleum Geologists: international conference and exhibition. — AAPG Conventions Department, P.O.Box 979, 144 S. Boulder Ave., Tulsa, OK 74101-0979, USA. Fax: +1 918 560 2684

9.—12. November  
Beyrouth, Libanon  
4th international conference on the geology of the Middle East. — Mustapha Mroueh, Lebanese National Geological Committee, P.O.Box 11-8281, Beyrouth, Liban. Fax: (961) (1) 82 26 39. E-mail: nge@cns.edu.lb.

1.—3. Marec  
Vancouver, Kanada  
Thirteenth international conference and workshops on applied geologic remote sensing: practical solutions for real-world problems. — Erim Geologic Conferences, Box 134 oos, Ann Arbor, MI 48113 - 4001 USA. Fax: 313-994 51 23. E-mail: wallman@erim.org.

11.—14. April  
San Antonio, Texas, USA  
American Association of Petroleum Geologists: annual meeting. — AAPG Conventions Department, P.O.Box 979, 144 S. Boulder Ave., Tulsa, OK 74101-0979, USA. Fax: +1 918 560 2684

26.—28. Máj  
Sudbury, Ontario Kanada  
Geological Association of Canada Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting. — Dr. P. Copper, Dept. of Earth Sciences, Laurentian University, Sudbury, Ontario P3B2C6. Fax: (705) 675-4698. E-mail: gacmiac99@nickel.laurentian.ca.

14.—25. August  
Calgary, Alberta, Kanada  
Carboniferous - Permian (XIV International Congress). — Charles Henderson, Dept. of Geology and Geophysics, The University of Calgary, NW Calgary, Alberta, Canada T2N 1N4. Fax: 403 285 00 74. E-mail: henderson@geo.ucalgary.ca.

22.—25. August  
Brescia, Taliansko  
The continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Regional reports and general correlations). — Q. Cassinis, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia, Via Ferrata 1, I-27100 Pavia, Italie. Fax: 39 382 505 890. E-mail: cassinis@ipv36.unipv.it.

September 1999  
Bratislava, Slovensko  
International Association of Hydrogeologists: 29th congress. — L. Melioris, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovakia. Tél./Fax: +42 7 725 446. E-mail: pedzovsky@fns.uniba.sk.

September 1999  
The continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations. — G. Cassinis, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia, Via Ferrata 1, I-27100 Pavia, Italie. Fax: 39 382 505 890. E-mail: cassinis@ipv36.unipv.it.

## 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 tlačенú 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 sýtim 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 výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude záhlavejšie.
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 včítane zoznamu literatúry prispôbajte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 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. (Abstraktu 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 odvolat sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy píše do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Volí 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 obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčkou od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slov a pod., ktoré treba vysádzať kurzivou, autor v rukopise podčiarkne vlnkovou.
13. K článku je 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, že ide o počítačovo vytvorené ilustrácie, 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 čísiel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu volí aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane 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, čiernebiele, 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 šípku doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch volí 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. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvolíte 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 nepoužívajte.
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 neplhodnotné 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. Špec. 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.