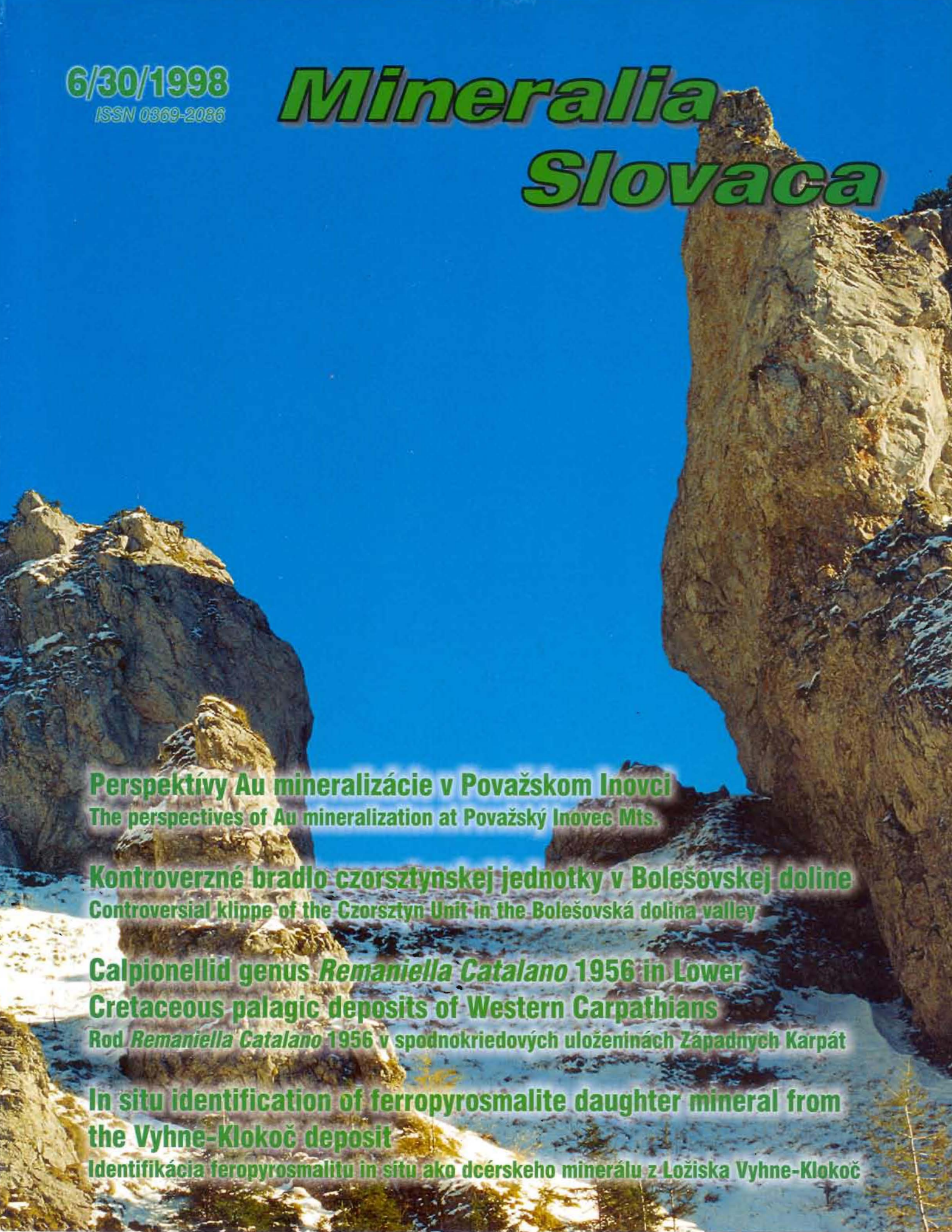
6/30/1998
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca

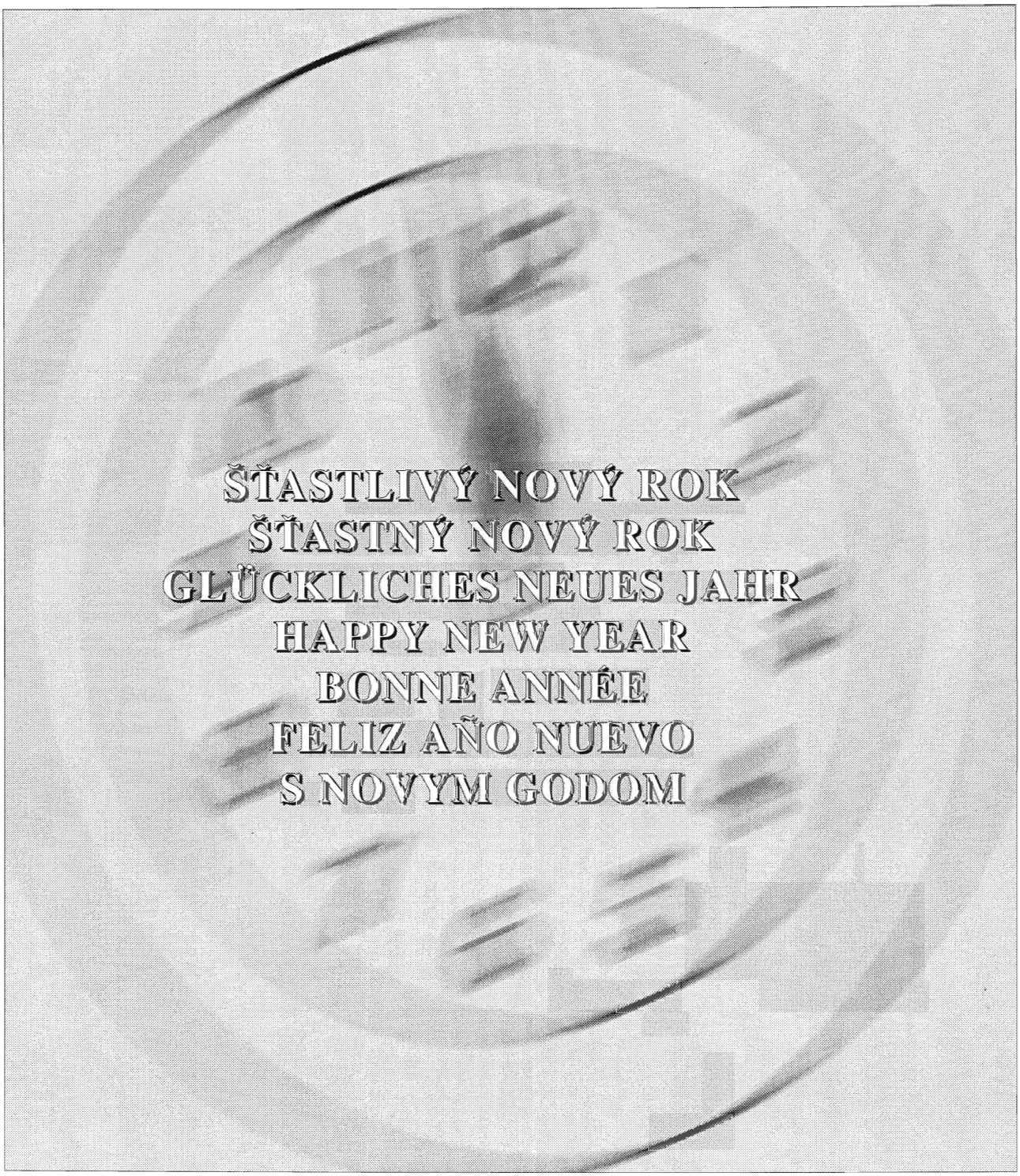


Perspektívy Au mineralizácie v Považskom Inovci
The perspectives of Au mineralization at Považský Inovec Mts.

Kontroverzné bradlo czorsztynskej jednotky v Bolešovskej doline
Controversial klippe of the Czorsztyn Unit in the Bolešovská dolina valley

Calpionellid genus *Remaniella Catalano* 1956 in Lower Cretaceous palagic deposits of Western Carpathians
Rod *Remaniella Catalano* 1956 v spodnokriedových uloženinách Západných Karpát

In situ identification of ferropyrosmalite daughter mineral from the Vyhne-Klokoč deposit
Identifikácia feropyrosmalitu in situ ako dcérskeho minerálu z Ložiska Vyhne-Klokoč



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: 095/6437 846.

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

Subscription for 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, 852 99 Bratislava.

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

© Geocomplex, a. s., Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia Slovaca 30 (1998) • 6

Knésl, J. & Knéslová, A.
Perspektívy Au mineralizácie v Považskom Inovci (venované pamiatke RNDr. Stanislava Poláka)
The perspectives of Au mineralization at Považský Inovec Mts. (Dedicated in memory of Mr. Stanislav Polák) 413

Hurai, V., Gazdačko, Ľ., Ferenčíková, E., Majzlan J. & Repčok, I.
Pôvod rudonosných fluid žilných sideritových ložísk Gretla, Jedľovec a Rudňany (Spišsko-gemerské rudohorie)
Origin of the ore-forming fluids in the Gretla, Jedľovec and Rudňany siderite vein deposits (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.) ... 423

Aubrecht, R., Mišík, M., Sýkora, M. & Šamajová, E.
Kontroverzné bradlo czorsztynskej jednotky v Bolešovskej doline medzi Nemšovou a Pruským
Controversial klippe of the Czorsztyn Unit in the Bolešovská dolina valley, between Nemšová and Pruské 431

Reháková, D.
Calpionellid genus *Remaniella Catalano* 1956 in Lower Cretaceous pelagic deposits of Western Carpathians
Rod *Remaniella Catalano* 1956 v spodnokriedových uloženinách Západných Karpát 443

Bačová, N. & Bačo, P.
Minerálne vody Cigeľky a ich postavenie vo flyšovom pásme Západných Karpát
Mineral water of Cigeľka and its relation to the flysch belt of the Western Carpathians 453

Dubiková, M.
Stabilita ílových minerálov v hypergénnych podmienkach
Stability of clay minerals in weathering conditions 469

Stankovič, J.
Inklúzie zlata v mineralizácii ullmannitovo-gersdorffitového radu ložiska Jasenie—Kyslá v Nízkych Tatrách
Gold inclusions in ullmannite-gersdorffite mineralization from Jasenie—Kyslá deposit in the Nízke Tatry Mts. 475

Koděra, P., Rankin, A. H. & Roberts, S.
In situ identification of ferropyrosmalite daughter mineral from the Vyhne—Klokoč deposit
Identifikácia feropyrosmalitu in situ ako dcérskeho minerálu z ložiska Vyhne—Klokoč 479

Kužvart, M., Kraus, I. & Grecula, P.
Nerastné suroviny na prelome tisícročia
Raw material in the turn of the millenium 483

GEOvestník

OBÁLKA: Belianske Tatry — Skalné vráta. Vápencové bradlá čiastkového príkrovu Bujačieho štítu. Foto: J. Halečka.

COVER: The Belianske Tatry Mts. — locality Skalné vráta (Rock gate). The limestone cliffs of the Bujačí štít partial nappe. Photo: J. Halečka.

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 GRECULA
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 Hvožďara, 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
Ladislav 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

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

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

Mineralia Slovaca, 30 (1998), 413—422

Perspektívy Au mineralizácie v Považskom Inovci (venované pamiatke RNDr. Stanislava Poláka)

JURAJ KNÉSL a ALŽBETA KNÉSLOVÁ

KKÁ-DSGC - Disseminated Slovak Gold Consulting, Medený hámor 15, 974 00 Banská Bystrica

(Doručené 12. 6. 1998, revidovaná verzia doručená 27. 7. 1998)

The perspectives of Au mineralization at Považský Inovec Mts. (Dedicated in memory of Mr. Stanislav Polák)

Zlatníky gold placers, intensely mined long centuries ago, are situated at NE part of the Považský Inovec Mts., SW Slovakia. It is estimated, that some between 500 and 1750 kgs of gold have been obtained from Zlatníky placers, nevertheless, the written records about Zlatníky gold mining are not known. It is supposed, the gold at Zlatníky area was mined since Celtic times until 13th century. The article deals with prognosis of gold mineralization at the Považský Inovec ore district, according to the results of the latest investigation and exploration activities (1993—1997). This article is dedicated in memory of Mr. Stanislav Polák, the outstanding Slovakian geologist, who has discovered the Zlatníky placers and crucially has changed the negative opinion about metallogeny of the Považský Inovec ore district.

Key words: gold placers, primary source of gold, geochemical sampling, prognosis of gold mineralization, prognosis area

Úvod

Na sv. okraji jadrového pohoria Považský Inovec v okolí obce Zlatníky sa nachádza jeden z najstarších a plošne najrozsiahlejších historicky exploatovaných objektov Slovenska — zlatonosné rozsypy rovnakého názvu. Zlatnícke rozsypy v Považskom Inovci objavil iba v 60. rokoch nášho storočia Stanislav Polák (1968) pri prospekčných prácach v tomto pohorí. Ešte vo vysvetlivkách ku geologickej mape nerastných surovín 1 : 200 000 list Žilina (Eliáš et al., 1960, in Ilavský, 1964) nie je o ich jestvovaní ani zmienka.

V rokoch 1993 až 1997 sa v sv. časti Považského Inovca realizovala prieskumná úloha Zlatníky-VP, Au rudy, ktorej hlavným cieľom bolo vyhľadávanie primárneho zdroja Au v rozsypoch.

V tejto štúdii uvádzame hlavné ložiskové závery vyplývajúce z vykonaných prác a venujeme ju pamiatke popredného slovenského ložiskového geológa RNDr. Stanislava Poláka, ktorý na jeseň roku 1997 opustil naše rady.

Základné geologickoštruktúrne a metalogenetické črty pohoria

Až do začiatku 60. rokov patrila oblasť Považského Inovca medzi územia s nízkym stupňom geologickej a ložiskovej preskúmanosti. Z ložiskovej stránky sa pokladalo za neperspektívne a tomu zodpovedala i zdanlivá neexistencia baníckej tradície.

Základy moderného pohľadu na geológiu a tektoniku Považského Inovca položil M. Maheľ (Maheľ, 1986; Maheľ et al., 1964, 1984) a v súčasnosti sa ním zaoberá rad autorov (Kováč et al., 1993; Kozur a Mock, 1996; Plašienka, 1995; Putiš, 1981, 1983, 1991; Soták et al., 1993). Celé pohorie sa vyznačuje blokovou stavbou s uplatnením sa dvoch tektonických línií smeru ZSZ—VJV, segmentujúcich pohorie do troch blokov (obr. 1). Severný — selecký blok je situovaný na S od hrádockej línie, stredný — bojniansky sa rozkladá medzi hrádockou líniou na S a koplotovskou na J a južný — hlohovský blok leží na J od koplotovskej línie. Z geologickej stránky pohorie charakterizuje:

— prítomnosť mohutných zón diaftoritov, pararúl a migmatitov a nízkym podielom granitoidov,

— značný rozsah alpínskeho prepracovania kryštalinika (hlavne v seleckom bloku) a metamorfný postih obalovej mezozoickej jednotky (v južnej časti),

— prítomnosť mohutných vrchnokarbónskych a permských súvrství v sz. časti seleckého bloku,

— charakteristické zloženie hornín krížňanského a chočského príkrovu,

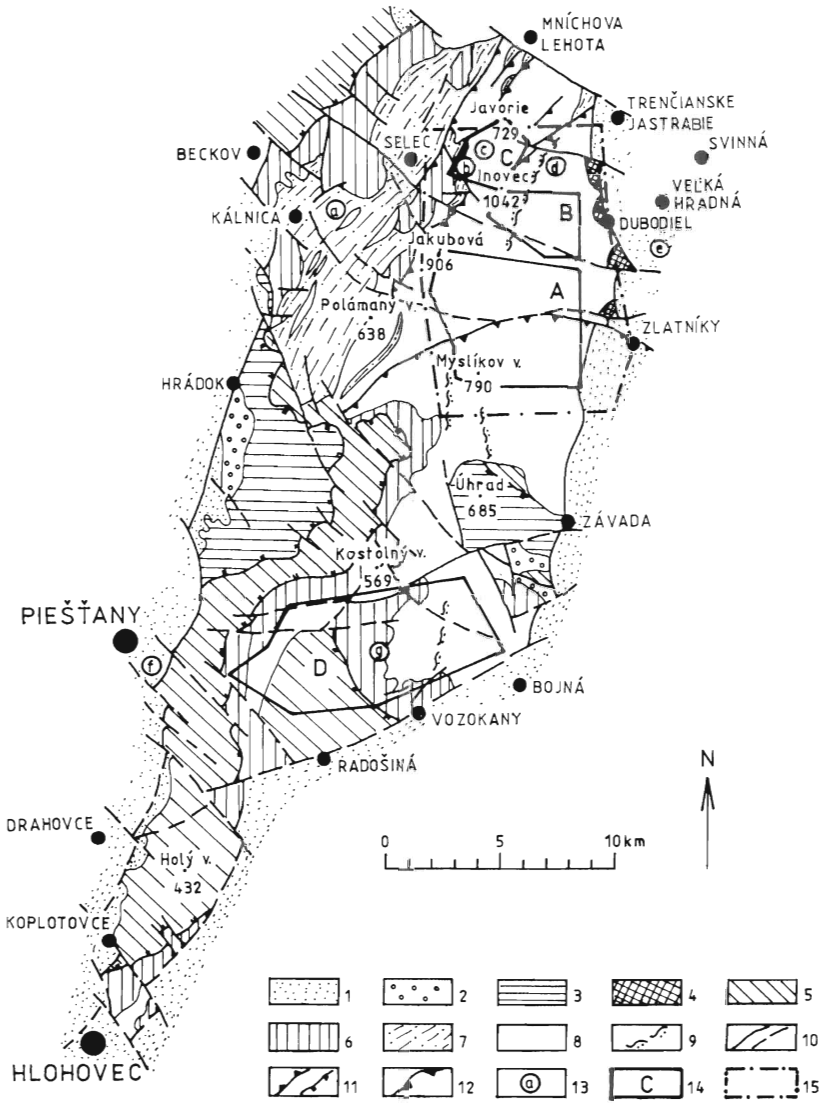
— prítomnosť vrchnej kriedy zavrásnenej do kryštalinika (selecký blok) a ležiacej v nadloží triasových členov obalovej jednotky mezozoika (bojniansky blok).

Rozdiely v stavbe blokov Považského Inovca sú výrazné. Selecký je charakteristický prevahou kryštalinika sprevádzaného mohutným mladopaleozoickým obalom v jeho západnej časti. Podiel mezozoických členov na stavbe bloku je minimálny. V bojnianskom bloku sa na stavbe kryštalinika výraznejšie zúčastňujú granitoidy a hercýnske štruktúrne prvky. Mezozoické jednotky v podobe obalu a príkrovov tu vystupujú na veľkých plochách. Blok má všetky typické znaky jadrového pohoria. Hlohovský blok, situovaný v najjužnejšom okraji pohoria, sa od stavby

ostatného pohoria markantne odlišuje. Buduje ho metamorfná sekvencia blízka orešianskej malokarpatskej jednotke a leukokratné granity.

Zo západnej aj východnej strany je Považský Inovec ohraničený systémom zlomov smeru S—J (považský systém na Z, dubodielsky na V, obr. 1), ktoré oddeľujú horninové komplexy pohoria od mladých neogénnych sedimentov. Najvýznamnejším štruktúrnym fenoménom pohoria je hrádocká (hrádocko-zlatnícka, Putiš, 1991) dislokačná zóna, pozdĺž ktorej boli horniny bojnianskeho bloku presunuté na horniny seleckého bloku.

Považský Inovec je plošne totožný s rudným rajónom rovnakého mena (Ilavský a Sattran, 1980). Skeptické názory na metalogenézu rajónu sa začali postupne meniť po objavení pozostatkov zlatníckych rozsypov a ďalších rudných výskytov a indícií (Polák, 1968, 1971b).



Obr. 1. Geologicko-metalogenetická škica Považského Inovca. 1 — sedimenty kvartéru a neogénu, 2 — sedimenty centrálnokarpatského paleogénu, 3 — chočský príkrov (mezozoikum), 4 — manínsky príkrov (mezozoikum), 5 — krížňanský príkrov (mezozoikum), 6 — obalová jednotka (mezozoikum), 7 — obalová jednotka (perm—karbón), 8 — kryštalinikum: ruly, svory, migmatity, amfibolity, granity (staršie paleozoikum—proterozoikum?), 9 — strmo sklonené zóny mylonitizácie, 10 — zlomy, 11 — násunové línie, 12 — hrádocká (hrádocko-zlatnícka) násunová línia, 13 — výskyty rudnej mineralizácie: a — Kalnica, (U, Cu), b — Inovec (hematit), c — Ján Baptista (Pb, Ag, Au), d — Trenčianske Jastrabie—Železník (magnetit), e — Dubodiel (limonit), f — íly piešťanskej formácie (pyrit), g — Vozokany (limonit), 14 — prognózne plochy Au mineralizácie 1995: A — Myslíkov vrch, B — Dubodiel, C — Ján Baptista, D — Radošina — Bojná, 15 — ohraničenie prieskumného územia.

Fig. 1. Geological-metallogenetical sketch map of Považský Inovec Mts. 1 — Quarternary and Neogene sediments, 2 — sediments of Centralkarpathian Paleogene, 3 — Choč nappe (Mesozoic), 4 — Manín nappe (Mesozoic), 5 — Krížna nappe (Mesozoic), 6 — cover unit (Mesozoic), 7 — cover unit (Permian-Carboniferous), 8 — crystalline complex: gneisses, mica schists, migmatites, amphibolites, granites (Lower Paleozoic-Proterozoic?), 9 — steeply dipping mylonitized zones, 10 — faults, 11 — overthrusts, 12 — Hrádok (Hrádok—Zlatníky) overthrust, 13 — occurrences of ore mineralization: a — Kalnica (U, Cu), b — Inovec (hematite), c — Ján Baptista (Pb, Ag, Au), d — Trenčianske Jastrabie-Železník (magnetite), e — Dubodiel (limonite), f — clays of Piešťany formation (pyrite), g — Vozokany (limonite), 14 — prognosis areas of Au mineralization 1995: A — Myslíkov vrch, B — Dubodiel, C — Ján Baptista, D — Radošina — Bojná, 15 — boundary of exploration area.

Na tomto mieste sa stručne venujeme výskytu U (Cu-Mo) mineralizácie v okolí Kálnice a Selca v západnej časti seleckého bloku (Daniel et al., 1990; Novotný a Rojkovič, 1980; Štimmel et al., 1984). Mineralizáciu, ktorú rozsiahlymi prieskumnými prácami hľadal a v ich rámci aj pokusne otvoril a exploatoval vtedajší š. p. Uránový prieskum Spišská Nová Ves, tvorí jednak permské sedimentárne zrudnenie priestorovo späté s ryolitovým vulkanizmom, jednak ramobilizovaná fáza U mineralizácie strednokriedového až vrchnokriedového veku. Akumulácie U priemyselného významu reprezentoval výhradne mladší, remobilizovaný typ mineralizácie.

V poslednom období sa v rajóne venovala pozornosť aj perspektívam zlatonosnosti (Knésl et al., 1980; Knésl a Knéslová, 1995). Výskyty minerálov vzácnych zemín v hlohovskom bloku uvádza Uher et al. (1994).

Hlavné výsledky prác Stanislava Poláka v Považskom Inovci

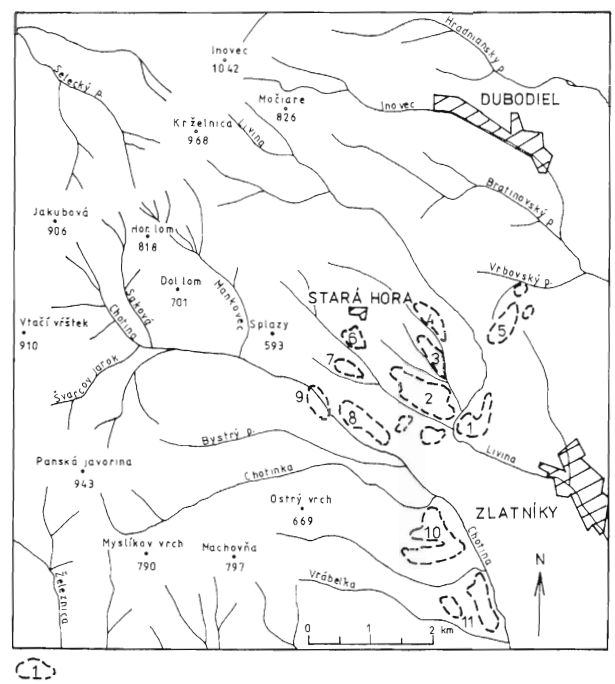
Práce Stanislava Poláka priniesli v metalogenetickom nazeraní na ložiskové perspektívy pohoria zásadné zmeny a sú priekopnícke, nielen vzhľadom na zlatnícke zlatonosné rozsypy, ale aj na celú metalogenézu Považského Inovca (Polák, 1955a, 1955b, 1956a, 1956b, 1966, 1968, 1969a, 1969b, 1971a, 1971b, 1985, 1987; Polák a Kucharič, 1973; Polák et al., 1985).

Zlatnícke rozsypy

Najväčším problémom pri hodnotení rozsiahlych stôp po ryžovaní Au v okolí Zlatník (obr. 2) je časovo určiť počiatky tejto činnosti a jej vlastný priebeh, lebo písomné záznamy o ryžovaní Au pri Zlatníkoch nie sú. Za najstarší dôkaz o ryžovaní Au pri Zlatníkoch možno považovať samo slovanské meno tejto osady v listine z roku 1156 (Polák, 1968). Tento nepriamy dôkaz je zároveň aj najstarším písomným dokladom o výskyte Au na Slovensku. Prvými ťažiarmi Au zrejme neboli až Slovania. Obdobne ako začiatok a rozvoj intenzívneho ryžovania Au na českých riekach (a v celej strednej a západnej Európe) pripisujeme keltským kmeňom, musíme takúto možnosť pripustiť, aj pokiaľ ide o začiatky ryžovania Au na území terajšieho Slovenska. Znamená to, že sa Au pri Zlatníkoch začalo najpravdepodobnejšie ryžovať už za keltských čias, teda ešte pred začiatkom nášho letopočtu. Keďže sa o tejto činnosti nijaké písomné doklady nezachovali, možno predpokladať, že sa tu banícka činnosť skončila najneskôr v 13. stor.

Rozsah starých dobývok v širšom okolí obce (obr. 2) nemá na území Slovenska, azda s výnimkou stôp po povrchovom dobývaní Au v okolí Malinovej v Malej Magure, obdobu. Reálny odhad objemu povrchovo vyťaženého a preryžovaného materiálu (Polák, 1968) sa pohybuje medzi 4 až 5 miliónmi m^3. Nijaké podklady nie sú ani o kovnatosti suroviny, ale analogicky — podľa podobných ryžovísk v strednej Európe — možno uvažovať o priemernej kovnatosti od 150 do 500 mg na m^3, čo by pri výťažnosti okolo 70 % znamenalo, že sa tu získalo 500 až 1750 kg Au.

Zlatnícke rozsypy sú tvorené mladými (pliocén—kvartér), prísvahovými silne hlinitými sedimentmi, v ktorých boli pochované staré potočné korytá (azda i deltové splavy) štrkopieskových a štrkohlinitých sedimentov s detritickým Au a tie mladšia erozívna činnosť sprístupnila na povrchovú exploatáciu. Mohutnosť a charakter niektorých povrchových dobývok (Žobrák, obr. 2) ukazujú na rozsah ťažby a na jej — na ten čas — vysokú technickú úroveň. Vlastná ťažba dômyselným hydraulickým spôsobom sledovala pochované potočné korytá s detritickým Au smerom od ich erozívneho obnaženia (niekedy až do mocnosti skrývky nad 10 m) až po hranicu vyznenia štrkovej polohy. Vylúčiť nemožno ani to, že sa na niektorých miestach práce skončili predčasne, a to či už pre nevhodné skrývkové pomery, alebo nízky obsah Au. Príčinou mohli byť aj nepriaznivé historické udalosti. Maximálna veľkosť zlatiniek (Polák, 1968, 1971a; Polák et al., 1985) sa pohybovala okolo 2—3 mm, ale nie je vylúčené, že sa tu mohli vyskytovať aj väčšie nugety. Vlastné litologické zloženie štrkového materiálu (prevažne rôzne typy nezlatonosného kremeňa) a mineralogická asociácia šlichov potvrdzujú, že sa Au vyskytuje spolu s horninami a minerálmi najodolnejšími voči zvetrávaniu. Zistená nezlatonosnosť kremeňa poukazuje na to, že Au mineralizácia nesúvisí s kremennými žilami v kryštaliniku budujúcom hrebeňovú časť pohoria.



Obr. 2. Lokalizácia starých povrchových dobývok Au v okolí obce Zlatníky (Polák, 1968). Staré dobývky pri obci Zlatníky: 1 — Mlynište, 2 — Žobrák, 3 — Soví, 4 — Zadná Nová hora, 5 — Tarabovec, 6 — Stará hora, 7 — Speváčka, 8 — Delnište, 9 — Chotina, 10 — Kulháň, 11 — Nová lúka, bez čísla — nepomenované dobývky

Fig. 2. Location of the old surface Au workings at vicinity of Zlatníky village (Polák, 1968). Old workings near Zlatníky village: 1 — Mlynište, 2 — Žobrák, 3 — Soví, 4 — Zadná Nová hora, 5 — Tarabovec, 6 — Stará hora, 7 — Speváčka, 8 — Delnište, 9 — Chotina, 10 — Kulháň, 11 — Nová lúka, without index — unnamed workings.

Ďalšie rudné výskyty a indície v pohorí

Popri zlatníckych rozsypoch Stanislav Polák v Považskom Inovci objavil a opísal z neho rad ďalších rudných výskytov a indícií (Polák, 1955a, 1955b, 1956a, 1971b; Polák et al., 1985).

Malé ložisko sulfidickej mineralizácie Ján Baptista v katastri obce Trenčianska Turná v sz. časti seleckého bloku je jediným výskytom primárnej polymetalickej mineralizácie v pohorí. O jeho ťažbe sú aj písomné doklady. V 18. stor. sa tam ťažil striebronosný galenit. Podľa dobových analyzačných výkazov (analýzy z roku 1767 v Kremnici, Polák, 1971b) dosahovala vyberaná ruda kovnatosť až 31 % Pb a 156 gt^{-1} Ag a nevyberaná rudnina okolo 6 % Pb a 39 gt^{-1} Ag. Ide o žilný typ sulfidickej mineralizácie v podobe prevažne kremenných žíl v rulovom kryštaliniku.

Na permské sedimenty v západnej časti seleckého bloku sa v širšom okolí Kalnice viažu prejavy Cu mineralizácie, na ktorú sa tu kutalo koncom 18. a začiatkom 19. stor. Na haldičkách starých píng a štôlní možno ešte aj dnes pozorovať zvyšky kremennej žiloviny so sporadickými zrnkami chalkopyritu a s hypergénnymi produktmi jeho rozkladu. Pravdepodobne išlo o remobilizované žily kremeňa s Cu mineralizáciou, ktorej pôvodným zdrojom boli permské sedimenty. Mineralizácia je priestorovo totožná s výskytom U mineralizácie.

Z prejavov Fe mineralizácie uvádzame výskyt magnetitu v podobe šošoviek a šmúh v amfibolitoch na vrchu Železník v katastri obce Trenčianske Jastrabie a výskyty hematitovej mineralizácie v kremenných žilkách z kremitých porfýrov vo vrcholovej časti pohoria (asi 1000 m na SSV od chaty Inovec). V okolí Vozokán sa v bojnianskom bloku vyskytujú limonitové balvany na rozhraní kryštalinika a obalovej inoveckej jednotky, na ktoré sa kutalo koncom 19. stor., začiatkom 20. stor. sa kutalo na limonit aj na V od Dubodiela v seleckom bloku (limonit v neogéne bánovskej kotliny). Výskyt pyritu vo vrstvách ílu piešťanskej formácie bol predmetom neúspešnej kutacej činnosti počas 2. svetovej vojny.

Jediný doteraz známy nález primárneho voľného Au v pohorí je z kremenno-polymetalickej žiloviny v haldovom materiáli ložiska Ján Baptista (Hanas, in Polák et al., 1985).

Okrem potokov drénujúcich východnú časť pohoria a pretekajúcich cez zlatnícke rozsypy v šlichoch (Polák et al., 1985) sa zlatinky zistili aj v potokoch južnej časti pohoria, najmä v okolí Bojnej a Radošiny. V západnej časti sa zlatinky našli iba v Sedličianskom potoku, drénujúcom aj priestor Jána Baptistu. Popri Au sa v šlichoch v južnej časti pohoria zistil aj barytový detrit neznámeho pôvodu, čo nevylučuje, že Au v šlichoch z tejto časti môže indikovať Au mineralizáciu neznámeho typu.

Výsledky prác

Metodika a rozsah prác

Práce prebiehali v rokoch 1993 až 1997. Pôvodným zámerom projektu bolo aj spresnenie poznatkov o distribúcii Au v zlatníckych rozsypoch. O rozsypy prostredníctvom slovenskej spoločnosti TESA Spišská Nová Ves prejavila záujem britská spoločnosť SAMAX Ltd. ešte roku 1991. V spolupráci s riešiteľmi úlohy a v súlade so zmluvou s vtedajším Slovenským geologickým úradom tu spoločnosť SAMAX vykonala roku 1992 prospekčné práce, v rámci ktorých z najväčšej povrchovej dobývky Žobrák odobrala orientačnú technologickú vzorku hmotnosti cca 3 t, ktorá bola spracovaná na separátore značky Knellson v Zlatých Horách v Českej republike. Výsledky boli negatívne (získalo sa iba nepatrné množstvo Au), čo v značnej miere zrejme spôsobilo aj silné zaílovanie materiálu, ktoré podstatne znížilo výťažnosť. Spoločnosť SAMAX ďalšie práce nevykonala a otázka perspektív rozsypov sa vypustila aj zo samotného projektu.

Prieskumné práce boli sústredené do východnej časti seleckého a sčasti aj bojnianskeho bloku pozdĺž hrádockej tektonickej línie (obr. 1). Hlavnou náplňou ich prvej fázy (1993 — jún 1996) boli rekognoskačné a prehodnocovacie práce (včítane prehodnotenia výsledkov regionálnych geochemických prác Poláka et al., 1985), vyhotovenie účelovej geologicko-metalogenetickej mapy v mierke 1 : 10 000 (rozloha cca 120 km^2) a geochemickovzorkovacie práce (odber ílovitých frakcií potočných sedimentov, pôdnych vzoriek v nepravidelných profilových líniách a horninových vzoriek). V druhej fáze (júl 1996—1997) sa uskutočnili doplňujúce geologickomapovacie práce, zahustenie geochemickovzorkovacích prác v priestoroch zistených anomálií (prevažne v širšom okolí Myslíkovho vrchu, obr. 1) a úloha sa zhodnotila záverečnou správou (Knésl a Knéslová, 1997). Pri plnení úlohy sa v prieskumnom území odobralo 375 vzoriek ílovitých frakcií potočných sedimentov, 1600 pôdnych a 499 horninových vzoriek. Vo všetkých vzorkách sa kvantitatívne analyzoval obsah Au a Ag, v niektorých aj ďalších prvkov. Nositeľom úlohy bol do 31. 3. 1994 vtedajší š. p. Geologický prieskum Spišská Nová Ves a od 1. 4. 1994 AuREX TRADE, s. r. o., Banská Bystrica.

Perspektívy zlatníckych rozsypov

Aj keď otázka pôvodu Au v rozsypoch nie je ani dnes jednoznačne vyriešená, možno konštatovať, že rozsypy nereprezentujú zvyšky akýchsi neznámych paleofluviálnych sedimentov, pretože si len ťažko možno predstaviť vznik takéhoto relatívne mocného, ale úzkeho zlatonosného súvrstvia paleofluviálnou činnosťou. Je pravdepodobné, že transport a usadzovanie Au v rozsypoch prebiehali činnosťou fosílnej hydrosiete, ktorá sa nemusí zhodovať s recentnou. Obsah a charakter náplavov v dobývkach poukazujú na krátky transport (veľké balvany iba slabo opracovaného kremeňa) z priľahlej časti pohoria ohraničenej líniou hlavného hrebeňa. Veľkosť balvanov smerom dovnútra pohoria rýchlo rastie, čo takúto úvahu v plnom rozsahu potvrdzuje.

Ani za predpokladu, že najmä v sv. časti územia, t. j. v okolí obce Dubodiel, Svinná a Hradná, je možnosť nájsť historicky intaktné zlatonosné polohy, ktoré by azda mohli byť predmetom prospekčných a potom exploatač-

ných záujmov, nepokladáme takéto úvahy za reálne, a to ani z ekonomického, ani z ekologického hľadiska.

Ekonomicky vychádzame z očakávanej kapacity ťažbou nedotknutých rozsypov. Za predpokadu, že sa zo zlatníckych rozsypov získalo 500 až 1750 kg Au a bola by tu reálna možnosť overiť ďalšie zásoby s kapacitou 200 až 700 kg Au a s priemernou kovnatosťou okolo 0,325 gm^3, v prípade objavenia a overenia doteraz neznámych zlatonosných polôh kapacity napr. 2 000 000 m^3 a priemernej kovnatosti 0,325 gm^{-3} by sa tu overilo cca 650 kg Au, čo pri priemernej výťažnosti 80 % predstavuje 520 kg Au. Takéto množstvo Au je na ekonomicky podložené úvahy o prieskumných prácach príliš nízke.

Čo sa týka ekologickej problematiky a očakávaných stretov záujmov, treba brať do úvahy, že aj keby zásoby vytvárali súvislú plochu (čo je takmer vylúčené) s priemernou mocnosťou 5 m, na zásobu 2 000 000 m^3 by bolo treba zabrať územie s rozlohou cca 400 000 m^2, napr. dĺžky 1000 a šírky 400 m. Väčšinou by išlo o poľnohospodársky využívanú pôdu, prevažne v súkromnom vlastníctve. Takáto rozsiahla devastácia terénu (ani za predpokladu nasledujúcej rekultivácie) nie je pri súčasných predpisoch (tie nebudú miernejšie, skôr naopak) možná. Preto pokladáme úvahy o vyhľadávaní Au v priestore zlatníckych rozsypov za ekonomicky nepodložené a nereálne.

Pôvod Au v rozsypoch

S výnimkou už spomenutého nálezu primárneho Au na halde malého polymetalického ložiska Ján Baptista na západnej strane pohoria (Hanas, in Polák et al., 1985) sa v celom rajóne dosiaľ primárne Au vo voľnej podobe nezistilo. Zlatonosnosť Jána Baptistu vyvoláva časté úvahy o tom, či by analogické, doteraz neznáme výskyty na východnej strane hrebeňa nemohli predstatovať primárny zdroj Au v rozsypoch. Aj keď takýto názor je logický a opodstatnený, možno proti nemu namietnuť, že z východnej strany pohoria nie sú stopy po kutacích prácach na analogické typy rudnej mineralizácie známe. V prípade, že by existovali, museli by byť vyvinuté v pripovrchových podmienkach a určite by sa boli v minulosti stali predmetom kutacích prác. Hoci nález analogických typov zrudnenia nemožno s istotou vylúčiť, ich existencia je skôr nepravdepodobná a v porovnaní s Jánom Baptistom by museli dosahovať podstatne väčšie rozmery, aby sa dali pokladať za zdroj rozsypového Au. Preto pri súčasnom stave poznatkov pokladáme polymetalickú mineralizáciu s voľným Au v podobe malého ložiska Ján Baptista v rudnom rajóne z hľadiska jej postavenia i ekonomického významu (nie mineralogického zloženia!) za istú anomáliu, za akýsi analóg výskytu Cu-Fe-P mineralizácie Brezov štál v tríbečskom rudnom rajóne.

Dlho sa predpokladalo (Polák, 1971b), že primárnym zdrojom Au v rozsypoch môže byť zóna alterovaných hornín kryštalinika Stará hora na SZ od Zlatník, situovaná tesne nad najvyššie položenými starými dobývkami (obr. 2). Jej horniny obsahujú pyrit, ktorý je zlatonosný (s obsahom Au do 2,5 gt^{-1}; Polák, 1971b, 1987). Neskôr sa ukázalo (Polák, 1987), že táto zóna ťažko môže byť primárnym zdrojom rozsypov, lebo neobsahuje voľné Au (kremeň v nej je rovnako ako v dobývkach jalový) a zlatinky sa v šlichoch vyskytujú aj v miestach ležiacich nad ňou.

Celý priebeh hrádockej zóny, ktorej východný okraj tvorí zóna Starej hory, sa vyznačuje polarizovateľnosťou hornín (Polák a Kucharič, 1973) a zlatonosný pyrit sa pravdepodobne vyskytuje pozdĺž celej zóny, nie iba v okolí Starej hory, kde sa zistil sporadickými technickými prácami (Polák, 1987). Predpokladáme, že hrádocká (hrádocko-zlatnícka) násunová línia je pôvodným zdrojom sulfidickej mineralizácie rajónu, v ktorom bolo Au súčasťou pyritu. Pri mladších tektonických procesoch (azda neskorohercýnskeho? veku) sa obsah Au v pyrite remobilizoval a koncentroval v štruktúrne a litologicky vhodných horninových prostrediach v blízkosti priečnych neskorohercýnskych(?) tektonických línií prevažne smeru SSZ—JJV.

Vrchné pásma zlatonosných zón neskôr v oxidačnom prostredí podliehali hypergénnym procesom, počas ktorých sa na rozhraní oxidačného a redukčného prostredia cementáciou akumulovalo voľné Au, ktoré sa potom (koncom pliocénu?) dostalo erozívnymi a znosovými procesmi do pliocénnych sedimentov v prisvahových častiach východnej strany pohoria v širšom okolí Zlatník, kde vytvorilo akumulácie rozsypového Au. Pri týchto procesoch sa tak deštruovali pripovrchové, sekundárne obohatené časti zlatonosných zón, v ktorých bolo Au vo voľnej forme, takže vlastný primárny zdroj zlatníckych rozsypov už v súčasnosti nejestvuje.

Prejavy a indície primárnej Au mineralizácie

Za najdôležitejšie pozitívne kritériá prítomnosti primárnej Au mineralizácie v priestore prieskumného územia považujeme:

— štruktúrne pomery daného územia (hrádocká násunová línia, prítomnosť mladších zlomových línií smeru S—J presekávajúcich systém hrádockej línie),

— magmatické pomery územia (hlavne prítomnosť telies amfibolitov pravdepodobne intruzívneho pôvodu v okolí Ostrého vrchu a Panskej javoriny, obr. 3), poukazujúce na možnú prítomnosť Au mineralizácie porfýrového typu,

— prítomnosť zón polarizovateľných hornín pozdĺž hrádockej násunovej línie (zóna Starej hory a jej západné pokračovanie, obr. 1 a 3).

Za priame príznaky prítomnosti primárnej Au mineralizácie v priestore územia možno pokladať:

— samotnú existenciu zlatníckych rozsypov (obr. 2),

— prítomnosť zlatiniek v šlichových vzorkách z vodných tokov v priestoroch nad najvyššie položenými dobývkami (zlatinky však môžu pochádzať aj z doteraz neznámych, ťažbou nedotknutých rozsypov, resp. môžu predstavovať prejavy reliktov deštruovanej oxidačnej časti zlatonosných zón),

— obsah Au v ílovitých frakciách potočných sedimentov v priestoroch nad najvyššie položenými dobývkami (i pri týchto indíciách platí predchádzajúca možnosť vysvetlenia ich pôvodu),

— obsah Au v pôde v priestore na V od Myslíkovho vrchu a tiež na S od hrádockej línie (obr. 3),

— obsah Au v primárnych horninách, hlavne v širšom okolí Panskej javoriny (obr. 3),

— zlatonosnosť pyritu v polarizovateľných horninách zóny Stará hora s predpokladom prítomnosti analogických alterovaných zón identifikovaných zvýšenou polarizovateľnosťou a prítomnosťou zlatonosného pyritu pozdĺž celej hrádockej línie.

Prehodnotenie výsledkov šlichovania v rámci úlohy regionálna geochémia ZK, časť Považský Inovec (Polák et al., 1985) neprinieslo nové poznatky, ktoré by mohli podstatnejšie zmeniť závery vyplývajúce z týchto prác. Možno súhlasiť s názorom, že výskyt Au v šlichoch odobraných v hrebeňových častiach pohoria je skôr podhodnotený, čo vyplýva z malého množstva vhodného materiálu na šlichovanie v miestach s prevažne intenzívnou erozívnou činnosťou. V takýchto prípadoch je vhodnejšie sa sústrediť na odber šlichov z deluviálnej hliny, resp. z drvených hornín (tzv. umelé šlichy), ale súčasne treba brať do úvahy, že nie všetky typy Au mineralizácie sú šlichovou metódou detektovateľné (impregnačné typy Au mineralizácie).

Keďže sa vzorky ílovitých frakcií potočných sedimentov odobraté v rámci úlohy Regionálna geochémia ZK na Au neanalyzovali, odobrali sme z prieskumného územia i 375 takýchto vzoriek na kvantitatívnu analýzu obsahu Au, Ag, As, Sb a Hg. Výsledky distribúcie Au v ílovitých sedimentoch poznatky zo šlichovacích prác spresňujú a rozširujú. Extrémne vysoký obsah (nad 100 gt^{-1} Au) je vo väčšine prípadov prejavom starých dobývok, z ktorých sa do vzoriek dostali voľné zlatinky. Zaujímavý je takýto obsah Au v ľavom prítoku potoka Livina (obr. 3) v úrovni nad najvyššie položenými dobývkami a alterovanou zónou Starej hory. V týchto miestach potok zrejme drénuje exploatáciou neporušené zlatonosné rozsypy, ale nemožno vylúčiť ani to, že anomália tu signalizuje prítomnosť dosiaľ neznámej pripovrchovej Au mineralizácie. Za prospekčne dôležitý možno pokladať obsah Au nad 0,1 gt^{-1} vo vzorkách ílovitých sedimentov v hornej časti Chotiny a jej prítokov, siahajúcich takmer po vrcholovú časť pohoria na V od kóty Vtáčí vŕšok (obr. 3).

Vzorky z odkryvov hornín (spolu 499) sa kvantitatívne analyzovali na obsah Au, spektrálne a v niektorých prípadoch i kvantitatívne sa sledoval i obsah ďalších prvkov (Ag, As, Sb, Hg, Tl a Ba). Za anomálny možno považovať obsah Au nad 0,5 gt^{-1} Au. Za výraznú anomáliu pokladáme obsah 1,2 gt^{-1} Au, zistený vo vzorke amfibolitu intruzívneho(?) pôvodu v priestore Panskej javoriny, a 1,6 gt^{-1} Au vo vzorke svorovej ruly odobratej na SZ od kóty Tri buky (728,3 m), na SZ od Panskej javoriny (obr. 3). Nevylučujeme, že tieto anomálie môžu byť geneticky späté s telesami amfibolitov intruzívneho pôvodu. Zaujímavý je obsah 0,7 gt^{-1} Au v kremenných žilkách v svorovej rule na JJZ od kóty Holý breh (499,9 m) v katastri obce Trenčianske Jastrabie v blízkosti výskytov magnetitovej mineralizácie v okolí Železníka (obr. 1 a 3). Tu nemožno vylúčiť genetickú súvislosť s magnetitovou mineralizáciou.

Obsah Au v horninách od 0,05 do 0,5 gt^{-1} (poväčšine okolo 0,1 gt^{-1} Au) sa zistil hlavne na Z od obce Dubodiel v prostredí svorových rúl. Tam môže byť prospekčne zaujímavé okolie mylonitizovanej zóny smeru S—J (obr. 1). Podobný prospekčne zaujímavý obsah Au sa zistil v horninách z okolia kóty Vtáčí vŕšok (prevažne svorová rula), vo vzorkách na JJZ od Panskej javoriny (prostredie amfibolitov), a najmä vo vzorkách na V od Myslíkovho vrchu, kde zvýšený obsah Au korešponduje s výskytmi telies amfibolitu a granitu.

Zaujímavé výsledky priniesli pôdnometalometrické práce. Spolu bolo odobratých 1600 pôdnych vzoriek a tie sa kvantitatívne analyzovali na obsah Au a spektrálne aj ďalších prvkov. Obsah Au v pôde (okrem stopového) sa rozdelil do troch skupín (do 0,05 gt^{-1} Au, od 0,05 do 0,5 gt^{-1} Au a od 0,5 do 1,0 gt^{-1} Au), pričom za prospekčne relevantný pokladáme obsah Au nad 0,05 gt^{-1} a za anomálny nad 0,5 gt^{-1} Au.

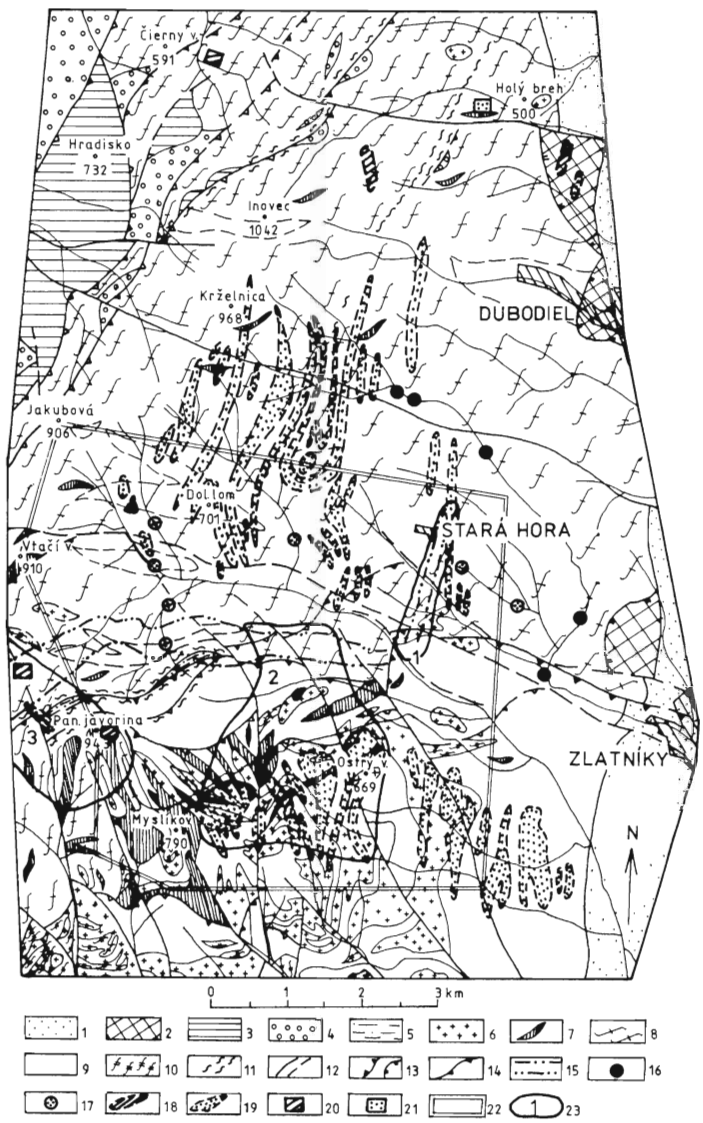
Pôdnou metalometriou sa lokalizovali dve prospekčne zaujímavé územia (obr. 2 a 3). Severné, menej výrazné, na S od kóty Dolný lom (701,1 m), indikuje možnú prítomnosť Au mineralizácie v prostredí svorov až svorových rúl. Izolínie kovnatosti majú štíhly severojužný priebeh, ktorý azda možno spájať s prítomnosťou už spomenutej mylonitizovanej severojužnej zóny v tejto časti územia.

Výraznejšia a plošne rozsiahlejšia pôdna anomália Au bola zistená na V od Myslíkovho vrchu, a to v pásme siahajúcom od Myslíkovho vrchu na Z až takmer po samotu Kulháň na V. Táto anomália sa viaže na geologicky pestré prostredie migmatitov, granitov a amfibolitov, ktoré sú popresekávané mladšími poklesovými tektonickými líniami smeru S—J. Priebeh pôdnych anomálií v podstate kopíruje priebeh tektonických línií. Na S od anomálie prebieha hrádocká násunová línia a paralelné polarizovateľné pásmo.

Geochemickými prácami (ktoré ani zďaleka nemožno považovať za komplexné a uzavreté) sa podarilo situovať perspektívne čiastkové územia s predpokladmi výskytu primárnej Au mineralizácie. Doterajšie poznatky o distribúcii Au v prieskumnom území a celom rudnom rajóne umožňujú vysloviť predpoklad, že Au mineralizácia je tu vyvinutá v podobe mineralizovaných zlatonosných zón pozdĺž mladých tektonických línií, resp. v podobe porfýrového typu Au mineralizácie, spätého s intruzívnymi telesami (okolie Panskej javoriny). Vzhľadom na charakter geologickej stavby južných častí bojnianskeho bloku, kde vystupujú pomerne rozsiahle masy prevažne karbonátových mezozoických sedimentov, a prítomnosť zlatiniek v šlichoch z vodných tokov tejto oblasti (okolie Bojnej, Radošinej), nemožno v tejto časti pohoria vylúčiť (Knésl a Knéslová, 1995) ani výskyt carlinského typu Au mineralizácie v sedimentárnych horninách, aj keď azda vierohodnejší je názor Poláka (1987), že i Au v týchto šlichoch pochádza zo severnej časti pohoria.

Podľa výsledkov prác možno v prieskumnom území predpokladať prítomnosť primárnej Au mineralizácie v podobe mineralizovaných zlatonosných zón v blízkosti mladých (neskorohercýnskych?) tektonických línií v litologicky príhodných horninách kryštalinika (migmatity, granity, amfibolity, svorové ruly), resp. v podobe porfýrovej Au mineralizácie v prostredí intruzívnych amfibolitov a na ich kontakte s okolitými horninami.

Za pôvodný zdroj Au pokladáme zlatonosný pyrit zistený v pásme Starej hory (Polák, 1987), ktorého výskyt možno očakávať azda v celej dislokačnej hrádocko-zlatníckej zóne. Predpokladáme, že pri mladších tektonických procesoch (neskorohercýnskeho? veku) nastala remobilizácia obsahu Au v pyrite a jeho koncentrácia v štruktúrne a litologicky vhodných prostrediach v blízkosti mladých tektonických línií (mineralogické zloženie mineralizovaných zón nepoznáme). Neskôr vrchné pásma týchto zlatonosných zón podliehali v oxidačnom prostredí hypergénnym procesom a na rozhraní oxidačného a redukčného prostredia sa cementáciou akumulovalo voľné Au, ktoré



Obr. 3. Výsledky geochemických prác v prieskumnom území Zlatníky. 1 — sedimenty (neogén), 2 — manínsky príkrov (mezozoikum), 3 — obalová jednotka: vápence, dolomity, kremence (mezozoikum), 4 — obalová jednotka: bridlice, pieskovce (perm), 5 — obalová jednotka: bridlice (karbón), 6—10 — kryštalinikum (staršie paleozoikum-proterozoikum?): 6 — granitoidy, 7 — amfibolity, 8 — svorové ruly, svory, 9 — migmatitizované ruly, migmatity, 10 — pararuly, 11 — mylonitizácia, 12 — zlomy, 13 — násunové línie, 14 — hrádocká (hrádocko-zlatnícka) násunová línia, 15 — zóny polarizovateľnosti, 16 — obsah Au v ílovitých frakciách: obsah nad 100 gt^{-1}, 17 — obsah Au v ílovitých frakciách: obsah 0,1—1,0 gt^{-1}, 18 — obsah Au v pôde: obsah 0,5—1,0 gt^{-1}, 19 — obsah Au v pôde: obsah 0,05—0,5 gt^{-1}, 20 — obsah Au v horninách: obsah nad 1,0 gt^{-1}, 21 — obsah Au v horninách: obsah 0,5—1,0 gt^{-1}, 22 — prognózna plocha (1995ň Myslíkov vrch, 23 — prognózne plochy (1997): 1 — Stará hora, 2 — Ostrý vrch-západ, 3 — Panská javorina-SZ.

Fig. 3. Results of geochemistry at Zlatníky exploration area. 1 — sediments (Neogene), 2 — Manín nappe (Mesozoic), 3 — cover unit: limestones, dolomites, quartzites (Mesozoic), 4 — cover unit: shales, sandstones (Permian), 5 — cover unit: shales (Carboniferous), 6—10 — crystalline complex (Lower Paleozoic — Proterozoic?): 6 — granitoids, 7 — amphibolites, 8 — mica gneisses, mica schists, 9 — migmatitized gneisses, migmatites, 10 — paragneisses, 11 — mylonitization, 12 — faults, 13 — overthrusts, 14 — Hrádok (Hrádok-Zlatníky) overthrust, 15 — polarizeable zones, 16 — Au contents in stream sediments: contents over 100 gt^{-1}, 17 — Au contents in stream sediments: contents 0,1—1,0 gt^{-1}, 18 — Au contents in soils: contents 0,5—1,0 gt^{-1}, 19 — Au contents in soils: contents 0,05—0,5 gt^{-1}, 20 — Au contents in rocks: contents over 1,0 gt^{-1}, 21 — Au contents in rocks: contents 0,5—1,0 gt^{-1}, 22 — prognosis area (1995) Myslíkov vrch, 23 — prognosis areas (1997): 1 — Stará hora, 2 — Ostrý vrch-West, 3 — Panská javorina-NW.

sa potom (v pliocéne?) erozívnymi a znosovými procesmi dostalo do pliocénnych a kvartérnych sedimentov v prisvahových častiach sv. strany pohoria a vytvorilo tam akumulácie rozsypového Au. Počas týchto procesov sa tak deštruovali pripovrchové, sekundárne obohatené časti zlatonosných zón, takže akékoľvek ďalšie prospekčné úvahy o perspektívach zlatonosnosti pohoria musia vychádzať z predpokladanej prítomnosti primárnych, oxidačnými procesmi neobohatených častí zlatonosných zón, ktorých mineralogickú charakteristiku a kovnatosť nateraz nepoznáme.

Za zdroj hydrotermálnych procesov vedúcich k vzniku primárnej Au mineralizácie v podobe zlatonosných zón možno v súlade s názormi napr. Ilchika a Bartona (1997) pokladať hydrotermálne systémy späté s magmaticku činnosťou (ako sa predpokladá pri väčšine Au ložísk žilného a porfýrového typu v prostredí prevažne mladých vulkanických komplexov) alebo vysokú teplotu a tlak vyvolané metamorfnými procesmi (ako je to pri mnohých, hlavne mezotermálnych Au ložiskách). Napokon nemožno vylúčiť ani amagmatický pôvod hydrotermálnych procesov, ako je to nezriedka pri ložiskách typu Carlin, v ktorých zlatonosné roztoky (Ilchik a Barton, 1997) cirkulujú pôsobením pôvodne atmosférickej vody, ktorá dosiahla potrebnú teplotu účinkom rozťahovania vrchných častí horninového plášťa pri tektonických procesoch. I keď takéto úvahy pri súčasnom stave poznatkov možno pokladať za predčasné, amagmatický pôvod Au mineralizácie v Považskom Inovci vylúčiť nemožno (pre horniny komplexu kryštalinika je charakteristický relatívne nízky stupeň alteračných procesov).

Prognózy primárnej Au mineralizácie

Prognózy zlatonosnosti rudného rajónu Považský Inovec boli spracované už v rámci štúdie SR—impregnačné Au rudy v silicifikovaných horninách (Knésl a Knéslová, 1995). Spresnenie prognóz v sv. časti pohoria je súčasťou záverečnej správy z úlohy Zlatníky-VP (Knésl a Knéslová, 1997).

V rámci rajónu boli pôvodne lokalizované štyri prognózne plochy (obr. 1). Prognózna plocha Myslíkov vrch a Dubodiel sa kvalifikovali ako prognózne plochy prvoradého významu s vykazovanými nelokalizovanými prognóznymi zdrojmi Au mineralizácie kategórie P-2. Prognózna plocha Ján Baptista v sz. časti pohoria sa hodnotila ako prognózna plocha druhoradého významu, s predpokladom prítomnosti nelokalizovaných a nekvantifikovaných pravdepodobných prognóznych zdrojov Au mineralizácie, a prognózna plocha Radošiná—Bojná ako prognózna plocha treťoradého významu, s predpokladom prítomnosti nelokalizovaných a nekvantifikovaných možných prognóznych zdrojov Au mineralizácie. Kým v priestore Myslíkovho vrchu, Dubodiela a Jána Baptistu sa predpokladá Au mineralizácia v podobe mineralizovaných zlatonosných zón, resp. Au mineralizácie porfýrového typu, v prognóznej ploche Radošina—Bojná by to mal byť výskyt neznámeho, azda carlinského typu Au mineralizácie.

V prognóznej ploche Myslíkov vrch (Knésl a Knéslová, 1997) sa geochemickými prácami situovali tri čiastkové prognózne plochy (obr. 3). Prognózna plocha Stará hora bola vymedzená na základe známej polarizovateľnosti hornín (Polák a Kucharič, 1973), prítomnosti zlatonosného pyritu v alterovaných horninách zóny a ďalších pozitívnych kritérií územia. Konkrétne prognózne zdroje tohto priestoru sa doteraz nestanovovali.

Prognózna plocha Ostrý vrch-západ bola vymedzená na základe priaznivých štruktúrnych a litologických pomerov a pozitívnych výsledkov pôdnej metalometrie. Je situovaná pozdĺž dvoch paralelných mladých tektonických línií smeru S—J, v ktorých blízkosti sa predpokladá výskyt mineralizovaných zlatonosných zón s deštruovaným oxidačnocementačným pásmom. V rámci plochy sa kvantifikovali nelokalizované prognózne zdroje Au mineralizácie v kategórii P-2.

Prognózna plocha Panská javorina-severozápad sa vymedzila na základe priaznivých magmatických a litologických kritérií a pozitívnych výsledkov horninovej litogeochémie. Je v prostredí amfibolitov predpokladaného intruzívneho pôvodu a priľahlých migmatitov a rúl, jej sz. okraj zasahuje do polarizovanej zóny pozdĺž hrádockej línie. V tomto priestore sa očakáva výskyt Au mineralizácie porfýrového typu. V rámci plochy sa kvantifikovali nelokalizované prognózne zdroje Au mineralizácie kategórie P-2.

O charaktere a mineralogickom zložení prognózovanej Au mineralizácie nie sú doteraz nijaké konkrétne údaje. Možno predpokladať, že Au je tu vyvinuté v asociácii so sulfidmi (hlavne pyritom, antimonitom?, arzenopyritom??), ale nemožno vylúčiť ani výskyt voľného Au. Odpoveď na tieto otázky môžu priniesť iba prípadné orientačné vrty.

Záver

V štúdii sme sa pokúsili zoznámiť odbornú verejnosť s hlavnými ložiskovými závermi úlohy Zlatníky—VP, realizovanej v sv. časti Považského Inovca v rokoch 1993 až 1997. Konkrétne údaje, najmä pokiaľ ide o kvantifikáciu vykazovaných prognóznych zdrojov (ale aj o výsledky analýz geochemických vzoriek), sú súčasťou záverečnej správy, ktorá je po jej odsúhlasení sekciou geológie a prírodných zdrojov Ministerstva životného prostredia SR uložená v odbore informatiky Geologickej služby SR (bývalý Geofond).

Údaje o kovnatosti sekundárne obohatených pripovrchových častí primárnej Au mineralizácie, ktorých deštrukciou akumulácie rozsypového Au Zlatníky pravdepodobne vznikli, prirodzene, chýbajú. Erozívnou činnosťou nedotknuté časti zlatonosných štruktúr nachodiace sa mimo dosahu oxidačnocementačnej zóny budú mať podstatne nižšiu kovnatosť. Pokiaľ by prognózovaná primárna Au mineralizácia dosahovala priemyselné parametre, treba počítať s jej minimálnou priemernou kovnatosťou okolo 7 gt^{-1} Au.

Záverom ešte raz pripomíname priekopnícke práce, ktoré v Považskom Inovci (a nielen tam) vykonal dlhoročný pracovník Geologického prieskumu Spišská Nová Ves, geologickej oblasti Bratislava, RNDr. Stanislav Polák.

Je iba jeho zásluhou, že sa metalogeneticky zaznávanému rudného rajónu začala venovať prieskumná pozornosť a že o geologických, a najmä metalogenetických pomeroch rajónu je v súčasnosti rad konkrétnych údajov i podnetných úvah. A bola by to predovšetkým zásluha RNDr. Stanislava Poláka, keby sa v Považskom Inovci podarilo nájsť a overiť rudné ložisko ekonomického významu. Česť jeho pamiatke!

Literatúra

Daniel, J., Mihál', F., Novotný, L. & Tulis, J., 1990: Prognózne ocenenie a výsledky geologickoprieskumných prác na rádioaktívne suroviny na území Západných Karpát. *In: Zbor. 5. celoslovenskej geologickej konferencie, Bratislava, 85—92.*

Ilavský, J., 1964: Vysvetlivky k mape nerastných surovín ČSSR. *GÚDŠ Bratislava.*

Ilavský, J. & Sattran, V., 1980: Vysvětlivky k metalogenetické mapě Československa 1 : 500 000. *Ústř. Úst. geol., Praha, 48.*

Ilchik, R. P. & Barton, M. D., 1997: An Amagmatic Origin of Carlin-Type Gold Deposits. *Econ. Geol. (Lancaster, VA), 92, 3, 269—288.*

Knésl, J., et al., 1980: Štúdia Slovensko Au. Inventarizácia Au výskytov a prognózy Au v SSR. *Manuskript - archív Geofond Bratislava, 520.*

Knésl, J. & Knéslová, A., 1995: Slovensko - impregnačné Au rudy v silicifikovaných horninách. Štúdia, stav k 31. 3. 1995. *Manuskript —archív Geofond Bratislava, 227.*

Knésl, J. & Knéslová, A., 1997: Zlatníky—VP, Au rudy. *In: Záverečná správa, stav k 30. 9. 1997. Manuskript —archív Geofond Bratislava, 94.*

Kováč, M., Nagy, A. & Baráth, I., 1993: Ruskovské súvrstvie—sedimenty gravitačných tokov (sz. časť Bánovskej kotliny). *Mineralia Slov., 25, 2, 117—124.*

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, 3, 151—174.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba Čs. Karpát—Západné Karpaty. *Veda, Bratislava.*

Maheľ, M. et al., 1964: Regionálna geológia ČSSR —Západné Karpaty. *Academia, Praha.*

Maheľ, M., Kodym, O. & Malkovský, M., 1984: Tectonic Map of Czechoslovakia 1 : 500 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Novotný, L. & Rojkovič, I., 1980: Kálnica, uránové zrudnenie v perme Považského Inovca. Materiály XXIII. celoštátnej konferencie SGS. *GÚDŠ Bratislava, 201—202.*

Plašienka, D., 1995: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. *Mineralia Slov., 27, 3, 179—192.*

Polák, S., 1955a: Trenčianske Jastrabie, okr. Bánovce nad Bebravou, výskyty magnetitu na vrchu Železník. Správa o výsledkoch prospekcie v roku 1955. *Manuskript—archív ZSRP Pezinok.*

Polák, S., 1955b: Vozokany, okr. Topoľčany. *In: Záverečná správa o výsledkoch prospekcie limonitického zrudnenia v roku 1955. Manuskript — archív ZSRP Pezinok. 7.*

Polák, S., 1956a: Výskyt magnetitu na Železníku pri obci Jastrabie, okr. Bánovce nad Bebravou. *Geol. Práce, Zpr., 7, 137—143.*

Polák, S., 1956b: Propylitizované dacitoídne efuzíva Inoveckého pohoria. *Geol. Práce, Zpr., 6, 45—46.*

Polák, S., 1966: Aluviálne zlato na Slovensku a jeho perspektívy. *Geol. Průzk., 9, 290—292.*

Polák, S., 1968: Príspevok k dejinám ťažby zlata na Slovensku. I. časť — Zlatníky, okr. Topoľčany (Považský Inovec). *In: Zbor. Slovenského banského múzea IV, Banská Štiavnica, 69—81.*

Polák, S., 1969a: Orientačné poznatky o zlate v recentných náplavoch a mladých fosílnych sedimentoch na východnom úbočí Považského Inovca. *Mineralia Slov., 1, 1, 27—31.*

Polák, S., 1969b: Relikty stredovekej hydraulickej exploatácie zlatonosných rozsypov Považského Inovca. *Dějiny vědy a techniky, Praha, 2, 4, 56—68.*

Polák, S., 1971a: Zlatníky—VP. In: Záverečná správa z 1. podetapy VP na zlato a ostatné rudné suroviny v oblasti Považského Inovca. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Polák, S., 1971b: Príspevok k metalogenéze Inovca. *Mineralia Slov., 3, 11, 237—242.*

Polák, S., 1985: Reálne o zlate a zlatom zrudnení na západnom Slovensku. *In: Zbor. Zlato v Západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava, 49—54.*

Polák, S., 1987: K prognózam primárneho Au zrudnenia v pohorí Považský Inovec. *Mineralia Slov., 19, 1, 61—68.*

Polák, S. & Kucharič, Ľ., 1973: Transverzálna zóna polarizovateľných geologických objektov v Považskom Inovci a jej ložisková perspektíva. *Mineralia Slov., 5, 3.*

Polák, S., Hanas, P. & Rak, D., 1985: Regionálna geochémia Západných Karpát — pohorie Považský Inovec. In: Čiastková záverečná správa, stav k 31. 12. 1984. *Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves.*

Putiš, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. *In: Zbor. IV. slovenskej geologickej konferencie, zv. 2. Bratislava, 30.*

Putiš, M., 1983: Metamorfózy v kryštaliniku a obalovom paleozoiku Považského Inovca. *In: Zbor. Metamorfné procesy v Západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava, 39—43.*

Putiš, M., 1991: Geology and Petrotectonics of some Shear Zones in the West Carpathians Crystalline Complex. *Mineralia Slov., 23, 5—6, 459—473.*

Soták, J., Plašienka, D., Spišiak, J. & Uher, P., 1993: Neptunitické dajky karbonátov v bázických vulkanitoch Považského Inovca. *Mineralia Slov., 25, 3, 193—201.*

Štimmel, I. et al., 1984: Záverečná správa o geologicko-prieskumných prácach v oblasti Považského Inovca. *Manuskript—archív UP Spišská Nová Ves.*

Uher, P., Černý, P., Novák, M. & Siman, P., 1994: Niobium—Tantalum minerals from granitic pegmatites in the Malé Karpaty, Považský Inovec and Žiar Mts. - Western Carpathians, Slovakia. *Mineralia Slov., 26, 3, 157—164.*

The perspectives of Au mineralization at Považský Inovec Mts.

(Dedicated in memory of Mr. Stanislav Polák)

Until 60th, the Považský Inovec ore district (spatially identical with the Považský Inovec Mts.), belonged among territories out of interest of the geologists. The fundamental changes about geology and metallogeny of the ore district have been brought by pioneer activities of Mr. Stanislav Polák (Polák, 1955a, 1955b, 1956a, 1956b, 1966, 1968, 1969a, 1969b, 1971a, 1971b, 1985, 1987, Polák and Kucharič, 1973, Polák et al., 1985).

The Zlatníky gold placers, which have been discovered by Mr. Polák on middle 60th, have been the focus of his studies. These placers represent, by their extension and quantity of exploitated material, the oldest and biggest gold-bearing object in Slovakia. Besides Zlatníky placers, Mr. Polák has discovered and described within the Považský Inovec several further occurrences and indications of ore mineralization, including Ján Baptista small Pb-Ag deposit, located at NW

part of district, where later the presence of free gold has been found out (Hanas, in Polák et al., 1985). The geological and metallogenetical features of the ore district are shown in Fig. 1, the location of the old placers is illustrated by Fig. 2.

According to the results of regional geochemistry and study about disseminated Au mineralization in Slovakia (Polák et al., 1985; Knésl and Knéslová, 1995), during 1993—1997 the first stage of exploration programme has been carried out at NE part of the ore district (reevalution of previous results, geological mapping 1 : 10 000, geochemical sampling). This programme was aimed for forecast of gold mineralization at this part of ore district (Knésl a Knéslová, 1997).

The considerable attention has been given to the question about origin of gold at Zlatníky placers. For some time it was supposed (Polák, 1971b), that the altered zone Stará hora can be the primary source of gold at placers. This zone is situated NW from Zlatníky village (Fig. 2) and is built by altered and pyritized mica schists of crystalline complex, where pyrite is weakly gold-bearing (up to 2.5 gt^{-1} Au). As later has been shown (Polák, 1987), this zone can not represent the source of primary gold, because the free gold is not present here, quartz material from the zone is barren and it was also found, that the gold flakes at panned samples are present at samples situated over the zone.

According to the our opinion, the Hrádok overthrust zone as a whole (Stará hora zone forms its eastern part), represents the former source of sulphide (pyrite) mineralization of this part of the ore district, where gold was present as a part of pyrite mineralization. During the younger tectonic processes (late Hercynian?) the gold contents from pyrites were remobilized and concentrated within the structurally and lithologically suitable environments, along the younger tectonic, mostly N—S faults, which cut the Hrádok overthrust line. Later, the near-surface parts of these gold-bearing zones, were affected by hypergene processes. The free gold was concentrated between oxide and reducing boundary, by means of cementation. This free gold (during late Pliocene), has been eroded and transported into the Pliocene and Quarternary sediments at foot of the mountains, where originated the accumulations of placer gold. According to the above idea, the primary source of gold at placers has been destroyed during Pliocene and does not exist at present time.

There have been located within the ore district (Knésl and Knéslová, 1995) the four prognostic gold-bearing areas (Myslíkov vrch, Dubodiel, Ján Baptista, Radošina-Bojná, Fig. 1). Later (Knésl and Knéslová, 1997; Fig. 3), according to the results of geochemical sampling within the Myslíkov vrch area, the three more detailed prognostic areas have been located (Stará hora, Ostrý vrch-West and Panská Javorina-NW). The presence of Au mineralization developed as gold-bearing mineralized zones, is predicted there. We can suppose, this gold mineralization will be hosted by rocks of crystalline complex (amphibolites, granites, gneisses, migmatites) along the younger tectonic N—S faults cutting the Hrádok zone. The presence of amphibolite bodies probable of intrusive origin indicates the possibilities of the presence of porphyry-type gold mineralization, too, for example within the Panská Javorina-NW prognosis area (Fig. 3).

Naturally, we have no direct information about mineralogy, characteristics of supposed primary gold mineralization, etc. It is possible to predict, gold can be present here as part of sulphides (pyrite, stibnite?, arsenopyrite?). The presence of free gold in primary zones is not excluded. These and another questions (Au contents, etc.), can be replied only by means of the initial stage of drilling programme here. If the predicted gold mineralization at Myslíkov vrch area would reach the low limit of economic value, average gold content must be about 7 gt^{-1} (underground mineable resources).

At last, but for first, we should like to express many thanks to Mr. Stanislav Polák again. His long-year activity at Považský Inovec (and by far not only there), has brought the noteworthy results, which will influenced during the future any further exploration activities in the Považský Inovec ore district. Honour to his Memory!

Mineralia Slovaca, 30 (1998), 423—430

Pôvod rudonosných fluid žilných sideritových ložísk Gretla, Jedľovec a Rudňany (Spišsko-gemerské rudohorie)

VRATISLAV HURAI[1], ĽUBOMÍR GAZDAČKO[2], ELÍGIA FERENČÍKOVÁ[1], JURAJ MAJZLAN[3] a IVAN REPČOK[1]

[1]Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Geologická služba SR, Werferova 1, 040 11 Košice
[3]Prírodovedecká fakulta UK, katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 23. 2. 1998, revidovaná verzia doručená 11. 8. 1998)

Origin of the ore-forming fluids in the Gretla, Jedľovec and Rudňany siderite vein deposits (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

Several compositionally contrasting types of fluids have been revealed in hydrothermal siderite veins of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Siderite precipitated at minimum temperatures between 155—190 °C from moderately saline aqueous solutions, containing CO_2 vapour. Low salinity aqueous solutions with a high-density CO_2 liquid are correlated with a greenschist facies metamorphism (200—300 °C, 1—3 kbar). The fluids are associated with quartz-pyrite-tourmaline assemblage and have been superimposed to the siderite. The latest, quartz-sulphide mineralization crystallized from low temperature (90—120 °C) brines containing sulphates and chlorides of divalent cations. The brines are thought to be genetically linked with leaching Permo-Triassic evaporitic sequences by meteoric waters.

Carbon and oxygen isotope ratios of the siderite-forming fluids have been derived from fluid inclusion microthermometry and stable isotope data, using Rayleigh fractionation model. The $\delta^{13}C$ (-9.5 to -13.5 ‰ PDB) values of the siderite-forming fluids indicate a metamorphic CO_2 liberated during oxidation-hydration of organic matter in surrounding metasedimentary rocks. However, it cannot be ruled out that the original isotopic signature of the siderite was modified during cryptic metasomatism connected probably with an isotopic exchange during superimposed greenschist-facies metamorphism. A cryptic metasomatism of the siderite is documented by a domain texture revealed by BSE imagery, showing earlier Fe-rich siderite replaced by later MgO-enriched and FeO-depleted siderite.

Key words: fluid inclusions, stable isotopes, hydrothermal deposits, siderite, Western Carpathians

Úvod

V rámci útlmových projektov spätých s konzerváciou a zatváraním ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí (ďalej SGR) sa v posledných rokoch podarilo uskutočniť izotopový a mikrotermometrický výskum žilného sideritového ložiska Gretla, Jedľovec (Fichtenhübel) a Rudňany. Pokus o interpretáciu získaných údajov predložený v tejto práci dopĺňa niektoré aspekty genetického modelu, ktorý vypracoval Žák et al. (1991), a súčasne poukazuje na nové fenomény, ktorým by sa v budúcnosti mala venovať pozornosť.

Geologická situácia

Ložisko Gretla a Rudňany sú v severnej a Jedľovec v centrálnej časti SGR. Ich geologickoštruktúrnu charakteristiku uvádza Grecula (1982), Bajaník et al. (1983), Cambel a Jarkovský et al. (1985) a Grecula et al. (1995). Podstatná časť žíl v okolí Rudnian je v horninách karbónu (dobšinská skupina), pričom ich spodné časti zasahujú do fylitických súvrství staršieho paleozoika (rakovecká a klátovská skupina), kde vyznievajú. Vrchná časť rudných telies je v bazálnych konglomerátoch a iba zriedka prechádza do bridlíc permu krompašskej skupiny. Obdobný vývoj majú rudné telesá v oblasti Gretly, ale tie ležia prevažne v permských bazálnych zlepencoch. Žily v oblasti Jedľovca sú vyvinuté na styku čiernych grafitických fylitov alebo chloritovo-sericitových bridlíc s metapsamitmi staršieho paleozoika.

Žilné štruktúry majú prevažne smer V—Z (napr. na V gretlianska, Široká, Konštancia — oblasť Gretly), niekedy SV—JZ alebo SZ—JV (Zaklinená — oblasť Gretly) a sú miestami vejárovito usporiadané (Rudňany, Jedľovec). Vyznačujú sa nevýraznou horizontálnou a lepšie vyvinutou vertikálnou zonálnosťou. Vo vrchných častiach rudnianskych žíl prevláda baryt, ktorý je do hĺbky rýchlo nahrádzaný sideritom. V najspodnejších častiach zasa na úkor sideritu pribúda ankerit. V žilách gretlianskeho pásma chýba zóna barytovej a rumelkovej mineralizácie. Pripovrchový sideritový vývoj s kremeňovo-chalkopyritovou mineralizáciou tu smerom do hĺbky nahrádza ankeritovo-kremeňovo-chalkopyritová mineralizácia s bohatým zastúpením Cu zložky. V oblasti Jedľovca je hlavným minerálom žilnej výplne hrubokryštalický siderit s rozptýlenými sulfidmi, ktoré sa vyskytujú spolu s kreme-

ňom. Z hľadiska priestorovej distribúcie platí, že žily v centre jedľovského vejára (Krištof) majú bohatšiu sulfidickú výplň ako na okrajoch (Konštancia, Michal). Na tetraedrit bohaté vrchné časti žily Konštancia smerom do hĺbky nahrádza chalkopyrit a arzenopyrit a súčasne badať aj náznaky pribúdania ankeritu na úkor sideritu. Sukcesia minerálnych asociácií v skúmaných vzorkách je nasledujúca: siderit — kremeň + sulfidy — ankerit (± kremeň).

Z ložiska Rudňany sa sledovali fluidné inklúzie vo vzorke č. RY124/78, ktorá pochádza z X. horizontu jamy Zlatník, a vo vzorke č. SID-9, odobratej pri meračskom bode č. 131 z XXV. horizontu jamy 5 RP II. Obidve vzorky sú v archíve Katedry mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK.

Z rudného poľa Gretla—Ráztoky bolo spracovaných päť vzoriek. Vzorka GR-3 je z haldového materiálu žily Široká a ďalšie vzorky GR (28, 29) z haldového materiálu štôlne Hildegarda z Piatej žily. Vzorky označené GZ sú zo štôlne žily Jozef Zaklinená (Gezwäng).

Z rudného poľa Smolník—Jedľovec (Fichtenhübel) sa spracovali tri vzorky zo žily Konštancia, a to z úrovne 611 m (vz. č. KO-5, štôlňa Raky, mer. bod 89), 700 m (vz. č. KO-17, štôlňa Krištof I) a 800 m n. m. (vz. č. FI-1, štôlňa Krištof-Nový). Spracovaný materiál je uložený v depozitári oddelenia izotopovej geológie Geologickej služby SR.

Metodika

Fluidné inklúzie sa študovali v obojstranne leštených platničkách hrubých 0,2 mm. Pod polarizačným mikroskopom sa sledovalo ich fázové zloženie, priestorová distribúcia a relatívny vek. Inklúzie sa klasifikovali podľa kritérií, ktoré zhrnul Roedder (1984). Teplota fázových zmien v inklúziách sa merala na prístroji LINKAM THM 600, kalibrovanom štandardnými chemikáliami a prírodnými fluidnými inklúziami s čistým kvapalným a plynným CO_2.

Izotopy C a O v karbonátoch boli stanovené metodickým postupom, ktorý vypracoval McCrea (1950) a na slabo rozpustné podvojné karbonáty modifikoval Rosenbaum a Sheppard (1986). Monominerálna frakcia karbonátu v hmotnosti 15 mg, vyseparovaná pod binokulárnou lupou a rozpráškovaná v achátovej miske, bola rozložená pri 95 °C v evakuovanej sklenej trubici v 100 % kyseline fosforečnej, metodicky pripravenej podľa Bowena (1966) z komerčne dostupnej 85 % H_3PO_4. Uvoľnený CO_2 sa zachytil v pasci z kvapalného N_2 a bol zatavený v sklenej ampule. Izotopové pomery $^{13}C/^{12}C$ a $^{18}O/^{16}O$ v CO_2 boli stanovené na hmotovom spektrometri FINNIGAN-MAT 250. Odchýlka izotopových pomerov sa prepočítala na odchýlku vyjadrenú v ‰ vzhľadom na medzinárodné štandardy PDB pre C a SMOW pre O. Izotopické zloženie O sa korigovalo na chemické zloženie karbonátu pomocu frakcionačných faktorov berúcich do ohľadu teplotu rozkladu (Rosenbaum a Sheppard, 1986). Reprodukovateľnosť meraní je ±0,06 ‰.

Izotopové zloženie fluida koexistujúceho s karbonátmi sa odvodilo pomocou rovníc vyjadrujúcich uvoľňovanie CO_2 z vodného roztoku a s tým súvisiacej teplotne závislej izotopovej frakcionácie v systéme karbonát — H_2CO_3 (Zheng, 1990). Použil sa Rayleighov model, ktorý však pri daných podmienkach ($XCO_2 < 0,2$) poskytuje výsledky takmer totožné s alternatívnym modelom jednorazovej separácie CO_2 z vodného roztoku.

Vzťah medzi izotopovým zložením sideritu a koexistujúceho fluida (H_2CO_3) možno vyjadriť ako

$$\delta^{13}C_{sid} = \delta^{13}C_{fluid} + [1 + \ln(1 - 2XCO_2)] \cdot 10^3 \ln\alpha^{sid}_{CO_2}$$

$$\delta^{18}Osid = \delta^{18}O_{fluid} + [1 + \ln(1 - 2XCO_2)] \cdot 10^3 \ln\alpha^{sid}_{H_2O} +$$

$$+ \ln(1 - X'CO_2) \cdot 10^3 \ln\alpha^{CO_2}_{H_2O}$$

kde X je molárna frakcia C a X' molárna frakcia O v CO_2 uvoľňovaného pri degazácii vodného roztoku, α sú izotopové frakcionačné faktory C medzi sideritom a CO_2 (Rosenbaum a Sheppard, 1986; Zheng a Hoefs, 1993a), O medzi sideritom a H_2O (Carothers et al., 1988) a medzi CO_2 a vodou (Truesdell, 1974).

Výsledky

Fluidné inklúzie

Podľa fázového zloženia sme rozlíšili dva základné typy inklúzií:

1. inklúzie vodného roztoku s kvapalným CO_2 a
2. inklúzie vodného roztoku.

Inklúzie vodného roztoku s kvapalným CO_2

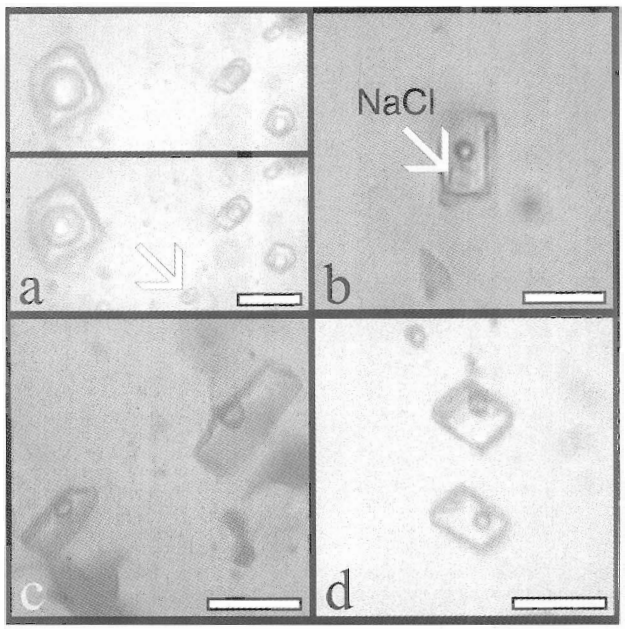
Inklúzie prvého typu boli pri izbovej teplote dvojfázové, pričom „plynnú fázu" tvoril kvapalný CO_2 (obr. 1a), alebo trojfázové, v ktorých od centra po steny inklúzie bolo možno rozoznať plynný CO_2, kvapalný CO_2 a vodný roztok. Skupiny koexistujúcich inklúzií sa vyznačovali variabilnými pomermi koexistujúcich fáz, čo interpretujeme ako výsledok zachytávania heterogénneho fluida. Inklúzie s kvapalným CO_2 sa vyskytovali iba v kremeni, ktorý asocioval s turmalínom a pyritom.

Charakteristickou črtou týchto inklúzií boli znaky reekvilibrácie, ktorá nastáva, ak tlakový rozdiel medzi inkludovaným fluidom (P_{fluid}) a okolitým prostredím (P) prekročí istú limitovú hodnotu (P_{lim}), v prípade kremeňa 850 bar. Ak $P_{fluid} > P_{lim}$, inklúzia dekrepituje (exploduje), ak $P_{fluid} < P_{lim}$, potom nastáva opačný proces, a to kompresia inklúzie. Rôzne typy tlakových gradientov sa v špecifických metamorfných režimoch prejavujú charakteristickými reekvilibračnými znakmi (napr. Sterner a Bodnar, 1989; Hurai a Horn, 1992; Vityk a Bodnar, 1995; Vityk et al., 1996), ktoré sú výsledkom objemovej zmeny pôvodnej inklúzie reagujúcej na nové P-T podmienky.

V kremeni zo sideritových žíl SGR sme zistili tieto reekvilibračné fenomény:

1. rekryštalizácia stien inklúzie,
2. vznik trhlín v okolí materskej inklúzie,
3. vznik dcérskych inklúzií.

Intenzita rekryštalizácie rastie s veľkosťou inklúzií. V niektorých prípadoch sa spozoroval rast kryštálu kremeňa smerom dovnútra reekvilibrovanej inklúzie. Inklúzie men-



Obr. 1. Fluidné inklúzie v kremeni (a, b) a siderite (c, d) z rudných žíl v oblasti Jedľovca (a, d), Rudnian (b) a Gretly (c). a — Primárne inklúzie vodných roztokov a kvapalného CO_2. Spodná časť obrázka dokumentuje oddelenie plynnej fázy z kvapalného CO_2 pri teplote pod 24 °C. Šípkou sú označené koexistujúce inklúzie vodných roztokov bez CO_2 indikujúce zachytávanie heterogénnej zmesi H_2O+CO_2. Kremeňovo-pyritovo-turmalínová asociácia, vzorka FI-1, žila Konštancia. b — Inklúzia vodného roztoku presýteného halitom pri 25 °C. Kremeňovo-sulfidická asociácia, vzorka Ry 124/78, X. horizont jamy Zlatník. c — Dvojfázové primárne inklúzie v siderite zložené z vodného roztoku a plynnej fázy tvorenej plynným CO_2. Vzorka GZ-9, žila Zaklinená (Gezwäng). d — Dvojfázové primárne inklúzie v siderite. Vzorka KO-5, žila Konštancia. Mierka na všetkých fotografiách zodpovedá 10 µm.

Fig. 1. Fluid inclusions in quartz (a, b) and siderite (c, d) from ore veins of Jedľovec (a, d), Rudňany (b) and Gretla (c) deposits. a — Primary aqueous inclusions containing CO_2 liquid. Lower part of the photomicrograph documents separation of the CO_2 vapour at temperatures below 24 °C. Arrow designates coexisting aqueous inclusions devoid of CO_2, documenting entrapment of a heterogeneous H_2O-CO_2 fluid mixture. Quartz-pyrite-tourmaline assemblage, sample FI-1, Konštancia vein. b — Inclusion of halite-oversaturated brine. Quartz-sulphidic assemblage, sample Ry-124/78, 10th horizon of the Jamník shaft. c — Two-phase primary inclusions in siderite constituted by aqueous liquid and CO_2 vapour. Sample GZ-9, Zaklinená (Gezwäng) vein. d — Two-phase, primary aqueous inclusions in siderite. Sample KO-5, Konštancia vein. Bar scale in all photomicrographs corresponds to 10 µm.

šie ako 5 µm reekvilibrácia nepostihla. Dcérske inklúzie vznikajú vyhojením trhlín vychádzajúcich z reekvilibrovaných inklúzií a niekedy tvoria trojrozmerný zhluk okolo materskej inklúzie (obr. 1a). Sú menšie ako 1—3 µm.

Inklúzie s kvapalným CO_2 sa identifikovali v kremeni zo vzoriek z Jedľovca (KO-17, FI-1) aj z Gretly (GR-29). Inkludovaný CO_2 významnejšiu prímes ďalších plynných komponentov neobsahuje, pretože teplota jeho tavenia sa pohybovala od -56,8 do -57,3 °C, t. j. blízko teploty v trojnom bode čistého CO_2 (-56,6 °C).

Salinita vodnej fázy, ktorá koexistuje s CO_2, je zreteľne nižšia ako pri inklúziách roztokov druhého typu. Celková salinita vypočítaná z teploty tavenia hydrátu CO_2 (Darling, 1991) sa pohybovala od 2 do 9 váh. % NaCl ekvivalentov a obsah CO_2 vo fluide od 6 do 16 mol. % (tab. 1).

Tab. 1
Základné mikrotermometrické údaje, zloženie, hustota a izochory reprezentatívnych inklúzií vodných roztokov s kvapalným CO_2
Essential microthermometry data, composition, density and isochores of representative CO_2 — containing aqueous inclusions

Ložisková oblasť	Gretla	Jedľovec			
Č. vzorky	GR-29	KO-17/7	FI-1	FI-1	FI-1
Žila	Piata	Konštancia	Konštancia	Konštancia	Konštancia
Typ inklúzií	primárne	primárne	primárne	primárne	sekundárne
$Th CO_2$ (°C)	20.9 (L)	25,3 (L)	12.3 (L)	8,5 (L)	14.5 (L)
Obj. % CO_2*	30	25	33	25	100
Tm hydrát CO_2 (°C)	5,0	9,0	8,1	8,1	-
$D CO_2$ (g/cm^{-3})	0.765	0.707	0.844	0.873	0.826
D** (g/cm^{-3})	0.972	0.931	0.964	0.986	-
CO_2 (mol. %)	11.84	8.86	14.58	10.66	100
NaCl (mol %)	2.63	0.58	1.02	1.06	-
H_2O (mol. %)	85.53	90.57	84.41	88.28	-
P (bar) pri 200 °C	2254[a]	2227[a]	2402[a]	2831[a]	974[a]
P (bar) pri 300 °C	3507	3480	3626	5499	1417
P (bar) pri 400°C	4761	4734	4851	6879	1836

*v momente čiastočnej homogenizácie CO_2, **celková hustota inklúzie, [a]podľa stavovej rovnice Browna a Lamba (1989), [a]podľa stavovej rovnice Hollowaya (1981)

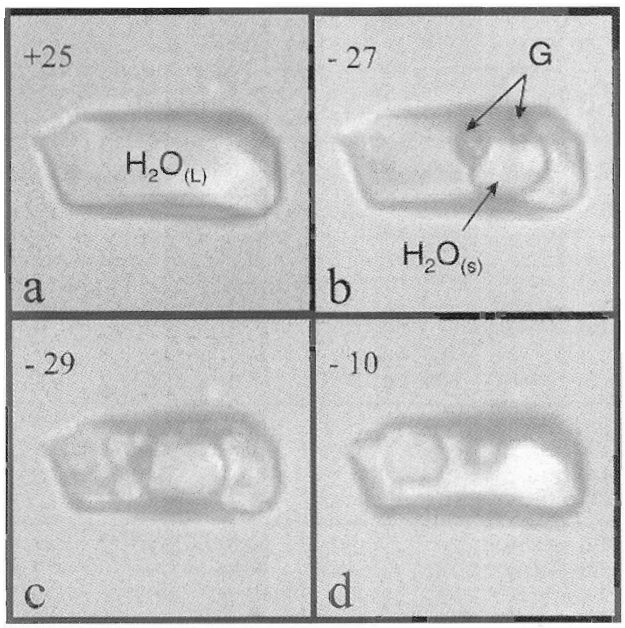
Veľká variabilita obsahu CO_2 v inklúziách vyplýva zo zachytávania heterogénneho roztoku. Homogenizačnú teplotu inklúzií, ktorá sa pohybovala medzi 297 až viac ako 360 °C, nemožno pokladať za skutočnú teplotu vzniku.

Inklúzie vodných roztokov

Inklúzie sa väčšinou skladali z dvoch fáz — vodného roztoku (L), ktorý zaberal väčšinu inklúzie (> 95 obj. %), a plynnej bubliny (V), ktorú tvorila vodná para, príp. plynný CO_2. Inklúzie vodných roztokov sa vyznačovali rovnakým fázovým pomerom medzi parou a vodným roztokom, čo je znakom zachytávania homogénneho fluida (obr. 1c, d). V oblasti Rudnian sa vo vodnom roztoku miestami spozorovali aj kocky halitu (obr. 1b). Identifikovali sa aj jednofázové inklúzie bez plynovej bubliny, tvorené pri izbovej teplote iba vodným roztokom (obr. 2). V siderite sa vyskytovali vždy iba dvojfázové inklúzie typu L+V, kým ostatné typy sa vyskytovali v kremeni z kremeňovo-sulfidickej etapy.

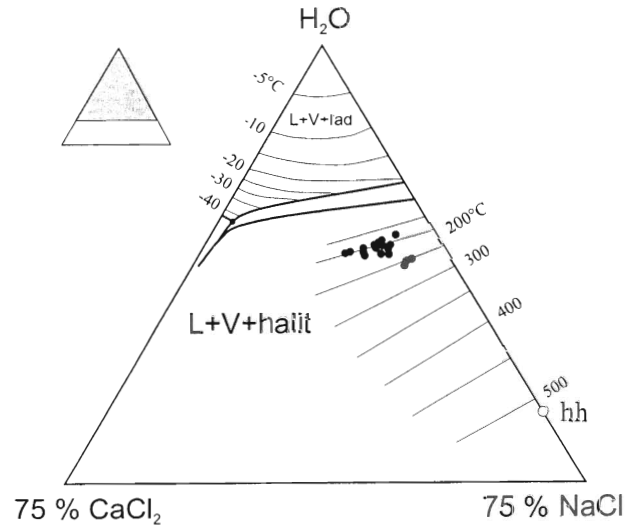
Eutektická teplota v inklúziách vodných roztokov sa väčšinou pohybovala od -80 do -52 °C. Ide o hodnotu typickú pre metastabilné (~ -85 °C) a stabilné (-52 °C) eutektické body vodných roztokov $CaCl_2$ a NaCl, indikujúcu variabilné pomery obidvoch rozpustných zložiek (Borisenko, 1977; Davis et al., 1990). Pre správanie sa inklúzií pri ochladzovaní a zahrievaní bola charakteristická nukleácia a rozpúšťanie niekoľkých pevných fáz, z ktorých sa pri najvyššej teplote rozpúšťal ľad, zriedkavejšie hydrohalit (siderit KO-5) alebo neidentifikovaný hydrosíran (kremeň GZ-25).

Celkovú salinitu roztokov druhého typu sme vypočítali z teploty tavenia ľadu a vyjadrili v ekvivalentoch NaCl (Bodnar, 1993), keďže likvidá ľadu v systéme NaCl-$CaCl_2$-H_2O majú zhruba horizontálny priebeh do -35 °C (Oakes et al., 1990).



Obr. 2. Fázové zmeny v jednofázovej inklúzii vodného roztoku uzavretej v kremeni, kremeňovo-sulfidická asociácia, vzorka GZ-25, žila Zaklinená (Gezwäng), Gretla. Pri ochladzovaní (b) sa v inklúzii uvoľňuje niekoľko plynných bublín (G), čo indikuje vysokú viskozitu roztoku. Po niekoľkonásobnom sekvenčnom vymrazení bol v inklúzii izolovaný metastabilný ľad ($H_2O_{[s]}$), ktorý pri nižšej teplote asociuje s pevnými fázami hydrátov solí (c) a taví sa pri zahriatí na -24.7 °C, keď koexistuje s hexagonálnou tabuľkou hydrátovaného síranu, rozpúšťajúcom sa v prítomnosti plynnej fázy pri teplote +10.9 °C (d). Úplná homogenizácia inklúzie nastáva zmiznutím plynnej bubliny pri 117.6 °C. Čísla v ľavom hornom rohu mikrofotografií zodpovedajú teplote pozorovania (°C).

Fig. 2. Phase transitions in a monophase aqueous inclusion encapsulated in quartz, sample GZ-25, Zaklinená vein, Gretla deposit. Several vapour bubbles (G), having released from the aqueous liquid on cooling, indicate high liquid viscosity (b). Sequential freezing has permitted the metastable ice ($H_2O_{[s]}$) to be isolated, associating with salt hydrates at lower temperatures (c). The ice melts at -24.7 °C in the presence of hexagonal hydrosulphate, which dissolves at +10.9 °C in the presence of vapour bubble (d). Total homogenization of the inclusion occurs at 117.6 °C. Numbers in the upper left corners of the photomicrographs corrrespond to stage temperatures (in °C).



Obr. 3. Projekčné body teploty rozpúšťania halitu vo fluidných inklúziách kremeňovo-sulfidickej etapy ložiska Rudňany vynesené v kompozičnom diagrame H_2O-NaCl-$CaCl_2$ (Williams-Jones a Samson, 1990).

Fig. 3. Projection points of halite dissolution in brine inclusions of quartz-sulphidic mineralization of the Rudňany deposit in the H_2O-Na-Cl-$CaCl_2$ compositional diagram (Williams-Jones and Samson, 1990).

V niekoľkých prípadoch bolo možno pomer $CaCl_2$/NaCl v inkludovanom roztoku odvodiť z teploty tavenia hydrohalitu a ľadu (Oakes et al., 1990) alebo tavenia halitu a ľadu (napr. Williams-Jones a Samson, 1990). Spoľahlivo sa stanovila salinita vodnej fázy v siderite z Gretly (GZ-9), a to od 20,6 do 23,5 váh. % pri váhovom pomere NaCl/($CaCl_2$+NaCl) = 0,84. V siderite z Jedľovca (KO-5) sa ako posledný rozpúšťal hydrohalit pri -27 až -23,2 °C a ďalšia, neidentifikovaná pevná fáza pri +15 °C. V tomto prípade salinitu stanoviť nemožno, avšak dá sa odhadnúť na viac ako 20 váh. % ekvivalentov NaCl. Projekčné body teploty rozpúšťania halitu v inklúziách vodných roztokov z Rudnian sú na obr. 3. Váhový pomer medzi NaCl a $CaCl_2$ stanovený pri trojfázových inklúziách (L+V+halit) kolísal od 2:1 do 5:1 v prospech NaCl.

Inklúzie vodných roztokov v siderite sa niekedy vyznačovali „dvojitým" zamŕzaním, ako aj častou dekrepitáciou pred dosiahnutím homogenizačnej teploty, čo interpretujeme ako dôsledok prítomnosti malého množstva CO_2, ktorý zvyšuje vnútorný tlak pri zahrievaní a reaguje s vodou na hydrát pri zmrazovaní.

Úplná homogenizácia inklúzií vodných roztokov prebiehala pri relatívne nízkej teplote. V siderite KO-5 (Jedľovec) to bolo najčastejšie 154—171 °C, miestami až do 189—237 °C, pričom niektoré inklúzie dekrepitovali pred úplnou homogenizáciou. V siderite GZ-9 (Gretla) sa namerala homogenizačná teplota 189—208 °C. Vo vzorke GR-29 (Gretla) sa inklúzie v staršom siderite homogenizovali pri 182—189 °C, kým inklúzie v žilke mladšieho neidentifikovaného karbonátu pri 147 °C.

Fázové zmeny v monofázových vodných inklúziách kremeňovo-sulfidickej etapy ilustruje obr. 2. Pri zmrazení sa vodný roztok rozpadol na zmes ľadu a hydrátov solí, pričom sa uvoľnilo niekoľko plynných fáz (obr. 2b, c). Pri opätovnom zahrievaní sa ľad roztavil pri -24,7 °C, avšak vo vodnej fáze zostala ešte hexagonálna tabuľka neidentifikovaného hydrátu, ktorá sa rozpúšťala až pri +10,9 °C. Podľa teploty rozpúšťania by mohlo ísť o hydrát síranu dvojmocného katiónu. Plynná fáza sa homogenizovala pri zahriatí na 93—118 °C, pri opätovnom ochladení na izbovú teplotu zostala inklúzia homogénna a plynné fázy sa neuvoľnili. Celý proces bol reverzibilný a teplota fázových premien konštantná, a tak nemohlo ísť o uvoľnenie plynných fáz v dôsledku zväčšenia objemu inklúzie pri vymrazení, ale skôr o metastabilné správanie sa spôsobené vyššou viskozitou inkludovaného roztoku s vysokou koncentráciou solí.

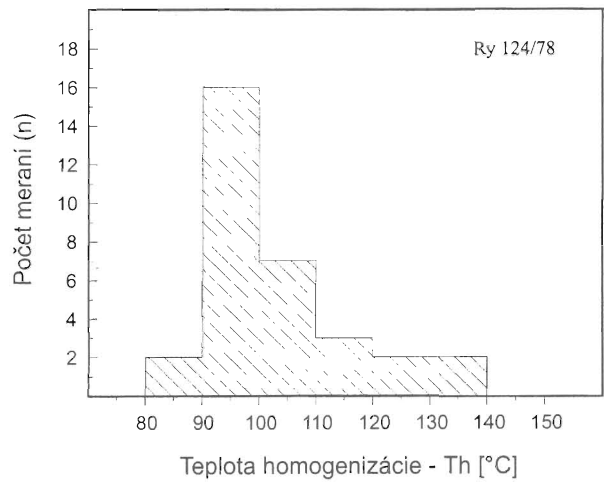
Podobný charakter fázových premien vykazovali sekundárne monofázové inklúzie v kremeni zo vzorky KO-17/7, v ktorých sa metastabilný ľad tavil pri -6,1 °C a potom sa uvoľnená plynová bublina zhomogenizovala pri 117 °C. Ale zrážanie hydrosíranu (?) sa nespozorovalo.

Potenciálne nízka teplota slaných roztokov sa zistila aj v Rudňanoch, kde sa homogenizačná teplota v inklúziách

z kremeňovo-sulfidickej etapy pohybovala medzi 84—135 °C, s maximom medzi 90—100 °C (obr. 4). Vyskytli sa tu aj dvojfázové inklúzie vodného roztoku s halitom bez plynovej bubliny. Tieto roztoky s vysokou hustotou sú obdobou monofázových inklúzií z Gretly (obr. 2), ale majú ešte vyššiu koncentráciu solí.

Chemické a izotopové zloženie karbonátov

Siderit je v prechádzajúcom polarizovanom svetle homogénny, avšak v odrazených elektrónoch (SEM) vidno doménovú štruktúru, ktorú mohlo spôsobiť metasomatické zatlačenie staršieho karbonátu alebo sekundárna alterácia. Jednotlivé domény sa odlišujú aj chemicky (tab. 2). Starší siderit (svetlé domény) sa vyznačuje zvýšeným obsahom FeO a zníženým obsahom MgO v porovnaní so sideritom v mladších doménach, ktoré majú nižšiu molekulovú hmotnosť, a preto majú v odrazených elektrónoch tmavší odtieň. Siderit z Jedľovca má podstatne nižší obsah $MgCO_3$ (5—10 váh. %) ako siderit z Gretly (10—19 váh. %). Zloženie rudnianskeho sideritu sa približuje sideritu z Gretly (Cambel a Jarkovský et al., 1985).



Obr. 4. Histogram teploty homogenizácie plynnej fázy v inklúziách koncentrovaných vodných roztokov kremeňovo-sulfidickej etapy ložiska Rudňany.

Fig. 4. Histogram of homogenization temperature of vapour phase in brine inclusions from quartz-sulfidic mineralization of the Rudňany deposit.

Tab. 2
Reprezentačné mikrosondové analýzy karbonátov z Gretly a Jedľovca
Representative microprobe analyses of carbonates from Gretla and Jedľovec

Oblasť	Gretla						Jedľovec			
Vzorka	GR-3	GR-28	GR-28	GZ-9	GZ-9	GZ-9	KO-5	KO-5	KO-17	FI-1
Žila	Hrubá	Piata			Zaklinená		Konštancia			
Minerál	siderit	siderit	siderit	siderit	siderit	ankerit	siderit	siderit	siderit	siderit
Doména		svetlá	tmavá	tmavá	svetlá		tmavá	svetlá		
CaO (váh. %)	0,16	0,06	0,13	0,10	0,08	24,25	0,31	0,38	0,16	0,56
FeO (váh. %)	47,71	51,90	45,72	46,59	47,86	16,47	51,05	52,81	52,74	49,50
MgO (váh. %)	6,47	4,81	8,42	8,66	7,01	8,30	4,11	2,93	2,40	4,58
MnO (váh. %)	2,92	2,76	3,48	2,79	2,41	2,38	2,83	2,63	2,94	3,37
Suma	57,25	59,53	57,74	58,14	57,36	51,40	58,30	58,75	58,25	58,01
$CaCO_3$ (váh. %)	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	47,5	0,6	0,7	0,3	1,0
$FeCO_3$ (váh. %)	80,5	85,1	76,0	76,7	80,5	29,2	85,8	88,5	89,4	83,3
$MgCO_3$ (váh. %)	14,2	10,2	18,1	18,5	15,3	19,1	9,0	6,4	5,3	10,0
$MnCO_3$ (váh. %)	5,0	4,6	5,6	4,6	4,1	4,2	4,8	4,4	5,0	5,7

Pozoruhodné sú rozdiely v izotopovom zložení sideritu v severnej (Gretla, Rudňany) a strednej časti SGR (Jedľovec). Siderit z Gretly je izotopicky ťažší ($\delta^{18}O$ = 18,3—19,7 ‰, $\delta^{13}C$ = -4,5 až -5,3 ‰) ako siderit z Jedľovca ($\delta^{18}O$ = 15,7—17,5 ‰, $\delta^{13}C$ = -8,5 až -10 ‰). Izotopové zloženie C sideritu ložiska Gretla (-3,8 až -5,0 ‰) je rovnaké ako zloženie C rudnianskeho sideritu (Cambel et al., 1985), pričom sa aj hodnoty $\delta^{18}O$ z ložiska Gretla (19—22 ‰) prekrývajú s intervalom z ložiska Rudňany. Ankerit z ankeritovo-kremeňovej asociácie v Gretle, ktorá je jednoznačne mladšia ako siderit, má aj odlišné izotopové zloženie (tab. 3).

Interpretácia výsledkov

Pôvod hydrotermálnych roztokov

Pomocou inklúzií sme identifikovali dva chemicky odlišné typy fluid, ktoré sa na vzniku minerálnej výplne sideritových žilných ložísk zúčastnili. Pôvod NaCl, $CaCl_2$ a pravdepodobne aj síranov v inklúziách vysoko koncentrovaných vodných roztokov, ktoré sú typické pre kremeňovo-sulfidickú asociáciu, treba hľadať v evaporitoch z permotriasových hornín, ktoré odtiaľ mohli byť vylúho-

Tab. 3
Izotopové zloženie karbonátov z Jedľovca a Gretly
Isotopic composition of carbonates from Jedľovec and Gretla

Lab. č.	Vzorka č.	Žila	Minerál	$\delta^{18}O$ PDB	$\delta^{18}O$ SMOW	$\delta^{13}C$ PDB
1675.01	FI-1	Konštancia	siderit	-15,64	14,74	-8,49
1677.01	KO-17/7	Konštancia	siderit	-15,21	15,18	-8,71
1672.01	KO-5	Konštancia	siderit	-14,95	15,45	-9,95
1676.01	KO-17/2	Konštancia	siderit	-14,32	16,09	-8,59
O1.208	-	Konštancia	siderit	-15,46	14,92	-8,60
O1.209	-	Konštancia	siderit	-16,05	14,31	-8,47
1671.011	GZ-9	Zaklinená	siderit	-12,61	17,86	-4,48
1671.012	GZ-9	Zaklinená	ankerit	-15,00	15,40	-4,44
1670.01	GZ-25	Zaklinená	siderit	-13,56	16,88	-4,59
1674.01	GR-3	Široká	siderit	-13,42	17,03	-5,30
1673.01	GR-28	Piata	siderit	-12,20	18,28	-4,80

vané povrchovou vodou. O plytkej cirkulácii svedčí homogenizačná teplota inklúzií, ktorá sa väčšinou pohybovala okolo 100 ± 20 °C. Táto teplota sa nemôže výraznejšie odlišovať od skutočnej ani po oprave na tlak, pretože hustota roztokov je vysoká, a tak by ani vyšší tlak nespôsobil medzi teplotou vzniku a homogenizačnou teplotou podstatnejší rozdiel. Inklúzie týchto roztokov nepodľahli reekvilibrácii, hoci sú vzhľadom na svoju vysokú hustotu na tlakové diferenciály mimoriadne citlivé. Možno teda predpokladať, že tieto fluidá reprezentujú najmladší mineralotvorný proces v ložisku.

Asociácia kremeň—pyrit—turmalín a s ňou späté vodné roztoky s kvapalným CO_2 sa v sledovaných vzorkách prejavuje ako jednoznačne mladšia ako hlavná masa sideritu, ale časový vzťah tejto asociácie vzhľadom na kremeňovo-sulfidickú mineralizáciu je otázny. Na základe podobnosti s minerálnou paragenézou a inkludovanými fluidami žíl alpského typu vo veporiku (Hurai et al., 1994, 1997) možno predpokladať, že aj v gemeriku asociácia turmalín—kremeň—pyrit reprezentuje produkty kryštalizácie z metamorfogénnych roztokov pri vyššom tlaku, minimálne 1—3 kbar, keď môže existovať CO_2 v kvapalnom stave pri geologicky relevantnej teplote (200—300 °C). Regionálne metamorfný pôvod kvapalného CO_2 nepriamo indikuje aj to, že sa identifikoval na obidvoch sledovaných lokalitách. Metamorfný pôvod inklúzií s kvapalným CO_2 podporuje aj výskyt reekvilibračných fenoménov, ktoré sú podobné ako v žilách alpského typu vo veporiku (Hurai a Horn, 1992). Tieto znaky sú dôkazom existencie podobnej *PT* histórie, aj keď nemusia nevyhnutne znamenať obdobu alpínskej (kriedovej) metamorfnej udalosti, ktorá formovala žily alpského typu vo veporiku. Obdobou asociácie turmalín—pyrit—kremeň z Gretly a Jedľovca by na ložisku Rudňany mohla byť „turmalínová prínosová perióda", ktorá je tu takisto mladšia ako hlavná masa sideritu, ale staršia ako kremeňovo-sulfidická mineralizácia (Bernard, 1961; Varček, 1973, 1985; Rojkovič, 1985).

PT podmienky vzniku metamorfogénnych roztokov s kvapalným CO_2 v gemeriku a vo veporiku neboli totožné. Na rozdiel od veporika, kde sa fluidá tohto typu zachytávali v homogénnom stave, časté javy heterogénneho zachytávania v gemeriku indikujú nižší tlak a/alebo nižšiu teplotu. *PT* podmienky zachytávania možno odvodiť z koexistujúcich inklúzií, ktoré obsahujú fázy s kontrastným zložením, t. j. s prevahou vody na jednej a CO_2 na druhej strane (napr. Hurai, 1992). Takýto postup bolo možno aplikovať na systéme sekundárnych inklúzií zo žily Konštancia (vzorka FI-1), kde inklúzie čistého CO_2 s maximálnou hustotou 0,83 g/cm^3 (tab. 1) koexistovali s inklúziami vodných roztokov, ktoré sa homogenizovali pri 161—191 °C. Túto teplotu možno považovať za teplotu zachytenia, pričom tlak CO_2 musel dosahovať najmenej 800—1000 bar. Podobný postup určovania *PT* podmienok v primárnych inklúziách sa pre ich dekrepitáciu pred teplotou homogenizácie nedal využiť. *PT* podmienky odvodené zo sekundárnych inklúzií možno pokladať za epizódu pri doznievaní metamorfózy v retrogresnom štádiu.

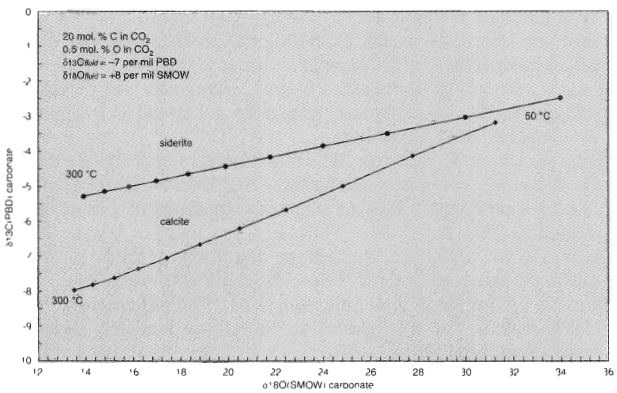
Homogenizačná teplota inklúzií vodných roztokov v siderite je relatívne stabilná a inklúzie samy sa nezdajú byť postihnuté reekvilibráciou, hoci duktilnú deformáciu (strečing) vylúčiť nemožno. Vzhľadom na pomerne vysokú hustotu inklúzií možno predpokladať, že homogenizačná teplota bola blízka skutočnej teplote vzniku. Na základe takéhoto zjednodušenia možno vypočítať izotopické zloženie fluida, ktoré bolo v rovnováhe so sideritom. Predpokladáme, že vzhľadom na relatívne vysokú teplotu zdrojom C bol CO_2 disolvovaný vo forme H_2CO_3 a vylučovanie sideritu spôsobil únik CO_2 z roztoku. Izotopová frakcionácia sa pri tomto procese modelovala postupom Zhenga (1990) a s použitím Rayleighovej separácie pre unikajúci CO_2 a vznikajúci siderit.

Výsledky modelovania sú na obr. 5. Značné rozdiely v izotopovom zložení medzi sideritom z Gretly a Jedľovca sa nedajú vysvetliť iba rozdielnou teplotou vzniku, ale treba uvažovať aj o odlišnom zložení materského roztoku. Hodnoty $\delta^{13}C$ v CO_2 (-9,5 ‰ Gretla, -13,5 ‰ Jedľovec) sú relatívne nízke a na ložisku Gretla spadajú do intervalu -7,7 až -11,9 ‰, ktorý je typický aj pre metamorfný CO_2 alpských žíl veporika (Hurai et al., 1994, 1997). Takéto hodnoty sa spravidla interpretujú ako zmes C uvoľneného dekarbonatizačnými reakciami (0 ‰) a rozkladom organickej hmoty (-25 ‰), pričom nemožno vylúčiť ani účasť CO_2 plášťového (juvenilného) pôvodu s hodnotou $\delta^{13}C$ = -5 ‰. Izotopicky ľahký C v CO_2 z Jedľovca je teda prevažne organického pôvodu.

Izotopové zloženie O (2,5 a 5 ‰) sa čiastočne kryje s metamorfnými fluidami zo žíl alpského typu veporika (4—8 ‰), a tento O možno stotožniť s takmer každým druhom vody (magmatickej, metamorfnej, formačnej), s výnimkou primárne meteorickej. Ale vylúčiť sa nedá ani interakcia pôvodne meteorickej vody s evaporitmi a ich modifikácia napríklad odparovaním, čo by bolo viedlo k zvýšeniu salinity (reálne zistenej v inklúziách) a súčasnému obohateniu reziduálneho roztoku o ťažký O. Možné je aj miešanie morskej (~0 ‰) a primárnej magnetickej vody (5 ‰), čo však odporuje salinite roztokov v siderite, ktorá je na obidvoch lokalitách podobná — napriek odlišnému izotopovému zloženiu — karbonátu.

Porovnanie s predchádzajúcimi prácami

Výsledky mikrotermometrického štúdia korešpondujú s výsledkami skorších prác na ložisku Rudňany. V kre-



Obr. 5. Izotopické zloženie sideritu a modelové zloženie materského roztoku vypočítané na základe rovníc opisujúcich Rayleighovu frakcionáciu izotopov C a O pri kryštalizácii karbonátu vyvolanej únikom CO_2 z vodného roztoku pri teplote 100—300 °C (Zheng, 1990). Obsah C a O v unikajúcom CO_2 sa vzhľadom na celkový obsah zložiek v systéme určil *ad hoc* na 5 a 0,5 mol. %. Frakcionácia O v systéme siderit—voda a C v systéme siderit—CO_2 je prevzatá z údajov Carothersa et al. (1988) a Zhenga a Hoefsa (1993b).

Fig. 5. Carbon and oxygen isotope composition of siderite and that of coexisting fluid recalculated from equations expressing Rayleigh fractionation during degassing CO_2-bearing aqueous solutions at temperatures between 100—300 °C (Zheng, 1990). The mole percentages of carbon and oxygen in degassing CO_2 have been arbitrarily set to 5 and 0.5 mol. %, respectively. Fractionation factors in the siderite-H_2O and siderite-CO_2 systems have been taken from Carothers et al. (1988) and Zheng and Hoefs (1993b).

meňovo-sulfidickej etape prevládali inklúzie vodných roztokov miestami presýtené chloridom sodným (> 23 váh. %), čo sa prejavovalo výskytom kociek halitu (Varček, 1968; Rojkovič, 1977; Borisenko et al., 1984). Variabilný pomer kvapalnej a plynnej fázy (Borisenko et al., 1984), ako aj $NaCl/CaCl_2$, potvrdený aj v tejto práci, sú prejavmi zachytávania heterogénnych roztokov. Heterogenitu pomeru $NaCl/CaCl_2$ možno prisúdiť chemickej nerovnováhe pri nízkej teplote. Nízku teplotu kremeňovo-sulfidickej etapy napokon indikuje aj anomálne vysoký obsah Hg v tetraedrite, ktorý je jej súčasťou. Je však nevyhnutné pripomenúť, že prevaha $CaCl_2$ nad NaCl, ktorú konštatuje Borisenko et al. (1984), nie je reálna, pretože vychádza z nesprávnych experimentálnych údajov.

Varček (1968), Rojkovič (1977) a Borisenko et al. (1984) uvádzajú z Rudnian homogenizačnú teplotu dvojfázových inklúzií 40—205 °C, pričom interval medzi 140—170 °C je typický pre siderit (Varček, 1968). Tieto údaje sa prakticky zhodujú s údajmi zo siderítu z Jedľovca a Gretly.

Žák et al. (1991) na základe izotopových údajov upozornili na významnú úlohu evaporitu pri kryštalizácii barytu, ako aj na účasť metamorfogénnych fluid pri kryštalizácii siderítu. Relatívne konzistentné izotopové zloženie siderítu z Rudnian, Rožňavy a Sloviniek vysvetľujú (l. c.) vznikom z izotopicky homogénneho zdroja pri rozličnej teplote. Ale rozdiely v izotopovom zložení siderítu dokumentované v tejto práci takto interpretovať nemožno. Naopak, je nevyhnutné pripustiť nielen teplotnú, ale aj izotopovú heterogenitu fluida a z tohto pohľadu uvažovať skôr o lokálnom ako o externom (hlbinnom) pôvode roztokov. Inými slovami, zdá sa pravdepodobnejšie, že zdrojom roztokov boli skôr okolité horniny metamorfované vo fácii zelených bridlíc ako horniny metamorfované v amfibolitovej fácii vo väčšej hĺbke. Prirodzene, možno uvažovať aj o kombinovanom modeli, zahŕňajúcom hĺbkový zdroj fluid modifikovaný produktmi metamorfných reakcií vo fácii zelených bridlíc.

Významným poznatkom je potvrdenie inklúzií s obsahom kvapalného CO_2, ktoré sa viažu na asociáciu kremeň—pyrit—turmalín a nemohli vznikať pri nižšej teplote a tlaku ako 200—300 °C a 1—3 kbar. Otázkou zostáva, či takto teplota a tlak skutočne vzrástli na rozhraní siderítovej a sulfidickej periódy. Táto interpretácia rezultuje z petrografického štúdia v rámci tejto práce, ale aj zo starších paragenetických výskumov, ktoré konštatovali prítomnosť turmalínovej periódy oddeľujúcej siderítovú a sulfidickú periódu (Bernard, 1961; Varček, 1973, 1985; Rojkovič, 1985), aj keď sa — pochopiteľne — jej príslušnosť k metamorfnej udalosti vo fácii zelených bridlíc pre absenciu termobarometrických údajov nemohla explicitne vyjadriť. V tejto súvislosti sa vynára otázka, či izotopová signatúra siderítu nezodpovedá iba naloženej (metamorfnej?) udalosti, pretože karbonáty menia svoje izotopové zloženie pri alterácii už pri teplote okolo 100 °C (Zheng a Hoefs, 1993b). Kryptická metasomatóza siderítu vyplýva z doménovej štruktúry, ktorá však v optickom mikroskope nie je viditeľná, prejavuje sa zmenou chemického a zrejme aj izotopového zloženia. Izotopové pomery C a O v siderite teda pravdepodobne nepredstavujú pôvodné ani naložené hodnoty, ale ich zmes, resp. sa môžu približovať jednej alebo druhej limitnej hodnote v závislosti od rozdielnej rýchlosti difúzie O a C v siderite. Ale bez detailného štúdia pomocou bodových izotopových a mikrosondových analýz sa tento problém nedá vyriešiť.

Ďalším problémom je, že ak by bola siderítovú mineralizáciu postihla metamorfóza, fluidné inklúzie v siderite by nemohli prežiť túto udalosť bez zmeny objemu (reekvilibrácie), pokiaľ by vývoj PT podmienok počas metamorfózy a po nej nebol kopíroval priebeh príslušnej izochory inklúzií vodného roztoku.

Záver

1. Nízkoteplotné roztoky s vysokou salinitou, v ktorých sú hlavnými rozpustnými komponentmi $CaCl_2$, NaCl a sírany, pochádzajú z evaporitových permotriasových formácií. Tieto roztoky podstatne prispeli k vzniku najmladšej kremeňovo-sulfidickej mineralizácie, aj keď pôvod kovov treba, prirodzene, hľadať inde.

2. Asociácia kremeň—pyrit—turmalín odráža metamorfnú udalosť vo fácii zelených bridlíc, ktorá pravdepodobne nastala po kryštalizácii siderítu a pred uplatnením kremeňovo-sulfidickej mineralizácie.

3. Siderit vznikal zo stredne slaných vodných roztokov s obsahom $CaCl_2$ a NaCl a so stopami CO_2.

4. Výrazné rozdiely v izotopovom zložení siderítu zo severnej a centrálnej časti SGR možno vysvetliť iba miešaním fluid pochádzajúcich z dvoch odlišných zdrojov, pričom jedným zo zdrojov CO_2 bola organická hmota z okolitých hornín.

5. Nemožno vylúčiť, že siderit podľahol kryptickej metasomatóze spätej s izotopovou výmenou a že jeho súčasná izotopová signatúra je iba odrazom naloženej metamorfózy vo fácii zelených bridlíc.

Poďakovanie. Naša vďaka patrí RNDr. P. Konečnému a Mgr. D. Ozdínovi za mikrosondové analýzy karbonátov. Práca bola financovaná z projektov Geologickej služby SR Komplexné zhodnotenie utlmovaných rudných ložísk Smolník—Jedľovec—Gretla—Ráztoky a Komplexné geologické zhodnotenie útlmového ložiska Rudňany. Ďakujeme RNDr. K. Žákovi, CSc., za kritické pripomienky a precíznu recenziu, ktorá odhalila niektoré chyby v pôvodnej verzii rukopisu.

Literatúra

Bajaník, Š. et al., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť, 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava, 223.*

Bernard, J. H., 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit--Schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). *Geol. Práce, Zoš., 58, 5—222.*

Bodnar, R. J., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions. *Geochim. cosmochim. Acta, 57, 683—684.*

Borisenko, A. S., 1977: Izučenije solevogo sostava rastvorov gazovo-židkich vkľučenij v mineralach metodom krijometriji. *Geol. Geofiz., 8, 16—27.*

Borisenko, A. S., Lebedev, V. I. & Ťulkin, V. G., 1984: Uslovija obrazovanija kobaľtovych mestoroždenij. *Nauka, Novosibirsk, 170.*

Bowen, R., 1966: Paleotemperature analysis. *Elsevier, Amsterdam—Amsterdam—New York.*

Brown, P. E. & Lamb, W. M., 1989: P-V-T properties of fluids in the system $H_2O \pm CO_2 \pm$ NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. cosmochim. Acta, 53, 1209—1221.*

Cambel, B. & Jarkovský, J. et al., 1985: Rudnianske rudné pole — geochemicko-metalogenetická charakteristika. *Veda, Bratislava, 363.*

Cambel, B., Žukov, F., Savčenko, L. & Šmejkal, V., 1985: Izotopové zloženie síry, uhlíka a kyslíka v mineráloch sideritovo-barytovo-sulfidických rúd v Rudňanoch. *In: B. Cambel & J. Jarkovský (Eds.): Rudnianske rudné pole - geochemicko-metalogenetická charakteristika. Veda, Bratislava, 247—262.*

Carothers, W. W., Adami, L. H. & Rosenbauer, R. J., 1988: Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO_2-siderite. *Geochim. cosmochim. Acta. 52, 2445—2450.*

Darling, R. S., 1991: An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H_2O-CO_2-NaCl fluid inclusions: Implications for P-T isochore location. *Geochim. cosmochim. Acta, 55, 3869—3871.*

Davis, D. W., Lowenstein, T. K. & Spencer, R. J., 1990: Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H_2O, NaCl-KCl-H_2O, NaCl-$MgCl_2$-H_2O, and NaCl--$CaCl_2$-H_2O. *Geochim. cosmochim. Acta, 54, 591—601.*

Grecula, P., 1982: Gemerikum - segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia Slov. - Monogr., Alfa, Bratislava, 2, 263.*

Grecula, P. et al., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Mineralia Slov. - Monogr., Geocomplex, Bratislava, 834.*

Holloway, J. R., 1981: Compositions and volumes of supercritical fluids in the Earth's crust. *In: L. S. Hollister & M. L. Crawford (Eds.): MAC Short Course in Fluid Inclusions, 6, 13—38.*

Hurai, V., 1992: Immiscibility in the system H_2O-CO_2-NaCl: Applications to fluid inclusion thermobarometry. *Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mh., 165, 5—17.*

Hurai, V. & Horn, E. E., 1992: A boundary layer-induced immiscibility in naturally reequilibrated H_2O-CO_2-NaCl inclusions from metamorphic quartz (Western Carpathians, Czechoslovakia). *Contr. Mineral. Petrology, 112, 414—427.*

Hurai, V., Simon, K. & Bezák, V., 1994: Hercýnsky vek niektorých trhlín s alpskou paragenézou minerálov v kryštaliniku veporika. *Mineralia Slov., 26, 355—361.*

Hurai, V., Simon, K. & Bezák, V., 1997: Contrasting chemistry and H, O, C isotope composition of greenschist-facies, Hercynian and Alpine metamorphic fluids (Western Carpathians). *Chem. Geol., 136, 281—293.*

McCrea, J. M., 1950: On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys., 18, 849—857.*

Oakes, C. S., Bodnar, R. J. & Simonson, J. M., 1990: The system NaCl-$CaCl_2$-H_2O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochim. cosmochim. Acta, 54, 603—610.*

Rojkovič, I., 1977: Mineralogicko-geochemické štúdium opakových minerálov na ložisku Rudňany. *Manuskript - archív Katedry geochémie PrF UK. Bratislava, 232.*

Rojkovič, I., 1985: Paragenéza a sukcesia rudnej mineralizácie. *In: B. Cambel & J. Jarkovský (Eds.): Rudnianske rudné pole — geochemicko-metalogenetická charakteristika. Veda. Bratislava, 183—193.*

Rosenbaum, J. & Sheppard, S. M., 1986: An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochim. cosmochim. Acta, 50, 1147—1150.*

Roedder, E., 1984: Fluid inclusions. *Rev. Mineral., Miner. Soc. Amer., 12, 644.*

Sterner, S. M. & Bodnar, R. J., 1989: Synthetic fluid inclusions — VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift. *J. metam. Geol., 7, 243—260.*

Truesdell, A. H., 1974: Oxygen isotope activities and concentrations in aqueous salt solutions at elevated temperatures - Consequences for isotope geochemistry. *Earth planet. Sci. Lett., 23, 387—396.*

Varček, C., 1968: Ore deposits of the West Carpathians. *In: 23th Intern. Geol. Congress, Guide to excursion 24 AC. Ústř. Úst. geol., Praha, 48.*

Varček, C., 1973: Paragenetické a geochemické pomery hydrotermálnych ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. *In: J. Bartalský et al. (Ed.): Geologicko-ložisková štúdia SGR. Kniha 7. Manuskript — archív Geofond Bratislava, 337.*

Varček, C., 1985: Charakteristika metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria a postavenie rudnianskeho rudného poľa. *In: B. Cambel & J. Jarkovský (Eds.): Rudnianske rudné pole - geochemicko-metalogenetická charakteristika. Veda, Bratislava, 61—78.*

Vityk, M. O. & Bodnar, R. J., 1995: Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contr. mineral. Petrology, 121, 309—323.*

Vityk, M. O., Bodnar, R. J. & Dudok, I. V., 1996: Fluid inclusions in "Marmarosh Diamonds": evidence for tectonic history of the Folded Carpathian Mountains, Ukraine. *Tectonophysics, 255, 163—174.*

Williams-Jones, A. E. & Samson, I. M., 1990: Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-$CaCl_2$-H_2O: Applications to fluid inclusions. *Canad. Mineralogist, 28, 299—304.*

Zheng, Y. F., 1990: Carbon-oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO_2. *Mineral. Depos., 25, 246—250.*

Zheng, Y. F. & Hoefs, J., 1993a: Stable isotope geochemistry of hydrothermal mineralizations in the Harz Mountains: I. Carbon and oxygen isotopes of carbonates and implications for the origin of hydrothermal fluids. *Monograph Ser. Mineral. Depos., 30, 169—187.*

Zheng, Y. F. & Hoefs, J., 1993b: Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineral. Depos., 28, 79—89.*

Žák, K., Radvanec, M., Bartalský, B. & Grecula, P., 1991: Izotopy S, C, O, Sr a metamorfno-hydrotermálny model žilnej mineralizácie gemerika. *Mineralia Slov., 23, 95—108.*

Mineralia Slovaca, 30 (1998), 431—442

Kontroverzné bradlo czorsztynskej jednotky v Bolešovskej doline medzi Nemšovou a Pruským

ROMAN AUBRECHT[1], MILAN MIŠÍK[1], MILAN SÝKORA[1] a EVA ŠAMAJOVÁ[2]

[1]Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolinaG, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav, Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina - G, 842 15 Bratislava

(Doručené 20. 8. 1998, revidovaná verzia doručená 5. 10. 1998)

Controversial klippe of the Czorsztyn Unit in the Bolešovská dolina valley, between Nemšová and Pruské in the Váh river valley

A klippe of the Czorsztyn Unit at the end of the Bolešovská dolina valley does not contain any of the sedimentological phenomena mentioned by Salaj (1987, 1990, 1997) and his definition of a new "Bolešov" orogenic phase, based on these phenomena, is misleading. Our investigation, however, revealed also several phenomena which are important from the point of view of stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the Czorsztyn Unit. The following succession has been reconstructed at the klippe:

1. Thick bedded to massive, white to yellowish sandy crinoidal limestone (Smolegowa Lst. — Bajocian-Lower Callovian) containing a local intercalation of an intraformational breccia.
2. Dark violet to black-reddish limestone with 1—5 cm thick brown to black crust (Fe-Mn hardground and oncoids).
3. Pink-violetish limestone with black-coated (Mn oxides) bivalve shells (Bohunice Lst.) of Upper Callovian-Oxfordian age.
4. Grey microoncolitic, pelloidal to oolitic limestone (probably Oxfordian).
5. Creamy micritic limestone (Sobótka Lst.) with red-coated tiny intraclasts (Upper Tithonian).

The mentioned Callovian and Oxfordian limestones fill also some neptunian dykes, sills and caverns in the underlying crinoidal limestone. Ooids represent either the shallowest elements found in the Czorsztyn Unit or they are just radially recrystallized microoncoids.

Key words: Jurassic, Western Carpathians, Pieniny Klippen Belt, carbonate sedimentology, hardgrounds, ooidal limestones, neptunian dykes.

Úvod

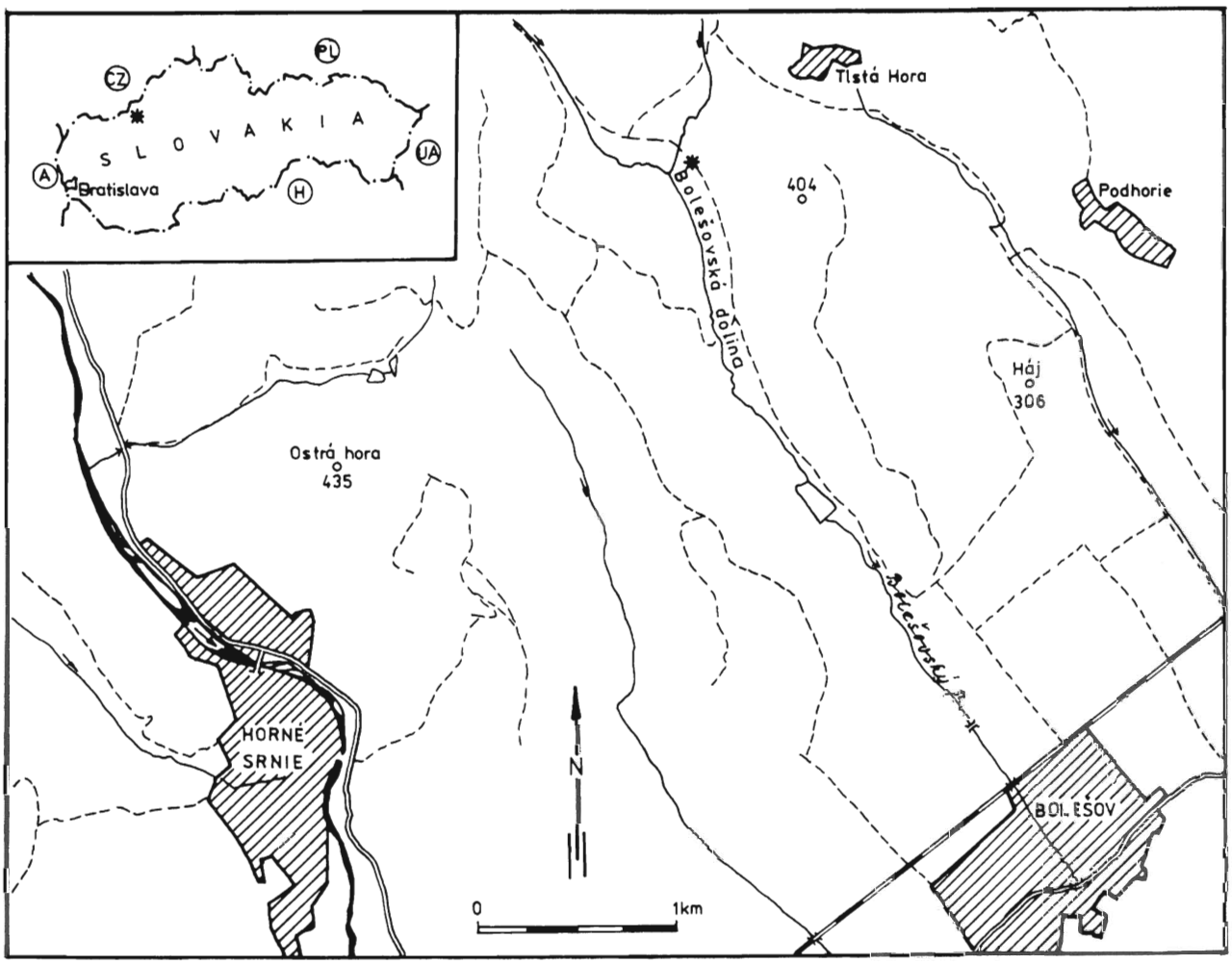
Na lokalitu Bolešovská dolina (obr. 1) upozornil Salaj (1987, s. 124—126) v súvislosti s údajným hiátom medzi „...? álenskými vrstvami a bajockými transgresívnymi hrubodetritickými krinoidovými vápencami (lok. 12 m vysoké bradlo v SZ ukončení Bolešovskej doliny, list Nemšová)..." Salaj ďalej píše: „V bazálnej časti v nadloží, ale hlavne v transgresívnych detritických svetlých krinoidových vápencoch sa vyskytujú laminované, prevažne červené jaspility. Tieto sa striedajú s tenkými vrstvičkami a šošovkami milimetrových rozmerov krinoidových vápencov a anhydritov. Ide teda o plytké až lagunárne silicity uložené v hypersalinnom prostredí. Nie je vylúčený ich pôvod aj v súvislosti s vulkanickou činnosťou..."

Na s.140 pokračuje: „Oneskorená starokimérska — nazveme ju bolešovská fáza vrásnenia — sa prejavila v strednom liase—álene v „bielokarpatskom" a čorštynskom sedimentačnom priestore. Došlo k vynoreniu určitých zón, k ich erózii a vo vrchnom liase k sedimentácii detritických sedimentov, ako aj k sedimentácii lagunárnych laminovaných jaspilitov s preplástkami krinoidových vápencov a anhydritov, prítomných aj na báze transgresívnych, svetlých, silne detritických krinoidových vápencov bajoku."

Salaj (1990, s. 152) sa k tejto lokalite opätovne vrátil a konštatoval: „... transgresívne bajocké svetlé detritické krinoidové vápence v sekvencii veľmi podobnej czorsztynskej (SZ ukončenie Bolešovskej doliny, 12 m vysoké bradlo) začali sedimentovať v lagunárnom hypersalinnom prostredí. V ich spodnejšej časti sú bezfosílne silne laminované červenkasté a sivé jaspility (hrúbka cca 1 m). Tie sa striedajú so šošovkami krinoidových vápencov a anhydritov." V novšej práci (Salaj, 1997, s. 225, obr. 3a, b) píše, že sa pestrofarebné laminované sladkovodné vápence vyzrážali z tečúceho potôčika.

Z priloženej fotografie možno sledovanú lokalitu identifikovať presne. Asociácia hornín, ktorú Salaj (l. c.) uvádza, je už po prečítaní nanajvýš nepravdepodobná. Na základe nášho štúdia konštatujeme, že na lokalite nikajé anhydritové ani jaspisové (silicitové) preplástky nie sú. V skutočnosti ide o biely, červený a žltkastý laminovaný mikritický vápenec z výplne neptunických žiliek v krinoidovom vápenci dogeru. Nebolo teda nijaké lagunárne hypersalinné prostredie, nijaké vynorenie (na tejto lokalite), nijaké spojenie s vulkanickou činnosťou a nijaká bolešovská tektonická fáza.

Salaj (1990, s. 98) dodáva: „Bolešovská fáza vrásnenia na rozhraní toarku — álenu a v álene sa prejavila bázickou vulkanickou činnosťou na južnom okraji severoeurópskej

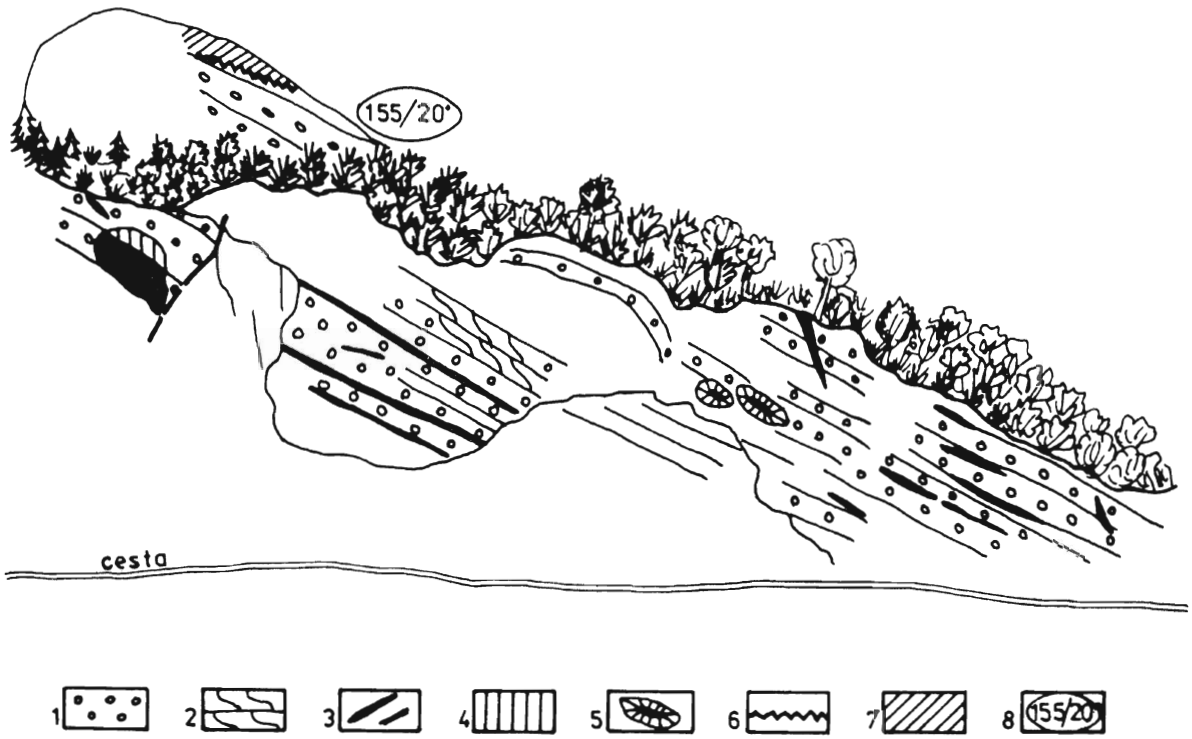


Obr. 1. Pozícia skúmanej lokality.
Fig. 1. Position of the studied locality.

platformy na styku s bradlovým pásmom a zrejme s ňou spojenou tvorbou mangánových horizontov v pribradlovej zóne a rohatecko-skalskom sedimentačnom priestore. Usudzujeme na ňu z prítomnosti sporadického výskytu vulkanického detritu preukázaného zatiaľ priamo len v detritických sedimentoch álenu sekvencie Drietomky (vápnité pieskovce a mikrokonglomeráty, hrúbka asi 3 m) v bradle Chotúč a v oblasti Trenčianskych Bohuslavíc." Salaj (1987, s. 126) píše o vápnitých hrubozrnných pieskovcoch vrchného liasu (zo súvrstvia škvrnitého vápenca a slieňa), že sa v nich zistili bohaté klasty ultrabázických hornín. Na s. 125 uvádza, že v nadloží škvrnitých vápencov a slieňov vrchného liasu sú až strednozrnné konglomeráty s dobre opracovanými obliakmi najmä paleozoického a triasového veku (melafýry, kremeň, lydity, pestré bridlice a iné).

V najnovšej práci Salaj (1997) svoje tvrdenia o anhydritoch poopravil, ale ani jeho nové určenie nie je správne. Laminované vápence (ktoré stále volá jaspilitmi, hoci ide o termín vyhradený pre silicity) pokladá za sladkovodné, lebo sú v nich údajné zvyšky oogónií sladkovovodných rias z čeľade *Characeae* (dokonca rodu *Spirangium* n. sp.). Od tohto tvrdenia odvíja aj splytčenie a vynorenie sa sedimentárnej oblasti súvisiace s bolešovskou fázou vrásnenia. Možno povedať, že nejde o nijaké zvyšky charofytných rias, lež o dávno známe ostrakóda špecializované na život v dutinách (Mišík, 1979; Jurkovičová, 1980; Aubrecht, 1992; Mišík a Sýkora, 1993). Ide o rod *Pokornyopsis* sp. (určený nielen z prierezov, ale aj z odtlačkov), ktorého recentní potomkovia obývajú aj submarinné jaskyne (Aubrecht a Kozur, 1995). Takéto ostrakóda sme nikdy nenašli inde ako v neptunických dajkách alebo v iných synsedimentárnych dutinách. Sedimentácia „jaspilitov" sa nestriedala s usádzaním krinoidového vápenca („krátkodobé morské inkurzie" — Salaj, 1997, s. 227), o čom svedčí chýbanie akýchkoľvek priechodov, ako aj neprítomnosť intraklastov z laminovanej výplne v krinoidovom vápenci.

Možno povedať, že nijaká strednokimeridžská bolešovská fáza najestvuje a nijaká vulkanická činnosť v toarku alebo álene nebola. Ak sa nejaké drobné úlomky vulkanitov (aké sme ojedinele zistili aj v dogeri na lokalite Babiná, Sedliacka Dubová a Milpoš, Mišík a Aubrecht, 1994) našli, ide o staršie, nie synchrónne vulkanity. Výskyt úlomkov ultra-



Obr. 2. Stavba skúmaného bradla. 1 — krinoidový vápenec, 2 — šikmé zvrstvenie, 3 — neptunické dajky s mikritovou výplňou, 4 — sivý mikroonkoidový až ooidový vápenec vo výplni kaverny, 5 — dutinky s radiaxiálnym tmelom a vnútorným sedimentom, 6 — Fe-Mn hardground, 7 — červený biomikritový vápenec s priechodmi do sivého mikroonkoidového vápenca, 8 — smer a sklon vrstiev.

Fig. 2. Structure of the examined klippe. 1 — crinoidal limestone, 2 — cross-bedding, 3 — neptunian dykes with micrite filling, 4 — grey microoncoidal to ooidal limestone in the cavern filling, 5 — small voids with radiaxial cement and internal sediment, 6 — Fe-Mn hardground, 7 — red biomicritic limestone with transitions to the grey microoncoidal limestone, 8 — strike and dip of beds.

bázik v liase až dogeri czorsztynskej jednotky po našom výskume vylučujeme, lebo chrómspinelidový detrit chýba úplne (okrem ojedinelého zrna na lokalite Milpoš) a z tohto intervalu je nanajvýš nepravdepodobný aj v susedných jednotkách. Tenké vložky v telesách krinoidového smolegovského vápenca s centimetrovými klastmi kremeňa nepokladáme za prejav nejakej tektonickej fázy, ale za tempestity (Mišík et al., 1994, s. 265). Salaj navyše (l. c.) spája viac jednotiek bradlového pásma a centrálnych Západných Karpát do jedného sedimentačného prostredia, čo protirečí všetkým doteraz známym faktom. Opisovaný výskyt strednozrnného zlepenca s uvedeným zložením obliakov sa asi zamieňa s „upohlavskými" zlepencami strednej a vrchnej kriedy v tejto oblasti (možno aj údaj o ofiolitovom detrite v pieskovci je z lokality kriedového veku). Mangánové horizonty (hardgroundy) netreba odvodzovať od hypotetickej vulkanickej činnosti, lebo ich spôsobili iné udalosti (napr. kolísanie hladiny svetového oceána, zmena režimu prúdov a pod.)

Opis vrstvového sledu bolešovského bradla (obr. 2)

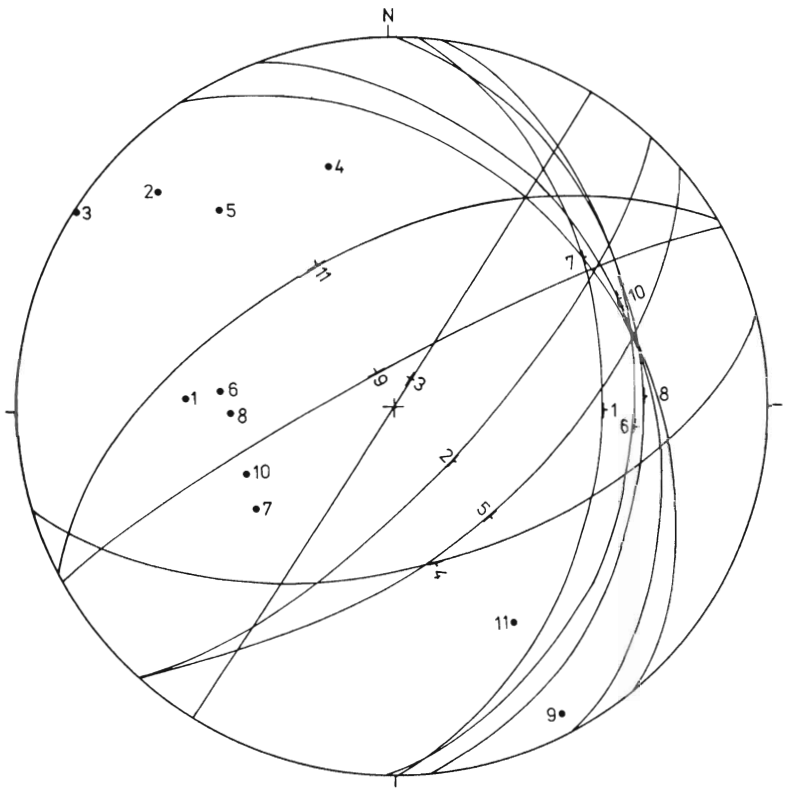
Biely a žltkastý piesčitý krinoidový vápenec (bajok—spodný kelovej)

Telesá bieleho piesčitého krinoidového vápenca sú hrubolavicovité, miestami masívne; viac ráz sa v nich spozorovalo šikmé zvrstvenie. Ojedinele obsahujú dutinky s radiaxiálnym tmelom, najmä v mieste intraformačnej brekcie malého rozsahu. Podľa mikroskopického opisu z troch výbrusov ide o biosparity a dominantným zastúpením echinodermových článkov, čiastočne s dvojčatnými lamelami a syntaxiálnymi obrubami (prvá fáza obrúb je izopachová). Ďalej je v nich hojný výskyt úlomkov brachiopód a lastúrnikov (nie sú orientované paralelne s dnom), ojedinelé sú nubekularidné foraminifery a ostne ježoviek. Častý je klastický kremeň, ktorého obliačiky sú veľké až 3 cm. Klasty kremeňa pod 0,5 mm sú angulárne a tlakovým rozpúšťaním vnikajú do bioklastov.

Na doplnenie uvádzame aj rozbor ťažkých minerálov z piesčitej frakcie z práce Aubrechta (1993). Z 1426 zŕn bolo 69 % opakových minerálov, 2 % fosfátových zŕn (prevažne organických zvyškov) a 29 % priesvitných ťažkých minerálov. Z nich bolo 53 % granátu, 33 % zirkónu, 8 % rutilu, 5 % apatitu a 1 % turmalínu.

Neptunické žily s dogerskou výplňou

Neptunické žily s dogerskou výplňou vystupujú vo veľkom množstve v súvrství krinoidového vápenca dogeru v mocnosti od 3 do 20 cm. Z diagramu (obr. 3) možno vyčítať dva smery zdanlivej extenzie, a to SZ—JV a SV—JZ. Keďže bradlá bývajú rotované, z výsledkov meraní sa dajú určiť len vzťahy medzi systémami dajok navzájom a ich vzťah k vrstvovitosti. Smer skutočnej extenzie by bolo



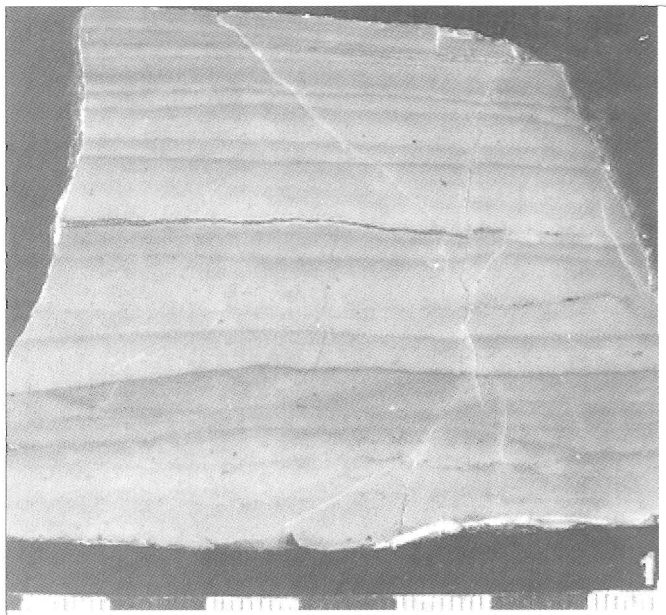
Obr. 3. Štruktúrny priemet súčasného priebehu neptunických dajok v bradle stočený do roviny vrstvovitosti (rovina hardgroundu v hornej časti bradla). Šikmý, miestami až kolmý priebeh dokazuje, že nejde o konkordantné polohy v krinoidovom vápenci, ale o neptunické dajky.

Fig. 3. Structural scheme of the recent course of the neptunian dykes rotated to the bedding plane (plane of the hardground in the upper part of the klippe). Oblique, locally even perpendicular course proofs that they do not represent conform layers in the crinoidal limestone, but neptunian dykes.

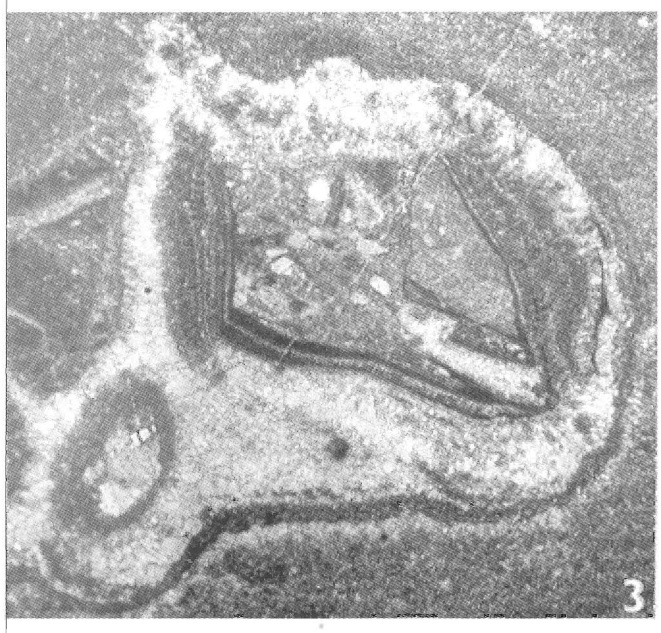
možno overiť iba paleomagnetickými a detailnými štruktúrnymi meraniami. Priebeh dajok dokazuje, že nejde o konkordantné polohy v telesách krinoidového vápenca, ale o neptunické dajky. Dajky neobsahujú stratigraficky dôležité mikroorganizmy. Analogicky podľa susedných lokalít (napr. lom Babiná) považujeme ich výplň za trocha mladšiu, zhruba synchrónnu, teda vrchnodogerskú. Časť dajok sa viaže na rozšírené medzivrstvové špáry, avšak meranie poukazuje na nepravidelné rozpukanie komplexu. Žily vypĺňa ružový, svetlosivý, krémový a hnedastosivý laminovaný vápenec (hrúbka lamín 1—5 mm, tab. I, obr. 1). Niekedy je laminácia zreteľná až vo výbruse. Bázu lamín tvorí pelmikrit, pelsparit alebo kalcisiltit, ale väčšiu časť horniny mikrit. Pelety sa našli v troch z piatich výbrusových vzoriek (3/5). V jednom prípade ide o zreteľné koprolity. Časť z nich môže byť aj mikrobiálneho pôvodu (porovnaj Chafetz, 1986; Reitner a Neuweiler, 1995). Zvyčajne sa vyskytujú ojedinelé organické zvyšky, a to ostrakóda (4/5), v dvoch prípadoch zástupcovia rodu *Pokornyopsis*, príznační obyvatelia dutín (tab. I, obr. 4). Ďalej sa vyskytujú ojedinelé echinodermové články (2/5), tenkostenné lastúrniky (2/5), foraminifery (1/5), prevažne aglutinované, ale našla sa aj drobná *Trocholina* sp. a *Ophthalmidium* sp. Klastický kremeň chýba úplne. Ojedinele sa vyskytol intraklast krinoidového biosparitu a úlomok kalkrusty s nepravidelnými pizoidmi (tab. I, obr. 3, 6) s ojedinelými zrnami kremeňa a so zrnom granátu. V dajke sa zistil drobný synsedimentárny pokles nepostihujúci vyššie laminy (tab. I, obr. 2). Výplň tejto sterilnej ružovej dajky sa podrobila izotopovému rozboru s týmito výsledkami: $\delta^{18}O$ = —0,5 ‰ a $\delta^{13}C$ = 3,4 ‰. Tieto hodnoty neukazujú na meteorickú diagenézu spätú s vynáraním sa komplexu, o ktorej by bolo možno uvažovať podľa už spomenutého úlomku pravdepodobnej kalkrusty v dajke d. V dajke b sa spozorovala bioturbácia s polaritnými štruktúrami (sparit v hornej časti neúplne zaplnených chodbičiek).

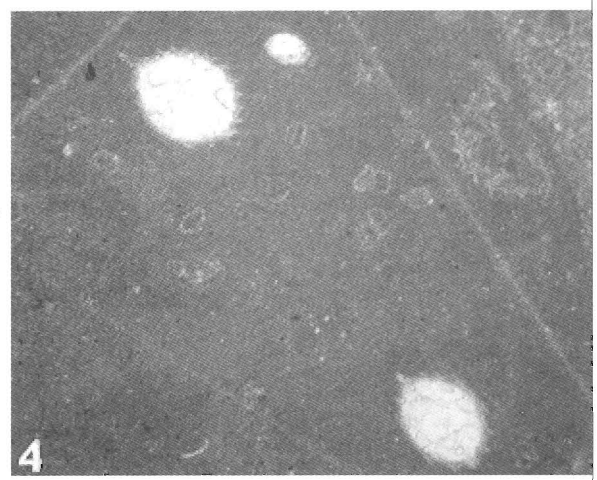
Tab. I. 1 — Laminovaný červený kalový vápenec z výplne neptunickej dajky. Nábrus. 2 — Synsedimentárna porucha (drobný prešmyk) v laminovanej výplni neptunickej dajky porušujúca ružovkasté a krémové laminy mikritu; pravdepodobne kelovej. Nábrus, zväčš. 2x. 3 — Pizoidický klast v neptunickej dajke pochádzajúci pravdepodobne z kalkrusty. Detail z obr. 6. Č. v. 19 351, zväčš. 26x. 4 — Ostrakóda rodu *Pokornyopsis* — špecializovaní obyvatelia dutiniek (coelobity) v ružovom laminovanom mikrite z výplne neptunickej dajky; pravdepodobne kelovej. Č. v. 19 352, zväčš. 13x. 5 — Pelsparit až mikroonkosparit z výplne kaverny vo svetlom krinoidovom vápenci. Č. v. 24 254, zväčš. 30x. 6 — Laminovaná výplň neptunickej dajky — mikrit s intraklastmi; spodný z nich pochádza pravdepodobne z kalkrusty. Č. v. 19 351 — fotografia zhotovená priamo z výbrusu, zväčš. 8x.

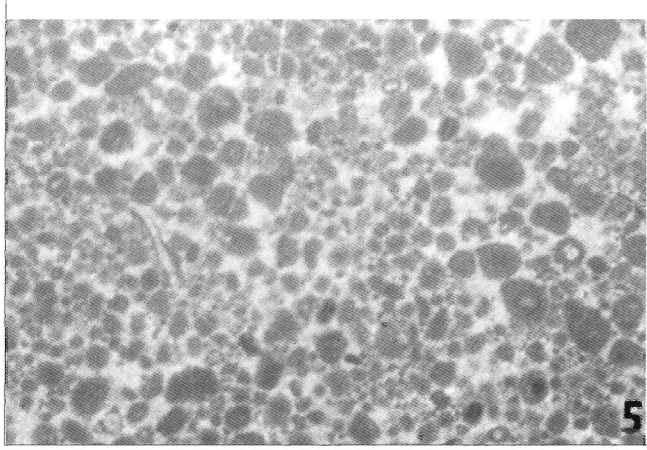
Pl. I. 1 — Laminated red micritic limestone from a neptunian dyke filling. Polished slab. 2 — Synsedimentary fracture (tiny thrust) in the laminated fill of neptunian dyke cutting the pink and creamy micritic laminae. Probably Callovian. Polished slab, magn. 2x. 3 — Detail from the Fig. 6. Thin section No. 19 351, magn. 26x. 4 — Ostracods *Pokornyopsis* sp. — the specialized cavity dwellers (coelobites) in pink laminated micrite filling of the neptunian dyke; probably Callovian. Thin section No. 19 352, magn. 13x. 5 — Pelsparite to microoncosparite from the cavity fill in the white crinoidal limestone. Thin section No. 24 254, magn. 30x. 6 — Laminated fill of the neptunian dyke — micrite with intraclasts. The lower one came probably from a calcrust. Thin section No. 19 351, the photo made directly from thin section, magn. 8x.



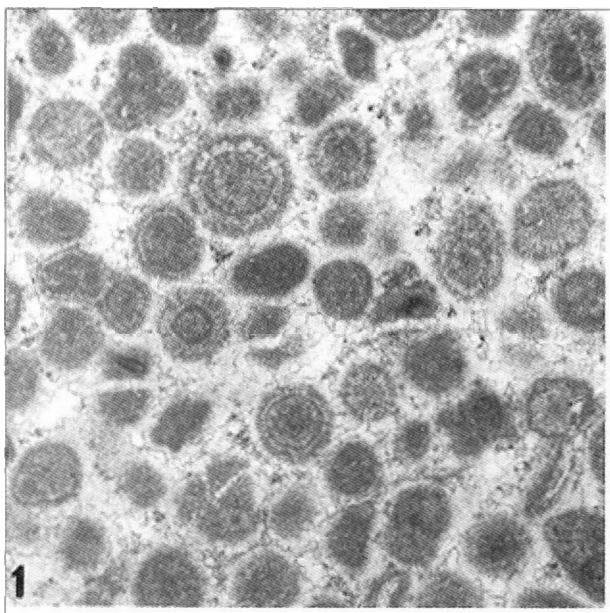


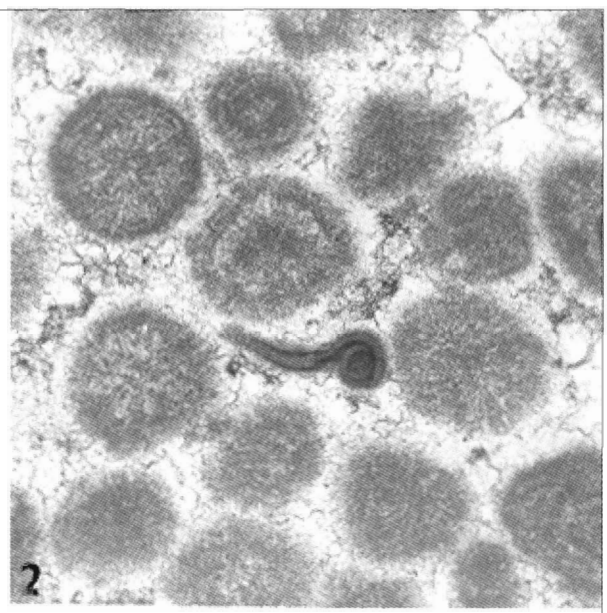




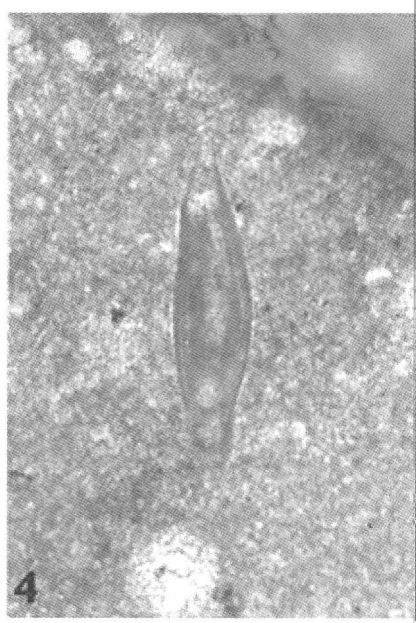




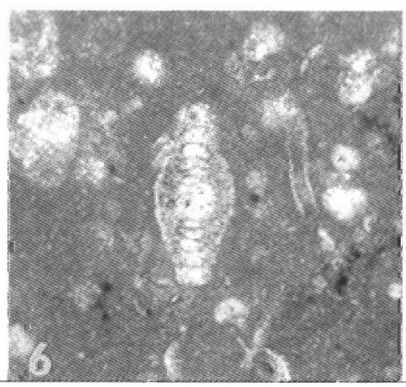

1

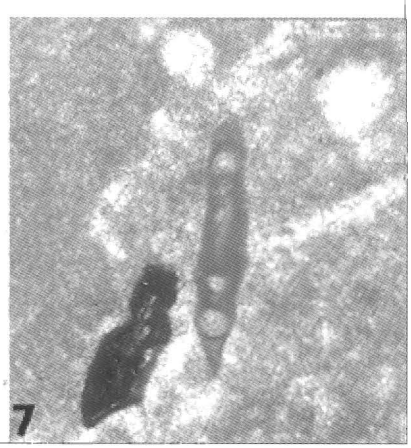

2


3


4


5


6


7

Kaverna čiastočne vyplnená mikroonkoidovo-ooidovým vápencom

Kaverna vystupuje v ľavej časti odkryvu a má maximálnu hrúbku 1,7 m. Na styku s okolitou horninou — bielym krinoidovým vápencom — je sprvu radiaxiálny tmel v niekoľkých vrstvičkách. Výplň spodnej časti kaverny je brekciovitá, s hojnými klastmi ružových biomikritov a slabo vymytých biosparitov s dominanciou echinodermových článkov. Medzernú hmotu tvorí sivý laminovaný mikrit s ojedinelými laminami pelmikritu. Obsahuje zriedkavé ostrakóda a celkom ojedinele drobné oftalmídiá a schránky tenkostenných lastúrnikov („vlákna").

Vo vyššej časti sa v ružovom laminovanom mikrite zistilo šikmé zvrstvenie pod uhlom 20°. Mikrit je úplne bez organických zvyškov. Výbrus z vyššej časti kaverny zachytáva sivý laminovaný kalový sediment s laminami paralelnými so stenou kaverny. Laminy patria pelsparitu (drobné aglutinačné pelety), v ktorom sú nepravidelne rozmiestnené mikroonkoidy s nepravidelnou stavbou (tab. I, obr. 5). Zastúpené sú aj ostrakóda, ojedinelé echinodermové články a úlomky lastúrnikov. Našiel sa aj intraklast pelmikritu s väčšími peletami (koprolitmi?) obsahujúci drobné oftalmídiá (tab. III, obr. 1). Vo vlastnej výplni kaverny (odhliadnuc od klastov pochádzajúcich zo stien kaverny) úplne chýba terigénna prímes kremeňa. V najvyššej časti kaverny sú aj ooidy (spomenuté už v práci Mišíka, 1997, tab. VII, obr. 2), čo je v bradlovom pásme unikátne. Aj keď sú zvyšky radiálnej stavby zre-teľné, nateraz nemožno úplne vylúčiť, že išlo o rekryštalizáciu (tab. II, obr. 1—2), druhotnú tvorbu radiálnej štruktúry, čo sa spozorovalo pri niektorých mikroonkoidoch z kimeridžu—spodného titónu (Mišík, 1998, Pl. III, Fig. 5).

Z organických zvyškov sú časté iba drobné oftalmídiá (vyše 10 exemplárov vo výbruse; podobné typy vystupujú zvyčajne v keloveji). Ojedinelé sú ostrakóda a veľmi zriedkavé mikritové intraklasty. Hornina neobsahuje klastický kremeň. Vek výplne celej kaverny možno odhadnúť na kelovej (?) až oxford (?).

V pravej časti odkryvu je niekoľko menších kaverien (veľkých do 30 cm) vystlaných vrstvou radiaxiálneho zvrstveného tmelu v hrúbke aj vyše 1 cm („evinospongiová štruktúra"), takisto s komplexnou výplňou.

Tmavofialový a čiernočervenkastý vápenec s hnedočiernou kôrkou hrubou 1—5 cm (Fe-Mn hardground a onkoidy) vrchný kelovej—spodný oxford

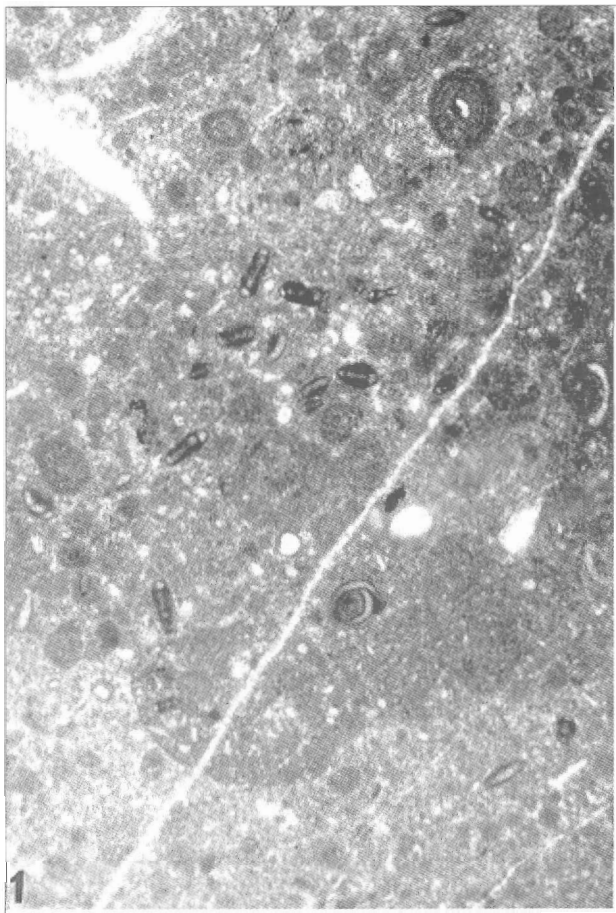
Ide o biomikrit „packstone" s vláknovou (tab. II, obr. 3) až „protoglobigerínovou mikrofáciou". Z organických zvyškov vo výbrusoch sú hojné „vlákna" (prierezy tenkostenných lastúrnikov), ostrakóda, globochéty, časté foraminifery, hlavne *Globuligerina* cf. *oxfordiana* Grizelis („protoglobigeríny"), oftalmídiá, nubekularidné sesílne foraminifery, lentikulína, drobné trocholína, ojedinele „mikroforaminifery" (bazálne membrány juvenilných foraminifer), echinodermové články, zriedkavejšie spikuly hubiek (vyplnené radiálne lúčovitým kalcitom), ostrakóda a drobné gastropóda. Mnohé z organických zvyškov v podloží hardgroundu (najmä foraminifery) boli selektívne nahradené Fe—Mn oxidmi (tab. III, obr. 4—6). Celkom ojedinelé sú kremenné zrná siltovej veľkosti. V jednom prípade sa našli autigénne plagioklasy. Skeletálne úlomky bývajú čiastočne selektívne zatláčané Mn-oxidmi a niektoré z nich sa podarilo vyseparovať rozpúšťaním v HCl.

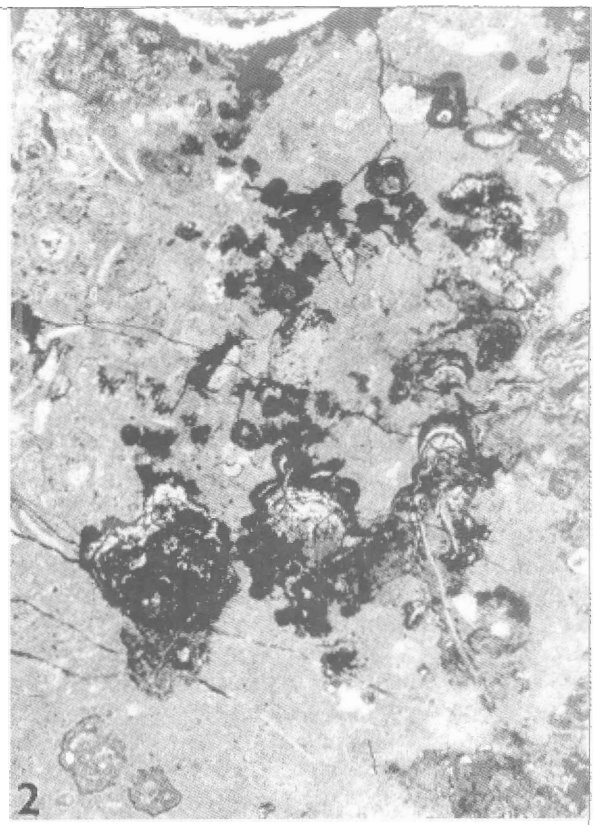
Významnú časť horniny tvoria planárne a drobné kolumnárne Fe-Mn stromatolity (tab. III, obr. 2), na ktorých stavbe sa miestami zúčastňujú nubekularidné foraminifery. V menšom množstve sa vyskytujú hnedé až žltozelené (priesvitné) stromatolity, ktoré môžu mať fosfatické zloženie (tab. IV, obr. 1—3). Z Fe-Mn krusty vybiehajú záteky do pukliniek v podloží, a to či už v podobe hustej siete tenkých žiliek (tab. IV, obr. 5), alebo mangánových dendritov, ktoré zatláčajú podložnú horninu. Na zariadení EDAX sa v hardgrounde zistil podiel Fe (9,19 %), Mn (1,38 %) a Ni (4,8 % — tento údaj je prekvapujúci). V hardgrounde sa v dvoch prípadoch spozorovali drobné tenké neptunické dajky čiastočne vyplnené mikritom s drobnými bezskulptúrnymi schránkami ostrakód (tab. IV, obr. 4). Keďže výplň týchto drobných dajok nereprezentuje nadložný sediment, máme dôvod predpokladať, že ostrakóda predstavujú ich autochtónnu faunu.

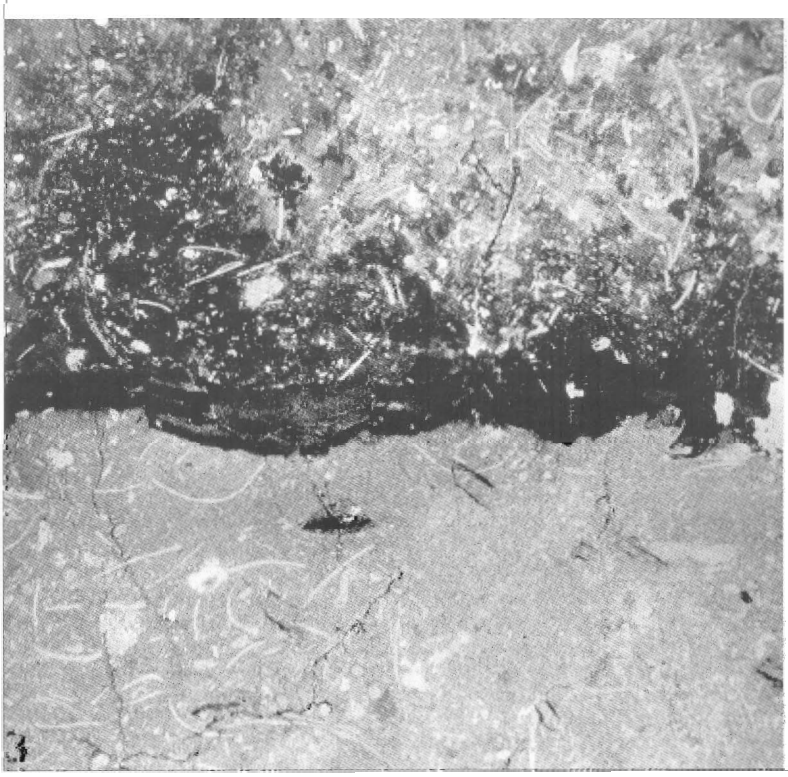
V nižšej časti hardgroundu alebo pod ním sa vyskytujú Fe-Mn onkoidy. Obklopuje ich matrix, ktorý je výlučne z vláknovej mikrofácie, poukazujúcej ešte na kelovej. Onkoidy tvorí podobný materiál ako hardground, s analogickými sprievodnými javmi, ako je zatláčanie okolitého sedimentu Fe-Mn oxidmi a pod. Vrstvičky onkoidov sa pri diagenéze často odďaľujú a priestor medzi nimi vypĺňa číry blokový kalcit. Ani kalcitové žilky presekávajúce

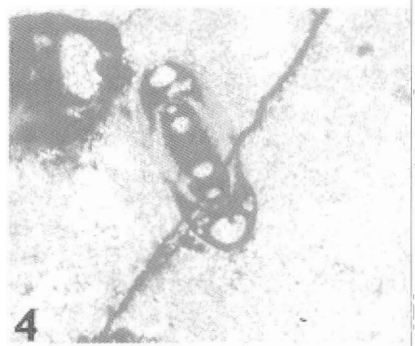
◀ **Tab. II.** 1 — Ooidy v mikroonkoidovom vápenci z výplne kaverny v krinoidovom vápenci. Na niektorých ooidoch aj s radiálnou štruktúrou ešte vidno mikroonkoidové dorastanie. Môže ísť aj o opačný proces — radiálnu rekryštalizáciu mikroonkoidov; pravdepodobne oxford. Č. v. 20 511, zväčš. 30x. 2 — Mikroonkoidový vápenec s *Ophthalmidium* sp. V mikroonkoidoch vidno jemnú radiálnu stavbu, ktorú mohla spôsobiť rekryštalizácia. Č. v. 20 511, zväčš. 60x. 3 — Vláknová mikrofácia vápenca v tesnom podloží hardgroundu vo vrchnej časti bradla. Č. v. 24 257/1, zväčš. 30x. 4 — Foraminifera *Ophthalmidium* sp. z kalového vápenca s globuligerínami v bezprostrednom nadloží Fe-Mn hardgroundu; vrchný kelovej—oxford. Č. v. 19 340, zväčš. 160x. 5 — Foraminifera v Fe-Mn hardgrounde. Č. v. 19 755, zväčš. 95x. 6 — Foraminifera *Involutina* sp. z vápenca v nadloží Fe-Mn hardgroundu. Č. v. 19 340, zväčš. 80x. 7 — Ako na obr. 4. Č. v. 19 340, zväčš. 80x.

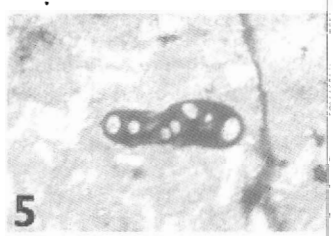
Pl. II. 1 — Ooids in the oncoidal limestone from the cavern filling in the crinoidal limestone. On some ooids, some microoncolitic coatings are visible. They can represent also an opposite process — a radial recrystallization of the microoncoids. Probably Oxfordian. Thin section No. 20 511, magn. 30x. 2 — Microncoidal limestone with *Ophthalmidium* sp. The microoncoids possess fine radial structure that might be caused by recrystallization. Thin section No. 20 511, magn. 60x. 3 — Filament microfacies in the limestone directly underlying the hardground in the upper part of the klippe. Thin section No. 24 257/1, magn. 30x. 4 — Foraminifer *Ophthalmidium* sp. from the micritic limestone with *Globuligerina* sp., directly overlying the Fe-Mn hardground; Upper Callovian-Oxfordian. Thin section No. 19 340, magn. 160x. 5 — Foraminifer in the Fe-Mn hardground. Thin section No. 19 755, magn. 95x. 6 — Foraminifer *Involutina* sp. from the overlying of the Fe-Mn hardground. Thin section No. 19 340, magn. 80x. 7 — As in Fig. 4. Thin section No. 19 340, magn. 80x.













matrix nepretínajú onkoid priamo, ale sa napájajú na kalcitovú výplň medzi vrstvičkami. Tieto diagenetické fenomény sú teda zrejme synchrónne. V jednom prípade sa v okolí onkoidu zistilo vypĺňanie dutiny po vzniku blokového kalcitu Fe-Mn oxidmi (tab. IV, obr. 6), čo svedčí o tom, že diagenetické dotváranie hardgroundu pokračovalo aj po vzniku kalcitových žiliek.

Makroskopicky možno v onkoidoch farebne odlíšiť spravidla tri zóny (nemusia byť vo všetkých onkoidoch): vonkajšiu — čiernu, strednú — červenú a vnútornú — žltú. Podľa farby sme predpokladali, že kým vonkajšiu zónu tvoria mangánové minerály, strednú a vnútornú železité oxidy a hydroxidy, príp. fosfátové minerály (posledný predpoklad sa nepotvrdil). Vychádzali sme z toho, že všetky mangánové oxidy sú čierne, resp. tmavosivé. Farba patrí medzi výrazné znaky oxidov a hydroxidov Fe v práškovej forme (zodpovedá vrypu). Každý oxid Fe má charakteristické sfarbenie (Schwertmann a Cornell, 1991). Goethity a akaganeity (v prírode zriedkavé) sú zvyčajne žlto-hnedé, lepidokrokity oranžové, ale hematity väčšinou červené. Magnetit je čierny a maghemit (produkt jeho oxidácie) často hnedočervený, no aj čierny. Dôležité je uvedomiť si, že hematit má vysokú schopnosť pigmentácie, a preto často jeho len niekoľkopercentný obsah v oxidačných produktoch stačí na to, aby sa stali červenkastými.

Materiál z jednotlivých zón sa podrobil rtg. difrakčnej analýze, aby sa zistili minerálne fázy, ktoré ho tvoria (podmienky analýzy: rtg. difraktograf DRON-3, $Cu_K\alpha$ žiarenie, = 1,54178Å, filter Ni, napätie 40 kV, prúd 20 mA, clony: 1; 1; 0,5). Analýzy sa vykonali v súčinnosti s počítačovým programom ZDS na rtg. práškovú difrakčnú analýzu. Každá kryštalická minerálna fáza poskytuje súbor charakteristických medzirovinných vzdialeností d a tie sa použili na identifikáciu sledovaných vzoriek. Najintenzívnejšie hodnoty medzirovinných vzdialeností d uvedené v kartotéke JCPDS (Berry, ed., 1974), resp. u Brindleyho a Browna (1980, s. 362—378), príp. Kostova (1971) a Bernarda a Rosta (1992) pri identifikovaných mineráloch v odlišných zónach onkoidov sú:

goethit — 4,18 (100); 2,69 (30); 2,45 (25)Å
hematit — 3,68 (30); 2,70 (100); 2,52 (70)Å
rancieit — 2,57 (100); 3,77 (20); 2,46 (10)Å
psilomelán — 3,49 (8); 2,402 (8); 2,191 (10)Å
romanechit — 6,96 (55); 3,481 (60); 2,408 (100); 2,366 (50); 2,188 (85)

Pomerne vysoký podiel kalcitu v pôvodných vzorkách sa odstránil pôsobením kyseliny octovej. Napriek takejto úprave difrakčné záznamy vzoriek neposkytujú výrazné difrakčné maximá a naznačujú, že okrem dobre identifikovateľných kryštalických fáz (napr. pri goethite a hematite) vzorky pravdepodobne obsahujú aj minerálne fázy s nízkou kryštalinitou, príp. rtg amofrné. Ale zároveň treba konštatovať, že vlnová dĺžka Cu žiarenia nie je na analýzu minerálov s vyšším obsahom Fe a Mn vhodná.

Vz. č. 1—5 (IV) reprezentuje vonkajšiu, čiernu zónu, v ktorej na rozdiel od vnútornejších zón, tvorených najmä hydroxidmi a oxidmi Fe, výrazne prevláda hydroxid Mn sprevádzaný chudobnejšie zastúpeným goethitom. Jednoznačne to potvrdil vysoký obsah Mn stanovený mikroanalýzou (JEOL 840). Podľa registrovaného difrakčného maxima 7,56 (100), 3,75 (30) a 2,446 (15)Å je pravdepodobné, že ide o rancieit $(CaMn)Mn_4O_3.3H_2O$ (JCPDS, 14—627, 1974; Brindley a Brown, 1980). V mineralogickej encyklopédii Betechtina (1950) sa označuje aj ako Ca psilomelán, pričom obsah CaO môže dosiahnuť až 9 %. Charakteristický je aj vyšší obsah vody (12—14 %). Do skupiny psilomelánu patria rozličné hydroxidy Mn zložitého a nestáleho zloženia. Pomer Mn^{+2} a Mn^{+4} je vo všetkých druhoch premenlivý, ale väčšinou prevláda MnO_2. Pôvodne sa pokladali za rtg. amorfné. V kartotéke JCPDS (1974) sa psilomelán označuje iba ako romanechit a má vzorec $BaMn_9O_{16}(OH)_4$ (JCPDS, 14—627). Z týchto difrakčných, ako aj z rtg. dát psilomelánu v mineralogických kompendiách (Betechtin, 1950, s. 477—482; Kostov, 1971, s. 230—243) vychodí, že sa štruktúra rancieitu od štruktúry minerálov skupiny psilomelánu odlišuje.

Vz. č. 6-2(II) — stredná, červená zóna — je zmesou prevažujúceho goethitu s analogickými hodnotami d difrakčných maxím, aké sa uvádzajú pri vz. 4, 7-3(I) a hematitu. Na prítomnosť hematitu, ktorý zároveň sfarbuje zónu na červeno, poukazujú difrakčné maximá s hodnotou d 3,68 (50), 2,703 (90), 2,512 (60), 1,830 (35)Å.

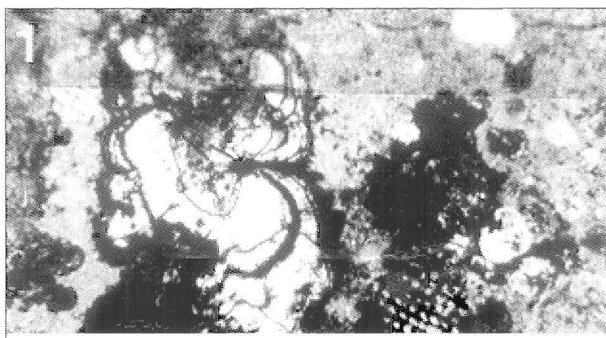
Vz. č. 4. a vz. č. 7-3(I) — vnútorná, žltá zóna — majú rovnaké minerálne zloženie. Dominuje v nich goethit, prejavujúci sa difrakčným maximom s d 4,96 (25), 4,18 (100), 3,37 (15), 2,892 (40), 2,58 (12), 2,441 (45), 2,189 (16) Å. Prípadná prímes ďalších minerálnych fáz sa iba na základe rtg. difrakčnej analýzy nedá interpretovať. Kryštalické hydroxidy Fe sa v prírode v podstate vyskytujú len ako dve polymorfné modifikácie — goethit ($Fe_2O_3.H_2O$) a lepidokrokit ($Fe_2O_3.H_2O$).

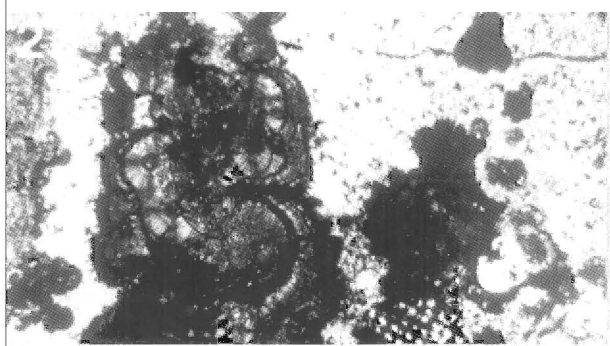
Fialovoružový vápenec s lastúrnikmi s čiernym povlakom (vrchný kelovej—oxford)

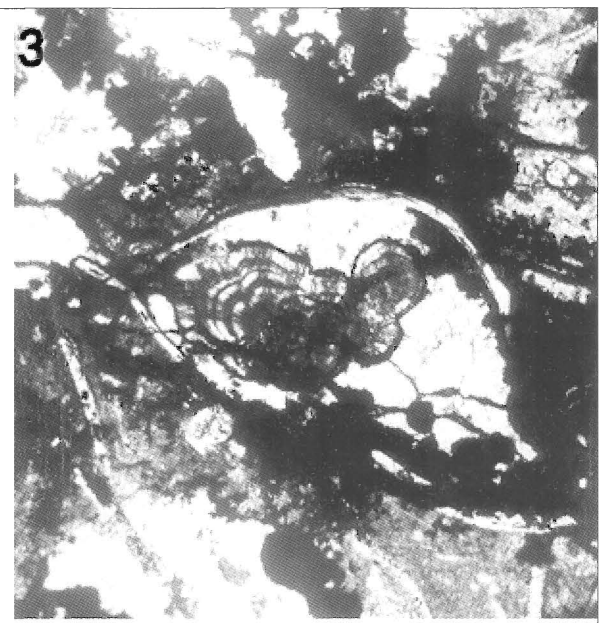
Fialovoružový vápenec vystupuje v nadloží hardgroundu. Predstavuje biomikrit „packstone" s ojedinelými intraklastmi a peletami. Obsahuje protoglobigerínovo-globochétovú mikrofáciu. Hojné sú foraminifery *Globuligerina* sp., obsahuje niekoľko *Involutina* sp. (tab. II,

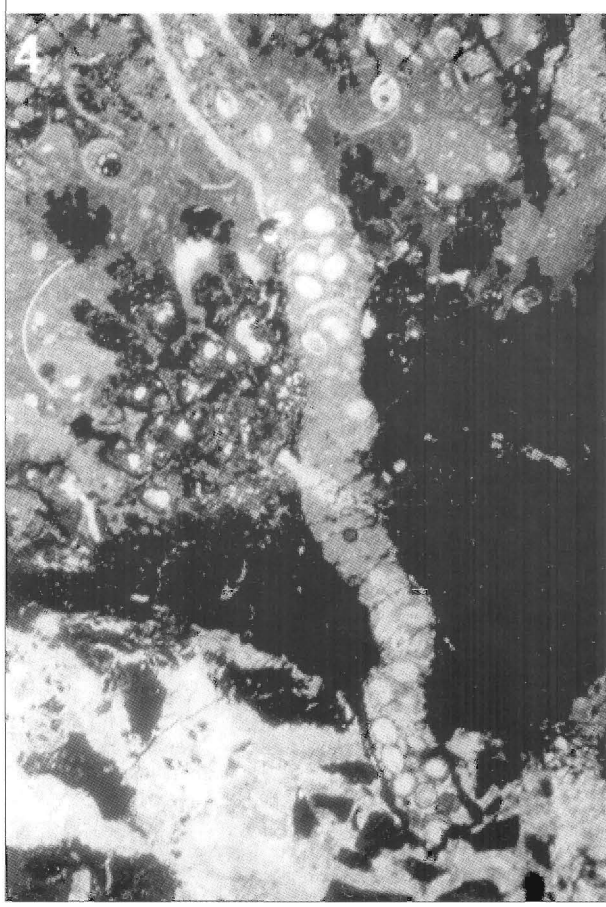
◀ **Tab. III.** 1 — Množstvo drobných foraminifer rodu *Ophthalmidium* sp. v intraklaste v sivom mikroonkoidovom vápenci. Č. v. 24 254, zväčš. 30x. 2 — Bakteriálne Fe-Mn stromatolity a metakoloidné vyzrážávanie v hardgounde oxfordu. Č. v. 19 864, zväčš. 40x. 3 — Hardground v podobe Fe-Mn krusty vo vápenci oxfordu. Č. v. 19 343, zväčš. 26x. 4—6 — Foraminifery z kalového vápenca v podloží Fe-Mn hardgroundu. Č. v. 19 343, obr. 4 — zväčš. 80x, obr. 5 — zväčš. 96x, obr. 6 — zväčš. 160x.

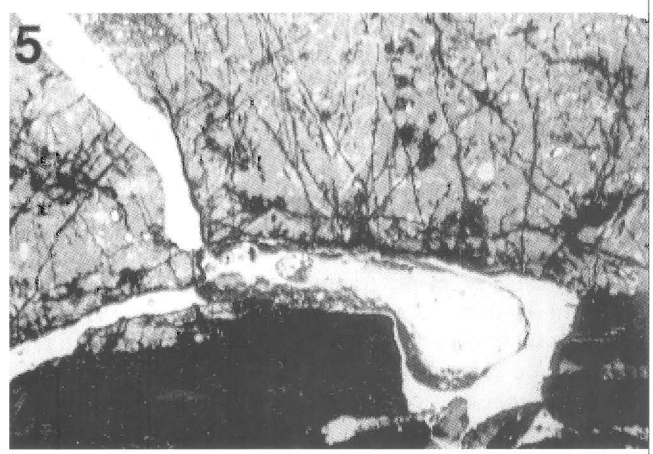
Pl. III. 1 — Numerous tiny foraminifers *Ophthalmidium* sp. in an intraclast in the grey microoncoidal limestone. Thin section No. 24 254, magn. 30x. 2 — Bacterial Fe-Mn stromatolites and metacolloidal precipitates in the Oxfordian hardground. Thin section No. 19 864, magn. 40x. 3 — Fe-Mn hardground crust in the Oxfordian limestone. Thin section No. 19 343, magn. 26x. 4—6 — Foraminifers from the micritic limestone underlying the Fe-Mn hardground. Thin section No. 19 343, Fig. 4 — magn. 80x, Fig. 5 — magn. 96x, Fig. 6 — magn. 160x.

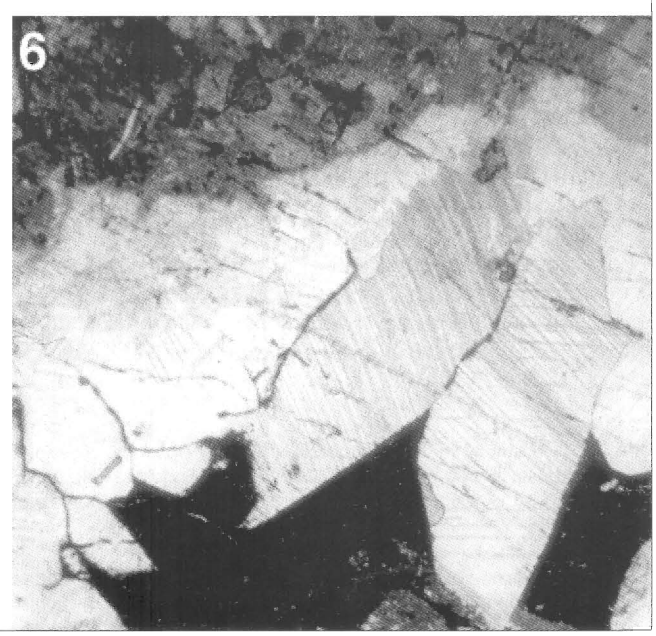

1


2


3


4


5


6

obr. 6), ďalej mikroforaminifery, oftalmídiá (tab. II, obr. 4, 7), hojné globochéty, lastúrniky (pôvodne aragonitové, korodované a povlečené čiernou blankou), hojné juvenilné amonity, viac gastropód, ostrakód, echinodermových článkov, ojedinelé ostne ježoviek, machovky a ofiúrový článok. Ojedinele možno nájsť aj intraklasty z Fe-Mn kôrky. Klastický kremeň chýba. Zrejme ide o niečo hlbšiu fáciu, ako je horizont s hardgroundom. Podľa hojného vystupovania protoglobigerín vekovo ide podobne ako pri predchádzajúcej vzorke asi o oxford (na lokalite Kyjov bol začiatok tejto mikrofácie spätý s výskytom oxfordského amonita; Mišík a Sýkora, 1993; porovnaj Mišík, 1966; Myczynski a Wierzbowski, 1994). V týchto častiach je profil prerušený a pokračuje v oddelenej skalke.

Sivý mikroonkolitický až pelitický vápenec (oxford?)

Sivý mikroonkolitický až pelitický vápenec vystupuje tesne nad hardgroundom a pozvoľne prechádza do predchádzajúceho vápenca. Ide o mikroonkosparit až pelsparit z peloidov, v ktorých možno často rozoznať mikroonkoidové, ale aj koprolitové štruktúry. Napriek tomu, že materiál niekedy býva usporiadaný do lamín, má rozličnú zrnitosť, poukazujúcu na zlú vytriedenosť sedimentu. Vyskytujú sa v ňom aj intraklasty vápenca podobného zloženia (mikrity, pelmikrity a pelsparity). Mikrofauna vápenca nie je veľmi pestrá. Najčastejšie ide o foraminifery rodu *Ophthalmidium,* ostrakóda. Zriedkavejšie sú úlomky lastúrnikov (niekdedy aj vo forme fantómov po vylúhovaných aragonitových schránkach vyplnených blokovým kalcitom, v niektorých prípadoch sčasti aj pelmikritom). Občas sa vyskytujú aj nodosaridné a lentikulinidné foraminifery a „mikroforaminifery". Sedimentom preniká množstvo žiliek vyplnených čírym blokovým kalcitom. Vápenec pripomína vápenec z Michalovej hory pri Hornej Marikovej, ktorý Salaj (1991) nesprávne zaradil do ilýru až ladinu. Novšie výskumy ukazujú, že vápenec na Michalovej hore je oxfordského veku (Sýkora et al., in prep.). Navrhujeme preň nový názov marikovský vápenec.

Pleťový kalový vápenec s drobnými intraklastmi (s červeným lemom) — vrchný titón

Ide o biointramikrit so sakokómovo-krasikoláriovou mikrofáciou. Zo skeletálnych organických zvyškov sú hojné články krinoidov rodu *Saccocoma,* kalpionelidy *Crassicollaria* sp., kalcitom vyplnené dutinky po radiolériách, juvenilné amonity, ojedinelé echinodermové články, foraminifery a veľmi zriedkavé články ofiúr. Vápenec je bez siliciklastickej prímesi.

Záver

V telesách krinoidového vápenca dogeru czorsztynskej sukcesie sú hojné neptunické dajky a v menšej miere aj kaverny s komplexnou výplňou kelovejového—oxfordského veku. Prevažná časť výplne je z lamín mikritu a pelmikritu, väčšinou paralelných so stienkami pukliny a s občasným šikmým zvrstvením. Laminy sú úplne bez klastickej prímesi kremeňa a iba miestami obsahujú autochtónnu faunu ostrakód rodu *Pokornyopsis.* Iný biodetrit sa vyskytuje iba výnimočne. V najmladšej výplni najväčšej kaverny sa pravdepodobne vyskytujú zatiaľ jediné ooidové vápence v pieniniku (oosparity). Hardground z Fe-Mn kôrky hrubý 1—5 cm je vo vápencoch (biomikritoch) s „protoglobigerínami" a ešte bez prvých kadosín, takže ho možno zhruba datovať ako vrchný kelovej—spodný oxford. V hardgrounde sa našli aj mikrodajky vyplnené pravdepodobne autochtónnou faunou drobných bezskulptúrnych ostrakód. Tvorbe hardgroundu v keloveji predchádzal vznik Fe-Mn onkoidov. Prebiehal najprv v oxidických (tvorba goethitu a hematitu vo vnútornejších zónach) a neskôr v redukčnejších podmienkach (rancieit tvoriaci vonkajšiu zónu). Ojedinelé vypĺňanie dutín s blokovým kalcitom Fe-Mn oxidmi poukazuje na diagenetické dotváranie hardgroundu aj po vzniku žiliek. Pokračovanie profilu je tektonicky odčlenené a predstavuje kalový vápenec so sakokómovo-krasikoláriovou mikrofáciou.

Štúdium lokality potvrdilo, že údaje Salaja (1987, 1990, 1997) o výskyte laminovaných jaspilitov, andhydritov alebo sladkovodného vápenca, ako aj predpoklad tzv. bolešovskej vulkanickej fázy sú mylné.

Poďakovanie. Financie na výskum poskytol grant 1/3052/96 agentúry VEGA projektu Geodynamický vývoj Západných Karpát — II. etapa, organizovaný Geologickou službou SR, a fakultný inštitucionálny projekt G06.

Literatúra

Aubrecht, R., 1992: Mestečská skala klippe and its importance for stratigraphy of Czorsztyn Unit (Biele Karpaty Mts., Western Slovakia). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Bratislava, 48, 1, 55—64.*

Aubrecht, R., 1993: Clastic admixture in Dogger crinoidal limestones of Czorsztyn Unit. *Geol. Carpath., 44, 2, 105—111.*

Aubrecht, R. & Kozur, H., 1995: *Pokornyopsis* (Ostracoda) from submarine fissure fillings and cavities in the Late Jurassic of Czorsztyn Unit and the possible origin of the Recent anchialine faunas. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.; Mh., 196, 1, 1—17*

Bernard, J. H. & Rost, R. et al., 1992: Encyklopedický přehled minerálů. *Vyd. Academia (Praha), 1—701.*

Berry, L. G. (ed.), 1974: Selected Powder Diffraction Data for Minerals. *Vyd. JCPDS (Pennsylvania), 1—833.*

Betechtin, A. G., 1950: Mineralogija. *Vyd. Gosud. izd. geol. lit. (Moskva), 1—956.*

◀ **Tab. IV.** 1 — Metakoloidné priesvitné minerály v hardgrounde oxfordu. Č. v. 19 864, zväčš. 60x. 2 — To isté pri skrížených nikoloch. 3 — Podobný objekt pri skrížených nikoloch. 4 — Puklinka v hardgrounde vyplnená schránkami ostrakód, ktoré ju pravdepodobne obývali. Č. v. 24 249, zväčš. 30x. 5 — Sieť žiliek vybiehajúcich z Fe-Mn onkoidu do okolitej horniny. Č. v. 24 257, zväčš. 8x. 6 — Fe-Mn oxidy vypĺňajúce zvyškovú dutinu v blokovom kalcite. Indikujú diagenetické dotváranie hardgroundu po vzniku kalcitových žiliek. Č. v. 24 257, zväčš. 30x.

Pl. IV. 1 — Metacolloidal transparent minerals in the Oxfordian hardground. Thin section No. 19 864, magn. 60x. 2 — The same as above in crossed polars. 3 — Similar object in crossed polars. 4 — Fracture in the hardground filled with ostracod tests; the ostracods were most likely cavity dwellers. Thin section No. 24 249, magn. 30x. 5 — Network of thin veinlets coming off a Fe-Mn oncoid to the surrounding rock. Thin section No. 24 257, magn. 8x. 6 — Fe-Mn oxides filling a residual void in a blocky calcite, indicating a final diagenetic process in the hardground postdating the blocky calcite veinlets. Thin section No. 24 257, magn. 30x.

Brindley, G. W. & Brown, G., 1980: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification. *Vyd. Miner. Soc. (London), 1—495.*

Chafetz, H. S., 1986: Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *J. Sed. Petrology (Tulsa), 56, 812—817.*

Jurkovičová, H., 1980: Stratigraphy, lithology and microfacies in the Jurassic of the Pieniny Klippen Belt in the Krivoklát area. [Diplomová práca.] *Manuskript — archív PFUK, Bratislava, 1—78.*

Kostov, I., 1971: Mineralogija. *Vyd. Mir (Moskva), 1—584.*

Mišík, M., 1966: Mikrofácie mezozoických a terciérnych vápencov Západných Karpát. *Vyd. SAV (Bratislava), 1—269.*

Mišík, M., 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, 7—56.*

Mišík, M., 1997: Stratigrafické a priestorové rozmiestnenie vápencov s kalcitovými, chamositovými, hematitovými a illitovými ooidmi v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 29, 83—112.*

Mišík, M., 1998: Stratigrafické horizonty a fácie s vápnitými onkoidmi, mikroonkoidmi a pizoidmi v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 30, 195—216.*

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. & Sýkora, M., 1993: Jurassic submarine scarp breccia and neptunian dykes from the Kyjov — Pusté Pole klippen. *Mineralia Slov., 25, 6, 411—427.*

Mišík, M., Siblík, M., Sýkora, M. & Aubrecht, R., 1994: Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt). *Mineralia Slov., 26, 255—266.*

Myczynski, R. & Wierzbowski, A., 1994: The Ammonite Succession in the Callovian, Oxfordian and Kimmeridgian of the Czorsztyn Limestone Formation, at Halka Klippe, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr. (Warszawa), 42, 3, 156—163.*

Reitner, J., Neuweiler, F. et al., 1995: Mud Mounds: A Polygenetic Spectrum of Fine-grained Carbonate Buildups. *Facies (Erlangen), 32, 1—70.*

Salaj, J., 1987: Rét, jeho postavenie v mezozoiku a predpokladané rozmiestnenie jednotlivých sedimentačných zón Západných Karpát. Miscellanea micropaleontologica II/1. *Knih. Zem. Plyn Nafta, 6a, 123—152.*

Salaj, J., 1990: Nové poznatky o geológii a paleogeograficko-tektonickom vývoji bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jeho problematika. *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 93—168.*

Salaj, J., 1991. Biostratigrafická korelácia flyšových súvrství kriedy bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jej paleogeograficko-tektonický vývoj. *Mineralia Slov., 23, 295—313.*

Salaj, J., 1997: O význame strednokimérskej tektonickej aktivity na lias-dogerskej hranici v bradlovom a pribradlovom pásme Západných Karpát. *Zem. Plyn Nafta, 42, 3, 227—245.*

Schwertmann, U. & Cornell, R. M., 1991. Iron oxides in the Laboratory. Preparation and Characterization *Vyd. V. H. (Weinheim), 1—177.*

Controversial klippe of the Czorsztyn Unit in the Bolešovská dolina valley, between Nemšová and Pruské in the Váh river valley

A klippe of the Czorsztyn Unit at the end of the Bolešovská dolina valley was for the first time described by Salaj (1987, 1990, 1997) who mentioned several interesting phenomena as red jaspilites, anhydrites (or fresh-water limestones) and volcanic detritus occurring in this klippe. All of them are, according to him, related to a newly recognized "Bolešov" orogenic phase. Our investigation showed lack of the mentioned phenomena at the locality (incorrect determination of rocks types and/or their ages), hence the definition of a new tectonic phase is misleading.

Mentioned locality, however, comprise also several phenomena which are important from the point of view of stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the Czorsztyn Unit. The following succession has been revealed at the klippe:

1. Thick-bedded to massive, white to yellowish sandy crinoidal limestone (Smolegowa Lst. - Bajocian- Lower Callovian) containing a local intercalation of an intraformational breccia with voids filled by radiaxial fibrous calcite and rich quarzose detrital admixture reaching the size up to small pebbles (up to 3 cm).

2. Dark violet to black-reddish limestone with 1—5 cm thick brown to black crust (Fe-Mn hardground), with Fe-Mn stromatolites (sometimes columnar) and oncoids (Upper Callovian-Lower Oxfordian). The Fe-Mn oncoids are zonal: the outer, black zone is chiefly composed of rancieite (calcium Mn hydroxide), the central, red zone consists of goethite and haematite whereas the inner, yellowish zone is formed only by goethite. This zonation shows gradual change in redox conditions of the environment.

Sessile nubecularid foraminifers and other foraminiferal fauna occurring within this hardground have their tests frequently replaced by Fe-Mn oxides. Some neptunian microdykes filled by autochthonous ostracod fauna were found cutting the hardground.

3. Pink-violetish limestone with black-coated (Mn oxides) bivalve shells (Bohunice Lst.). It contains *Globuligerina* and *Globochate* microfacies indicating the Upper Callovian-Oxfordian age.

4. Grey microoncolitic, pelloidal to oolitic limestone (probably Oxfordian) connected closely with the previous pink micritic limestone.

5. Creamy micritic limestone (Sobótka Lst.) with red-coated tiny intraclasts (Upper Tithonian) follows in a separate klippe, after a gap occurring in the profile. The age is indicated by *Saccocoma* and *Crassicollaria* microfacies.

The mentioned Callovian and Oxfordian limestones fill also some neptunian dykes, sills and caverns in the underlying crinoidal limestone. Ooids represent either the shallowest elements found in the Czorsztyn Unit or they are just radially recrystallized microoncoids.

Mineralia Slovaca, 30 (1998), 443—452

Calpionellid genus *Remaniella Catalano* 1956 in Lower Cretaceous pelagic deposits of Western Carpathians

DANIELA REHÁKOVÁ

Geological Institute of Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, Slovakia

(Received 26. 5. 1998)

Abstract

Seven species: *Remaniella ferasini* (Catalano), *R. catalanoi* Pop, *R. duranddelgai* Pop, *R. colomi* Pop, *R. borzai* Pop, *R. filipescui* Pop, *R. cadischiana* (Colom) use to be attributed to the genus Remaniella, at present. Recent detailed studies of callpionellid bearing formations from the Western Carpathians confirmed presence of all above mentioned species. Appearence of the first Remaniella species starts the evolution of diversified calpionellid associations. Two diversity maxima have been recognized: the first in the Elliptica Subzone of the *Calpionella* Zone, the second one in the *Oblonga* Subzone of the Standart Calpionellopsis Zone. The last mentioned was accompanied by acme event of *Cadosina fusca fusca* Wanner. It seems, that these changes in composition of microplankton associations are connected with the Late Berriasian global sea-level rise.

Key words: Western Carpathians, Tethys, Berriasian, Early Valanginian, calpionellids, Remaniella, taxonomy, biochronology, paleobiogeography, paleooceanography

Introduction

The first hyaline calpionellids with composed collar appeared during the middle Berriasian part of the Standart Calpionella Zone (Ferasini Subzone). Catalano (1965) introduced the genus *Remaniella* for these forms. Recently, *Tintinnopsella cadischiana* Colom 1948, *T. ricotensis* Colom 1956, *Calpionellites dadayi* Knauer 1963 and *Calpionellites ferasini* Catalano 1965 have been included in the above mentioned genus.

Tintinnopsella cadischiana Colom 1948 was the first species distinguished, being previously discovered and illustrated (but not named) by Cadisch (1932). Colom (1948) included it in his new genus *Tintinnopsella* with the type — — species *T. carpathica* (Murgeanu et Filipescu, 1933). Remane (1963) had already questioned the assignment of *T. cadischiana* and *T. ricotensis* to the genus *Tintinnopsella.*

Later Catalano (1965) introduced a new genus named *Remaniella* characterized by *T. cadischiana* Colom (1956) as the type — species, and comprising the calpionellids characterized by a detached bipartite collar. *Tintinnopsella ricotensis* with a distinctly constricted lorica in its equatorial part has been abandoned by other authors being regarded for a deformed *T. cadischiana* Remane (1964).

Later on, Knauer (1963) introduced his new species *Calpionellites dadayi* including two different groups of forms; the first having elongated loricas with detached bipartite collar was figured as the holotype, while those possessing bell-shaped loricas with tripartite collar consisting of two branches separated by a prolongation of the lorica wall were described as paratypes. However, its distinction from *T. cadischiana* was not discussed. According to Remane (in Le Hégarat and Remane, 1968), the holotype of this species is identical with the large variety of *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). The forms with tripartite collars were proposed by the same author to be called provisionally as *„Remaniella dadayi"* in order to designate the transitional forms between the bell-shaped *Remaniella cadischiana* (Colom) and *Calpionellites darderi* (Colom). Afterwards, these forms were described as *Remaniella „dadayi"* (Knauer) by Catalano and Liguori (1971) and as *Calpionellites murgeanui* Pop by Pop (1974a). Allemann and Remane (1979) included *Calpionellites murgeanui* into Remaniella *(Remaniella murgeanui* (Pop)). Finally, the same forms were included by Pop (1986) in his new genus *Praecalpionellites* with the type — species named as *Praecalpionellites murgeaui* (Pop).

Small ovoid loricas with composed collar formed (in thin section) by a detached triangular — shaped elements were described as *Calpionellites ferasini* by Catalano (1965). The second group of small ovoidal forms with a thin inner branch of the bipartite collar were provisionally named as *„Remaniella* aff. *cadischiana"* by Remane (in Le Hégarat and Remane, 1968). The outer ring of the collar is lenticular in cross — section, being in more — or — less oblique position in comparison with the oral end of the lorica. The internal ring is filiform, marked by two symmetrical points in thin sections.

Borza (1969, 1974, 1978, 1984) systematically studied the calpionellid associations in the Western Carpathians. He recognized three of the above mentioned Remaniella species. Borza (1969, 1984) stated that rare *Remaniella*

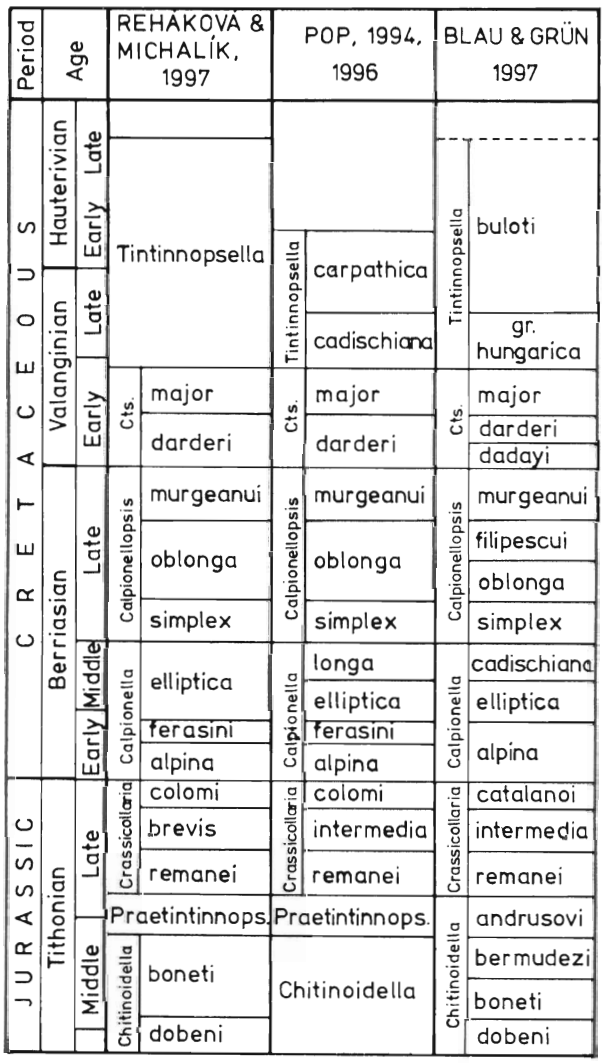


Fig. 1. Comparative chart of the most actual biochronological calpionellid zonations discussed in this paper.

cadischiana and *Tintinnopsella longa* appeared in the Lower Berriasian part of the Standard *Calpionella* Zone. These species together with *Remaniella dadayi* are abundant in upper part of the *Simplex* Subzone of the Standard *Calpionellopsis* Zone, whereas in the Early Valanginian *Calpionellites* Zone only very rare *Remaniella dadayi* is present in poor calpionellid association. Borza and Michalík (1986) described *Remaniella ferasini* (Catalano) — — Pl. IV, Fig. 6, in the Upper Tithonian — Berriasian pelagic limestones of the *Calpionella* Zone. Řehánek (1985) speculated on Early Valanginian age of microorganogenic marly limestone fragments derived from the basal formation of the Paleogene Central Carpathian basinal infillings. The author identified *Remaniella dadayi* and *R.* cf. *cadischiana* in rich microfossil associations. Later, (Řehánek, 1987) Lower Berriasian pelagic mudstones of the *Calpionella* Zone with *Remaniella cadischiana, Tintinnopsella longa* and *Calpionellites darderi* were described in limestone fragments of the Central West Carpathian Paleogene basal breccias.

Pop (1974b) proposed to utilize biochronological potential of *Remaniella* and to define the first appearance of hyaline calpionellids with composed collar as the base of the *Remaniella* Subzone. Later, (Pop, 1976) it was renamed to Ferasini Subzone on the base of FO (first occurrence) of *Remaniella ferasini* recorded during middle Early Berriasian. The *Remaniella* Subzone (sensu Pop, 1974b) was accepted by Remane et al. (1986), Houša (1990), Bakalova (1977, 1986), Reháková and Michalík (1992), Lakova (1993), Olóriz et al. (1995). Reháková (1995) investigated remaniellid distribution in different Outer and Central Western Carpathian units and she finally accepted the *Ferasini* Subzone. Subsequently, according to new knowledge, she revised the Borza's (1984) calpionellid zonation.

Pop (1994a) put forward the systematic revision and biochronology of *Remaniella.* Criteria were stated on the base of the lorica shape and its collar composition. Thus, *Remaniella cadischiana, Remaniella ferasini* and newly described *Remaniella filipescui* Pop and *Remaniella borzai* Pop were included in this genus. Later, Pop (1996) investigated new rock material from the Berriasian sequences of the Eastern Carpathians, Cuba and Betic Cordilera and he identified three following species: *Remaniella duranddelgai* Pop, *Remaniella colomi* Pop and *Remaniella catalanoi* Pop. It seems that Remane's forms known as *„Remaniella* aff. *cadischiana"* (in Le Hégarat and Remane, 1968) Pop (l. c.) should be incorporated into the range of last mentioned species.

In comparision with all existing calpionellid zonations published in two last decades, rather controversial calpionellid zonation based on the investigations of the pelagic deposits from the Ra Stua section (province de Belluno in Italy) was published by Grün and Blau (1997, Fig. 1). The authors identified the first *Remaniella* species represented by *Remaniella catalanoi* in the Standard *Crassicollaria* Zone and therefore they introduced *Catalanoi* Subzone as the equivalent of the *Colomi* Subzone sensu Pop (1994b). This new calpionellid zonation was presented during the Final Meeting of the IGCP 362 in the Stará Lesná, where it evoked a vivid discussion among all specialists presented there. Finally, the authors agried with revision of thin sections. Prof. Houša (Praha), and the author of this contribution put forward the same results: In the Ra Stua section, all part of the sequence belonging to the late Tithonian *Crassicollaria* Zone (*Brevis* and *Colomi* Subzones) was eroded and the Middle Berriasian *Elliptica* Subzone of the Standard *Calpionella* Zone directly contacts the first *Remanei* Subzone of the *Crassicolaria* Zone. Thus, remaniellid forms which served them for establishing of the Late Tithonian *Catalanoi* Subzone belonged the Middle Berriasian *Elliptica* Subzone.

Grün and Blau (l. c.) established also the *Cadischiana* Subzone with the first occurrence of type — species *Remaniella cadischiana* at its base. This Subzone is equivalent with the *Longa* Subzone distinguished by (Pop, 1994b, 1996). Taking into account less frequent occurrence of *Tintinnopsella longa* in the deepest basinal parts,

the species *Remaniella cadischiana* seems to be more acceptable elements from this point of view. Quantitative studies of calpionellid associations also document that the thresholds and elevations in pelagic sediments with nutrient rich current systems represented the sites of the greatest fertility. The microplankton components were distributed from there to open marine environments by the surface water currents.

Grün and Blau (1997) included the calpionellid forms with broad -amphorellid loricas and short caudal appendix into the genus *Praecalpionellites*. They did not take into account the collar shape and composition. Thus, the authors revised the species *Remaniella filipescui* described by Pop (1994a) and they put the first occurrence of *Praecalpionellites filipescui* (Pop) at the base of the *Filipescui* Subzone later followed by *Murgeanui* Subzone established by Pop (1994b, 1996). Late Berriasian *Murgeanui* Subzone (sensu Pop, l. c.) was distinguished in calpionellid bearing sequences of the Western Carpathians only (Reháková, 1995).

Taxonomy

Family: Calpionellidae Bonet, 1956
Genus: Remaniella Catalano, 1965

Genus Remaniella was introduced by Catalano (1965). Calpionellids grouped in this genus displayed following important characters: a) ovoid, bell-shaped, cylindroid or cylindrical more or less elongated loricas, b) collar consisting of two circumoral, normally detached pieces (rings), c) aboral part ended with a more or less marked caudal appendage. In comparison with the oral end of the lorica two rings of the collar generally have a divergent and oblique position. In polarized light, the inner ring reveals an extinction at 45^0, the lorica walls extinguish at 0^0 and 90^0. Rings are usually free, particularly in the case of transition specimens to other calpionellids with composed collar, the oral extremity of the lorica sometimes presents a very small hollow in its inner part where the internal ring of the collar was jointed (articulated). The different species of this genus are encountered in many Tethyan areas. They appeared in the upper part of the Early Berriasian (*Ferasini* Subzone) with the maximum diversity during Middle Berriasian *Elliptica* Subzone. They are common until the Early Valanginian *Major* Subzone of the Standard *Calpionellites* Zone. Last *Remaniella cadischiana* was observed in the lower part of the *Tintinnopsella* Zone.

Remaniella ferasini (Catalano 1965)
(Pl. I., Figs. 1—2)

1969 *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). — Borza, p. 287, Pl. LXXXI, Fig. 4
1987 *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). — Řehánek, p. 702, Pl. 2, Fig. 10
1992 *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). — Reháková and Michalík, p. 59, Pl. II, Fig. 21
1995 *Remaniella ferasini* (Catalano, 1965). — Reháková, p. 312, Pl. II, Fig. 7

Small ovoid lorica ended with a short caudal appendage or with acute aboral zone. Lorica dimensions (without aboral appendage) are approximately 65—85 μm in length and 48—60 μm in width, having the maximum width in its upper third. The collar consists of two detached circumoral rings with almost equal and triangular-shaped profiles in transversal sections. The inner ring appears as an inward continuation of the oral part of the lorica, whereas the outer ring is more or less divergent. The internal ring reveals an extinction at 45° in polarized light in comparison with the oral part of the lorica.

Remaniella ferasini appears in upper part of Lower Berriasian of the Western Carpathian basinal limestones. The first occurrence of this species marks the beginning of the hyaline calpionellids with composed collar. Shortly afterwards (*Elliptica* Subzone) more advanced and diversified calpionellid associations start in their evolution. Generally, it is very rare component. The last species were observed in the basal part of *Oblonga* Subzone of the Standard *Calpionellopsis* Zone (Fig. 2).

Remaniella catalanoi Pop, 1996
(Pl. I., Figs. 3—5)

1969 *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). — Borza, p. 287, Pl. LXXXI, Figs. 1, 8.
1987 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu, 1933). — Řehánek, p. 700, Pl. 2, Fig. 9.
1990 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu, 1933). — Michalík, Reháková and Peterčáková, p. 65, Pl. III, Fig. 10.
1992 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu, 1933). — Reháková and Michalík, p. 59, Pl. II, Fig. 24
1994 *Tintinnopsella doliphormis* (Colom, 1939). — Vašíček, Michalík and Reháková, p. 127, Pl. 9, Fig. 10

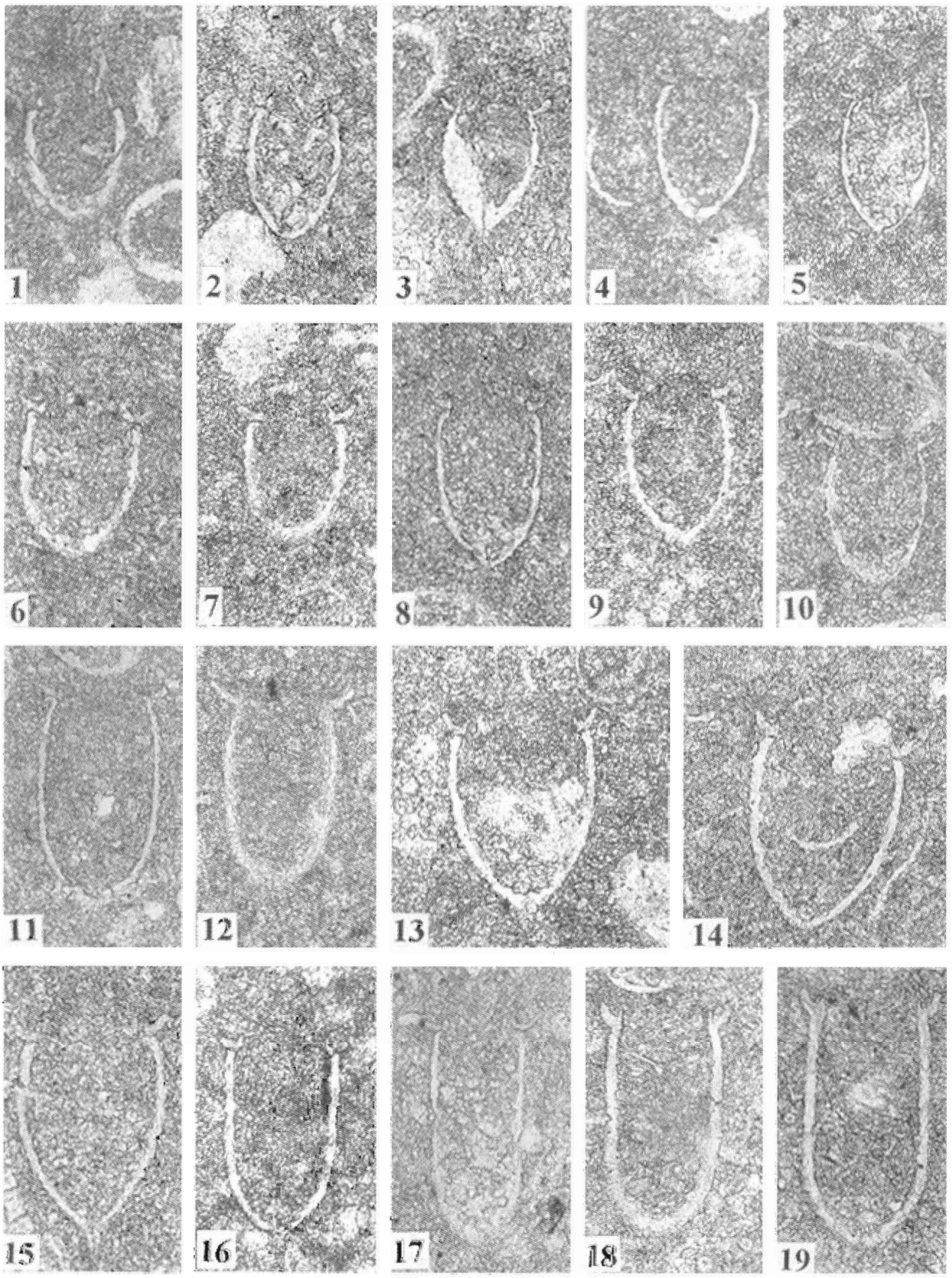
Bell-shaped to slightly ovoid lorica with a conical aboral pole ended by a short caudal appendage. The lorica is about 80 μm in length and 60 μm in width. The collar consists of two unequal circumoral rings. The outer one is developed and lenticular-shaped, the inner ring is filiform, marked by two symmetrical points in thin sections.

This species was recorded from the Berriasian pelagic limestones of the Western Carpathians. Its first appearence has been observed in the Ferasini Subzone, the last specimen was identified in the *Oblonga* Subzone of the *Calpionellopsis* Zone (Fig. 2).

Remaniella duranddelgai Pop, 1996
(Pl. I., Figs. 6—7)

1969 *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). — Borza, p. 287, Pl. LXXXI, Figs. 2, 3, 5—7
1987 *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). — Řehánek, p. 702, Pl. 2, Fig. 11
1992 *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). — Reháková and Michalík, p. 59, Pl. II, Fig. 22

Bell-shaped to slightly ovoid lorica. Its conical aboral part is ended by a short caudal appendage. The loricas reach


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

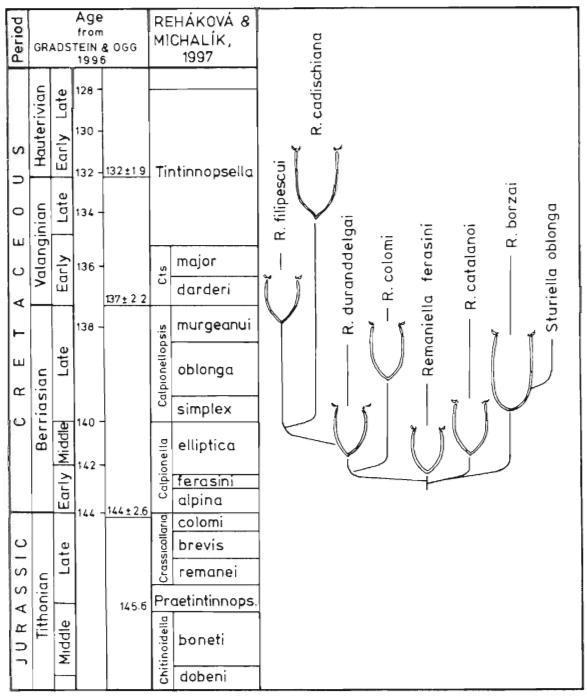


Fig. 2. Stratigraphic distribution and possible lineages in the evolution of remaniellid species. Geochronological data according to Gradstein and Ogg (1996), actual calpionellid zonation for the Western Carpathians according to Reháková and Michalík (1997).

69—115 μm in length, and 53—95 μm in width. The collar consists of two detached unequal circumoral rings. In the cross-section, the inner ring is obviously triangularly shaped and appears in the direction of oral of the lorica, sometimes slightly inwardly directed. The outer one is more developed and more or less lenticular — shaped.

In the Western Carpathian sections it ranges from the middle up to topmost Berriasian. The first appearance of this species has been observed in the middle part of the Ferasini Subzone, the last forms were recorded in the *Oblonga* Subzone (*Calpionellopsis* Zone) (Fig. 2).

Remaniella borzai Pop, 1994a
(Pl. I., Figs. 11—12)

1995 *Remaniella borzai* Pop, 1994a. — Reháková, p. 312, Pl. II, Fig. 9

Cylindrical more or less elongated lorica with an aboral appendage in the axial section. The loricas are 90—110 μm in length, they reach about 60—70 μm in width. The oral part of the lorica is ended by the composed collar. The outer ring is broadly lenticular — elongated, in some cases slightly curved, and more or less obliquely placed in comparison with the lorica wall. The inner ring is filiform and punctiform in the transverse sections at microscopic level. In comparison with the oral extremity of the lorica it shows an extinction at 45° in polarized light.

In the Western Carpathians this species appears in the upper part of Ferasini Subzone and its last forms were identified in the *Darderi* Subzone of the Standard *Calpionellites* Zone (Fig. 2).

Remaniella colomi Pop, 1996
(Pl. I., Figs. 8—10)

Cylindrical lorica with a conical aboral part ended by a short caudal appendage. Lorica dimensions are approximately 75—90 μm in length and about 56—65 μm in width. Its collar is bipartite, detached, consisting of two unequal circumoral rings. In the cross — section, the inner ring is clearly triangularly shaped and placed in the continuation of the oral part of the lorica. The outer ring is more developed and broadly lenticularly shaped, its inner part is more curved.

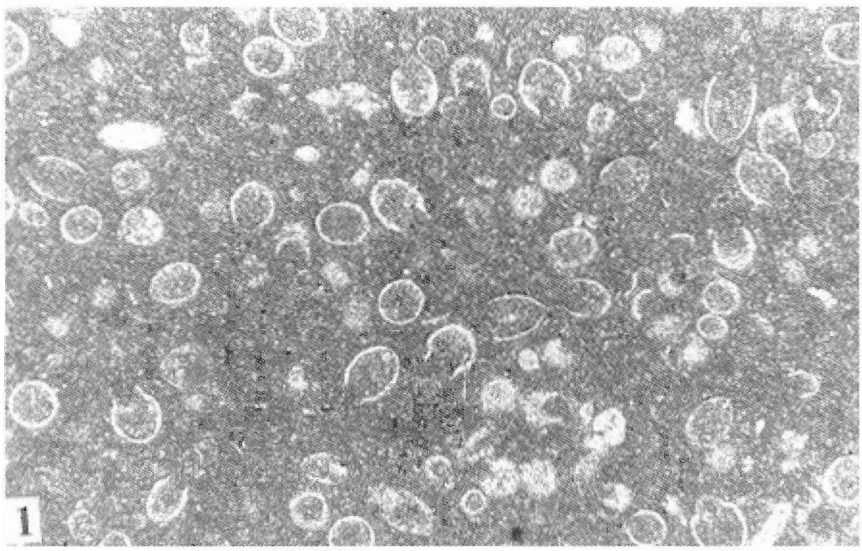
In the Western Carpathian sections this species appears at the beginning of the *Elliptica* Zone and it persists until the end of the *Calpionellopsis* Zone (Fig. 2).

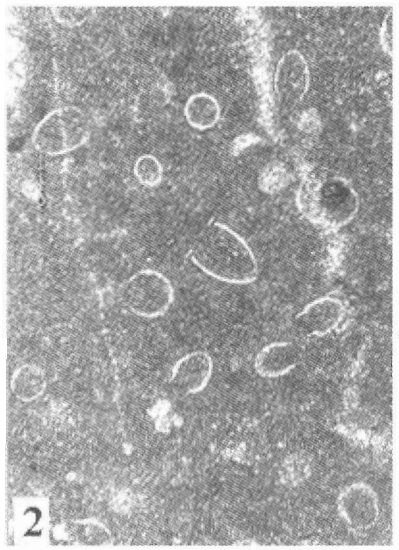
Remaniella filipescui Pop, 1994a
(Pl. I., Figs. 13—15)

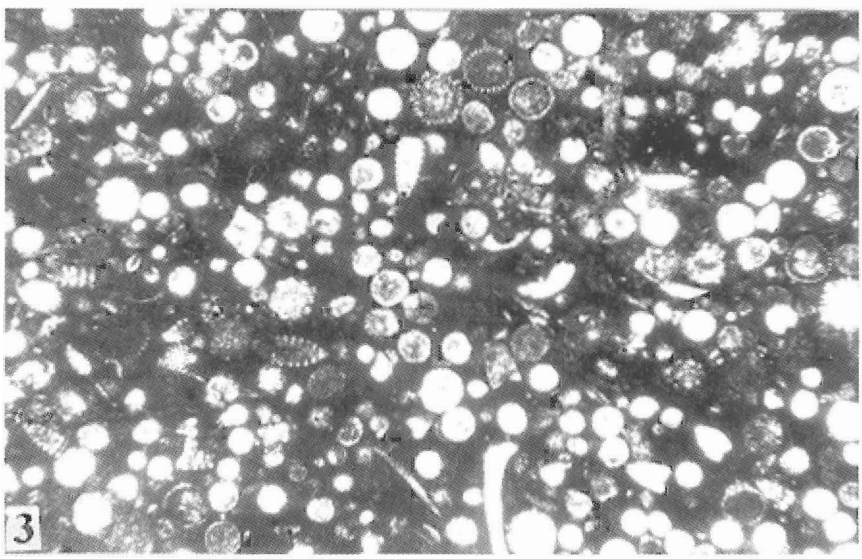
1969 *Calpionellites ? dadayi* Knauer, 1963. — Borza, p. 293, Pl. LXXXIV, Figs. 6, 7
1985 *Remaniella* cf. *cadischiana* (Colom, 1948). — Řehánek, p. 174, Pl. II, Fig. 6
1990 *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). — Michalík, Vašíček and Borza, p. 85, Pl. IV, Fig. 9
1990 *Remaniella ferassini* Catalano, 1965. — Michalík, Reháková and Peterčáková, p. 65, Pl. III, Fig. 12
1994 *Remaniella ferassini* Catalano, 1965. — Vašíček, Michalík and Reháková, p. 127, Pl. 9, Fig. 15
1994 *Remaniella dadayi* (Knauer, 1963). — Vašíček, Michalík and Reháková, p. 127, Pl. 9, Fig. 17
1995 *Remaniella filipescui* Pop, 1994. — Reháková, p. 312, Pl. II, Fig. 8

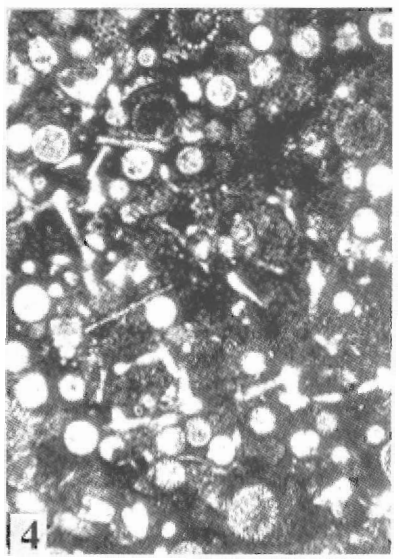
In axial section, the lorica shape is cup- or bell-shaped with an amphorellid caudal end. Lorica's maximum width is placed in its oral part. The aboral part is ended with a more or less elongated caudal appendage. Common dimensions are 75 to 95 μm in length and 65 to 80 μm in width. The collar consists of two detached unequal circumoral rings disposed divergently and more or less obliquely in comparison with the oral extremity of the lorica. Collar rings are of broadly lenticular form and of different

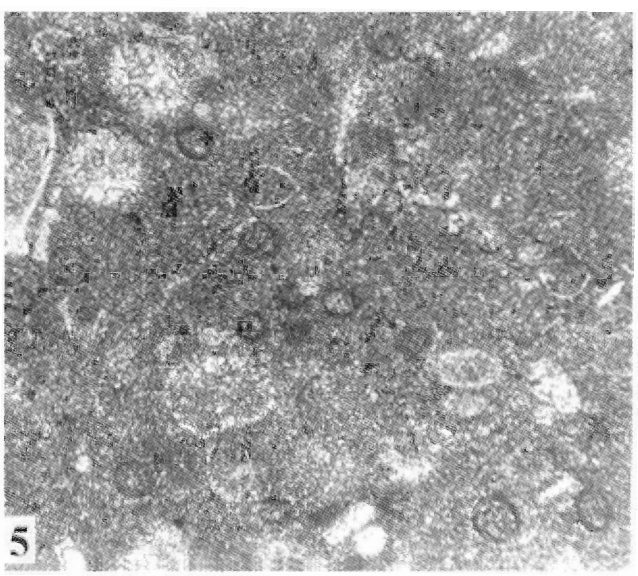
◀ **Pl. I.** 1—2 — *Remaniella ferasini* (Catalano). Smolenice, Hlboč, thin section 10362, Manínska úžina, thin section 9405; 3—5 — *Remaniella catalanoi* Pop. Pod Stupíkmi, thin section 7690, Valaská Belá, thin section 7411, Butkov, Št-7, thin section 8267; 6—7 — *Remaniella duranddelgai* Pop. Butkov, Št-14, thin section 9059, Manínska úžina, thin section 9405; 8—10 — *Remaniella colomi* Pop. Beckov, thin section 10786, Valaská Belá, 7411, Dubodiel, thin section 10003; 11—10 — *Remaniella borzai* Pop. Nozdrovice, thin section 7727, 7721.6; 13—15 — *Remaniella filipescui* Pop. Butkov, Št-13, thin section 8963, Valaská Belá, thin section 7411, 7228; 16—17 — *Remaniella cadischiana* (Colom). Butkov, Št-13, thin section 8964, Nozdrovice, thin section 7716; 18—19 — *Sturiella oblonga* Borza. Valaská Belá, thin sections 7411,7412. Early to Middle Berriasian. Magn. uniform 265x.

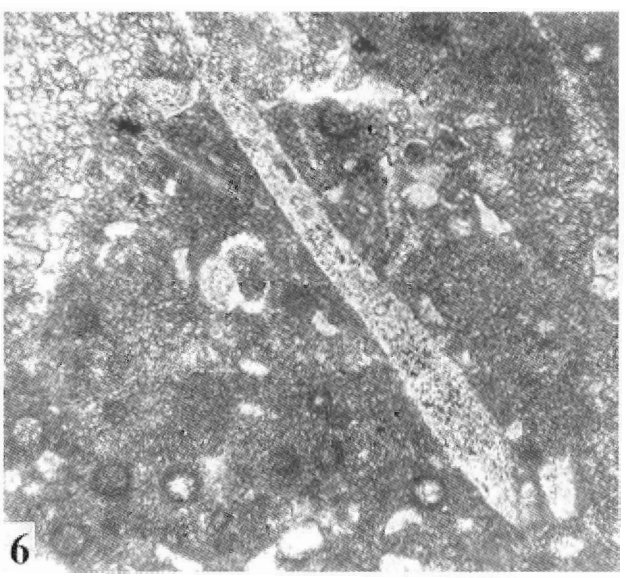

1


2


3


4


5


6

lengths in tranversal sections, the inner ring usually being shorter than the outer one; the last one is often slightly curved. The inner ring shows an extinction at 45^0 in comparison with the lorica wall in polarized light. In the cross-section, the outer ring is broadly lenticular, its inner slightly curved part is detached with the inner ring of the collar.

In the Western Carpathians it ranges from the Middle Berriasian up to Lower Valanginian; its first appearance is noticed in the *Elliptica* Subzone (*Calpionella* Zone), last forms is rarely visible in *Major* Subzone of the Standard *Calpionellites* Zone (Fig. 2).

Remaniella cadischiana (Colom, 1948)
(Pl. I., Figs. 16—17)

1969 *Calpionellites ? dadayi* Knauer, 1963. — Borza, p. 293, Pl. LXXXIV, Figs. 4, 5
1994 *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). — Vašíček, Michalík and Reháková, p. 127, Pl. 9, Fig. 16
1995 *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948). — Reháková, p. 312, Pl. II, Fig. 10

Cylindrical or cylindroid more or less elongated lorica. It had acute aboral part or it is very often ended with a caudal appendage. Its forms reach 90 to150 μm in lengt and 60 to 80 μm in width. The collar consists of two circumoral normally detached rings, which are frequently divergent and more or less oblique in comparison with the oral externity of the lorica. In many cases the outer ring is slightly curved and leans on the inner one. Moreover the inner ring is shorter than the outer one and occasionally equal, forming a V-shaped collar. In some instances, the inner oral end of the lorica displays a very small hollow where the internal ring is inserted. In thin section the inner ring shows an extinction between crossed nicols at 45°.

In the Western Carpathian sections *Remaniella cadischiana* appears in upper part of the *Elliptica* Subzone (*Calpionella* Zone), last seldom forms were observed in the *Tintinnopsella* Zone (Fig. 2).

Biochronology

Pop (1994a) pointed on the possibility to use the *Remaniella* successive speciation events (FO, LO) as additional markers or elements in the defining of some biostratigraphic units as well as of the unitary assemblages in the Lower and Middle Berriasian pelagic carbonate sediments. Evolution of hyaline calpionellids with composed collar started during the Middle Berriasian reaching the highest speciation in Late Berriasian. Whereas Pop (l. c.) derived the evolution of these forms from *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), Reháková and Michalík (1997a) supposed that their ancestors have been already living there during the Middle Tithonian. The authors documented distinctly composed collar of the *Chitinoidella tithonica* Borza (1969).

Small ovoid loricas of *Remaniella ferasini* (Catalano) appeared in upper part of the Lower Berriasian. This species remained at the origin of two important phyletic lineages — the first was presented by *Remaniella catalanoi* Pop, probably later (upper part of the *Ferasini* Subzone) leading to *Remaniella borzai* Pop. At the beginning of the second one, bell-shaped or slightly ovoid *Remaniella duranddelgai* Pop appeared. It was the ancestor of the forms represented by *Remaniella colomi* Pop.

Another important phyletic lineage was derived from *Remaniella duranddelgai* Pop by Pop (1996). This species was the ancestor of the cup- or bell-shaped forms which were represented by *Remaniella filipescui* Pop. These forms evolved during the *Elliptica* Subzone and later, in its upper part, they influenced the evolution of cylindrical forms with the species *Remaniella cadischiana* (Colom) at the origin of this new lineage.

Pop (1996) and Reháková and Michalík (1997a) presented uniform opinion on the base of which the species *Remaniella filipescui* Pop was the ancestor of broad-amphorellid forms represented by *Praecalpionellites murgeanui* (Pop). On the other hand, they gave different theory concerning the evolution of *Sturiella oblonga* Borza Pl. I., Figs. 18—19). While Pop (l. c.) derived this species from *Remaniella colomi* Pop, according to Reháková and Michalík (l. c.) *Sturiella oblonga* represented a descendent of *Remaniella borzai* Pop lineage.

Ecology, biogeography, paleoceanography

Jurassic — Lower Cretaceous calpionellids were probably fossil oceanic tintinninds living in upper water levels (Tappan et Loeblich, 1968). At the same time, another thermophilic organisms as globochaetes, saccocomids, cadosinids, colomisphaerids, stomiosphaerids, nannoconids, coccolithophorids, globuligerinids and favusellids were important components of plankton communities.

Andrusov and Koutek (1927) studied Mesozoic pelagic sediments in the Western Carpathians and discussed the calpionellid distribution as well as they tried to find some interactions between different environmental bio-components. Reháková and Michalík (1994) presented the first results of quantitative analysis of selected planktonic elements distributed in the Jurassic — Lower Cretaceous pelagic facies from the Western Carpathian area. They stated that since Late Tithonian up to Early Valanginian calpionellids attained dominant position in plankton communities, during Late Valanginian and Hauterivian nannoconnids and coccolithophorids prevailed among the plankton components. Radiolarians occurred more frequently during the intervals with very low abundance of other components. They probably preferred different environmental conditions influenced by specific current regime.

Reháková and Michalík (1997b) discussed the changes of diversity in calpionellid associations. Their observations

◀ **Pl. II.** 1—2 — *Calpionella alpina, C. elliptica, R. cadischiana, R. filipescui, Tintinnopsella carpathica* in grey micritic limestone of the *Elliptica* Subzone. Berriasian, Horné Srnie, thin sections: 6.10, 6.11; 3—4 — Radiolarian packstones with sponge spicules in fine grained marly limestones. Berriasian, Horné Srnie, thin sections: 11.1, 15.5; 5—6 — Acme of *Cadosina fusca fusca* and rare calpionellids in grey micritic limestone of the *Calpionellopsis* Zone. Berriasian, Kyjov-Pusté Pole-2, thin section 19130, Horné Srnie, thin section 7.1.

also confirm that larger forms are prevailing in more diversified associations, while low diversified associations contain forms with small loricas. It seems that the changes in quantity and diversity of the planktonic components reflected the changes in sedimentary environments influenced by hydrodynamic and climatic conditions. Rather uniform populations showing low diversity (monoassociation of small sphaerical *Calpionella alpina* in the *Alpina* Subzone) coincide with variable oceanic conditions (end of highstands and onset of low-stands), while large, thick-walled complex morphotypes formed populations of high diversity (in the *Brevis, Elliptica* and *Oblonga* Subzones). They dominated during establishment of stable oceanic conditions (at the end of lowstands and during transgressive periods).

According to Adatte et al. (1996), the presence of dramatic appearance of Tethyan microfossils (calpionellids, ammonites), changes in stable isotopic values, whole rock and clay-mineral mineralogy coincided with the origin of more open pelagic enviroments during the Early Berriasian global sea-level rise. At this time Northeastern Mexico was joined to the Tethys. Reháková and Michalík (1997b) documented two calpionelid diversity maxima during Middle Berriasian *Elliptica* and *Oblonga* Subzones. Maxima diversity were correlated with the eustatic sea-level curve of Haq et al. (1988). They coincided with the intervals of the ongoing transgression.

Sea-level rise influenced atmospheric and consequently also the hydrodynamic oceanic regime. Near to the *Calpionella* and *Calpionellopsis* Zones boundary previously rather monotonous calpionellid wackestones are more often intercalated with radiolarian rich horizons indicating more intensive aeration of deeper layers of oceanic water (Pl. II., Figs. 1—4). At the beginning of the *Calpionellopsis* Zone, sudden boom in phytoplankton evolution — acme of *Cadosina fusca fusca* Wanner 1940 (Pl. II., Figs. 5—6) appeared practically in whole Western Carpathian area. The environment was influenced by renewed distinct upwelling regime. According to Dias-Brito (1997) dinoflagellates reached their acme simultaneously all over the world during the most important Mesozoic-Cenozoic thalassocratic episode. Thus, boom of *Cadosina fusca fusca* can be evaluated as more important interregional event. It was observed in larger part of the Tethyan open-sea carbonate ecosystems (Reháková et al., 1996).

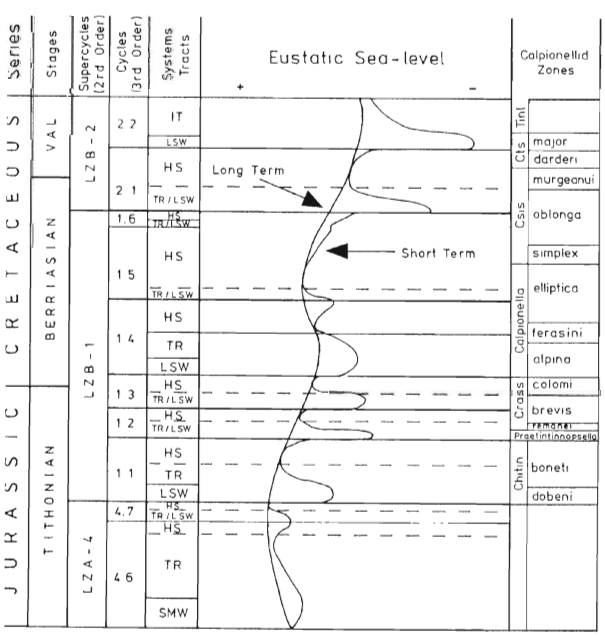


Fig. 3. Modified eustatic sea-level curve of Haq et al. (1988) compared with the calpionellid zones and subzones.

Conclusion

Remaniella ferasini (Catalano), *R. catalanoi* Pop, *R. duranddelgai* Pop, *R. borzai* Pop, *R. colomi* Pop, *R. filipescui* Pop, and *R. cadischiana* (Colom), belonging to the genus Remaniella were distinguished in the Berriasian pelagic sequences of the Western Carpathians. Appearance of the first remaniellid forms in the *Ferasini* Subzone started the evolution of diversified calpionellid associations of two successive (*Elliptica* and *Oblonga*) Subzones. Limestone layers rich in calpionellids with recurrent radiolarian rich intercalations and flourished *Cadosina fusca fusca* prove the onset of more open oceanic environments formed in condition of global sea—level rise during Middle Berriasian in the whole Tethyan Realm.

Acknowledgements. Author thanks to Prof. M. Mišík and Dr. J. Michalík for their critical revision of calpionellid taxonomy and for comments to paleoceanographical interpretation. Technical support was provided by Mrs. A. Tesáková and Mrs. H. Brodňanská. This research is supported by the Grant Agency for Science, Slovakia (VEGA 4076).

References

Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J. & Hubberten, H., 1996: Paleoceanographic changes at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Western Tethys, northeastern Mexico. *Cretaceous Research, 17, 671—689.*

Allemann, F., Catalano, R., Farés, F. & Remane, J., 1971: Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian - Valanginian) of the western Mediterranean Province. *Proc. Second Plankton Conference (Roma), 1970, 2, 1337—1340.*

Andrusov, D. & Koutek, J., 1927: Contribution á la connaisance des calcaires á Calpionella alpina dans les Carpathes occidentales. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 3, 97—106.*

Bakalova, D., 1977: La succession a Calpionelles de la coupe prés du village de Ginci, Bulgarie du Nord-Ouest. *C. R. Acad. bulg. Sci., 30, 423—426.*

Bakalova, D., 1986: Peculiarities of the Calpionella Zone in Bulgaria. *Acta geol. hung., 29, 1—2, 89—92.*

Bonet, F., 1956: Zonificatión microfaunística de las calizas cretácicas del Este de México. *Bol. Asoc. mex. Geól. petrol., 8, 389—488.*

Borza, K., 1969: Die Mikrofacies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. *Slovak Acad. Sci. Publishing House, Bratislava, 302.*

Borza, K., 1974: Die stratigraphische Verwendung von Calpionelliden in den Westkarpaten. *In: Section on Stratigraphy and Paleontology. Proceedings of the 10th Congress of Carpatho-Balcanian Geological Association. Bratislava 1973, 31—35.*

Borza, K., 1978: Vorkommen der Gattung Colomiella Bonet (oberes Apt — unteres Alb) in den Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 337—344.*

Borza, K., 1984: The Upper Jurassic—Lower Cretaceous parabiostratigraphic scale on the basis of Tintinninae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. *Geol. Zbor Geol. carpath., 35, 539—550.*

Borza, K. & Michalík, J., 1986: Problems with delimitation of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Western Carpathians. *Acta geol. hung., 29, 133—149.*

Busnardo, R., Thieuloy, J. P. & Moullade, M., 1979: Hypostratotype mésogéen de l'étage valanginien (Sud-Est de la France). *Ed. Cent. nat. rech. sci., 6, 1—143.*

Cadisch, J., 1932: Ein Beitrag zum Calpionellen - Problem. *Geol. Rdsch., 23, 241—257.*

Colom, G., 1948: Fossil tintinnidis; loricated Infusoria of the order of the Oligotricha. *J. Paleontology, 22, 233—263.*

Colom, G., 1956: Lito-facies y micropaleontologia de las formaciones jurásico-neocomienses de la Sierra de Ricote (Murcia). *Bol. Inst. geol. min. Esp., LXVII, 11—64.*

Catalano, R., 1965: Calpionelle di Calabianca (Castellamare, Sicilia). *Atti Soc. tosc. Sci. natur., Ser. A (Pisa), 72, 484—507.*

Catalano, R. & Liguori, V., 1971: Facies a Calpionelle della Sicilia occidentale. *Proc. Second Plankton Conference, Roma 1970, 1, 167—210.*

Dias-Brito, D., 1997: Global stratigraphy, palaeoecology and palaeobiogeography of Pithonelloideae (Cretaceous calcispheres): impact on the reconstruction of the Tethys. *Abstract Book, 18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology, Heidelberg.*

Granier, B., Virgone, A., Busnardo, R. & Bulot, L. G., 1995: Des calpionelles dans l' Hauterivien supérieur. Découverte exceptionnelle à Busot (Alicante, Espagne). Stratigraphie. *C. R. Acad. Sci., 321, II a, 1179—1186.*

Grün, B. & Blau, J., 1996: Phylogenie, Systematik und Biostratigraphie der Calpionellidae Bonet, 1956: Neue Daten aus dem Rosso Ammonitico Superiore und dem Biancone (Oberjura/Unterkreide: Tithon - Valangin) von Ra Stua (Prov. Belluno, Italien). *Rev. Paléobiologie, 15, 2, 571—595.*

Grün, B. & Blau, J., 1997: New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division. *Rev. Paléobiol. (Genéve), 16, 1, 197—214.*

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R., 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *In: Sea-level changes - an integrated approach. Soc. Sed. Geol., Spec. Publ., 42, 26—108.*

Houša, V., 1990: Ecological aspects of the evolution of calpionellids (Calpionellidae; Protozoa inc. sed.). *Atti II Convegno Internazionale Fossili, Evoluzione, Ambiente, Pergola 1987, 357—363.*

Knauer, J., 1963: Problémes systématiques des Calpionellidés. *Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent., 1961, II, 155—168.*

Lakova, I., 1993: Middle Tithonian to Berriasian praecalpionellid and calpionellid zonation of the Western Balkanides, Bulgaria. *Geol. na Balcanite, 23, 3—24.*

Le Hégarat, G. & Remane, J., 1968: Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévénole. Corrélation des ammonites at des calpionelles. *Geobios, 1, 7—70.*

Michalík J., Reháková, D. & Peterčáková, M., 1990: To stratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary beds in the Kysuca sequences of the West Carpathian Klippen Belt, Brodno section near Žilina. *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9b, 57—71.*

Michalík, J., Vašíček, Z. & Borza, V., 1990: Aptychi, tintinnids and stratigraphy of the Jurassic - Cretaceous boudnary beds in the Strážovce section (Zliechov Unit of the Krížna Nappe, Strážovské vrchy Mts., Central Western Carpathians, Western Slovakia). *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 69—92.*

Murgeanu, G. & Filipescu, M. G., 1933: Calpionella carpathica n. sp. dans les Carpathes roumanianes. *Not. Biol., 1, 63—64.*

Olóriz, F., Caracuel, J. E., Marques, B. & Rodríguez-Tovar, F. J., 1995: Associaciones de tintinnoides en facies Ammonitico Rosso de la Sierra Norte (Mallorca). *Rev. esp. Paleontol., Homenaje al Dr Guillermo Colom, 77—93.*

Pop, G., 1974a: Une nouvelle espéce néocomienne de Calpionellidés. *Rév. roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér Géol., 18, 105—107.*

Pop, G., 1974b: Les zones des Calpionellidés tithonique - valanginiens du sillon de Resita (Carpates méridionales). *Rév. roum. Géol., Géophys. Géogr., Géol., 18, 109—125.*

Pop, G., 1976: Tithonian-Valanginian calpionellid zones from Cuba. *Dari de Seama ale Sedinttelor Institutului de Geologie si Geofizica, 62, 237—266.*

Pop, G., 1986: Réflexions sur certaines calpionelles néocomiennes. *D. S. Inst. Geol. Geofiz., 70—71, 3, 103—108.*

Pop, G., 1994a: Systematic revision and biochronology of some Berriasian-Valanginian Calpionellids (Genus Remaniella). *Geol. Carpath., 45, 6, 323—331.*

Pop, G., 1994b: Calpionellid evolutive events and their use in biostratigraphy. *Roman. J. Stratigraphy, 76, 7—24.*

Pop, G., 1996: Trois nouvelles espéces du genre Remaniella (Calpionellidae Bonet, 1956). Paléontologie. *C. R. Acad. Sci., 332, II a, 317—323.*

Remane, J., 1963: Les calpionelles dans les couches de passage jurassique - crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Mém., 39, 25—82.*

Remane, J., 1964: Untersuchungen zur Systematik und Stratigrahie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges. *Palaeontographica, A 123, 1—57.*

Remane, J., Bakalova-Ivanova, D., Borza, K., Knauer, J., Nagy, I., Pop, G. & Tárdi-Filácz, E., 1986: Agreement on the subdivision of the standard calpionellid zones defined at the IInd Planktonic Conference, Roma 1970. *Acta geol. hung., 29, 5—14.*

Reháková, D., 1995: Nové poznatky o distribúcii kalpionelíd vo vrchnojurských a spodnokriedových sekvenciách Západných Karpát. *Mineralia Slov., 27, 308—318.*

Reháková, D. & Michalík, J., 1992: Correlation of the Jurassic/Cretaceous boundary beds in several Western Carpathian sections. *Földt. Közl. (Budapest), 122, 1, 51—66.*

Reháková, D. & Michalík, J., 1994: Abundance and distribution of Late Jurassic-Early Cretaceous microplankton in Western Carpathians. *Géobios, 27, 135—156.*

Reháková, D., 1995: Nové poznatky o distribúcii kalpionelíd vo vrchnojurských a spodnokriedových sekvenciách Západných Karpát. *Mineralia Slov., 27, 308—318.*

Reháková, D., Michalík, J. & Ožvoldová, L., 1996: New microbiostratigraphical data from several Lower Cretaceous pelagic sequences of Northern Calcareous Alps, Austria. *Mitt. Geol. Bergbaustud. Ibk. (Innsbruck) 4, 57—81.*

Reháková, D. & Michalík, J., 1997a: Evolution and distribution of calpionellids - the most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan microplankton. *Cretaceous Research, 18, 493—504.*

Reháková, D. & Michalík, J., 1997b: Calpionellid associations versus Late Jurassic and Early Cretaceous sea level fluctuations. *Mineralia Slov., 29, 4—5, 306—307.*

Řehánek, J., 1985: Colomisphaera conferta n. sp. (Stomiosphaeridae Wanner, 1940) from the Lower Cretaceous of the West Carpathians. *Věst. Ústř. Úst. geol., 60, 3, 171—175.*

Řehánek, J., 1987: Berriasian Stomiosphaerina proxima n. sp. (Stomiosphaeridae) from the Central West Carpathian Paleogene basal breccias. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 6, 695—703.*

Tappan, H. & Loeblich, A. R., 1968: Lorica composition of modern and fossil Tintinnida (ciliate Protozoa), systematics, geologic distribution, and some new Teriary taxa. *J. Paleont., 42, 6, 1378—1394.*

Vašíček, Z., Michalík, J. & Reháková, D., 1994: Early Cretaceous stratigraphy, paleogeography and life in Western Carpathians. *Beringeria (Würzburg), 10, 1—170.*

Wanner, J., 1940: Gesteinbildende Foraminiferen aus Malm und Unterkreide des östlichen Ostindischen Archipels nebst Bemerkungen über Orbulinaria Rhumbler und andere verwandte Foraminiferen. *Paläont. Z. (Stuttgart), 22, 2, 75—79.*

Rod *Remaniella Catalano* 1956 v spodnokriedových uloženinách Západných Karpát

V beriaských pelagických sekvenciách Západných Karpát boli rozlíšené druhy *Remaniella ferasini* (Catalano), *R. catalanoi* Pop, *R. duranddelgai* Pop, *R. borzai* Pop, *R. colomi* Pop, *R. filipescui* Pop, *R. cadischiana* (Colom), patriace do rodu Remaniella. Objavenie sa prvých zástupcov rodu Remaniella v subzóne *Ferasini* predznamenalo etapu vývoja vysoko diverzifikovaných kalpionelidných asociácií subzóny *Elliptica* a *Oblonga*. Kalpionelidné diverzitné maximá striedajúce sa s polohami bohatými na rádiolériá v sprievode s akmé Cadosina fusca fusca sú dôkazom vzniku otvorenejších pelagických prostredí, ktoré sa v strednom beriase formovali v celom tetýdnom priestore pri stúpajúcej hladine oceána.

Malá oválna Remaniella ferasini (Catalano) sa objavila vo vrchnej časti spodného beriasu a stojí na začiatku dvoch nových vývojových línií. Prvú reprezentuje druh *Remaniella catalanoi* Pop, od ktorého sa v závere subzóny *Fesasini* vyčlenili formy zastúpené druhom *Remaniella borzai* Pop, pre druhú je charakteristické objavenie sa zvonovitého až mierne oválneho druhu *Remaniella duranddelgai* Pop, ktorý začiatkom subzóny Elliptica vytvoril predpoklad pre vývoj foriem reprezentovaných *Remaniella colomi* Pop.

Ďalšiu vývojovú líniu odvodil Pop (1996) od druhu *Remaniella duranddelgai* Pop, ktorý možno pokladať za predchodcu pohárovitých alebo zvonovitých foriem reprezentovaných *Remaniella filipescui* Pop. Tie sa vyvíjali v subzóne *Elliptica* a neskôr, v jej závere, umožnili rozvoj cylindrických foriem, zastúpených druhom *Remaniella cadischiana* (Colom).

Reháková a Michalík (1997a) v zhode s Popom (1996) chápu druh *Remaniella filipescui* Pop ako predchodcu amforelidných foriem zastúpených druhom *Praecalpionellites murgeanui* (Pop), ale autori sa rozchádzajú v názore na vývoj foriem reprezentovaných druhom *Sturiella oblonga* Borza (tab. I, obr. 18—19). Kým Pop (l. c.) túto formu odvodzuje od *Remaniella colomi* Pop, Reháková a Michalík (l. c.) od *Remaniella borzai* Pop.

Jursko—spodnokriedové kalpionelidy predstavovali najskôr fosílne oceanické tintinidy, ktoré obývali vrchnejšie zóny hladiny (Tappan a Loeblich, 1968). Spolu s nimi sa v tom čase na zložení planktónnych spoločenstiev zúčastňovali aj ďalšie termofilné organizmy: globochéty, sakokómy, kadosiny, kolomisféry, stomiosféry, nanokóny, kokolity, globuligeríny a favusely.

Zákonitosti distribúcie kalpionelíd vo vzťahu k ostatným biozložkám prostredia si všimol už Andrusov a Koutek (1927) pri štúdiu mezozoických uložení Západných Karpát. Kvalitatívna analýza planktónnych zložiek v jursko—spodnokriedových pelagických fáciách Západných Karpát (Reháková a Michalík, 1994) ukázala, že kalpionelidy v spoločenstvách len zriedka prevládali nad zástupcami nanoplanktónu a boli prakticky vždy eliminované v prostrediach s hojnejším zastúpením rádiolárií.

Z pozorovania zmien v diverzite kalpionelidných asociácií vychodí, že pri diverzifikovanejšej asociácii prevládajú formy s väčšími, pri nízkej diverzite s menšími lorikami. Zdá sa, že zmeny v kvantite a v diverzite citlivo odrážajú meniace sa podmienky prostredia, vyvolané najmä eustatickými a klimatickými zmenami. Ukazuje sa, že kým v nestabilnom oceánskom režime pri výraznom poklese hladiny prevládajú slabo diverzifikované asociácie (napr. monoasociácia sférickej formy *Calpionella alpina* v subzóne *Alpina*), pri vzostupe hladiny, a teda pri stabilnom vodnom režime diverzifikovanosť kalpionelidných asociácií rastie.

Adatte et al. (1996) pripisujú nástup pelagickejšej fácie, sprevádzanej výraznou zmenou v zložení mikrofauny a makrofauny, ako aj zmenami v zázname stabilných izotopov a ílových minerálov, globálnemu stúpaniu hladiny oceána, vďaka čomu bola sv. časť Mexika začiatkom spodného beriasu spojená s európskym tetýdnym priestorom. Reháková a Michalík (1997b) konštatujú, že od strednoberiaskej subzóny *Elliptica* zóny *Calpionella* do vrchnoberiaskej subzóny *Oblonga* zóny *Calpionellopsis* dosiahli kalpionelidy dve diverzitné maximá. Autori ich korelovali s krivkou eustatického kolísania hladiny v zmysle Haqa et al. (1988) a zistili, že maximá diverzity vždy koincidujú s intervalmi nastupujúcej transgresie (obr. 3).

Zdvih hladiny ovplyvnil klímu a potom aj dynamický režim oceána. Dovtedy takmer monotónne kalpionelidné „wackestony" sa na rozhraní zón *Calpionella* a *Calpionellopsis* striedajú s polohami rádiolariových „wackestonov" až „packstonov" (tab. II, obr. 1—4). Začiatkom zóny *Calpionellopsis* sa v celom priestore Západných Karpát objavila anomália v rozvoji fytoplanktónu — akmé *Cadosina fusca fusca* Wanner 1940 (tab. II, obr. 5—6). V prostredí sa načas obnovil výrazný „upwelingový" režim. Podľa Driasa-Brita (1997) sa akmé koncentrácie fytoplanktónu v globálnom meradle zaznamenali vždy počas dôležitých mezozoických a kenozoických talasokratických epizód. Masový nástup vápnitých dinoflagelát alebo aj akmé *Cadosina fusca fusca* v subzóne *Oblonga* zóny *Calpionellopsis* možno zaradiť do kategórie udalostí interkontinentálneho významu, lebo je sledovateľný v širokom pásme tetýdneho sedimentačného priestoru (Reháková et al., 1996).

Mineralia Slovaca, 30 (1998), 453—468

Minerálne vody Cigeľky a ich postavenie vo flyšovom pásme Západných Karpát

NATÁLIA BAČOVÁ a PAVEL BAČO

Geologická služba SR, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 15. 6. 1998, revidovaná verzia doručená 30. 7. 1998)

Mineral water of Cigeľka and its relation to the flysch belt of the Western Carpathians

The geological, tectonic, hydrogeological and hydrogeochemical factors influencing the formation of weakly mineralized water of Na-HCO_3-Cl type are characterized in the article. Evaluating the accessible data about mineral water of the flysch belt of the Western Carpathians, but also using the new knowledge from the Cigeľka locality, we found that the natural medical water, exploited from the borehole CH-1 (202.5 m) in Cigeľka (as well as the similar water in the Wysowa spa) has deep-seated origin and is mixed from the source water of two types. The first type is the sedimentation water of Na-Cl type, probable genetically related to Miocene sediments of molasse of the Carpathian foredeep. The second type is represented with meteoritic water of Na-HCO_3 (resp. Na-HCO_3-(Cl)) composition, formed in the deeply located parts of the Magura nappe, or in the rock environment of Obidowa-Slopnice-(Zboj) unit. Our assumption is documented with graphical processing of data about the determinating chemical macrocomponents and is completed with knowledge about the isotopic composition of mineral water of Cigeľka and Wysowa.

Key words: flysch belt, mineral water, macrochemical composition, stable isotopes, genesis

Úvod

„Východné Slovensko má neďaleko Bardejova, už takmer na poľských hraniciach, kvalitatívne ojedinelú uhličitú minerálnu vodu, Cigeľku. ... Ludvig Tognio v tridsiatych rokoch minulého storočia sa pri nej pozastavil a do Uhorska, ba do celej Európy vyslal správu o jedinečných vlastnostiach cigeľských vôd. Jeho pozornosť vzbudila nielen vysoká mineralizácia týchto vôd s prevažujúcou slanou zložkou a s pozoruhodným obsahom jódu a brómu, ale hlavne alkáliami, s ktorými možno senzačne pôsobiť na zažívací trakt. Jemu na počesť pomenovali analyzovaný prameň Ludvig—Ľudovít." (Rebro, 1996)

Spomenutá kopaná studňa, ako aj rad ďalších v minulosti využívaných prameňov minerálnej vody sa po získaní nového zdroja (vrt CH-1) väčšinou pre nevyhovujúci technický stav, ale aj zložité podmienky ich využívania zlikvidovali. Prírodná liečivá voda distribuovaná pod názvom Cigeľka je z hydrogeologického vrtu CH-1 (202,5 m; Malatinský, 1986). V rokoch 1990—1997 v širšom okolí Cigeľky (obr. 1) prebiehal vyhľadávací hydrogeologický prieskum s cieľom získať podklady na návrh ochranných pásiem tejto vzácnej vody (Pacindová et al., 1997). V rámci neho sa vo vývervovej oblasti vyhĺbil hydrogeologický vrt V-HC-1 (212 m). Hydrodynamickými skúškami sa overilo 0,075 $l.s^{-1}$ využiteľného množstva silno mineralizovanej uhličitej vody typu Na-HCO_3-Cl. Výsledky prác a doteraz známe údaje nás viedli k štúdiu geologických, hydrogeologických a hydrogeochemických pomerov v širšom priestore, aby bolo možno detailnejšie opísať pôvod tejto vody a jej postavenie medzi ostatnými minerálnymi vodami flyšového pásma Západných Karpát.

Geologická stavba širšej oblasti

Z regionálneho geologického hľadiska patrí širšia oblasť Cigeľky do vonkajších Karpát — beskydika (Maheľ, 1986), čergovsko-beskydského flyšu flyšového pásma (Vass et al., 1988).

Územie reprezentuje sústava bezkoreňových príkrovov, t. j. od podkladu odlepených sedimentárnych sekvencií a presunutých na rozličné elementy severoeurópskej platformy (Biely et al., 1996).

Podľa veku a tektonického štýlu najmladších členov tieto príkrovy zaraďujeme (Maheľ, 1982) do vonkajšej (podsliezsky príkrov a jednotka Skole), strednej (sliezsky a dukliansky príkrov) a vnútornej skupiny (magurský príkrov). Všetky príkrovy sú polyfaciálne a polyštruktúrne (Maheľ, 1986).

Magurský príkrov má na východnom Slovensku osobité štruktúrne črty vnútornej, ale aj vonkajšej skupiny príkrovov (Leško a Samuel, 1968) a je preň charakteristická vejárovitá stavba (Maheľ, 1982). Jeho južnú vetvu vo východoslovenskej časti tvorí krynická litofaciálna jednotka, ktorá je štruktúrne prevrásnená s pieninským bradlovým pásmom a miestami spolu s ním presunutá na J. Severná vetva vejára — račianska litofaciálna jednotka — je nasunutá na S — SV na príkrovy strednej skupiny, ktoré sa s príkrovmi vonkajšej skupiny vyznačujú plytkou plochou stavbou (Nemčok et al., 1985). Stredná časť



Obr. 1. Schematická mapa so situovaním lokality Cigeľka.
Fig. 1. Schematic map with the locality Cigeľka.

príkrovu, reprezentovaná bystrickou litofaciálnou jednotkou, je charakteristická mnohými úzkymi dlhými a strmo sklonenými až vertikálnymi antiklinálnymi a synklinálnymi pásmami, často prevrátenými na JZ (Maheľ, 1986; Leško a Samuel, 1968).

Autochtónne podložie magurského paleogénu i celého flyšového pásma na východnom Slovensku z priamych informácií nie je nateraz známe, ale širšia oblasť Cigeľky je priestorom predpokladaných významných regionálnych geologických a geofyzikálnych rozhraní.

Priamo v oblasti Cigeľky a Wysowej (Poľsko) je interpretované rozhranie neotektonických blokov Západných Karpát — beskydsko-bukovského a krakovského, tvorené regionálne významným zlomom hlbinného dosahu (Fusán, 1985) — muránsko-rábskym tektonickým systémom (Pospíšil et al., 1989), dodnes seizmoaktívnym, na ktorom sa izohypsy diskontinuity Moho výrazne menia. Rozhrania medzi blokmi často zasahujú až do spodných častí kôry, a tak slúžia ako prívodové centrá magmatickej a s ňou spätej vulkanickej činnosti vo vyšších úrovniach, ba až na povrchu zemskej kôry. Spodnú časť neotektonických blokov tvoria elementy platformy, ktorá zasahuje aj pod vnútorné Karpaty. Ich vrchnú časť vo väčšine blokov predstavujú najmä príkrovy flyšových Karpát.

Aj o vzájomnej pozícii Západných Karpát a severoeurópskej (epivariskej) platformy možno nateraz hovoriť iba na základe nepriamych geofyzikálnych údajov. Blízko Cigeľky prebieha regionálna geoelektrická anomália — vysoko vodivostná zóna (Pěčová et al., 1978, obr. 2), ktorá sa v poslednom čase najmä vo východoslovenskej oblasti interpretuje ako styk severoeurópskej epivariskej platformy a Karpát (Leško, 1986; Rudinec, 1987; Pospíšil et al., 1992).

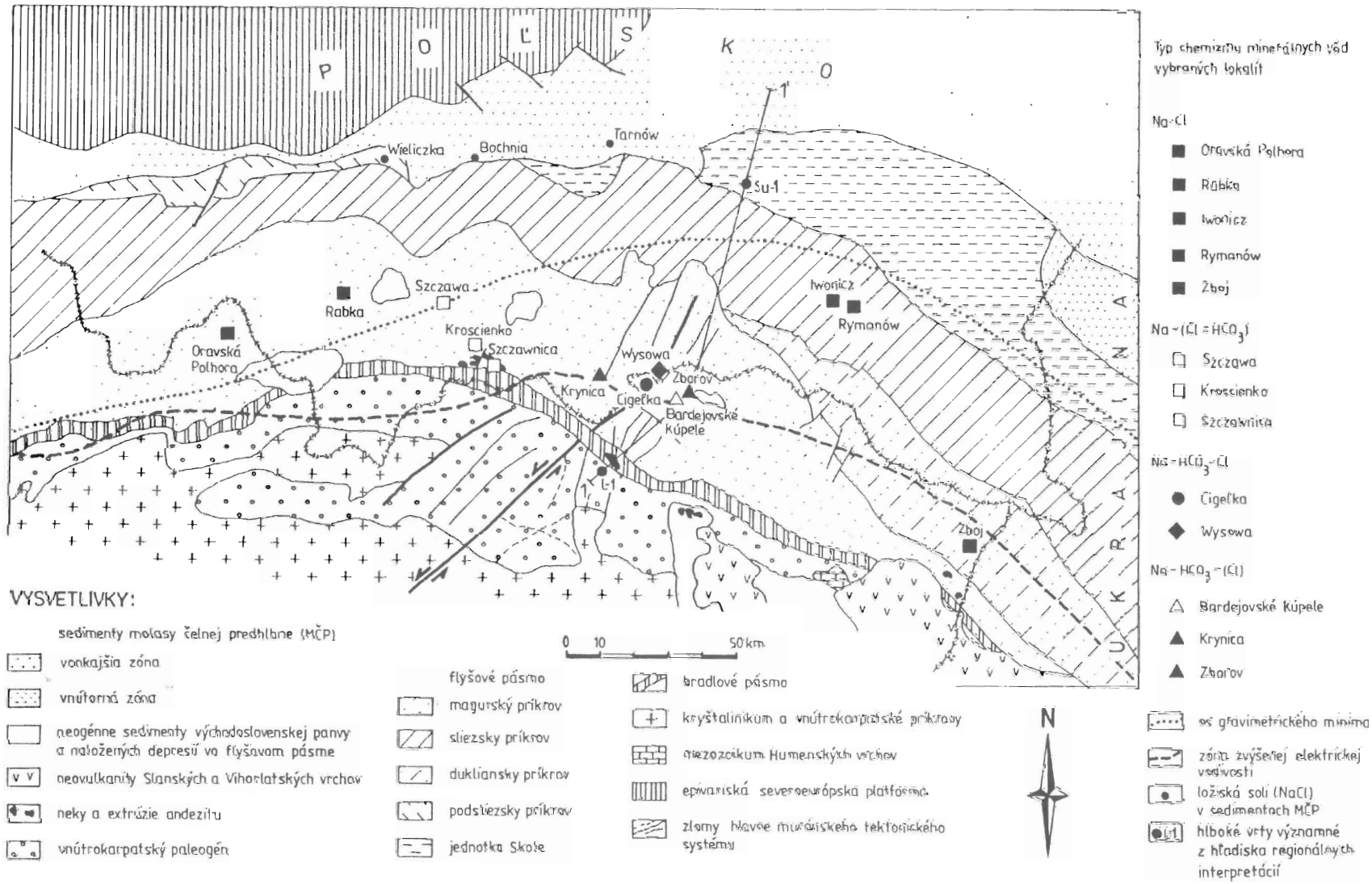
V priestore tejto anomálie a širšej oblasti záujmového územia (Cigeľky) v súlade s predpokladom výskytu sedimentov veľkej mocnosti a ostatnými predpokladmi viacerí autori (Tomek in Leško et al., 1979; Maheľ, 1982; Leško, 1986; Oszczypko, 1997) poukázali na možnosť výskytu sedimentov oligocénno-miocénnej molasy čelnej karpatskej predhlbne. Predpokladaný južný dosah týchto sedimentov koinciduje práve s anomálnou vodivostnou zónou. Sedimenty oligocénno-miocénnej molasy čelnej karpatskej predhlbne či autochtónne podložie (severoeurópska platforma s jej štruktúrnolitologickou náplňou) pod flyšovými príkrovmi na V od Vysokých Tatier a na J od osi gravimetrického minima (obr. 2) sa priamymi metódami (vrtmi) doteraz neoverili. Priebeh flyšových Karpát a jednotlivých príkrovov pod vnútorné Západné Karpaty sa na horizontálnych rezoch interpretuje až do úrovne — 10 000 m za povrchový okraj bradlového pásma (Fusán, 1985).

Z regionálneho geologického hľadiska je širšia oblasť záujmového územia (Cigeľky) aj súčasťou z. — sz. časti elevačného prejavu zborovskej oblasti, kde magurský príkrov vytvára zložité a široké zborovské antiklinoriálne pásmo. Jeho sz. hranicou je zlomová porucha Wysowa — Cigeľka (Leško et al., 1986), ktorá smerom na JZ pokračuje do muránskej línie vnútorných Karpát. Podľa seizmických meraní tu možno predpokladať bázu magurského príkrovu, ktorá je pravdepodobne ako dôsledok elevovaného povrchu alpínsky aktivizovanej epivariskej severoeurópskej platformy (Leško et al., 1979; Leško, 1986) vyzdvihnutá. Tento elevovaný povrch — makovický chrbát — sa dá seizmicky dobre sledovať v hĺbke 6 až 10 km od slovensko-poľskej hranice pri Regetovke smerom na JV do priestoru Cerniny.

Zborovské antiklinórium je v ostatnom období predmetom záujmu z hľadiska ropoplynonosnosti. Realizovali sa tu dva hlboké vrty — Smilno-1 (5703 m; Leško, 1986) a Zborov-1 (5500 m; Wunder et al., 1990). V obidvoch bol prevŕtaný magurský príkrov — jeho račianska litofaciálna jednotka, ale do konečnej hĺbky vrtov sa litofácie severoeurópskej epivariskej platformy ani jej oligocénno-miocénne sedimenty — molasa čelnej predhlbne neoverili.

Mocnosť magurského príkrovu v mieste vrtu Smilno-1 je 3650 m a vrtu Zborov-1 2648 m. Pod bazálnou časťou račianskej litofaciálnej jednotky — inoceramovým súvrstvím (alebo tiež kurimským súvrstvím; Samuel, 1990) vrchnokriedovo-paleocénneho veku vystupuje tektonizovaná sedimentárna brekcia, a to vo vrte Smilno-1 do hĺbky 4600 m a Zborov-1 do hĺbky 3731 m. Na povrchu na čele magurského príkrovu ani inde v tektonicky elevovaných častiach nemá táto brekcia svoj litofaciálny ekvivalent. Predpokladá sa, že je vrchnokriedovo-paleocénneho (Leško et al., 1987) alebo spodnooligocénneho (Wunder et al., 1990) veku.

Do konečnej hĺbky potom vrty overovali čierne flyšové súvrstvie a súvrstvie menilitového typu (Smilno-1, 4600 — 5703 m, Leško et al., l. c.), resp. zborovské súvrstvie (Zborov-1, 3731 — 5500 m, Wunder et al., 1990) alebo po reinterpretácii obidva vrty zbojské súvrstvie (Wunder et al., 1990). V poslednom čase sa prijíma názor, že sa v podloží duklianskeho aj magurského flyša vyskytuje jednotka Obidowa — Slopnice (— Zboj). (Wunder et al., 1991) Táto tektonická jednotka nemá na povrchu ekvivalent a je opísaná iba z vrtov. Prvýkrát ju opísali v Poľsku (Jawor a Sikora, 1979, fide Wunder, 1990). U nás je známa z vrtu Zboj-1 (Koráb a Ďurkovič, 1980; Ďurkovič et al., 1982) ako zbojské vrstvy, z vrtu Oravská Polhora-1 (Potfaj et al., 1989) a Smilno-1 ako čierne flyšové súvrstvie a súvrstvie menilitového typu (Leško et al., 1987) a Zborov-1 ako zborovské a zbojské súvrstvie (Wunder et al., 1990). Neskôr sa o všetkých prijala predstava (Wunder et al., 1990, 1991) o príslušnosti do litotektonickej jednotky Obidowa — Slopnice (Zboj) so stra-



Obr. 2. Štruktúrna schéma severnej časti Západných Karpát s významnejšími lokalitami minerálnej vody vo flyšovom pásme (podklady: Dowgiałło et al., 1969; Ďurkovič et al., 1982; Egel, 1977; Franko et al., 1975; Haluška et al., 1988; Leško et al., 1987; Maheľ, 1986; Matějka a Fiala, 1964; Nemčok, 1989; Pčelová, 1978; Poprawa a Pospíšil et al., 1989; Potfaj, 1989, 1990; Wunder et al., 1991; Zakovič et al., 1988, zostavil Bačo a Bačová, 1998).

Fig. 2. Structural scheme of the northern part of Western Carpathians with more important localities of mineral water in the flysch belt (compiled by Bačo and Bačová, 1998, from the primary maps of Dowgiałło et al., 1969; Ďurkovič et al., 1982; Egel, 1977; Franko et al., 1975; Haluška et al., 1988; Leško et al., 1987; Maheľ, 1986; Matějka a Fiala, 1964; Nemčok, 1989; Pčelová, 1978; Poprawa & Pospíšil et al., 1989; Potfaj, 1989, 1990; Wunder et al., 1991; Zakovič et al., 1988).

tigrafickým rozpätím vrchný eocén až spodný oligocén. Označuje sa aj ako paraautochtónne podložie magurského a dukliánskeho príkrovu.

Širšia oblasť Cigeľky je z regionálneho geologického pohľadu súčasťou magurského príkrovu, v ktorom od JZ na SV vyčleňujeme krynickú, bystrickú a račiansku litofaciálnu jednotku (Nemčok et al., 1990). Pri stručnej litologicko-stratigrafickej charakteristike litofaciálnych jednotiek vychádzame najmä z nasledujúcich prác: Stráník (1965), Leško a Samuel (1968), Leško et al. (1987), Nemčok et al. (1990), Samuel (1990), Wunder et al. (1991) a Biely et al. (1996).

Najvnútornejšiu čiastkovú jednotku reprezentuje krynická čiastková litofaciálna jednotka. Na jej báze vystupuje čergovské súvrstvie, ktoré smerom na SV laterálne prechádza do belovežského súvrstvia. Stratigrafický rozsah tohto súvrstvia je paleocén až spodná časť vrchného eocénu (Samuel, 1990). V spodnej časti ho tvoria bridličnato-pieskové kobylnické vrstvy a vo vrchnej prevažne pieskovcové strihovské vrstvy. Vrchná časť eocénu sa označuje ako richvaldská skupina a tvoria ju globigerinové sliene a malcovské súvrstvie, označované aj ako menilitovo-krosniansky vývoj, fácia alebo súvrstvie.

Flyšové sedimenty bystrickej litofaciálnej jednotky sú reprezentované tvarožskými pieskovcami, belovežským súvrstvím a zlínskym alebo bystrickým súvrstvím.

Tvarožské pieskovce (Nemčok et al., 1990) tvoria komplex masívnych pieskovcových vrstiev v podloží i nadloží s približne 1000 m mocným drobnorytmickým flyšom. Ide o svetlý, hrubozrnný pieskovec s množstvom živcov, často prifarbený limonitom. Foraminiferové spoločenstvo poukazuje na spodnoeocénny vek, ale numulitová fácia na vývoj už od paleocénu. Nad pieskovcovými telesami vystupuje belovežské súvrstvie. Vyvíja sa z podložných vrstiev hrubolavicovitého pieskovca. Pomer pieskovca a ílovca je 1 : 1, pričom tenkolavicovitý jemnozrnný pieskovec je bohatý na hieroglyfy organického pôvodu. Ílovec v spodnej časti súvrstvia je pestrý (červený, zelený, sivý), vo vrchnej sivého a zelenkavého odtieňa. Stratigrafický rozsah súvrstvia je od paleocénu po spodnú časť stredného eocénu. Nad ním v rozpätí lutét až najvrchnejší eocén vystupuje bystrické súvrstvie. Ide o hrubo vrstvené striedanie hrubolavicovitého až tenkolavicovitého drobového pieskovca s mocnými vrstvami lastúrovito odlučného tmavosivého ílovca. V spodnom oligocéne vystupujú telesá hnedého až čierneho ílovca s vložkami pieskovca a vrstvami čierneho rohovca — — menilitové súvrstvie. V bystrickej jednotke stratigraficky najvyššie vystupuje malcovské súvrstvie. Tvorí ho prevládajúci sivý vápnitý ílovec striedajúcimi sa s vápnitým (karbonátovým) pieskovcom.

Račianska litofaciálna jednotka okrajovou jednotkou magurského príkrovu. Litofaciálne rozdiely v strednoeocénnych a vrchnoeocénnych vrstvách v nej umožňujú vyčleniť vnútorný a vonkajší vývoj, ktoré zhruba zodpovedajú zborovskému a havajskému pásmu (Stráník, 1965; Leško a Samuel, 1968). Stratigraficky najstaršie je inoceramové (Leško et al., 1987; Biely et al., 1996), resp. kurimské (Samuel, 1990) či lupkovské súvrstvie (Nemčok et al., 1990), vystupujúce na povrch pri jz. okraji smilnianskeho okna. Na báze jednotky sa zistilo aj vrtom Smilno-1 (2200—3650 m, Leško et al., 1987) a Zborov-1 (960—2648 m, Wunder et al., 1991). Charakteristická preň je prítomnosť súvrstvia tmavosivého nevápnitého ílovca a jemnozrnného až strednozrnného vápnitého pieskovca až prachovca. Nad týmto súvrstvím vystupuje belovežské súvrstvie, tvorené hlavne vrstvami ílovca, prevažne zeleného sfarbenia. Z belovežského súvrstvia sa vyvíja zlínske súvrstvie, ktoré na báze reprezentujú vrstvy makovického pieskovca — jemnozrnného až hrubozrnného drobového pieskovca s vyšším podielom karbonatického a pelitického tmelu. Vo vyšších polohách stratigraficky vystupuje flyšový vývoj zlínskeho súvrstvia — vrstvy hnedého ílovca, rohovca a paleokarbonáty — menilitové súvrstvie a ako najmladšie vrstvy sivého vápnitého ílovca a pieskovca malcovského súvrstvia.

Tektonika širšej oblasti

Magurský príkrov ako najvnútornejší z príkrovov flyšového pásma sa vyznačuje veľkou mocnosťou sedimentov začínajúcich sa vrchnou kriedou (inoceramové — — kurimské súvrstvie). Z tektonického hľadiska ako celok predstavuje sávsku jednotku, pričom sa na jeho vývine zúčastnilo niekoľko horotvorných fáz.

Pohyby v laramskej fáze vyvolali v pôvodnom priestore východoslovenskej časti magurského príkrovu poklesy vo flyšovej geosynklinále a začiatok paleogénnej sedimentácie.

Prvé zvrásnenie a základná tektonická vnútorná diferenciácia nastala za ilýrskych horotvorných pohybov (Leško a Samuel, 1968), keď sa vnútorná časť magurského príkrovu tektonicky osamostatnila a v podobe čiastkového pásma nasunula na stredné, menej zvrásnené a diferencované pásma. V severnej a okrajovejšej časti magurského flyšu sa ilýrska fáza vrásnenia neprejavila.

Pri sávskom vrásnení, keď bola založená čelná predhlbeň (Nemčok et al., 1985), sa magurský flyš začal formovať ako príkrov (Stráník, 1965) za vzniku čiastkových litofaciálnych jednotiek presunutých na S—SV. Leško a Samuel (1968) sávsku fázu spájajú iba s vynorením sa paleogénneho podkladu a s jeho vertikálnou diferenciáciou. Vnútornú vrásovú štruktúru v magurskom flyši dotvorila až štajerská horotvorná fáza (spodný miocén— —báden) a ako celok ho vo forme strižného príkrovu nasunula na dukliansku jednotku na vzdialenosť 20—70 km na SV. Pôvodná vrásová štruktúra magurských paleogénnych útvarov sa počas štajerských horotvorných fáz (pred sarmatom) zmenila na štruktúru asymetrických silno redukovaných synklinálnych a antiklinálnych pásiem.

V mladoštajerskej fáze (spodný — stredný báden) sa staroštajerská stavba deštruovala a príkrovy nasunuli cez spodný báden (Nemčok et al., 1985) predhlbne.

Mladé horotvorné pohyby koncom sarmatu a v pliocéne pôsobili na násunové plochy čiastkových jednotiek magurského príkrovu deštrukčne. Prejavovali sa hlavne v spätných (od SV na JZ) pohyboch, a tak z pôvodne prevrásnených pásmových štruktúr vytvorili hrastové,

kulisovito rozložené tvary a pôvodné násunové plochy sklonené na JZ deštruovali na rad čiastkových plôch prevrátených až ležatých na JZ.

Výsledkom všetkých pohybov (horotvorných i mladších), ako aj pôvodného priestorového rozloženia magurského flyšu je výrazná vejárovitá stavba magurského príkrovu.

Priečne poruchy — zlomy

Priečne poruchy porušujú flyšové pásmo v smere S—J a SV—JZ. Založené sú v hĺbinnej stavbe a vzhľadom na horotvorné pohyby vo flyšových Karpatoch sú synorogénne alebo posttektonické. Podľa nich prebiehali vertikálne aj bočné pohyby. V širšom záujmovom území je významný fričkovský a tisinecký zlom a priečne poruchy v okolí Bardejovských kúpeľov.

Veľmi významnou tektonickou štruktúrou aj z regionálneho hľadiska je muránsky (muránsko-malcovský) tektonický systém (Pospíšil et al., 1989; obr. 3). Na význam jeho zlomov v sledovanej oblasti — pôvodne označovaných nejednotne — poukázali viacerí autori (Stráník, 1965; Leško a Samuel, 1968; Nemčok et al., 1985; Leško et al., 1986; Pospíšil et al., 1992) a vyzdvihli jeho význam aj pri neotektonickom blokovom členení Západných Karpát, kde zohráva úlohu na styku beskydsko-bukovského a krakovského neotektonického bloku.

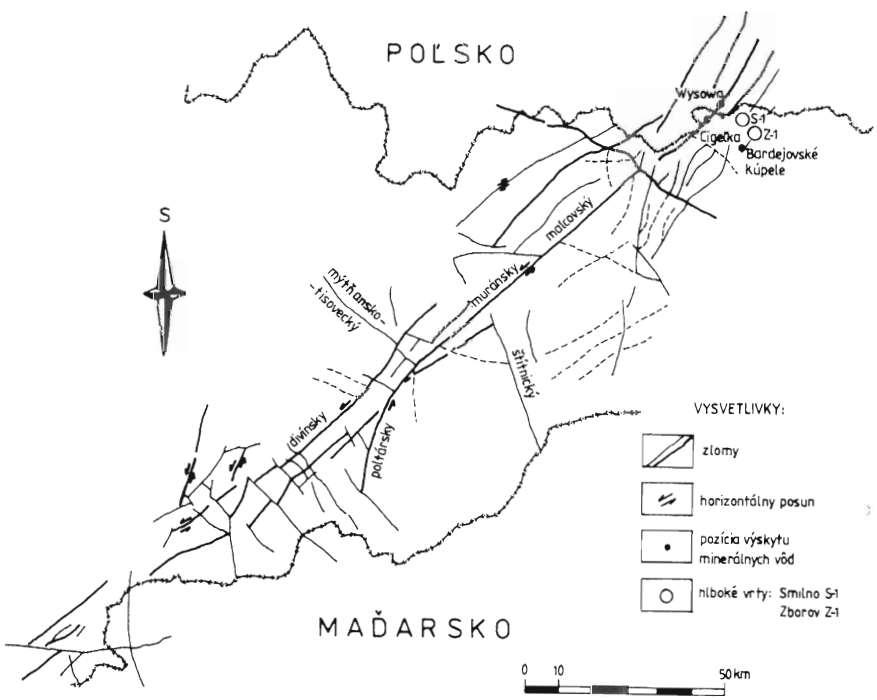
Muránsky tektonický systém pôvodne definoval Uhlig (1903, fide Pospíšil et al., 1989) a Zoubek (1936, fide Maheľ 1986) ako najvýznamnejší zlom vo veporskom kryštaliniku. Neskôr sa jeho priebeh smerne sledoval a definoval smerom SV—JZ a začal sa chápať ako systém viacerých paralelných zlomov priebehu SV—JZ. V súčasnosti sa pokladá za systém zlomov rozdelený na stredný (divínsko-muránska línia), jz. a sv. (malcovský systém) úsek (Pospíšil et al., 1989). V záujme úplnosti treba zdôrazniť, že jeho kontinuálne definovateľný priebeh (hlavne vo vnútrokarpatskom paleogéne Levočských vrchov) sa neprijíma jednoznačne.

V muránskom tektonickom systéme sa v rozličných obdobiach a v konkrétnom priestore uplatnili poklesy, násuny, prešmyky a posuny. Ich funkciu možno sledovať od paleoalpínskeho cez mezoalpínske až po neoalpínske obdobie. Z nášho pohľadu je dôležitá najmä jeho funkcia v neoalpínskom období v jeho sv. úseku. V priestore Cigeľky zo sz. strany ukončuje veľké priestorové rozšírenie tvarožských pieskovcov a v oblasti Wysowej v Poľsku pravdepodobne spôsobuje výstup inoceramového súvrstvia — bazálnej časti račianskej litofaciálnej jednotky — až na povrch.

V priestore Cigeľka — Wysowa sa interpretuje sz. okraj makovického chrbta ako elevačnej štruktúry podložia magurského príkrovu (Leško, 1986), resp. aj jednotky Obidowa—Slopnice (—Zboj).

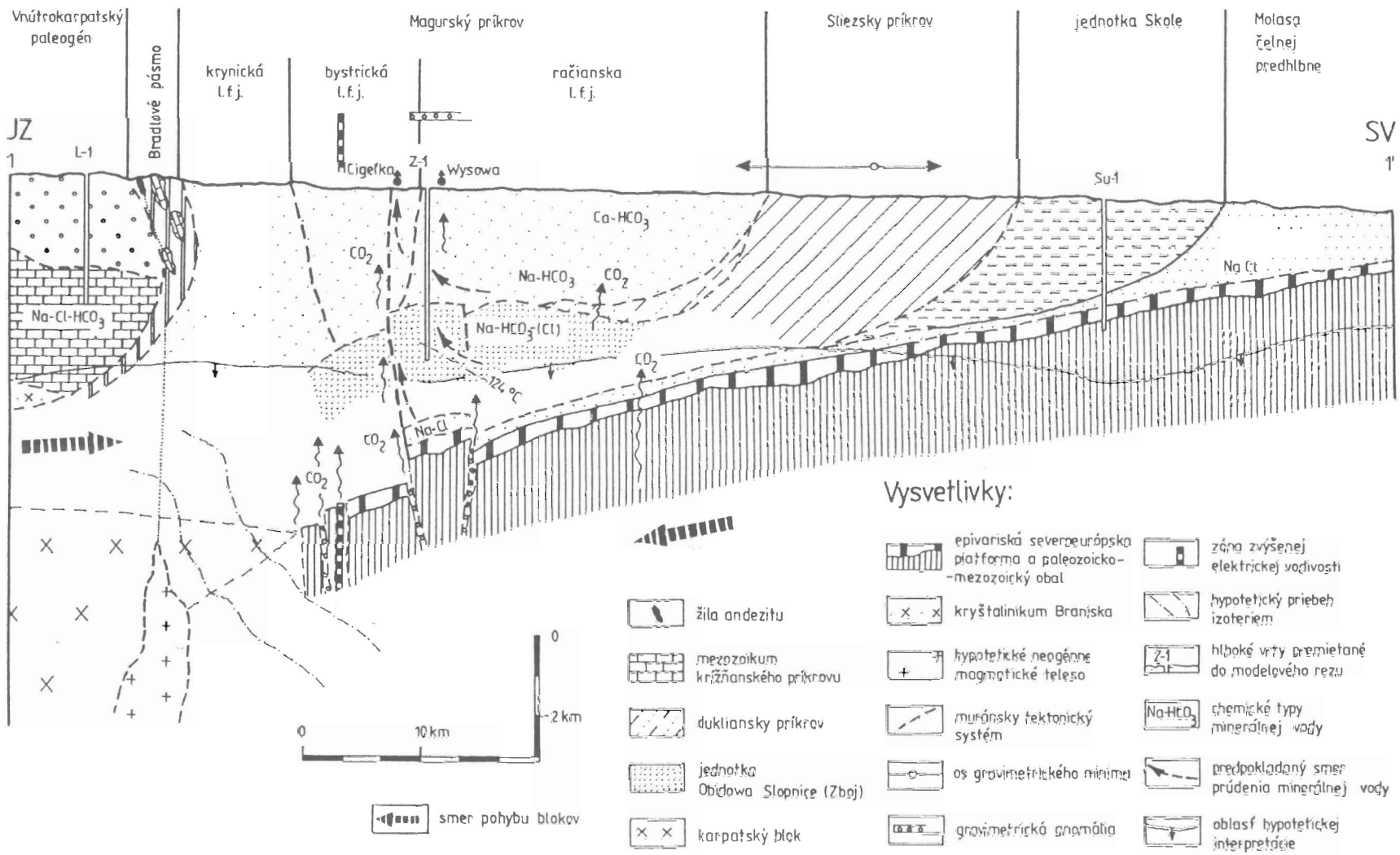
Z nášho pohľadu je veľmi významné aj to, že sa do muránskeho tektonického systému zaraďujú aj paralelné zlomy hlavného priebehu z jv. a sz. časti pieninského bradlového pásma (obr. 3). Jv. hranica je približne v oblasti Lipany—Hanigovce a sz. približne v okolí Szczawnice v Poľsku. Predpokladáme, že tak ako v jz. úseku muránskeho tektonického systému, kde na jeho sz. aj jv. rozhraní vystupujú centrá neogénnych vulkanitov (Pospíšil et al., 1989), aj centrá neogénneho vulkanizmu možno spájať s oživením na tektonickom systéme v jeho sv. časti.

Známe sú najmä intruzívno-extruzívne komplexy neogénneho vulkanizmu v oblasti Szczawnice (Birkenmajer, fide Mišík, 1992; obr. 2. Tamojšie výskyty drahokovovej



Obr. 3. Priebeh muránskeho tektonického systému (podklady: Leško et al., 1987; Pospíšil et al., 1989, a Wunder et al., 1990, zostavil Bačo, 1996).

Fig. 3. Course of the Muráň tectonic system (using primary maps by Leško et al., 1987; Pospíšil et al., 1989 and Wunder et al., 1990, compiled by Bačo, 1996).



Obr. 4. Schéma modelového riešenia genézy minerálnej vody Cigeľky a Wysowej (podklady: Dowgiałło et al., 1969; Egel, 1977; Leško et al., 1985; Maheľ, 1986; Matějka a Fiala, 1964; Nemčok, 1985; Pččová, 1978; Wunder et al., 1991, zostavil Bačo a Bačová, 1998).

Fig. 4. Model solving of the genesis of mineral water from Cigeľka and Wysowa (compiled by Bačo and Bačová, 1998, from the primary sources by Dowgiałło et al., 1969; Egel, 1977; Leško et al., 1985; Maheľ, 1986; Matějka a Fiala, 1964; Nemčok, 1985; Pččová, 1978, Wunder et al., 1991).

mineralizácie (Egel, 1977; Niczyporuk et al., 1996) svedčia o tom, že by tu mohol byť rozsiahlejší intruzívny komplex, ktorý vyvolal cirkuláciu hydrotermálnych roztokov potrebných na vznik drahokovovej mineralizácie. Ale prítomnosť rozsiahlejšieho intruzívneho komplexu závisí od prítomnosti hlbšie uloženého rezervoára (magmatického kozuba), ktorý sa do pripovrchových častí mohol dostať iba hlboko založenými zlomami siahajúcimi až do spodnej časti kôry. A práve do takejto kategórie zlomov sa zaraďuje aj muránsky tektonický systém (Pospíšil et al., 1989, 1992).

V jv. časti muránskeho tektonického systému v oblasti bradlového pásma pri Hanigovciach vystupujú žily biotiticko-pyroxenického andezitu (Matějka a Fiala, 1964) bližšie neurčeného, avšak neogénneho veku (Mišík, 1992). Aj keď povrchový rozsah týchto prejavov vulkanizmu je podstatne menší ako v oblasti Szczawnice v Poľsku, v princípe možno predpokladať obdobnú genézu.

So zlomami hlbokého dosahu sa už tradične spájajú aj vývery minerálnej vody a opačne. Sv. časť muránskeho tektonického systému je sprevádzaná výskytom prameňov silno mineralizovanej vody s vysokým obsahom CO_2.

Faktory genézy chemického zloženia minerálnej vody Cigeľky

Pri konštrukcii geologickej časti modelu sme vzali do úvahy náhľady na hlbinnú geologickú stavbu tejto časti Západných Karpát (najmä vyjadrené aj graficky) z prác nasledujúcich autorov: Leško a Varga (1980), Nemčok et al. (1985), Maheľ (1986), Rudinec (1987), Oszczypko a Ślączka (1989) Wunder et al. (1991) a Oszczypko (1997).

Modelový schematický rez (obr. 4) je na väčšiu názornosť vo vzťahu k zobrazenej horizontálnej vzdialenosti vertikálne prevýšený. Do jeho roviny interpretujeme a zobrazujeme niektoré geologické javy zistené (na povrchu alebo technickými prácami) nie priamo v línii schematického rezu (napr. výskyt telies andezitu v bradlovom pásme, muránsky tektonický systém a pod.). Ich premietnutie do modelového rezu považujeme za opodstatnené a dôležité, lebo významne pomáhajú vyjadriť našu predstavu o možnom pôvode (genéze) minerálnej vody.

Povrchové vymedzenie regionálnych jednotiek sme prevzali a schematizovali z mapy Egela (1977) a Nemčoka et al. (1985), pozíciu vnútrokarpatského paleogénu a mezozoika krížňanského príkrovu (obalovej jednotky Branisko) interpretujeme na základe výsledkov a ich interpretácie vrtu Lipany-1 (Leško et al., 1982) a pri spôsobe znázorňovania priebehu bradlového pásma berieme zreteľ predovšetkým na výsledky vrtu Hanušovce-1 (Leško et al., 1985). Geologickú stavbu v širšom okolí Cigeľky na reze interpretujeme najmä z výsledkov vrtu Smilno-1 (Leško, 1986; Leško et al., 1987), Zborov-1 (Wunder et al., 1990, 1991) a hlbšie podložie na základe prác a interpretácie Pěčovej et al. (1978) a Prausa et al. (1984) — regionálna geoelektrická anomália — a práce Leška et al. (1979) — interpretácia oligocénno-miocénnej molasy. Vzťah jednotky Skole k autochtónnemu podložiu — sedimentom molasy čelnej predhlbne a severoeurópskej epivariskej platforme — interpretujeme a znázorňujeme na základe vrtu Szufnarowa-1 a práce Nemčoka et al. (1985).

V reze sú zobrazené príkrovy vonkajšej, strednej aj vnútornej skupiny, ktoré majú charakteristickú a navzájom sa odlišujúcu stavbu (najkomplikovanejšia — vejárovitá — je v magurskom príkrove vnútornej skupiny). Okrem toho rez vyjadruje aj vzájomný vzťah príkrovov a ich vzťah k predpokladanému autochtónnemu (vrt Szufnarowa-1, násun na sedimenty molasy čelnej predhlbne ležiace na paleozoicko-mezozoickom pokryve severoeurópskej epivariskej platformy) či paraautochtónnemu podložiu. V hlbokých častiach magurského príkrovu sa vyskytuje voda typu Na-HCO_3.

Ako paraautochtónne podložie príkrovov strednej a vnútornej skupiny sa v poslednom čase prijíma samostatná tektonická jednotka Obidowa — Slopnice (—Zboj), overená na našom území pod magurským a dukliansky príkrovom. Podľa viacerých autorov by už mala vystupovať na litologických členoch severoeurópskej platformy s možnou prítomnosťou oligocénno-miocénnej molasy. Vrtom Zborov-1 sa v horninovom prostredí tejto tektonickej jednotky zistila prítomnosť vody typu Na-HCO_3-(Cl) (Michalko et al. in Wunder et al., 1991). Sedimenty oligocénno-miocénnej molasy čelnej karpatskej predhlbne sú indikované geofyzikálne (gravimetricky) ako ľahké hmoty pod flyšovými príkrovmi s ich južným dosahom približne po Regetovku až Bardejov, teda po významnú geoelektrickú anomáliu — vysokovodivostnú zónu. Táto anomália (rozlične interpretovaná) by podľa časti predstáv mala charakterizovať zónu styku karpatského bloku so severoeurópskou platformou, ktorá by mohla byť alpínsky aktivovaná a segmentovaná. Jedným z prejavov takejto segmentácie je pravdepodobne aj makovický chrbát, interpretovaný geofyzikálnymi (seizmickými) prácami v podloží zborovského antiklinória. Takúto predstavu čiastočne potvrdzujú aj vrty v oblasti Smilna a Zborova. K segmentácii veľmi pravdepodobne prispeli aj hlboko založené priečne zlomy, v tejto časti napríklad muránsky tektonický systém. Tie potom predstavujú veľmi zúžený, no hlboko založený komunikatívny priestor medzi tektonickými jednotkami ležiacimi nad sebou, ktoré vzhľadom na litologickú povahu svojich členov často vytvárajú navzájom hydrogeologicky izolované prostredia.

Pokračovanie flyšových príkrovov pod jednotky vnútorných Karpát potvrdili najmä geofyzikálne práce a sčasti aj vrt Hanušovce-1, ktorý pod bradlovým pásmom overil litologické členy krynickej jednotky.

Modelový rez sa začína v širšom okolí Lipian — vo vrte Lipany-1, teda v priestore, kde ešte vystupujú zlomy začleňujúce sa do jv. pásma muránskeho tektonického systému v širšom slova zmysle. Zároveň je to priestor približne v strede medzi severným ukončením vulkanitov Slanských vrchov — s rozsiahlym stratovulkánom Zlatá baňa — a intruzívnym centrom Szczawnica v Poľsku (obr. 2). Zdôrazňujeme to preto, že sa na línii rezu v bradlovom pásme zistili žily biotitického andezitu v relatívne veľkej vzdialenosti od spomenutých intruzívnych centier. Aj keď súčasné prejavy tohto vulkanizmu sú priestorovo veľmi obmedzené, predpokladáme, že mali pôvodne oveľa väčší rozsah, iba eróziou odstránený do úrovne prívodových systémov analogicky ako napr. pri Ladomirove.

Z hľadiska genézy minerálnych vôd je dôležité konštatovať v rámci evaporitickej sedimentácie v prostredí molasy čelnej predhlbne prítomnosť ložísk kamennej soli bádenského veku. Presuny — násuny flyšových príkrovov na sedimenty molasy čelnej predhlbne v oblasti výskytov sedimentov s evaporitickou sedimentáciou prebehli najmä v mladoštajerskej horotvornej fáze (v bádene), no boli dosúvané až v sarmate. Z toho vyplýva, že sú pod príkrovmi vonkajšej skupiny na podloží z paleozoicko-mezozoického obalu severoeurópskej platformy, ktorá sa smerom na J skláňa a pravdepodobne v priestore zóny zvýšenej elektrickej vodivosti podsúva pod karpatský blok. Z toho zároveň vychodí, že vody typu Na-Cl, zistené v horninovom prostredí rozličných tektonických jednotiek flyšového pásma na území Slovenska i Poľska, môžu byť geneticky späté so sedimentmi molasy čelnej predhlbne. Takéto druhy vody sa u nás zistili napríklad v štruktúrnom vrte Zboj-1, ako aj v Oravskej Polhore. Aj zvýšený obsah chloridov vo vode z rôznych hĺbkových intervalov vrtu Zborov-1 môže byť výsledkom rozptylu vody typu Na-Cl z väčšej hĺbky.

Ďalším fenoménom, ktorý môže istým spôsobom vplývať na minerálnu vodu (hlavne na jej transport), sú výskyty a hlbšie aj akumulácie uhľovodíkov a zemného plynu ložiskového významu. Dokázateľný vplyv mali na tvorbu hydrotermálnych roztokov, ktoré v puklinách pieskovcových telies viedli k vzniku whewellitu a dawsonitu. Whewellit bol prvý raz zo Slovenska opísaný práve z Cigeľky (Bačo a Pacindová, 1993). Izotopové zloženie C ($\delta^{13}C$ — dawsonit + 6,91 ‰ PDB, whewellit + 11,131 ‰ PDB, Hofmann — osobná informácia) dokumentuje, že sa izotopicky ťažký C do roztokov, z ktorých tieto minerály vznikali, dostal z prostredia frakcionácie C organického pôvodu. Je veľmi pravdepodobné, že tak ako uhľovodíky ovplyvňovali tvorbu hydrotermálnych roztokov, ovplyvňovali a ovplyvňujú aj minerálnu vodu časťou CO_2, ktorý obsahujú. Nízky obsah síranov (pravdepodobne v dôsledku ich redukcie, keďže sa v minerálnej vode z vrtu V-HC-1 v Cigeľke zistilo 180 desulfurikačných baktérií v 100 ml vody), zvýšený obsah B, jodidov a bromidov (ktorý nemusí byť iba indikátorom prítomnosti uhľovodíkov) tiež dokumentuje vplyv roponosnosti prostredí na chemické zloženie minerálnej vody. Zloženie plynu (nízky obsah CH_4) a výsledky stanovovania organických látok však svedčia o tom, že voda formujúca sa v blízkosti ložísk ropy a zemného plynu má na výsledný chemizmus prírodnej liečivej vody z lokality Cigeľka iba nepatrný vplyv.

Pôvod CO_2, ktorý významne ovplyvňuje chemické zloženie minerálnej vody Cigeľky i Wysowej, spájame aj s bližšie a širšie vystupujúcimi prejavmi neogénneho magmatizmu spätého s hlboko siahajúcimi zlomami, napr. s muránskym tektonickým systémom.

Minerálne vody Cigeľky a Wysowej a jej vzťah k ostatným minerálnym vodám flyšového pásma Západných Karpát

Vo flyšovom pásme Západných Karpát na území Slovenska i Poľska je známe množstvo zdrojov minerálnej vody rozmanitého chemického zloženia i genézy. Prehľad o ich pozícii v priestore poskytuje obr. 1, ktorý na pozadí štruktúrnej schémy Západných Karpát zobrazuje chemické zloženie minerálnej vody jednotlivých lokalít. Pri opisovaní jej chemizmu sme použili klasifikáciu Ščukareva (Klimentov, 1980), založenú na princípe prevládajúcich iónov. Do názvu chemického typu sa zahŕňajú ióny so zastúpením vyšším ako 25 ekv. % (Hyánková, 1982; Klimentov, op. cit.).

Hodnoty vybratých charakteristík chemizmu hodnotených vôd sú v tab. 1. Pri štúdiu všeobecnejších zákonitostí výskytov minerálnej vody vo flyšovom pásme Západných Karpát sme využili výsledky mnohých našich aj poľských geológov a hydrogeológov (odkazy na nich sú pod tab. 1).

Pri hodnotení doteraz známych údajov o týchto vodách si veľkú pozornosť zasluhuje najmä obsah určujúcich charakteristík ich makrochemického zloženia, teda Na^+, Cl^-, HCO_3^- a celková mineralizácia. V grafoch na obr. 5 a 6 sa vyčleňujú tri súbory s typickými vzťahmi medzi sledovanými charakteristikami (vyjadrenými regresnými rovnicami a vyrátanými koeficientmi determinácie — r^2), teda s troma typmi chemizmu. Ide o

— minerálne vody typu Na-Cl (čierne štvorčeky),

— minerálne vody typu Na-HCO_3-Cl (čierne krúžky),

— minerálne vody typu Na-HCO_3-(Cl) (čierne trojuholníčky).

Minerálne vody typu Na-Cl sú známe z lokalít najvzdialenejších od zlomov muránskeho tektonického systému a oblasti Cigeľky a Wysowej. Do tejto skupiny patrí aj voda lokality Oravská Polhora, Rabka, Iwonicz, Rymanów a Zboj. Podľa Gazdovej klasifikácie chemizmu vody (Gazda, 1971) dosahuje prvá chloridová salinita (S_1(Cl) 75—94 ekv. % (obr. 7).

Druhú skupinu tvoria minerálne vody typu Na-HCO_3-(Cl) z lokalít širšieho priestoru muránskeho tektonického systému, napr. Krynica a Zborov. Pri nich je pozorovateľný zvýšený obsah chloridov. S_1(Cl) dosahuje 9—13 ekv. %, teda menej ako 25 ekv. % (obr. 7). Na zdôraznenie vyššieho obsahu chloridov v porovnaní s ostatnými známymi minerálnymi vodami typu Na-HCO_3 je označenie tohto aniónu v zátvorke.

Tretiu skupinu tvoria minerálne vody typu Na-HCO_3-Cl z Cigeľky a Wysowej v Poľsku, ktoré sa ukladajú na priamku medzi predchádzajúcimi dvoma súbormi (obr. 5 a 6). Prvá chloridová salinita dosahuje pomerne vysokú hodnotu (26—33 ekv. %; obr. 7).

Vody lokality Luhačovice, Szczawa, Szczawnica a Kroscienko sa vo všetkých grafoch ukladajú medzi vody typu Na-Cl a Na-HCO_3-Cl Cigeľky a Wysowej. Sú to vody prechodného chemického zloženia medzi týmito typmi (hodnota S_1(Cl) a A_1 42—50 ekv. %; obr. 7).

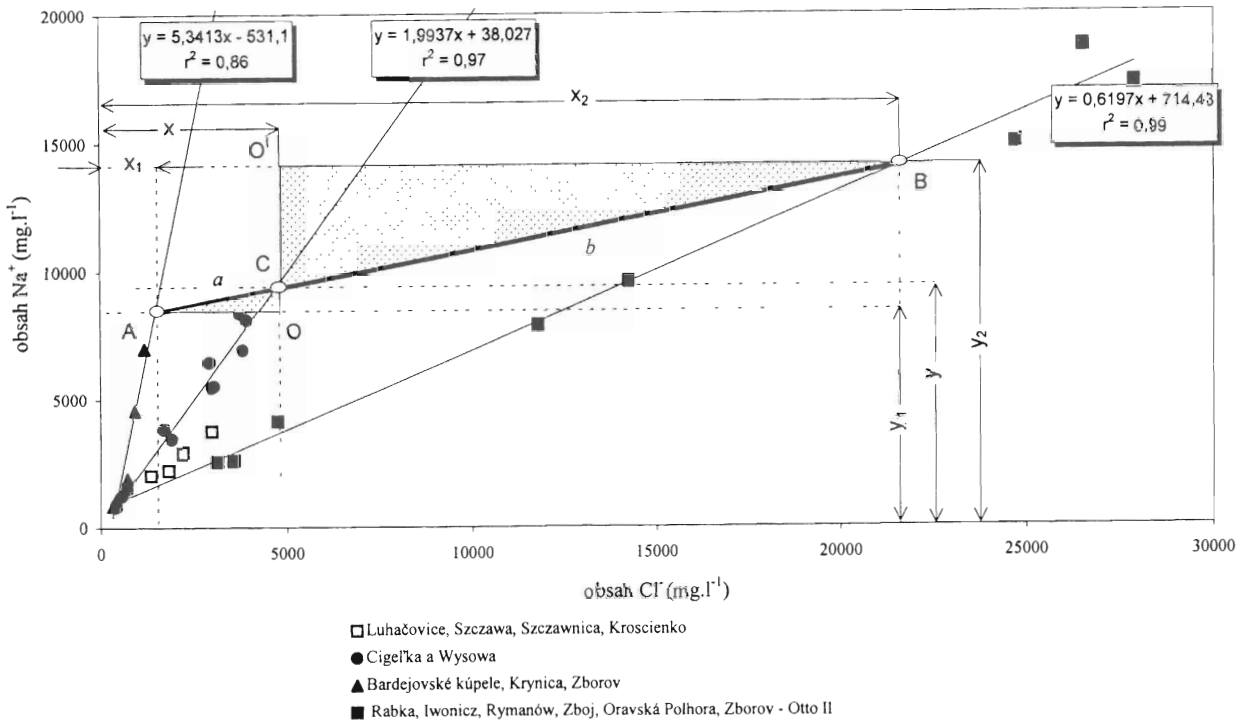
Tri súbory minerálnych vôd flyšového pásma Západných Karpát s charakteristickými vzťahmi medzi obsahom Na^+, Cl^- a mineralizáciou možno vyčleniť aj podľa závislostí Na^+ - HCO_3^- a Cl^- - HCO_3^-. V širšom priestore muránskeho tektonického systému vyšší obsah hydrogénuhličitanov v minerálnej vode spôsobuje prítomnosť oxidu uhličitého v horninovom prostredí výstupových ciest vody na povrch. Z obr. 8 je zrejmé, že v minerálnych

Tab. I

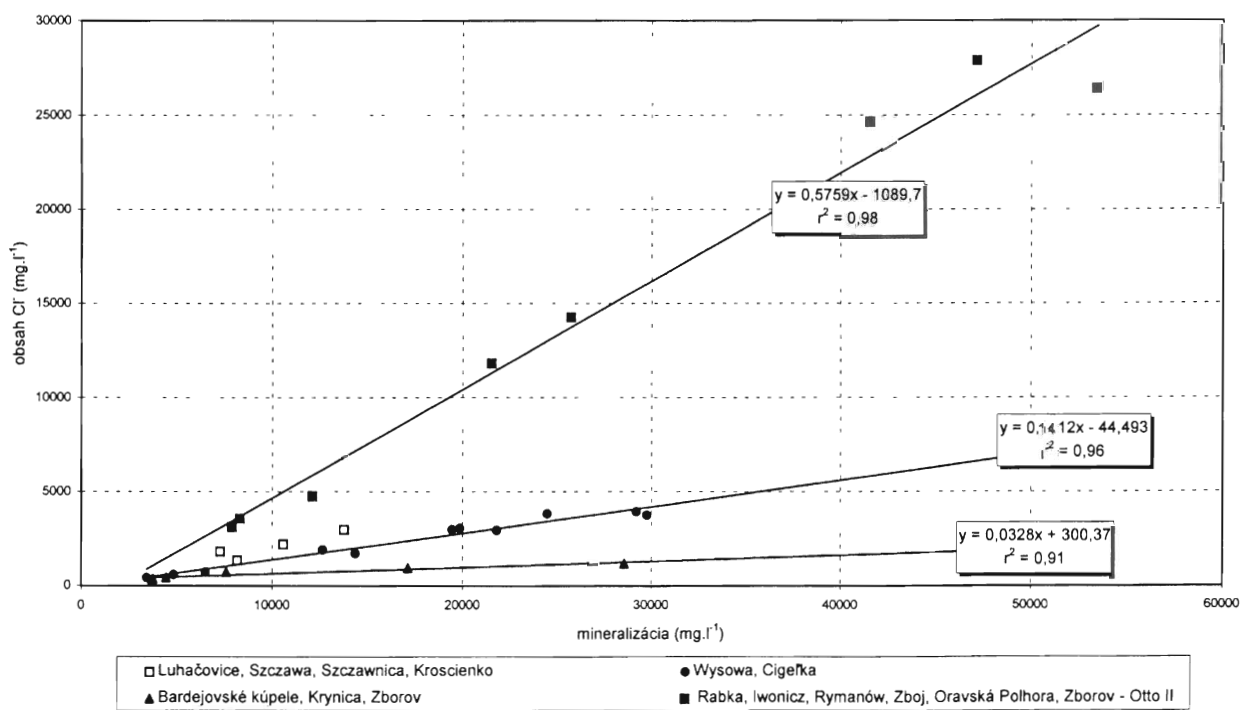
Tabuľka vybratých charakteristík chemického zloženia minerálnych vôd flyšového pásma Západných Karpát
Selected characteristics of chemical composition of mineral water of the flysch belt of Western Carpathians

Por. číslo	Lokalita - zdroj vody (hĺbka zdroja)	Teplota vody (°C)	pH	Mineralizácia (mg.l^{-1})	A_1	A_2	S_1(Cl)	Li^+	Na^+	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	I^-	HCO_3/Cl	M/HCO_3Na/Cl
					ekv. %				(mg.l^{-1})						
1	Oravská Polhora — P-12 (50 m)	7,5	7,65	41 647	0	1,28	94	0,74	15 000	24 729	634	4,11	13,68	0,03	65,65	0,61
2	FPJ-1 (2170 m)	41,9	7,45	47 156	0	1,46	95,61	30,65	17 352	27 900	726	11,3	18	0,03	64,99	0,62
3	Rabka — Krakus (19 m)			31 519	4,54	2,13	93,23		7940	11 818	1464	9,88	15,93	0,12	14,69	0,67
4	18 (120 m)	10,4	7,7	25 728	4,07	1,61	93,98	17	9600	14 263	1521	40	20,78	0,11	16,92	0,67
5	Luhačovice — Elektra	14	6,7	13 764	50	5,5	44,22	52	3760	2979	6478	4,53	16,48	2,17	2,12	1,26
6	Szczawa — Hanna (8 m)	9,2		7236	43,39	4,67	50,32		2230	1819	3020	54,73	2,53	1,66	2,40	1,23
7	Szczawnica — Magdalena (3,45 m)		6,3	10 572	44,75	10,73	42,37		2950	2199	4958	148,8	2,95	2,25	2,13	1,34
8	Kroscienko — Stefan (prameň)		6,54	8147	47,33	17,74	34,85		2026	1345	4318		1,75	3,21	1,89	1,51
9	Krynica — Zuber III (626 m)		6,8	28 563	79,42	9,59	9,37	26,5	7000	1170	19 390	68	2,32	16,57	1,47	5,98
10	Wysowa — Alexandra (100 m)	8		24 474	58,31	7,47	33,3	10,03	6955	3828	13 153	33,97	5,38	3,44	1,86	1,82
11	Franciszek (50 m)			19 439	62,45	4,88	32,65		5500	2988	10 606	2,88	3,79	3,55	1,83	1,84
12	Józef I (6 m)			3395	55,1	15,24	25,6		795	410	1973	60,66	0,53	4,81	1,72	1,94
13	Anna (36 m)			12 642	60,58	7,14	31,96		3500	1897	6947	2,06	2,95	3,66	1,82	1,85
14	Cigeľka — CH-1 (202,5 m)	11,9	7,1	29 756	66,64	3,72	27,6	10,2	8379	3758	16 475	376,32	4,81	4,38	1,81	2,23
15	V-HC-1 (212 m)	10	6,98	29 214	70,57	0,48	28,62	9,5	8125	3936	16 840	45,29	4,08	4,28	1,73	2,06
16	V-PC-8 (51 m)	12	6,84	19 854	63,19	3,2	32,52	5,9	5550	3058	10 909	9,06		3,57	1,82	1,81
17	CŠ-3 (90 m)	5	6,3	4802	62,61	9,22	26,66	4,6	1220	576	2697	20,16		4,68	1,78	2,12
18	Štefan (30 m)	10	6,5	14 348	68,6	5,14	25,96	10,1	3876	1704	8357	22,22	4,69	4,90	1,72	2,27
19	Ludovicus (7,3 m)		7,1	21 790	66,16	3,15	29,97	6,31	6475	2936	11 690	80,64	3,43	3,98	1,86	2,21
20	Bardejovské kúpele — — BJŠ-3 (400 m)	11,2	6,15	4414	64,25	13,21	21,68	1,31	1081	425	2630	18,52	0,3	6,18	1,68	2,54
21	Alžbeta (11 m)	11	6,8	3733	59,85	18,14	21,62	1,56	850	355	2209	6,17	0,2	6,23	1,69	2,40
22	Herkules (35 m)	18	6,6	7567	67,4	11,08	21,38	3,77	1906	723	4570	5,37	0,65	6,32	1,66	2,64
23	Hlavný (23,2 m)	7,2	6,4	3678	60,93	18,24	20,2	1,45	836,8	326	2209	12,34	0,35	6,77	1,67	2,57
24	Zborov — Zborov-1 (5500 m)	12	8,1	17 106	84,36	1,31	12,52	10,5	4590	938	11 097	140,75	1,7	11,83	1,54	4,89
25	Iwonicz — Elin 7 (237 m)	13	7,08	7865	21,21	4,09	74,64	2,25	2580	3134	1832	0,75	3,69	0,58	4,29	0,82
26	Rymanów — Tytus (2 m)	10,1	6,7	8283	12,65	7,84	79,37	5,9	2625	3575	1599		3,9	0,45	5,18	0,73
27	Zboj — Zboj-1 (5002 m)			53 477	8	3,6	86,6		18 783	26 517	6124	744,4	16,9	0,23	8,73	0,71

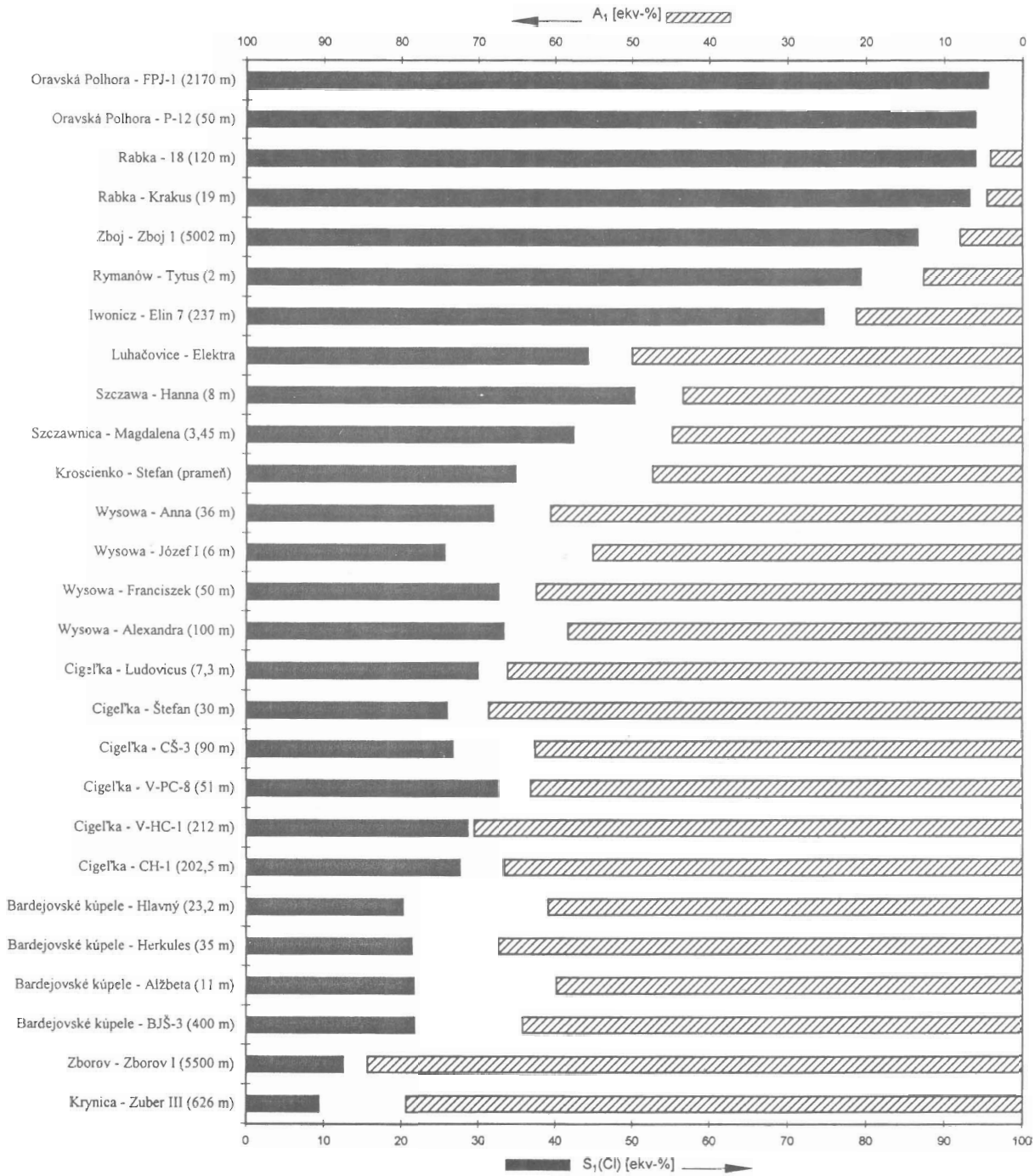
Použité podklady: 1 — Franko, O. & Michalíček, M., 1975: Štúdia o jodobrómových vodách. Manuskript - archív GS SR Bratislava (analýza z roku 1969). 2 — Zakovič, M. et al., 1988: Geologický výskum jodobrómových vôd vo vybraných oblastiach SSR. Manuskript - archív GS SR Bratislava. 3, 7, 8, 9, 10 — Dowgiałło, J., Karski, A. & Potocki, I., 1969: Geologia surowców balneologicznych. Wydawnictwa geologiczne Warszava (analýza z roku 1965 - 3, 7, 8, 10, 1968 - 9). 4, 6, 25, 26 — Dowgiałło, J., 1974: Problems of the Origin of Cl-HCO_3-Na Mineral Waters of the Polish Flysh Carpathians (in Proceedings International Symposium on Water-Rock Interactions, Ústř. Úst. geol., Praha; (analýza z roku 1968 - 4, 1962 - 6, 1973 - 25, 1972 - 26). 5, 18 — Franko, O., Gazda, S. & Michalíček, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava (analýza z roku 1968 - 5, 1961 - 18). 11, 12, 13 — Údaje z kúpeľov Wysowa (fotodokumentácia). 14, 20, 21, 22, 23 — Haluška, M. et al., 1988: Bardejovské kúpele - ochranné pásma. ZS z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu. Manuskript - archív GS SR Bratislava (analýza z roku 1986 - 14, 1984 - 20, 1987 - 21, 1985 - 22, 1984 - 23). 15, 16 — Pacindová, N. et al., 1997: Ochranné pásma minerálnej vody Cigeľka. Manuskript - archív GS SR Bratislava (analýzy z roku 1993). 17 — Haluška, M., 1967: Cigeľka - predbežný hydrogeologický prieskum. Manuskript - archív GS SR Bratislava. 19 — Hensel, J. et al., 1951: Balneografia Slovenska. Slovenská akadémia vied a umení Bratislava (analýza z roku 1931). 24 — Wunder, D. et al., 1991: Prognózne overenie zdrojov prírodných uhľovodíkov v zborovskom antiklinóriu. Ropnogeologické hodnotenie vrtu Zborov-1. Manuskript — archív GS SR Bratislava (analýza z roku 1989). 27 — Ďurkovič, T. et al., 1982: Hlboký štruktúrny vrt Zboj-1. GÚDŠ Bratislava (analýza z roku 1980).



Obr. 5. Graf vzájomného vzťahu medzi obsahom Na a chloridov v minerálnych vodách flyšového pásma Západných Karpát.
Fig. 5. Graph of mutual relation between contents of Na and chlorides in mineral water of the flysch belt of Western Carpathians.



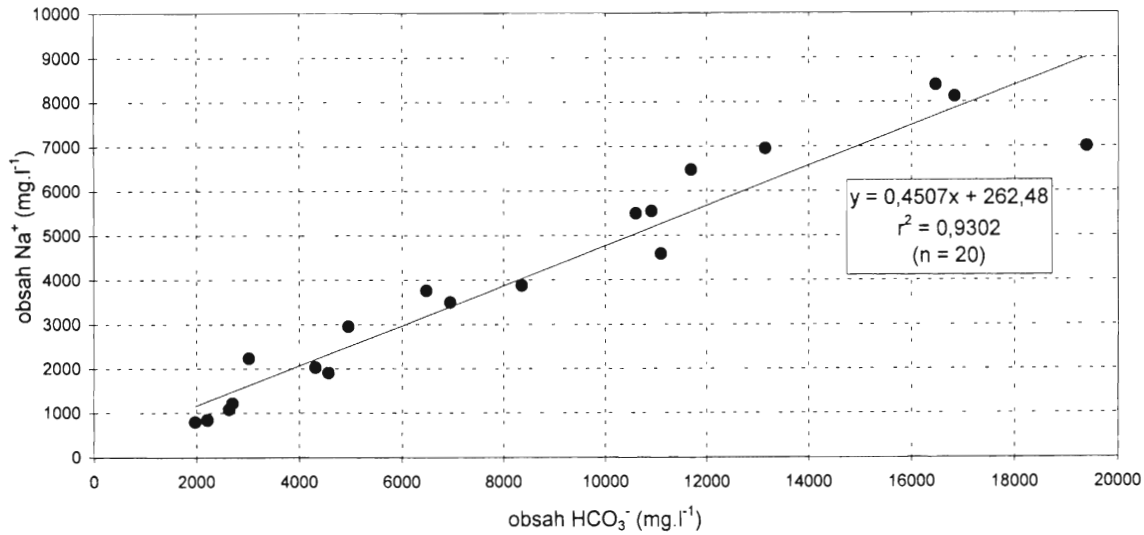
Obr. 6. Graf vzájomného vzťahu medzi mineralizáciou a obsahom chloridov v minerálnych vodách flyšového pásma Západných Karpát.
Fig. 6. Graph of mutual relation between mineralization and chloride content in mineral water of the flysch belt of Western Carpathians.



Obr. 7. Hodnoty dôležitých charakteristík Gazdovej klasifikácie chemizmu vôd.
Fig. 7. Values of important characteristics according to the Gazda classification of the water chemical composition.

vodách typu Na-HCO_3, Na-HCO_3-(Cl) a Na-HCO_3-Cl platí významný kladný korelačný vzťah medzi obsahom Na a hydrogénuhličitanov, ktorý charakterizuje priemerná hodnota koeficienta Na/HCO_3 0,45 (smernica regresnej priamky na obr. 8). Nižšie hodnoty koeficienta má voda s nižšou hodnotou S_1(Cl), vyššie voda s vyšším podielom vody typu Na-Cl na chemickom zložení opisovaných vôd. Pri vodách typu Na-Cl zas veľmi významný kladný korelačný vzťah medzi obsahom Na a chloridov, s priemernou hodnotou koeficienta Na/Cl 0,62 (smernica regresnej priamky na obr. 5).

Na základe poznatkov o existencii opísaných vzťahov medzi určujúcimi zložkami chemizmu minerálnych vôd flyšového pásma predpokladáme, že sa prírodná liečivá



Obr. 8. Graf vzájomného vzťahu medzi obsahom Na a hydrogénuhličitanov v minerálnych vodách flyšového pásma Západných Karpát typu Na-HCO_3, Na-HCO_3-(Cl) a Na-HCO_3-Cl.

Fig. 8. Graph of the mutual relation between the contents of Na and hydrogencarbonates in mineral water of Na-HCO_3, Na-HCO_3-(Cl) and Na-HCO_3-Cl types in the flysch belt of Western Carpathians.

voda Cigeľky a Wysowej formuje miešaním vody typu Na-Cl a Na-HCO_3-(Cl). Graf vzájomného vzťahu medzi obsahom Na a chloridov v študovaných vodách (obr. 5) názorne ukazuje princíp formovania sa chemizmu minerálnej vody Cigeľky a Wysowej. Východiskové vody (A typu Na-Cl zo súboru štvorčekov a B typu Na-HCO_3-(Cl) zo súboru trojuholníčkov) a výsledná (vznikajúca ich miešaním, teda voda typu Na-HCO_3-Cl zo súboru krúžkov) musia ležať na priamke. Z podobnosti trojuholníkov AOC a BO'C vychodí, že výsledná voda C bude mať súradnice (koncentrácie Na^+ a Cl^-)

x (obsah Cl^-) = $(a.x_2 + b.x_1)/(a + b)$

y (obsah Na^+) = $(a.y_2 + b.y_1)/(a + b)$,

resp. že sa chemické zloženie minerálnych vôd C (typu Na-HCO_3-Cl) formuje miešaním východiskovej vody A (typu Na-HCO_3-(Cl)) a B (typu Na-Cl) v pomere b : a.

Všetky grafy (obr. 5—8), ako aj vzájomný vzťah medzi koeficientmi Na/Cl a M/HCO_3 v študovaných vodách (obr. 9) dokumentujú miešanie minerálnych vôd flyšového pásma Západných Karpát — ich postupný prechod od typu Na-HCO_3-(Cl) k typu Na-Cl:

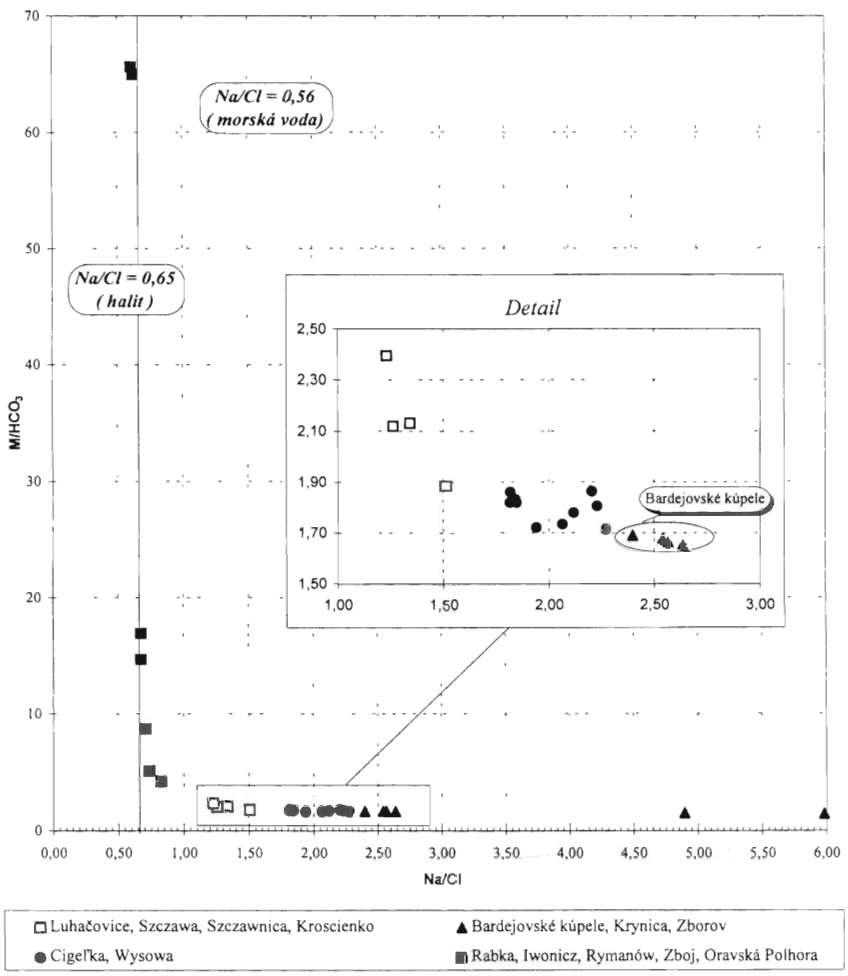
Na-HCO_3-(Cl) Krynica, Zborov
↓
Na-HCO_3-(Cl) Bardejovské kúpele
↓
Na-HCO_3-Cl Cigeľka, Wysowa
↓
Na-(Cl=HCO_3) Luhačovice, Szczawa, Szczawnica, Kroscienko
↓
Na-Cl Oravská Polhora, Rabka, Iwonicz, Rymanów, Zboj

Minerálna voda Cigeľky a Wysowej (Poľsko) má hlbinný pôvod. Svedčí o tom jej izotopové zloženie (Michalko in Pacindová et al., 1997; Dowgiałło, 1974):

	$\delta^{18}O$ (H_2O)	δD (H_2O)
Cigeľka (vrt CH-1)	+ 4,25	- 31,8
Cigeľka (vrt V-HC-1)	+ 4,22	- 37,2
Wysowa (Alexandra)	+ 6,6	- 27,6

Výsledné chemické zloženie silno mineralizovanej vody z obidvoch lokalít sa formuje miešaním dvoch typov vody. Prvým sú vody typu Na-Cl, pravdepodobne geneticky sa viažuce na soľonosné sedimenty molasy čelnej predhlbne Karpát. Významný podiel na formovaní soľaniek vo flyši predkarpatskej predhlbne a Východných Karpát pripisujú soľonosnej molase miocénu aj ukrajinskí autori (Kolodij a Kojnov, 1984). Podobne Franko (1986) na základe zhodnotenia chemizmu a izotopového zloženia minerálnych vôd flyšového pásma Západných Karpát predpokladá, že v oblasti Rabky (Poľsko) prevažujú synsedimentárne marinogénne vody pochádzajúce z miocénnych sedimentov podložia flyšového pásma. Podľa klasifikácie Švarceva (1996) zaraďujeme vody typu Na-Cl z opisovaných lokalít do genetickej skupiny sedimentačných vôd a genetického typu pochovaných vôd.

Druhým typom sú vody Na-HCO_3-(Cl) v horninách magurského príkrovu, ako aj jednotky Obidowa — Slopnice (—Zboj), známe v širšom priestore Cigeľky a Wysowej. Podľa genetickej klasifikácie podzemných vôd (Švarcev, l. c.) ide o infiltračné meteorické vody. Ich chemické zloženie sa formuje pravdepodobne pôsobením hĺbinného CO_2 na živce horninového prostredia (rovnaký pôvod pripisuje vodám daného chemického zloženia na Ukrajine aj Kolodij a Kojnov, op. cit.) a iónovýmennými procesmi (petrogénne hydrosilikátogénne vody; Franko et al., 1975). Hoci z flyšového pásma na území Slovenska je takáto silno mineralizovaná voda známa iba z vrtu Zborov-1 (tab. 1) a v Poľsku z Krynice (vrt Zuber III), na Ukrajine je niekoľko lokalít so zistenou strednomineralizovanou až silno



Obr. 9. Graf vzťahu medzi koeficientmi M/HCO_3 a Na/Cl v minerálnych vodách flyšového pásma Západných Karpát.

Fig. 9. Graph of relation between coefficients of M/HCO_3 and Na/Cl mineral waters of the flysch belt of Western Carpathians.

mineralizovanou nátrio-hydrogénuhličitanových vodou, napr. Svaľava, Simerky, Pasika (Kolodij a Kojnov, op. cit.). Ale izotopové zloženie minerálnej vody Cigeľky a Wysowej svedčí o tom, že kolektor zdrojovej vody typu Na-HCO_3-(Cl), ktorá sa zúčastňuje na formovaní jej výsledného chemického zloženia, musí byť od súčasných infiltračných vôd izolovaný (s hodnotou $\delta^{18}O$ (H_2O) -10,58 ‰ — podzemná voda zo zdroja pitnej vody v Cigeľke; Michalko in Pacindová et al., 1997). To znamená, že takáto voda musí mať genézu (teda aj izotopové zloženie) podobnú ako voda z vrtu Zborov-1 (priemerná hodnota $\delta^{18}O$ (H_2O) +5,79 ‰ Michalko et al. in Wunder et al., 1991). Ide zrejme o meteorickú vodu, ktorá sa už na živom (klimatickom, Švarcev, op. cit.) obehu vody v prírode nezúčastňuje.

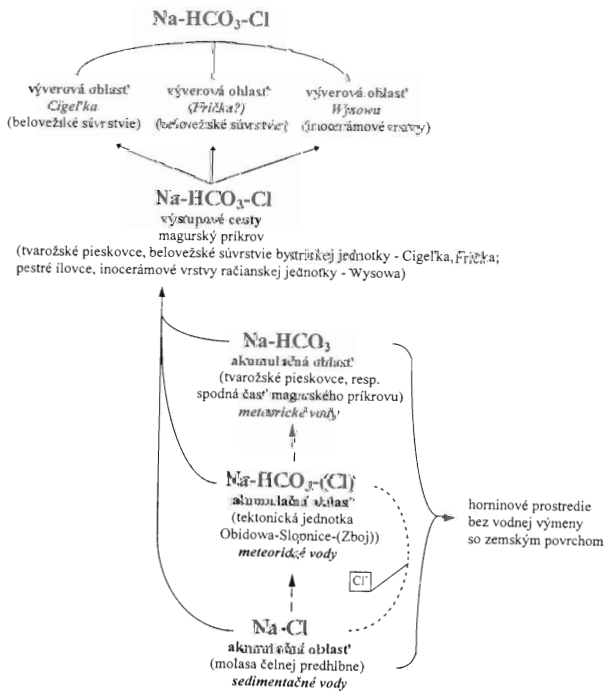
Hydrogeologická štruktúra prírodnej liečivej vody z vrtu CH-1

V súlade s klasifikáciou hydrogeologických štruktúr (Franko et al., 1975) považujeme hydrogeologickú štruktúru prírodnej liečivej vody z hydrogeologického vrtu CH-1 za polozatvorenú (bez infiltračnej oblasti). Vďaka známym zákonitostiam formovania sa výsledného chemizmu minerálnych vôd flyšového pásma, ale najmä na základe poznania chemického a izotopového zloženia možno predpokladať, že využiteľné množstvo prírodnej liečivej vody lokality Cigeľka predstavuje časť prírodnej statickej zásoby (nedopĺňanej recentnými meteorickými vodami). To môže byť dôležitým faktom vysvetľujúcim nízku výdatnosť exploatovaných zdrojov prírodnej liečivej vody v Cigeľke aj Wysowej.

Vývervová oblasť je v tektonicky porušenom pásme smeru SV—JZ (prechádzajúcom z oblasti kúpeľov Wysowa v Poľsku cez obec Cigeľka na JV) na jeho križovaní s poruchou (lokálnou násunovou líniou) smeru SZ—JV, prechádzajúcou údolím Lackovského potoka. Jej územie zahŕňa priestor na J od obce Cigeľka — okolie plniarenského závodu Minerálnych vôd, a. s., Prešov. V tejto oblasti boli situované niekdajšie zdroje minerálnej vody. Výstup silno mineralizovanej vody z hĺbky sa tu prejavuje aj množstvom prirodzených výverov slabo mineralizovanej vody, ktorej chemizmus sa formuje rozptylom spomínaných vôd hlbokého obehu do priestoru plytšieho obehu obyčajnej podzemnej vody (prameň Mikva, Veterán, Glória, Pri plniarni, Lacková). Silno mineralizovanú vodu typu Na-HCO_3-Cl zachytáva hydrogeologický vrt CH-1, ale prirodzene na povrch nevystupuje. To znamená, že vývervová oblasť je *polozakrytá*.

Vymedziť *akumulačnú oblasť* prírodnej liečivej vody z vrtu CH-1 možno dosť ťažko. Ako sme už v tejto štúdii spomenuli, predpokladáme, že sa výsledné chemické zloženie tejto liečivej vody formuje miešaním zdrojovej vody typu Na-HCO_3-(Cl) a Na-Cl v širšom priestore ich výstupových ciest na povrch. Podľa dostupných údajov z doterajších prieskumov vo flyšovom pásme Západných Karpát sú pravdepodobne akumulačnou oblasťou silno mineralizovanej vody typu Na-HCO_3 (resp. Na-HCO_3-(Cl)) hlbšie časti vrstiev tvarožského pieskovca a jednotka Obidowa — Slopnice (—Zboj) [vrt Zborov-1, tab. 1] a typu Na-Cl sedimenty molasy čelnej predhlbne, nachádzajúce sa pravdepodobne pod touto jednotkou. Prírodná liečivá voda sa vďaka vysokému preplyneniu CO_2 dostáva po tektonicky porušených priepustnejších zónach flyšových sedimentov na povrch, kde sa rozptyľuje do širšieho priestoru. To vysvetľuje výskyt prírodnej liečivej vody v horninovom prostredí (overený na lokalite Cigeľka a Wysowa) a jej prejavy na povrchu vo viacerých oddelených oblastiach (prirodzené vývery slabo mineralizovanej vody typu Na-HCO_3 so zvýšeným obsahom chloridov z lokality Cigeľka, Wysowa, Frička), hoci predpokladáme jej spoločný zdroj a genézu.

Našu predstavu o hydrogeologickej štruktúre prírodnej liečivej vody z Cigeľky vyjadruje nasledujúca schéma.



Záver

Prírodná liečivá voda z exploatovaného vrtu CH-1 z Cigeľky je silno mineralizovaná uhličitá voda typu Na-HCO_3-Cl. Hovoriť o jej genéze nemožno bez vytvorenia si predstavy o zákonitostiach formovania sa chemizmu minerálnych vôd v širšom priestore — flyšovom pásme Západných Karpát, ktorú nám poskytlo hodnotenie údajov o minerálnej vode známych lokalít z územia Slovenska i Poľska. Zo štatistického a grafického spracovania obsahu Na^+, Cl^-, HCO_3^- aj mineralizácie je jasná pozícia minerálnej vody z Cigeľky (aj Wysowej) medzi ostatnými minerálnymi vodami v študovanom priestore, ako aj princíp formovania sa jej chemizmu. Grafy vzťahov medzi určujúcimi charakteristikami chemického zloženia berú do ohľadu vplyv mnohých faktorov na jeho tvorbu (geologickej stavby, tektonického porušenia horninového prostredia, hĺbky uloženia akumulačných oblastí a miery ich izolovanosti od súčasných meteorických vôd, prítomnosti CO_2 a dĺžky zotrvávania vody v horninovom prostredí, a to uzavretom aj otvorenom voči klimatickému kolobehu vody v prírode a pod.). Preto má zvolený postup hodnotenia a interpretácie pri riešení genézy, ako aj ochrany jestvujúcich zdrojov minerálnej vody veľký význam.

Výsledné chemické zloženie prírodnej liečivej vody expedovanej z plniarenského závodu Minerálnych vôd, a. s., Prešov k spotrebiteľovi pod názvom Cigeľka sa formuje miešaním dvoch typov vody. Prvým je silno mineralizovaná sedimentačná pochovaná voda (Švarcev, l. c.) typu Na-Cl, geneticky pravdepodobne spätá so soľonosnými sedimentmi molasy čelnej predhlbne Karpát, druhým voda typu Na-HCO_3-(Cl), vyskytujúca sa v horninách magurského príkrovu a jednotky Obidowa—Slopnice (—Zboj), teda infiltračná meteorická voda, ktorá sa — podobne ako predchádzajúce — už na živom obehu vody v prírode nezúčastňuje.

Poďakovanie. Za cenné pripomienky k rukopisu ďakujeme recenzentovi RNDr. Jánovi Jetelovi, CSc.

Literatúra

Bačo, P. & Pacindová, K., 1993: Whewellit a dawsonit — epigenetické minerály v puklinách pieskovca pri Cigeľke. *Mineralia Slov., 25, 277—281*

Bíely, A. et al., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, 1 : 500 000. *Vyd. GÚDŠ, 77.*

Dowgiałło, J., Karski, A. & Potocki, J., 1969: Geologia surowców balneologicznych Wydawnictwa geologiczne Warszawa, 296.

Dowgiałło, J., 1974: Problems of the Origin of Cl-HCO_3-Na Mineral Waters of the Polish Flysch Carpathians. *In: J. Čadek and T. Paces (Eds.): Proceedings International Symposium on Water-Rock Interactions. Ústř. Úst. geol. Praha.*

Ďurica, D., 1982: Geológia Východoslovenskej nížiny. *Mineralia Slov. — Monogr., 1, 7—60.*

Ďurkovič, T., Koráb, T. & Rudinec, R., 1982: Hlboký štruktúrny vrt Zboj-1. *Region. Geol. Západ. Karpát, 16, 76.*

Egel, L., 1977: Map of mineral formations of the Carpathian-Balkan region, 1 : 1 000 000.

Franko, O., Gazda, S. & Michalíček, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. *GÚDŠ Bratislava, 232.*

Franko, O. & Michalíček, M., 1975: Štúdia o jódobrómových vodách. *Manuskript - archív GS SR Bratislava.*

Fusán, O., 1985: Náčrt hlbinnej stavby Západných Karpát. *Mineralia Slov., 17, 195—204.*

Gazda, O., 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. *Hydrogeol. Ročenka 1969—1970, Ústav geol. inžinýrstva, Brno, 122—126.*

Haluška, M., 1967: Cigeľka — predbežný hydrogeologický prieskum. *Manuskript — archív GS SR Bratislava.*

Haluška, M. et al., 1988: Bardejovské kúpele — ochranné pásma. *In: Záverečná správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu. Manuskript — archív GS SR Bratislava.*

Hensel, J. et al., 1951: Balneografia Slovenska. *SAV Bratislava, 456.*

Hyánková, K., 1982: Hydrogeochémia — cvičenia. *Vysokoškolské skriptá. PFUK Bratislava, 108.*

Klimentov, 1980: Obščaja gidrogeologija. *Vyssaja škola Moskva, 303.*

Kolodij, V. V. & Kojnov, I. M., 1984: Izotopnyj sostav vodoroda i kisleroda podzemnych vod karpatskogo regiona i voprosy ich proischoždenija. *Geochimija (Moskva), 5, 721—733.*

Koráb, T. & Ďurkovič, T., 1980: K otázke podložia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). *Geol. Práce, Spr., 74, 65—78.*

Leško, B. & Samuel, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. *SAV Bratislava, 245.*

Leško, B., Kadlečík, J., Mořkovský, M. & Tomek, Č., 1979: Podložie flyšových Karpát na východnom Slovensku interpretované z geofyzikálnych meraní. *Mineralia Slov., 11, 97—114.*

Leško, B. & Varga, I., 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia Slov., 12, 97—130.*

Leško, B. et al., 1982: Oporný vrt Lipany-1 (4000 m). *Region. Geol. Západ. Karpát, 18, 205.*

Leško, B. et al., 1985: Oporný vrt Hanušovce-1 (6003 m). *Region. Geol. Západ. Karpát, 20, 78.*

Leško, B., 1986: Geologické a naftovoložiskové zhodnotenie vrtu Smilno-1, severovýchodné Slovensko. *Mineralia Slov., 18, 193—212.*

Leško, B., 1987: Oporný vrt Smilno-1 (5700 m). *Region. Geol. Západ. Karpát, 22, 133.*

Maheľ, M., 1981: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Mineralia Slov., 13, 289—306.*

Maheľ, M., 1982: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 14, 1—40.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. *SAV Bratislava, 503.*

Malatinský, K., 1986: Nový zdroj liečivej minerálnej vody v Cigeľke. *Geol. Průzk., 28, 8-9, 242—245.*

Matějka, A. & Fiala, F., 1964: Žilný biotiticko-pigeonitický andezit z bradlového pásma od Hanigovců. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1963, Ústř. Úst. geol., Praha.*

Mišík, M., 1992: Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 16, 47—64.*

Nemčok, J., Stráník, Z. & Doktor, S. et al., 1985: Štruktúrno-geologický atlas československo-poľských Karpát a ich predpolia. *Manuskript — archív GS SR Bratislava, 51.*

Nemčok, J. & Poprawa, D., 1989: Geological atlas of the western outer Carpathians and their foreland. *Wydawnictwa geologiczne Warszawa.*

Nemčok, J., Zakovič, M., Gašparíková, V., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K. & Hanzel, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienín, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny, 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava, 131.*

Niczyporuk, K., Speczik, S., Sokołowska, G. & Wojciechowski, R., 1996: Gold ores of the Pieniny Mts., Poland. Tertiary epithermal Au-Ag localities. *Ann. Inst. geol. rom., 69.*

Oszczypko, N. & Ślączka, A., 1989: The evolution of the Miocene basin in the Polish outer Carpathians and their foreland. *Geol. Carpath., 40, 1, 23—36.*

Oszczypko, N., 1997: The Early—Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Przegl. geol., 45, 10, 1054—1063.*

Pacindová, N., Bačo, P., Jetel, J., Michalko, J., Komoň, J., Krotký, A., Staňa, Š., Samuel, O., Žecová, A. & Prokop, M., 1997: Ochranné pásma minerálnej vody Cigeľka. *Manuskript - archív GS SR Bratislava.*

Pěčová, J., Petr, V. & Praus, O., 1978: Výsledky magnetovariačních sondáží na prof. P-77 a v oblasti čs. Karpát. *In: Výzkum hlubin. geol. stavby v Československu. Sbor. ref. Geofyzika Brno, 43—54.*

Pospíšil, L., Buday, T. & Fusán, O., 1992: Neotektonické pohyby v Západních Karpatech. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 16, 65—84.*

Pospíšil, L., Bezák, V., Nemčok, J., Feranec, J., Vass, D. & Obernauer, D., 1989: Muránsky tektonický systém - významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 21, 305—322.*

Potfaj, M., 1989: Komplexné geologické vyhodnotenie štruktúrno-hydrogeologického vrtu FPJ-1, Oravská Polhora. *Manuskript — archív GS SR Bratislava.*

Praus, O., Pěčová, J., Červ, V. & Pek, J., 1984: Geoelektrické charakteristiky na styku základních geologických bloků v ČSSR. *In: Zemská kôra a jej vzťah k nerastným surovinám. Zbor. referátov. GÚDŠ Bratislava, 137—146.*

Rebro, A., 1996: Vzácne a obdivované vody Slovenska. *Turista, Piešťany, 194.*

Roth, Z., 1980: Západní Karpaty — terciérní struktura střední Evropy. *Ústř. Úst. geol., Praha, 128.*

Rudinec, R., 1987: Súčasné predstavy o štruktúrnych pomeroch vo flyšových súvrstviach, bradlovom pásme a ich podloží na východnom Slovensku z pohľadu ropnej geológie. *In: Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Zbor. referátov, Košice, 261—272.*

Samuel, O., 1990: Unifikácia litostratigrafických jednotiek východoslovenského flyšu. *Geol. Práce, Spr., 91, 61—74.*

Stráník, Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny. *Sbor. geol. Věd, Západ. Karpaty, 3, 125—178.*

Švarcev, S. L., 1996: Obščaja gidrogeologija. *Nedra, Moskva, 423.*

Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E. & Lexa, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. *GÚDŠ Bratislava.*

Wunder, D., 1987: Využitie gravimetrie, atmogeochémie a diaľkového prieskumu Zeme pri riešení geologickej stavby zborovského antiklinória. *Manuskript - archív GS SR Bratislava, 23.*

Wunder, D. et al., 1990: Prognózne overenie zdrojov prírodných uhľovodíkov v zborovskom antiklinóriu. Ropnogeologické hodnotenie vrtu Zborov-1. *Manuskript — archív GS SR Bratislava.*

Wunder, D., Koráb, T., Golovackij, I. & Višňiakov, I., 1991: Ropnogeologický výskum východoslovenského flyšového pásma. *Manuskript — archív GS SR Bratislava, 56.*

Zakovič, M., Bodiš, D., Fendek, M., Potfaj, M., Gabauer, G. & Bálint, I., 1988: Geologický výskum jódobrómových vôd vo vybraných oblastiach SSR. *Manuskript - archív GS SR Bratislava, 68.*

Mineral water of Cigeľka and its relation to the flysch belt of the Western Carpathians

Numerous sources of mineral water of miscellaneous chemical composition and genesis are known in the flysch belt of Western Carpathians on the territory of Slovakia and Poland. The important role among them is attributed to the rare natural medical water from the CH-1 borehole of the Cigeľka locality. This weakly mineralized, carbonatic water of Na-HCO_3-Cl type is rare with its effectiveness in the case of problems with digestion caused with surplus of stomach acids. To create the picture about the origin of this mineral water, there is necessary to observe the principles of formation of the mineral water chemical composition in the flysch belt. In the article we deal with the geological setting and tectonic relations, which substantially determine the chemical composition of natural medical water of CH-1 borehole. There are evaluated accessible data about the Na^+, Cl^- and HCO_3^- contents and mineralization of mineral water of the flysch belt of Western Carpathians, which depict the position of the Cigeľka mineral water among others.

From the regional geological point of view the wider area of Cigeľka belongs to the Outer Carpathians — the Beskydicum and the Čergov-Beskydy flysch of the flysch belt.

The region represents a part of folded Neoidic cover, detached from its basement and gradually overthrusted on the platform Carpathian foreland during Alpine orogenesis. The

lithological environment represents the pile of rootless nappes. According the age and tectonic style of the youngest members we list these nappes into the outer group of nappes — the Subsilesian nappe and the Skola unit, the middle — — Silesian and Dukla nappes and into the inner group — the Magura nappe (Fig. 2). All nappes are polyfacial and polystructural.

The Magura nappe in the area of Eastern Slovakia has structural features of internal, but also outer group of nappes and the fan-like setting is characteristic for this nappe. The auto-chthonous underlier of the whole Magura Paleogene, but also the whole flysch belt in the Eastern Slovakia, is not known from the direct information recently.

The Cigeľka space is a part of the Magura nappe, divided from the SW towards NE into Krynica, Bystrica and Rača lithofacial units.

The flysch belt is segmented with transversal faults of direction N—S and NE—SW. From the regional point of view the important role plays the Muráň (Muráň—Malcov) tectonic system (Fig. 3).

The space distribution of mineral water in the flysch belt, represented with known localities and chemical types of water, is designated in the structural scheme of Western Carpathians (Fig. 2). Statistical and graphical processing of data about determining characteristics of macrochemical composition — Na^+, Cl^-, HCl_3^- as well as mineralization (Tab. 1) suggest to interesting position of the mineral water of Cigeľka and Wysowa among others in the studied space (Figs. 5—9). In Figs. 5 and 6 there are clearly distinguishable three water groups. The first group is represented with water of Na-Cl type (black squares) known from the localities Oravská Polhora, Rabka, Iwonicz, Rymanów and Zboj. The second group (black triangles) covers the water of the Na-HCO_3-(Cl) type, known from the Krynica and Zborov areas (borehole Zborov-1). Between marks of these two groups on the straight line in the diagram there are situated the mineral water of Na-HCO_3-Cl type from the localities Cigeľka and Wysowa (black circles). This means, that they are formed with alternating of both former water types.

Our representation about the genesis of natural medical water from the CH-1 borehole from the Cigeľka locality is described in the model cross-section (Fig. 4). The chemical composition is substituted with sedimentation water of Na-Cl type, probable genetically related to salt-bearing Miocene sediments of Carpathian foredeep molasse (Figs. 2 and 4) and meteoritic wates of Na-HCO_3-(Cl) type with accumulation area apparently in deeply located parts of rock environment of Magura nappe, resp. the Obidowa—Slopnice-(Zboj) unit. The isotopic composition of mineral water from expoited borehole CH-1 in Cigeľka (similarly also from the Alexandra source from the Wysowa spa) testifies the isolated environment of accumulation areas of both source water from the living (climatic) circulation of water in nature. The wider space of deep-seated Muráň tectonic system with manifestations of deep-seated CO_2 discharges allowed mineral water to ascend to the surface. The high content of hydrogen-carbonates in mineral water of Na-HCO_3-(Cl) type is probable the result of CO_2 influence on the feldspars of rock environment. Weakly to strongly mineralized water of Na-HCO_3 to Na-HCO_3-Cl type are characterized with coeficient Na/HCO_3 0.45 (the slope of regression line is in Fig. 8), the Na/Cl coefficient variegates around the value 0.62 (Fig. 5).

The CO_2 content in water is derived from several sources, prevailingly from deep-seated accumulations related to neotectonically formed zones of Neogene magmatism. On the base of chemical analyses of water from the V-HC-1 borehole in Cigeľka, as well as the chemical composition of deliberated gases we mean, that the influence of oil-bearing is negligible, though it can not be excluded. This possibility is documented with occurrence of minerals whewellite and dawsonite inside the joints in sandstones (accumulations of hydrocarbons have demonstrable influence on creation of hydrothermal solutions, conditioning their origin).

Used evaluation and interpretation of known data about mineral water of the Western Carpathian flysch belt has great importance for solution of genesis and protection of existing sources of mineral water of particular localities. The graphs of mutual relations between determining characteristics of macrochemical composition take into account the influence of numerous factors for its creation (geological setting, tectonic fragmentation of rock environment, depth of accumulation areas and the rate of separateness from the recent meteoric water, the presence of CO_2 and the time of mineral water remaining in rock environment — closed, resp. opened with respect to the climatic circulation of water in the nature, etc.).

Mineralia Slovaca, 30 (1998), 469—474

Stabilita ílových minerálov v hypergénnych podmienkach

MÁRIA DUBIKOVÁ

Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 18. 5. 1998)

Stability of clay minerals in weathering conditions

The paper is a review of up to date knowledge about clay minerals and their transformations during weathering. In soils and weathering profiles clay minerals are considered as the end products of weathering sequences but depending on weathering intensity they become unstable and undergo transformation and dissolution. The fyllosilicates play the major role in soils. They influence chemical and physical properties of soils thus soil fertility and therefore are of concern of many soil scientists.

Key words: clays, weathering, smectite, illite, vermiculite, kaolinite, halloysite, palygorskyte, sepiolite

Úvod

Ílové minerály sú podstatnou zložkou väčšiny zvetrávacích komplexov a pôdy. V asociácii s oxidmi a oxyhydroxidmi patria medzi sekundárne produkty zvetrávania. Tak ako ostatné silikátové minerály v závislosti od intenzity zvetrávania podliehajú lúhovaniu, rozpúšťaniu štruktúry, desilicifikácii a vytváraniu nových štruktúr, ktoré sú v daných podmienkach stabilnejšie. Chemické zvetrávanie ílových minerálov zahŕňa nielen rozpúšťanie detritických fáz, ale aj nukleáciu a rast autigénnych minerálov. Ílové minerály sú zdrojom rozpustených látok v povrchových vodách, ale rovnako sa zúčastňujú na znižovaní ich koncentrácie adsorpciou a kryštalizáciou.

Na pochopenie priebehu zvetrávania treba mať dostatok informácií o stabilite rozličných minerálov v rôznom prostredí. Jedna z interpretácií stability ílových minerálov je založená na relatívnej termodynamickej rovnováhe, ktorá umožňuje predpokladať minerálnu fázu ovplyvňujúcu zloženie pôdnych roztokov a určiť priebeh zvetrávania. Napríklad smektit—kaolinit—gibbsit sú fázami postupujúceho zvetrávania. Smektit je stabilný, ak roztoky obsahujú vysokú koncentráciu H_4SiO_4, kaolinit pri strednej a gibbsit pri nízkej koncentrácii H_4SiO_4. Tieto minerály na druhej strane ovplyvňujú aktivitu Al v pôdnych roztokoch pri danom pH (Kittrick, 1969).

Najvýraznejší pokrok sa pri štúdiu ílových minerálov dosiahol v posledných dvadsiatich rokoch v súvislosti s rozvojom elektrónovej mikroskopie a metódy ultratenkých rezov. Touto metódou možno pozorovať premenu ílových minerálov na úrovni jednotlivých vrstiev, čo pomáha lepšie objasniť procesy postihujúce ílové minerály pri zvetrávaní.

Smektit v pôde

Pôdny smektit sa od smektitu bentonitového typu odlišuje viacerými znakmi.

1. Pôdny smektit je dioktaedrický, má zloženie medzi montmorillonitom a beidellitom a obsahuje viac ako 20 % oktaedrického Fe (Wilson, 1987; Robert et al., 1991; obr. 1). Fe beidellit bol identifikovaný vo viacerých pôdnych typoch, ako je napr. andosol, terra rosa, rendzina (Özkan a Ross, 1979) a vertisol (Gützel a Wilson, 1981).

2. Zmiešanovrstvové minerály so smektitom v pôde vznikajú transformáciou, čím sa odlišujú od zmiešanovrstvových minerálov so smektitom vznikajúcich pri diagenéze.

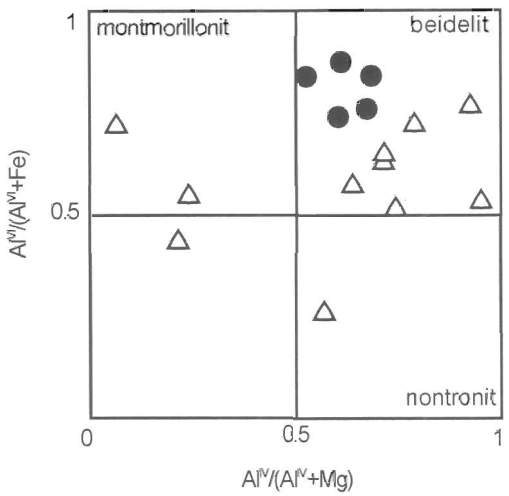
3. V kyslom prostredí môže pôdny smektit v medzivrství obsahovať nevymeniteľný Al alebo organický materiál (Wilson, 1987).

Rozdiely medzi smektitom v pôde a bentonite spravidla vyplývajú z toho, že smektit v pôde vzniká zvetrávaním Fe, Mg primárnych minerálov, bentonit alteráciou kyslého, intermediárneho alebo bázického pyroklastického materiálu (Wilson, 1987). Tieto rozdiely sa prejavujú aj vo fyzikálnych a chemických vlastnostiach ílu. Pôdny smektit, ktorý má vysoký tetraedrický náboj, má vysokú fixačnú kapacitu K^+ a NH^{4+}, čo výrazne ovplyvňuje jeho dostupnosť v pôde (Badraoui a Bloom, 1990; Righi et al., 1995a).

Smektit v pôde vzniká transformáciou sľudy, chloritu, palygorskitu alebo kryštalizáciou z roztokov. Smektit vznikajúci transformáciou sľudy je charakteristický tetraedrickými substitúciami, má beidellitový charakter. Pri transformácii sľudy na smektit sa uvoľňuje K, nastáva dealuminizácia a rastie obsah Si v tetraedrickej sieti. Bez týchto zmien sa neznižuje náboj vrstvy a nevzniká smektit s jeho charakteristickými vlastnosťami. Najvhodnejšie podmienky na vznik smektitu transformáciou sú v pôde s nízkou aktivitou K^+, Al^{3+} a s vysokou aktivitou $Si(OH)_4$, Mg^{2+} alebo Ca^{2+} a pH nad 6,5. Ak je pH <6, sľuda zvetráva na vermikulit a potom na kaolinit. Autigénny smektit môže vznikať v pôde s obmedzenou drenážou (Borchardt, 1989).

Transformácia smektitu na kaolinit

Podľa laboratórnych experimentov (Środoń, 1980) môže smektit zvetrávať na kaolinit priamo alebo cez zmiešano-



Obr. 1. Zloženie oktaedrickej siete a relatívny tetraedrický náboj jemného ílu (<0,1 mm) (● Righi et al., 1995a; Δ Robert et al., 1991).

Fig. 1. Octahedral composition and relative tetrahedral charge of the fine clay (<0,1 mm) (● Righi et al., 1995a; Δ Robert et al., 1991).

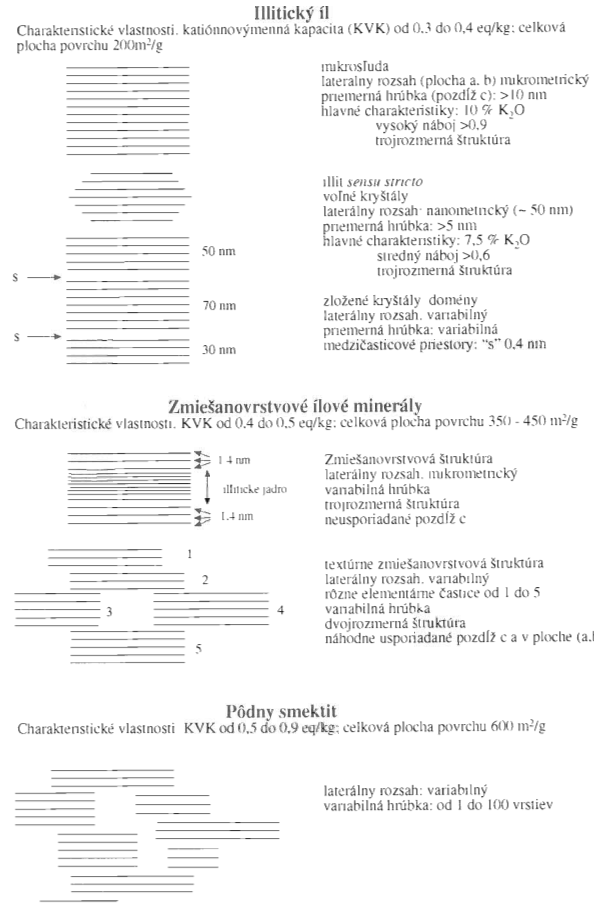
vrstvový kaolinit/smektit. Výskyt zmiešanovrstvového kaolinitu/smektitu je opísaný z pôdy, zvetrávacej kôry a z hydrotermálne alterovaných hornín (Środoń, 1980). Zmiešanovrstvový kaolinit/smektit je veľmi častý a tvorí podstatnú zložku austrálskych pôd vzniknutých na bázických vyvretých horninách (Norish a Pickering, 1983 in Wilson, 1987). Vznik zmiešanovrstvového kaolinitu/smektitu je ovplyvňovaný stupňom vývoja pôdy, premyvným režimom, pomerom SiO_2/Al_2O_3, prítomnosťou voľných oxidov Fe a topografickou pozíciou. Zvetrávanie postupuje podľa schémy (Yerima et al., 1985) smektit → → kaolinit/smektit → kaolinit + oxyhydroxidy Fe.

V kyslej pôde je transformácia smektitu na kaolinit kombináciou štruktúrnej reorganizácie, rozpúšťania a vyzrážania. V kyslom prostredí sa vytvára Al hydroxidové medzivrstvie, ktoré je pri transformácii smektitu na kaolinit nevyhnutné (Karahantis a Hajek, 1983).

Zmiešanovrstvový illit/smektit

Zmiešanovrstvový illit/smektit je najrozšírenejším minerálom zmiešanovrstvových štruktúr (Weaver a Pollard, 1973). Robert et al. (1991) rozlišujú dva typy illitu/smektitu, ktoré sú rozšírené v pôde na sedimentárnych horninách. Prvý predstavuje klasické štruktúrne usporiadanie MacEwanovho typu, ktoré môže jestvovať vo veľkých kryštáloch tvorených periodicky sa striedajúcimi vrstvami illitu a smektitu. Mikrosľudy obsahujú napučiavajúce vrstvy na hraniciach častíc a tiež by sa mali pokladať za štruktúrne zmiešanovrstvové minerály (Robert et al., 1991).

Druhý typ illitu/smektitu sa tvorí náhodnou superpozíciou elementárnych častíc ako monovrstiev, dvojvrstiev a častíc tvorených od troch do piatich vrstiev, ktoré sú kolapsované alebo expandované a s možnými laterálnymi variáciami. Tento typ interstratifikácie sa označuje ako textúrny typ (Robert et al., 1991; obr. 2).



Obr. 2. Hlavné spôsoby usporiadania pôdneho ílu. Jednorozmerná predstava podľa elektrónovej mikroskopie a fyzikálnochemických vlastností (Robert et at., 1991).

Fig. 2. Main facies of soil clay organization. One-dimensional representation by electron microscopy and associated properties (Robert et al., 1991).

Vermikulit

Vermikulit sa definuje ako fylosilikát s nábojom 0,6 až 0,9 na základnú bunku (Bailey, 1980), čím sa odlišuje od smektitu. Zo sekundárnych fylosilikátov má najrozsiahlejšiu distribúciu veľkosti častíc a môže sa vyskytovať v ílovej až hrubozrnnej pieskovej frakcii. Vermikulit bol identifikovaný vo všetkých pôdnych typoch a klimatických oblastiach, ale najčastejšie v pôdach miernej a subtropickej klimatickej oblasti (Lowell a Douglas, 1989). Trioktaedrický vermikulit sa vyskytuje v siltovej až pieskovej frakcii a vzniká alteráciou biotitu alebo chloritu. Dioktaedrický vermikulit vzniká alteráciou muskovitu alebo illitu a často sa opisuje ako vermikulit s Al hydroxidmi v medzivrství (HIV). Vyskytuje sa väčšinou v kyslých, lúhovaných pôdach. Od 1960 sa bežne identifikuje v tropických (hapludult, dystrochrept), vo veľmi kyslých, ale aj v slabo lúhovaných pôdach (udalf, aqualf), čo indikuje jeho stabilitu v prostredí intenzívneho zvetrávania a vysokej aktivity Al (Allen a Hajek, 1989).

Vznik vermikulitu zvetrávaním sľudy

Transformácia sľudy sa opisuje v literatúre ako najčastejší proces vedúci k vzniku ílových minerálov v pôde, hlavne vermikulitu a smektitu (Borchart, 1989; Pozzuoli et al., 1992). April et al. (1986), Barshad (1966) a Hardy et al. (1993) identifikovali vermikulit, ktorý vznikol zvetraním illitu a Banfield a Eggleton (1988) zvetraním biotitu.

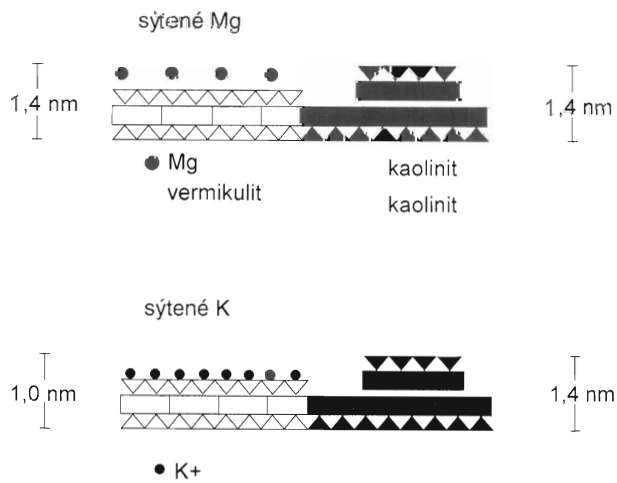
Pri zvetrávaní sľudy na vermikulit sa uvoľňuje K^+ z medzivrstvových pozícií a nahrádza sa hydrátovanými iónmi. K sa môže uvoľňovať difúziou zo všetkých medzivrství, keď sa sľuda priamo alteruje na vermikulit, alebo difúziou pozdĺž špecifických rovín 001 za vzniku zmiešanovrstvovej štruktúry sľuda/vermikulit (Lowell a Douglas, 1989). Oxidácia Fe je pri zvetrávaní biotitu na vermikulit nevyhnutná (Moon et al., 1994).

Vznik vermikulitu zvetrávaním chloritu

Vznik vermikulitu zvetrávaním chloritu je opísaný vo viacerých prácach (Agrast, 1991; Righi et al., 1993; Proust et al., 1986; Ross et al., 1982; Murakami et al., 1996; Senkay et al., 1981) a potvrdený experimentmi (Ross a Kodama, 1974, 1976). Vo všeobecnosti platí, že oxidácia Fe je pri zvetrávaní chloritu v prírode dôležitým faktorom. Potvrdilo sa to aj pri experimentálnej transformácii (Ross a Kodama, 1976). Okrem celkového obsahu Fe je dôležitá aj jeho distribúcia v štruktúre. Ak sa Fe^{2+} vyskytuje hlavne v hydroxidovom medzivrství, oxidácia prebieha veľmi rýchlo. Ak je Fe^{2+} lokalizované v oktaedrickej sieti 2:1 vrstvy, oxidácia prebieha pomalšie, spôsobuje redukciu náboja a vedie k vzniku smektitu (Senkay et al., 1981).

Transformácia vermikulitu na kaolinit

Tvorba Al hydroxidových medzivrství v expandujúcich ílových mineráloch a vznik zmiešaných štruktúr sú medzistupňom transformácie 2:1 vrstvovej štruktúry na 1:1 vrstvovú štruktúru. Výsledky štúdia kórejských tropických pôd (ultisol) naznačujú, že sa dioktaedrická vermikulitová vrstva s Al hydroxidmi v medzivrství môže priamo transformovať na dve kaolinitové vrstvy (Wada a Kakuto, 1983; obr. 3).



Obr. 3. Predstava štruktúry vrstvy prechodného vermikulitu-kaolinitu (Wada a Kakuto, 1983).

Fig. 3. Proposed unit layer of an intergradient vermiculite-kaolin mineral (Wada and Kakuto, 1983).

Al hydroxidy v medzivrství expandujúcich fylosilikátov

Expandujúce dioktaedrické vrstvové silikáty smektit a vermikulit v pôde a sedimentoch majú často medzivrstvie z nevymeniteľných Al hydroxidov alebo sú čiastočne „chloritizované" (Rich, 1968; obr. 4). Vytváranie Al hydroxidového medzivrstvia je veľmi dôležitý proces, ktorý priamo vplýva na vlastnosti pôdy (Wilson, 1987) a bol opísaný najmä v kyslých, aktívne lúhovaných pôdnych typoch, napr. podzole (Carnicelli et al., 1997; Righi et al., 1993; Righi a Meunieur, 1991). Dôsledkom tvorby Al hydroxidových medzivrství v expandujúcich ílových mineráloch je zníženie ich schopnosti expandovať a redukcia katiónovýmennej kapacity (Rich, 1968; Agrast, 1991). Vo všeobecnosti sú optimálne podmienky na vznik Al hydroxidových medzivrství v pôde pri pH okolo 5 s nízkym obsahom organickej hmoty a so striedaním cyklov sušenia a vlhčenia (Rich, 1968).

Z hľadiska pôdnej mineralógie je dôležité poznať priebeh transformácie sľudy na Al hydroxidový vemikulit v kyslej pôde (Aoudjit et al., 1996) zahŕňajúci:

1. Mikrorozpad, ktorý sa začína rozpadom veľkých častíc paralelne s plochou 001. Tak nastáva rozpad častíc obsahujúcich stovky vrstiev na častice iba s niekoľkými vrstvami.

2. Transformácia sľudy na zmiešanovrstvový biotit(muskovit)/vermikulit a potom na hydroxy-Al vermikulit lúhovaním K. Transformácia muskovitu na Al hydroxidový vermikulit — okrem uvoľnenia K a rozpúšťania Si — je možná bez veľkých zmien v chemickom zložení. Na druhej strane transformácia biotitu na Al hydroxidový vermikulit vyžaduje externý zdroj Al a modifikáciu oktaedrickej siete po uvoľnení Fe. V prípade muskovitu je zdrojom Al migrácia Al z tetraedrickej a oktaedrickej siete do medzivrstvia.

Vznik Al hydroxidového vermikulitu zvetrávaním sľudy je charakteristický pre kyslé pôdne typy. Častice sú malé, obsahujúce tri až sedem vrstiev, vždy dioktaedrické, bez ohľadu na to, či bol materský minerál dioktaedrický alebo trioktaedrický. Rozpúšťanie postihuje povrchové vrstvy alebo veľké domény častíc a vedie k vzniku viaczložkového gélu bohatého na Fe a Al, ktorý tvorí povlak na organických rezíduách alebo individuálne zhluky, hojné v ílovej frakcii. Prítomnosť takéhoto gélu v kyslej pôde je dôkazom o rozpúšťaní primárnych minerálov (Aoudjit et al., 1996).

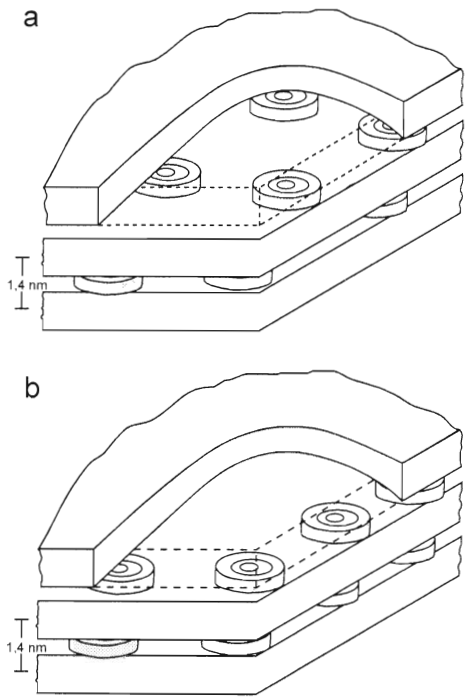
Illit

Vo zvetrávacom prostredí prebiehajú nasledujúce procesy dotýkajúce sa illitových vrstiev (Środoń a Eberl, 1984):

— degradovanie illitu lúhovaním za vzniku expandujúcich vrstiev — „otváranie" illitu,

— transformácia smektitových vrstiev na illitové sušením a vlhčením,

— kryštalizácia illitu v spodných zónach zvetrávacích profilov.



Obr. 4. Distribúcia Al hydroxidových polymérov v medzivrství 2:1 ílových minerálov. a — rovnomerné rozmiestnenie, b — „ostrovčekovité" usporiadanie (Barnhisel a Bertsch, 1989).

Fig. 4. Illustration of the distribution of hydroxy-Al polymers in the interlayer space of 2:1 clay minerals. a — uniform distribution, b — „atoll" arrangement (Barnhisel and Bertsch, 1989).

Neoformácia illitu v spodných častiach zvetrávacích profilov sericitizáciou sa často pozoruje pri zonálnych plagioklasoch (Środoń a Eberl, 1984). Stoch a Sikora (1976) zistili vznik sekundárnej dioktaedrickej sľudy v spodných horizontoch kaolinizovaného granitu.

Illit v pôde je vzácny, vždy čiastočne napučiava, a preto nezodpovedá kritériám, ktoré uvádza Środoń a Eberl (1984), a rovnako smektit vždy obsahuje kolapsované vrstvy (Robert et al., 1991).

„Otváranie" illitových vrstiev

Zvetrávanie illitu pri pedogenéze opisuje viac prác (Hardy, 1993; Bouabid et al., 1996; Koch et al., 1992). Tento proces spravidla prebieha transformáciou illitu na vermikulit a smektit.

Netradičný príklad zvetrávania illitu vo vrstvách podložného ílu uhoľného ložiska uvádza Rimer a Eberl (1982). Kyslé roztoky spôsobili progresívne lúhovanie podložného ílu, „otváranie" illitových vrstiev a vznik I/S. Expandabilita I/S rastie smerom k uhoľnému sloju, kde je lúhovanie najintenzívnejšie. Lúhovanie K^+ prebiehalo spočiatku v miernejších podmienkach za prítomnosti kalcitu, ktorý pufroval pH roztokov. Podľa týchto autorov (l. c.) ide o alteráciu in situ, ktorá je výsledkom chemického gradientu (zmena pH). Merania pH indikujú, že lúhovanie kyslými roztokmi prebieha aj v súčasnosti.

Zvetrávanie postihujúce zmiešanovrstvový illit/smektit sa vymyká z rámca predstáv o „otváraní" illitu. Predstavuje rozpad a súčasne rozpúšťanie illitových/smektitových kryštálov (Šucha et al., in press). Pri alterácii nastáva delaminácia zmiešanovrstvových kryštálov na monovrstvy a potom ich rozpúšťanie. Postihnuté bývajú iba niektoré kryštály, kým ostatné zostávajú nezmenené. Malé množstvo smektitu vznikajúceho pri alterácii nie je výsledkom „otvárania" illitových vrstiev. Pri testovaní náboja, po sýtení K a aplikovaní cyklov sušenia a vlhčenia nenastal kolaps štruktúry a pozícia smektitového píku zostala nezmenená. Smektit pravdepodobne vzniká preusporiadaním monovrstiev do smektitových kryštálov alebo kryštalizáciou z roztokov.

Illitizácia smektitu sušením a vlhčením

Vlhčenie a sušenie sú geologicky významné procesy tvorby illitových vrstiev transformáciou pri nízkej teplote (Eberl et al., 1986). Percento vzniknutých illitových vrstiev je úmerné počtu cyklov a náboju pôvodného smektitu. Podľa experimentov Eberla et al. (1986) K smektity vystavené cyklickému sušeniu a vlhčeniu fixujú K ireverzibilne za vzniku náhodne usporiadaného illitu/smektitu. Tento mechanizmus sa zakladá na zachytávaní hydratovaných K iónov v „hexagonálnych" dutinách medzi 2:1 vrstvami. Sušenie a vlhčenie môže mechanicky preusporiadať 2:1 vrstvy okolo K iónu za vzniku stabilnejšieho usporiadania. Sýtenie smektitu K bez striedania cyklov sušenia a vlhčenia síce produkuje „illitové" vrstvy, ale táto reakcia je reverzibilná pri sýtení katiónom s vyššou hydratačnou energiou.

V porovnaní s K sa menšia pozornosť venuje fixovaniu NH_4^+ smektitom pre zriedkavý výskyt amónneho illitu (Šucha a Širáňová, 1991), ale neplatí to pri poľnohospodársky obrábanej pôde. Fixovanie NH_4^+ v štruktúre smektitu striedaním cyklov sušenia a vlhčenia je porovnateľné s fixovaním K. Rozhodujúcim faktorom pri obidvoch katiónoch je vrstvový náboj.

Kaolinit a halloyzit

Kaolinit patrí medzi najbežnejšie minerály kaolinitovo-serpentinitovej skupiny. Halloyzit má rovnaký teoretický pomer SiO_2/Al_2O_3 ako kaolinit, ale vyznačuje sa vyšším obsahom vody (Weaver a Pollard, 1973). Kaolinit a halloyzit sa primárne rozlišujú podľa morfológie a štruktúry. Kaolinit sa pokladá za jeden z najstabilnejších sekundárnych silikátov, ale pribúdajú dôkazy, podľa ktorých vermikulit s Al hydroxidmi v medzivrství je v niektorých podmienkach rovnako stabilný ako kaolinit (Allen a Hajek, 1989). Kaolinit je dominantným minerálom ílovej frakcie tropických a lateritických pôd (ultisol, oxisol).

Kaolinit vo zvetrávacom prostredí vzniká kyslým lúhovaním alkalických hornín, živcov a sľudy, avšak prakticky každá silikátová hornina alebo minerál sa môže zmeniť na kaolinit, ak sú na to vhodné podmienky dostatočne dlhý čas (Weaver a Pollard, 1973). Stabilita kaolinitu v prírodných podmienkach závisí od jeho kryštalinity, ktorá odráža dynamiku vývoja profilu, a od aktivity vody, ktorá závisí od veľkosti pórov a vlhkosti profilu. Pre vývoj kaolinitovej pôdy je charakteristické (Tardy, 1982):

— Neusporiadaný kaolinit, halloyzit, imogolit a alofán vznikajú v mladej pôde, na kontakte s materskou horni-

nou na úkor nestabilných minerálov a všeobecne, keď materská hornina zvetráva veľmi rýchlo.

— Zvetrávaním odolných minerálov vzniká malé množstvo dobre kryštalického kaolinitu, ktorý je menej rozpustný ako neusporiadaný kaolinit.

— Časom a s postupujúcim zvetrávaním rastie hrúbka profilu, amorfný materiál a neusporiadaný kaolinit je nahrádzaný kryštalickým kaolinitom.

Vznik kaolinitu transformáciou montmorillonitu a beidellitu v kyslej pôde opísal Karahantis a Hajek (1983) a transformáciu biotitu a muskovitu na kaolinit Stoch a Sikora (1976), ako aj Banfield a Eggleton (1988). Wada a Kakuto (1983) opísali vznik kaolinitu transformáciou hydroxy-Al vermikulitu.

Halloyzit sa vyskytuje v pôde v menšom množstve ako kaolinit a zriedka je dominantným minerálom v celom pôdnom profile (Allen a Hajek, 1989). Bol identifikovaný väčšinou v dvoch pedogenetických prostrediach:

1. V pôdach vzniknutých na vulkanickom popole, kde zvetrávanie postupuje podľa schémy vulkanický popol → → alofán → halloyzit.

Príkladom je zvetrávanie bazaltových hornín v tropickej časti Kamerunu (Siefferman a Millot, 1969). V oblasti, kde sa vyskytujú obdobia sucha, vzniká vo vrchných horizontoch halloyzit a v dôsledku dehydratácie ho nahrádza metahalloyzit a gibbsit. Zvetrávanie postupuje podľa schémy materská hornina → alofán → halloyzit → metahalloyzit → gibbsit.

Podľa pozorovania pomocou elektrónovej mikroskopie môže halloyzit vznikať aj priamo z primárneho minerálu, napríklad zvetrávaním plagioklasu v pôde na vulkanickom popole (Tazaki, 1979) alebo zvetrávaním živcov (Kirkman, 1981).

2. V spodných častiach profilov silne zvetraného granitu (saprolit).

Pre pôdne typy vyvinuté na kryštalických a metamorfovaných horninách v Galícii (Španielsko) je charakteristická vysoká koncentrácia 1:1 fylosilikátov a gélu (Romero et al., 1992). Pomocou HRTEM a mikroanalýzy boli identifikované rozličné typy gélu, ktorý sa podľa zloženia (Fe, Al alebo Si-Al) transformuje na goethit, gibbsit, primitívne formy ílu alebo na halloyzit. Halloyzit je metastabilný a s intenzitou zvetrávania sa transformuje na kaolinit. Priebeh zvetrávania vyjadruje schéma (Romero et al., 1992): rozpúšťanie primárnych minerálov → vznik gélu → alofán → primitívne formy ílu → → vznikajúci halloyzit → rozličné formy halloyzitu → kaolinit.

Na vysvetlenie množstva tvarov halloyzitu je rad hypotéz. Latkovitý a tubulárny halloyzit vzniká priamo zvetrávaním živca a jeho sféroidálne tvary pravdepodobne kryštalizujú z gélu (Kirkman, 1981; Banfield a Eggleton, 1990; Romero et al., 1992). Podľa morfológie a chemického zloženia pozorovateľných v rámci jednej vzorky sú medzi tubulárnym a sferoidálnym halloyzitom evidentné rozdiely. Tubulárny halloyzit na rozdiel od sferoidálneho neobsahuje Fe. Rozdiely medzi dlhým a krátkym tubulárnym halloyzitom sú v pomere SiO_2/Al_2O_3 (Tazaki, 1982).

Palygorskit a sepiolit

Sepiolit je latkovitý na Mg bohatý minerál so štruktúrou podobnou palygorskitu. Mg variety sú najrozšírenejšie a na rozdiel od palygorskitu Al obsadzuje polovicu oktaedrických pozícií (Weaver a Pollard, 1973). Pri palygorskite podobne ako aj pri smektitu nastávajú oktaedrické substitúcie (Paquet et al., 1987). Palygorskit a sepiolit sa vyskytujú v rozličnom prostredí na zemskom povrchu vrátane morských a kontinentálnych sedimentov, hydrotermálne alterovaných hornín a pôdy. Nízka stabilita týchto minerálov obmedzuje ich výskyt na aridné a semiaridné pásma (Singer, 1989; Weaver a Pollard, 1973).

Pedogenetický palygorskit môže vznikať alteráciou smektitu. Palygorskit je stabilnejší ako smektit v prostredí s vysokým pH a s vysokou aktivitou Mg a Si v roztokoch. Ale asociácia týchto dvoch minerálov nemusí naznačovať transformáciu v tuhom stave (Singer, 1989). Vznik autigénneho palygorskitu kryštalizáciou z roztokov býva spätý so špecifickými pedologickými a geomorfologickými podmienkami a s vysokou koncentráciou Mg a Si, ktoré môžu vzniknúť v pôde ovplyvnenej stúpajúcou hladinou podzemnej vody, silnou evaporáciou alebo ostrými textúrnymi prechodmi. Sepiolit sa vyzráža z roztokov neobsahujúcich reaktívny Al (prevažne v koloidnej forme) s nedostatočným množstvom rozpustených alkálií na tvorbu smektitu (Paquet et al., 1987). V pôde je sepiolit veľmi vzácny (Singer, 1989).

Záver

Chemické zvetrávanie ílových minerálov je v ložiskovej geológii pri tvorbe kaolínových, lateritových a bauxitových ložísk najstarším procesom, avšak pri vývoji pôdy sa sleduje oveľa skôr, ako sa využíva. Práce o vzťahu medzi úrodnosťou pôdy a chemickým zvetrávaním ílových minerálov majú stále veľký význam v poľnohospodárstve (White and Brantley, 1995). Zvetrávanie ílových minerálov je významné aj z hľadiska dostupnosti životne dôležitých prvkov pre rastliny a vznik nových reaktívnych povrchov pri pedogenéze má dôležitú úlohu pri sorpcii ťažkých kovov a živín.

V poslednom období sa stále väčší dôraz kladie na chemické zvetrávanie v súvislosti s rozvojom priemyselných centier, ich vplyvom na životné prostredie a ekosystémy. Rozpúšťanie vrstvových silikátov pomáha znižovať obsah atmosférického CO_2 a neutralizovať vplyv kyslých dažďov (Nagy, 1995).

Literatúra

Agrast, S., 1991: Chlorite Vermiculutization and Pyroxene Etching in an Aeolian Periglacial Sand Dune, Allen Country, Indiana. *Clays and Clay Miner., 36, 622—633.*

Allen, B. L. & Hajek, B. F., 1989: Mineral Occurrence in Soil Environments. *In: J. B. Dixon & S. B. Weed (Eds.): Minerals in Soil Environmets. 2nd. Madison, Wiscosin, Soil Sci. Soc. Amer., 199—278.*

Aoudjit, H., Elsass, F., Righi, D. & Robert, M., 1996: Mica Weathering in Acidic Soils by Analytical Electron Microscopy. *Clay Miner., 31, 319—332.*

April, R. H., Hluchy, M. M. & Newton, R. M., 1986: The Nature of Vermiculite in Adirondack Soils an Till. *Clays and Clay Miner., 34, 549—556.*

Badraoui, M. & Bloom, P. R., 1990: Iron-Rich High Charge Beidellite in Vertisols and Mollisols of the High Chaouia Region of Morocco. *Soil Sci. Soc. Amer. J., 54, 267—273.*

Bailey, S. W., 1980: Structure of Layer Silicates. *In: G. W. Brindley &*

G. Brown (Eds.): Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification. Miner. Soc. (London), 1—115.

Banfield, J. F. & Eggleton, R., 1988: Transmission Electron Microscope Study of Biotite Weathering. *Clays and Clay Miner., 36, 47—60.*

Banfield, J. F. & Eggleton, R., 1990: Analytical Transmission Electron Microscope Studies of Plagioclase, Muscovite, and K-Feldspar Weathering. *Clays and Clay Miner., 38, 77—89.*

Barnhisel, R. I. & Bertsch, P. M., 1989: Chlorite and Hydroxy-Interlayered Vermiculite and Smectite. *In: J. B. Dixon & S. B. Weed (Eds.): Minerals in Soil Environmets, 2nd. Madison, Wiscosin. Soil Sci. Soc. Amer., 729—789.*

Barshad, I., 1966: The Effect of a Variation in Precipitation on the Nature of Clay Mineral Formation in Soils from Acid and Basic Igneous Rocks. *Proc. Int. Clay Conf., Jerusalem, Israel, 1, 167—173.*

Borchardt, G., 1989: Smectites. *In: J. B. Dixon & S. B. Weed (Eds.): Minerals in Soil Environmets, 2nd. Madison, Wiscosin, Soil Sci. Soc. Amer., 675—727.*

Bouabid, R., Badraoui, M., Bloom, P. R. & Daniane, M., 1996: The Nature of Smectites and Associated Interstratified Minerals in Soils of the Gharb plain of Morocco. *Eur. J. Soil Sci., 47, 165—174.*

Carnicelli, S., Mirabella, M., Cecchini, G. & Sanesi, G., 1997: Weathering of Chlorite to a Low-Charge Expandable Mineral in a Spodosol on the Apennine Mountains, Italy. *Clays and Clay Miner., 45, 28—41.*

Eberl, D. D., Środoń, J. & Northrop, H. R., 1986: Potassium Fixation in Smectite by Wetting and Drying: *ACS Symposium Series, 323, Geochemical Processes at Mineral Surfaces, American Chemical Society, Washington, DC.*

Güzel, M. & Wilson, M. J., 1981: Clay-Mineral Studies of a Soil Chronosequence in Southern Turkey. *Geoderma, 25, 113—129.*

Hardy, M., 1993: Influence of Geogenesis and Pedogenesis on Clay Mineral Distribution in Northern Vietnam Soils. *Soil Sci., 156, 336—345.*

Karathanasis, A. D. & Hajek, B. F., 1983: Formation of Smectite to Kaolinite in Naturaly Acid Soil Systems: Structural and Thermodynamic Considerations. *Soil Sci. Soc. Amer. J., 47, 158—163.*

Kirkman, J. H., 1981: Morphology and Structure of Halloysite in New Zealand Tephras. *Clays and Clay Miner., 29, 1—9.*

Kittrick, J. A., 1969: Soil Minerals in the Al_2O_3-SiO_2-H_2O System and a Theory of their Formation. *Clays and Clay Miner., 17, 157—167.*

Koch, C. B., Bentzon, M. D., Larsen, E. W. & Borggaard, O. K., 1992: Clay Mineralogy of two Ultisols from Central Kalimantan, Indonesia. *Soil Sci., 154, 158—167.*

Moon, H., Song, Y. & Lee, S. Y., 1994: Supergene Vermiculitization of Phlogopite and Biotite in Ultramafic and Mafic Rocks, Central Korea. *Clays and Clay Miner., 42, 259—568.*

Murakami, T., Isobe, H., Sato, T. & Ohnuki, T., 1996: Weathering of Chlorite in a Quartz-Chlorite Shist: I. Mineralogical and Chemical Changes. *Clays and Clay Miner., 44, 244—256.*

Nagy, K. L., 1995: Dissolution and Precipitation Kinetics of Sheets Silicates. *In: A. F. White & S. L. Brantley (Eds.): Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals. Rev. Mineralogy, 31. Min. Soc. Amer. (Washington), DC, 173—225.*

Özkan, A. I. & Ross, G. J., 1979: Ferruginous Beidellites in Turkish Soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J., 43, 1242—1248.*

Paquet, H., Duplay, J., Valleron-Blanc, M. M. & Millot, G., 1987: Octahedral Compositions of Individual Particles in Smectite-Palygorskyte and Smectite-Sepiolite Assemblages: *Proc. Int. Clay Conf., Denver, The Clay Minerals Society, Bloomington, Indiana, 73—77.*

Pozzuoli, A., Vial, E., Franco, E., Ruiz-Amil, A. & De la Calle, C., 1992: Weathering of Biotite to Vermiculite in Quaternary Lahars form Monti Ernici, Central Italy. *Clay Miner., 27, 175—184.*

Proust, D., Eymery, J. P. & Beaufort, D., 1986: Supergene Vermiculitization of a Magnezian Chlorite: Iron and Magnesium Removal Processes. *Clays and Clay Miner., 34, 572—580.*

Rich, C. I., 1968: Hydroxy Interlayers in Expandable Layer Silicates. *Clays and Clay Miner., 16, 15—30.*

Righi, D. & Meunier, A., 1991: Characterization and Genetic Interpretation of Clays in an Acid Brown Soil (Dystrochrept) Developed in Granitic Saprolite. *Clays and Clay Miner., 39, 519—530.*

Righi, D., Petit, S. & Bouchet, A., 1993: Characterization of Hydroxy-Interlayered Vermiculite an Illite/Smectite Interstratified Minerals form the Weathering of Chlorite in a Cryorthod. *Clays and Clay Miner., 41, 484—495.*

Righi, D., Terribile, F. & Petit, S., 1995a: Low-charge to High-charge Beidellite Conversion in a Vertisol from South Italy. *Clays and Clay Miner., 43, 495—502.*

Righi, D., Velde, B. & Meunier, A., 1995b: Clay Stability in Clay-Dominated Soil System. *Clay Miner., 30, 45—54.*

Rimmer, S. M. & Eberl, D. D., 1982: Origin of an Undeclays as Revealed by Vertical Variation in Mineralogy and Chemistry. *Clays and Clay Miner., 30, 422—430.*

Robert, M., Hardy, M. & Elsass, F., 1991: Crystallochemistry, Properties and Organization of Soil Clays Derived form Major Sedimentary Rocks in France. *Clay Miner., 26, 409—420.*

Robert, M. & Tessier, D., 1992: Incipient Weathering: Some New Concepts on Weathering, Clay Formation and Organization. *In: I. P. Martini & W. Chesworth (Eds.): Weathering, Soils and Paleosoils. Elsevier, 19—38.*

Romero, R., Robert, M., Elsass, F. & Garcia, C., 1992: Abundance of Halloysite Neoformation in Soils Developed form Crystalline Rocks. Contribution of transmission electron microscopy. *Clay Miner., 57, 35—46.*

Ross, G. J. & Kodama, H., 1974: Experimental Transformation of a Chlorite into Vermiculite. *Clays and Clay Miner., 22, 205—211.*

Ross, G. J. & Kodama, H., 1976: Experimental Alteration of a Chlorite into a Regularly Interstratified Chlorite-Vermiculite by Chemical Oxidation. *Clays and Clay Miner., 24, 183—190.*

Senkayi, L. A., Dixon, J. B. & Hossner, L. R., 1981: Transformation of Chlorite to Smectite Through Regularly Interstratified Intermediates. *Soil Sci. Soc. Amer. J., 45, 650—656.*

Sieffermann, G. & Millot, G., 1969: Equatorial and Tropical Weathering of Recent Basalts from Cameroon: Allophanes, Halloysite, Metahalloysite, Kaolinite and Gibbsite. *Proc. Int. Clay Conf., Israel, Jerusalem, 1, 417—430.*

Singer, A., 1989: Palygorskyte and Sepiolite Group Minerals. *In: J. B. Dixon & S. B. Weed (Eds.): Minerals in Soil Environments, 2nd. Madison, Wiscosin, Soil Sci. Soc. Amer., 829—873.*

Środoń, J., 1980: Synthesis of Mixed-layer Kaolinite/Smectite. *Clays and Clay Miner., 28, 416—424.*

Środoń, J. & Eberl, D. D., 1984: Illite. *In: Micas & S. W. Bailey (Eds.): Reviews in Mineralogy, 13, Miner. Soc. Amer., 495—544.*

Stoch, L. & Sikora, W., 1976: Transformation of Micas in the Process of Kaolinization of Granites and Gneisses. *Clays and Clay Miner., 24, 156—162.*

Šucha, V. & Širáňová, V., 1991: Ammonium and Potassium Fixation in Smectite by Wetting and Drying. *Clays and Clay Miner., 39, 556—559.*

Šucha, V., Elsass, F., Środoń, J., Clauer, N., Eberl, D. D., Kraus, I. & Uhlík, P., 1998: Weathering of Smectite and Illite-Smectite. *Clays and Clay Miner. (in press).*

Tardy, Y., 1982: Kaolinite and Smectite Stability in Weathering Conditions. *Estud. geol., 38, 295—312.*

Tazaki, K., 1981: Analytical Electron Microscopic Studies of Halloysite Formation Processes — Morphology and Composition of Halloysite. *In: H. Van Olphen & F. Veniale (Eds.): Developments in Sedimentology 35, Elsevier, 573—584.*

Vincente, M. A., Razzaghe, M. & Robert, M., 1977: Formation of Aluminium Hydroxy Vermiculite (Intergrade) and Smectite from Mica under Acidic Conditions. *Clay Miner., 12, 101.*

Wada, K. & Kakuto, Y., 1983: Intergradient Vermiculite-Kaolin Mineral in a Korean Ultisols. *Clays and Clay Miner., 3, 183—190.*

Weaver, C. E. & Pollard, L. D., 1973: The Chemistry of Clay Minerals. *Elsevier (Amsterdam), 213.*

White, A. F. & Brantley, S. L., 1995: Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals. *In: A. F. White & S. L. Brantley (Eds.): Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals. Review in Mineralogy, 31, Miner. Soc. Amer. (Washington), DC, 1—21.*

Wilson, M. L., 1987: Soil Smectites and Related Interstratified Minerals: Recent developments. *Proc. of the Int. Clay Conference, Denver, 1985. In: L. G. Shultz, H. van Olphen & F. A. Mumpton (Eds.): Clay Minerals Society, Bloomington, Indiana, 167—173.*

Yerima, B. P. K., Calhoun, F. G., Senkayi, A. L. & Dixon, J. B., 1985: Occurrence of Interstratified Kaolinite-Smectite in El Salvador Vertisols. *Soil Sci. Soc. Amer. J., 49, 462—466.*

Mineralia Slovaca, 30 (1998), 475—478

Inklúzie zlata v mineralizácii ullmannitovo-gersdorffitového radu ložiska Jasenie—Kyslá v Nízkych Tatrách

JOZEF STANKOVIČ

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 10. 7. 1998, revidovaná verzia doručená 4. 8. 1998)

Gold inclusions in ullmannite-gersdorffite mineralization from Jasenie—Kyslá deposit in the Nízke Tatry Mts.

The Jasenie-Kyslá W-Au deposit in the Nízke Tatry Mts. is situated in various metamorphic rocks of Paleosoic age. Metaultramafites form strongly altered lenticular bodies and layers and from primary minerals only chromites have survived in many cases.

The Ni-Sb-Au mineralization localizing environment is the hydrothermally altered metaultramafite complex with tiny nets of carbonate by chalcopyrite, tetrahedrite, sphalerite, ullmannite, gersdorffite and inclusions of gold. Ore minerals are probably subsequent to the metamorphic rocks and originated during a later stage of hydrothermal mineralization. Origin of Ni-Co in sulphides is connected by raised content of these elements in surrounding metaultramafites. Ag-content in gold is in range 11.59—15.08 wt. %. The latest fluids (barite stage) of this mineralization are probably geneticaly linked with Triasic evaporite formations.

Key words: gold inclusions, myrmekitic intergrowth of ullmannite and gersdorffite forming precess

Úvod

W-Au zrudnenie v oblasti Jasenie-Kyslá v Nízkych Tatrách je predmetom novodobého záujmu od roku 1977 (Pulec et al., 1977) a s ním súvisiace práce vyvrcholili geologickým a ložiskovým zhodnotením (Pecho et al., 1983). Napriek tomu ucelenejší pohľad na pestrosť a variabilitu tamojšej mineralizácie priniesli aj neskoršie doplnenia (Spišiak et al., 1988, 1992, 1993, 1994; Pitoňák a Spišiak, 1992; Bláha a Vitásek, 1989, 1998; Bláha, 1994 a i.). Aj keď sledované zrudnenie poskytlo len ložiskovo prognózne parametre a Ni-Co mineralizácia Au je v študovanej oblasti iba lokálneho charakteru, jej poznanie môže poznatky o drahokovovej formácii v tomto metalogenetickom regióne podstatne rozšíriť.

Pri štúdiu karbonátovo-sulfidickej mineralizácie v komplexe metaultramafitov na W-Au zrudnení v Jasení—Kyslej sa zistil chalkopyrit, tetraedrit, sfalerit s mikroskopicky prítomnou Ni-Co asociáciou ullmannitu a gersdorffitu (Stankovič a Jančula, 1982). Keďže minerály Ni sú v rudných výskytoch v Nízkych Tatrách zriedkavé, ale významne dopĺňajú ich parageneticku asociáciu, venovala sa im aj v ďalšom období zvýšená pozornosť, pričom sa v nich identifikovali inklúzie Au, ktoré sú aj predmetom tohto príspevku.

Pracovné metódy

Morfológia a kompozícia minerálov, distribúcia prvkov a prítomnosť submikroskopických fáz (Au) sa študovala elektrónovou mikroskopiou zobrazením v režime sekundárnych elektrónov (SEI) a odrazených elektrónov — kompozícia (BEI). Mikrodokumentácia vzťahu minerálnych fáz (obr. 1, 2, 3, 4) sa vyhotovila pomocou EM JEOL 840A.

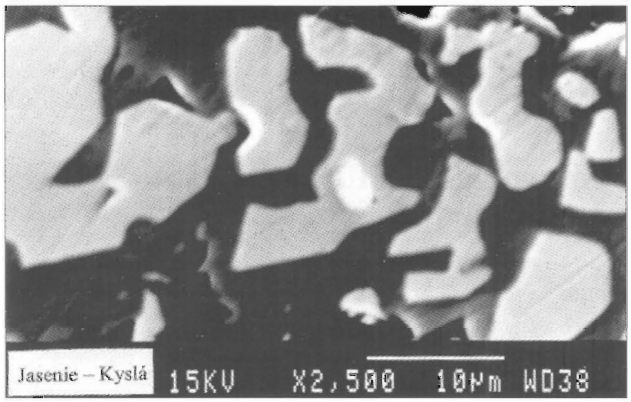
Inklúzie Au sa identifikovali v elektrónovom mikroskope JEOL 840A za použitia 15 kV urýchľovacieho napätia, prúdu 12 nA a analytických línií Mα pri Au, Lα pri Ag na kryštáli detektora PET. Pri analýzach WDS sa ako štandard použilo rýdze Au a Ag. Prítomnosť iných prvkov (Te, Sb, Hg, Cu) sa neprejavila. Analyzované minerálne fázy majú veľkosť pod 5 μm, čo je hodnota blížiaca sa rozmeru lúča na rtg. mikroanalyzátore. Preto sa pri výbere a umiestnení bodu lúča na analyzovanej inklúzii kládol dôraz na minimálny vplyv okolitých minerálov.

Aj keď sa niektoré relatívne väčšie inklúzie Au dajú zreteľne postrehnúť v optickom mikroskope na odrazené svetlo, detaily v ich zlatožltom farebnom odtieni (Háber a Jeleň, 1993) sa pre ich malé rozmery (do 5 μm) voľným okom nedali stanoviť.

Charakteristika mineralizácie

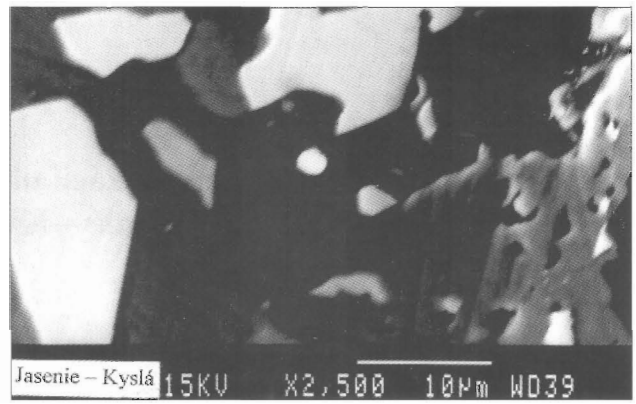
Karbonátové žilky so sulfidickými minerálmi a Au sú v metaultramafických horninách, ktoré z petrografickej aj geochemickej stránky zhodnotil v publikovaných prácach Spišiak et al. (1988, 1992, 1994, 1998) a Krist et al. (1988). Ich metamorfným vývojom ako bazálnou časťou leptynitovo-amfibolického komplexu sa zaoberal Hovorka a Méres (1993) a Hovorka (1994).

Prevládajúcim rudným minerálom je makroskopicky viditeľný chalkopyrit a tetraedrit, ktoré prenikajú karboná-



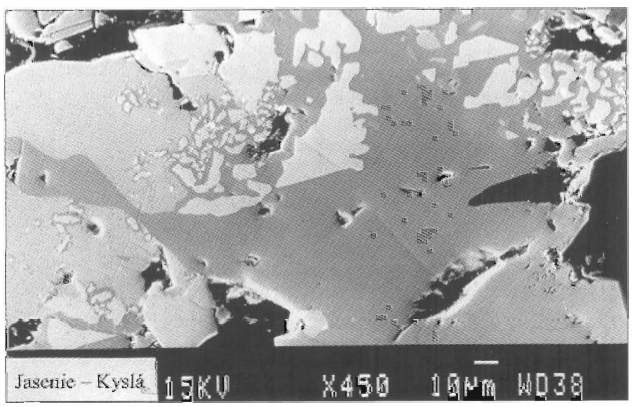
Obr. 1. Exsolúcie ullmannitu (svetlý) v chalkopyrite (tmavý) s inklúziou Au (biele).

Fig. 1. Exsolutions of ullmannite (light) in chalkopyrite (dark) with inclusion of gold (white).



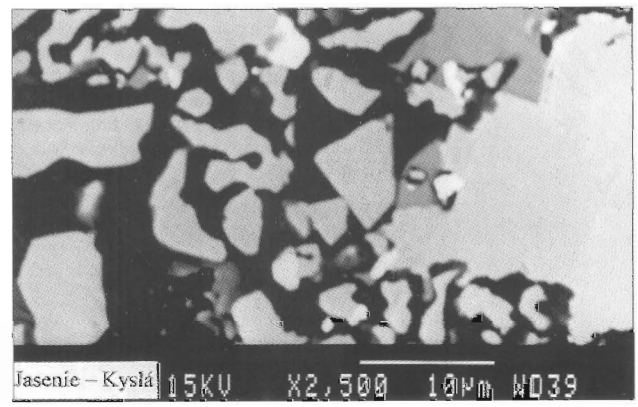
Obr. 3. Myrmekitické prerastanie ullmannitu (svetlosivé), gersdorffitu (tmavosivé) v chalkopyrite (tmavé) s inklúziami Au (biele).

Fig. 3. Myrmekitic intergrowth of ullmannite (light grey), gersdorffite (dark grey) in chalcopyrite (dark) with gold inclusions (white).



Obr. 2. Celkový pohľad na asociáciu chalkopyritu (tmavosivé) a tetraedritu (svetlosivé) s myrmekitmi ullmannitu a gersdorffitu (svetlé) a s inklúziami Au (biele).

Fig. 2. Assemblage of chalcopyrite (dark grey) and tetrahedrite (light grey) with myrmekitic intergrowth of ullmannite and gersdorffite (light) by gold inclusions (white).



Obr. 4. Detail drobných exolucií ullmannitu (svetlosivé) v chalkopyrite (tmavé) v asociácii s tetraedritom (tmavosivé) a inklúziami Au (biele).

Fig. 4. Magnified view of fine ullmannite exsolutions (light grey) in chalcopyrite (dark) and tetrahedrite association (dark grey) with gold inclusions (white).

Tab. 1
Mikrosondové analýzy zlatiniek (hmot. %)
Microprobe analyses of gold inclusions (wt. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Au	84.27	88.40	86.32	87.14	85.49	86.22	87.13	87.33	87.54
Ag	15.08	11.59	12.76	11.87	14.12	13.27	12.19	12.18	10.35
Σ	99.35	99.99	99.08	99.01	99.61	99.49	99.32	99.51	97.89

Tab. 2
Mikrosondová analýza karbonátu
Microprobe analysis of carbonate

Zložka	% zastúpenie
CaO	34.9
FeO	12.8
MgO	9.9
MnO	1.3

tom ankeritovo-dolomitového zloženia (tab. 2). V menšom množstve sa tu vyskytuje pyrit a sfalerit. Chalkopyrit a tetraedrit uzatvárajú drobné odmiešaniny ullmanitu a gersdorffitu. Inklúzie Au sa vyznačujú priestorovo nerovnomernou distribúciou, sú prevažne oválne, veľké do 5 µm a vyskytujú sa v ullmannite (obr. 1), gersdorffite, chalkopyrite a tetraedrite (obr. 2, 3, 4). Štruktúra ullmannitu v chalkopyrite (obr. 1) nesie znaky exsolučných fenoménov a odmiešavanie, ktoré viedlo až k úplnému rozpadu pôvodného tuhého roztoku, možno pozorovať ako myrmekitické prerastanie aj pri gersdorffite a tetraedrite (obr. 2).

Inklúzie Au pri analýzach potvrdili pomerne vysoký obsah Ag, a to do 15,08 hmot. % (tab. 1). Výsledky mikrosondových analýz ostatných minerálov, ako aj chemické zloženie ullmannitu a gersdorffitu sú v práci Stankoviča a Jančulu (1982).

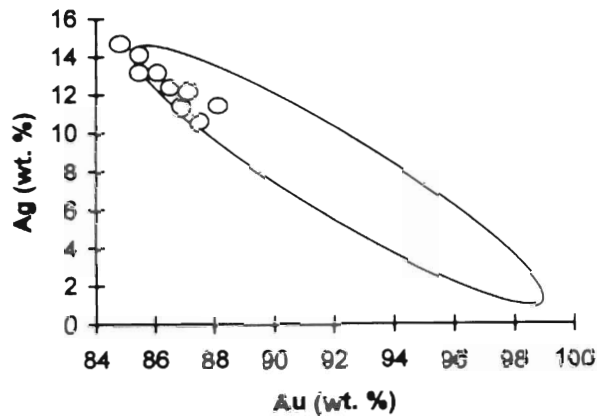
Diskusia

Prejavy Ni-Co mineralizácie, reprezentované ullmannitom a gersdorffitom, sú v Malých Karpatoch známe (Cambel a Krištín, 1977; Andráš a Chovan, 1995; Andráš, 1996, 1998), avšak bez viditeľnej formy Au (Andráš a Ragan, 1995). Publikované analýzy Au zo zrudnení v Západných Karpatoch poväčšine pochádzajú z odlišných typov mineralizácie, napr. z neovulkanických formácií (Maťo a Maťová, 1994; Maťo et al., 1996), z U-Au-Co-Bi-REE mineralizácie (Rojkovič et al., 1997, 1998), tetraedritových, resp. sulfoantimónových zrudnení (Majzlan a Chovan, 1997; Chovan et al., 1992, 1995, 1998; Chovan, 1990; Majzlan a Ozdín, 1995; Majzlan et al., 1998; Antal et al., 1992; Maťo a Sasváry, 1997). Au v asociácii Ni-Co minerálov v Spišsko-gemerskom rudohorí ako námet na vyhľadávanie predkladá Ivan a Hovorka (1980) a z Rudnian uvádza Hurný a Krištín (1978) a Antal (1993), pričom sa obsah Ag v inklúziách Au v ullmannite a gersdorffite udáva do 4,8 hmot. %, t. j. výrazne nižší ako v našom prípade.

Charakter Au zo študovanej lokality má však mnohé spoločné znaky s jeho vývojom aj v iných nízkotatranských zrudneniach, kde sa okrem „neviditeľného" Au v zlatonosnej sulfidickej mineralizácii vyskytuje aj staršia kremenno-zlatá parageneticka asociácia a mladšia sulfidická, ktorá je taktiež nositeľom Au. Takáto mineralizácia, ktorá vznikla v niekoľkých štádiách, sa uvádza z väčšiny nízkotatranských zrudnení a podrobne bola spracovaná z ložiska Magurka (Chovan et al., 1995), Dúbrava (Chovan, 1990; Chovan et al., 1987; 1996; Michálek a Chovan, 1998), Rišianka (Majzlan et al., 1998), v Mlynnej doline (Majzlan a Chovan, 1997), Vyšnej Boce (Majzlan a Ozdín, 1995; Ozdín a Chovan, 1998), ale aj zo študovaného zrudnenia (Bláha a Vitásek, 1989, 1998; Bláha, 1994), kde sa v mladšom štádiu zrudnenia zistilo Au s vyšším obsahom Ag. Prímes Ag je teda charakteristická pre zlatinky z mladších parageneticky asociácií so sulfidmi oproti chemickému zloženiu Au staršej a najvýznamnejšej kremenno-zlatej mineralizácie, kde máva Au vysokú rýdzosť. Takéto vysoko rýdze Au je aj v asociácii s kremenno-W-Au zrudnením na Jasení (Beňka a Suchý, 1983; Bláha a Vitásek, 1998). Preto je opodstatnené uvažovať, že v našom prípade ide o Au II. generácie v celkovej paragenéze tunajšieho zrudnenia (obr. 5).

Nepravidelne rozmiestnené inklúzie Au prevažne oválneho tvaru veľkosti do 5 μm neprejavujú trend rastu alebo poklesu obsahu Ag v korelácii so svojimi rozmermi. Takýto vzťah je opísaný pri analýzach zlatiniek z uránových zrudnení (Rojkovič et al., 1997) a zo stredoslovenských neovulkanitoch (Maťo et al., 1996), kde sa so zvyšovaním obsahu Ag v Au zistil aj rast veľkosti zrna. Tu však treba poznamenať, že v obidvoch uvádzaných prípadoch išlo o veľkosť Au nad 30 μm, kým rozmery študovaných inklúzií Au sa pohybovali pod 5 μm, čo umožňovalo výkonať hodnoverné analýzy iba pri najväčších inklúziách.

Z uvedeného teda vyplýva, že sa okrem Au v asociácii s kremeňom, volfrámovou mineralizáciou a so sprevádzajúcimi sulfidmi (pyrit, chalkopyrit, pyrotín, tetraedrit, arzenopyrit, Bi-Te minerály), ktoré sa vyznačuje obsahom Ag do 9,6 hmot. % (Bláha, 1994), na lokalite vyskytuje aj generácia Au s obsahom Ag v rozpätí 11,56—15,08 hmot. %, a to v asociácii s karbonátovo-sulfidickou mineralizáciou.



Obr. 5. Graf pomeru Au/Ag z rozličných zrudnení v Nízkych Tatrách. Upravené podľa Andráša et al. (1994) a Chovana et al. (1995). O — priemety analýz zo študovanej mineralizácie.

Fig. 5. Chart of Au/Ag relation from various ore mineralization of Nízke Tatry Mts. Arranged after Andráš et al. (1994) and Chovan et al. (1995). O — projection of analyses from studied mineralization.

Pecho et al. (1983) na základe drobnotektonického a palinologického štúdia zaraďujú zrudnenie na Jasení do genetického typu, v ktorom mala hlavnú úlohu tektonika a hydrotermálne procesy súvisiace s alpínskym orogénom. Ďalší náhľad na vek zrudnenia na základe Ar/K analýz sericitu a biotitu vyslovil Molák et al. (1992) a Bláha (1994), podľa ktorých má karbonátovo-sulfidická mineralizácia alpínsky vek a je remobilizovaná. Prevažnej časti W-Au mineralizácie prisudzujú bercýnsky vek (na základe Ar/K analýz biotitu). Chemické zloženie zlatiniek síce neumožňuje určiť absolútny vek zrudnenia, ale konfrontáciu s údajmi v literatúre na vekovo odlišný charakter mineralizácie áno. Pritom možno uvažovať aj o pôvode aspoň časti prvkov tohto zrudnenia v okolitých horninách — metaultramafitoch, pre ktoré je charakteristický vyšší obsah Ni (do 1320 ppm) a Co (do 159 ppm), ako aj ďalších, pre ultrabáziká typických prvkov, ako je napr. Au (Spišiak et al., 1988, 1998).

Záver

Au mineralizácia študovanej lokality reprezentuje viac typov Au. Identifikovalo sa tu Au s vysokou rýdzosťou (88,6—99,9 hmot. % Au; 0,4—9,6 hmot. % Ag) v kremeni, s ním spätými W minerálmi a sulfidmi (arzenopyrit, pyrit, pyrotín, chalkopyrit, tetraedrit, Bi-Te minerály), ako aj Au s relatívne nižšou rýdzosťou (84,27—88,4 hmot. % Au pri 15,08—11,59 hmot. % Ag) vo forme inklúzií v sulfidoch (chalkopyrit, tetraedrit, ullmannit, gersdorffit), ktoré sú v asociácii s karbonátovými žilkami dolomitovo-ankeritového zloženia. V celkovej sukcesii sa

naznačuje trend rastu obsahu Ag v Au smerom k mladším mineralizáciám. Tým sa potvrdil náhľad o existencii viacerých generácií Au nielen v študovanej oblasti, ale v metalogenetickom regióne vôbec, pričom Au s menšou rýdzosťou a vyšším obsahom Ag možno spájať s prejavmi mladších fáz zrudňovacieho procesu.

Minerálne asociácie so zistenými typmi Au indikujú zložité, polyfázové formovanie mineralizácie v oblasti. V diskusii o pôvode a charaktere zdroja rudných komponentov sa uvažuje o vplyve okolitých hornín (metaultrabazitov) ako zdroji najmä Ni a Co, ale pravdepodobne aj Au.

Poďakovanie. Práca bola financovaná z grantovej úlohy VEGA MŠ SR č. 1/5234/98 a 1/5218/98.

Literatúra

Andráš, P., Maťo, Ľ. & Chovan, M., 1994: Au-mineralization in the Western Carpathians, Slovakia - Main characteristics of selected representative deposits and occurrences. *A. Meeting, Univ. Exeter, 20—23.*

Andráš, P. & Chovan, M., 1995: Ullmannit na ložisku Trojárová v Malých Karpatoch. *Mineralia Slov., 27, 1, 75—77.*

Andráš, P. & Ragan, M., 1995: Sulfidické rudy s neviditeľným zlatom na Slovensku. *Mineralia Slov., 27, 1, 57—63.*

Andráš, P., 1996: Ni mineralizácia ullmannitovo-gersdorffitového radu na ložisku Častá (Malé Karpaty). *Mineralia slov., 28, 4, 255—258.*

Andráš, P., 1998: Ni mineralizácia v Malých Karpatoch (SR). *Uhlí a Rudy, 2, 5, 56—65.*

Andráš, P., Chovan, M. & Ozdín, D., 1998: Neviditeľné Au v sulfidoch Nízkych Tatier. *Mineralia Slov., 1, 92—93.*

Antal, B., Jarkovský, J. & Khun, M., 1992: Contribution to mineralogy and geochemistry of gold in sulphides and black shales of the Slovinky—Gelnica ore field. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 48, 1, 49—54.*

Antal, B., 1993: Charakter zlata z nadložného odžilku Severnej žily v Rudňanoch. *Mineralia Slov., 25, 2, 146—150.*

Beňka, J. & Suchý, Š., 1983: Mineralogická charakteristika volfrámového zrudnenia v Kyslej pri Jasení. *In: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. GÚDŠ Bratislava, 71—84.*

Bláha, M. & Vitásek, A., 1989: Niektoré nové poznatky z ložiska W-Au rúd Jasenie v Nízkych Tatrách. *In: Scheelitová mineralizácia v Československu. Banská Bystrica, 48—53.*

Bláha, M. & Vitásek, A., 1998: Au-W ložisko Jasenie. Mineralia Slov., 1, 89—90.

Bláha, M., 1994: Jasenie-Kyslá, W-Au deposit. *In: P. Grecula & Z. Németh (Eds.): Variscan metallogeny in the Alpine orogeny belt. Abstracts and excursion guide. Geocomplex, 127—131.*

Cambel, B. & Krištín, J., 1977: Contribution to the mineralogy of Malé Karpaty ores. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 1, 121—135.*

Háber, M., Jeleň, S. & Kašpar, P., 1995: Fyzikálno-optické vlastnosti pevných roztokov Au-Ag. *Mineralia Slov., 27, 1, 29—36.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov., 25, 1, 1—10.*

Hovorka, D., 1994: Metaultramafite bodies within the pre-Carboniferous complexes of the West Carpathians central zone. *Geol. Carpath., 45, 3, 145—149.*

Hurný, J. & Krištín, J., 1978: Niektoré Ni-Co minerály z ložiska Rudňany (žila Zlatník). *Mineralia Slov., 10, 3, 221—238.*

Chovan, M., Michálek, J. & Arvensis, M., 1987: Distribúcia zlata na ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách. *In: Zlato v Západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava, 65—69.*

Chovan, M., 1990: Mineralogical-paragenetical relations on the Dúbrava Sb-deposit and their significance for metallogenesis of the Nízke Tatry Mts. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 45, 98—102.*

Chovan, M., Rojkovič, I., Andráš, P. & Hanas, P., 1992: Ore mineralization of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Carpath., 43, 5, 275—286.*

Chovan, M., Póč, I., Jancsy, P., Majzlan, J. & Krištín, J., 1995: Sb-Au(As-Pb) mineralizácia ložiska Magurka, Nízke Tatry. *Mineralia Slov., 27, 6, 397—406.*

Chovan, M., Slavkay, M. & Michálek, J., 1996: Ore mineralization of the Ďumbierske Tatry Mts. (West Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 47, 6, 371—382.*

Chovan, M., Slavkay, M. & Michálek, J., 1998: Metalogenéza ďumbierskej časti Nízkych Tatier. *Mineralia Slov., 30, 1, 3—8.*

Ivan, P. & Hovorka, D., 1980: Co-Ni mineralizácia v Spišsko-gemerskom rudohorí - námety na vyhľadávanie. *Geol. Průzk., 8, 225—228.*

Krist, E., Krištín, J. & Miko, O., 1988: The metamorphic development of the Nízke Tatry Mts. crystalline Basement. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geo., 44, 137—162.*

Majzlan, J. & Ozdín, D., 1995: Cu-Pb-Bi sulfosoli z Nízkych Tatier. *Mineralia Slov., 27, 4, 290—292.*

Majzlan, J. & Chovan, M., 1997: Hydrotermálna mineralizácia v Mlynnej doline, Nízke Tatry. *Mineralia Slov., 29, 2, 149—158.*

Majzlan, J., Chovan, M. & Michálek, J., 1998: Rudné výskyty na Rišianke a Malom Železnom. *Mineralia Slov., 1, 30, 52—59.*

Maťo, Ľ. & Maťová, V., 1994: Mineralizácia v okolí Ozdina, výskyt zlata s obsahom Sb-Ni v tmavých bridliciach. *Mineralia Slov., 26, 1, 30—37.*

Maťo, Ľ., Sasvári, T., Bebej, J., Kraus, I., Schmidt, R. & Kalinaj, M., 1996: Štruktúrne kontrolovaná žilná mezotermálna zlato-kremeňová a epitermálna drahokovová polymetalická mineralizácia v hodrušskom rudnom poli, stredoslovenské neovulkanity. *Mineralia Slov., 28, 6, 455—490.*

Maťo, Ľ. & Sasvári, T., 1997: Zlatonosný tetraedrit zo Striebornej žily (baňa Mária, Rožňava). *Mineralia Slov., 29, 3, 237—239.*

Michálek, J. & Chovan, M., 1998: Štruktúrno-geologické a mineralogické zhodnotenie Sb ložisko Dúbrava. *Mineralia Slov., 30, 1, 25—35.*

Molák, B., Kantor, J. & Bláha, M., 1989: Biotit - možný indikátor podmienok vzniku a veku W-Au zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení. *In: Scheelitová mineralizácia v Československu. SGS, 62—69.*

Pecho, J., 1983: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. *GÚDŠ Bratislava, 122.*

Ozdín, D. & Chovan, M., 1998: Rudné mineralizácie v okolí Vyšnej Boce. *Mineralia Slov., 1, 30, 91—92.*

Pitoňák, P. & Spišiak, J., 1988: Simple model of paragneisses and amphibole rock protoliths of the Nízke Tatry Mts. *Geol. Carpath., 39, 1, 73—85.*

Pitoňák, P. & Spišiak, J., 1992: Skarnoidy v oblasti Jasenia—Kyslej (Nízke Tatry). *Mineralia Slov., 24, 3, 279—283.*

Pulec, M., Miko, O., Lukáčik, E. & Stankovič, J., 1977: Perspektívne scheelitové zrudnenie v západnej časti Nízkych Tatier. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava, 32.*

Rojkovič, I., Háber, M. & Novotný, L., 1997: U-Au-Co-Bi-REE mineralization in the Gemeric Unit (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 48, 5, 303—313.*

Rojkovič, I., 1998: Uranium mineralization in Slovakia. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. - Monography, 110.*

Spišiak, J., Pitoňák, P. & Petro, M., 1988: Metaultramafity z oblasti Jasenie—Kyslá. *Mineralia Slov., 20, 2, 143—148.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P., 1992: Korundovo-flogopitové horniny z kryštalinika Nízkych Tatier. *Mineralia Slov., 24, 5—6, 393—398.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P., 1993: Crystalline complex - new facts and interpretation. *Geol. Carpath., 41, 4, 377—392.*

Spišiak, J., Pitoňák, P. & Caňo, F., 1994: Allanit a Al-chromit z korundovo-flogopitových hornín z oblasti Jasenia—Kyslej (Nízke Tatry). *Mineralia Slov., 26, 1, 67—69.*

Spišiak, J., Hovorka, D. & Pitoňák, P., 1998: Báziká a ultrabáziká v ďumbierskej zóne Nízkych Tatier - petrologické a metalogenetické aspekty. *Mineralia Slov., 30, 1, 15—22.*

Stankovič, J. & Jančula, D., 1982: Predbežná správa o výskyte chrómspinelu a Ni minerálov na lokalite Jasenie-Kyslá, Nízke Tatry. *Mineralia Slov., 14, 2, 131—138.*

Mineralia Slovaca, 30 (1998), 479—482

In situ identification of ferropyrosmalite daughter mineral from the Vyhne—Klokoč deposit

PETER KODĚRA[1,2], ANDREW H. RANKIN[2] and STEVE ROBERTS[3]

[1]Geological Survey of the Slovak Republic, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]School of Geological Sciences, Kingston University, Kingston-upon-Thames, Surrey KT1 2EE, UK
[3]Department of Geology, University of Southampton, Southampton Oceanography Centre, Empress Dock, European Way, Southampton SO14 3ZH, UK

(Received 23. 6. 1998)

Abstract

Fluid inclusion research of granodiorite quartz, from samples located close to the contact with skarnised carbonates at the Vyhne—Klokoč skarn deposit, discovered numerous iron chloride bearing daughter minerals. Based on SEM-EDS results, optical properties and dissolution behaviour on heating the probable presence of erythrosiderite (and/or $FeCl_2$ hydrates) and ferropyrosmalite daughter minerals are suggested. The identification of ferropyrosmalite was further successfully proved by in situ Laser Raman analyse. This is the first record on this mineral from the territory of Slovak Republic.

Key words: ferropyrosmalite, Fe-chloride, daughter mineral, Raman microprobe, skarn, Vyhne—Klokoč

Introduction

Ferropyrosmalite $Fe_8Si_6O_{15}(OH, Cl)$ is a rare Fe-rich end-member of the pyrosmalite series (Fe, $Mn)_8Si_6O_{15}(OH, Cl)$ and belongs to phyllosilicates. The first report of ferropyrosmalite, as a common retrograde hydrothermal phase, was described by Vaughan (1986) from the Pegmont stratiform Pb-Zn deposit, NW Queensland, Australia. Recently, ferropyrosmalite was found also in the form of common daughter minerals in multiphase fluid inclusions from many Cu-Au-Co and Pb-Zn-Ag deposits in the Cloncurry District, NW Queensland (Dong and Pollard, 1997). Generally, rare minerals of pyrosmalite series are usually related to metamorphism and associate with Fe and Mn rich silicates and oxides. However, in the territory of Slovak Republic neither ferropyrosmalite nor pyrosmalite was found yet.

In this note we report on positive identification of ferropyrosmalite daughter mineral from a different geological environment, where the hosting fluid inclusion comes from a granodiorite pluton, related to Fe-skarn mineralisation. This paper complements that of Dong and Pollard (1997) in presenting Laser Raman spectra for this phase in unopened inclusions and also in further describing and interpreting the important phase changes observed on heating daughter minerals in the system Na-K-Fe-OH-Cl.

Methods

Dissolution temperatures of daughter minerals in fluid inclusions were measured on selected inclusions with a Linkam heating-freezing stage THMSG-600 at Kingston University and at the Geological Survey of the Slovak Republic. The precision and accuracy of the microthermometric measurements (including inter-laboratory differences), based on standard calibration procedures, is estimated for ± 3 °C.

In situ qualitative analyses of individual solid phases from fluid inclusions were carried out using scanning electron microscope JEOL-JSM-840 with an energy dispersive X-ray spectrometer (EDAX) at the Geological Survey of the Slovak Republic. In situ Laser Raman analysis of ferropyrosmalite daughter mineral was carried out on a Jobin-Yvon S3000 Raman microprobe at Southampton University.

Fe-bearing daughter minerals from the granodiorite

Vyhne-Klokoč, the largest Fe-skarn deposit in the Western Carpathians, is related to the emplacement of a large granodiorite pluton in the central zone of Banská Štiavnica Neogene stratovolcano — the most extensive one in the Central Slovakia Neogene Volcanic Field (Lexa et al., in press). The deposit is classified as Ca-magnetite exoskarn with no evidence for endoskarn mineralisation (Koděra and Chovan, 1994). Fluid inclusion research of granodiorite quartz from samples located close to the contact with altered Mesozoic carbonates found inclusions with wide range of vapour/liquid/solid ratios, typically 10—30 μm in size. They suggest the existence of aqueous fluid immiscibility during the early hydrothermal stages and substantial evolution from immiscible, high salinity, high

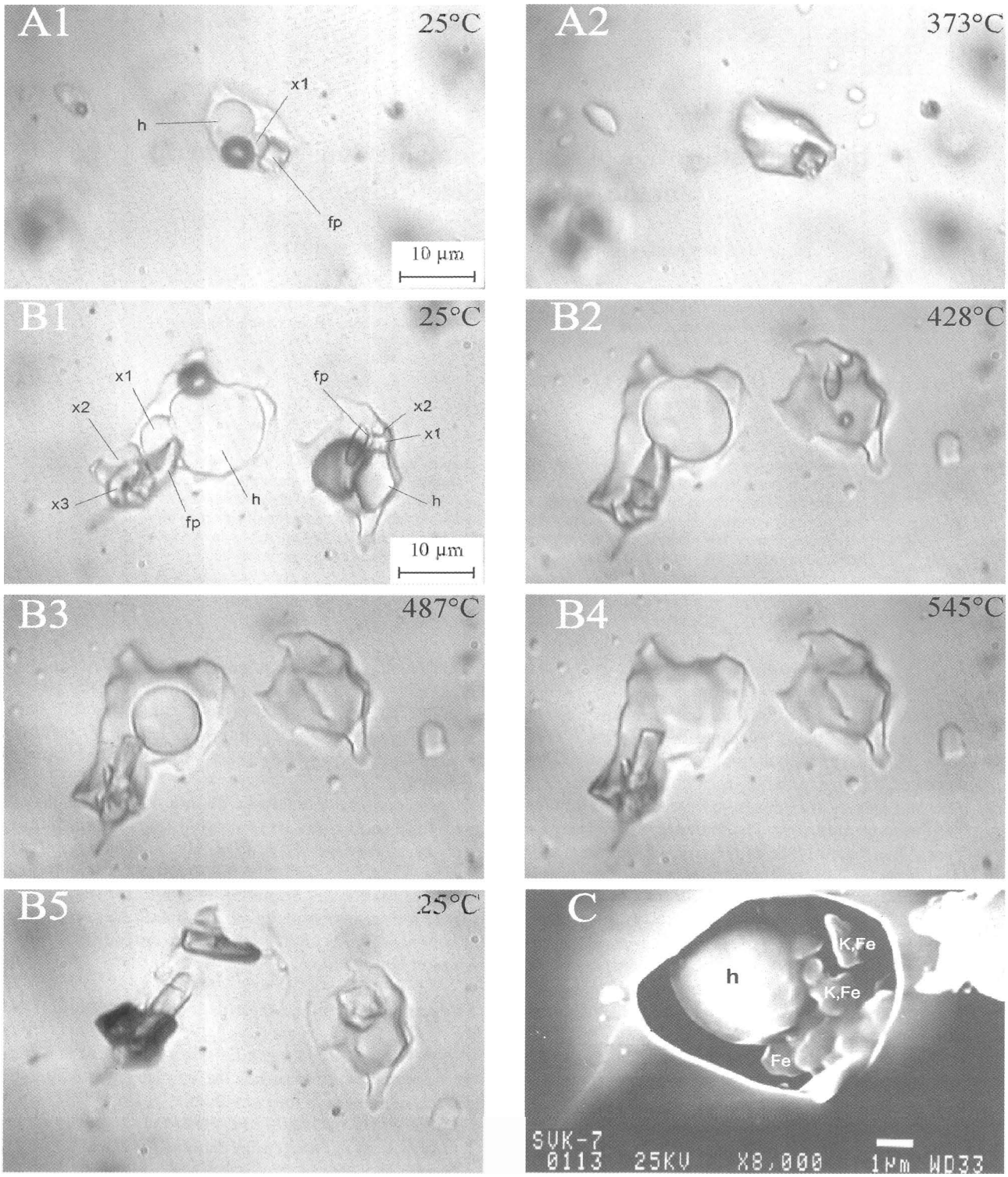


Fig. 1. Microphotographs of a typical multisolid fluid inclusions in quartz from skarn-related granodiorite (Vyhne-Klokoč deposit) containing ferropyrosmalite (fp), halite (h) and several other unknown daughter minerals, probably Fe-K-Cl phases (x1-x3, Fe, KFe). Sequences of microphotographs (A, B) document changes in appearance in fluid inclusions during heating. Three different kinds of behaviour of ferropyrosmalite during heating have been recognised. A1-A2. In this fluid inclusion the presence of ferropyrosmalite was confirmed by the Raman analysis. Ferropyrosmalite did not dissolve up to 417 °C, when the inclusion decrepitated. B1-B5. In both of these fluid inclusions the identification of ferropyrosmalite was not proved by any analytical method, and is based solely on the optical properties and behaviour on heating. In the inclusion on the left ferropyrosmalite recrystallised to a new prismatic phase at about 487 °C. This new phase did not dissolve up to 550 °C and it remained stable also when the inclusion was cooled back to 25 °C. In the inclusion on the right ferropyrosmalite dissolved at 486 °C. Interestingly, when cooled back to 25 °C, no vapour bubble reappeared in this inclusion. C. SEM image of typical solid phases in open FIs in the granodiorite quartz; according to EDS analyses the big round to cubic phase is halite, small hexagonal to round phases are K, Fe chlorides with different K : Fe ratio.

temperature fluids to low salinity and cooler fluids (for details see Koděra et al., 1997; Koděra et al., in press).

Iron chloride bearing daughter minerals are commonly present in high salinity, liquid-rich, probably secondary FIs, representing evolved aqueous magmatic fluids. High iron content in saline FIs could be explained by subsolidus fluid-rock equilibrium reactions. Reactions add the iron to the fluid — the potential source for magnetite skarn (Koděra et al., in press). Solid phases were examined initially by SEM-EDS (qualitative analyses of individual minerals in opened inclusions). The following phases have been identified: halite, sylvite, Fe-chloride, K-Fe chloride, Fe-K chloride, magnetite, hematite.

The fluid inclusions usually contain two or three Fe-K-Cl phases at room temperature (Fig. 1). They are typically prismatic or rounded, green to yellow, optically anisotropic with high relief. Two main temperature intervals for dissolution of these phases have been recorded using the microscope heating stage and only a few of these daughter minerals did not dissolve up to 600 °C (limit of the stage) (Koděra et al., in press).

The *first main interval* of Fe-K-Cl phase dissolution is between 50 and 98 °C. We infer, that the dissolving daughter mineral is probably $KFeCl_3 \cdot nH_2O$ and/or $K_2FeCl_5 \cdot H_2O$ — erythrosiderite (comparing our observations with those of Wilson et al., 1980 and Quan et al., 1987). However, the optical properties and SEM-EDS results would also indicate $FeCl_2$ hydrates (Shepherd et al., 1985; Kwak et al., 1986). The average dissolution temperature of 82 °C coincides with the experimentally determined phase change (Schimmel, 1928): both dihydrate and tetrahydrate coexist below 76.5 °C, while above this temperature only $FeCl_2.2H_2O$ is stable.

The *second main interval* of Fe-K-Cl phase dissolution is between 450 and 546 °C. Dissolution in the *second interval* is sometimes accompanied by development of a *new fibrous to prismatic stable phase* (Fig. 1a, b). Such an unusual behaviour during heating has been already described by Dong and Pollard (1997). They observed nearly exactly the same behaviour for their daughter mineral, identified as ferropyrosmalite. It displayed one of the following behaviours (Dong and Pollard, 1997): 1. complete dissolution at 430—505 °C; 2. transition into a new solid round to prismatic crystal via dissolution of ferropyrosmalite and simultaneous growth of a new round or prismatic phase; 3. no dissolution up to 520 °C (maximum temperature used). Furthermore, the optical properties of ferropyrosmalite (colourless to pale green, stubby or prismatic with high relief and moderate birefrigerence) are nearly identical to our unknown Fe-K-Cl daughter mineral.

Laser Raman analyses

According to Dong and the Pollard ferropyrosmalite has a Raman spectrum with distinct bands at 615 cm^{-1} and 1022 cm^{-1} (Fig. 2). We attempted to measure the Raman spectra of our unknown Fe-K-Cl phases in order to prove the identification of ferropyrosmalite in our samples. Samples with large fluid inclusions close to the surface

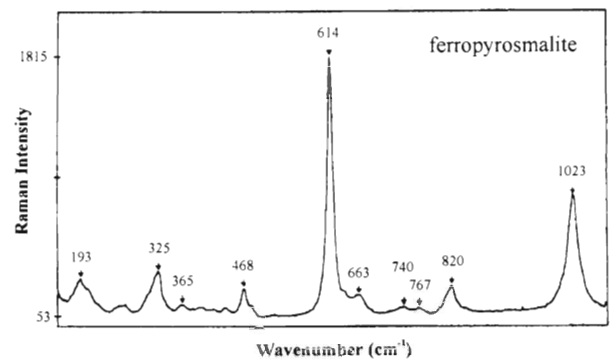


Fig. 2. Laser Raman spectrum of pure ferropyrosmalite from the Cannington Ag-Pb-Zn deposit (from Dong and Pollard, 1997).

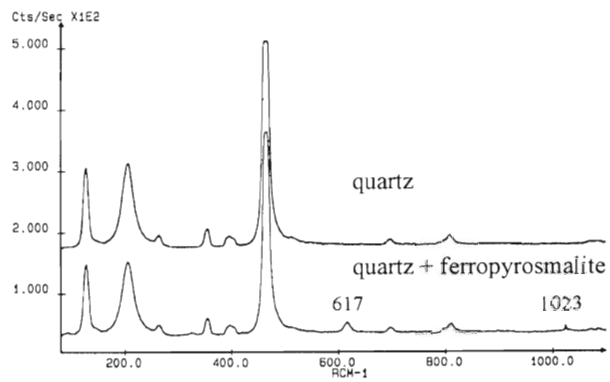


Fig. 3. Laser Raman spectrum of quartz + ferropyrosmalite daughter mineral from inclusion in granodiorite quartz compared to Raman spectrum of pure quartz.

with daughter minerals, suspected for its optical properties to be ferropyrosmalite, were prepared for Laser Raman analyses. As the analyses were undertaken in situ (not in opened inclusion), most of the analyses gave spectrum with strong peaks for quartz only (host mineral for fluid inclusion). Fortunately, we were able to find fluid inclusion, where the response consisted, alongside strong quartz bands, of two other peaks (617, 1022 cm^{-1}) close to the predicted values of the two strongest bands of ferropyrosmalite (Fig. 2, 3).

Conclusions

Ferropyrosmalite was found for the first time in the territory of Slovak Republic. It was identified in fluid inclusions in granodiorite quartz capturing Na-K-Fe brines responsible for Fe-skarn mineralisation at the Vyhne-Klokoč deposit. But generally, the occurrence of ferropyrosmalite in the form of a daughter mineral could be very much more common than previously suspected, especially in saline multiphase fluid inclusions with high final homogenisation temperatures. It is possible, that some of the daughter minerals, originally identified as Fe-chlorides (based on SEM-EDS results and on optical properties

only — e. g. Kwak et al., 1986; Quan et al., 1987; Rankin et al., 1992) could be, in fact, ferropyrosmalite. As already stated by Dong and Pollard (1997) Fe-chloride and ferropyrosmalite share many optical features and it is virtually impossible to distinguish them by simple SEM method, if the host mineral is quartz. Therefore the important determination technique for ferropyrosmalite in fluid inclusions is in situ Laser-Raman investigation, used in conjunction with behaviour during heating.

Unfortunately, for the systems with substantial content of $FeCl_2$ ($NaCl\text{-}FeCl_2\text{-}H_2O$ or $NaCl\text{-}KCl\text{-}FeCl_2\text{-}H_2O$) experimental data are not available and the process leading to origin of iron silicate daughter mineral in fluid inclusions remains unclear.

Acknowledgements. This research has been carried out as a part of the project "Resource assessment in the central zone of the Štiavnica stratovolcano and in the contact zone of Veporicum and Gemericum", number 22/96 funded by the Slovak Ministry of Environment and simultaneously as a part of a postgraduate research at the School of Geological Sciences, Kingston University. We are grateful to RTZ Mining and Exploration Ltd. for partial support for the postgraduate research.

References

Dong, G. & Pollard, P. J., 1997: Identification of ferropyrosmalite by Laser Raman microprobe in fluid inclusions from metalliferous deposits in the Cloncurry District, NW Queensland, Australia. *Min. Mag., 61, 291—293.*

Koděra, P. & Chovan, M., 1994: Mineralogicko-paragenetické pomery skarnového ložiska Vyhne-Klokoč. *Mineralia Slov., 26, 38—49.*

Koděra, P., Rankin, A. H. & Lexa, J., 1997a: Evolution of fluids responsible for iron skarn mineralisation: Example from the Vyhne—Klokoč deposit (Western Carpathians, Slovakia). *Extended abstact, XIV. ECROFI, Nancy, 159—160.*

Koděra, P., Rankin, A. H. & Lexa, J., (in press): Evolution of fluids responsible for iron skarn mineralisation: An example from the Vyhne—Klokoč deposit (Western Carpathians, Slovakia). *Miner. Petrol.*

Kwak, T. A. P., Brown, W. M., Abeysinghe, P. B. & Tan, T. H., 1986: Fe solubilities in very saline hydrothermal fluids: their relations to zoning in some ore deposits. *Econ. Geol., 81, 447—465.*

Lexa, J., Štohl, J. & Konečný, V., (in press): Banská Štiavnica ore district: relationship among metallogenetic processes and geological evolution of the central volcanic zone. *Mineralia Deposita, special volume.*

Quan, R. A., Cloke, P. L. & Kesler, S. E., 1987: Chemical analyses of halite trend inclusions from the Granisle porphyry copper deposit, British Columbia. *Econ. Geol., 82, 1912—1930.*

Rankin, A. H., Ramsey, M. H., Coles, B., Van Langevelde, F. & Thomas, C. R., 1992: The composition of hypersaline, iron-rich granitic fluids based on laser-ICP and Synchrotron-XRF microprobe analysis of individual fluid inclusions in topaz, Mole granite, eastern Australia. *Geochim. cosmochim. Acta, 56, 67—79.*

Schimmel, F., 1928: Löslichkeiten und unwandlungspunkten der Eisenchlorürhydrate in wäßriger lösung. *Z. Anorg. Chemie, 176, 285—288.*

Shepherd, T. J., Rankin, A. H. & Alderton, D. H. M., 1985: A practical guide to fluid inclusion studies. *London, Blackie and Son, 235.*

Vaughan, J. P., 1986: The iron end-member of the pyrosmalite series from the Pegmont lead-zinc deposit, Queensland. *Miner. Mag., 51, 527—531.*

Wilson, J. W. J., Kesler, S. E., Cloke, P. L. & Kelly, W. C., 1980: Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia. *Econ. Geol., 75, 45—61.*

Identifikácia feropyrosmalitu in situ ako dcérskeho minerálu z ložiska Vyhne—Klokoč

Feropyrosmalit $Fe_8Si_6O_{15}(OH, Cl)$ je zriedka sa vyskytujúci koncový člen pyrosmalitového radu. Prvýkrát bol opísaný z ložiska Pegmont v Austrálii roku 1985. Na Slovensku sa doteraz neidentifikoval v nijakej forme.

Práca obsahuje identifikáciu feropyrosmalitu zisteného vo forme dcérskeho minerálu vo fluidných inklúziách z kremeňa granodioritu ložiska Vyhne—Klokoč z blízkosti kontaktu s Fe skarnom, ktorého genéza je spätá s kontaktnometasomatickým účinkom granodioritovej intrúzie. Pri výskume inklúzií sa zistila prítomnosť viacerých dcérskych minerálov s variabilným zastúpením plynnej, kvapalnej a tuhej fázy. Dcérske minerály obsahujúce Fe, Cl ± K sa tu bežne vyskytujú spolu s halitom a sylvínom najmä vo vysokosalinných inklúziách s prevažujúcou kvapalnou fázou. Ich chemické zloženie sa zisťovalo SEM-EDS kvalitatívnou analýzou *in situ* v otvorených inklúziách. Na základe optických vlastností a typického správania sa pri rozpúšťaní sa tieto na Fe bohaté dcérske minerály identifikovali ako hydráty chloridov Fe ± K a feropyrosmalit. Prítomnosť feropyrosmalitu potvrdila aj laserová Ramanova analýza *in situ* v inklúzii, kde sa popri silných reflexoch kremeňa zistili aj dva najsilnejšie reflexy feropyrosmalitu.

Aj keď sa feropyrosmalit ako minerál vyskytuje pomerne zriedka, ako dcérsky minerál môže byť častejší, ako sa doteraz predpokladalo. Nie je dokonca vylúčené, že časť dcérskych minerálov identifikovaných pôvodne ako Fe chloridy iba na základe SEM-EDS analýz, môže byť v skutočnosti feropyrosmalitom, pretože ak je hostiteľským minerálom kremeň, tieto minerály nemožno touto metódou odlíšiť.

Mineralia Slovaca, 30 (1998), 483—489

Nerastné suroviny na prelome tisícročí

MILOŠ KUŽVART[1], IVAN KRAUS[2] a PAVOL GRECULA[3]

[1]Bítovská 1222, 140 00 Praha 4
[2]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[3]Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 13. 8. 1998)

Raw material in the turn of the millenium

The last decade is represented by the world attenuation of exploitation of raw, mainly ore, material. But the development of new technologies of exploitation and dressing opened the path to use also poorer, in the past non-exploitable raw-material. The products of advanced technologies (whiskers, cermety, technical ceramics, ceramic supraconductors, diamant coatings, etc.) are producted, or will be producted from known industrial minerals. In the turn of the millenium there is expected also an important use of industrial minerals for protection and improving of living environment (bentonite, zeolite, perlite, limestone, dolomite, diatomite, etc.). In the building construction the large dimensional panels will be produced from the supreme quality brickyard clay and the broad use will have gypsum. Industrial minerals will be used as mineral fillings for improving properties of products. To obtain the sun-energy the photovoltage cells will be manufactured from silica, Cd telurides, resp. Cu and In selenides. The exploitation of building raw-materials will ascend. The next millenium will require increased technological research and construction of modern dressing plants.

Key words: industrial minerals, new technologies, expected use in future

Úvod

Postindustriálne obdobie sa od industriálneho odlišuje najmä vystriedaním sociálnych revolúcií technologickými, akou je napríklad počítačová revolúcia. Do popredia viac vystupujú služby ako výroba. Veda a vzdelávanie pôsobiace prostredníctvom univerzít na čoraz väčšiu časť populácie viditeľne a v rastúcej miere prekonávajú vplyv nadnárodných korporácií. Globalizácia celej činnosti na našej planéte pramení zo zdokonalenej kumunikačnej techniky, z vytvárania oblastí obchodu bez hraníc (napr. EÚ, FTAA — Free Trade Area of Americas), z voľného pohybu tovaru i pracovných síl, ako aj z nadnárodného kapitálu zapájaného do bleskových transakcií. Prejavom globalizácie je rastúca konkurencia aj investovanie v zahraničí, najmä v krajinách s lacnejšou pracovnou silou a s nízkymi daňami.

Roku 1972 rímsky klub a autori publikácie *Hranice rastu* (D. H. Meadowsová et al.) videli hlavné nebezpečenstvo pre budúcnosť ľudstva v nedostatku nerastných surovín. Ukázalo sa, že rozvoj civilizácie je pomalší (sčasti pre opakujúcu sa ekonomickú recesiu), ako sa predpokladalo, ropná kríza roku 1973 naučila vyspelé krajiny šetriť energetické zdroje a vývoj účinnejších metód ťažby, a najmä úpravy nerastných surovín otvoril cestu k využívaniu chudobnejších surovín, ktoré sa predtým neťažili. Autori *Hraníc rastu* v diele *Za hranicami rastu* (D. H. Meadowsová et al., 1992) poradie faktorov ohrozujúcich svet zmenili. Za faktor limitujúci vývoj civilizácie už nepokladali nedostatok zdrojov surovín, ale najmä obmedzené možnosti planéty absorbovať odpad rozličného druhu a emisie, ako aj trvalo udržiavať rozvoj našej civilizácie. K tomu ešte patrí aj zastavenie poklesu životnej úrovne chudobných, osobitne v „treťom svete", a bohatnutia bohatých, ako aj obmedzenie vplyvu rozličných -izmov, hlavne nacionalizmu a fundamentalizmu.

Nerastné suroviny na prelome tisícročí

Z nerastných surovín vzniká najviac pevného odpadu pri ťažbe a spracúvaní rúd a uhlia, menej z nerúd. Mnoho emisií vzniká aj pri ťažbe a využívaní ropy a zemného plynu. Nerudných surovín sa na svete ťaží asi 2 miliardy t ročne (40 % všetkých pevných nerastných surovín), uhlia 4 miliardy t (38 %), rúd 500 mil. t (9 %), ropy 3 miliardy t (20 %).

Presun významu v rámci pevných nerastných surovín smerom k nerudám sa prejavuje aj v krajine bohatej na rudy, akou sú USA. Množstvo nerúd (24 mld. USD ročne) tam dvakrát prekračuje množstvo všetkých kovov v rudách vyťažených v tom istom období. Vyťažený štrkopiesok má rovnakú hodnotu ako vyťažené Au, ale väčšiu hodnotu ako vyťažené rudy Cu. Len hodnota vyťaženého stavebného kameňa vo Francúzsku dosahuje v súčasnosti 15 mld. frankov. Na Slovensku sa roku 1995 vyťažilo nerudných surovín zo 190 ložísk takmer za 6 mld. Sk, kým hodnota ostatných nerastných surovín, vyťažených z 38 ložísk bola iba 4 mld. Sk (údaje sa týkajú iba výhradných ložísk

vo vlastníctve štátu). Z nevyhradených nerastov (stavebný kameň, štrkopiesok, piesok, tehliarske suroviny) sa v tom istom roku vyťažilo cca 6,5 mil. m^3 suroviny v hodnote asi 1 mld. Sk. Týchto pár údajov okrem iného, ukazuje ako sa za ostatných 150 rokov — s dvoma „zlatými horúčkami" (1849 a 1897) — presunuli priority hospodárstva viacerých vyspelých krajín, ale predovšetkým USA, a to od kovov, najmä Au, k stavebným surovinám, od Pony Expressu a chodníkov pre vozy s plátennými strechami smerujúcimi na západ k medzištátnym betónovým diaľniciam. Tak sa totiž v skratke vyvíjala ekonomika na pozadí nerastných surovín v jednej z najaktívnejších krajín sveta, ktorá sa teraz ako prvá úspešne prispôsobuje novým podmienkam postindustriálneho obdobia stále viac a všestrannejšie globalizovaného sveta.

So všetkou naliehavosťou sa vynára otázka, aké miesto budú mať v zložitej situácii na rozhraní tisícročí a začiatku novej postindustriálnej éry nerastné suroviny. Energetických surovín je dosť na mnoho desiatok (ropa) až stoviek rokov (uhlie). Preskúmaná zásoba ropy vo svete je 100 až 130 mld. t (z nej asi 75 % v členských krajinách OPEC-u) a jej prognózne zdroje predstavujú 300 až 350 mld. t. Overená zásoba zemného plynu je okolo 145 bil. m^3, na ťažbu je pripravených 75 bil. m^3 a prognóza je 300 až 330 bil. m^3. Najväčšia časť overenej zásoby plynu je v Rusku a v Iráne. Preskúmaná zásoba uhlia (všetkých druhov) vo svete je 480—500 mld. t a prognózna 7 bil. t. Celosvetová zásoba U v preskúmaných ložiskách je vyše 2 mil. t a údaje o prognóznych zdrojoch sa pohybujú medzi 6 a 7 bil. t. Zásoba rúd bude závisieť od aplikácie nových úpravníckych metód, ale rozvoj civilizácie nebudú obmedzovať. Základom súčasného rozvoja nových materiálov a nových priemyslových odvetví, ktoré sú v pozadí postindustriálnych zmien a globalizácie sveta, sú niektoré produkty technológií vychodiacich z nového spracovania jednak známych, ako aj nových nerudných surovín. Na ilustráciu možno uviesť napr. viskery (angl. whiskers), cermety, technickú keramiku, keramické supravodiče a diamantové vrstvy.

Viskery sú monokryštalické vlákna s mimoriadnymi vlastnosťami hrubé 1—30 mikrónov a dlhé 0,25—25 mm. Napr. grafitové vlákno má teplotu tavenia 3650 °C, hustotu 1,66 a najvyšší modul pružnosti zo všetkých doteraz známych vláknitých materiálov, čo umožňuje konštruovať lietadlá nesúce až päťnásobok vlastnej hmotnosti. Vyrobili sa už viskery so zložením SiC, B_4N, Si_3N_4, Al_2O_3, BeO a i.

Cermety sú produkty, v ktorých sa viskery používajú pri spevňovaní tzv. kompozitov — materiálov zložených z kovov v kombinácii s keramikou. Majú tri až štyri razy väčšiu hutnosť ako aplikovaný kov, ktorý býva v cermete zastúpený od 30 do 70 %. Niektoré cermety sú vysoko ohňovzdorné a zhotovujú sa z nich ochranné tepelné štíty a dýzy rakiet v kozmických staniciach.

Používanie technickej keramiky na báze nitridu Si (Si_3N_4), karbidu B (B_4C) a karbidu Si (SiC) sa rozšíri z elektrotechniky a elektroniky do všeobecného strojárstva, automobilového priemyslu, leteckej a kozmickej techniky. Tieto materiály sú veľmi pevné a pri vysokej teplote odolávajú korózii a abrázii. Karbid Si je odolný pri teplote nad 2600 °C, kým liatina sa taví už pri 1500 °C. To vysvetľuje úsilie automobilového priemyslu vyvinúť keramický motor s plynovou turbínou pomocou karbidu Si, resp. oxidu Zr. Napokon nitrid Si je už pri konštrukcii dieselového motora vyskúšaný. Vysoko ohňovzdorné keramické suroviny — slinuté oxidy Mg, Zr, Th a zirkoničitany Ca, Sr, Ba — sa využívajú pri tvorbe magnetohydrodynamických generátorov na priamu premenu tepelnej energie na elektrickú. Objav keramických supravodičov umožňuje zvýšiť teplotu, pri ktorej sa tento jav prejavuje, z 5 K na 98 K, čiže na pomerne ľahko dostupnú teplotu kvapalného N. Supravodiče v elektrických generátoroch umožnia zvýšiť ich výkon pri zachovaní súčasných rozmerov generátorov dvojnásobne. Supravodivé magnety umožnia zaviesť magneticky levitujúce vlaky s rýchlosťou 500 km/h. Takéto magnety sa už využívajú pri úprave vysokotitaničitého kaolínu. V karlovarskej kaolínovej oblasti ČR to umožňuje znížiť vstup nedostatkového vysokokvalitného kaolínu z 92 na 70 % a v blízkej budúcnosti až na 50 %, čo zásadne predĺži životnosť ložísk tejto suroviny. Očakáva sa, že sa budú stavať lode s elektromagnetickým pohonom a uvažuje sa o elektrickom automobile. 80. roky značili pre konštrukciu prístrojov na báze supravodivosti to isté čo 50. roky pre polovodiče, keď sa ich výskum a vývoj dostali z laboratórií do priemyslu a podstatne zmenili svet. Vtedy bola i teraz je východiskovou surovinou na ich výrobu čistý kremeň a on bude aj základom superpočítačov a počítačov 5. generácie. Telekomunikačné použitie optického vlákna na báze oxidu kremičitého alebo fluoridu zirkónu ušetrí najmä farebné kovy, zníži energetické straty a zredukuje počet zosilňovacích staníc. Už teraz to hrá významnú úlohu pri prudkom poklese záujmu o Cu v celosvetovom meradle (roku 1997 približne o 1/4).

Klasické technológie, vyvinuté pred viac ako 40 rokmi, kotrými sa získavajú iba malé kryštáliky syntetického diamantu za relatívne vysokú cenu, sa teraz rozširujú prípravou tzv. diamantových vrstiev. Tieto sa pripravujú metódami chemickej a fyzikálnej depozície pary, pri ktorej radikály rozštiepených uhľovodíkov (napríklad metánu) dopadajú na povrch substrátu zahriateho na teplotu okolo 900 °C za prítomnosti atomárneho H. Sú zužitkovateľné v mnohých odvetviach. Nanášajú sa na materiály rozličnej hrúbky.

Na výrobu uvedených nových materiálov sa používa malé množstvo veľmi kvalitných nerudných surovín. Bežné priemyslové odvetvia vyžadujú väčšiu zásobu na ložiskách s väčšou ťažbou a primeranou kvalitou suroviny. Patria tam priemyslové nerasty (napr. diamant, mastenec, azbest, fluorit) alebo priemyslové horniny (fosfáty, íl, sklársky piesok), ako aj stavebné suroviny, ako je drvený kameň, štrkopiesok a tehliarska hlina. Niektoré sa v priemysle používajú ako nerasty alebo horniny (mastenec, íl), iné sú zdrojom nejakého prvku (fosfáty napr. zdrojom P). Sto prvkov vyskytujúcich sa v zemskej kôre v rozličnej kombinácii tvorí okolo 3500 nerastov a ich kombináciou vznikajú užitočné horniny. V súčasnosti sa zužitkúva asi 100 nerudných nerastov a hornín, ktoré sú

a budú súčasťou základov technickej civilizácie, ale napriek tomu sa o nich píše a hovorí oveľa menej ako o ostatných nerastných surovinách. Nie je nijaká „mastencová" ani „diamantová horúčka", ktorá by konkurovala „zlatej dráme" na Aljaške spred 100 rokov. Tajné služby dvoch superveľmocí nikdy neviedli boj o informácie o zásobe kaolínu, ale o uránovej rude áno. Burzy ostražito sledujú pokles cien kovov, kolísanie cien Au (minulý rok pokles o 25 %) a úsilie OPEC-u zvýšiť cenu ropy natrvalo z 12 na 20 USD za barel (dvojnásobná cena z roku 1973 je iba vzdialeným snom), ale nerudnými surovinami sa nezaoberajú vôbec . Ich cena bez výkyvov stúpa s infláciou, ba niekedy aj pomalšie. Kartelizácia nateraz nerudy neohrozuje, lebo sa výrazná väčšina z nich ťaží súčasne v mnohých štátoch (azda okrem fluoritu, ktorého Čína ťaží 50 % svetovej produkcie), ale aj v tejto oblasti podnikania sa začína ťažba koncentrovať v rukách niekoľkých silných spoločností, ako je napr. Rio Tinto Zinc, Harris Chemicals, Heidelberger Zement a pod. Pre nerudy je charakteristické, že sa ich ceny podľa kvalitatívnych tried odlišujú až o dva rády. Napr. 1 t ultrajemne mletého vápenca používaného ako plnivo do papiera stojí 200 USD, ale kusový vápenec na výrobu vápna iba 10 USD za 1 t. Veľký cenový rozdiel je medzi surovinou prepravovanou vo vreciach a voľne uloženou, medzi stavebnými surovinami (1 až 10 USD za 1 t) a špeciálnymi surovinami na získavanie vzácnych zemín — 1000 až 10 000 USD za 1 t.

Ako vidno, využívanie nerúd je samozrejmosťou. Mnohé z nich sa vyskytujú na celom svete, sú ľahko dostupné a ich zásoba je na trvalý rozvoj svetovej ekonomiky dostatočná. Na druhej strane je aj naďalej problémom dostatok lacnej a čistej energie na ich ťažbu, úpravu a spracúvanie, ako aj finančné prostriedky — najmä v tzv. treťom svete — na import životne dôležitých nerúd, najmä na výrobu priemyselných hnojív, ako sú zlúčeniny N, P a S.

Nerastné suroviny pri ochrane životného prostredia

Z hľadiska ochrany a tvorby životného a prírodného prostredia sa situácia na prelome tisícročí vyvíja jednoznačne v prospech nerudných surovín a formuje sa skupina tzv. ekologických nerúd. Podľa spôsobu využitia ich možno rozdeliť do troch skupín.

1. *Suroviny priamo chrániace ovzdušie, vodu a pôdu* (bentonit, zeolit, expandovaný perlit, vápenec, dolomit, diatomit a i.). Pieskovcové horniny sa skúmajú ako možné úložištia CO_2 vznikajúceho pri spaľovaní uhlia v tepelných elektrárňach. Uvažuje sa (projekty sa už aj realizujú), že sa CO_2 povedie potrubím do šelfových oblastí Severného mora, kde sú mocné komplexy pieskovca. Vtláčaný CO_2 v horninovom prostredí nahradí vodu v póroch, resp. bude reagovať s alumosilikátmi, pričom sa vyzráža kalcit (Cook, 1997).

2. *Suroviny znižujúce energetickú náročnosť výrobných procesov a bytových a nebytových priestorov* (suroviny na výrobu ohňovzdorných materiálov, petrurgický čadič, expandovaný perlit, nízkotaviteľný íl, muskovit, diatomit).

3. *Suroviny pomáhajúce likvidovať, resp. fixovať pevný odpad* (íl a zeolit).

V tejto skupine sa doteraz v najväčšom rozsahu využíva bentonit (čistenie odpadovej vody, izolácia nízkorádioaktívneho odpadu, izolácia a rekultivácia skládok), vápenec, dolomit a magnezit (odstraňovanie SO_2 z exhalátov pri spaľovaní uhlia, neutralizácia kyslej pôdy, úprava pitnej vody — Mg má antikarcinogénny účinok), zeolit (absorpcia ťažkých kovov a pesticídov z pôdy, odstraňovanie látok z kontaminovanej pôdy a podzemnej vody pri nadmernej aplikácii priemyslových hnojív, čistenie odpadovej vody, nahrádzanie fosfátov v čistiacich prostriedkoch spôsobujúcich eutrofizáciu vody).

Možnosti novej aplikácie nerastných surovín

Nerudné suroviny sa výrazne presadzujú aj v aplikácii. Charakteristickou črtou mnohých z nich v tomto období je ustavičná inovácia pri aplikácii a najmä ich veľké možnosti pri ochrane životného prostredia. Príkladom môže byť aplikácia bentonitu pri úprave piesčitej pôdy (20 t bentonitu na 1 ha zvyšuje výnos zemiakov o 10—20 %) a prudký rast dopytu po vysoko napučiavajúcom sodnom bentonite na podstielku pre domáce zvieratá. V USA za päť rokov vzrástla spotreba bentonitu iba na tento účel z nuly na 500 000 t/rok. V tomto smere mu začína konkurovať zeolit, nerast s mikropórovou kryštalickou štruktúrou, ktorý zvyšuje účinnosť priemyslových hnojív, a tak znižuje potrebné množstvo na hektár, zvyšuje hektárové výnosy obilnín, zemiakov a zeleniny a veľmi priaznivo vplýva na úžitkovosť domácich zvierat, ktorým sa ako jemne mletý pridáva do krmiva.

V stavebníctve sa očakáva väčšie uplatnenie kvalitnejších tehliarskych surovín na výrobu veľkorozmerových panelov s lepšími izolačnými vlastnosťami, ako majú betónové panely. Rovnaký trend je aj pri menej kvalitnom diatomite. Sadrovec na zhotovovanie mobilných sadrokartónových bytových priečok sa dá získať ako vedľajší produkt pri odsírovaní spalín uhoľných elektrární vysokopercentným vápencom. Ako plnivo do betónu sa namiesto štrkopiesku bude stále viac používať drvené kamenivo.

V energetike sa vývoj uberá dvoma smermi. Jedným je využívanie jadrovej energie a druhým šetrenie energiou. Prvý môžu podporiť nerasty s vysokým obsahom B (napr. turmalín) na tienenie reaktorov. Znižovať spotrebu energie okrem iného možno aj širším využívaním tepelnoizolačných materiálov — expandovaného perlitu, vermikulitu, rozličnou aplikáciou muskovitu alebo produktov z petrurgického čadiča. Hoci lacnejšiu a ekologickejšiu elektrickú energiu budú naďalej poskytovať atómové elektrárne, realizácia projektov na využívanie slnečnej energie sa už stáva aktuálnou vo viacerých krajinách. Ale na výrobu fotovoltážnych buniek je potrebný najmä Si, ako aj teluridy Cd, resp. selenidy Cu a In (pri celkovej spotrebe elektrickej energie vo svete cca 10 terawattov by sa musela využiť všetka overená svetová zásoba Cd a Mo, ale potreba Te by známu zásobu niekoľkonásobne prekračovala). Pri súčasnej technológii získavania elektrickej energie by bezproblémovými boli iba suroviny na výrobu Si (Cook, 1997).

V metalurgii sa bude riešiť problém krajín, ktoré sú bez vlastných ložísk bauxitu. Buď sa bude Al dovážať, alebo

jeho výroba bude v oveľa väčšom rozsahu ako doteraz z nebauxitových surovín — ílu, syenitu, popola a pod., čo tieto krajiny väčšinou majú na vlastnom území. Na získavanie Al z týchto surovín sú tri metódy, všetky energeticky úspornejšie ako bežná Bayerova elektrolytická metóda výroby Al z bauxitu. Surovinu možno spracúvať kyselinou soľnou alebo pôsobením chloridov alkalických kovov a nasledujúcim oddelením Al tavením, alebo priamou redukciou suroviny koksom vo vysokej peci a oddelením Al zo vzniknutej zliatiny rafináciou.

V keramickom priemysle sa očakáva zníženie energetickej náročnosti výroby použitím nerastných tavív — nízkotaviteľného ílu, syenitu, albititu a karbonátových hornín (všetky znižujú teplotu výpalu keramickej hmoty). Vo väčšej miere sa budú vyrábať ohňovzdorné hmoty na báze disténu.

V sklárskom priemysle je najdôležitejšia orientácia na mimoriadne čisté suroviny na výrobu integrovaných optických systémov a prenos údajov prostredníctvom optických vlákien.

Veľmi významnou skupinou nerudných surovín sa stávajú tzv. nerastné plnivá, ktoré zlepšujú vlastnosti výrobkov a znižujú ich cenu. Pri výrobe plastov, papiera, ale aj iných materiálov sa tak využíva najmä baryt, vápenec, živec, kremeň, mastenec, wollastonit a kaolín. Rast ťažby týchto surovín v spojitosti s ich aplikáciou ako nerastného plniva len pri výrobe plastov je v súčasnosti okolo 10 %. Na ilustráciu možno uviesť jemne mletý vápenec, ktorý sa stále vo väčšom rozsahu zužitkúva ako plnivo pri výrobe papiera a plastov. Muskovit sa pridáva do sadrovej omietky a cementu ako náhrada azbestu v ohňovzdorných tapetách i ako prísada do farieb, asfaltových lepeniek (plní úlohu protizmršťovacieho a ohňovzdorného činidla), ako aj do protihlukových fólií v automobiloch.

Trend aplikácie tradičných nerúd v nových odvetviach nadobúda stále nové dimenzie. Jednou z nich je ustavičný pokles nárokov na energiu pri úprave a spracúvaní nerastných surovín. Napr. baryt nahradí drahšie ferosilícium v ťažkých kvapalinách na delenie kovov z automobilových vrakov rozdrvených pri nízkej teplote. Organobentonity sa budú vo väčšom rozsahu používať pri výrobe farieb a mazadiel a pilierový bentonit typu Al_2O_3 okrem iných aplikácií aj pri odstraňovaní akrylátových disperzií na báze polymérov z odpadovej vody chemických tovární. Amorfné kovy s 3 % obsahom B použité v jadrách transformátorov znížia prenosový útlm o 67 %. Br bude súčasťou elektrolytu v batériách s trojnásobným výkonom, ako majú olovené batérie rovnakej hmotnosti, stane sa aj dôležitým prvkom génového inžinierstva a obmedzenie jeho použitia v podobe etylénbromidu Pb pri výrobe antidetonátora v benzíne sa vyrovná jeho novými aplikáciami pri príprave protipožiarnych prostriedkov a vrtného výplachu pri hlbinnom vŕtaní. Už spomenuté diamantové vrstvy, vyrábané z plynných uhľovodíkov pri atmosférickom tlaku a relatívne nízkej teplote, vyvolajú pri obrábaní rozličných materiálov a pri hlbinnom vŕtaní doslova revolúciu. Fluorit sa pravdepodobne stane základom výroby fluoroktylbromidu, účinného prostriedku proti obezite. Nová technológia výroby ocele v siemensovo-martinských peciach zvýši spotrebu o 50 % a iné postupy v konventorových peciach budú vyžadovať fluorit takej vysokej kvality ako keramický a chemický priemysel. Fosfáty budú dôležitým zdrojom F a ich zastúpenie v priemyselných hnojivách sa bude znižovať na únosnú mieru. Grafit, používaný v špeciálnych ohňovzdorných hmotách v metalurgii, sa v kombinácii s magnezitom bude stále viac získavať z morskej vody. Kaolín bude ako plnivo pri výrobe papiera súťažiť s mikromletým mramorom. Vysoko ohňovzdorné hmoty pre metalurgiu na báze čistého disténu a mullitu sa budú získavať po úprave suroviny v ťažkokvapalných cyklónoch. Li stále častejšie získavané zo soľanky juhoamerických salarov a Mŕtveho mora, nie z pegmatitu, bude zdrojom trícia v termonukleárnych reaktoroch. S, získavaná pri rafinácii ropy a zemného plynu, sa bude pridávať do asfaltu a betónu. Soľ bude súčasťou roztoku na lúhovanie chudobných a hlboko uložených ložísk sulfidov Cu, ako aj katalyzátorom zvyšujúcim účinnosť vápenca pri odstraňovaní SO_2 z produktov spalín po hnedom uhlí. Podzemná ťažba vápenca ušetrí chránené krasové oblasti a poskytne podzemné skladovacie priestory na tovar alebo odpad. Použitie vzácnych zemín na výrobu permanentných magnetov povedie k ďalšej miniaturizácii elektronických zariadení pre robotiku, počítače a lekárske prístroje a nástroje. Ti sa bude využívať pri výrobe zariadení na exploatáciu teploty oceánskej vody. Zr v keramických hmotách na výrobu dieselových motorov podstatne zvýši ich výkon. Fluorid Zr nahradí SiO_2 v optických kábloch, lebo Zr je desaťkrát priestupnejšie pre optický signál. V jadrových reaktoroch sa spotrebuje 27 t Zr na 1000 MW výkonu. Širšie použitie holografie povedie k rastu spotreby kolumbitu a rubínu.

Surovinová základňa Českej republiky a Slovenskej republiky

Z nerastných surovín ťažených v ČR a SR majú pre ekonomiku týchto krajín najväčší a trvalý význam nerudy. Toto konštatovanie sa opiera o nasledujúce údaje.

Naposledy ťažené rudné ložisko v ČR Zlaté hory bolo zatvorené roku 1993 a niekoľko rokov sa ešte bude ťažiť U z ložiska Dolní Rožinka (tab. 1). Aj ťažba všetkých rudných ložísk na Slovensku — s výnimkou sideritových rúd v Nižnej Slanej a drahokovových rúd v Hodruši — sa zastavila roku 1993 (tab. 2). Na rudnianskom ložisku sa odvtedy ťaží baryt. Prospekcia na drahé kovy, ktorú v 90. rokoch v obidvoch republikách vykonávali zahraničné spoločnosti, sa pre súčasnú cenu Au dostala do útlmu.

Ťažba ložísk uhlia v ČR zo 120 mil. t v roku 1988 poklesla roku 1997 na 72,7 mil. t a roku 1998 sa predpokladá vyťažiť 67,3 mil. t (51,3 mil. t hnedého a 16 mil. t čierneho uhlia). Jestvujúca zásoba bude vyťažená okolo roku 2030. Na Slovensku bola ťažba hnedého uhlia a lignitu roku 1997 3,8 mil. t (3,5 mil. t hnedého uhlia, 0,3 mil. t lignitu) a zásoba by sa mala vyťažiť okolo roku 2010. Ťažba ropy a zemného plynu v obidvoch republikách dosahuje iba okolo 1, resp. 1,5 % dovozu. Ťažba ropy na Slovensku roku 1997 predstavovala 63 kt a zemného plynu 309 mil. m^3. V ČR sú k dispozícii údaje pri-

Tab. 1
Ťažba nerastných surovín v Českej republike v roku 1997
(Spracované podľa Mineral Commodity summaries of the Czech Republic, Geofond ČR, 1998)
Exploitation of industrial minerals in the Czech Republic in 1997
(according to the Mineral Commodity summaries of the Czech Republic, Geofond, 1998)

Surovina		Počet ložísk	Počet ťažených ložísk	Zásoba spolu	bilančná (Z-1+Z-2)	bilančná (Z-3)	nebilančná	Ťažba	Dovoz	Vývoz
Železo	(kt)	9		32 684	-	11 520	21 164	0	7 383	3
Mangán	(kt)	3		138 801	0	0	138 801	0	18	0
Meď	(kt)	15		185	0	5	180	0	12 (t)	5 (t)
Olovo	(kt)	18		208	13	53	142	0	19	5
Zinok	(kt)	22		882	41	220	621	0 (t)	20	3
Cín	(t)	10		208 077	3014	12 425	192 688	0	587	219
Volfrám	(t)	17		93 948	0	53 373	40 575	0	125	116
Striebro	(kg)	22		772	0	308	464	0	65	80
Zlato	(kg)	27		249 660	48 740	86 600	114 320	0	2 346	2 489
Urán	(t)	13	1	139 396	21 527	21 946	95 923	624	0	N
Čierne uhlie	(kt)	68	20	13 954 950	2 417 365	6 147 991	5 389 594	20 847	2 274	6 609
Hnedé uhlie	(kt)	66	14	9 893 368	3 456 447	1 910 604	4 526 317	57 395	3	5 100
Lignit	(kt)	13	1	1 023 455	124 920	564 590	333 945	747		
Ropa	(kt)	25	16	47 942	11 584	23 400	12 958	159	7 050	90
Plyn	(mil.m3)	67	31	21 141	4 146	14 908	2 087	118	9 524	1
Fluorit	(t)	6		3 078	0	584	2 494	0	51 530	22 688
Baryt	(kt)	9		2 920	44	947	1 929	0	10 828 t	50 t
Grafit	(kt)	16	4	14 967	2 054	4 369	8 544	25	634 t	2 731 t
Drahé kamene	(kt)	5	2	23 019	3 583	12 914	6 522	49	31 496 kg	2 846 kg
Kaolín	(kt)	74	11	1 213 915	279 722	567 527	366 666	2 982	10 087 t	397 720 t
Íl	(kt)	134	29	1 239 926	258 133	696 792	285 001	759	14 896 t	20 3922 t
Bentonit	(kt)	24	4	231 110	51 460	160 162	19 488	110	7 162 t	20 608 t
Živec	(kt)	36	6	86 872	40 038	41 857	4 977	243	5 685 t	54 474 t
SiO_2 suroviny	(kt)	23	2	54 012	7 552	30 285	16 175	13	30 283 t	65 t
Sklársky a zlieváren. piesok	(kt)	37	12	729 402	261 937	134 787	332 678	1 763	67 188 t	436 931 t
Vápenec korekčné sialitické suroviny pre výrobu cementu	(kt)	103	26	4 865 893	1 926 060	2 446 023	493 810	114	623	151
Dolomit	(kt)	13	2	582 578	84 868	410 387	87 403	294	647	20
Sadrovec	(kt)	5	1	505 273	120 146	302 990	82 137	241	27 283 t	59 769 t
Dekoračný kameň	(tisíc.m3)	188	72	233 982	96 643	104 136	33 203	258	172 kt	833 kt
Stavebný kameň	(tisíc.m3)	343	182	2 367 537	1 172 557	1 040 767	154 211	10 845	711 kt	805 kt
Štrk a piesok	(tisíc.m3)	220	73	2 402 970	1 276 994	877 166	248 870	11 727	2 372 kt	888 kt
Tehliarsky íl	(tisíc.m3)	206	73	700 259	318 599	308 439	79 221	2 074		

bližne o 2000 výskytoch a ložiskách nerúd (z nich asi 800 bolo v posledných 50 rokoch predmetom geologického prieskumu). Na 550 ložiskách sa ťaží 25 druhov suroviny — spolu asi 70 mil. t ročne (tab. 1). V SR sa eviduje vyše 545 ložísk nerudných surovín. V súčasnosti sa ťaží 30 druhov suroviny na 250 ložiskách s ročnou produkciou okolo 45 mil. t. Medzi tieto ložiská treba zaradiť niekoľko ďalších nerúd, ktoré sa doteraz neťažili ani podrobne neoverovali, tzv. netradičných. Do tejto skupiny možno v obidvoch republikách zaradiť turmalín, andalúzit, sillimanit, v ČR wollastonit, vermikulit a na Slovensku alunit, pyrofylit, grafit, muskovit a živce — prevažne albitovo-oligoklasového zloženia.

ČR patrí medzi 10 hlavných svetových producentov kaolínu, grafitu, živca, bentonitu a sklárskeho piesku. SR má obdobné postavenie v ťažbe magnezitu, dolomitu, vápenca, perlitu a bentonitu. Ťažba väčšiny nerúd po roku 1989 poklesla — v magnezite a dolomite približne o 50 %. V ČR bol výnimkou dekoračný kameň a drvené kamenivo a na Slovensku štrkopiesok, pri ktorých ťažba, najmä ako výsledok exportu do susedných krajín, výrazne vzrástla.

Všetky cementárne v ČR patria zahraničným spoločnostiam, kým na Slovensku iba najväčšia — v Rohožníku, v Hornom Smí a čiastočne v Ladcoch.

Prosperitu v oblasti nerúd v ČR v budúcnosti obstará hlavne keramický a sklársky priemysel, ktorý má kvalitné suroviny z domácich ložísk v zahraničnom vlastníctve. V ČR má zo všetkých priemyselných odvetví najlepšie hospodárske výsledky práve sklárstvo a keramika s výrobou stavebných hmôt.

Na Slovensku má z pestrej palety nerudných surovín (tab. 3) najväčší ekonomický význam (s odhadovanou hodnotou vyťažených nerastov roku 1996) magnezit (2,4 mld. Sk/rok), vápenec (~ 1,3 mld. Sk/rok), stavebný kameň a štrkopiesok (~ 0,6 mld. Sk/rok), dolomit (0,3 mld. Sk/rok) a baryt (0,25 mld. Sk/rok).

S výnimkou barytu je zásoba týchto nerastných surovín overená v množstve umožňujúcom zachovať súčasnú úroveň exploatácie vyše 100 rokov. Navyše možno overiť aj ďalšie zdroje.

Osobitnú pozornosť bude vyžadovať aj mastenec, najmä ložisko Gemerská Poloma, porovnateľné s veľkými európskymi, ba i svetovými ložiskami (84 mil. t s kvalitou mastenca ~ 64 %).

Tab. 2
Rudné suroviny — zásoba a ťažba (štatistické údaje za rok 1997, Tréger a Baláž, 1998)
Ores— reserve and exploitation (statistical data from 1997, Tréger and Baláž, 1998)

Surovina		Počet ložísk spolu	z toho ťažených	Zásoba celkom	bilančná (Z-1 + Z-2)	bilančná (Z-3)	nebilančná	Ťažba	Dovoz	Vývoz
železná ruda	(kt)	10	2	102 526	37 750	6 525	58 251	878	4307	64
Mangánová ruda	(kt)	4	0	25 318	0	0	25 318	0	114	0
Nikel	(kt)	1	0	64	0	0	64	0	0	0,03
Meď (	kt)	28	0	539	0	0	539	0	16,6	10,3
Olovo	(kt)	9	0	385	0	0	385	0	0	0
Zinok	(kt)	9	0	558	0	0	558	0	0	0,7
Antimón	(kt)	9	0	55	0	0	55	0	0	0
Ortuť	(kt)	6	0	11	0	0	11	0	N	N
Cín	(kt)	1	0	2	0	0	2	0	0	0
Volfrám (	kt)	2	0	15	0	0	15	0	0	0
Molybdén	(kt)	3	0	91	0	0	91	0	0	0
Striebro	(kt)	8	1	1 123	533	151	439	0,27*	0	0,2*
Zlato	(kg)	19	1	34 766	3 764	6 436	24 566	410*	0	378*

*odhad
Poznámka: Údaje o dovoze a vývoze sa týkajú hmotnosti rudy, pri Ag a Au sa uvádza hmotnosť čistého kovu.
*estimation
Remark: Data about import and export are related to weight of ore, in the case of Ag and Au there is stated the weight of pure metal.

Tab. 3
Nerudné suroviny - zásoba a ťažba (štatistické údaje za rok 1997, Tréger a Baláž, 1998)
Industrial minerals — reserve and exploitation (statistical data from 1997, Tréger and Baláž, 1998)

Surovina	Počet ložísk spolu	z toho ťažených	Zásoba spolu	bilančná (Z-1 + Z-2)	bilančná (Z-3)	nebilančná	Ťažba	Dovoz	Vývoz
magnezit	9	4	1 143 343	153 354	652 810	337 179	1 252	24,3	237
mastenec	6	1	242 369	629	93 137	148 603	7	0,63	4,55
baryt	5	2	2921	2730	0	191	77	0,26	15,6
sadrovec	5	0	64 381	22 750	34 209	7 422	0	100	28,2
anhydrit	5	1	653 276	294 983	318 363	39 930	475		
vápenec (VV)*	13	6	1 793	673	1 094	26	4,1	8,2	777
vápenec (OV)*	25	13	1 345	623	688	34	3,7		
dolomit	19	8	619 965	224 548	387 967	7 450	1 984	0,75	793
kaolín	10	3	52 164	27 935	24 040	189	24	60,8	0,82
keram. suroviny	21	4	60 230	16 485	40 116	3 629	45	22,5	0,01
kamenná soľ	4	1	1 267 425	188 112	1 079 313	65	127	129	50,9
tavný čadič	2	1	21 014	13 145	4 193	3 676	1	0	0
bentonit	13	3	38 804	14 516	14 007	10 279	76	3,75	66,8
zeolit	5	2	110 946	103 267	2 938	4 741	14	0	0
zliev. pieok	20	1	672 026	9 192	654 804	8 030	443	160	166
žiaruvzdorný íl	8	1	6 011	309	3 293	2 409	3	14,4	10,8
kremeň	8	0	416	222	174	20	0	107	0
kremenec	20	2	24 305	8 683	10 265	5 357	9		
azbest	4	1	26 521	2 470	0	24 051	30	1,21	0,33
dekoračný kameň	22	2	25 077	9 424	14 110	1 543	16	6,2	0,15
diatomit	3	0	8 438	5 067	3 104	267	0	2,05	0,19
perlit	5	1	30 297	17 090	12 887	320	25	0,09	13,5

*Údaje o zásobe a ťažbe v mil. t
VV — vysokopercentný vápenec, OV — ostatný vápenec
Poznámka: Do prehľadu nie sú zahrnuté stavebné suroviny.
*Data about reserve and exploitation are stated in millions of tons
VV — high-percentage limestone, OV — other limestone
Remark: The building materials are not included into the review.

Okrem uvedených šiestich druhov nerastných surovín disponuje Slovensko (tab. 3) veľkou overenou zásobou kamennej soli (656 mil. t), kremenného (zlievárenského) piesku (656 mil. t), sadrovca a anhydritu (485 mil. t), bentonitu (13,6 mil. t), taveného čadiča (17 mil. t), perlitu (21,3 mil. t) a zeolitu (106 mil. t), ktorá by mohla umožniť zvýšiť domácu ťažbu aj export. V SR sú geologické predpoklady objaviť ložiskové akumulácie doteraz dovážaných nerudných surovín, ako je grafit, kremeň, živec, sľuda a bridlica. Prehodnotenie poznatkov o dávnejšie

známom ložisku kaolinitového piesku (sedimentárny kaolín) Vyšný Petrovec pri Poltári v Lučenskej kotline poukazuje na nevyhnutnosť postaviť na Slovensku prvú modernú plaviareň, ktorou by sa získaval plavený kaolín do keramického a kremenného piesku pre sklársky priemysel.

Zásoba surovín v priemyselných kategóriách sa v ČR a v SR v minulosti overovala veľmi dôkladne (tab. 1, 2 a 3), a preto je prirodzené, že sa v nových spoločenských pomeroch väčšie prieskumné akcie zo štátneho rozpočtu nebudú realizovať. Skôr pôjde o prieskum v predpolí ťažobných stien a overovanie technologických parametrov surovín na nové aplikácie. Významnou sa stáva otázka intervencie štátnej správy pri prieskume nádejných netradičných surovín, lebo tie asi nebudú overovať súkromní podnikatelia, lebo ide o náročné investície späté so značným rizikom, nízkou návratnosťou a navyše s nevyhnutnosťou presadiť novú surovinu na konzervatívnom trhu. Ale otázka prístupu k novým, doteraz nevyhľadávaným surovinám je na Slovensku veľmi aktuálna. Týka sa najmä vločkového grafitu v metamorfovaných komplexoch veporika, živcov a muskovitu v jadrových pohoriach tatrika, pyrofylitu v sekundárnych kremencoch stredoslovenských neovulkanitov, mordenitu v sklovitých ryolitoch východoslovenských neovulkanitov, turmalínu v okolí granitových telies, ale aj niektorých ďalších.

Záver

Ústrednou a doteraz prakticky neriešenou úlohou spätou s ďalším využívaním a zhodnocovaním najmä nerudnej surovinovej základne na Slovensku a v menšej miere v ČR zostáva dôkladný a všestranný technologický výskum, ktorý by viedol k výstavbe úpravníckych zariadení pri spracúvaní ílových a karbonátových surovín vrátane mastenca a magnezitu. Z pohľadu využívania nerastných surovín na začiatku 21. stor. je zrejmé, že sa táto úloha u nás stáva rozhodujúcim faktorom ďalšieho rozvoja a že sa bude nepochybne plniť inak ako vo svetovom meradle. Svetu a jeho novým gigantickým ekonomickým zoskupeniam budú nerastné suroviny na počiatku tretieho tisícročia poskytovať prevažne ložiská, ktoré ešte nie sú preskúmané. Aj preto sa najmä vo výchove a formovaní univerzitných študentov geologických vied bude treba čo najrýchlejšie sústrediť na rozsiahlu prospekciu nerastných surovín v doteraz málo preskúmaných oblastiach všetkých kontinentov. Je veľmi pravdepodobné, že zo 400 000 geológov, ktorí pred 10 rokmi pracovali na celom svete, sa veľká časť zapojí práve do tejto činnosti. Treba urobiť všetko, aby ČR a SR boli v tomto smerovaní primerane zastúpené a úspešné.

Literatúra

Cook, P. T., 1997: The role of the earth sciences in sustaining our life-support system. *BGS Technical report, London, 1—17.*

Meadows, D. H., Meadows, D. L., Randers, J., Berens, W. W., 1972: The limits of growth. *PAN Books Ltd., London, 1972.*

Meadows, D. H., Meadows, D. L., Randers, J., 1992: Beyond the limits. *Earthscan Publications Ltd., London.*

Mineral Commodity summaries of the Czech Rupublic. *Geofond ČR, 1998, 1—145.*

Tréger, M. a Baláž, X., 1998: Surovinové zdroje SR, nerastné suroviny, stav k 31. 12. 1997. *Geol. služba SR, 1—188.*

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 30, č. 6

Obsah

Nový pohľad na nerudné nerastné suroviny SR 1
O uhľovodíkoch a seizmike na Slovensku 3
Súčasné možnosti izotopového zisťovania veku 5
Geochemické mapovanie sveta — cenný zdroj údajov o stave životného prostredia 6
1. obnovené výročné zhromaždenie Česko-slovenskej spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu 7
Spomienkové stretnutie pri príležitosti 150. výročia založenia Uhorskej geologickej spoločnosti vo Vidinej 8
Seminár paleontologickej odbornej skupiny SGS 10
Plán odborných akcií SGS na I. polrok 1999 13
Kronika 15
Významné životné jubileá členov SGS v roku 1999 18

Nový pohľad na nerudné nerastné suroviny Slovenskej republiky, ich výskyt a možnosti využitia

Ján Zuberec a Ján Kozač

V súlade so zásadmi a potrebami surovinovej politiky štátu v najväčšej miere využívať domáce zdroje nerastných surovín sa ukázalo ako nevyhnutné zhodnotiť surovinovú základňu SR a poskytnúť ucelený pohľad o jej nerudných nerastných surovinách.

Poslednú súhrnnú charakteristiku ložísk nerastných surovín, ktorá vyšla aj knižne, spracoval J. Slávik et al. roku 1967 a odvtedy sa tieto suroviny v regionálnom meradle sledovali nepravidelne, a predovšetkým účelovo. Najmä nevyužívané a netradičné suroviny, horniny a minerály sa skúmali dosť živelne, podľa toho, aké typy sa pri sledovaní istej problematiky orientačne zistili. Spoločným znakom každého štúdia nerudných aj ekologických surovín bola nedostatočná opora v indíciách zo základného výskumu, v serióznom a komplexnom hodnotení možných druhov použitia známych vo svete. Výskum nerudných surovín dostatočne nevyužíval ich genetickú spätosť a rozšírenie v jednotlivých zdrojových horninách a útvaroch, a preto ani prognózy známych a využívaných surovín — pokiaľ sa robili — neboli kompletné.

Po časovom odstupe je zrejmé, že hodnotenie ani nemohlo byť komplexné, lebo tomu bránil charakter spracovateľských podnikov, štruktúra spracúvaných surovín, ich ľahká dostupnosť za nízku cenu z dovozu, ako aj finalizácia produktov úpravy alebo priamo výrobkov, ktorá z veľkej časti prebiehala na území terajšej ČR. Na komplexné hodnotenie, a hlavne na nový pohľad na využívanie jestvujúcich a nových surovín sa nevyvíjal potrebný tlak, ktorý napokon závisí aj od tlaku na overovanie ekonomickej úpravy domácich zdrojových hornín. Napriek týmto konštatáciám sa v ostatných 20 rokoch pohľad na potenciál nerudných surovín, osobitne ekologických, v rámci možností, ktoré poskytovali riešené úlohy, spresnil a zhodnotili sa — aj keď nie komplexne — viaceré surovinové typy.

Najdôležitejšie výsledky overovania nerudných a ekologických nerastných surovín

Najväčšia pozornosť — a tomu zodpovedajú aj výsledky — sa venovala bentonitu, keramickým surovinám, perlitu a zeolitu. Bentonit sa hodnotil ako produkt rozloženého ryolitového a andezitového tufu (lokalita Jelšový potok, Jelšový potok II, Jelšový potok-sever v Žiarskej kotline, Hrochoť v Slatinskej kotline, Dekýš v Štiavnických vrchoch, Lastovce a Kuzmice vo východoslovenských vulkanitoch).

Z keramických surovín sa objavili a zhodnotili ložiská kaolínu v Žiarskej kotline (Podháj), ale najmä kaolínové ložisko Horná Prievrana v Lučenskej kotline a ďalšie doteraz nie celkom preskúmané výskyty na báze kôry zvetrania, takže ich rozsah, kvalita ani možnosti zužitkovania nie sú ešte dostatočne známe.

Z viacerých druhov keramického ílu je známy íl typu IM (illit + + montmorillonit), ktorý vznikol na báze ryolitického tufu na južnom okraji Kremnických vrchov (Dolná Ves, Kopernica-Čertov vrch), a ložiská polyminerálneho ílu v Kremnických vrchoch (Kopernica-Čertov vrch), ako aj výskyty v Štiavnických vrchoch. Významný a v keramickej a žiaruvzdornej výrobe aj využívaný je neogénny íl z ložísk v Lučenskej kotline (Gregorova Vieska, Točnica a i.). V stredoslovenskom regióne sa zistili ložiská ílu aj v oblasti Pukanickej panvičky, ale bez praktického významu.

Na východnom Slovensku sa preskúmali ložiská kaolinicko-illitických keramických surovín Rudník, Tepličany-Viničné a Pozdišovce. Využívajú sa v keramickom priemysle. V západoslovenskom regióne sa takéto suroviny zistili na styku Tribeča, Považského Inovca a Strážovských vrchov s juhoslovenskou panvou — zla-

tomoravský záliv, Nitrianska pahorkatina a Hornonitrianska kotlina (Solčany, Poruba, Jedľové Kostoľany, Žikava a i.).

Významnou surovinou na báze vulkanického skla používanou v stavebníctve je perlit. Jeho ložiská sa overili na okrajoch Štiavnických a Kremnických vrchov a v neovulkanitoch východného Slovenska (Lehôtka pod Brehmi, Jastrabá—Horná Ves a Byšta).

Zisteným ložiskom zeolitu na južnom okraji Kremnických vrchov je Bartošova Lehôtka a v Štiavnických vrchoch je známy zeolit pri Sklených Tepliciach. Najvýznamnejším ložiskom zeolitového tufu je Nižný Hrabovec na východnom Slovensku.

Zo špeciálnych nerudných surovín bola prvoradá úloha nájsť náhradu za kremenec dovážaný zo zahraničia pre OFZ Istebné. Najlepšie výsledky sa dosiahli na ložisku Hostie—Skalka nad Váhom, ktoré patrí do tribečskej obalovej série. Tamojší kremenec chemizmom, štruktúrou i kusovitosťou zväčša zodpovedá požiadavkám OFZ Istebné a zvyšok je zužitkovateľný ako troskotvorná prísada do Si-Fe zmesí.

Istý pokrok nastal pri štúdiu živcových surovín. V rámci úlohy Geologickej služby SR sa zistili prognózne zdroje v oblasti Tribeča, Považského Inovca a Strážovských vrchov. Väčšinou ide o sódnovápenaté živce a výrazne slabšie zastúpené draselné živce. Živcová surovina sa viaže na hrubozrnné muskovitické granodiority a miestami na sústavu žíl pegmatitu v granitoidných horninách a metamorfitoch. Obsah živcov v hornine je 40—65 %. Surovina je vhodná ako prídavné tavivo do keramických zmesí a ako vedľajší produkt možno zo zdrojových hornín získavať sľudové koncentráty. Možnosť overiť kvalitné draselné živce je vo veporiku. Zaujímavé sú objavené výskyty albititu ako potenciálneho zdroja vyhľadávaných živcových surovín.

Sľuda sa overovala v biotiticko-muskovitických svoroch Považského Inovca, kde miestami tvorí až do 54 % (z toho je muskovitu do 26 %). Všeobecne prevažuje muskovit nad biotitom. Ide o drobnošupinkatú sľudu vhodnú na použitie pri výrobe strešnej lepenky, tepelných izolátorov, v chemickom, gumárenskom a farbiarskom priemysle.

Potrebnou a veľmi hľadanou surovinou na Slovensku je sklársky piesok, a to na výrobu ozdobného, úžitkového a technického skla. Doteraz sa dováža prevažne z ČR z ložiska Střelec. Skúša sa aj eolický piesok zo Záhorskej nížiny a podľa predbežných výsledkov by sa po zmytostnej úprave a po znížení obsahu farbiacich kysličníkov pod 0,04 % mohol využívať na výrobu tabuľového a úžitkového skla. Výskum eolického piesku pokračuje.

Oveľa zložitejšia je otázka piesku ako vhodnej suroviny na výrobu krištáľového skla, ale v rámci vyhľadávacieho prieskumu sa pracuje na úprave kaolinického piesku Lučeneckej kotliny, a to v rozsahu potrebnom na zníženie obsahu farbiacich kysličníkov na úroveň zodpovedajúcu požiadavkám výroby krištáľového skla. V súvislosti s potrebami výroby skla sa skúša úprava žilného kremeňa a kremenného štrkopiesku Podunajskej roviny.

Veľmi dôležitou, ale už netradičnou surovinou, ktorej sa venovala veľká pozornosť, je alginit, ktorý sa vyskytuje na geofyzikálne zistených ringových štruktúrach Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (Pinciná) v terciérnych sedimentoch. Pre nízky obsah roponosných látok (do 12 %) je alginit vynikajúcim poľnohospodárskym hnojivom. Jeho výskum vykonal Geocomplex Bratislava.

V ostatnom čase bolo prínosom pri overovaní nerudných surovín štúdium lunzského ílovitého prachovca v Nízkych Tatrách. Táto hornina je po úprave mletím vhodnou surovinou do hmoty na výrobu farebných vypaľovaných keramických výrobkov, najmä stavebnej a figurálnej keramiky, na výrobu frity, glazúry, expandovaných peletiek s objemovou hmotnosťou 820 kg/m^3, na prípravu sorbentov ťažkých kovov Pb, Zn, Cu so schopnosťou absorbovať až 99 % ich podielu. Práve na tejto báze po pridaní ďalších komponentov do zmesi vznikol produkt podobný belgickému beringitu, ale s podstatne lepšími sorpčnými vlastnosťami a s väčšou schopnosťou viazať ťažké kovy. Je zaujímavé, že nižšiu absorpčnú schopnosť, avšak vyššiu ako belgický beringit majú produkty vyrobené na báze kalu, odpadu pri praní uhlia.

Špeciálnou surovinou, o ktorú je v poslednom čase záujem, sú granatické horniny. V rámci štúdie Šamorín-štrkopiesky sa v dunajských štrkopieskových náplavoch frakcie 0—4 mm zistil obsah granátov až do 24 %. 14 % granátov zväčša almadínového typu sa zistil aj vo svoroch Považského Inovca a Slovenského rudohoria. Granáty almandínovo-spessartínového typu sa vyskytujú aj v stredoslovenských neovulkanitoch a tvoria až 20 %. Granáty sa koncentrujú aj v kale pri spracúvaní dunajského a vážskeho štrkopiesku. Popri nich sa tam akumuluje aj isté množstvo Au. Granáty sú vhodnou surovinou pre brusný priemysel, do strojného náradia a tiež ako ekologická surovina do rozličných filtračných zariadení.

Čiastkové výsledky sa dosiahli pri výskume prírodných minerálnych pigmentov. V oblasti Malých Karpát (Pezinok) sa overili permsko-triasové bridlice rozložené na červený íl, ktorý kvalitatívne zodpovedá materiálom na výrobu prírodného pigmentu. Získavanie ekologických pigmentov, ktoré majú vhodnú granulmetriu, obsah farbiacich oxidov a ďalšie technologické vlastnosti, najmä stálosť, je veľmi aktuálne. Zdrojom prírodných minerálnych pigmentov by mohli byť horniny rozličného farebného odtieňa z celého Slovenska. Napr. zdrojom zeleného a čierneho pigmentu môžu byť rozličné sedimentárne a metamorfné horniny, ktoré sa na tento účel aj skúšajú.

Možnosti využívania domácich zdrojov nerudných nerastných surovín

Domáce surovinové zdroje sa dajú rozdeliť do dvoch základných skupín.

Prvú skupinu tvoria tradičné typy nerudných nerastných surovín, ktoré sa už využívajú v stavebníctve, poľnohospodárstve, chemickej výrobe, v keramickom a sklárskom priemysle atď. Sú to najmä rozličné druhy hornín, stavebný piesok a štrkopiesok, dolomit, magnezit, kremitý piesok, kaolín, sadrovec a i. Mnohé z nich majú vlastnosti, ktoré ich predurčujú na nové, netradičné použitie, na produkciu doteraz dovážaných náročných výrobkov.

Výskum veľkej časti tradičných surovín potvrdzuje možnosť používať ich na výrobu sorbentov. Je to vápenec, dolomit, magnezit, bentonit, zeolit, kremeň, diatomit, rohovec, perlit, sadrovec, anhydrit, magnetit a spekularit.

Veľká časť takýchto surovín by mohla byť vhodná na výrobu plnív a farieb. Ide o vápenec, magnezit, kaolín, mastenec, žilný kremeň, spongolit, sadrovec, baryt, magnetit, spekularit a bázické vyvreté horniny.

Technologický výskum niektorých druhov tradičných surovín ukázal ďalšie možnosti ich netradičného použitia. Napr. čistý dolomit má okrem už spomenutého využitia perspektívu vo výrobe Mg(OH) a v medicíne. Veľmi široké uplatnenie má bentonit. Môže byť zdrojom špeciálnych materiálov napr. na prípravu organobentonitu a špeciálnych tesniacich materiálov. Kaolín sa vo svete bežne používa na prípravu kozmetických farmaceutických výrobkov. O kremennom štrku sa uvažuje ako o zdrojovej surovine na výrobu plniva, príp. ako o náhrade za pazúrik. Sadrovec sa vo svete bežne využíva pri výrobe špeciálnych druhov cementu a baryt na výrobu chemikálií. Z pyritu by sa mal získavať koncentrát s vysokým obsahom Au, Se, Co.

Druhú skupinu tvoria netradičné, u nás nevyužívané, resp. málo využívané suroviny. Patrí tam široká a pestrá škála hornín a minerálov, medzi ktorými majú významné miesto alumosilikáty. Sem sa zaraďujú napr. pyrofility, ktoré sa skúmajú ako možné plnivo a ako

surovina na výrobu keramických produktov. Alunity sú vhodné na výrobu kamenca, použitie v chémii a ako plnivo.

Skupina disténu, príp. topásu je použiteľná na výrobu špeciálnych keramických a žiaruvzdorných hmôt.

Významnou surovinou je turmalín a turmalínovec. Sú použiteľné najmä v jadrov[illegible] ako plnivo do betónu na tienenie neu- [illegible] a tienenie rádioaktívneho žiarenia, v zdravc[illegible]stého B pre metalurgiu, v sklárskom a chemickom priemysle.

Glaukonitické horniny sa ukazujú ako vhodné, ak majú bilančnú koncentráciu glaukonitu, a to na výrobu sorbentu alebo ako zdrojová surovina na špeciálne hnojivá.

Wollastonit by mohol byť perspektívnou surovinou na špeciálnu keramiku, ako plnivo a pigment.

Dôležitou a doteraz málo preskúmanou surovinou je hlina typu *terra rosa,* ktorá sa v blízkej budúcnosti môže stať vhodnou surovinou na výrobu minerálnych pigmentov a pri výrobe farieb na estetizáciu stavieb.

V ostatnom čase sa vo svete ako dôležitý minerál hodnotí titanit, a to na výrobu pigmentov a chemických zlúčenín, a zirkón ako minerál vhodný na špeciálnu keramiku i ako plnivo. Rovnako dôležitý, avšak u nás zatiaľ iba v počiatočnom štádiu výskumu a lokalitného sledovania je borax a tinkinit, ktoré sú vhodné na použitie v bórovej chémii. Napriek tomu, že ide o novú sféru výskumu, v spolupráci zo zahraničnými inštitúciami sa jej začína venovať GS SR.

V súčasnosti rastie význam ušľachtilých hornín vhodných na špeciálne použitie. Ide najmä o rozličné druhy čiernych bridlíc, ktoré sa už sčasti osvedčili ako surovina na výrobu sorbentov ťažkých kovov a iných látok. Dajú sa využiť najmä v kombinácii s ďalšími surovinami, resp. s upravenými produktmi, ako je PVD, vápenec a pod. Sorpcia ťažkých kovov v pripravenej zmesi je vyše 90 %, pričom sa sorbované látky — na rozdiel od iných sorbentov — viažu a ani po dlhšom čase neunikajú späť do prostredia. Čierne bridlice sú poväčšine vhodnou surovinou aj na výrobu hnojív v poľnohospodárstve. Ide najmä o lunzské, menilitové bridlice a iné čierne bridlice, ktoré v súčasnosti overuje GS SR.

Ako významná netradičná surovina sa ukazuje biely a svetlý ryolit, ryolitový tuf, ktoré sú perspektívne na využitie ako plnivo, sorbenty, keramická hmota, glazúra a smalt. Do tohto typu surovín zaraďujeme aj K metasomatity, ktoré majú vhodné vlastnosti na prípravu glazúry, smaltu a výrobu špeciálnych hnojív.

Medzi suroviny strategického významu možno zaradiť serpentinity. Tieto v Západných Karpatoch dosť rozšírené horniny sa overujú predovšetkým ako materiál do betónu na stavby jadrovej energetiky. Ich význam rastie aj preto, že sú potenciálnou bázou na výrobu sorbentov a minerálnych pigmentov.

Sliene a slieňovce sa ako klasické horniny doteraz používali na výrobu cementu, resp. ílovec s nízkym obsahom Fe na výrobu tehál, a môžu byť surovinou na výrobu minerálnych vlákien. Tradičná produkcia sklených vlákien používaných v stavebníctve vo svete ustupuje a nahrádza ju práve výroba na báze nízkoželezitých slieňov a slieňovcov.

V prírode pomerne hojný andezitový biely a zelený tuf sa skúma ako vhodný na výrobu minerálneho pigmentu, glazúry a smaltu. Niektoré druhy tufu — najmä pemzový — sú vhodnou surovinou na výrobu expandovaných superľahkých, avšak pevných hmôt.

Významnou, ale na Slovensku doteraz iba v menšom rozsahu sledovanou surovinou, je grafit. Je to vynikajúci materiál na prípravu špeciálnych žiaruvzdorných hmôt, výrobu plnív, na použitie v elektrotechnike, na výrobu filtračných materiálov, špeciálnych plnív a pod.

Domáce suroviny ako náhrada za dovážané

Načrtnuté perspektívy získavania a využívania nerudných surovín potvrdzujú predpoklad, že sa v SR v budúcnosti bude dať väčšina teraz dovážaných nerudných surovín nahradiť domácimi. Zároveň je nevyhnutné zdôrazniť, že viac-menej všetky suroviny, ktoré možno v Západných Karpatoch získať, potrebujú pred náročnejším použitím úpravu. Každá v súčasnosti do SR dovážaná surovina v pravom slova zmysle už nie je surovinou, ale produktom po rozličné zložitej úprave. Napr. kremenec dovážaný z Poľska je už podrvený, vytriedený a upravený aj predpieraním, a preto je v ňom obsah Al_2O_3 viažuci sa na sericit výrazne nižší. Bez úpravy nemožno využiť ani živcové suroviny a suroviny na získavanie sľudy. Na získanie koncentrátu je nevyhnutné drvenie a flotačná úprava. Väčšina surovín určených na využitie vyžaduje aspoň úpravu mletím. Veľmi náročnú úpravu vyžaduje napr. kaolinický piesok z Hornej Prievrany. Oddelením a úpravou piesčitej frakcie z neho možno po ďalšej úprave získať kvalitnú sklársku surovinu, úpravou šliku surovinu na biely cement a úpravou jemného kaolinického produktu surovinu vhodnú do keramických zmesí.

Zdôrazňujeme, že bez vybudovania úpravárenských kapacít bude akékoľvek úsilie o získanie, ale aj technologický výskum surovín bez potrebného efektu, pretože neupravené sú použiteľné iba niektoré suroviny a len na veľmi obmedzené účely.

O uhľovodíkoch a seizmike na Slovensku v minulosti a súčasnosti

Uhľovodíky

Ropa a zemný plyn sú dnes vo svetovom meradle najvýznamnejšími energetickými surovinami a ich vplyv na formovanie a vývoj ľudskej spoločnosti je mimoriadne silný najmä v posledných sto rokoch. Najstaršie údaje o vyhľadávaní, získavaní a využívaní týchto prírodných uhľovodíkov z oblastí s povrchovými vývermi (Blízky a Stredný východ) pochádzajú už zo staroveku.

Svetová ťažba uhľovodíkov sa štatisticky registruje až do druhej polovice 19. stor. V tom období vzrástol záujem hľadať tieto suroviny aj na Slovensku (najmä pre blízkosť haličských nálezísk ropy). Prvé lokality, z ktorých sa ropa na Slovensku získavala (kopanými šachticami), sú s povrchovými prejavmi a ležia vo východnom (medzi obcou Miková a Habura) i západnom úseku (pri obci Turzovka) vonkajšieho flyšového pásma Západných Karpát. Ale za skutočný začiatok ropného ťažobného priemyslu, ako aj prieskumu a výskumu uhľovodíkov na Slovensku možno pokladať až roky 1913—1914, keď bolo objavené prvé ropné ložisko pri Gbeloch (viedenská panva). Oblasť tohto ložiska bola zároveň prvou systematicky skúmanou oblasťou nádejnou na výskyt ropy v bývalom Uhorsku (Bednaříková et al., 1984). Tu sa po prvý raz na svete použili metódy aplikovanej geofyziky na uhľovodíkový prieskum

(maďarský geofyzik L. Eötvös v rokoch 1915—1916 urobil tiažové merania, ktoré neskôr interpretoval H. von Böckh). Prvé úspešné zužitkovanie aplikovanej geofyziky v ropnom prieskume predznamenalo veľkú úlohu jej metód v tomto odvetví do budúcnosti, a to najmä pokiaľ ide o seizmické, gravimetrické a karotážne metódy.

Metódy aplikovanej geofyziky pri prieskume uhľovodíkov na našom území začali vo väčšej miere využívať počas 2. svetovej vojny najmä nemecké spoločnosti, ale naozajstný rozvoj nastúpil až v 50. rokoch, keď sa už dá hovoriť o skutočne koncepčnom využívaní týchto metód pri prieskume ropy a zemného plynu.

Rozmach geofyzikálnych metód, vrtných prác a ich výsledkov viedol k rastu poznatkov o skúmaných oblastiach, ale aj k rozvoju viacerých geovedných disciplín a k aplikácii poznatkov radu vedných odborov — sedimentológie, paleontológie, geochémie, petrofyziky, termodynamiky atď. Možno konštatovať, že ropný priemysel dnes disponuje širokou škálou nástrojov z rozličných vied slúžiacich na vyhľadávanie, prieskum, výskum, ťažbu i uskladňovanie ropy a zemného plynu.

Z geologickej stavby a malej rozlohy Slovenska vychodí, že jeho uhľovodíkový potenciál nie je veľký a podobne ako v iných krajinách strednej Európy nie je schopný domáci dopyt po rope a zemnom plyne uspokojiť. Zo štatistiky je zrejmé, že najlepšie ukazovatele v počte objavených ložísk uhľovodíkov a v ťažbe týchto surovín malo Slovensko ešte v rámci bývalej Česko-slovenskej republiky, a to v 50. a na začiatku 60. rokov, keď bola objavená asi polovica všetkých dnes známych ložísk ropy a zemného plynu na Slovensku a keď sa ťažilo takmer 150 tisíc t ropy ročne (v celom Československu) a plynu 1,1 až 1,3 miliárd m^3 (v rokoch 1958—1962; Bednaříková et al., 1984; v celom Česko-slovensku). Od tohto obdobia až podnes má ťažba týchto surovín klesajúcu tendenciu. Výnimkou nebol ani rok 1997, hoci sa vyznačoval viacerými aktivitami slovenských prieskumných aj výskumných organizácií.

V prieskume a ťažbe uhľovodíkov roku 1997 pokračoval záujem Nafty, a. s., Gbely (ak sa neberie do úvahy činnosť malých firiem) ako najväčšieho a doteraz prakticky jediného slovenského prieskumno-ťažobného podniku o tradičné slovenské produkčné oblasti — viedenskú a východoslovenskú panvu, kde ťažba uhľovodíkov pokračovala. Roku 1997 sa prejavilo zreteľné úsilie aj Slovenského plynárenského priemyslu, š. p. (ďalej SPP) zúčastniť sa na prieskume a ťažbe uhľovodíkov na Slovensku, a to najmä vo vonkajšom flyšovom pásme Karpát a v dunajskej panve. Rovnaký cieľ sledovali aj niektoré malé súkromné firmy.

V oblasti uskladňovania, resp. transportu zemného plynu sa Nafta a. s., Gbely usilovala rozšíriť vlastnú uskladňovaciu kapacitu na zemný plyn v podzemných zásobníkoch plynu na Slovensku. Zaregistrovala sa aj ambícia SPP budovať vlastné podzemné zásobníky plynu, a to aj v súvislosti s možným zvýšením už i tak veľkého objemu transportovaného plynu z Ruska.

Vo výskume orientovanom na vyhľadávanie, prieskum, ťažbu a uskladňovanie uhľovodíkov na Slovensku doteraz pôsobila jediná špecializovaná organizácia, a to Vyhľadávanie a výskum nafty a plynu Bratislava, súčasť SPP. Vybudovanie silnejšej bázy výskumu v tejto oblasti bolo aj jedným z cieľov Geologickej služby SR. Toto pracovisko vychádza z metodík komplexnej bazénovej analýzy a integrovaného modelovania a jeho cieľom je:

— postupné zavádzanie a využívanie vo svete osvedčených metodík pri vyhľadávaní, prieskume a výskume uhľovodíkov, ako aj sledovanie teoretických otázok prírodných uhľovodíkových systémov;

— zvládnutie a rozpracovanie účinných nástrojov na koncepčné vyhľadávanie neštruktívnych typov ložísk uhľovodíkov v uhľovodíkových oblastiach Slovenska, definovanie doteraz neobjaveného uhľovodíkového potenciálu v našich produktívnych, resp. na výskyt uhľovodíkov nádejných regiónoch, definovanie, resp. podľa najnovších poznatkov redefinovanie ďalších energetických zdrojov Slovenska;

— vytváranie energetickej platformy pre strategické potreby štátu a jeho regiónov definovaním prírodných energetických zdrojov v nich, hľadanie vhodných geologických štruktúr na dlhodobé uskladňovanie a využívanie energetických zdrojov (napr. štruktúr na plynové zásobníky rozličných kategórií).

Seizmika

Seizmické metódy podobne ako ostatné geofyzikálne metódy umožňujú nepriamy výskum geologickej stavby zemskej kôry, a to využívaním odlišných fyzikálnych vlastností hornín. Ich všeobecným princípom je využívanie odlišnej rýchlosti pozdĺžnych (volajú sa aj P alebo objemové vlny) a priečnych vĺn (S alebo strižné vlny), resp. vlnových impedancií geologických vrstiev. V nehomogénnom prostredí tak na rozhraniach medzi kvázihomogénnymi vrstvami vznikajú odrazy a lomy seizmických vĺn a definujú sa zákonmi šírenia seizmických vĺn, ktoré sú formálne zhodné s optickými zákonmi.

Prvé seizmické merania, ktoré sa interpretovali aj geologicky, sa vykonali v 20. rokoch nášho storočia tzv. *vejárovou metódou*, ktorá sa osvedčila pri vyhľadávaní soľných diapírov. Neskôr sa prešlo k lineárnemu (profilovému) usporiadaniu zdrojov (body odpalu) a snímačov (geofóry), ktoré umožňovalo identifikovať vlny, jednoduchšie spracúvanie a interpretáciu nameraných dát. Tak vznikla *metóda lomených (refragovaných) vĺn.*

Vývoj pokračoval vznikom metodiky zužitkúvajúcej odraz seizmickej energie od rozhrania medzi prostrediami (horninami, vrstvami) s rozdielnou inpedanciou. Tak vznikla *metóda odrazených vĺn — reflexná seizmika.* V 50. a 60. rokoch sa používala vo forme tzv. jednonásobného zápisu a pri počítačovom spracúvaní umožnila nástup *metódy spoločného reflexného bodu* (SRB), ktorá pracuje s viacnásobným prekrytom. Od zavedenia metódy SRB (u nás od konca 60. a začiatku 70. rokov) sa reflexná seizmika rozvíja mimoriadne rýchlo a dnes je „kráľovnou" metód aplikovanej geofyziky.

Okrem dvoch hlavných seizmických metód — reflexnej a refrakčnej — treba spomenúť aj ďalšie dôležité metódy: *metódu seizmokarotáže* (priame určovanie rýchlostných pomerov v okolí vrtu snímačmi zapustenými do vrtu), *metódu vrtnej refrakcie* (v 60. rokoch) a *metódu vertikálneho seizmického profilovania* (VSP; zavedenú do praxe v bývalom Česko-Slovensku v 70. rokoch).

V praxi sa v posledných tridsiatich rokoch využíva najmä reflexná seizmika. Jej mimoriadny technologický pokrok a rozšírenie sú späté s vyhľadávaním, prieskumom a ťažbou uhľovodíkov. V tejto oblasti je dominantnou metódou.

Na Slovensku sa reflexná seizmika ako metóda aplikovala najprv v naších panvových oblastiach s výskytom uhľovodíkov už od začiatku 50. rokov. Rastúce nároky na vyhľadávanie, prieskum a ťažbu uhľovodíkov stimulovali jej mimoriadne dynamický rozvoj, a to nie iba pokiaľ ide o používaný technologický aparát, ale aj o rozmanitosť úloh. Moderná reflexná seizmika v modifikácii SRB s technológiou 2D, 3D a 4D má interpretačné nástroje zužitkúvajúce postupy klasickej štruktúrnej interpretácie, v ostatných 20 rokoch seizmickej stratigrafie a napokon aj analýzy reflexnoseizmických údajov na počítačoch s tvorbou a testovaním rozličných geologických modelov. Reflexná seizmika sa stala základnou metodikou na komplexné hodnotenie oblastí nádejných z hľadiska výskytu uhľovodíkov a dôležitým činiteľom pri tvorbe stratégie ropných firiem pri vyhľadávaní, prieskume a ťažbe uhľovodíkov.

Reflexnoseizmické údaje sú dnes základnou súčasťou integrovaného prístupu pri riešení ložiskovo-geologických, ale aj dôležitých výskumných geologických úloh v panvových aj mimopanvových oblastiach, v plytších aj hlbších častiach zemskej kôry.

Slovensko nemá dostatočne veľký trh na uplatnenie seizmiky a jej technológie a seizmické merania nie sú lacné. Aj preto u nás niet firmy vykonávajúcej terénne merania a obstarávajúcej procesing seizmických údajov. Takmer výhradným realizátorom takýchto prác vo vzťahu k Slovensku bola v Česko-slovenskej republike Geofyzika, a. s., Brno, ktorá má dnes na Slovensku dcérsku spoločnosť Geospektrum, s. r. o., zastupujúcu záujmy geofyziky na slovenskom trhu.

O interpretáciu seizmických údajov sa pokúšajú viaceré organizácie na Slovensku, ale iba Nafta, a. s., Gbely má softvérové a hardvérové vybavenie zodpovedajúce dnešnému európskemu priemeru. Aj preto na Slovensku prevláda klasická štruktúrna interpretácia seizmických rezov v ručnej forme. Z pohľadu seizmickej stratigrafie a počítačovej analýzy reflexného obrazu — o seizmickom modelovaní sa nedá hovoriť vôbec — je Slovensko takmer bielou mapou, hoci jeho oblasti, osobitne terciérne panvy, objemom reflexnoseizmických prác metódou SRB (za posledných 30 rokov) po modernejšom spracovaní priam volajú.

Výrazné zaostávanie Slovenska v jednej z kľúčových metód poznávania geologickej stavby a jej zákonitostí znižuje konkurencieschopnosť slovenskej geofyziky a geológie nielen vo svetovom, európskom, ale aj v stredoeurópskom meradle.

Vzhľadom na obmedzenosť slovenského trhu a skromné možnosti Slovenska, sa nedá očakávať, že slovenská geofyzika a geológia zaostávanie v sledovanej oblasti rýchlo odstráni. Pokiaľ ide o drahé technické vybavenie a špecialistov na terénne merania (vo svete tieto práce vykonávajú špecializované firmy s dlhoročnými skúsenosťami na objednávku), by to nebolo ani efektívne. Inou kategóriou je procesing a interpretácia seizmických údajov. Procesing údajov je už vstupnou bránou k interpretácii a jej neoddeliteľnou súčasťou.

Cieľom slovenskej geofyziky a geológie by mala byť práve takáto činnosť. To by mala byť aj jedna z hlavných úloh nedávno vytvoreného geofyzikálneho oddelenia Geologickej služby SR. Výsledkom by malo byť moderné pracovisko seizmickej interpretácie s týmito hlavnými úlohami:

— zavedenie a zvládnutie vo svete štandardných metodík seizmickej interpretácie (seizmická stratigrafia, počítačová analýza parametrov reflexného obrazu atď.) a tým aj zefektívnenie hľadania ďalších surovinových zdrojov v našich panvách aj mimo nich na strategické potreby krajiny s cieľom vytvoriť dobrú východiskovú pozíciu pre rozvoj regiónov Slovenska,

— zavedenie a zvládnutie integrovaného modelovania s využitím údajov geofyzikálnych metód a geovedných disciplín na tvorbu čo najdokonalejších geologických modelov stavby rozličných oblastí Slovenska,

— systematický výskum plytších aj hlbších častí zemskej kôry počítačovou analýzou už jestvujúcich seizmických rezov s hlbšou a hlbinnou registráciou a tým pomôcť pri vytváraní detailnejšieho obrazu hlbšej a hlbinnej stavby Západných Karpát.

Igor Hrušecký

Súčasné možnosti izotopového zisťovania veku karbonátových hornín

Presné datovanie depozície, resp. ranej diagenézy sedimentov bolo a je pre izotopových geochronológov jednou z prvoradých úloh. V ostatnom čase sa na to začali používať dve rozdielne koncepcie, ktoré sľubujú pokrok v datovaní karbonátových hornín.

Sr izotopová stratigrafia sa stále vo väčšom meradle používa na datovanie a koreláciu morských sedimentov. Na zistenie veku sedimentu treba zmerať pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ vo vzorkách (najlepšie v biogénnych uhličitanoch) a premeniť ho na numerický vek. Konverzia izotopového pomeru je možná na základe známej korelácie zmeny izotopového zloženia Sr v morskej vode v priebehu času. V súčasnosti sa táto na stratigrafické ciele dostatočne presná korelácia definuje od 206 Ma po recent. Základom tejto kalibrácie je vyše 2500 izotopových údajov od 27 autorov. Variabilita týchto údajov v priebehu času a ich analytický rozptyl sa spracovala neparametrickou metódou LOWESS. Tabuľka na konverziu veku poskytuje možnosť vekovej interpolácie s veľkosťou kroku 0,000001 v pomere $^{87}Sr/^{86}Sr$. Aj keď je táto technika výborným prostriedkom na datovanie a koreláciu sedimentov, má isté nevýhody, pre ktoré ju nemožno naplno využiť.

— Funkčnosť metódy vychádza z predpokladu, že je meraný izotopový pomer Sr vo vzorke identický s pomerom v morskej vode v čase depozície sedimentu, čo nemusí byť vždy tak, lebo diagenetické procesy môžu pôvodný pomer zmeniť. V diageneticky zmenených sedimentoch, resp. v slabo metamorfovaných sedimentárnych sekvenciách sa táto metóda nedá použiť. Z tohto pohľadu je dôležitá kontrola stavu schránok pred vlastnou analýzou.

— Je dokázané, že pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ v morskej vode počas fanerozoika veľmi kolísal. Napr. rovnaký pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,707446 mala morská voda pred 84,6; 97,5; 121,3; 127,8 a 196,5 Ma. Metóda teda jednoznačnú odpoveď o veku neposkytuje a to zvyšuje nároky na množstvo analýz. Navyše presná kalibrácia starších hornín nie je známa, pretože je v nich pôvodný izotopový pomer častejšie zmenený.

Druhou možnosťou na priame zisťovanie veku karbonátových sedimentov je aplikácia Pb/Pb a U/Pb techník, ktoré sa doteraz používali najmä pri datovaní platonických a metamorfovaných hornín. Pri týchto klasických metódach sa predpokladalo, že v priebehu času bol U/Pb systém uzavretý. Podľa U/Pb pomeru možno geologické vzorky rozdeliť do nasledujúcich skupín.

— Prvou je skupina galenitu s U/Pb pomerom okolo nuly. Minerály tejto skupiny si teda zachovávajú pôvodné izotopické zloženie od vzniku (obyčajné Pb). Platí, že čím je izotopový pomer vo vzorke nižší, tým je vzorka staršia. Na konverziu izotopového pomeru na vek sa používajú rozličné modelové predpoklady o evolúcii izotopov Pb. Pomer $^{206}Pb/^{204}Pb$ v takýchto vzorkách je spravidla nižší ako 18,7. Ak izotopový systém nespĺňa predpoklady modelu (napr. zápomý modelový vek galenitu niektorých študovaných ložísk), získaný modelový vek býva často paradoxný.

— Druhá je skupina zirkónu. Je charakteristická vysokým pomerom $^{206}Pb/^{204}Pb$ (500—40 000). Minerálom s vysokým U/Pb pomerom je napr. zirkón, titanit, allanit, apatit, monazit a xenotím. Pretože rádiogénne Pb nad obyčajným vysoko prevažuje, ťažkosti

s korekciou na obyčajné Pb nie sú a analytické údaje sa z takýchto vzoriek prezentujú na konkordickom grafe.

— Tretiu skupinu tvoria kôrové horniny. Možno medzi ne zahrnúť takmer všetky petrografické typy. Ich pomer $^{206}Pb/^{204}Pb$ zhruba kolíše medzi 15—30. Ak obsahujú dosť rádiogénneho Pb, možno ich datovať pomocou Pb/Pb izochrón. Korekcia na obyčajné Pb pri nich odpadá.

Podľa súčasných výskumov majú recentné karbonátové horniny veľmi vysoký pomer U/Pb. Ak sú staré karbonátové horniny schopné takýto pomer vo svojej geologickej histórii zachovať, správajú sa vlastne ako minerály skupiny zirkónu. Zásadný rozdiel však býva v absolútnej koncentrácii U a Pb v karbonátových vzorkách. Predpokladá sa, že pri rovnovážnych podmienkach sú to 3 ppm pri U a 1 ppb pri Pb a Th. Dnešné datovanie karbonátov a ich metamorfovaných ekvivalentov očakávaný vysoký pomer $^{206}Pb/^{204}Pb$ (čo musí znamenať zmenu pôvodného U/Pb pomeru) nepotvrdzujú, ale vekové údaje sú v mnohých prípadoch geologicky interpretovateľné. Aj keď sa doteraz datoval prevažne starý prekambrický vápenec (U/Pb aj Pb/Pb metódou), ako najmladší datovaný mramor má 180 Ma (vek určený s 10 % chybou). Z technického hľadiska je to veľmi povzbudzujúce, lebo práve do zisťovania veku metamorfovaných karbonátov sa vkladajú veľké nádeje.

Ako vidieť, v poslednom čase sa dosiahol značný pokrok v datovaní hornín, pri ktorých metódy izotopovej geochronológie doteraz neboli veľmi úspešné. Obidve spomenuté metódy majú nesporné prednosti. Ich výhodou je, že sa navzájom dopĺňajú a že sa nimi zisťuje vek vo veľkom diapazóne. Pokým Sr izotopová stratigrafia je úspešná pri datovaní mladších a diageneticky nezmenených vzorkách, klasické U/Pb, resp. Pb/Pb metódy umožňujú získať relevantné geochronologické údaje zo starších aj metamorfovaných karbonátových hornín.

Ján Král'

Geochemické mapovanie sveta —
— cenný zdroj údajov o stave životného prostredia

Geochémia patrí v rámci geológie medzi špecializácie obstarávajúce dôležité objektívne údaje o prírodnom prostredí, o jeho znečistení alebo znečisťovaní toxickými prvkami a látkami. Potreba sústrediť takéto údaje v celosvetovom meradle vyzvala geochemikov rozličných svetadielov do spolupráce s cieľom zostaviť globálnu geochemickú bázu dát. Jednou z hlavných ideí tejto spolupráce je hľadať najvhodnejšie spôsoby na zužitkovanie kvantitatívnych geochemických údajov pri charakteristike zemského povrchu v jeho rôznorodosti, lebo poznanie zákonitostí distribúcie chemických prvkov a látok má pri hodnotení kvality krajiny a jej ďalšieho využívania podstatný význam a takéto dáta nevyhnutne potrebuje vláda každého štátu.

Ako jeden z možných výstupov globálnej geochemickej bázy dát sa ukazuje geochemický atlas sveta, ktorý by obsahoval údaje o distribúcii viac ako 50 chemických prvkov a zložiek v povrchových vodách, riečnych sedimentoch, humuse, v horizonte A a C pôdy a v povodňových sedimentoch, a to vo forme monoprvkových máp, štatistických tabuliek a stručných vysvetliviek.

Pri hodnotení súčasného stavu spomenutej činnosti treba aspoň stručne načrtnúť jej históriu. Tá sa napĺňa v európskom a svetovom meradle v úzkej súvislosti a koordinovane.

Počiatky systémového medzinárodného prístupu ku geochemickému mapovaniu v Európe siahajú zhruba do roku 1984, keď v rámci Združenia západoeurópskych geologických služieb (WEGS) vznikla osobitná skupina regionálneho geochemického mapovania, ktorej úlohou bolo najmä vypracovať a štandardizovať metodiku geochemického mapovania v európskych krajinách. Skupina uzavrela svoju činnosť roku 1993 hodnotiacou správou a bezprostredne po nej začala pracovať geochemická skupina pri Združení európskych geologických služieb (FOREGS — Forum of European Geological Surveys). Pôsobila v období 1994—1996 a svoju prácu zavŕšila podrobným rozborom výsledkov národných programov geochemického mapovania, a to vrátane mierok, skúmaných médií, použitých analytických metód a pod., čo prezentovala v záverečnej správe roku 1996. Od roku 1997 pracuje v rámci FOREGS geochemická skupina zložená zo zástupcov 26 európskych krajín (Albánsko, Belgicko, Česká republika, Dánsko, Estónsko, Fínsko, Francúzsko, Grécko, Holandsko, Írsko, Island, Litva, Lotyšsko, Luxemburg, Maďarsko, Nemecko, Nórsko, Poľsko, Rakúsko, Slovensko, Švajčiarsko, Švédsko, Taliansko a Veľká Británia) pod vedením prof. R. Salminena z Geologickej služby Fínska. Jej hlavným cieľom je koordinácia postupu pri zostavovaní geochemického atlasu Európy.

Svetoví a európski geochemici spolupracujú pri geochemickom mapovaní sveta od roku 1988, a to spočiatku v rámci projektu IGCP (Medzinárodný geologický korelačný program) č. 259 Medzinárodné geochemické mapovanie (International geochemical Mapping, 1988—1995), vedenom A. Darnleym z Kanady. Výsledkom projektu sú odporúčania dotýkajúce sa medzinárodného geochemického mapovania, ktoré zahŕňajú podrobné metodické pokyny na odber i analýzu vzoriek médií, ako aj na hodnotenie výsledkov. Odporúčania boli publikované pod záštitou UNESCO (Darnley et al., 1995). Medzinárodný projekt Globálne geochemické smernice (Global Geochemical Baselines), ktorý sa začal roku 1995 ako projekt IGCP č. 360, priamo nadväzoval na predchádzajúci projekt a pokračoval v presadzovaní nevyhnutnosti geochemicky zmapovať svet a vytvoriť globálnu geochemickú bázu dát s výstupom vo forme geochemického atlasu. Na to sa urobila celosvetová referenčná odberová sieť, ktorá počíta s odberom okolo 5000 vzoriek z každého sledovaného média. Všetky nové vzorky sa budú analyzovať podľa jednotnej metodiky vo vopred určených analytických laboratóriách. Na základe porovnania výsledkov referenčných chemických analýz so staršími geochemickými údajmi jednotlivých krajín sa potom vyberú tie, ktoré sa popri referenčných vzorkách využijú pri zostavovaní geochemického atlasu sveta. Roku 1997 sa skončil aj projekt IGCP č. 360, a tak sa po dohode zúčastnených

strán vytvorila geochemická pracovná skupina pri Medzinárodnom zväze geovied (IUGS — International Union of Geosciences), ktorá rozvíja myšlienku o nevyhnutnosti zostaviť svetový geochemický atlas aj v súčasnosti. Hlavnou prekážkou pri plnení tejto myšlienky je sústavný nedostatok financií. Podľa odhadov by si totiž príprava celosvetového geochemického atlasu vyžiadala náklady blížiace sa k jednej miliarde USD. Dlhodobosť úlohy a finančná náročnosť rozhodli, že sa európski geochemici združení vo FOREGS podujali v prvej etape zostaviť geochemický atlas Európy s použitím finančných prostriedkov takmer výlučne z národných zdrojov. Na tento cieľ sa modifikovali jestvujúce metodické pokyny a spracovali sa do terénneho manuálu, ktorý začiatkom roku 1998 vyšiel v Geologickej službe Fínska (Salminen et al., 1998). Podľa neho by sa mali roku 1998 a 1999 odobrať vzorky v zúčastnených krajinách a vykonať ich chemické analýzy vo vybratých laboratóriách.

Slovensko, ktorého národný program geochemického mapovania (najmä geochemické atlasy SR v mierke 1 : 1 000 000) patrí medzi najkomplexnejšie, sa na plnení medzinárodného programu zúčastňuje veľmi aktívne. Potvrdzujú to aj nasledujúce akcie a iniciatívy Geologickej služby Slovenskej republiky, ktorá na programe participuje.

— 21. až 24. mája 1996 bola v regionálnom centre Geologickej služby Slovenskej republiky v Spišskej Novej Vsi medzinárodná vedecká konferencia Environmentálne geochemické mapovanie v Európe za účasti 50 geochemikov z 13 európskych krajín, Kanady a Číny.

— 16. až 19. júna 1997 zorganizovala Geologická služba Slovenskej republiky z poverenia predsedu geochemickej pracovnej skupiny pri Združení európskych geologických služieb v Limbachu pri Bratislave terénny seminár zameraný na spresňovanie manuálu na odber geochemických vzoriek médií pre geochemický atlas Európy. Jeho súčasťou bola aj praktická ukážka odberu vzoriek v oblasti Limbašského potoka. Na seminári sa zúčastnilo vyše 20 geochemikov z 15 európskych geologických služieb.

— Geologickoanalytické laboratóriá Geologickej služby Slovenskej republiky v Spišskej Novej Vsi (od 10. decembra 1996 akreditované na analýzu všetkých geologických materiálov) sa na základe previerok skupiny analytikov vybratých európskych geologických služieb v marci 1997 stali referenčným laboratóriom na homogenizáciu nových vzoriek európskeho geochemického atlasu.

K. Marsina

Prvé obnovené výročné zhromaždenie Česko-slovenskej spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu. České Budějovice 9. — 10. júla 1998

Odborníci zaoberajúci sa elektrónovou mikroskopiou sa po dve desiatky rokov schádzavali na česko-slovenských konferenciách o elektrónovej mikroskopii. Posledná — dvadsiata prvá — sa konala roku 1991 v Nitre. V tom čase začala Spoločnosť pre elektrónovú mikroskopiu nadväzovať kontakty s partnerskými spoločnosťami v susedných štátoch. Výsledkom bolo založenie tradície mnohonárodných kongresov elektrónovej mikroskopie (Parma 1993, Stará Lesná 1995, Portorož 1997). Najbližší medzinárodný kongres bude v Maďarsku roku 1999 a ďalší — podľa prísľubu — v Chorvátsku.

Mnohým členom Česko-slovenskej spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu sa zdalo, že inak veľmi hodnotné regionálne kongresy nemôžu úplne zastúpiť jej pravidelné stretnutie, lebo účasť na medzinárodných kongresoch býva veľmi kolísavá a značne závisí od miesta konania a výšky kongresného. Preto sa výbor Česko-slovenskej spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu rozhodol obnoviť tradíciu výročných zhromaždení a organizovať ich každý rok ako dvadsaťštyrihodinovú akciu typu výročného spolkového zhromaždenia s istým odborným programom na rozličných miestach v Českej republike a v Slovenskej republike.

V takom duchu sa nieslo aj 1. výročné zhromaždenie spoločnosti 9. — 10. júla 1998 v areáli AVČR a Južnočeskej univerzity v Českých Budějoviciach. Metódy elektrónovej mikroskopie poskytujú rozsiahle a pestré obrazové výstupy, ktoré po skĺbení s nápaditosťou a inveniciou autorov možno efektívne zužitkovať pri posterovej prezentácii, a tak sa ťažiskom zhromaždenia stali príspevky predstavené najmä pri panelových diskusiách. Ich texty sú v Bulletine ČSEM, ktorý dostali účastníci už pri registrácii. Ostatným záujemcom je dostupný na adrese: ČSEM Královopolská 147, 612 64 Brno, resp. CSEM@ISIBRNO.CZ alebo v elektronickej forme priamo na internetovej adrese http://www.isibrno.cz.

Bulletin ČSEM vychádza dva razy v roku a publikuje príspevky s problematikou elektrónovej mikroskopie. Na spomenutom zhromaždení sa zúčastnili pracovníci inštitúcií rozličného zamerania, a tak 20 príspevkov od okolo 60 autorov náležite informuje o ich pracovnej činnosti.

Na akcii sa postermi predstavili aj niektoré firmy zúčastňujúce sa na servise prístrojov EM a firma JEOL aj demonštrovala časť programového vybavenia pre počítače prepojené s elektrónovým mikroskopom, ktoré dodáva.

Medzi významné témy v diskusii patrili aj informácie späté s prípravou 12. európskeho kongresu elektrónovej mikroskopie, ktorý bude v júli roku 2000 pod názvom EUREM 2000 v Brne. Jeho usporiadaním poctili práve Česko-slovenskú spoločnosť pre elektrónovú mikroskopiu. Informácie o kongrese sú prístupné aj na internetovej adrese

http://www.eurem2000.isibrno.cz/index.html

Českobudějovické zhromaždenie v závere prijalo podnet i ochotu pracoviska elektrónovej mikroskopie Lekárskej fakulty v Martine usporiadať roku 1999 obdobné zhromaždenie v jej areáli. Tak z iniciatívy ďalšieho laboratória vzniká predpoklad obnoviť tradíciu stretávania sa odborníkov v elektrónovej mikroskopii z dvoch republík, spoznávať pracoviská, výsledky ich práce, ako aj ich prístrojové vybavenie. Ale zanedbateľná nie je ani vzájomná výmena skúseností a napokon ani nadväzovanie prepotrebných osobných kontaktov a spolupráce na prospech elektrónovej mikroskopie.

J. Stankovič

Spomienkové stretnutie pri príležitosti 150. výročia založenia Uhorskej geologickej spoločnosti vo Vidinej pri Lučenci

30. októbra 1998 sa uskutočnilo spomienkové zhromaždenie delegácií Maďarskej a Slovenskej geologickej spoločnosti vo Vidinej pri Lučenci, ktoré si položením vencov k pamätnej tabuli umiestnenej na priečelí bývalej zemianskej kúrie pripomenulo 150. výročie založenia Uhorskej geologickej spoločnosti. Túto historicky významnú udalosť pre stavovské vedecké spoločnosti geológov v obidvoch krajinách pripomína dvojjazyčná pamätná tabuľa odhalená pri príležitosti 145. výročia jej založenia za účasti delegácií obidvoch spoločností. S príhovorom hodnotiacim význam tejto udalosti vystúpil za Maďarskú geologickú spoločnosť Dr. Géza Császár. Pozdravný príhovor za Slovenskú geologickú spoločnosť predniesol doc. Dr. Peter Reichwalder, CSC. a za geológov, ktorí v tejto oblasti pracovali sa k zhromaždeniu prihovoril doc. Dr. Dionýz Vass, DrSc.

V maďarskej delegácií boli prítomní zástupcovia viacerých maďarských geologických inštitúcií, za slovenskú stranu riaditeľ Geologickej služby SR Dr. Pavol Grecula, DrSc. Po slávnostnom akte položenia vencov pokračovalo spomienkové zhromaždenie neformálnym priateľským posedením v Lučenci, na ktorom sa obidve strany zhodli na vzájomnej spolupráci slovenských a maďarských geológov.

P. Reichwalder

Príhovor tajomníka MFT Dr. Gézu Császára

Dámy a páni, milí kolegovia,

v histórii Uhorskej geologickej spoločnosti je rok 1998 významným medzníkom. Od zrodu myšlienky založiť ju uplynulo 150 (bezmála 151) rokov. Práve na tomto mieste 3. januára 1848 naša spoločnosť vznikla a bola v tom čase treťou v Európe.

Prvá polovica 19. storočia sa v celej Európe vyznačovala reformným pohybom prerastajúcim do revolúcie. V hraniciach skostnateného feudalizmu sa prejavovalo napätie medzi občianskym povedomím a hospodárskym životom, ako aj štátnymi orgánmi. Nápadné bolo, že kým hospodárstvo štátu robilo iba prvé kroky k industrializácii, v spoločenskom živote prebiehali prevratné zmeny. Napriek obmedzujúcim nariadeniam a opatreniam sa revolučné myšlienky s jednoročným či dvojročným oneskorením zakoreňovali aj pod Karpatmi.

Prvé výsledky geologického výskumu (mapovanie) ešte neboli úplné, keď na základe spoločenských podnetov vznikla Uhorská geologická spoločnosť, ktorá si ako cieľ vytýčila „geologický výskum Uhorska a na základe toho vyhľadávanie a štúdium úžitkových nerastov, minerálov, hornín vhodných na stavebné a iné využitie." Spoločnosť — čo vyplýva z jej cieľov — mala jednoznačne slúžiť požiadavkám hospodárstva. Preto nemožno za náhodu pokladať to, že sa na putovnom zhromaždení uhorských lekárov a prírodovedcov roku 1847 v Šoprone vykryštalizovala myšlienka Andreja Zipsera založiť školu.

Škola zriadená v Banskej Štiavnici roku 1735 vychovávala banských technikov a slúžila ako vedecké centrum v oblasti baníctva. Neskôr (po roku 1770) vznikla z tejto inštitúcie Banská a lesnícka akadémia. Bývalý profesor tejto školy Andrej Zipser bol propagátorom tejto hlavnej myšlienky spoločnosti: „Treba hľadať bohatstvo v prírode — to je pravda a povinnosť." Túto ideu si osvojila aj rodina Kubínskovcov a umožnila uskutočniť zakladajúci snem spoločnosti na svojej kúrii. Na sneme sa zúčastnili majitelia kúrie, a to Augustín Kubínsky a František Kubínsky, ďalej banský inžinier Jozef Marschan, profesor Ján Pettko a profesor Andrej Zipser.

Revolúcia roku 1848, a najmä jej dôsledky činnosť už založenej a fungujúcej spoločnosti zastavili. Vďaka dobrým kontaktom rodiny Kubínskovcov s Wilhelmom Haidingerom, poradcom pre banské otázky, ktorý sa za ustanovenie spoločnosti prihovoril, a napriek zložitej spoločenskej situácii dali vládnuce kruhy na založenie Uhorskej geologickej spoločnosti súhlas, a tak sa stala spoločnosťou aj *de iure* a 6. júla 1850 sa konalo jej prvé oficiálne zhromaždenie. Prvým predsedom spoločnosti sa stal Augustín Kubínsky, podpredsedom František Kubínsky a tajomníkom Július Kováč.

Aj keď bola požiadavka založiť geologickú spoločnosť všeobecná, medzi jej zakladateľmi bolo málo geológov, ale o to viac lekárov, lekárnikov, učiteľov, zemanov, úradníkov, ba aj obchodníkov.

Napriek oduševneniu členov nebola história spoločnosti bezproblémová. Hospodárstvo pred rakúsko-maďarským vyrovnaním napredovalo iba pomaly a členské príspevky na rozvoj významnejšej vedeckej činnosti nestačili. Bez výraznej a pravidelnej finančnej podpory Pavla Esterháziho by sme si dnes 150. výročie tejto spoločnosti pravdepodobne ani nepripomínali.

Pre spoločnosť bol veľmi dôležitý rok 1867. Rozvíjajúce sa hospodárstvo kládlo náročnejšie požiadavky na jej činnosť, ktorá sa dovtedy zameriavala najmä na prednášky a príležitostné publikovanie vedeckých prác (Práce Uhorskej geologickej spoločnosti, 3 zv.), a preto začala vydávať odborný časopis pod názvom Földtani Közlöny.

V čase industrializácie boli banské oblasti a Uhorská geologická spoločnosť úzko späté. Prvé vidiecke zhromaždenie bolo roku 1871 v Banskej Štiavnici a tam vznikla aj prvá pobočka spoločnosti. Okrem toho spoločnosť organizovala aj množstvo odborných exkurzií do širšieho okolia. Azda nepreháňam, keď tvrdím, že Uhorská geologická spoločnosť dala spoločné korene ako maďarskej, tak aj slovenskej geológii.

Spoločnosť udržiavala bohaté medzinárodné vzťahy. Tie — s výnimkou vojnového obdobia — trvajú dodnes. Je prirodzené, že sa medzinárodné vzťahy rozšírili aj na iné kontinenty, ale rozhodujúce boli kontakty s bližším okolím. Významný je aj počet zahraničných členov. Medzi prvými bol za čestného člena spoločnosti prijatý Dionýz Štúr. Z ďalších vynikajúcich geológov to bol Dimitrij Andrusov (1960), Ján Seneš (1975) a za súčasných Michal Maheľ (1978) a Ondrej Samuel (1998).

Vzťahy maďarskej a slovenskej geológie neboli vždy oficiálne, v uplynulých desaťročiach ich — chvalabohu — vlády týchto krajín neovplyvňovali a ustavične sa upevňujú. Vychodí to aj z faktu, že geológia je regionálna vedná disciplína nepoznajúca hranice.

Vynikajúce sú naše vzťahy v rámci geológie nie iba na inštitucionálnej úrovni (napr. Geologický ústav D. Štúra, resp. Geologická služba SR a MÁFI, Univerzita Komenského a ELTE, MTA a SAV), ale môžeme sa pochváliť aj priateľskými osobnými vzťahmi. Z radu spoločných úloh spomeniem iba dve. Prvou je DANREG, ktorý umožnil úzku spoluprácu medzi Slovenskom, Maďarskom a Rakúskom pri riešení praktických otázok, druhým projekt ALCAPA, ktorým sa — podobne ako v minulosti — riešia vedecké úlohy.

Záverom by som po spoločnom vzdaní holdu zakladateľom rád vyjadril osobné presvedčenie, že pamätná tabuľa venovaná vzniku Uhorskej geologickej spoločnosti bude symbolom spolupráce medzi maďarskými a slovenskými geológmi nezávislej od politiky a štátnych hraníc. Presviedča ma o tom aj prítomnosť kolegov zastupujúcich vedenie Slovenskej geologickej spoločnosti, ako aj Geologickej služby Slovenskej republiky.

Príhovor predsedu SGS Dr. P. Reichwaldera

Vážené dámy, vážení páni,

je mi milým potešením pozdraviť toto spomienkové stretnutie Maďarskej geologickej spoločnosti, ktoré sa dnes zišlo pri bývalej zemianskej kúrii rodiny Kubínyiovcov v obci Vidiná. Zišli sme sa na mieste tak vzácnom pre Maďarskú geologickú spoločnosť, na mieste, na ktorom sa pred 150. rokmi, tak ako o tejto udalosti hovorí pred piatimi rokmi odhalená dvojjazyčná pamätná tabuľa, zrodila jedna z najstarších geologických spoločnosti na svete. Dovoľte mi, aby som Vás pri tejto príležitosti v mene Slovenskej geologickej spoločnosti a v mene slovenských geológov srdečne pozdravil a k tomuto významnému výročiu vyslovil Maďarskej geologickej spoločnosti a všetkým maďarským geológom úprimné blahoželanie. Avšak v prvom rade by som chcel vzdať hold tým, ktorí mali najväčšiu zásluhu na založení vedeckej geologickej spoločnosti, ktorá bola veľmi aktívna a úspešná pri geologickom výskume karpatsko-panónskej oblasti v priebehu viac ako poldruhastoročného obdobia.



Dr. G. Császár pri prejave vo Vidinej. Na obrázku vľavo Dr. P. Reichwalder.

Hoci história Slovenskej geologickej spoločnosti i slovenskej geológie je formálne oveľa mladšia ako výročie, ktoré si dnes na tomto mieste pripomíname, máme hlboké pocity, že ich skutočná história začala oveľa skôr a začala tiež vyrastať z koreňov, ktoré boli tu vo Vidinej pevne zapustené pred jeden a pol storočím.

Zakladatelia Uhorskej geologickej spoločnosti a mnohí ich nasledovníci trvalo žili a pracovali na území dnešného Slovenska. Geologicky študovali územie, ktoré je dnes súčasťou Slovenska. V neskorších rokoch ich výsledky významne prispievali k rozvoju československej i slovenskej geológie. Slovenskí geológovia ako v minulosti tak aj v súčasnosti v týchto výskumoch úspešne pokračujú a prispievajú k ďalšiemu rozširovaniu geologických poznatkov o Karpatoch.

Pri tejto slávnostnej príležitosti by som rád vyzdvihol tradične veľmi dobrú a veľmi úzku geologickú spoluprácu maďarských a slovenských geológov, geologických inštitúcií a predovšetkým našich spoločností. Som presvedčený, že táto spolupráca je obojstranne užitočná a že jej prostredníctvom spoločne prispievame k hlbšiemu poznaniu geologického vývoja a geologickej stavby Karpatsko—panónskeho regiónu, v ktorom dnes obidva naše národy žijú.

Záverom mi dovoľte, aby som vyslovil aj pevné presvedčenie, že dobré a priateľské vzťahy a vzájomne prospešná spolupráca slovenských a maďarských geológov a našich geologických spoločností budú nielen pokračovať, ale sa naďalej prehlbovať. Za to určite môžeme vďačiť aj udalosti, ktorá sa pred 150. rokmi odohrala na tomto mieste a ktorú si tu vo Vidinej dnes spoločne pripomíname.

Ďakujem za Vašu pozornosť.

Príhovor Dr. D. Vassa

Dámy a páni,

mám česť pozdraviť honorabilitu a členov Maďarskej a Slovenskej geologickej spoločnosti. Ako geológ, som polovicu svojej odbornej kariéry venoval južnému Slovensku, kde vo Vidinej pri Lučenci bola pred 150 rokmi založená Uhorská geologická spoločnosť.

Považujem za prirodzené, že myšlienka založiť túto spoločnosť sa zrodila na území dnešného Slovenska — niekdajšieho Horného Uhorska — v zemi kedysi bohatej na zlato, striebro, polymetalické rudy a iné suroviny. Preto nie je nič prekvapujúce na skutočnosti, že vzdelanci a prírodovedci narodení v tejto zemi sa rozhodli tu vo Vidinej založiť vedeckú geologickú spoločnosť. Jej zakladatelia bratia Kubínskovci sa narodili vo Vidinej. Zemianska rodina Kubínskvcov vlastnila pozemky v Liptove. Neskôr liptovské panstvo zamenili za oravské. Rodové meno pochádza od Horného Kubína, kde sídlili. Odnož tejto rozvetvenej zemianskej rodiny presídlila na úrodný Novohrad a rodinné sídlo — úhľadnú zemiansku kúriu — postavili vo Vidinej. Ján Pettko, profesor na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici, bol rodom z Drietomy. Profesor Marschan tiež vyučoval v Banskej Štiavnici. Posledný účastník pamätného stretnutia vo Vidinej, profesor Christian Andreas von Zipser, bol učiteľom bratov Kubínskovcov. Narodil sa v Györi, ale rodina, podľa mena súdiac, pochádzala pravdepodobne zo Spiša. Vedecká a pedagogická kariéra profesora Zipsera sa odvíjala na Slovensku, obzvlášť v Banskej Bystrici, kde bol riaditeľom evanjelického dievčenského gymnázia.

Na základe už spomínaného som jednoznačne presvedčený, že geologickú spoločnosť založenú vo Vidinej treba považovať za spoločný koreň, z ktorého vyrástli ako Maďarská tak aj Slovenská geologická spoločnosť.

Bolo by nanajvýš rozumné vziať si príklad pre občiansky život z tejto spoločnej histórie obidvoch geologických spoločností, kde sa jasne demonštruje, že veda nepozná ani štátne ani etnické hranice. Našim národom, tak ako celému stredoeurópskemu spoločenstvu národov, je súdené spolupracovať pre vzájomný prospech a prosperitu. Teraz majú príležitosť žiť v mieri, vzájomnej spolupráci a vzájomne sa podporovať, aby mohli zaujať svoje miesto v spoločnom dome európskych národov.

Nech Boh žehná obidvom národom! Zdar Geológii, zdar obidvom geologickým spoločnostiam, ktorých počiatok pred 150 rokmi vzklíčil tu, v novohradskej dedinke Vidiná na južnom Slovensku!

Seminár paleontologickej odbornej skupiny Slovenskej geologickej spoločnosti (17. september 1998)

V úvode seminára predseda paleontologickej odbornej skupiny SGS Dr. J. Michalík zhrnul činnosť pracovných tímov pri organizovaní prednášok, seminárov a terénnych exkurzií v uplynulých štyroch rokoch. Členovia podporili program súčinnosti so sedimentologickou komisiou. Predsedom výboru paleontologickej odbornej skupiny sa v tajných voľbách opäť stal Dr. J. Michalík a členmi výboru Dr. D. Reháková, Dr. A. Zlínska a doc. Dr. P. Holec.

Dr. M. Potfaj, predseda národnej komisie KBGA pre stratigrafiu, informoval o zasadnutí komisie v rámci 16. kongresu KBGA vo Viedni, na ktorom sa diskutovalo o zmene jej názvu, pracovnom programe, ako aj o personálnom obsadení. Komisia vypracuje tabuľkový prehľad neogénnych litostratigrafických jednotiek (po jeho skončení tabuľku kriedových jednotiek). Za predsedu komisie bol doteraz navrhnutý len Dr. G. Császár.

Členovia prijali návrh vykonať spoločnú voľbu predsedov národných komisií (paleontologickej aj sedimentologickej) 8. októbra 1998.

Zasadnutie pokračovalo odborným seminárom. Zverejňujeme tézy referátov.

Biostratigrafický výskum neogénnych súvrství vo vrte Malacky M-101 na základe foraminifer a vápnitého nanoplanktónu

S. ANTOLÍKOVÁ a A. BARTAKOVICSOVÁ

Autorky zhodnotili 12 bádenských mikropaleontologických vzoriek z vrtu (interval 1442—1451, 1461,5—1447 m) pri ceste Malacky—Rohožník. Foraminifery študovali z výplavov a vápnitý nanoplanktón získali metódou dekantácie. Vzťah spoločenstiev foraminifer a paleoprostredia skúmali zhlukovacou, faktorovou analýzou a inými štatistickými metódami.

1. Sivý bioturbovaný nezreteľne vrstvovitý vápnitý íl, ílovitý siltovec až siltovec z intervalu 1442—1451 m obsahuje množstvo schránok, najmä lastúrnikov. Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu biozóny Discoaster exilis (NN6) tvorí *Calcidiscus leptoporus* (Mur.-Black.) Loebl. Tapp., *Coccolithus miopelagicus* Bukry., *Coronosphaera mediterranea* (Lohm.) Gaar., *Geminithella rotula Bukry, Discoaster druggii* Bram. - Wilc., *D. exilis* Mart. - Bram., *D. musicus* Strad., *D. variabilis* Mart. - Bram. *Helicosphaera carteri* (Wall.) Kamp., *H. mediterranea* Mull., *Rhabdosphaera pannonica* Baldi-Beke, *Sphenolithus abies* Defl., *Sph. heteromorphus* Defl., *Sph. moriformis* (Broen.-Strad.) Bram. - Wilc., *Syracosphaera pulchra* Lohm., *Triquetrorhabdulus rugosus* Bram. - Wilc. Zóna NN6 indikuje T. rugosus s prvým výskytom v spodnej časti zóny s posledným *Sph. heteromorphus*, indexom zóny NN5. Na základe indexových foraminifer, ako je *Spiroplectinella carinata* (d'Orb.), *Bulimina elongata* (Orb.) a *Bolivina dilatata* (d'Orb.), sa stanovila biozóna Spiroplectammina carinata a bulimino-bolivinová zóna (stredný—vrchný báden v zmysle Grilla, 1941). Spoločenstvo foraminifer je veľmi diverzifikované (Shannonov index 2,87—4,207). Skladá sa z foriem vonkajšieho šelfu až batyálu, ako je *Sphaeroidina, Cassidulina, Gyroidina, Uvigerina, Bolivina, Bulimina*, podradne aj z taxónov plytkého vnútorného šelfu (*Ammonia, Nonion, Lobatula*). Časté sú euryoxibiontné druhy — *Uvigerina, Bolivina, Bulimina*, ako aj niektoré aglutinované foraminifery, najčastejšie *Spiroplectinella carinata*. Bentické dierkavce indikujú vonkajšie šelfové prostredie so zníženým obsahom O pri dne. Hlbokovodnejší charakter paleoprostredia potvrdzuje *Discoaster*, typický pre teplé vody otvoreného oceána. Rast množstva diskoasterov naznačuje kontakt s otvoreným morom. Bohatú diverzitu druhov a jedincov umožnil prísun živín prúdom, ktorý mohol spôsobiť aj prítomnosť plytkovodných taxónov v hlbokovodnejšom prostredí.

2. Sivý vápnitý siltovec s nezreteľnou, bioturbáciou zotretou vrstvovitosťou v intervale 1461,5—1470 m poskytol chudobné spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu, ktoré tiež obsahovalo druhy zóny NN6. Podľa superpozície však interval nemôže byť vekovým ekvivalentom biozóny Ammonia beccarii, ochudobnenie teda pravdepodobne spôsobili lokálne výkyvy salinity a splytčenie prostredia. Všetky vzorky obsahovali vrchnokriedové a eocénne nanofosílie, redeponované pravdepodobne zo žďánickej jednotky. Monotónne spoločenstvá bentických dierkavcov *Ammonia, Nonion* a *Quinqueloculina* s nízkou diverzitou (0,445—1,529 Shannonovho indexu) a dominanciou druhu *Ammonia beccarii* (L.) (nad 90 %) naznačujú hypersalinné prostredie.

Bola oblasť Pezinka miestom vzniku rodu *Tyrrhenocythere Ruggieri* (1955)?

R. PIPÍK

Na západnom okraji dunajskej panvy sa medzi panónskymi (zóna E) euryhalínnymi ostrakódami *Leptocythere, Loxoconcha, Cyprideis, Hemicytheria, Amplocypris* a rozličnými *Candona* sensu Krstič (1972) nachádzajú nasledujúci zástupcovia *Tyrrhenocythere* Ruggieri (1955): *T. pezinokensis* (Jiříček), *T. transitivum* n. sp., *T. rasistavensis* n. sp. a *T.* sp. Druhy *Tyrrhenocythere* žili v oblasti východnej Paratetýdy a Mediteránu, dnes v brakicko-sladkovodných prostrediach mediterránnej a kaspickej oblasti.

Predpoklad o vzniku *Tyrrhenocythere* z rodu *Hemicytheria* Pokorný možno doložiť nielen morfologickou podobou schránok, ale aj existenciou druhov s prechodnou stavbou okrajových pórových kanálikov (OPK), a to od priamych a úzkych foriem (*Hemicytheria*) cez formy s čiastočne pospájanými kanálikmi až po polyfurkátny typ kanálikov (*Tyrrhenocythere*).

Do prvej skupiny, ktorá má na predmom okraji asi 70 veľmi husto uložených priamych tenkých a na báze mierne rozšírených OPK, patrí *H. omphalodes* (Reuss), *H. lörentheyi* (Méhes) (holotyp), *H. folliculosa* (Reuss) a *H. reniformis* (Reuss). Kanáliky *H. biornata* (Zalányi) a *H. major* Sokač zrastajú na báze, najčastejšie v AV oblasti, po 2—4. Počet samostatných kanálikov sa pri evolúcii redukoval: „*H.*" *pontica* (Livental) má v oblasti A iba 46 kanálikov. Pokročilejším typom v stavbe OPK je *H. marginata* Sokač, ktorá má kanáliky zoskupené po 2—4 a vychádzajú z jedného úzkeho základu. Medzi skupinkami kanálikov vzniká voľný priestor. *Tyrrhenocythere transitivum* n. sp. nemá typické usporiadanie OPK a združovanie kanálikov dosiahlo vyššiu kvalitu. Zväzky sú na báze široké a rozvetvujú sa do rozličného počtu kanálikov (2—4), tie sa spájajú do skupiniek po 2—3 a medzi skupinkami (paketmi) vzniká kvapkovitý priestor. Ešte vyšší stupeň zoskupovania má *T. pezinokensis* (Jiříček). Spájanie kanálikov vyvrcholilo vytvorením typického ketkovitého tvaru (*T. rasistavensis* n. sp.).

Organizácia kanálikov sa vyvinula v rovnakom čase, pred vrchným panónom. V tom istom čase jestvovali popri *Hemicytherii* s priamymi kanálikmi aj formy so zoskupujúcimi sa kanálikmi, ale aj typická *Tyrrhenocythere*. Tie v ponte zápas o životný priestor vyhrali. Morfológia schránok prezrádza, že predchodcom *T. pezinokensis* (Jiříček) bol zrejme *H. omphalodes* (Reuss) alebo *H. loerentheyi* (Méhes). V porovnaní s ľahkými schránkami *T. transitivum* n. sp. a *T. rastislavensis* n. sp. pôsobí mohutná, silne rebrovaná a hrubá schránka *T. pezinokensis* (Jiříček) archaickým dojmom. To evokuje myšlienku o slepej, samostatnej vývojovej vetve koexistujúcej s inými *Tyrrhenocythere*, ktoré pochádzali z iných hemicytérií.

Koncom bádenu (⇒ mesinská kríza) sa salinita v priestore centrálnej Paratetýdy (v čase a v smere S ⇒ J) postupne znižovala až po úplné vysladenie. Do stredného panónu (slavonian) v panónskom jazere vzrástol počet druhov *Hemicytheria* zo sarmatských troch na sedem. Najväčší rozkvet prežili vo vrchnom panóne (zóna E, serbian), keď v panvách panónskeho jazera žilo sedemnásť druhov. Ich rozvoj, rast počtu populácií, a tým aj frekvencie evolučných zmien bol umožnený rastom rozlohy vodnej plochy a počtu biotopov. Koncom zóny E nastala regresia a počas spodného pontu úpadok rodu. Vo viedenskej panve a v severných častiach dunajskej panvy sa hemicytérie doteraz nenašli, ale v kolubarskej panve žilo v spodnom ponte šesť druhov a vo vrchnom štyri. Aj v tomto období trval transgresívny cyklus, ale zmenené ekologické podmienky už nový rozvoj hemicytérií neumožnili (napr. viedenská panva sa stala oligo-miohalínnou estuáriou). Nový rod *Tyrrhenocythere*, zrejme s veľmi podobnými ekologickými a potravovými vzťahmi, veľmi rýchlo nahradil populácie rodu *Hemicytheria, T. pannonicum* Olteanu sa v západnom Rumunsku (Soceni) objavila vo vrchnom panóne, kým v dáckej panve spolu s ďalšími piatimi novými druhmi *Tyrrhenocythere* až v strednom ponte.

Podľa geografickej mapky Tunoglu a Gökçena (1997) sa v mediteránnej ani v dáckej panve, ani vo východnej Paratetýde neobjavila *Tyrrhenocythere* v sedimentoch starších ako pont. Keďže nález zo západného okraja dunajskej panvy je najstarší, zrejme práve z nej sa potomkovia *T. transitivum*, n. sp. *T. rastislavensis*, n. sp. a *T.* sp. postupne sťahovali smerom na J a cez dácku panvu až do mediteránnej a kaspickej oblasti.

Nové nálezy kenozoických stavovcov na Slovensku a výskum na lokalite Bonanza na Devínskej Kobyle

P. HOLEC

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK spolu s Smithsonovým inštitútom vo Washingtone a so Slovenským národným múzeom v Bratislave podpísali dohodu o spoločnom výskume vrchnobádenskej (MN 4—15) lokality Bonanza v lome Štokerauskej vápenky (s. svah Devínskej Kobyly). Výskum inicioval Mészárošov nález lebky tuleňa s mimoriadne starobylými znakmi. Výskum financovala americká strana s podmienkou, že si zo všetkých nálezov cicavcov ponechá odliatky, kým vlastné fosílne zvyšky budú uložené v Slovenskom národnom múzeu. Za americkú stranu sa na výskume zúčastnil Dr. Robert J. Emry, Dr. Irina Koretska a technik S. Jabo a P. Kroehler, za Slovenské národné múzeum Dr. A. Ďurišová a doc. Dr. Peter Holec z Katedry geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK. Ako brigádnici tu pracovali aj štyria študenti z Prírodovedeckej fakulty UK. Z nálezov získaných v priebehu prác uvádzame lebku, niekoľko kostí a zubov tuleňa *Devinophoca claytoni* n. sp., *Pristiphoca vetusta*, zvyšky mastodonta *Zygolphodon turicensis*, žraločie zuby — *Carcharhinus priscus, Odontaspis cuspidata, ?Carcharias* sp. kosti a zuby rýb, (*Pagrus*, alebo *Sparus*), časti čeľustí rají, morské lastúrniky (*Pecten, Spondylus, Ostrea*), zvyšky žiab, hlodavce — *Dryomys hamadryas, Eumyarion latior, Glis* sp. (plch), *Sciurus* sp., množstvo zvyškov bezstavovcov, najmä lastúrnikov a stopy po životnej činnosti bezstavovcov.

Na vrchnobádenskej lokalite (zóna MN 7—9) Sandberg bola najzaujímavejším nálezom horná tretia ľavá stolička druhu *Sivapithecus darwini* (Abel, 1902), pôvodne opísaného ako *Dryopithecus darwini* Abel, 1902. Našiel sa i fragment neidentifikovanej kosti a zuby asi dvoch druhov žralokov, stavec sirény *Metaxytherium jordani* Kellog, 1925 a zvyšky korytnačky *Trionyx* cf. *rostratus*. Vo Waitovom lome sa našli zvyšky korytnačky rodu *Trionyx* sp., zuby tuleňov a kosti rýb vrchnobádenského veku. Pravdepodobne rovnakého veku je aj doteraz neurčený fragment zuba nosorožca nájdený v Bánovciach nad Bebravou. V Borskom Svätom Jure sa našli panónske ryby *Sciaena aquilla*, korytnačky rodu *Nicoria* sp., zo suchozemských bylinožravcov *Hipparion* sp. (bol identifikovaný v zóne MN 9—16), *Trogontherium* sp., *Lagomeryx* sp., z mäsožravcov *Perunium ursogulo* a *Ictitherium viverrinum* z drobných cicavcov *Monosaulax minutus*.

Pliocénna a pleistocénna (vilafrank) zmiešaná fauna sa študovala na lokalite Strekov a Nová Vieska. Z nových nálezov treba spomenúť hipárióny, lopatku mastodonta (asi *Mammut borsoni*) — jeho zvyšky sú známe zo zóny MN 16—17 — a neidentifikované zvyšky jeleňovitých (*Cervidae*). Vo výplni rozsadlín v kameňolome Včeláre sa našli zvyšky šabľozubého tigra *Homotherium?* (zóna MN 16—17), tapírov *Tapirus* sp., opíc *Macaca silvana florentina* (zóna MN 14—17). Ich vek je neurčitý, pravdepodobne rozhranie pliocén—pleistocén.

V jaskyni Tmavá skala sa našli obojživelníky (žaby) a plazy (spodná čeľusť jašterice). Cicavce zastupujú zvyšky hmyzožravcov (*Sorex*), netopierov (*Rhinolophus* cf. *hipposideros, Myotis myotis, ?Plecotus, ?Barbastella, ?Pipistrelus*), hlodavcov (*Cricetus, Clethrionomys*), mäsožravcov a kopytníkov. Mäsožravce zastupujú kuny (*Martes martes*), *Putorius* sp., jaskynné hyeny (*Crocuta spelaea*), líšky, jaskynné levy a medvede. Medveď jaskynný sa objavil v strednom pleistocéne v Geérinovej zóne 24, čo zodpovedá risu (sál), a vymrel vo vrchnom pleistocéne v zóne 26, čo je würm, resp. vislan. Kopytníky (kone, jeleňovité a turovité) sú pleistocénnou až holocénnou faunou. Zvyšky pleistocénnej jaskynnej hyeny (*Crocuta spelaea*) pochádzajú z Prepoštskej jaskyne. Rovnako pleistocénne sú zvyšky mamutov z Revúcej a Nových Osád. Zvyšky jaskynných medveďov a drobných pleistocénnych až holocénnych hlodavcov sa našli v jaskyni Suchá 3.

V Trenčianskych Bohuslaviciach boli objavené zvyšky pravekých ľudí (*Homo sapiens sapiens*), sobov (*Rangifer tarandus*), koní (*Equus caballus*), turovitých (*?Bos* sp., *?Bison* sp.), mamutov (*Mammuthus primigenius*), bobrov (*Castor fiber*), polárnych líšok (*Alopex lagopus*), vlkov (*Canis lupus*) a jeleňa obrovského (*Megaloceros* sp.). Jeleň obrovský sa objavil v Geérinovej zóne 23, čo zodpovedá holsteinu (M/R), pred 350 000—250 000 rokmi. Vek nálezov sa stanovil ako pleistocénny, W2—W3.

V náplavoch Váhu pri Kráľovej nad Váhom sa zistili kosti veľkých cicavcov: mamutov, turov (*Bos* sp.), zubrov (*Bison* sp.) a koní (*Equus* sp.) pleistocénneho až holocénneho veku. Druhý nález ľudskej kosti a pravej časti spodnej čeľuste neandertálca (*Homo sapiens neanderthalensis*) sa podaril v riečnych sedimentoch Váhu na lokalite Šaľa. Je to tretí nález neandertálca na Slovensku.

V jaskyni pod Zelenou horou sa našli šupiny rýb, dlhé kosti žiab a kožné šupinky slepúchov. Množstvo zvyškov drobných cicavcov zastupujú plchy, chrčky, hryzec vodný (*Arvicola terrestris*) a iné zvyšky hrabošovitých a myšovitých hlodavcov holocénneho veku.

Z jaskyne pod Okolíkom pochádzajú dlhé kosti žiab, ľavá maxila jašterice a zvyšky malých holocénnych cicavcov — piskorov (*Sorex araneus, Sorex minutus*), krtov (*Talpa europaea*), ježov (*Erinaceus europaeus*) a dvoch druhov netopierov. Toho istého veku sú aj zvyšky medveďa hnedého a srnca hôrneho z jaskyne Nová éra pod Novým vrchom v Belianskych Tatrách.

Osteologický výskum na lokalite Hajnáčka v terénnej sezóne 1996—1998

M. SABOL

Pôvodná lokalita (Fejfar ju označil Hajnáčka I) sa nachádza 1—1,5 km na JV od obce Hajnáčka (okres Rimavská Sobota), 500 m na S od kopca Matrač (kóta 410 m). Významné európske pliocénne paleontologické nálezisko „Kostná dolina" reprezentuje územie s plochou 1000—1500 m^2. Tvorí ho predovšetkým hlavná roklina smeru V—Z dlhá 400, široká do 30 a hlboká do 100 m a niekoľko kratších (100—170 m) strží. Objekt je chránenou národnou prírodnou pamiatkou.

Lokalita Hajnáčka leží v tzv. cerovej bazaltovej formácii, ktorú tvoria prevažne nefelinické bazanity a vulkanoklastiká. Fosiliferné vrstvy sú v eliptickej maarovej depresii na severnom svahu Matrača. Bazálnu časť výplne tvoria redeponované miocénne (eger, egenburg) tachtianske pieskovce. V ich nadloží ležia vrstvy tufu a tufitu s lapilami a úlomkami bazaltu obalenými limonitovou kôrou ako aj redeponovaného palagonitizovaného tufu a brekcie. Vo vrchnej časti sú relikty bituminóznych jazerných sedimentov s fosíliami. Mimoriadne dôležitý je výskyt hlodavcov *Mimomys,* ktorým sa hajnáčska fauna odlišuje od predchádzajúcich faunistických spoločenstiev ruscínia (MN 15) a ktorý definuje staršiu časť nasledujúceho vilafranšského úseku (MN 16a). Výskum hajnáčskej fauny priniesol množstvo nálezov nových druhov fauny — *Parailurus hungaricus* Kormos, 1934 a *Mimomys (Hintonia) hajnackensis* Fejfar, 1961 — a flóry — *Torreya fejfari* Bůžek, Kvaček et Sitár, 1987. Pozoruhodná je koexistencia starobylých typov mastodontov (*Anancus arvernensis, Mammut borsoni*) a tapírov (*Tapirus arvernensis*) s modernými typmi rodu *Mimomys.* Alochtónnym prvkom sú *Cle-thionomys, Microtus, Mammuthus* a *Coelodonta.* Časté sú zvyšky rastlín *Torreya, Ulmus, Carpinus, Tilia,* ako aj *Quercus roburoides* a *Buxus pliocaenica.* Fauna a flóra indikujú nie močaristý, ale termofilný humídny pralesný biotop.

Rádiometrický vek bazaltov je 1,35 až 2,75 miliónov rokov, čo v chronostratigrafickej neogénnej škále Paratethys zodpovedá rumanu (vrchný pliocén). Ale prítomné mikromammáliá patria do staršej zóny MN 16a. Rovnako aj magnetostratigrafická analýza korelovala fosiliférnú hajnáčsku sekvenciu so skorým Gaussovým magnetickým chrómom, ktorý zodpovedá veku 3 až 3,5 mil. rokov.

Takmer po 40-ročnej prestávke sa obnovil výskum paleontologickým projektom Expedícia Hajnáčka 1996—2000. Výkopové práce sa začali medzi Fejfarovou sondou 8/56 a 9/56 (vertikálna sonda 1/96 a 2/96) v hornej časti najdlhšieho, jv. výbežku hlavnej rokliny. Prvého ročníka (18. 8. — 31. 8. 1996) sa zúčastnilo šesť vedeckých pracovníkov z Bratislavy, Košíc a Rimavskej Soboty, 11 brigádnikov a štyria vojaci základnej vojenskej služby. Získalo sa temer tisíc makrofosílií, ktoré patria najmä nepárnokopytníkom (tapíry, nosorožce) a chobotnatcom (mastodonty). Preplavením zeminy sa získalo množstvo mikrofosílií.

Na prácach v sezóne 1997 (30. 6. — 30. 7. 1997) v rozšírenej vertikálnej sonde 2/96 (2/97) sa zúčastnilo 34 osôb (z toho osem vedeckých pracovníkov z Bratislavy, Košíc, Spišskej Novej Vsi a z Rimavskej Soboty). Vďaka dotácii Ministerstva životného prostredia SR sa mapovali ďalšie paleontologické lokality (Mučín, Pinciná, Dreveník, Ďurkovec a Gretla). Počas tejto sezóny sa našlo 1550 makrofosílií a na získanie mikrofosílií sa preplavilo cca 400 kg zeminy. Pracovníci Gemersko-malohontského múzea v Rimavskej Sobote zostavili z výsledkov dvojročných výkopových prác na lokalite Hajnáčka-I vedecko-populárnu publikáciu.

Na jeseň roku 1997 podpísalo Gemersko-malohontské múzeum v Rimavskej Sobote s Katedrou geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave dohodu o spolupráci na projekte Hajnáčka 1998—2000. Počet zúčastnených vedeckých pracovníkov (Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Geologická služba Slovenskej republiky, Geologický ústav SAV, Prírodovedné múzeum SNM) vzrástol. Tretí ročník terénnych prác (1998) prebiehal v štyroch nových sondách. Vedľa sondy 2/97 sa vykopala horizontálna sonda 3/98 s rozlohou približne 16 m^2 a v nej sa využila metodika archeologického výskumu. Zvyšné tri sondy boli vertikálne. Na mieste Fejfarovej sondy 3/56 sa paralelne s ramenom eróznej ryhy vykopala sonda 1/96, 2/96, 2/97 a 3/98, ako aj 4/98 západne, na mieste náhodného objavu väčšieho množstva fosílnych kostí, sonda 5/98 a na mieste Fejfarovej sondy 9/56, odkiaľ Fejfar opísal najviac makrofosílií a mikrofosílií, sonda 6/98. Na práci sa zúčastnilo 13 vedeckých pracovníkov, šesť vojakov a 30 brigádnikov. Napriek tomu, že výskum v sezóne 1998 nepriniesol také bohaté výsledky (veď sa našlo „len" 600—700 ks), v niekoľkých prípadoch išlo o naozaj unikátne nálezy. Popri pomerne hojných nálezoch tapírov (*Tapirus arvernensis*) a nosorožcov (*Dicerorhinus jeanvireti*) sa našiel aj úlomok spodného panciera korytnačky, takmer úplný druhý krčný stavec mastodontoidného chobotnatca s ulomeným *processus spinosus* (cf. *Anancus arvernensis*), zub turovitého kopytníka, fragment parožia malého jeleňa a vari najvzácnejší nález — fragment ľavej sánky lasicovitej šelmy s P4 a M1 (*Lutra* cf. *bravardi*). Pri preplavovaní starších vzoriek sa objavilo niekoľko zubov hlodavcov, úlomok sánky hmyzožravca s dvoma zubmi, niekoľko kostí mikromamálií, zub hada, sánka jašterice (?), niekoľko stavcov plazov, obojživelníkov a rýb, ako aj väčšie množstvo pažerákových zubov kaprovitých rýb.

Doterajšie roky výskumu na jednej z našich najslávnejších paleontologických lokalít priniesli bohaté a zaujímavé výsledky. Či bude výskum na tejto lokalite pokračovať aj v nasledujúcich rokoch, nevedno, pretože finančné zabezpečenie projektu nateraz chýba. Treba len dúfať, že bádanie na lokalite Hajnáčka opäť podporí aj štát a že nebude závisieť iba od sponzorských darov, najmä firmy Tauris, a. s., ktorej zástupcom touto cestou úprimne ďakujeme.

J. Michalík a D. Reháková

Plán odborných akcií Slovenskej geologickej spoločnosti na 1. polrok 1999

V I. polroku 1999 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti a odborné skupiny tieto akcie:

4. 2. 1999
Valné zhromaždenie SGS, Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, Bratislava, 13:00 hod.

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. M. Háber, CSc.)

14. 4. 1999
Seminár pre učiteľov základných a stredných škôl Geologická stavba a ložiská nerastných surovín v stredoslovenskom regióne a metódy štúdia minerálov, hornín a skamenelín.
Miesto: Geologický ústav SAV, Severná 5, Banská Bystrica, zasadačka.
Zabezpečuje M. Háber.

14.—16. 5. 1999
Exkurzia s výkladom pre učiteľov základných a stredných škôl Geologická stavba a ložiská nerastných surovín v stredoslovenskom regióne.
Zabezpečuje J. Soták a S. Jeleň.

18. 6. 1999
Konferencia Zlato na Slovensku spojená s exkurziou. Celkovo 14 ustanovizní organizuje zaujímavé podujatie, ktoré sa bude venovať problémom mineralógie, geológie, histórii ťažby, spracovania zlata a jeho významu z hľadiska techniky a histórie ľudskej spoločnosti na území Slovenska. Tematické okruhy: geologicko-mineralogicko-ložiskový; baníčko-technický; archeologicko-historický a numizmaticko-medailérsko-klenotnícky. 18. 6. 1999 sa uskutočnia dve exkurzie (Hodruša-Hámre, Banská Štiavnica, resp. Kremnica).
Miesto: Banský dom, Radničné námestie 13, Banská Štiavnica.
Kontaktná adresa: Geologický ústav SAV, Severná 5, 97 401 Banská Bystrica, telefón: 088/4123943; fax: 088/4124182;
e-mail:haber@gu.bb.sanet.sk; jelen@gu.bb.sanet.sk

Bratislavská pobočka (predseda RNDr. J. Hók, CSc.)

28. 1. 1999
Seminár Hlavné výsledky projektu Regionálny geologický výskum Slovenska — V. etapa (roky 1994—1998).
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečuje V. Bezák.

8. 4. 1999
Seminár Podmienky vzniku, vývoja a inverzie sedimentárnych panvien Západných Karpát.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Témy príspevkov je možné nahlásiť na č. t. 07/593 75 119 alebo e-mailom (hok@gssr.sk.)
Zabezpečuje J. Hók.

Košická pobočka (predseda prof. RNDr. F. Zábranský, CSc.)

17. 2. 1999
T. Sasvári: Geologicko-ložiskové perspektívy ťažby v rožňavskom rudnom poli.

25. 3. 1999
J. Janočko: Nové poznatky z výskumu vnútrokarpatského paleogénu.
J. Jetel: Nové metódy regionálneho zhodnotenia hydraulických parametrov hornín.

14. 4. 1999
S. W. Faryad: Alpínska metamorfóza východnej časti Slovenského rudohoria vrátane meliatskej jednotky.
Miesto a čas konania sa upresnia.

Spišskonovoveská pobočka (predseda Ing. M. Radvanec, CSc.)

Spišskonovoveská pobočka plán odborných akcií do uzávierky MS č. 6/98 nedodala.

Geofyzikálna skupina (predseda doc. RNDr. J. Lanc, CSc.)

25. 3. 1999
J. Hrícko: Košice — abiotická zložka. Prednáška odznie s prednáškami odbornej skupiny hydrogeológie.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečuje J. Lanc.

20. 5. 1999
F. Suchý: Metóda PEE a jej využitie pri zostavovaní a sledovaní zosuvov.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečuje J. Lanc.

Geochemicko-mineralogická skupina (predseda doc. RNDr. M. Chovan, CSc.)

18. 2. 1999
Seminár Granitoidné horniny — mineralógia, geochémia a petrogenéza:
K. Breiter: Fosforem bohaté granitoidy Českého masívu — petrologie, metalogeneza, genetické interpretace.
I. Broska a P. Uher: Apatit v S, I a A type hercýnskych granitoidov Západných Karpát: distribúcia a petrologický význam.
I. Petrík: Antagonizmus monazitu a allanitu v granitových taveninách: možné príčiny.
M. Kohút: Studenecké granitoidy Starých Hôr po 35 rokoch.
L. Hraško: Granitoidy juhozápadnej časti Slovenského rudohoria.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečuje M. Chovan.

11. 3. 1999
Seminár
M. Suk: Typologie metakvarcitů.
M. Gregorová: Návrh moderní terminologie magmatických hornin.
B. Fojt: Mineralogické a geochemické aspekty metamorfního přepracování jesenických sulfidických ložisek.
J. Stanek: Role cordieritu v horninách horského granulitového masívu.
Z. Losos: Vysokoteplotní hydrotermální mineralizace Duľovského masívu.
J. Zeman: Dynamika interakce důlních vod a dnových sedimentů (U, Fe, Mn).
J. Faimon: Zvětrávaní — interakce horniny a vody.
Miesto: Prírodovecká fakulta UK, Mlynská dolina, Bratislava. Miestnosť a čas konania budú zverejnené na plagáte.
Zabezpečuje M. Chovan.

29. 4. 1999
Fórum mladých
Miesto: Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, Bratislava.
Miesto a čas konania budú zverejnené na plagáte.
Zabezpečuje M. Chovan.

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. D. Marcin)

25. 3. 1999
Prednáškové popoludnie:
M. Zakovič a D. Bodiš: Starohorské vrchy — výsledky vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu.
J. Švasta a P. Malík: Hydrogeologický informačný systém na úrovni máp mierky 1:200 000.
Prednášky odznejú spolu s prednáškou geofyzikálnej odbornej skupiny.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečuje D. Marcin.

27. 5. 1999
Prednáškové popoludnie
S. Scherer a P. Wagner: Monitoring zosuvov v SR — zhodnotenie hydrogeologických pozorovaní.
M. Lukaj: Perspektívy ukladania nukleárneho odpadu na území Slovenska z hľadiska hydrogeologickej vhodnosti jednotlivých lokalít.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečuje D. Marcin.

Inžinierskogeologická skupina (predseda doc. RNDr. R. Holzer, CSc.)

22. 4. 1999
Seminár Inžinierska geológia a životné prostredie.
Seminár je venovaný poznatkom z expedície v USA a Kanade (obohatený filmovým materiálom). Upresnenie obsahu seminára bude na plagáte.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečuje R. Holzer.

Ložisková skupina

6. 5. 1999
J. Zuberec, Z. Hroncová a J. Kozač: Výskum netradičných surovín, ich úprava a využitie (metodika, dosiahnuté výsledky a ich ďalšia perspektíva).
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečuje J. Zuberec.

Paleontologická skupina (predseda RNDr. J. Michalík, DrSc.)

11. 2. 1999
Prednáškové popoludnie
N. Hudáčková: Výsledky štúdia neogénnych foraminifer a dinocýst.
V. Sitár: Nález karpatských jednoklíčnych rastlín z lokality Cerová—Lieskové.
M. Slamková-Kováčová: Výsledky štúdia neogénnych peľov zo Západných Karpát.

4. 3. 1999
Prednáškové popoludnie
J. Michalík: Paleobiológia miocénnych brachiopód z Devínskej Kobyly.
J. Schlögel: Výsledky štúdia sekvenčnej stratigrafie a spodnokriedovej biostratigrafie profilu Strapková pri Vršateckom Podhradí.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.

29. 4. 1999
Terénny seminár Nové poznatky o miocénnych spoločenstvách z podhoria Malých Karpát.
Upresnenie času a miesta seminára bude na plagáte.

Máj 1999
Prednáška IAS prof. H. G. Readinga — spoločná akcia s odbornou sedimentologickou skupinou (pozri tam).
Všetky akcie zabezpečuje J. Michalík.

Skupina ropnej geológie (predseda RNDr. P. Ostrolucký, CSc.)

18. 3. 1999
Seminár Sekvenčná stratigrafia neogénu.
Spoločná akcia so sedimentologickou odbornou skupinou. (Príspevky: Baráth, Hlavatý, Kováč, Nagy, Šály a ďalší).
Upresnenie príspevkov bude na plagáte.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečuje P. Ostrolucký a M. Kováč.

Sedimentologická skupina (predseda doc. RNDr. M. Kováč, CSc.)

18. 3. 1999
Seminár Sekvenčná stratigrafia neogénu.
Spoločná akcia s odbornou skupinou ropnej geológie (príspevky: Barát, Hlavatý, Kováč, Nagy, Šály a ďalší).
Upresnenie príspevkov bude na plagáte.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečujú M. Kováč a P. Ostrolucký.

Máj 1999
Prednáška prof. Dr. H. G. Readinga (IAS). Prednáškové témy sú:
— Controls on clastic coastal systems.
— Sequence stratigraphy, an aid or hindrance to sedimentological understanding?
—The use and misuse of models.
— Controls on deep-sea systems, especially petroleum reservoirs.
Miesto a termín prednášky budú upresnené na plagáte.
Zabezpečujú M. Kováč a J. Michalík.

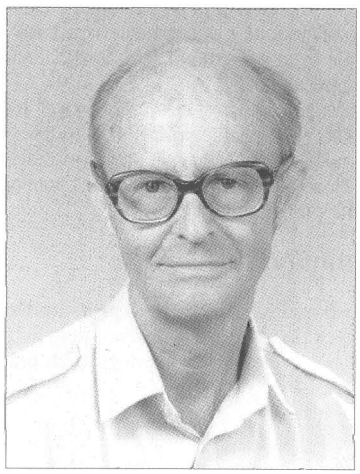
Skupina štruktúrnej geológie (predseda RNDr. F. Marko, CSc.)

Jún 1999
Terénny (3—4 denný) poľsko-slovenský štruktúrno-geologický seminár venovaný poľským a slovenským Karpatom. Limitovaný počet účastníkov zo Slovenska (do 15 osôb).
Kontaktná adresa: F. Marko, Katedra geológie a paleontológie PriF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; email: marko@nic.fns.uniba.sk
Termín prihlásenia do 1. 3. 1999

Vulkanologická skupina (predseda RNDr. L. Šimon, PhD.)

25. 2. 1999
V. Konečný: Vulkanizmus a geológia Mexika.
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka — 3. poschodie, 13:30 hod.
Zabezpečuje L. Šimon.

Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc. — sedemdesiatročný



V uplynulých dňoch sa uprostred každodennej činnorodej vedeckovýskumnej a pedagogickej práce medzi spolupracovníkmi a študentmi geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave v plnom pracovnom zápale a pri dobrom zdraví dožil sedemdesiatich rokov prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc. To, čo je pre väčšinu sedemdesiatnikov viac-menej pravidlom — že takéto vzácne jubileum po mnohoročnej intenzívnej práci prežívajú zvyčajne už v pokojnej pohode, deliac svoj čas vyvážene medzi prácu, ktorá naďalej zostáva hlavným zmyslom ich života, odovzdávanie odborných a životných skúseností mladším generáciám a zaslúžený oddych venovaný regenerácii ubúdajúcich síl — akoby u nášho jubilanta stratilo platnosť. Stretávame ho pri každodennej práci rovnakého ako v predchádzajúcich rokoch, ako keby sa uňho zastavil čas práve pri najväčšom rozkvete a rozlete jeho tvorivého ducha, ale aj pracovného nadšenia. Stretávame ho vždy plného životného optimizmu, záujmu o všetko nové, čo sa „varí" v súčasnej slovenskej aj medzinárodnej geologickej kuchyni, plného zápalu objavovať nové geologické poznatky a posúvať vedecké poznanie o ďalší krôčik vpred. Stretávame ho vždy pripraveného a ochotného plným priehrštím rozdávať z noše preplnenej neoceniteľnými vedeckými poznatkami a životnými skúsenosťami.

Jubilant prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc., patrí medzi popredných slovenských geológov a významných odborníkov v oblasti stratigrafie, sedimentológie, mikrofaciálnej analýzy, paleogeografie a ďalších geologických disciplín spätých najmä so štúdiom sedimentárnych hornín. S jeho osobou sa spája nielen široká škála nových vedeckých poznatkov v slovenskej geológii, ale aj výchova už niekoľkých generácií slovenských i zahraničných geológov a kvalifikovaných vedeckovýskumných pracovníkov.

Prof. Milan Mišík sa narodil 3. novembra 1928 v Skalici a tam prežil aj svoje detstvo. Na gymnáziu v Bratislave získal stredoškolské vzdelanie, lásku k prírode, a predovšetkým záujem o jej hlbšie poznanie, o výskum jej histórie a zákonitostí jej vývoja. Tento záujem ho priviedol na Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského, kde študoval učiteľskú aprobáciu prírodopis—zemepis. Univerzitné štúdiá, počas ktorých svoj záujem postupne sústredil na geologické disciplíny, zavŕšil roku 1951 a po rigoróznych skúškach nastúpil roku 1952 na Katedru geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK a tomuto pracovisku zostal verný dodnes.

Na cestu univerzitného učiteľa nastúpil jubilant ako asistent a neskôr odborný asistent u profesora D. Andrusova. Roku 1961 sa prácou Litológia a mikrofácie jury a spodnej kriedy centrálnych Západných Karpát habilitoval za docenta. Od roku 1970 nepretržite pôsobí ako univerzitný profesor na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK. V rokoch 1966 až 1970 bol jej vedúcim. Jeho vynikajúce pedagogické a vedecké schopnosti mali možnosť oceniť aj študenti na zahraničných univerzitách, keď ako profesor pôsobil na Kube (Universidad de la Habana, 1963—1965) a v Alžírsku (Université de Constantine, 1981—1983). V rámci krátkodobých kurzov prednášal na univerzite v Krakove, Toulouse a v Madride.

Jubilant sa aktívne zapájal do práce vedeckých spoločností a vykonával v nich aj rad funkcií, napr. ako tajomník bratislavskej pobočky Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu (1955—1958), predseda bratislavskej pobočky SGS (1960), tajomník SGS (1979—1980), tajomník Národného geologického komitétu (1970—1978), tajomník sedimentologickej komisie KBGA (1961—1964), korešpondent za ČSSR v Medzinárodnej asociácii sedimentológov (1969—1977) a i.

Aktívne sa zúčastňoval na mnohých medzinárodných vedeckých akciách (Montreal, Reading-Edinburgh, Liverpool, Zürich, Paríž, na kongresoch Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie v Rumunsku, Maďarsku, Poľsku, Ukrajine, Bulharsku). Na 23. medzinárodnom geologickom kongrese roku 1968 v Prahe bol vedúcim jednej zo sekcií (Orogenic belts and their relations to intermontane stable blocks and foreland). Zapojil sa do viacerých medzinárodných vedeckých projektov, napr. ako vedúci za Slovensko v projekte IGCP—UNESCO č. 198 Evolution of the Northern Margin of Tethys alebo ako vedúci za Slovensko v trilaterálnom projekte (Rakúsko—Slovensko—Maďarsko) Cretaceous and Paleogene Geodynamics of the Alpine — Carpathian — Pannonian region.

V osobe jubilanta a v jeho celoživotnom diele sa snúbi vysoká odborná erudovanosť tvorivého vedca a organizátora vedeckého výskumu, nezištná obetavá práca svedomitého univerzitného pedagóga, ale aj nadšeného popularizátora prírodných, a najmä geologických vied. Netrúfam si povedať, v ktorej oblasti je jeho prínos najvýznamnejší, ale jednoznačne možno konštatovať, že vo všetkých spomenutých oblastiach patrí medzi vynikajúce osobnosti slovenskej geológie. Skĺbenie a prepojenie uvedených činností a ich výsledkov zaraďuje prof. M. Mišíka medzi významné osobnosti celej slovenskej vedy.

Odborný záber vzácneho jubilanta je veľmi široký. Svedčí o tom jeho bohatá a rôznorodá publikačná činnosť, ako aj pestrá škála disciplín, ktoré prednášal a niektoré stále prednáša (stratigrafická a historická geológia, všeobecná geológia, sedimentárna petrografia, náuka o fáciách a cvičenia z mikrofácií, geotektonika, odborné semináre z geologických vied, sedimentológia a rad výberových prednášok). Ale niektoré geologické disciplíny predsa len prof. M. Mišíkovi prirástli k srdcu ešte pevnejšie. Najčastejším objektom jeho bádania boli sedimentárne horniny, a to predovšetkým ako záznam informácií o ich vzniku a vývoji, ale aj ako prostriedok na rekonštrukciu paleotektonických, paleoklimatických a paleogeografických podmienok, ktoré sedimentáciu ovplyvňovali. Na takýto komplexný prístup k ich štúdiu predurčovali jubilanta jeho hlboké teoretické vedomosti a praktické poznatky tak zo sedimentárnej petrografie a sedimentológie, stratigrafickej geológie, ako aj z mikropaleontológie. Najviac ho vždy priťahovali karbonátové horniny, ktoré ako výsledok pestrého petrografického charakteru a bohatej fauny citlivo reagujúcej na zmeny sedimentačných podmienok umožňujú najprecíznejšie faciálne analýzy a štúdium historických aspektov sedimentačných procesov. Litológiou a mikrofáciami jury a spodnej kriedy centrálnych Západných Karpát sa zaoberá jeho habilitačná práca. Mikrofaciálnemu štúdiu vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát a faciálnej analýze stredného triasu jadrových pohorí sa venoval v doktorskej dizertačnej práci. Analýza fácií a mikrofácií karbonátov mezozoika a terciéru je predmetom jeho viacerých publikovaných prác. Významné je najmä monografické spracovanie poznatkov z väčšiny vápencových fácií a formácií v publikácii Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the Western Carpathians, ktorou položil základy modernej mikrofaciálnej analýzy vápenca u nás a ktorá sa stretla aj s veľmi pozitívnym medzinárodným ohlasom.

Prínos do poznania paleogeografie a paleotektoniky Západných Karpát, najmä geologických jednotiek bradlového a flyšového pásma a ich substrátu takmer neznámeho „in situ" v dnešnej povrchovej stavbe, znamenajú rekonštrukcie vychodiace zo štúdia mikrofácií z obliakov kriedových a terciérnych zlepencov. Tak s viacerými spoluautormi analyzoval zlepence s exotickým materiálom z albu centrálnych Západných Karpát, kriedové zlepence bradlového pásma, manínskej jednotky,

paleogénne zlepence magurskej jednotky, centrálnokarpatského paleogénu, ale aj viaceré neogénne zlepence. Tieto poznatky výrazne posunuli paleogeografické a palinspastické úvahy o postavení Západných Karpát v rámci alpínskeho vývoja tetýdnej oblasti a korelácie s priľahlými segmentmi alpsko-karpatského orogénneho pásma. Napriek tomu, že prof. M. Mišík je autorom mnohých regionálnogeologických, palinspastických, paleogeografických aj geodynamických rekonštrukcií a schém a interregionálnych geologických korelácií, ako aj kapitoly o geológii Slovenska v diele Encyclopedia of European and Asian Geology (Moores & Fairbridge, Eds., 1997) predsa mu vždy bola bližšia a milšia mravčia detailná práca spätá s mikroskopickým štúdiom tisícok vzoriek a výbrusov, s hľadaním faktov, lúštením a skladaním komplikovanej geologickej mozaiky pomocou konkrétnych „tehličiek". Takýto prísne vedecký a exaktný metodický prístup k riešeniu aj tých najzložitejších geologických problémov karpatskej geológie vštepoval svojim žiakom ako univerzitný učiteľ i ako školiteľ vedeckých ašpirantov. Značnú časť jeho vedeckých publikácií tvoria práve „tehličky", ale aj „veľké stavebné kamene" pevne vkladané do postupne vytváranej, ale často aj prestavovanej a upravovanej architektúry geologického vývoja a stavby Karpát.

Významný je osobný prínos prof. M. Mišíka pri tvorbe vysokoškolských učebníc, najmä ako hlavného autora učebnice Stratigrafická a historická geológia a autora exkurzného sprievodcu Geologické exkurzie po Slovensku.

Prof. M. Mišík nie je iba významným vedcom a pedagógom, ale aj organizátorom vedy a vedeckého geologického výskumu. Mnoho rokov viedol ako zodpovedný riešiteľ výskumné úlohy zamerané na aktuálne otázky stratigrafie a paleogeografie mezozoika a kenozoika Západných Karpát. Bol a stále je členom vedeckých rád viacerých geologických inštitúcií (Prírodovedeckej fakulty UK, GÚDŠ, GÚ SAV a i.), členom vedeckých kolégií a atestačných komisií. Aktívne pracoval a pracuje v edičných a redakčných radách geologických časopisov (v súčasnosti napr. v periodiku Geologica Carpathica, Mineralia Slovaca). Odbornými radami a pripomienkami vždy pomáhal skvalitňovať výstupy vedeckého výskumu ako oponent množstva projektov, záverečných výskumných správ a ako recenzent mnohých odborných vedeckých publikácií.

Jubilant sa veľmi výrazne zapojil do vedeckej výchovy niekoľkých generácií slovenských aj zahraničných geológov. Záležalo mu na tom, aby sa so získanými vedeckými poznatkami a skúsenosťami podelil s kolegami a spolupracovníkmi, aby ich odovzdal mladším, a tak im urýchlil a uľahčil prechod cez úskalia začínajúcich vedeckých adeptov, ktoré on sám musel prekonávať oveľa ťažšie. Zoznam slovenských a zahraničných geológov, ktorých vedecky formoval či už ako školiteľ, konzultant, oponent kandidátskych a doktorských dizertačných prác, alebo ako predseda rigoróznych a dizertačných komisií, by bol veľmi rozsiahly. Vychoval dlhý rad odborníkov hrdo sa hlásiacich k tomu, že sú žiakmi slovenskej sedimentologickej, mikrofácialnej a stratigrafickej školy vybudovanej a stále zveľaďovanej prof. M. Mišíkom, školy ktorá výsledkami vedeckého bádania získala medzinárodné uznanie.

Pri zamyslení sa nad prácou jubilanta nemožno obísť ani jeho rozsiahlu vedecko-popularizačnú prácu, prostredníctvom ktorej zrozumiteľnou rečou priblížil aj neodborníkom mnohé tajomstvá a krásy geológie. U mnohých mladých práve tak prebudil záujem o štúdium geológie. Publikoval desiatky zaujímavých článkov v dennej tlači a populárnych časopisoch, vystupoval v rozhlasových reláciách, ale i na prednáškach pre veľmi rôznorodý okruh záujemcov. Pri každej takejto príležitosti preukazoval majstrovstvo zaujímavo a zrozumiteľne vysvetliť aj najzložitejšie odborné geologické otázky. Jeho zásluhou sa z mnohých neodborníkov stali nadšenci geológie a aktívni ochrancovia krásy mnohých geologických výtvorov, ktoré vznikli počas zložitej geologickej histórie nášho územia.

Výrazom verejného uznania celoživotného vedeckého a spoločenského prínosu prof. RNDr. Milana Mišíka, DrSc., je rad ocenení pri rozličných príležitostiach. Je čestným členom SGS, držiteľom Medaily Jána Slávika SGS, nositeľom Zlatej medaily Univerzity Komenského a Prírodovedeckej fakulty UK a i.

Sedemdesiatročné jubileum je nezvyčajne významným medzníkom v živote každého vedca, a to ako pre jubilanta, tak aj pre vedeckú obec, v ktorej žil a tvoril. Jubilant pri ňom častejšie uvažuje, čo ešte nestihol urobiť, čo by ešte urobiť mal a zvažuje, či na to bude mať dosť síl. Vedecká komunita, ale aj ostatné okolie zas vníma takýto medzník ako príležitosť zhodnotiť prácu jubilanta a jej prínos do pokladnice vednej disciplíny i do rozvoja spoločnosti, v ktorej žil. Využíva ho zároveň ako príležitosť vyjadriť uznanie a poďakovanie za vykonané dielo. Pre nás je vzácne jubileum prof. Milana Mišíka najmä príležitosťou zaželať mu pevné zdravie, aby mohol naplniť mnohé z doteraz ešte neuskutočnených pracovných predsavzatí, ale aj aby sa splnili jeho každodenné osobné želania v práci aj v rodinnom kruhu.

Za celú slovenskú geologickú obec, za geológov, ktorých formoval ako učiteľ, vedec, spolupracovník a priateľ, vyslovujeme prof. RNDr. Milanovi Mišíkovi, DrSc., uznanie, úprimné poďakovanie a želanie dobrého zdravia a mnohých ďalších rokov tvorivej činnosti v pracovnej a osobnej pohode medzi spolupracovníkmi, študentmi a v rodinnom kruhu.

Literatúra

Zoznam vedeckých a vedecko-popularizačných prác prof. RNDr. Milana Mišíka, DrSc., publikovaných po roku 1987. Zoznam prác publikovaných v rokoch 1953—1987 bol uverejnený v Geologických prácach, Spr. 88 (1989), s. 16—20.

Vedecké publikácie

Michalík, J. & Mišík, M., 1987: Mezozoická paleogeografia a faciálny vývoj sedimentácie v Západných Karpatoch z hľadiska možnosti výskytu fosfátov a bauxitu. *In: P. Grecula, K. Együd & I. Varga (Eds.): Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Košice, 367—384.*

Mišík, M., 1988: Pebble dedolomitization in conglomerates of the Pieniny exotic ridge and in other West Carpathian conglomerates. *Geol. Carpath., 39, 3, 267—284.*

Mišík, M. & Marschalko, R., 1988: Exotic Conglomerates in Flysch Sequences: Examples from the West Carpathians. *In: M. Rakús, J. Dercourt & A. R. M. Nairn (Eds.): Evolution of the Northern Margin of Tethys. Mém. Soc. géol. France, 1, 154, 95—113.*

Soták, J., Houša, V., Mišík, M. & Sýkora, M., 1988: Westcarpathian algae of the genus Triploporella Steinmann, 1880 - application to Barratollo's classification. *Geol. Carpath., 39, 3, 323—352.*

Mišík, M., Mock, R., Rakús, M. & Biely, A., 1989: The Area of Mesozoic Sedimentation of the Mecsek and Northern Apuseni Mountains was not situated in the West Carpathians. *In: M. Rakús, J. Dercourt & A. R. M. Nairn (Eds.): Evolution of the Northern Margin of Tethys. Mém. Soc. géol. France, 1, 154, 69—79.*

Mišík, M., Mock, R., Rakús, M. & Biely, A., 1989: The Area of Mesozoic Sedimentation of the Mecsek and Northern Apuseni Mountains was not situated in the West Carpathians. *Geol. Práce, Spr., 90, 7—22.*

Mišík, M., 1990: Urgonian facies in the West Carpathians. *In: Biostratigrafické a sedimentologické studie v mesozoiku Českého masívu a Západních Karpat. Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 25—54.*

Mišík, M., 1990: Substratum of the Flysch and Klippen Belts of the West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 45, 31—30.*

Mišík, M., Mello, J. & Michalík, J., 1990: Nové poznatky o litofáciách mezozoika Západných Karpát. *In: 5. celoslovenská geologická konferencia, Bratislava, 31—33.*

Mišík, M., Sýkora, M. & Jablonský, J., 1990: Strihovské zlepence a juhomagurská kordiliera (Strihov - Konglomerate und Süd-Magura exotische Rücken). *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 14, 7—72.*

Rakús, M., Mišík, M., Michalík, J., Mock, R., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marschalko, R., Mello, J., Polák, M. & Jablonský, J., 1990: Paleogeographic Development of the West Carpathians: Anisian to Oligocene. *In: M. Rakús, J. Dercourt & A. R. M. Nairn (Eds.): Evolution of the Northern Margin of Tethys. Mém. Soc. géol. France, 3, 154, 39—62.*

Mišík, M., 1991: Pebble composition and source areas of Senonian Valchov conglomerates (Brezovské and Čachtické Karpaty Mts.). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 47/II, 5—35.*

Mišík, M. & Jablonský, J., 1991: Podklady k paleogeografickej mapke albu Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 15, 7—23.*

Mišík, M., Jablonský, J., Ožvoldová, L. & Halásová, E., 1991: Distal turbidites with pyroclastic material in Malm radiolarites of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 6, 341—360.*

Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. & Jablonský, J., 1991: Paleogene Proč Conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians, Material from Neopienidic exotic ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 46, 9—101.*

Řehánek, J. & Mišík, M., 1991: New Upper Cretaceous cyst *Pithonella siniformis* n. sp. (Calciodinellaceae) from Eastern Algeria. *Geol. Carpath., 42, 2, 111—116.*

Mišík, M., 1992: Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 16, 47—64.*

Kantor, J. & Mišík, M., 1992: Isotopic composition of oxygen and carbon in selected Mesozoic and Tertiary limestones and dolomites in Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 15, 7—27.*

Mišík, M., 1993: Carbonate rhombohedra in nodular cherts: Mesozoic of the West Carpathians. *J. Sed. Petrology (Tulsa), 63, 2, 275—281.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1993: Jurassic submarine scarp beccia and neptunian dykes from the Kyjov—Pusté Pole klippen (Czorsztyn Unit). *Mineralia Slov., 25, 6, 411—427.*

Soták, J. & Mišík, M., 1993: Jurassic and Lower Cretaceous dasycladacean algae from the Western Carpathians. *Bull. Soc. Paleont. Ital., Spec., 1, 383—404.*

Mišík, M., 1994: The Czorsztyn Submarine Ridge (Jurassic—Lower Cretaceous, Pieniny Klippen Belt): An Example of a Pelagic Swell. *Mitt. Österr. geol. Gesell., (Wien), 86, (1993), 133—140.*

Mišík, M., 1994: Authigenic feldspars in carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 45, 2, 103—111.*

Mišík, M., 1994: Senonian continental sediments with marine intercalation (Gosau complex) in the Basement of the Slovakian part of the Vienna Basin (Borehole Gajary-125). *Mineralia Slov., 26, 297—310.*

Mišík, M., 1994: Senonian paleogeography of the Western Carpathians. *In: Abstract Book, IGCP Project No 362, Smolenice, Konferencie, sympózia, semináre. GÚDŠ Bratislava, 53—56.*

Mišík, M. & Aubrecht, R., 1994: The source of rock fragments in the Jurassic crinoidal limestones of the Pieninicum (Klippen Belt, Western Carpathians). *Geol. Carpath., 45, 3, 159—170.*

Mišík, M., Siblík, M., Sýkora, M. & Aubrecht, R., 1994: Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babina klipe near Bohunice (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt). *Mineralia Slov., 26, 255—266.*

Mišík, M. & Soták, J., 1994: Fresh-water Upper Turonian—Coniacian limestones. *In: Abstract Book, IGCP Project No 362, Smolenice, Konferencie, sympóziá, seminára. GÚDŠ Bratislava, 121—123.*

Mišík, M., Sýkora, M. & Aubrecht, R., 1994: Middle Jurassic scarp breccia with clefts filled by Oxfordian and Valanginian—Hauterivian sediments, Krasín near Dolná Súča (Pieniny Klippen Belt). *Geol. Carpath., 45, 6, 343—356.*

Mišík, M., Sýkora, M., Ožvoldová, L. & Aubrecht, R., 1994: Horná Lysá (Vršatec) — a new variety of the Kysuca Succession in the Pieniny Klippen Belt. *Mineralia Slov., 26, 7—19.*

Mišík, M., Sýkora, M., Siblík, M. & Aubrecht, R., 1994: Sedimentology and brachiopods of the Lower Jurassic Lúty potok Limestone (Slovakia, Western Carpathian Klippen Belt). *Geol. Carpath., 46, 1, 41—51.*

Mišík, M. & Šucha, V., 1994: Glauconite from red nodular limestones of Jurassic age (Manín Gorge, The Western Carpathians). *Geol. Carpath., Clays, 45, 2, 1—7.*

Mišík, M., 1995: Selective silicification of calcitic fossils and bioclasts in the West-Carpathian limestones. *Geol. Carpath., 46, 3, 151—159.*

Mišík, M., 1995: Authigenic quartz crystals in the Mesozoic and Paleogene carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 46, 4, 227—239.*

Mišík, M., 1996: Silica spherulites and fossil silcretes in carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 47, 2, 91—105.*

Mišík, M., 1996: O sedimentačnom priestore klapskej jednotky. *Mineralia Slov., 28, 1, 73—79.*

Mišík, M., Aubrecht, R., Sýkora, M. & Ožvoldová, L., 1996: New lithostratigraphic units in the Klippen Belt. *Slovak Geol. Magazine, 1, 17—19.*

Mišík, M., 1997: The Slovak part of the Pieniny Klippen Belt after the pioneering works of D. Andrusov. *Geol. Carpath., 48, 4, 209—220.*

Mišík, M., 1997: Slovakia. *In: E. M. Moores & R. W. Fairbridge (Eds.): Encyclopedia of Europian and Asian Regional Geology. Chapman & Hall (London). 656—664.*

Mišík, M., 1997: Stratigrafické a priestorové rozmiestnenie vápencov s kalcitovými, chamositovými, hematitovými a illitovými ooidmi v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 29, 2, 83—112.*

Mišík, M., 1997: Geologická stavba Devínskej Kobyly. *In: Feráková et al. (Eds.): Flóra, geológia a paleontológia Devínskej Kobyly. LITERA, APOP edícia, Bratislava, 11—18.*

Mišík, M. & Aubrecht, R., 1997: Stratigraphic horizons and facies with oncoids, microoncoids and pisoids in the Western Carpathians. *3rd regional symposium of International Fossil Algae Association, 14-20th Sept., Krakow, Guidebook & Abstracts, 1997, 76.*

Mišík, M. & Šucha, V., 1997: Chlorite and chlorite-hematite oncoids from the Jurassic limestones of the Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath., 48, 2, 85—98.*

Aubrecht, R., Mišík, M. & Sýkora, M., 1997: Jurassic synrift sedimentation on the Czorsztyn Swell of the Pieniny Klippen Belt in Western Slovakia. Introductory articles to excursions. *In: D. Plašienka, J. Hók, J. Vozár, & M. Elečko, (Eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Int. conference, Centennial of D. Andrusov. Geol. Survey of Slovak Republic, Bratislava, 53—64.*

Faupl, P., Császár, G. & Mišík, M., 1997: Cretaceous and Paleogene sedimentary evolution in the Eastyern Alps, Western Carpathians and the North Panonnian region: An overview. *Acta geol. Hung., 40, 3, 273—305.*

Michalík, J., Baráth, I., Boorová, D., Halásová, E., Mišík, M., Ožvoldová, L., Rakús, M., Reháková, D., Salaj, J. & Soták, J., 1997: Stratigrafické národné referenčné profily na Slovensku. *Mineralia Slov., 29, 2, 159—163.*

Mišík, M., 1998: Stratigrafické horizonty a fácie s vápnitými onkoidmi, mikroonkoidmi a pizoidmi v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 30, 3, 195—216.*

Mišík, M., 1998: Peculiar types of thin veins in the Mesozoic carbonates and silicates of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 49, 4, 271—287.*

Mišík, M. & Soták, J., 1998: Microforaminifers — a special fauna of organic-walled foraminifers from the Callovian—Oxfordian limestones of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 49, 2, 109—123.*

Vedecko-popularizačné články

Mišík, M., 1990: Štafeta vedy. *Obzor, Bratislava, 1—376.*

Mišík, M., 1995: Geologické koníčky. *Mineralia Slov., Geovestník, 27, 5, 8—9.*

Mišík, M., 1995: Vzťah prírody a človeka v diele P. Teilharda de Chardin, Viera, veda, spoločnosť — Zborník prednášok na tému Človek, 5, Alfa-konti, Bratislava, 103—106.

Mišík, M., 1996: Slovenské vína a vinohrady z hľadiska geológie. *Mineralia Slov., Geovestník, 28, 6, 14.*

Mišík, M., 1996: Šarapatili u nás ufóni? (Polemika). *Slovenská Republika - Víkend, 3, 5, 7.*

Mišík, M. & Aubrecht, R., 1996: Pamiatke Doc. RNDr. Rudolfa Mocka, CSc. *Mineralia Slov., Geovestník, 28, 6, 15—16.*

Mišík, M. & Vlčko, J., 1997: Z čoho sú postavené a na čom stoja slovenské hrady. *1. časť. Geografia (čas. pre zákl., stredné a vysoké školy), 5, 2, 1997, 54—57.*

Mišík, M. & Vlčko, J., 1997: Z čoho sú postavené a na čom stoja slovenské hrady. *2. časť. Geografia (čas. pre zákl., stredné a vysoké školy), 5, 3, 1997, 96—98.*

Mišík, M. & Vlčko, J., 1997: Z čoho sú postavené a na čom stoja slovenské hrady. *3. časť. Geografia (čas. pre zákl., stredné a vysoké školy), 5, 4, 1997, 140—142.*

Mišík, M., 1997: Slovenské vinohrady z hľadiska geológie. *Vinohrad, 35, 4, 1997, 82—83.*

Mišík, M., 1998: O takzvaných geopatogénnych zónach a geopatogénnom strese. *Mineralia Slov., Geovestník, 30, 1, 1—2.*

Mišík, M., 1998: Miliónročnú svedkovia. Čo prezrádzajú dekoračné a stavebné kamene v Bratislave. *Quark, Bratislava, 1, 22—25.*

Mišík, M., 1998: V hlbinách vôd a času. Ponáranie na dno slovenských morí a oceánov. *Quark, Bratislava, 8, 28.*

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1999

Päťdesiatroční jubilanti

RNDr. Vladimír Dovina, CSc.	16. 1. 1949
RNDr. Marta Sýkorová	20. 1. 1949
RNDr. Ján Mišković, CSc.	27. 1. 1949
RNDr. Jozef Osláč	3. 2. 1949
RNDr. Ján Mikuška, CSc.	11. 2. 1949
RNDr. Stanislav Pavlarčík	7. 3. 1949
RNDr. Viera Tereková	27. 3. 1949
RNDr. Peter Muška, CSc.	21. 4. 1949
RNDr. Adrián Panáček, CSc.	26. 7. 1949
Ing. Dušan Višňovský	6. 8. 1949
Doc. RNDr. Pavel Fejdi, CSc.	9. 8. 1949
RNDr. Kamil Rozimant, CSc.	10. 11. 1949
RNDr. Elena Katarína Šťastná	24. 11. 1949

Šesťdesiatroční jubilanti

Ing. Katarína Smiešková	28. 1. 1939
RNDr. Gejza Mikita	6. 2. 1939
RNDr. Ján Pastor	7. 2. 1939
RNDr. Rudolf Rentka	7. 2. 1939
Ing. Eliáš Feriančík, CSc.	1. 3. 1939
RNDr. Fridrich Lorand	5. 4. 1939
Doc. RNDr. Rudolf Holzer, CSc.	11. 4. 1939
RNDr. Jozef Vozár, CSc.	11. 4. 1939
RNDr. Peter Kabina	12. 5. 1939
RNDr. Michal Zakovič	20. 6. 1939
RNDr. Ján Tkáč	26. 6. 1939
RNDr. Jozef Kiripolský	28. 7. 1939
Doc. RNDr. Igor Rojkovič, DrSc.	17. 8. 1939
Ing. Ľudovít Husák, CSc.	25. 8. 1939
RNDr. Vlastimil Kátlovský, CSc.	27. 8. 1939
Ing. Milan Haluška	7. 9. 1939
RNDr. Martin Sandanus	16. 11. 1939
RNDr. Vladimír Vybíral	8. 12. 1939
Prof. RNDr. Stanislav Jacko, CSc.	10. 12. 1939

Šesťdesiatpäťroční jubilanti

RNDr. Emília Čierna, CSc.	1. 1. 1934
RNDr. Juraj Orvan	11. 1. 1934
RNDr. Anna Hyánková, CSc.	15. 1. 1934
RNDr. Miroslav Račický, CSc.	9. 2. 1934
RNDr. Vendelín Bátory	7. 3. 1934
RNDr. Aurel Brlay	4. 4. 1934
RNDr. Eva Šamajová, CSc.	6. 4. 1934
RNDr. Miroslav Pulec, CSc.	8. 5. 1934
Ing. Kvetoslava Hyánková	18. 5. 1934
Ing. Július Maljkovič	6. 6. 1934
Ing. Mikuláš Erdös	2. 7. 1934
RNDr. Jozef Sluka, CSc.	19. 8. 1934
Prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc.	20. 8. 1934
Akadem. sochár Milan Greguš	19. 9. 1934
Doc. RNDr. Dionýz Vass, DrSc.	30. 10. 1934
Ing. RNDr. Pavel Pospíšil, CSc.	27. 11. 1934
RNDr. Miloš Rakús, CSc.	8. 11. 1934

Sedemdesiatroční jubilanti

Helena Jeleňová	7. 3. 1929
Ing. Ján Jankových	24. 6. 1929
Ing. Ivan Marušiak, CSc.	10. 7. 1929
Ing. Slavomil Ďurovič, CSc.	17. 7. 1929
RNDr. Miroslav Ivanov, CSc.	27. 7. 1929
RNDr. Július Príhoda	10. 8. 1929
RNDr. Viera Gašparíková, CSc.	23. 8. 1929
RNDr. Rudolf Kúšik, CSc.	4. 9. 1929
Doc. Ing. Róbert Marschalko, DrSc.	5. 9. 1929
Ing. Ľudovít Paholič	5. 10. 1929
Prof. Ing. František Čech, DrSc.	14. 12. 1929
Doc. RNDr. Ján Turan, CSc.	26. 12. 1929

Sedemdesiatpäťroční jubilanti

Doc. RNDr. Hedviga Bystrická, CSc.	2. 2. 1924
Prof. Ing. Milan Matula, DrSc.	20. 5. 1924
RNDr. Ladislav Kamenický, CSc.	19. 12. 1924

Osemdesiatroční jubilanti

Akademik Bohuslav Cambel	20. 10. 1919

V mene celej geologickej verejnosti všetkým jubilantom srdečne blahoželáme a do ďalších rokov želáme veľa tvorivých síl.

doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.
Predseda SGS

Slovenská geologická spoločnosť, Slovenská banská, s. r. o., Hodruša-Hámre, Slovenské banské múzeum v Banskej Štiavnici, Slovenské národné múzeum v Bratislave, Stredoslovenské múzeum v Banskej Bystrici, Slovenské technické múzeum v Košiciach, Múzeum mincí a medailí v Kremnici, Geologický ústav SAV v Bratislave, Archeologický ústav SAV v Nitre, Geologická služba Slovenskej republiky, Slovenská skupina IAGOD, Slovenská banícka spoločnosť, Prírodovedecká fakulta UK v Bratislave, Hutnícka fakulta TU v Košiciach

si Vás dovoľujú pozvať na konferenciu

Zlato na Slovensku

16. — 18. júna 1999
v Banskej Štiavnici

Konferencia sa bude venovať problémom mineralógie, geológii, histórii ťažby, spracovaniu zlata a jeho významu z hľadiska techniky a histórie ľudskej spoločnosti na území Slovenska a ich mnohých vzájomných vzťahov a ovplyvňovaní. Tematické okruhy:

1. geologicko-mineralogicko-ložiskový (garant Ing. J. Knésl)
2. baníčko-technologický (garant Ing. M. Štofková)
3. archeologicko-historický (garanti dr. M. Mácelová a dr. M. Skladaný)
4. numizmaticko-medailérsko-klenotnícky (garanti dr. Bovan a dr. Šeňová).

Uvítame prednášky aj krátke informácie, ktoré uverejníme v plnej i rozšírenej forme v monotematickom čísle Mineralia Slovaca, resp. Acta Metallurgica Slovaca v priebehu roku 1999. Predpokladáme aj panelovú diskusiu.

Súčasťou konferencie bude výstava Zlato na Slovensku, ktorej inštalácia sa predpokladá v priestoroch Slovenského banského múzea v Banskej Štiavnici (garant H. Šušková) a jej vernisáž sa uskutoční 1. júna 1999.

Exkurzie (18. júna 1999)

Exkurzia A: Hodruša — Hámre (fáranie na bani Rozália, prehliadka baníckeho skanzenu na bani Všechsvätých, prehliadka úpravne, resp. povrchových zariadení závodu), Banská Štiavnica (historické jadro, baníčky skanzen, haldy starších i novších banských diel),
Exkurzia B: Kremnica (múzeum mincí a medailí, Mestský hrad, stará mincovňa, ložisko Au na Šturci).

Prípravný výbor konferencie:

RNDr. Milan Háber, CSc., Geologický ústav SAV, pracovisko Banská Bystrica
Ing. Richard Kaňa, Slovenská Banská, s. r. o., Hodruša — Hámre
RNDr. Juraj Tözsér, CSc., Ministerstvo životného prostredia SR
RNDr. Pavol Grecula, DrSc., Geologická služba SR, Bratislava
PhDr. Milan Šoka, Stredoslovenské múzeum, Banská Bystrica
PhDr., RNDr. Ján Novák, CSc., Slovenské banské múzeum, B. Štiavnica
Doc. RNDr. Martin Chovan, CSc., Prírodovedecká fakulta UK
PhDr. Jozef Surovec, Štátny Ústredný archív, Banská Štiavnica
Ing. Mikuláš Beránek, Slovenská banícka spoločnosť, Banská Bystrica
Ing. Danica Jaremová, Slovenská technické múzeum, Košice
Ing. Marián Setnický, Mincovňa Kremnica

Tajomník organizačného výboru:

RNDr. Stanislav Jeleň, CSc., Geologický ústav SAV, pracovisko Banská Bystrica, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica,
tel.: 088/723 943, fax: 088/724 182, e-mail: jelen@gu.bb.sanet.sk

Garanti konferencie (kontaktné adresy):

Ing. Juraj Knésl
Disseminated slovak gold — consulting, Medený hámor č. 15, 974 01 Banská Bystrica, tel.: 088/4318273
Ing. Magdaléna Štofková, CSc.
Katedra neželezných kovov a spracovania odpadov, Hutnícka fakulta TU Košice, Letná 9/a, 043 85 Košice, spolupráca: tel.: 095/6322460, kl. 328, fax: 6337048, e-mail: kk@hfnov.tuke.sk
PhDr. Marta Mácelová, CSc.
Stredoslovenské múzeum, nám. SNP 4, 974 01 Banská Bystrica, tel.: 088/4125895-6, fax: 4155077
Helena Šušková
Slovenské banské múzeum, Kammerhofská 2, 969 01 Banská Štiavnica, tel.: 0859/225 44
Doc. Dr. Marián Skladaný, DrSc.
Katedra dejín Slovenska FilF UK, Šafárikovo nám. 12, 816 06 Bratislava
PhDr. Nadežda Šeňová
Národná banka Slovenska - Múzeum mincí a medailí, Štefánikovo nám. 11/21, 967 01 Kremnica, tel.: 0857/67 42 121, fax: 674 21 21
PhDr. Marián Bovan
Stredoslovenské múzeum, nám. SNP 4, 974 01 Banská Bystrica, tel.: 088/412 58 95-6, fax: 415 50 77

Organizačné pokyny:

Miesto konania konferencie:
Banský dom, Banská Štiavnica, Radničné nám. 13

Predbežný účastnícky poplatok:
500,- Sk (organizačné výdavky, prenájom miestností, zabezpečenie exkurzie, občerstvenie počas konferencie)

Ubytovanie:
Internátne a hotelové zariadenie v Banskej Štiavnici

Stravovanie:
Banský dom, resp. iné reštauračné zariadenie v Banskej Štiavnici

Záujem o účasť na konferencii a exkurzii oznámte do 15. januára 1999. Referáty (články), resp. abstrakty posterov dodať na adresy príslušných garantov konferencie najneskoršie do 15. marca 1999.

Dr. Milan Háber, CSc.
predseda organizačného výboru
Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
tel.: 088/41 23 943, fax: 088/41 24 182, e-mail: haber@gu.bb.sanet.sk