5/26/1994
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca

Jean-Michel Coudert — Florence Jaudin:

GEOTERMIKA
OD GEJZÍRU K RADIÁTORU

Slovenské vydanie:
Francúzsky dom východného Slovenska a Stavoconsul, spol. s r. o., Košice, 1994

Z francúzskeho originálu:
Geothermie du Geyser au Radiateur, vydal BRGM, Orléans, 1989, preložil E. Dobra

Kniha obsahuje 130 farebných unikátnych obrázkov z problematiky geotermiky z celého sveta.

Názorne sú spracované:

- *geotermálne prejavy vo vulkánoch*
  horúcich termálnych zdrojoch
  fumarolach
  gejzíroch
  bahenných sopkách
- *poznatky o prvom využívaní geotermálnych zdrojov*
- *pôvod geotermiky*
- *geotermálne ložiská sveta*
- *technika a i.*
- *vyhľadávanie geotermálnych zdrojov*
- *využívanie energie na výrobu elektrickej energie*
- *vykurovanie bytov v dubletoch atď.*
- *využívanie geotermálnych zdrojov vo Francúzsku*
- *ďalšie perspektívy geotermiky*

Formát: *24 x 32 cm*
Cena: *160 Sk*

Objednávky zasielajte na adresu:

Francúzsky dom východného Slovenska
Nešporova 30
040 11 Košice
tel.: 095/338 37, 426 215

Stavoconsul, spol. s r. o.
Štefánikova 60
040 01 Košice
tel.: 095/622 56 50, 622 56 56
fax: 095/622 57 63

Knihu dostanete v kníhkupectvách od decembra 1994

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Spoluvydavateľ: Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Opal Prešov.
Predplatné v roku 1994: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 40,- Sk, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228,- Sk (+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/fax: 095/43 78 46.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a.s., Bratislava and Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1994 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.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone/fax: ++42/95/43 78 46.
© Geocomplex, a.s., Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 26 (1994) ■ 5

M. Mišík
Senonian continental sediments with marine intercalation (Gosau complex) in the basement of the Slovakian part of Vienna basin (borehole Gajary Ga-125)
Senónske kontinentálne sedimenty s morskou vložkou (gosauský komplex) v podloží slovenskej časti viedenskej panvy (vrt Gajary-125) 297

D. Plašienka, R. Marschalko, J. Soták, M. Peterčáková & P. Uher
Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia
Origin and structural position of Upper Cretaceous sediments in the northern part of the Považský Inovec Mts. Part 1: Lithostratigraphy and sedimentology 311

K. Zágoršek & A. Macko
Karbónske machovky z jedľoveckého lomu ochtinského súvrstvia (gemerikum, Západné Karpaty)
Carboniferous Bryozoa from the Jedľovec quarry in Ochtiná Formation (Gemericum, Western Carpathians) 335

R. Prokešová
Štruktúrna analýza krížňanského príkrovu v jeho prikoreňovej a superficiálnej pozícii
Structural analysis of the Krížna nappe in its near-root and superficial position 347

V. Hurai, *K. Simon & V. Bezák*
Hercýnsky vek niektorých trhlín s alpskou paragenézou minerálov v kryštaliniku veporika
Hercynian age of some Alpine-type fissures in the crystalline complexes of the Veporicum unit (Central Slovakia) 355

P. Uher & O. Miko
Biotiticko-amfibolický (mela)tonalit - kremitý diorit v granitoidnom masíve Žiaru
Biotite-amphibole (mela)tonalite - quartz diorite in the Žiar Mts. (Western Carpathians, Slovakia) 362

Ľ. Petro & E. Polaščinová
Inžinierskogeologické vlastnosti neogénnych sedimentov v okolí Moldavy nad Bodvou
Engineering geological properties of Neogene sediments in the surroundings of Moldava nad Bodvou (Eastern Slovakia) 367

Diskusia k článku R. Holzera a S. Jacka Stabilita lomovej steny a obytného objektu Železníky - Košice - pripomienky a odpoveď
Discussion to the article R. Holzer and S. Jacko Stability of the quarry wal and living estate - Železníky - Košice; Eastern Slovakia 372

Geovestník

OBÁLKA: Lok. Devínska Kobyla - Sandberg: Faciálno-stratotypová, teda aj významná paleontologická lokalita morských plážových sedimentov vrchnobádenského veku. Foto D. Slivka.

COVER: Loc. Devínska Kobyla - Sandberg: The facial stratotype and important paleontological locality of the marine beachy sediments of Upper - Badenian age. Photograph by D. Slivka.

Mineralia slovaca

Časpis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak geological society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published byMineralia slovaca corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geocomplex, a. s.
Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Karol Együd
Slovenská geológia, š. p., Spišská Nová Ves

Vladimír Bezák, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Filo, Geocomplex, Bratislava
Dušan Grman, Geoconzult, Košice
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Vlastimil Konenčný, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ján Kozáč, Slovenská geológia, ATNS, Košice
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Milan Mořkovský, Geofyzika, Brno
Ladislav Novotný, Uránpres, Spišská Nová Ves
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Juraj Tözsér, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Imrich Varga, Slovenská geológia, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eva Zacharová, Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Technické spracovanie - Production editor
Jozef Rajňák

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Július Maljkovič
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
Geofond, Bratislava
Geofyzika, Brno
Geoconzult, a. s., Košice
Slovenská geológia, š. p., Spišská Nová Ves
Geologicky ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a. s., Žilina
Nafta, a. s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, Lovinobaňa
Uránpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava

Mineralia slovaca, 26 (1994), 297 - 310

Senonian continental sediments with marine intercalation (Gosau complex) in the basement of the Slovakian part of Vienna basin (borehole Gajary Ga-125)

MILAN MIŠÍK

Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, J. A. Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovak Republic

(Received June 15. 1994)

Abstract

About 800 m thick strata of clastic rocks deposited mostly in continental environment belong to the continuation of Glinzendorf Syncline. A marine intercalation contains *Actaeonella*, fragments of inoceramids, rudists and the foraminifer *Nummofallotia* cf. *cretacea* proving its Senonian age. An inventory of rocks in the conglomerates was elaborated. Abundant acid volcanite pebbles and Wetterstein Limestone clasts proceed most probably from the Juvavicum with Grauwacken Zone at its base. High chrome spinel content evoke also the opinion about a southern source.

Key words: Vienna basin, Upper Cretaceous, conglomerate, analysis, paleogeography

Introduction

The borehole Gajary Ga-125 (Fig. 1) was realized by the enterprise Nafta Gbely in 1992. The basement under the Neogene formations was penetrated in the depth interval 4437 - 5600 m (cores No. 5 - 13, Fig. 2). Its Senonian age will be documented further. At first, the layers were steeply inclinated, but the dip became moderate with the increasing depth: core No. 5 - 85°, No. 6 - 70°, No. 7 - 50°, No. 8 - 45°, No. 10 - 15°.

The complex is formed by clastic rocks. Three intervals (parts) can be discerned: upper red interval (cores No. 5 - 6) and lower red interval (No. 11 - 13) separated by an interval of grey rocks. Red sediments were attributed to a continental environment, the grey interval represents a marine intercalation which Senonian age was evidenced by the gastropods *Actaeonella* and foraminifers *Nummofallotia* cf. *cretacea*. From the comparison of results with the Austrian part of the Vienna basin (e. g. Wessely, 1984; Fig. 1, 3; 1992, Fig. 1, Hamilton et al., 1990) it turned out that the Senonian strata belong to the continuation of Glinzendorf Syncline. The continental Senonian with marine intercalation was found also in the borehole Gänsendorf (Wessely, 1992; Fig. 4).

The strata lie with high probability in the normal position according to the arrangement of the mollusks in a coquina intercalation (core No. 10 - Pl. IV, Fig. 2). The idea about the tectonic repetition of a unic red interval can be easily rejected by the different petrographic composition of clasts: while in the lower red interval dominate acid volcanites and chrome spinels are frequent, in the upper one both are missing and the clasts of carbonate rocks prevail.

After the brief sedimentological characterization of the cores the inventory of all rock types found among the clasts will be assorted and their source interpreted.

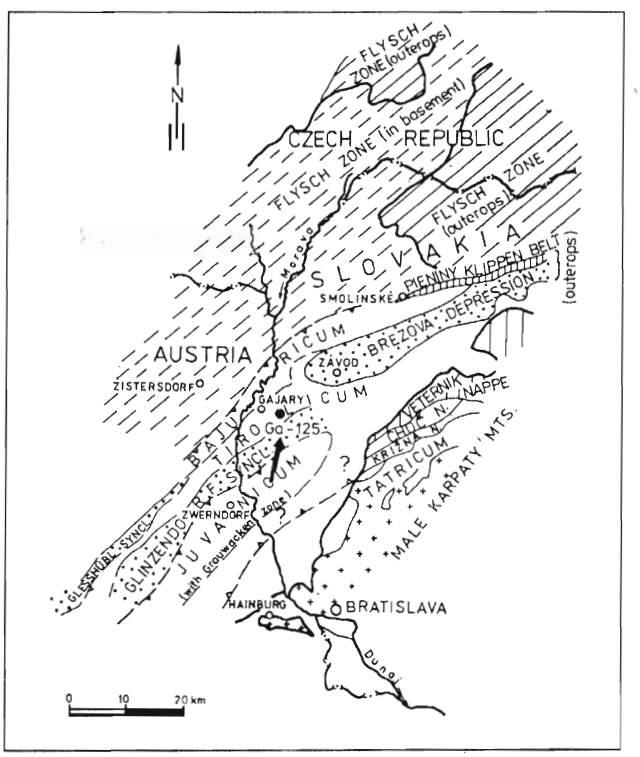
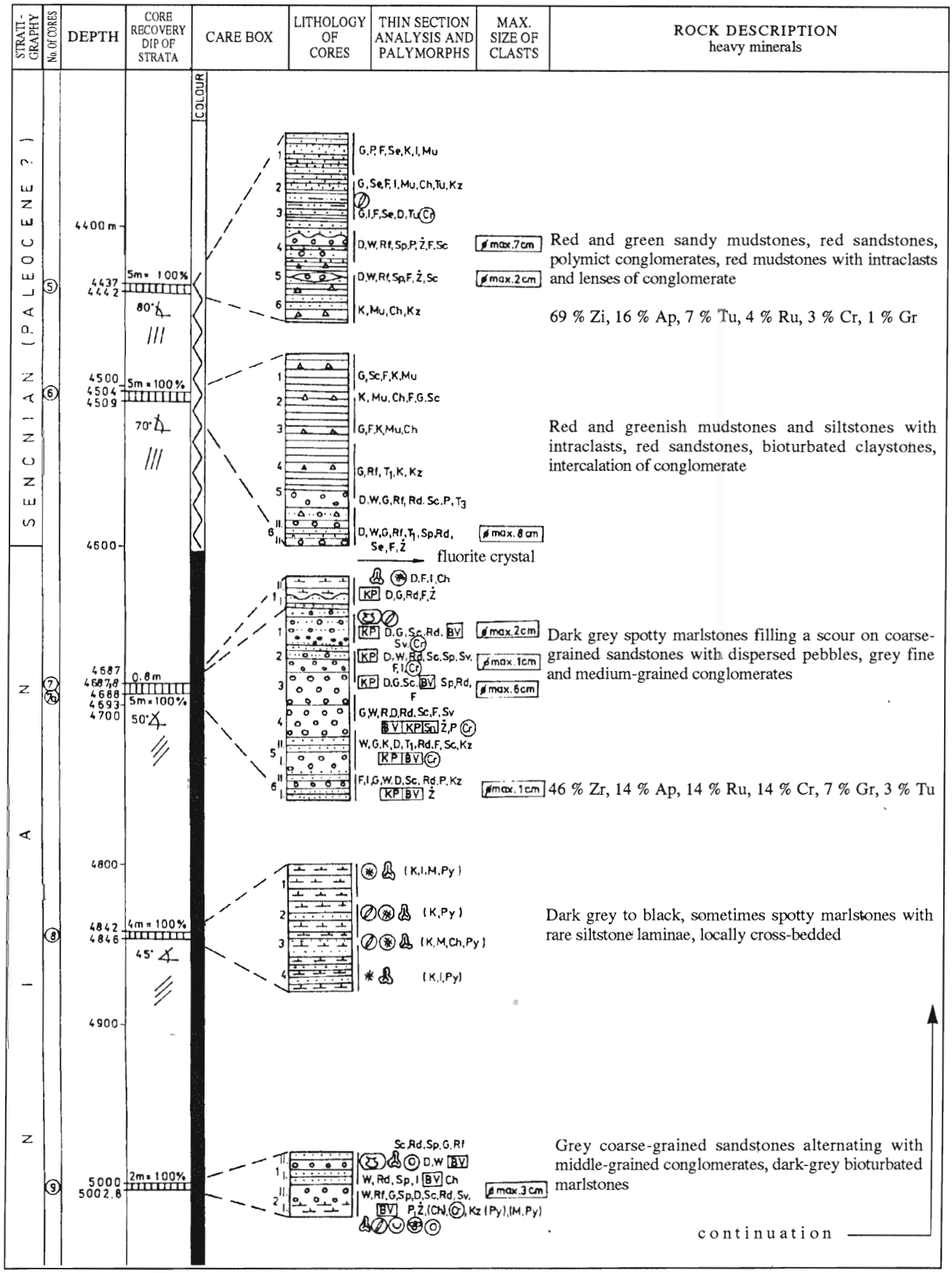
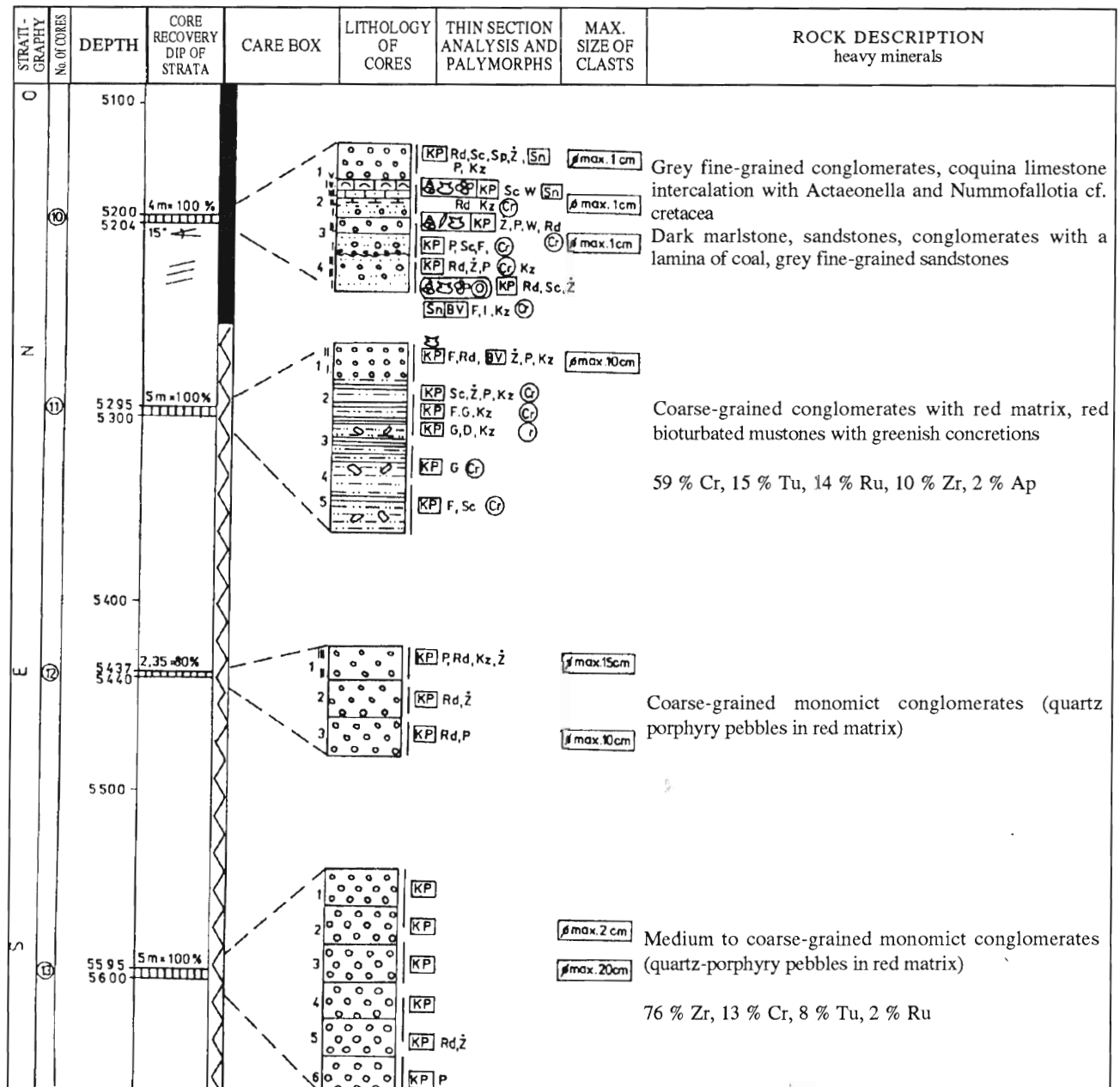


Fig. 1. Gajary Ga-125 borehole; provenance interpretation of clastic material in the Senonian conglomerates (arrow), based on the map of. Wessely (1992).

Lower red interval
Cores No. 13 - 11 (5440 - 5295 m)

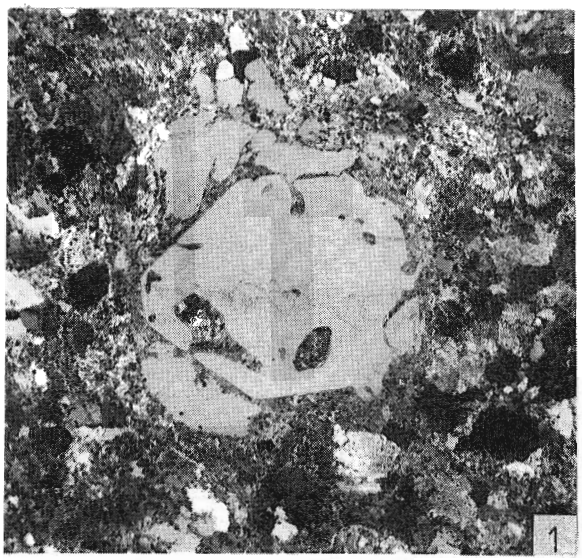
The cores No. 12 and 13 contain medium- to coarse-grained almost monomict conglomerates consisting of rhyolite (quartz porphyry) pebbles (Pl. I, Fig. 1 - 6),

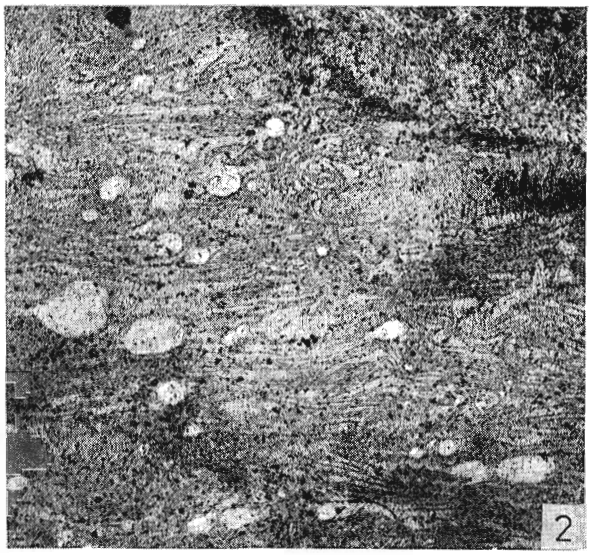

STRATIGRAPHY
No. OF CORES
DEPTH
CORE RECOVERY DIP OF STRATA
CARE BOX
COLOUR
LITHOLOGY OF CORES
THIN SECTION ANALYSIS AND PALYMORPHS
MAX. SIZE OF CLASTS
ROCK DESCRIPTION
heavy minerals
SENONIAN (PALEOCENE ?)
NIA
NIN
4400 m
4437
4442
5m = 100%
80°
4500
4504
4509
5m = 100%
70°
4600
4687
4687,8
4688
4693
4700
0,8 m
5m = 100%
50°
4800
4842
4846
4m = 100%
45°
4900
5000
5002,8
2m = 100%
G,P,F,Se,K,I,Mu
G,Se,F,I,Mu,Ch,Tu,Kz
G,I,F,Se,D,Tu
D,W,Rf,Sp,P,Ż,F,Sc
D,W,Rf,Sp,F,Ż,Sc
K,Mu,Ch,Kz
max.7cm
max.2cm
Red and green sandy mudstones, red sandstones, polymict conglomerates, red mudstones with intraclasts and lenses of conglomerate
69 % Zi, 16 % Ap, 7 % Tu, 4 % Ru, 3 % Cr, 1 % Gr
G,Sc,F,K,Mu
K,Mu,Ch,F,G,Sc
G,F,K,Mu,Ch
G,Rf,T1,K,Kz
D,W,G,Rf,Rd,Sc,P,T3
D,W,G,Rf,T1,Sp,Rd,Se,F,Ż
max.8 cm
fluorite crystal
Red and greenish mudstones and siltstones with intraclasts, red sandstones, bioturbated claystones, intercalation of conglomerate
D,F,I,Ch
KP D,G,Rd,F,Ż
KP D,G,Sc,Rd,BV Sv,Cr
KP D,W,Rd,Sc,Sp,Sv F,I,Cr
KP D,G,Sc,BV Sp,Rd,F
G,W,R,D,Rd,Sc,F,Sv BV KP Sn Ż,P Cr
W,G,K,D,T1,Rd,F,Sc,Kz KP BV Cr
F,I,G,W,D,Sc,Rd,P,Kz KP BV Ż
max.2cm
max.1cm
max.6cm
max.1cm
Dark grey spotty marlstones filling a scour on coarse-grained sandstones with dispersed pebbles, grey fine and medium-grained conglomerates
46 % Zr, 14 % Ap, 14 % Ru, 14 % Cr, 7 % Gr, 3 % Tu
(K,I,M,Py)
(K,Py)
(K,M,Ch,Py)
(K,I,Py)
Dark grey to black, sometimes spotty marlstones with rare siltstone laminae, locally cross-bedded
Sc,Rd,Sp,G,Rf
D,W BV
W,Rd,Sp,I BV Ch
W,Rf,G,Sp,D,Sc,Rd,Sv, BV P,Ż,(Cr),Kz (Py),(M,Py)
max.3 cm
Grey coarse-grained sandstones alternating with middle-grained conglomerates, dark-grey bioturbated marlstones
continuation

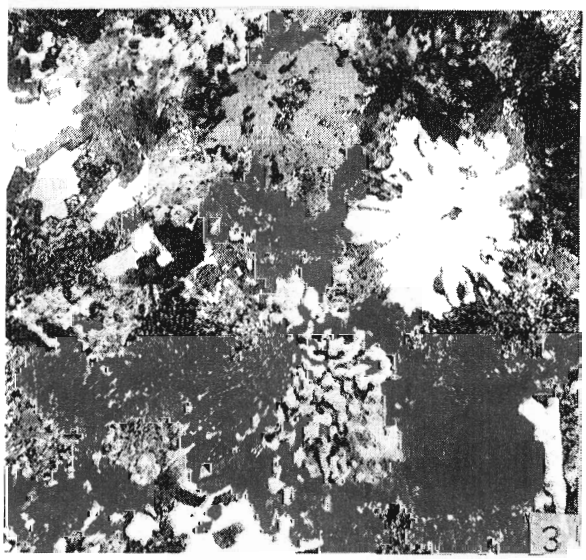


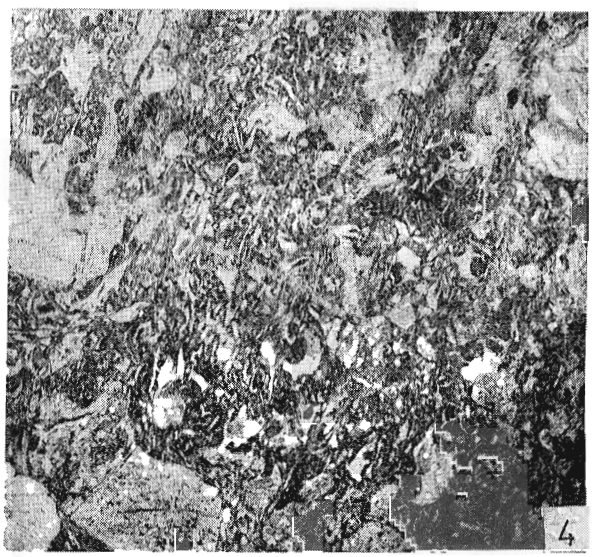
1 - conglomerates, 2 - sandstones, 3 - mudstones (claystones, siltstones), 4 - marlstones, 5 - coquina limestones, 6 - sandy limestone, 7 - intraclasts, 8 - pedogenetic concretions, 9 - red colour (continental environment), 10 - dark grey colours (marine intercalation), Fossils: 11 - bivalves, 12 - gastropods, 13 - foraminifers, 14 - ostracods, 15 - echinoderm plates, 16 - silicisponge spicules, 17 - sporomorphs, 18 - coalified plant detritus, Clasts: D - dolomites, Middle-Upper Triassic, W - Wetterstein Limestone Triassic, Rf - Reifling Limestone, G - Gutenstein Limestone, Middle Triassic, T1 - marly limestones, Lower Triassic, T3 - oolitic limestones - Rhaetian, Sp - spongolites, spiculitic limestone-Liassic, Rd - radiolarites, siliceous limestones-Callovian-Oxfordian, Sc - silicites without organic remains, Sv - fresh-water limestone - Turonian-Coniacian, P - sandstones, greywacke, siltstones, quartzites, KP - quartz porphyry, acid volcanites, BV - basic volcanites, Sn - serpentines., F - phyllites, metaquartzites, metasilicites, Ž - vein quartz, K - quartz, Kz - redeposited authigenic quartz with zonal arranged inclusions, Mu - muscovite, I - clay minerals, Ch - chlorite, Py - pyrite, Zr - zircon, Ap - apatite, Tu - turmaline, Cr - chrome spinels, Ru - rutile, Gr - garnet

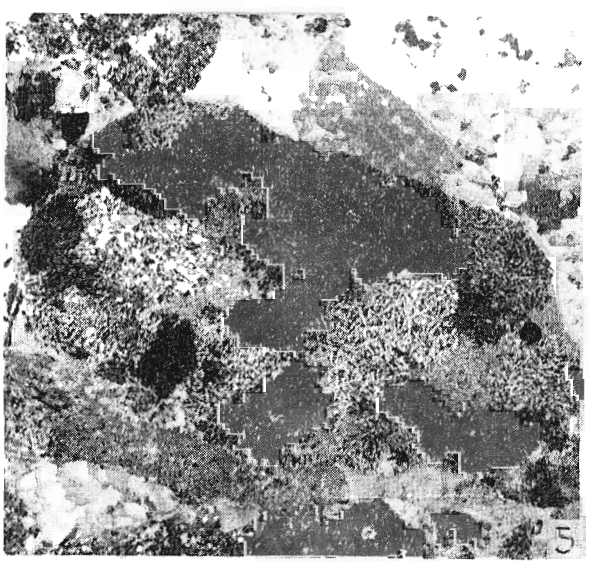
Fig. 2. Basement of the Vienna basin in the borehole Gajary Ga-125.

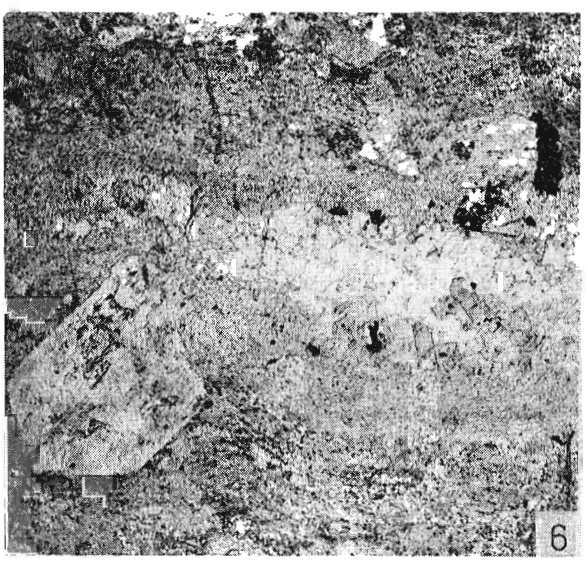

1


2


3


4


5


6

frequently fluidal and spherulitic, vitroclastic tuffs and ignimbrites. Quartzite pebbles (Lower Triassic or Permo-Skyth) are very rare. Lithoclasts of acid volcanites predominate also in the matrix accompanied by rare small fragments of radiolarites (Upper Jurassic), spiculitic limestones (Lower Jurassic), vein quartz and fine-grained greywacke. Zircon is the most abundant among the heavy minerals (76 %), followed by spinel, tourmaline and rutile.

Maximal diameter of a quartz porphyry pebble present in the core was 20 cm. Such a size together with the monotonous petrographic composition of clasts indicates a local source. The lack of carbonate rocks cannot be explained by their elimination by weathering or transport because some small limestone fragment were present. Unsorted material indicates a short stream transport. Occasional subaeric exposure is evidenced by weathering crusts around several pebbles.

In the core No. 11 red fine-grained sediments (mudstones and siltstones) contain a conglomerate intercalation with the same constituents as above, but besides acid volcanites also rare basic volcanic rocks are present and chrome spinels are more frequent. Redeposited authigenic quartz grains with hexagonal outlines and zonal arranged clay mineral inclusions (Pl. II, Fig. 7, 8) occur in the psamitic fraction.

Red mudstones contain greenish-grey irregularly shaped segregations up to 2 cm with white core rich in $CaCO_3$ (Pl. V, Fig. 4). These pedogenetic concretions are sometimes covered by arborescent calcite sinters (Pl. V, Fig. 6). Dessication cracks in the intraclasts (Pl. V, Fig. 5) and also in the matrix, as well as pedogenetic conretions betray temporal subaeric conditions at the periphery of a shallow lake. According to the X-ray analysis no redeposited bauxitic material was present.

Grey interval - marine intercalation
Cores No. 10 - 7 (5204 - 4687,8 m)

The grey interval is represented by grey sandstones and conglomerates (mostly fine-grained), dark-grey spotty sometimes cross-laminated marlstone to marly limestones and coquina sandstone intercalation with marine fossils.

In the core No. 10 the majority of pebbles belongs still to the acid volcanites, followed by silicites, vein quartz, rare limestones, phyllites, fine-grained clastic rocks, basic volcanites and a fragment of serpentine. Sandstones are lithic (80 % of grains are rock fragments). Chrome spinels dominate in the heavy fraction (about 60 %). Redeposited authigenic quartz with zonally arranged inclusions was found in all samples; beta-quartz forms and rare, plagioclases are also present.

The pebble composition of conglomerates changed abruptly in the core No. 9. Carbonate rocks predominate (Pl. III, Fig. 1 - 8). Triassic - Wetterstein, Reifling, Gutenstein types, „Gastropodenoolit", rare dolomites; Lower Jurassic - spiculitic limestones and spongolites; Upper Jurassic - green and red radiolarites. Peculiar are the fresh-water limestones with gastropods, characeans and oncoids (Uppermost Turonian - Lowermost Senonian). Only rare basic rocks from the volcanites are present.

The core No. 7 bears once more conglomerates dominated by acid volcanic rocks, but limestone pebbles and radiolarite fragments are also frequent; a serpentine with pyrope is noteworthy (Pl. II., Fig. 4).

The mentioned differences in the clast composition of various levels indicate an alternation of two distributive provinces.

Marine fossils were found in the grey sandstones where they are accumulated in a coquina intercalation consisting of small bivalves and gastropods (Pl. IV, Fig. 2). Their arrangement indicates a normal position of strata. Gastropods of the *Actaeonella* type (Pl. IV, Fig. 3) possessed aragonitic shells later paramorphosed in situ by calcite. They are formed by pseudopleochroic calcite characteristic for the mentioned process (Hudson, 1962). Rare fragments of oysters (Pl. IV, Fig. 1) rudists (Pl. IV, Fig. 4) and of the prismatic layer of inocerams occurred. Foraminifers are represented by miliolids (Pl. IV, Fig. 5) and *Nummofallotia* cf. *cretacea* Schlumberger (Pl. IV, Fig. 6) what evidenced the Senonian age. Ostracods, sponge spicules and echinoderm plates are extremely rare.

Plant remnants - abundant small carbonitized detritus and rare coal fragments with concentric dessication cracks (Pl. IV, Fig. 7) occurred in the dark-grey bioturbated spotty marlstones to marly limestones. A lamina of coal was present in the core No. 10 (Wessely, 1992, quoted from the borehole Gänsendorf a thin coal seam). Doc. RNDr. V. Sitár, CSc. determined several representants of palynomorph group *Normapolles* and spores *Lyosporites*; he ranged the associations in the Santonian-Maastrichtian.

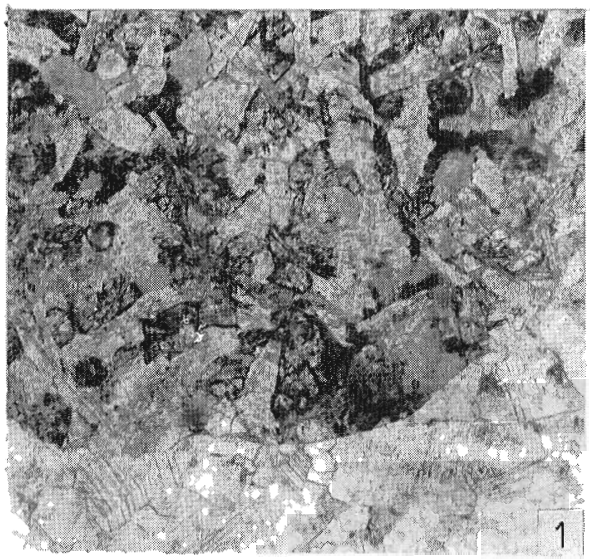
Upper red interval
Cores No. 5 - 6 (4437 - 4509 m)

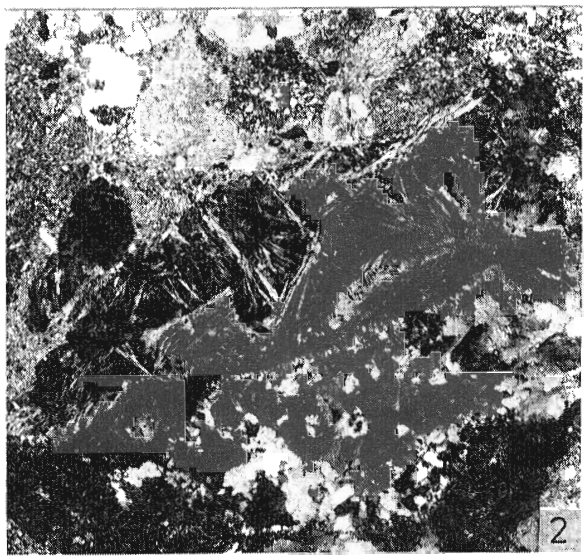
Red spotty mudstones are the dominating sediment, sometimes with a higher marly (calcitic) or silty component. Bioturbation is conspicuous. Intraclasts with dessication cracks - redeposited pedogenetic products - are frequent. The lack of fossils and sedimentological features show to a continental lacustrine environment.

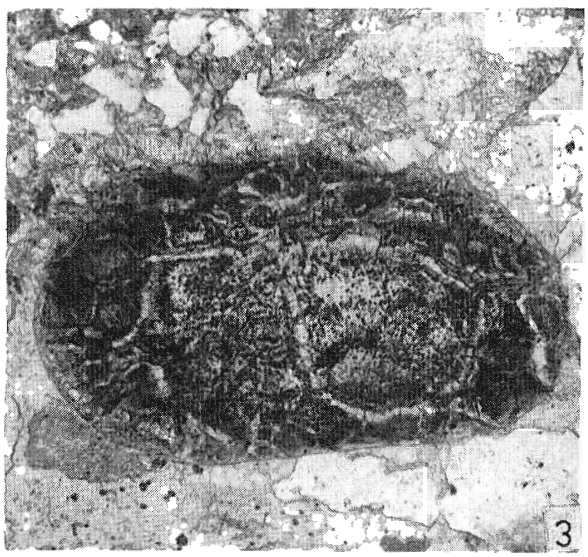
Rosy fine-grained sandstones contained according to RNDr. R. Aubrecht 69 % zircon in the heavy fraction, followed by apatite, tourmaline, routile, spinel (only 3 %) and garnet (only 1 %). The paucity of garnet is noteworthy because in the higher part of the Gosau Group (beginning from the Upper Campanian) the association dominated by spinel used to be replaced by another one dominated by garnet (Faupl,1983, p. 237).

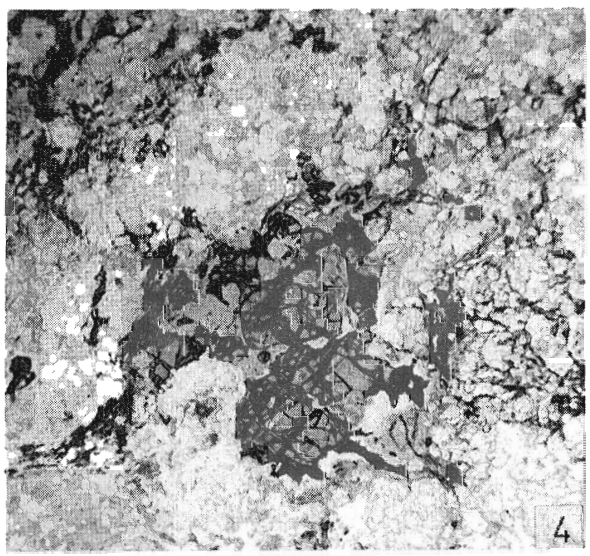
Fine-grained conglomerates form minor intercalations.

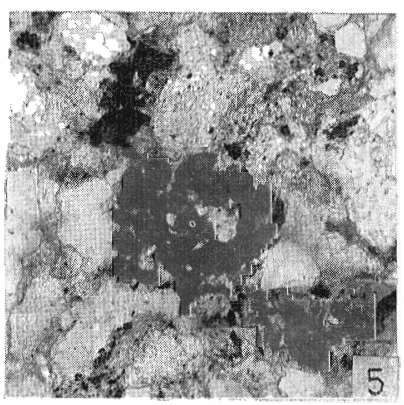
◀ Pl. I. Pebbles of rhyolites (quartz porphyries), probably Permian, in the Senonian continental conglomerates with red matrix; borehole Gajary Ga-125 (continuation of the Glinzendorf Syncline filled by Gosau-type sediments). 1 - Quartz phenocryst with magmatic corrosion, 13/2 (core No.13, core boxe 2), thin section x24, 2 - Pumice fragment in a tuff pebble, 13/1, x40, 3 - Spherulitic structure, 13/2, crossed polars, x60, 4 - Vitroclastic tuff, 12/1, 5 - Devitrificated volcanic glass , 7/1, crossed polars, x40, 6 - Feldspar phenocryst and miarolitic void with albite crystals, 13/3, x40.

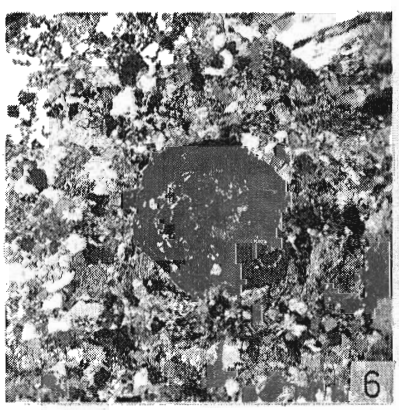

1

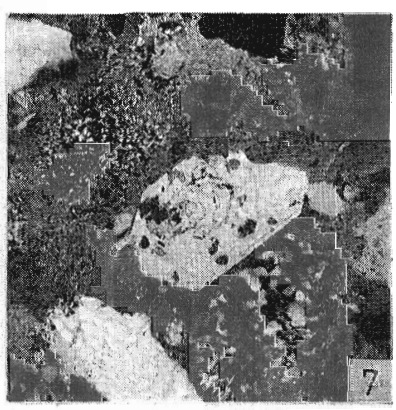

2


3


4


5


6


7

Pebbles of carbonate rocks prevail in them accompanied by clastic and metamorphic rocks with rare silicites. The total lack of volcanites and serpentines is noteworthy.

Petrographical analysis of pebbles and source interpretation

Acid volcanites

Rhyolites (quartz porphyries) are abundant. Phenocrysts of β-quartz are magmatically corroded (Pl. I, Fig. 1); syntaxial rims overgrowing the resorbed core were exceptionally observed. Feldspar phenocrysts were changed in chess-board albite, most of them was sericitized. Features of slight metamorphosis are not rare („porphyroids"). Partial calcitization of the vitric mass may be sometimes observed. Fluidal vitric structures are frequent (Pl. I, Fig. 2), ataxites and remnants of spherulitic structure (Pl. I, Fig. 3) are rarer. Vitroclastic tuffs (Pl. I, Fig. 4) sometimes with arborescent recrystallization, ignimbrites with „fiame" structure and tuffite containing clastic quartz grains and small fragments of sedimentary rocks were present. Various stades of devitrification (Pl. I, Fig. 5) were discerned. Very rare elongated voids are rimmed by albite crystals (Pl. I, Fig. 6), quartz fills their central parts. Silicite with metacolloidal structure (hydrothermal jasper) was exceptionally found.

Rhyolites are dominating element in the lower red interval, rare in the grey one and absent in the upper red interval. Five possible sources of rhyolites (quartz porphyries) may be taken into consideration:

1. Ordovician of the East-Alpine Greywacke Zone („Plasseneckporphyry"). In that case the acid volcanites should be accompanied mainly by phyllites, metaquartzites and graphitic silicites what was not observed. The variety of preserved structures and relatively rare metamorphic effects also eliminate this possibility.

2. Permian of the Greywacke Zone. The pebble association of acid volcanic rocks with the Wetterstein limestones (e. g. core No. 7, 7a) might support the supposition. Really, a tectonic remnant of Juvavicum overlying directly the Senonian of the Glinzendorf Syncline was described (Wessely, 1992). Juvavicum has the southermost origin from the Upper East-Alpine nappes. The content of chrome spinels in the matrix could be also derived from a southern source (Faupl and Tollman, 1979; Pober and Faupl, 1988). It is but necessary to remind that in the eastern part of the Greywacke Zone quartz porphyries are not present in the outcrops or boreholes penetrating the Permian strata. The continuation of the Greywacke Zone in the basement of the Vienna basin onto the territory of Slovakia may be supposed from the map od Wessely (1984, Fig. 1). Rhyolites are abundant in the Permian of Gemericum which is but very distant and its connections with Juvavicum are unknown.

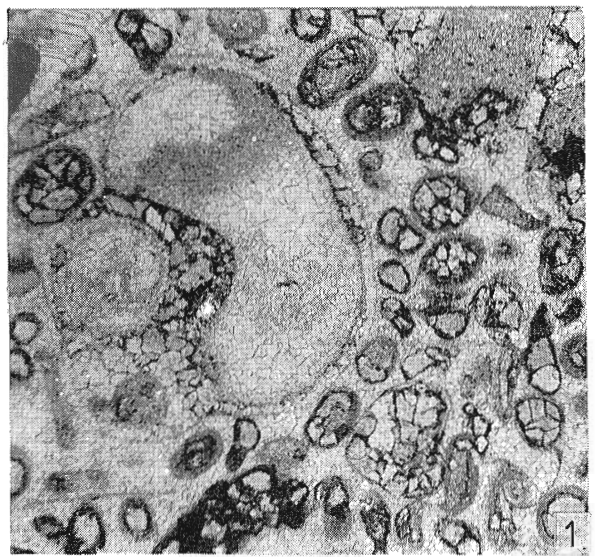
TAB. 1
Inventory of rocks of the Senonian conglomerates (Glinzedorf Syncline)

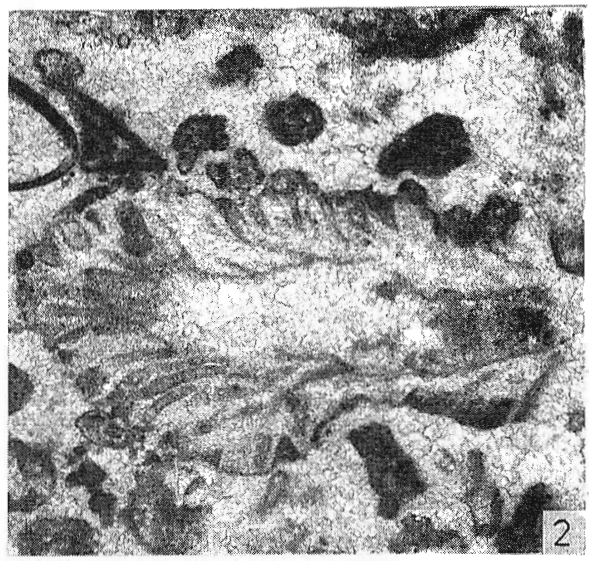
Turonian-Coniacian	fresh-water limestones with Characeae fragments of speleothemes and oncolites
Cenomanian	0
Lower Cretaceous	0
Kimmeridgean-Tithonian	0
Callovian-Oxfordian	radiolarites,siliceous radiolarian limestones nodular cherts (partly)
Lower-Middle Jurassic	spongolites, siliceous spiculitic limestones, spiculitic limestones, dark grey sandy crinoidal limestones
Rhaetian	oolitic limestone with Glomospirella friedli
Carnian (?)	Biomicritic limestone with „filament microfacies", Osteocrinus and Halicoryne
Middle-Upper Triassic	limestones of Reifling type (mainly biomicrites), limestones of Wetterstein type (intrasparites with radiaxial cement), limestones of Gutenstein type (micrites), dolomites
Ladinian	Wetterstein Limestone with Macroporella
Anisian	Gutenstein Limestone with Meandrospira cf. deformata
Lower Triassic	„Gastropodenoolit", brown quartzites
Permian	rhyolites (quartz porphyries), fragments of red siltstones and sandstones, redeposited authigenic quartz
Paleozoic	phyllites, metaquartzites, metagreywacke, lydites, metamorphosed limestones, vein quartz
Unknown age	serpentines, chrome spinels, basic volcanites

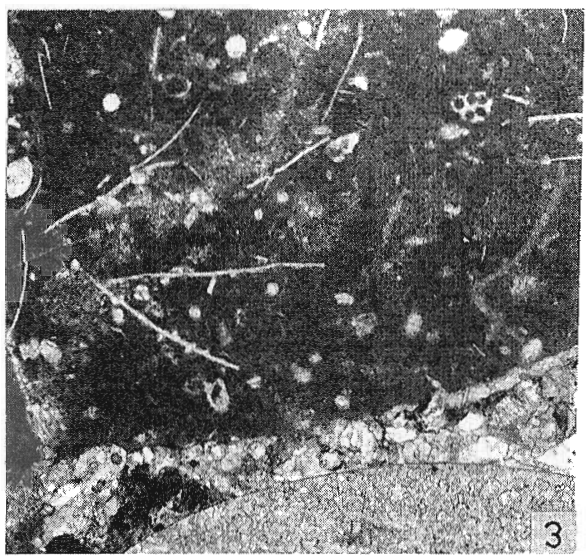
3. Permian of the Tatricum or Unterostalpinicum (Lower East-Alpine nappes). Acid volcanic rocks occur in the Permian of the Tatricum at the termination of Malé Karpaty Mts. already on the Austrian territory by Hainburg; they are but clearly affected by the metamorphism. Permian rhyolites in the Unterostalpinicum near Semmering are more remote. The association with the Wetterstein limestones in the conglomerates of Gajary Ga-125 borehole does not support this opinion, because Wetterstein limestones are absent in both units.

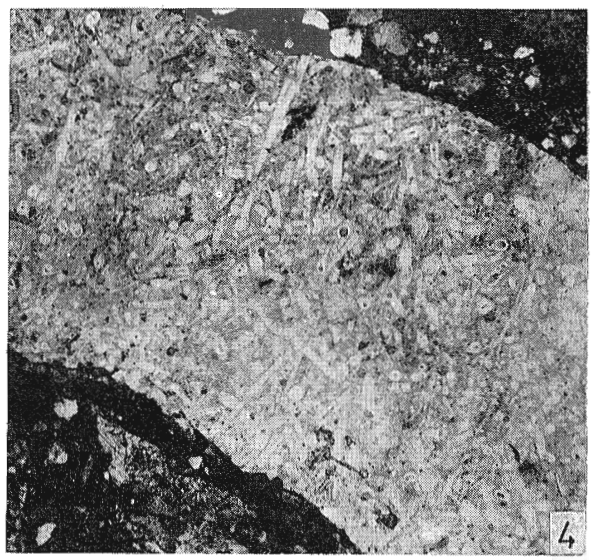
4. Redeposition of pebbles from the Albian and Cenomanian conglomerates of the Pieniny Klippen Zone and Peri-Klippen Zone. Their material was derived from exotic sources (Pieniny Cordillera, Andrusov Ridge, Ultrapienidic Ridge). The rhyolite pebbles in the „Upohlav" conglomerates are always accompanied by shallow-water Upper Jurassic limestones, Urgonian limestones of Barremian-Aptian, pelagic Calpionellid-bearing limestones of Tithonian-Neocomian (Mišík and Sýkora, 1981).Their common redeposition (e. g. like in the Senonian Valchov conglomerates of the Bzince province Mišík, 1991) should be expected. None of these rocks was found in the conglomerates of the Gajary Ga-125 borehole. In both mentioned conglomerates the acid and basic rocks are present approximately in the same amount and the volcanic rocks never predominate what is not the

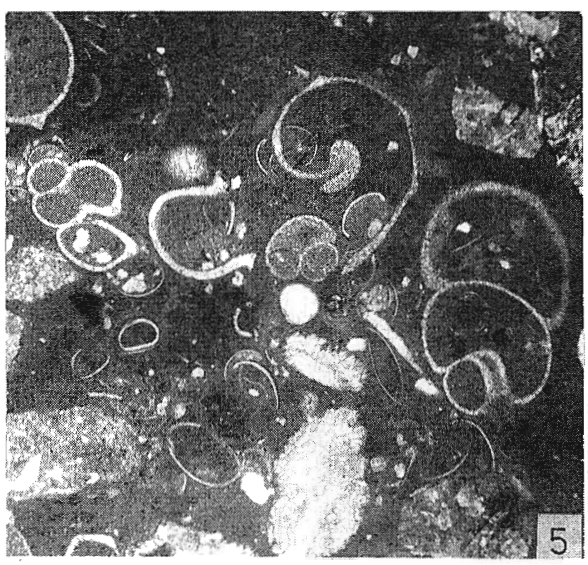
Pl. II. Pebbles of basic volcanic rocks and ophiolite detritus from the Senonian clastic sediments, borehole Gajary Ga-125. 1 - Basic volcanite with ophitic structure, 7/5, x45, 2 - Fragment of a basic volcanic rock, 9/2, x40, 3 - Serpentine with lacy structure, 10/2, x100, 4 - Pyrope garnet in a serpentine, 7a/4, x26, 5 - Agglomerate of chrome spinel grains in a sandstone with dispersed pebbles, 10/2, x80, 6 - Redeposited authigenic quartz with zonal arrangement of inclusions, proceeding from an unknown mother rock, 7a/5, crossed polars, x20, 7 - The same, 10/2, crossed polars, x80.

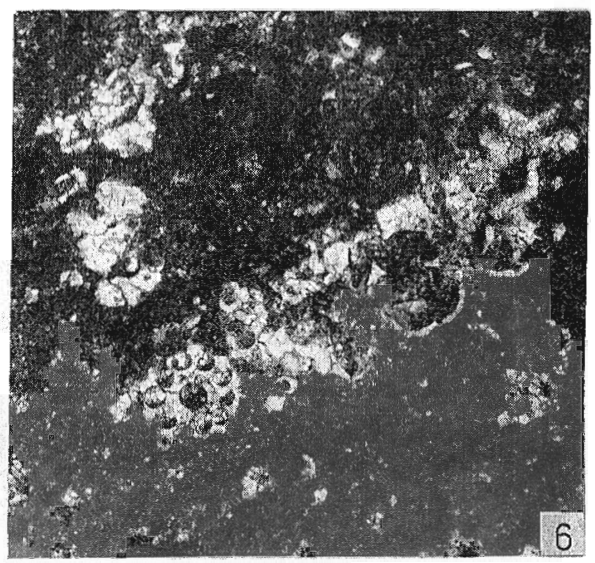

1


2


3


4


5


6

case of the conglomerates from the Gajary Ga-125 borehole. Biotite is frequent in the rhyolites of the Pieniny Klippen Belt (Šimová, 1981), it was never found here.

5. Synchronous Senonian volcanic rocks. That possibility is highly improbable as no Senonian volcanism is known from the large areas of the Gosau Formation in Alps. It is unknown either from the West Carpathians. Only Birkenmajer and Wieser (1990, p. 52) were inclined to admit it on the base of abundant clasts of acid volcanites at the locality Biala Woda what is not convincing. The nearest occurences of the Senonian acid volcanism are in the Transylvanian Mid-Mountain Range of Roumania (Szentgyörgy, 1992 - intercalations of rhyolitic and andesitic tuffs in the Gosau Group).

From all possibilities that one of Juvavicum underlain by the Greywacke Zone is most plausible.

Basic volcanic rocks

They occurred rarely and in small fragments. Ophitic structure (Pl. II, Fig. 1), albitized feldspars (Pl. II, Fig. 2), frequent chloritization and calcitization are characteristic for them.

Carbonate rocks and silicites

They are more numerous than clastic rocks. The following stratigraphic levels were ascertained:

Lower Triassic (Scythian, Campilian) "Gastropodenoolite" (Pl. III, Fig. 1) with ooids partly replaced by rhombohedra of Fe-dolomite, small gastropods, *Meandrospira* sp., admixture of silty quartz, muscovite, abundant authigenic quartz and feldspars.

Middle and Upper Triasic. Dolomites, fine- to medium-grained, rarely dolomicrite with ostracods. The dedolomitization of pebbles occurred rarely and exclusively in the uppermost core No. 5. It took place obviously under the emerged surface during the Paleogene and Lowermost Miocene, caused by the groundwaters rich in sulphates.

Gutenstein Limestone - Anisian. Microsparite with *Meandrospira* cf. *deformata* Salaj, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri and dessication pores. Most micrites with rare ostracods and pelmicrites could be designated as Gutenstein-type.

Wetterstein Limestone. Intrabiosparite with Ladinian *Macroporella* sp. (Pl. III, Fig. 2), glomospiroid foraminifers, *Codiaçeae*, ostracods and typical radiaxial calcite cement. Wetterstein facies in the large sense is frequent: intrasparites and intrabiosparites with ostracods, sessile foraminifers, hydrozoan fragments, sometimes with dispersed dolomite rhombohedra; ancient pores are filled with radiaxial cement rich in inclusions and limpid blocky calcite in their central parts.

Reifling limestones - biomicrites and biopelmicrites with „filament" microfacies, globochets, calcified sponge spicules, ostracods, rare *Frondicularia woodwardi Howchin, Osteocrinus* sp. and *Halicoryne* sp. (Pl. III, Fig. 3), rare authigenic euhedral quartz and feldspar may be attributed to the Reifling pelagic Ladinian - Carnian limestone.

A yellowish fluorite crystal (3 mm), a combination of cube and octahedron was found in the depth between the cores No. 6 and 7; it proceeds probably from the desintegrated Carnian limestones. We have found tiny fluorite crystals (0.03 mm) impregnated in Carnian limestone in the borehole Kuklov-3 (Mišík, 1986a); further fluorite crystals (1 - 2 mm) occurred in the calcite veinlets within the dark Opponitz Limestone in the borehole Závod-93, 5305 - 5306 m.

Rhaetian. Oolitic sandy limestone with *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann.

Lower - Middle Jurassic. Spiculitic limestone (biomicrite) with sponge spicules filled by calcite (Pl. III, Fig. 4), small echinoderm plates, clastic quartz, authigenic feldspars. Siliceous spiculitic limestone. Dark-grey spongolite.

Callovian-Oxfordian. Red radiolarite. Grey and greenish radiolarites with radiolarians partly filled by chlorite and considerable clayey admixture (this type is typical for Upper Jurassic of Silica nappe). Siliceous radiolarian limestone. Radiolarian limestone. Nodular chert with small carbonate rhombohedra (such rhombohedra are typical for nodular cherts and regularly absent in banded radiolarites (Mišík et al., 1991; Mišík, 1993).

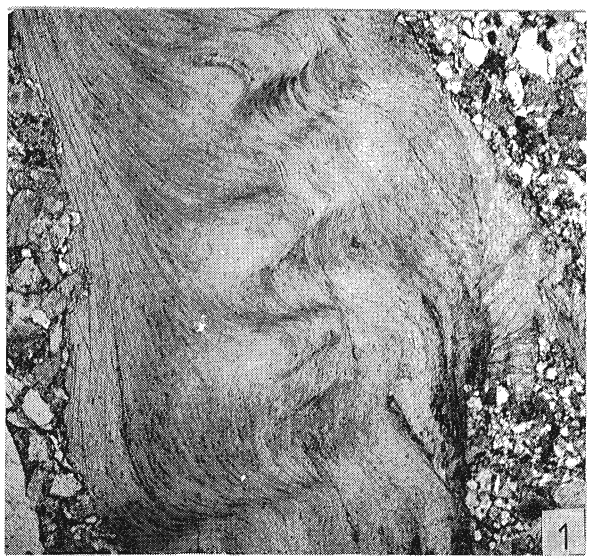
Turonian-Coniacian. Fresh-water limestones of brown colour, biomicrites with *Characeae* (Pl. III, Fig. 7), or with ostracods and small gastropods (Pl. III, Fig. 6), sometimes only one species of ostracods is present. Rare speleotheme pebbles and a fragment of oncolite.

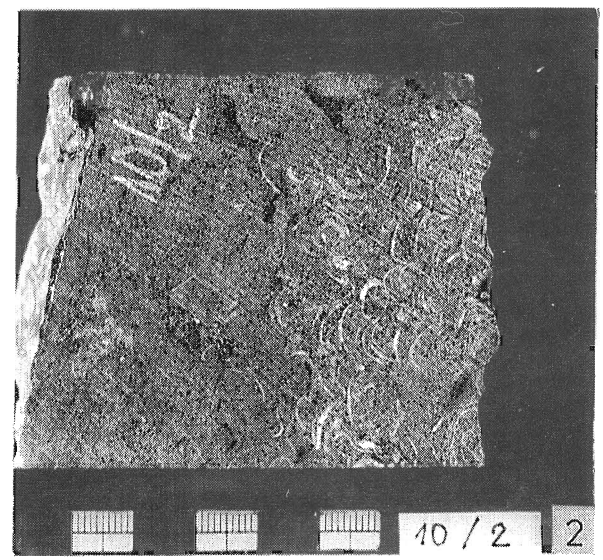
Fresh-water limestones with characeans were deposited on a large surface of Central West Carpathians just before the Senonian transgression, e. g. near the Dobšiná Ice Cave (Mišík and Sýkora,1980, Pl. II; Fig. 5) and Malé Karpaty Mts. close to the Gajary Ga-125 borehole, pebbles in Karpatian Jablonica conglomerates (Mišík, 1986b; Pl. VII, Fig. 1 - 3). Similar limestones with oncoids but without *Characeae* can be observed there also in two outcrops and their pebbles were identified in the adjacent Senonian Valchov conglomerates near Brezová (Mišík, 1991). Fresh-water limestones probably of the Coniacian age occur also at the base of the Weisswasser Beds, the lowermost member of the Senonian Gosau Complex of Eastern Alps.

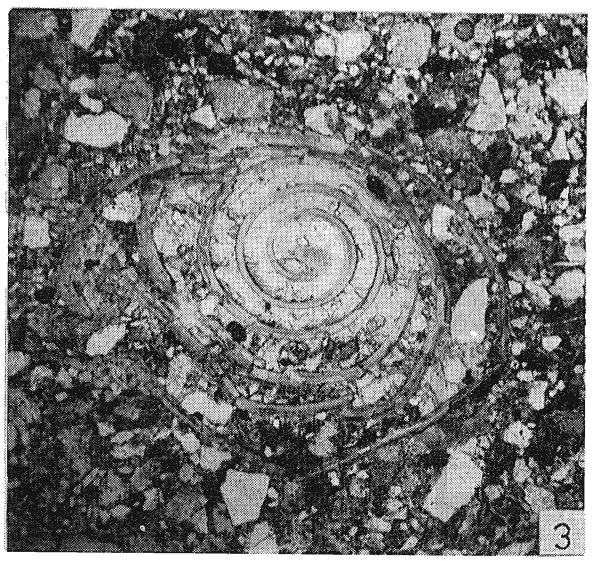
Clastic rocks

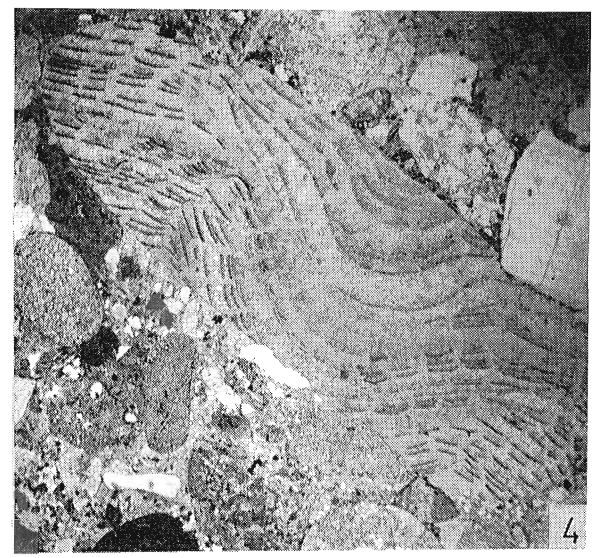
Fine-grained greywackes. Red fine-grained sandstones and siltstones and arcosic quartzites (Permian?). Lower Triassic quartzites. Shale fragments; several of them are

◀ Pl. III. Pebbles of Senonian conglomerates, borehole Gajary Ga-125. 1 - „Gastropodenoolit", oobiosparite with ooids mostly replaced by Fe-dolomite, Lower Triassic („Campilian"). 7a/5, x30, 2 - Macroporella sp. in the Wetterstein Limestone, Ladinian-Cordevolian, 9/1, x28, 3 - Limestone of Reifling type, biomicrite with „filaments" and Halicoryne sp., Ladinian-Carnian, 7a/4, x40, 5 - Liassic spongolite, 9/1, x26, 6 - Fresh-water limestone with gastropods and ostracods, Upper Turonian-Lowermost Coniacian, 9/2, x26, 7 - The same with characean detritus, 7/1, x20.


1

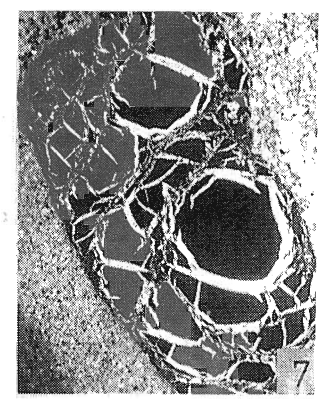

10 / 2
2


3


4

5

6


7

intraclasts deformed by compaction (Pl. V, Fig. 2). Clastic rocks as well as metamorphic ones are of secondary importance.

Metamorphic rocks

Phyllites. Metagreywackes sometimes ferugineous. Lydites - Paleozoic silicites recrystallized in the fine-grained quartz mosaic with ghosts of radiolarians, elongated by pressure. Recrystallized silicites with hematite and clastic quartz admixture. Very rare metamophosed limestones (metamorphic lamination, all grains densely twinned, authigenic xenomorphic quartz). Vein quartz, rarely with vermicular chlorite. Rare small (max. 1.5 cm) fragments of serpentines (Pl. II, Fig. 3), strongly calcitized, with chrome spinels and pyrope garnet in one case (Pl. II, Fig. 4).

Chrome spinels

They are abundant (Pl. II, Fig. 5), up to 59 % of the heavy fraction, in contrast to the rariety of basic and ultrabasic rock fragments. There are two types there: red and dark brown. The dezintegration of spinel grains during the compaction was observed.

Redeposited euhedral authigenic quartz with zonal arrangement of inclusions

It is an important typomorpic mineral of the psammitic fraction (Pl. II, Fig. 6, 7). Zonal arrangement of clayey mineral inclusions was caused by the rhytmic growth. Euhedral shapes were partly damaged during the transport. The crystals had to be easily loosened during the wetahering like insoluble residue of evaporites. The source rocks are unknown.

They proceed undoubtly from an exotic source quoted under the names Pieniny (Andrusov) Exotic Ridge, Ultrapienidic Ridge. This redeposited authigenic quartz grains penetrated into the „exotic" sedimentation area for the first time in Barremian-Aptian as clastic admixture in the shallow-water limestone pebbles found within the Albian, Cenomanian, Senonian and Paleocene conglomerates of the Pieniny Klippen Belt. They occur in Albian sandstone of the Krížná nappe (Strážovské vrchy Mts.). Further redepositions are represented in the Senonian conglomerates of Brezová Group and Glinzendorf Syncline (Gosau Group) and also in the Lower Miocene of the Vienna Basin (Mišík in press.).

Summary

The strata in the continuation of the Senonian (Gosau complex) of the Glinzendorf Syncline penetrated by the borehole Gajary Ga-125 were deposited mainly in a continental environment (lower and upper red interval) with a marine intercalation (grey interval). The whole complex is formed by clastic rocks from coarse-grained conglomerates (max. pebble diameter in the core was 20 cm) to mudstones.

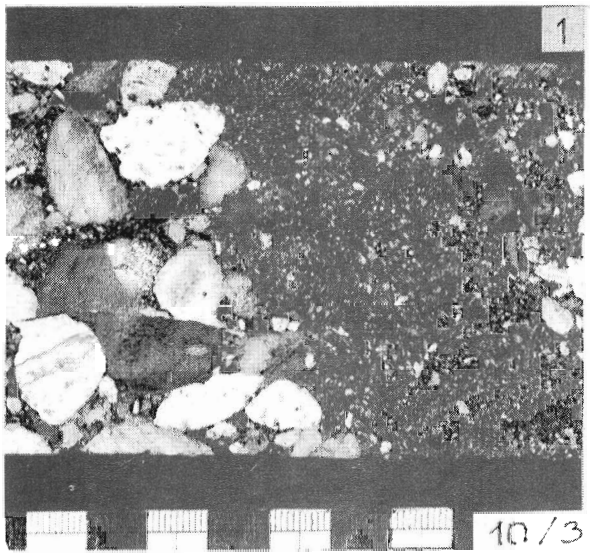
Red intervals lack fossils; they were deposited in a lacustrine environment, in a shoal, ephemeral lake surrounded by dissected relief supplying flood sediments in the alluviale cones.A temporary emersion accompanied by pedogenetic processes is evidenced by dessication cracks and segregation of calcitic concretions. The continuation of the upper red interval into Paleocene is not excluded but the lack of garnet in the heavy mineral association typical for the Gosau Paleogene makes it less probable. The uppermost part laying immediately under the Miocene strata was affected by dedolomitization of dolomite clasts.

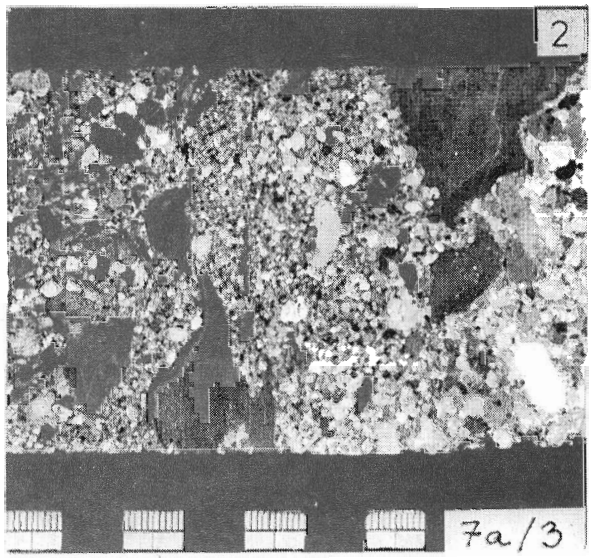
The marine incursion is documented by scarce fauna: gastropods of *Actaeonella* type, small fragments of inocerams, oysters and rudists, miliolids and *Nummofallotia* cf. *cretacea* Schlumberger documented the Senonian age which is obvious also from the palynomorph analyses. The absence of *Globotruncanidae* and *Orbitoididae* shows perhaps to a restriction from the open sea.

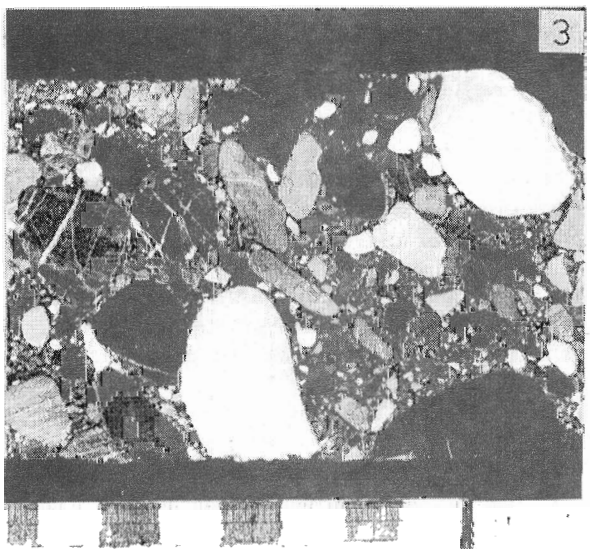
There is not the essential difference between the clast composition of continental and marine intervals. The superposition of alluvial (deltaic) fans proceeding from two or more distribution centers was ascertained. In the lower red interval acid volcanites are dominating and carbonate rocks pebbles are very rare, in the upper one carbonate rocks predominate and acid volcanites are missing.

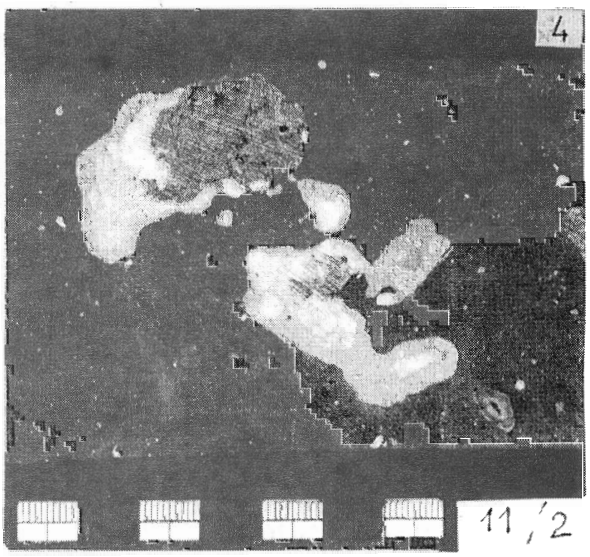
The source area was situated in the Alpine and Carpathian link what makes its interpretation rather difficult. Granitoids, Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments were absent in the source area. The abundance of Wetterstein, Reifling and Gutenstein types among the pebbles, rare dolomites, typical „Gastropodenoolit" of the Lower Triassic as well as Oxfordian clayey radiolarites remind the Silicicum and its East-Alpine equivalent - Juvavicum (perhaps also Tirolicum), the highest East-Alpine nappes. The association of epimetamorphosed rocks and abundant acid volcanites reminds the Paleozoic of Gemericum or of Greywacke Zone. The Greywacke Zone represent the sole of Juvavicum; its last occurences were identified in the basement of the Vienna basin not far from the Slovakian frontier. It means that according to the data published by Wessely (1992), Kysela (1988) and others the transport of clasts from the south southwest to our locality is most probable (Fig. 1). Chrome spinels and serpentine fragments were derived also from the south, as was considered of the ophiolite detritus in the Lower Cretaceous Rossfeld Beds by Faupl and Tollmann (1979), Lower Cretaceous of Gerecse (Sztanó, 1990) and

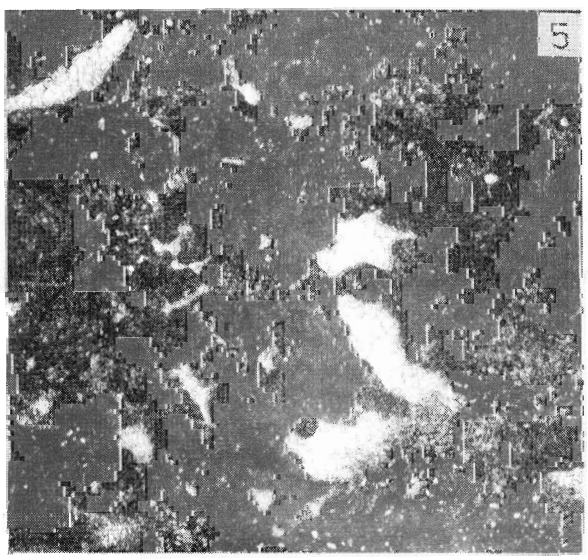
Pl. IV. Fossil remnants from the marine intercalation (grey interval) in the Senonian strata, borehole Gajary Ga-125. 1 - Fragment of an oyster in the fine-grained sandstone, 10/2, x26, 2 - Coquina in the sandstone, cut core, 10/2, natural size,3 - Acteonellid gastropod in the sandstone with abundant chrome spinels, 10/2, x26, 4 - Rudist fragment, 7/1, x20, 5 - Miliolid foraminifer in the coquina sandstone, 10/2, x40, 6 - Nummofallotia cf. cretacea Schlumberger, 10/4, x120, 7 - Coal fragment with circular dehydratation cracks in the spotty marlstone with cross-bedded láminae, 8/1, x13.

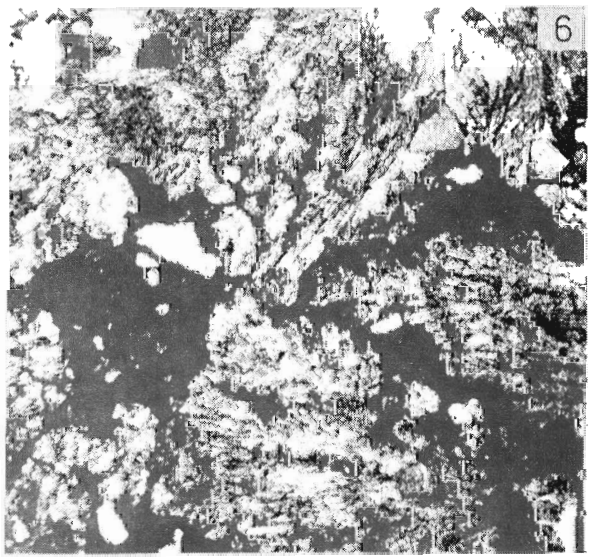

1
10/3


2
7a/3


3


4
11/2


5


6

Neocomian of the Krížna and Choč nappe (Jablonský, 1992). The eventual origin from the Meliata unit which continuation was now discovered in the Eastern Alps, means also a southern source.

The redeposition of pebbles from the Cretaceous conglomerates containing exotic rocks in the Pieniny Klippen Belt could be rejected; only the redeposited autigenic quartz with zonal inclusions could be derived from that northern exotic source according to present data.

Acknowledgements. The author is indebted for the informations yielded by RNDr. Peter Ostrolucký, Nafta Gbely; Doc. RNDr. Jozef Jablonský, CS., Doc. RNDr. Viliam Sitár, CSc., Prof. Ing. František Čech, CSc., RNDr. Roman Aubrecht from the Faculty of Natural Sciences, Bratislava and Dr. Godfrid Wessely, ÖMV Wien.

References

Birkenmajer, K. & Wieser, T. 1990: Exotic rock fragments from Upper Cretaceous deposits near Jaworki, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. polon., 97, 9, 7 - 67 (in Polen with English summary).*

Faupl, P. 1983: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördlichen Kalkalpen, Österreich). *Jb. Geol. Bundesanst., 126, 2, 219 - 244.*

Faupl, P. & Tollmann, A. 1979: Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. *Geol. Rdsch., 68, 1, 93 - 120.*

Hamilton, W., Jiříček, R. & Wessely, G. 1990: The Alpine-Carpathian floor of the Vienna Basin in Austria and ČSSR. *In: Minaříková, D. & Lobitzer, H. (Eds.): „Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia", Wien-Prague, 46 - 56.*

Hudson, J. D. 1962: Pseudo-pleochronic calcite in recrystallized shell limestones. *Geol. Mag., 99, 492 - 500.*

Jablonský, J. 1992: Rossfeld Formation in Krížna and Choč nappes, Western Carpathians (Abstract). *Terra Nova abstr. Suppl., 4, 2, 34.*

Kysela, J. 1988: Reinterpretation of the geological structure of pre-Neogene basement; the Slovak part of the Vienna Basin. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 11, 7 - 51 (in Slovak).*

Mišík, M. 1986a: Fluorite and celestite from the Triassic carbonate rocks in the Vienna Basin basement. *Mineralia slov., 15, 259 - 266.*

Mišík, M. 1986b: Petrographic-microfacial analysis of pebbles and interpretation of sources areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, 405 - 448.*

Mišík, M. 1991: Pebble composition and source areas of Senonian Valchov conglomerates (Brezovské and Čachtické Karpaty Mts.). *Acta geol. geogr., Geol., 47/II, 5 - 35.*

Mišík, M. 1993: Carbonate rhombohedra in nodular cherts: Mesozoic of the West Carpathians. *J. sedim. Petrology, 63, 2, 275 - 281.*

Mišík, M. (in press): Authigenic quartz crystals in the Mesozoic and Paleogene carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath.*

Mišík, M., Jablonský, J., Ožvoldová, L. & Halásová, E. 1991: Distal turbidites with pyroclastic material in Malmian radiolarites of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 6, 341 - 360.*

Mišík, M. & Sýkora, M. 1981: Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín-Einheit. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 7 - 111.*

Pober, E. & Faupl, P. 1988: The chemistry of detrical chromian spinels and its implications from the geodynamic evolution of the Eastern Alps. *Geol. Rdsch., 77, 641 - 670.*

Szentgyörgi, K. 1992: Upper Cretaceous (Senonian) formations of the Tisza Unit. *Acta geol. hung., 287 - 310.*

Sztanó, O. 1990: Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, 431 - 446.

Šimová, M. 1985: Magmatogene Gesteine kretazischer Konglomerate des westlichen Teiles der Klippenzone und Manín-Zone der Westkarpaten. *Západ. Karpaty, Sér. Min. Petr. Geoch. Metal., 10, 9 - 110.*

Wessely, G. 1984: Aufschschluss auf kalkalpine und subalpine Tiefenstrukturen im Untergrund des Wiener Becken. *Erdöl - Erdgas - Z. (Wien), Sonderdruck 100 Jahrg., 9, 285 - 292.*

Wessely, G. 1992: The Calcareous Alps below the Vienna Basin in Austria and their structural and facial development in the Alpine-Carpathian border zone. *Geol. Carpath., 43, 6, 347 - 353.*

Senónske kontinentálne sedimenty s morskou vložkou (gosauský komplex) v podloží slovenskej časti viedenskej panvy (vrt Gajary-125)

Vrtom Gajary Ga-125 sa v podloží neogénu viedenskej panvy v rozmedzí 4437 - 5600 m zistilo pokračovanie glinzendorfskej jamy z územia Rakúska. Jej výplň tvoria senónske uloženiny kontinentálneho vývoja červenej farby, ktoré predeľuje morská vložka (sivý interval). Celý komplex je z klastických hornín, a to od hrubozrnných zlepencov (najväčší obliak zastihnutý jadrom mal viac ako 20 cm) až po bahnovce.

V červených intervaloch chýbajú fosílie. Išlo o prostredie plytkých jazier obklopených výrazným reliéfom, z ktorého sa do nich znášali prívalové aluviálne kužele. Ako ukazujú trhlinky vysychania a segregácia kalcitových konkrécií, občasné vysychanie jazera malo za následok pedogenetické procesy. Pokračovanie vrchného červeného intervalu do paleocénu nie je vylúčené, avšak pre chýbanie granátov v ťažkej frakcii, ktoré dominujú v paleocénnych sedimentoch gosauského typu týchto oblastí, je to málo pravdepodobným. Najvyšší horizont v bezprostrednom podloží miocénu sa vyznačuje dedolomitizáciou dolomitových klastov.

Morskú vložku reprezentuje chudobná fauna: gastropóda typu *Acteonella,* malé úlomky inoceramov, rudíst, ustríc, z foraminifer miliolidá a *Nummofallotia* cf. *cretacea* Schlumberger, dokazujúca senónsky vek, ktorý je zrejmý aj z rozboru palinomorf. Chýbanie globotrunkán a orbitoidov poukazuje na čiastočné oddelenie od otvoreného mora.

V zložení klastov medzi kontinentálnym a morským intervalom nie sú podstatné rozdiely. Možno rekonštruovať superpozíciu aluviálnych (deltových) kužeľov prichádzajúcich z dvoch alebo viacerých centier. V spodnom červenom intervale dominujú obliaky kyslých vulkanitov a karbonatické horniny sú veľmi zriedkavé, vo vrchnom silne prevládajú karbonatické horniny a kyslé vulkanity chýbajú.

Zdrojová oblasť bola na spojnici Álp a Karpát, a preto je

◀ Pl. V. Senonian strata of the borehole Gajary Ga-125. 1 - Fine-grained conglomerate alternating with coarse-grained sandstone, cut core, 10/3, natural size, 2 - Unsorted conglomerate with intraplasts (fragments of semiconsolidated shales deformed during the compaction), 7a/3, 3 - Polymict orthoconglomerate, pressure solution on the contact of pebbles, 9/1, 4 - Segregated nodules with white core rich in calcium carbonate in the red mudstone (pedogenetic concretions), lower red continental interval, 11/2, 5 - Pelitic clasts with dehydratation cracks in the red silstone (lacustrine environment, upper red interval), 5/1 thin section No. 81051, x13, 6 - Arborescent calcite aggregate (sinter) in the red mudstone (lower red continental interval), 11/2, x26.

interpretácia mimoriadne ťažká. V zdrojovej oblasti úplne chýbali granitoidy a vrchnojurské - spodnokriedové súvrstvia. Hojnosť obliakov wettersteinského, reiflinského a gutensteinského typu, zriedkavé dolomity, typický spodnotriasový „Gastropodenoolit" a ílovité rádiolarity oxfordu pripomínajú silicikum a jeho východoalpský ekvivalent - juvavikum (sčasti aj tirolikum), teda najvyššie príkrovy Severných Vápencových Álp. Asociácia epimetamorfovaných hornín a hojné ryolity (kremenné porfýry) pripomínajú paleozoikum gemerika alebo drobovej zóny (Grauwackenzone). Drobová zóna tvorí podošvu juvavika a jej posledné výskyty boli navŕtané blízko slovenských hraníc. Podľa rekonštrukcií podložia viedenskej panvy (Wessely,1992; Kysela,1988, a i.) je teda pravdepodobný transport klastov od J a JZ (obr. 1). Aj chróm-spinelidy a serpentínové úlomky možno odvodzovať od J, ako to pri ofiolitovom detrite spodnej kriedy v rossfeldských vrstvách interpretoval Faupl a Tollmann (1979), Gerecse a Szantó (1990) a krížňanského aj chočského príkrovu (Jablonský, 1992). Prípadný pôvod z bázik a ultrabázik meliatskej jednotky, ktorej pokračovanie sa novšie zistilo aj vo Východných Alpách, by tiež značil južný zdroj.

Redepozíciu obliakov zo zlepencov kriedy bradlového a pribradlového pásma s obsahom exotických hornín možno vylúčiť. Podľa súčasných vedomostí môžu z tohto exotického severného zdroja pochádzať iba redeponované autigénne kremene so zonálne orientovanými inklúziami ílových minerálov.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 311 - 334

Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia

DUŠAN PLAŠIENKA[1], RÓBERT MARSCHALKO[1], JÁN SOTÁK[2], MÁRIA PETERČÁKOVÁ[3] a PAVEL UHER[1]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava
[2]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[3]Jelšová 3, 831 01 Bratislava

(Doručené 20. 4. 1994)

Origin and structural position of Upper Cretaceous sediments in the northern part of the Považský Inovec Mts. Part 1: Lithostratigraphy and sedimentology

The Upper Jurassic - Lower Cretaceous deep-sea pelagic sequence (newly defined Lazy formation) and the Upper Cretaceous flysch complex (newly defined Horné Belice formation) are ranged to the Belice unit which probably represents the detached sedimentary cover of the South Penninic (Vahic) oceanic substratum underthrust southwards beneath the Tatricum. The Belice unit crops out from below the rock complexes of the Tatric Inovec nappe composed of the pre-Alpine crystalline basement and its Permoscythian sedimentary cover. Senonian flysch conglomerates typically contain increasing amount of the clastic material of the Inovec nappe, which indicates gradual convergence of the sedimentary basin and terrigenous sources up to final tectonic overlapping of the former by the latter.

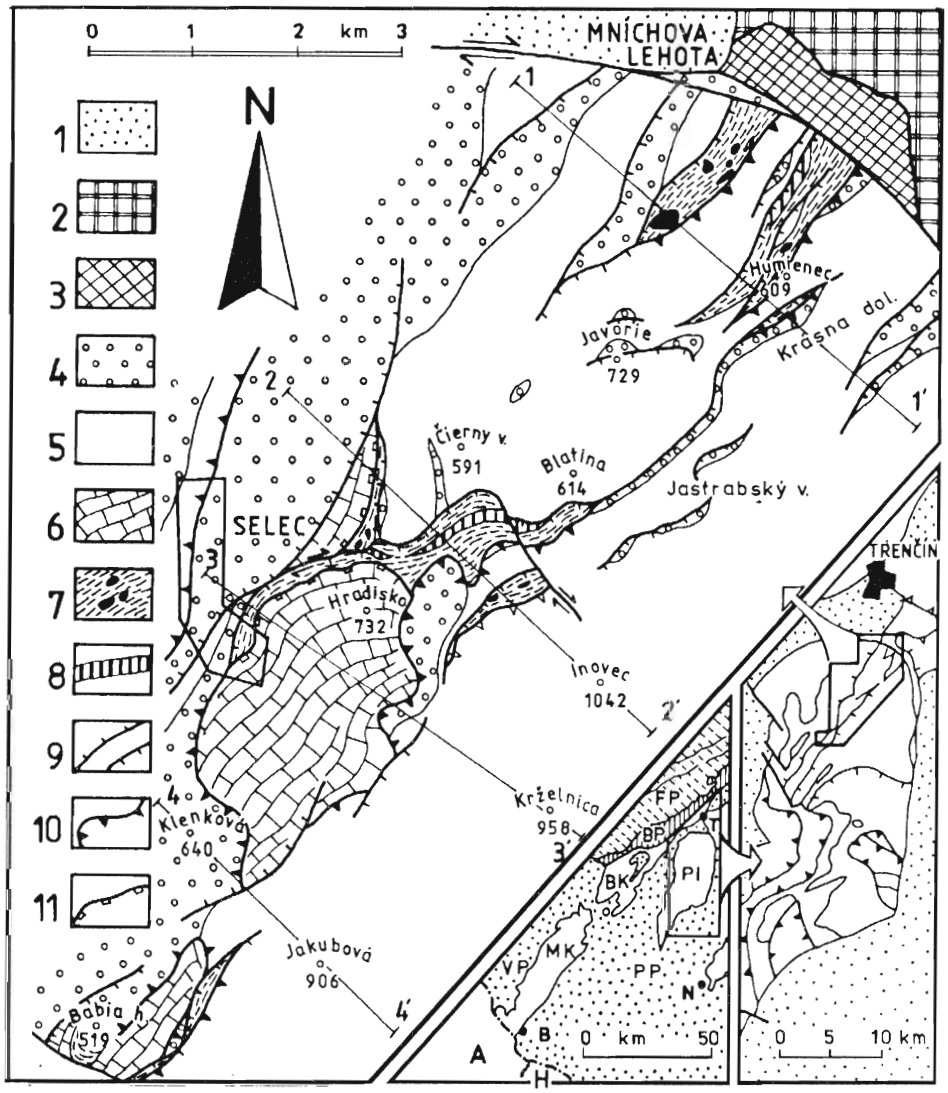
Key words: Central Western Carpathians, Považský Inovec Mts., Penninic - Vahic, Jurassic, Cretaceous, pelagites, flysch

Úvod

Keď roku 1982 Kullmanová a Gašpariková stratigraficky definovali sedimenty deformované spoločne s tatrickým fundamentom severnej časti Považského Inovca ako strednokriedové až vrchnokriedové a zaradili ich do klapskej jednotky, bolo jasné, že táto oblasť pritiahne v ďalších rokoch pozornosť karpatských geológov ako jedno z kľúčových území, na ktorom možno lepšie nazrieť do vzťahu jednotiek tatrika a severnejších zón budovaných sedimentárnymi komplexmi bradlového a pribradlového pásma. Tatrikum sa tradične chápe ako „mediteránna" (vrchnoturónska) jednotka, a to podľa najmladších členov strednokriedového flyšového porubského súvrstvia jeho mezozoického obalu (spodný turón vo Vysokých Tatrách a vo Veľkej Fatre, Cúlová a Andrusov, 1964; Bujnovský a Polák, 1985) v podloží subtatranských príkrovov a naopak najstarších spodnosenónskych (koňak brezovskej skupiny, napr. Salaj a Priechodská, 1987) sedimentov na chrbte týchto príkrovov. V tejto koncepcii však tatrikum fungovalo ako subautochtónny element a jeho severná hrana sa chápala ako „laramská" násunová alebo prešmyková štruktúra (Andrusov, 1968), ale rozsah vrchnokriedového skrátenia v samom tatriku sa kvalifikoval ako zanedbateľný. Aj keď sa neskôr prijala predstava o celkovej alochtónnosti tatrika, chýbali na to akékoľvek priame dôkazy, akými sú napr. vo Východných Alpách tektonické okná penninika. Chýbali teda informácie o priamom vzťahu tatrika, a najmä jeho fundamentu k strednokriedovým a vrchnokriedovým komplexom nahromadeným v jeho predpolí v pribradlovej zóne, ako aj k tým, ktoré by v alochtonistickej koncepcii mohli vystupovať v jeho podloží.

Zistenie albských a koňackých sedimentov v šupinách uprostred tatrického kryštalinika a ich navrhovaná paralelizácia s komplexmi klapskej jednotky (Kullmanová a Gašpariková, 1982), ktorá je v celom rozsahu rozložená externe od tatrika, bola impulzom na prehodnotenie tradičných predstáv. Ako prvý Maheľ (1986) uvažoval o penninickej (váhickej) proveniencii týchto sedimentov, ale ich štruktúrnu pozíciu uprostred tatrického fundamentu iba naznačil (tektonické okná?, Maheľ, 1988). Odvážnu, avšak geologicky málo podloženú interpretáciu podal Leško et al. (1988). Podľa nich nielen vrchnokriedové sedimenty (nazvané humienecká jednotka a opäť porovnávané s klapskou jednotkou), ale aj kryštalinikum a mladšie paleozoikum na S od hrádockej násunovej línie (selecký blok Maheľa, 1986) - tzv. inovecká jednotka a mezozoické (triasovo-jurské) komplexy v okolí Beckova a Selca - tzv. selecká jednotka - patria do karpatského penninika, ktoré tu v dôsledku vrchnomiocénneho výzdvihu považskoinoveckého hrastu o 9 - 12 km oproti okolitým jednotkám tvorí tektonické okno. Vcelku podobný prístup má aj Plašienka et al. (1991) pri interpretácii seizmického rezu 6HR, ktorý prechádza severnou časťou Považského Inovca. Podľa tejto interpretácie tu tatrický fundament tvorí len pomerne tenké (do 5 km) násunové teleso zošupinovatené spolu s podložnými sedimentárnymi komplexmi považovanými za váhický akrečný komplex. Násun severného tatrika na jeho predpolie sa teda akcentoval čoraz dôraznejšie a severná hrana tatrika sa začala chápať ako zóna rozsiahleho skrátenia a pohltenia komplexov rozložených pôvodne externe od tatrika. Ale štruktúrna povaha tohto násunu a jeho časová kontrola zostávali aj naďalej nejasné.

Cieľom nášho výskumu v severnej časti Považského Inovca bolo získať čo najviac nových údajov o biostratigrafii, litológii, sedimentológii a zdrojových oblastiach -



Obr. 1. Schematická geologická mapa študovanej oblasti a jej pozícia v severnej časti Považského Inovca. 1 - neogénne sedimenty, 2 - chočský príkrov, 3 - manínska jednotka, 4 - kálnická skupina, permoskýtske klastiká, 5 - kryštalinický fundament (4 - 5 - inovecký príkrov tatrika), 6 - strednotriasové karbonáty kryhy Hradiska, 7 - hornobelické súvrstvie s olistolitmi (senón), 8 - lazianske súvrstvie (malm - neokóm; 6 - 8 - belická jednotka váhika), 9 - prešmykové zlomy, 10 - násunové zlomy, 11 - bazálna plocha kryhy Hradiska.

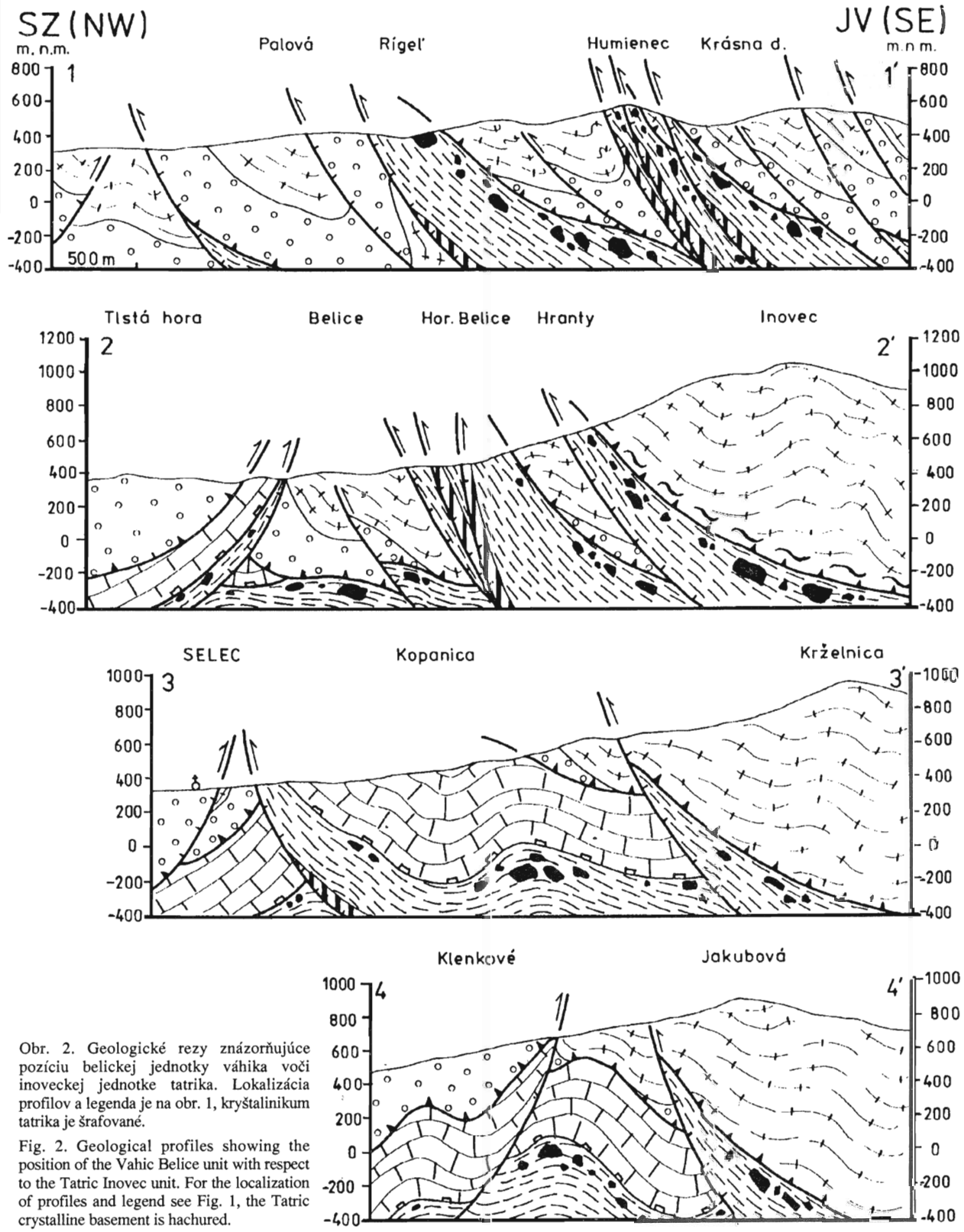
Fig. 1. Geological sketch-map of the studied area and its position in the northern part of the Považský Inovec Mts. 1 - Neogene sediments, 2 - Triassic carbonates of the Choč nappe, 3 - Jurassic and Lower Cretaceous sediments of the Manín unit, 4 - Permoscythian clastics (Kálnica group), 5 - crystalline basement (4 - 5 - Tatricum, Inovec nappe), 6 - Middle Triassic carbonates of the Hradisko olistoplaka, 7 - Horné Belice formation with olistolites (Senonian), 8 - Lazy formation (Late Jurassic - Early Cretaceous; 6 - 8 Vahicum, Belice unit), 9 - reverse faults, 10 - overthrust faults, 11 - basal plane of the Hradisko olistoplaka. B. - Bratislava, N - Nitra, VP - Vienna basin, PP - Danube basin, MK - Malé Karpaty Mts., BK - Brezovské Karpaty Mts., PI - Považský Inovec Mts., BP - Klippen belt, FP - Flysch belt.

teda o genéze predpokladaných strednokriedových a vrchnokriedových sedimentov, ako aj starších členov inkorporovaných do sledu ako tektonické šupiny alebo olistolity. Paleotektonická rekonštrukcia a tektonická interpretácia stavby opretá o podrobné geologické mapovanie v mierke 1:10 000 a o mezoštruktúrnu analýzu bude predmetom druhej časti tejto práce.

Geologické postavenie

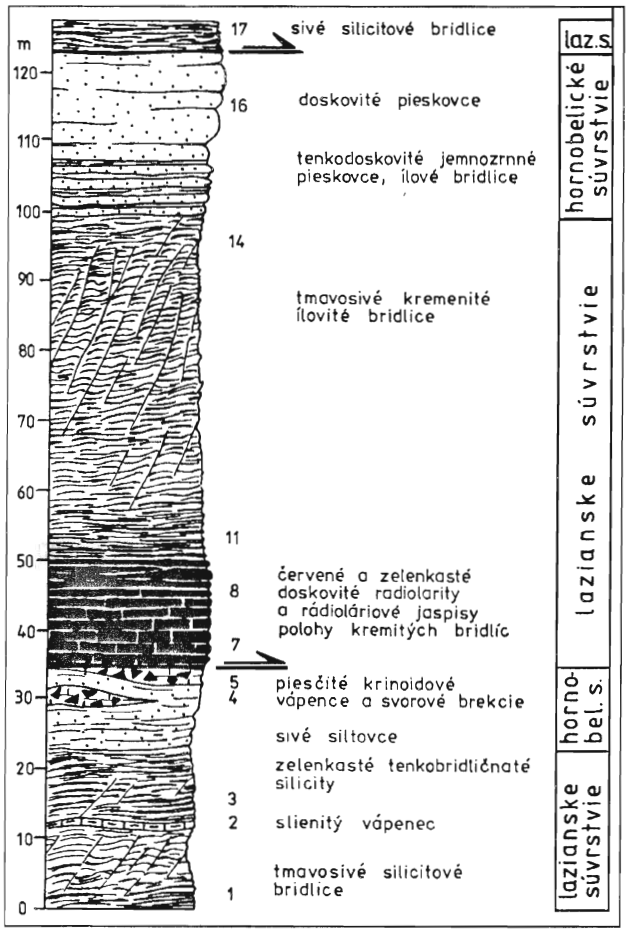
Už z pohľadu na geologickú mapu územia (obr. 1) je zrejmé, že študované horniny vystupujú v úzkych štruktúrach v zóne s extrémne zložitou šupinovitou stavbou, na ktorej sa zúčastňujú komplexy predalpínskeho kryštalinika, mladopaleozoické súvrstvia tvoriace sedimentárny pokryv tohto kryštalinika a mezozoické komplexy, ale tie predstavujú len fragmenty sledu s ťažko preukazovateľnou vzájomnou súvislosťou a príslušnosťou k určitým tektonickým jednotkám. Neistota prakticky panuje pri všetkých členoch sedimentárnych komplexov: podľa Vozárovej a Vozára (1988) časť mladopaleozoických súvrství patrí do chočského príkrovu, a nie do tatrika, ako predpokladá Kamenický (in Maheľ et al., 1967), Štimmel et al. (1984) a Putiš (1986); mezozoické (triasové) komplexy v okolí Beckova a Krivosúdu-Bodovky patria do tatrika (Maheľ in Maheľ et al., 1967), seleckej jednotky do penninika (Leško et al., 1988) alebo do krížňanskej jednotky (Maheľ, 1986). Dnes dokázané vrchnokriedové sedimenty pokladal Maheľ (in Maheľ et al., 1967) za réticko-spodnoliasové a porovnával ich s tomanovskými vrstvami Vysokých Tatier. Bodový výskyt červeného krinoidového vápenca s bajeckou makrofaunou na vrchu Humienec slúžil najskôr ako podklad na zaradenie obalovej tatrickej (beckovskej) sukcesie severného Inovca medzi plytkovodné tatranské typy (Maheľ, 1974), len neskôr sa uvažovalo, že ide o olistolit - bradlo kosteleckého typu (Maheľ, 1986). Rádiolaritové súvrstvie považovala Kullmanová a Gašparikova (1982) za strednokriedové (albské), ale podľa našich zistení je vrchnojurské až spodnokriedové.

Opierajúc sa o litologicko-stratigrafické poznatky z práce Kullmanovej a Gašparikovej (1982), ktoré sme rozšírili,



Obr. 2. Geologické rezy znázorňujúce pozíciu belickej jednotky váhika voči inoveckej jednotke tatrika. Lokalizácia profilov a legenda je na obr. 1, kryštalinikum tatrika je šrafované.

Fig. 2. Geological profiles showing the position of the Vahic Belice unit with respect to the Tatric Inovec unit. For the localization of profiles and legend see Fig. 1, the Tatric crystalline basement is hachured.



Obr. 3. Litologický profil v zároze lesnej cesty pri horárni Belice ukazujúci šupinovitú stavbu belickej sukcesie.

Fig. 3. Lithological profile showing imbrication structure of the Belice succession. From top to bottom: grey silicitic slates - Lazy fm.; bedded sandstones and shales - Horné Belice fm.; dark-grey siliceous-clayey slates, purple-red and greenish bedded radiolarites, jaspers with siliceous slate intercalations - Lazy fm.; sandy crinoidal limestones and mica-schists breccias, grey aleurites - Horné Belice fm.; greenish schistous silicites, a bed of marly limestone and dark-grey silicitic slates - Lazy fm.

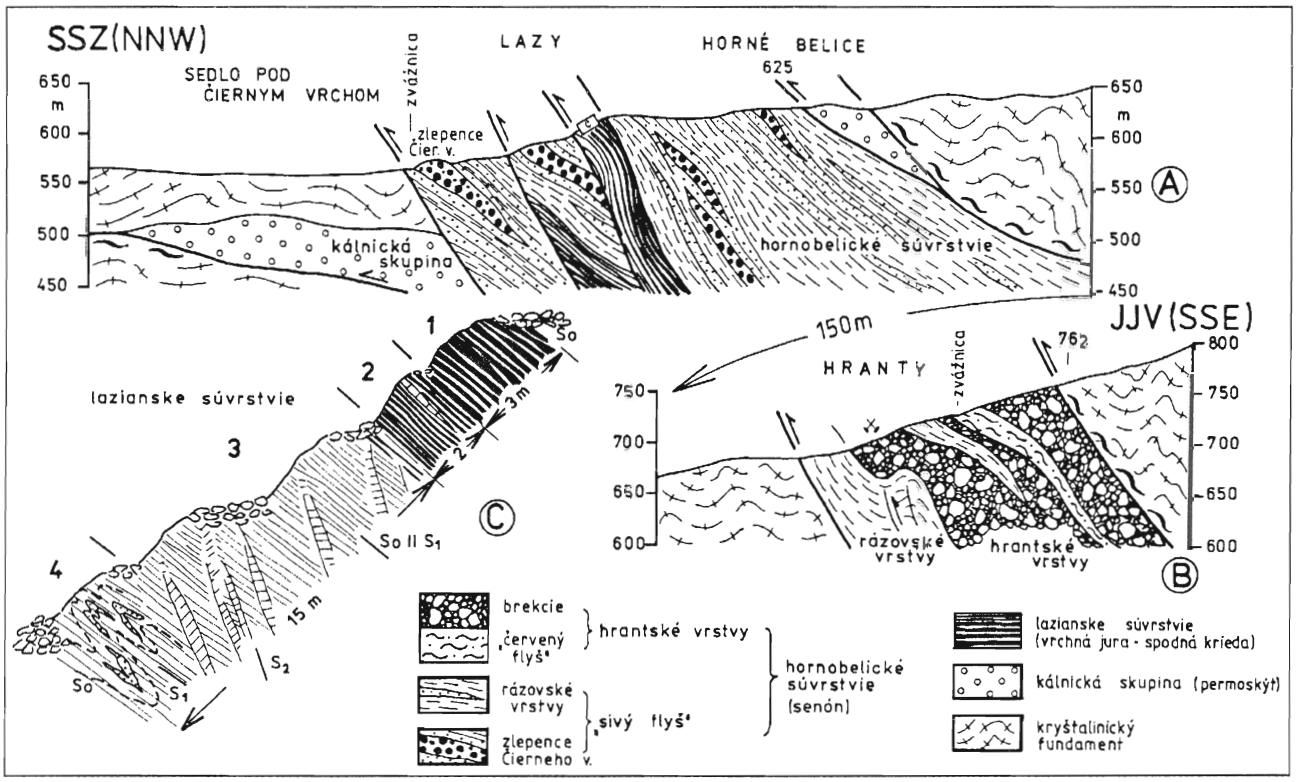
zrevidovali a doplnili o sedimentologické a štruktúrne pozorovania, ako aj o vlastné geologické mapovanie a o regionálnotektonické práce Putiša (1980, 1983, 1986), sme horninové komplexy vystupujúce na študovanom území rozdelili do dvoch základných tektonických jednotiek - inoveckej jednotky tatrika a do belickej sukcesie, pri ktorej uvažujeme o váhickej príslušnosti. Pod váhikom (Maheľ, 1981) chápeme oceánsku paleogeografickú zónu analogickú južnému penniniku Východných Álp a z nej derivované tektonické elementy, ktoré sa však na povrchovej stavbe Západných Karpát zúčastňujú len rudimentárne.

Inovecká jednotka (príkrov) obsahuje najmä predalpínsky kryštalinický fundament budovaný hlavne muskovitickými svormi, ktoré podľa pôvodnej interpretácie Kamenického (in Maheľ et al., 1967) vznikli variskou diaftorézou proterozoického rulovo-migmatitového kryštalinika. Tento názor pôvodne prijal aj Putiš (1983), ale neskôr sa diaftoréza interpretovala len ako retrográdna vetva tej istej variskej metamorfózy (Korikovsky a Putiš, 1986), resp. diaftoréza sa ako proces spochybňuje úplne (Putiš in Krist et al., 1992). Z paleogeografického hľadiska je dôležité, že uvedené svory, vcelku pre tatrický fundament ako celok netypické, sú litologicky pomerne nápadné a možno ich dobre identifikovať ako úlomky a obliaky v klastických súvrstviach mladšieho paleozoika, jury aj kriedy, a tak indikujú blízkosť lokálnych zdrojov v severoinoveckom fundamente.

Mladopaleozoický pokryv tatrického fundamentu inoveckej jednotky má pre tatrikum neobyčajne široký stratigrafický rozsah a značnú hrúbku. Vrchnokarbónske sedimenty (hôrčanská skupina sensu Štimmel et al., 1984, resp. len istvičovské súvrstvie kálnickej skupiny v zmysle Vozárovej a Vozára, 1988, ktorí ho považujú za vrchnostefanské až spodnopermské) vystupujú na Z od študovaného územia v pruhu so zložitou šupinovitou stavbou medzi Kálnicou a Hrádkom. Permské sedimenty budujú hlavne široké pásmo v strednej časti pohoria, na študovanom území sú bezprostredným obalom podložného kryštalinika a tvoria ich bazálne polymiktné brekcie a vyššie pestré prachovcové a ílové bridlice, ako aj arkózové a kremenné pieskovce. Litologicky sú tieto horniny najbližšie chalmovskému súvrstviu kálnickej skupiny (Štimmel et al., 1984; Vozárová a Vozár, 1988), mali by zastupovať spodný perm, avšak nedostatok vyšších permských členov, ktoré budujú mohutné, niekoľko tisíc metrov hrubé súvrstvia (klenkovské, selecké, krivosúdske) ďalej na Z a prítomnosť pomerne čistého kremenného pieskovca naznačuje, že v tejto oblasti sú už permské súvrstvia stratigraficky značne redukované, príp. aj litologicky späté so spodnotriasovými. Preto ich v ďalšom texte označujeme ako „permoskýtske klastiká". V pôvodnej pozícii zrejme predstavovali okrajovú zónu kálnickej panvy.

Horniny stredného triasu až spodnej kriedy (okrem lazianskeho súvrstvia) sú v študovanej oblasti známe iba z druhotných výskytov ako klasty a olistolity vo vrchnokriedovom flyši. Aspoň časť z nich mohla byť derivovaná aj z tatrika. Triasové karbonáty v normálnej sukcesii nad spodnotriasovými kremencami vystupujú až ďalej na Z medzi Kálnicou a Trenčianskymi Stankovcami (selecká sukcesia). Príslušnosť mladších triasových a spodnojurských členov do tatrika, najmä hrubého súvrstvia karpatského keupru pri Krivosúde-Bodovke na sz. okraji pohoria, je však už pochybná (Maheľ, 1986, ich zaraďuje do beckovskej jednotky - čiastkového príkrovu krížňanského systému).

Za tatrické pokladáme aj biodetriticko-piesčité vápence spodnojurského-strednojurského veku vystupujúce na vrchu Humienec. Hoci ide o olistolit vo vrchnokriedových resedimentoch, jeho príslušnosť do tatrika indikuje hojný klastický materiál derivovaný zo svorového kryštalinika, ale najmä z červených permských sedimentov. Rovnaký vápenec sa spolu so svormi a permskými horninami vyskytuje v podobe menších úlomkov na viacerých miestach vo vrchnokriedových brekciách a navyše podobný vápenec vo väčších olistolitoch permoskýtskych hornín niekedy tvorí neptunické žilky. Takéto neptunické dajky sme pozorovali aj v autochtónnej pozícii uprostred permoskýtskych klastík na severných svahoch Jastrabského vrchu. Z toho vyplýva, že strednojur-



Obr. 4. Detailný geologický rez (A - B) šupinami belickej jednotky vystupujúcimi uprostred tatrického fundamentu na severných svahoch Inovca. C - litologický profil lazianskeho súvrstvia: 1 - červené doskovité rádiolarity, 2 - zelenkasté silicity s ojedinelými doskami vápenca, 3 - tmavosivé silicitové bridlice, 4 - tmavé kremité bridlice s laminami pieskovca.

Fig. 4. Detailed geological section (A-B) through imbricates of the Vahic Belice unit and Tatric Inovec units on the northern slopes of the Inovec hill. C - lithological profile of the Lazy pelagic formation: 1 - red radiolarites, 2 - greenish silicites with scarce intercalations of pale limestones, 3 - dark grey silicite slates, 4 - dark siliceous slates with sandy laminae. Legend from the top: breccias + „red flysch" = Hranty beds, Rázová beds + Čierny vrch conglomerates = „grey flysch", all together form the Horné Belice formation; then the Lazy formation, Kálnica group and crystalline basement follow.

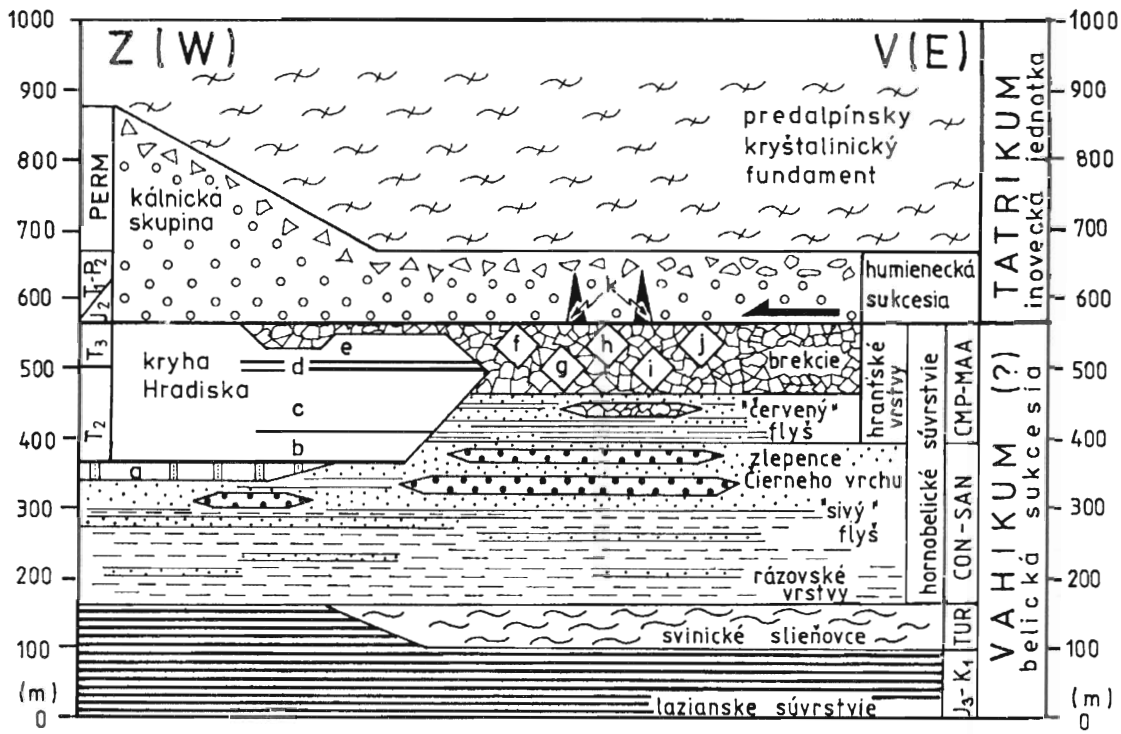
ské vápence sedimentovali priamo na odkrytý predalpínsky fundament a permoskýtsky pokryv, a preto tu chýbajú celé strednotriasové až vrchnotriasové sledy, ktoré boli pravdepodobne oderodované v období spodnojurského riftingu.

Za fragment derivovaný z toho istého, resp. príbuzného sledu pokladáme aj ojedinelý olistolit s obsahom pár m^3 vystupujúci na sv. svahu Hradiska nad horárňou Belice uprostred polymiktných mixtitových brekcií, ktoré sú zrejme vrchnokriedového veku. Olistolit je zo sivých celistvých vápencov s hrubým kremenným detritom a s početnými klastmi muskovitických svorov až do veľkosti päste. Vápence obsahujú hojný mikroplanktón zastúpený kalpionelidmi, globochétami, rádiolériami a úlomkami aptychov. Asociácie kalpionelidov zahŕňajú druhy z okruhu zóny *Calpionella alpina*, ktoré datujú vek vápencov na spodný berias. Mikroklastickou súčasťou vápencov sú aj úlomky starších kalpionelových vápencov so sakokómami. Základná hmota vápencov je preplnená drobnými lištovitými kryštálikmi autigénneho plagioklasu (tab. IV-3). Ide o pelagické vápence, ktoré však sedimentovali v blízkosti tektonicky aktívnej, zrejme extenznej zlomovej zóny, ktorá odkryla tatrický inovecký fundament a poskytla klastický materiál pre seizmicky generované gravitačné prúdy a tie zasiahli až do batyálnej hĺbky pelagickej zóny priľahlej panvy.

Napriek rudimentárnemu zachovaniu sa domnievame, že tento sled predstavuje fragmenty pôvodného sedimentárneho pokryvu tatrického fundamentu v sv. časti Považského Inovca, ktorý označujeme ako *humienecká sukcesia*. Jej sedimentačný priestor bol v jure a v spodnej kriede celkove elevačnou, prahovou zónou, ktorá v istých obdobiach (hlavne v spodnom liase, keď bola oderodovaná podstatná časť triasových komplexov), resp. v určitých svojich častiach bola subaerická, a tak predstavovala skôr oblasť erózie ako akumulácie sedimentov. Jurské aj spodnokriedové vápence s hruboklastickým terigénnym materiálom pripomínajú vápence vyskytujúce sa ako polohy v polymiktných brekciách Somára borinskej skupiny Malých Karpát (Plašienka, 1987), ktoré sú hlavne jurského veku.

Ako problematická sa ukazuje príslušnosť rozsiahleho telesa strednotriasových karbonátov pri Selci. Tvorí ho gutensteinské súvrstvie (vápence a dolomity), a hlavne súvrstvie svetlých doskovitých, miestami biodetritických vápencov (100 - 300 m), vo vrchnej časti s polohou tmavých (reingrabenských?) bridlíc a v nadloží s doskovitými dolomitmi. Litologický charakter tohto komplexu je bližší krížňanskej (vysockej) jednotke ako známym tatrickým triasovým sledom.

Študované vrchnojurské až vrchnokriedové súvrstvia



Obr. 5. Skica rozloženia litostratigrafických a tektonických jednotiek sv. časti Považského Inovca. a - brekcie triasových karbonátov s klastickými žilami pieskovcov, b - gutensteinské súvrstvie, c - vysocké súvrstvie, d - reingrabenské bridlice, e - dolomity, f - j - olistolity kryštalinického fundamentu, permoskýtskych klastík, triasových karbonátov, jurských piesčitých vápencov a bázických vulkanitov, k - neptunické dajky vápencov.

Fig. 5. Schematic presentation of the lithostratigraphical and tectonic units of the northeastern part of the Považský Inovec Mts.

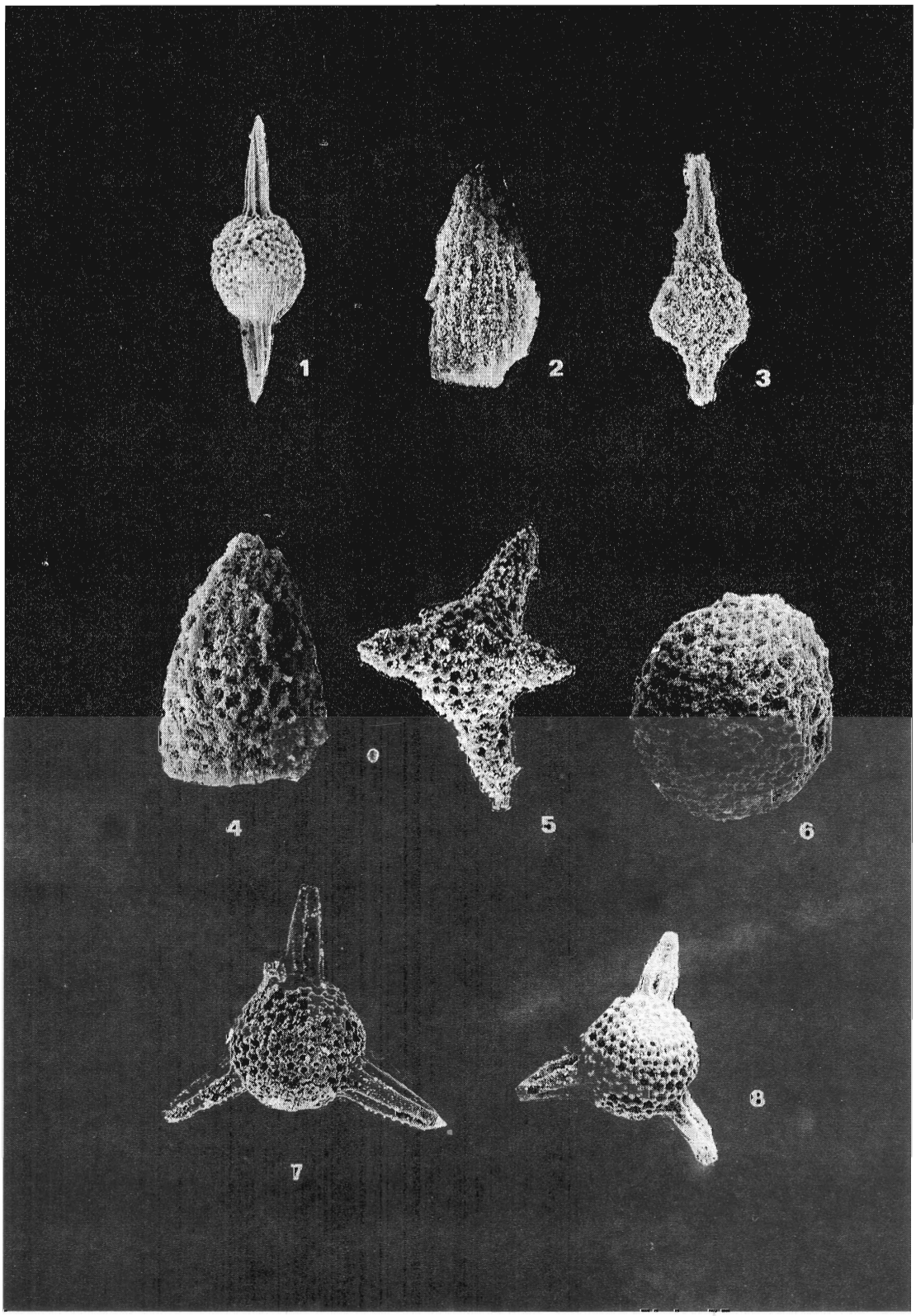
zaraďujeme do osobitnej *belickej sukcesie*, ktorá je zároveň aj samostatnou štruktúrno-tektonickou jednotkou (belická jednotka s afinitou k južnému penniniku) so subautochtónnou pozíciou voči tatrickým komplexom. Ale jednotlivé litologicky a sedimentologicky, čiastočne aj biostratigraficky definovateľné členy tejto sukcesie tvoria viac-menej samostatné telesá väčšinou s tektonickým obmedzením, a preto nemusia nevyhnutne reprezentovať pôvodne kontinuitný sled (obr. 2, 3, 4). V belickej sukcesii sme pri terénnych prácach vyčlenili päť litologických celkov a v ďalšej kapitole ich definujeme ako formálne oblastné litostratigrafické jednotky (obr. 5). Fragmenty týchto súvrství sú spolu s olistolitmi a šupinami tatrických hornín a s telesami bázických vulkanitov neznámeho veku (perm?, jura - krieda?) a pôvodu (oceánska kôra váhika?) nahromadené v zónach s imbrikovanou až chaotickou stavbou, ktoré pri všetkej opatrnosti pripomínajú niektoré alpské násunové melanže (zóna Arosa, resp. Matrei). Ale chýbajú tu typické ofiolitové elementy, najmä ultrabazity.

Stratigrafia a sedimentológia belickej sukcesie

Pod termínom „belická sukcesia" chápeme neformálnu litotektonickú jednotku, ktorá zahŕňa súvrstvia vystupujúce uprostred tatrického kryštalinika a obalových, hlavne permoskýtskych sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Túto sukcesiu nemožno pokladať za tatrickú, ale je pravdepodobne fragmentom oceánskej penninickej, resp. váhickej domény rozloženej pôvodne externe od tatrika. Kartograficky v nej možno vyčleniť niekoľko oblastných litostratigrafických jednotiek, z ktorých za základné považujeme vrchnojurské až spodnokriedové (?) silicitové lazianske súvrstvie a vrchnokriedové flyšové hornobelické súvrstvie. Šupina sedimentov označených ako svinické slieňovce má pravdepodobne samostatné štruktúrne postavenie.

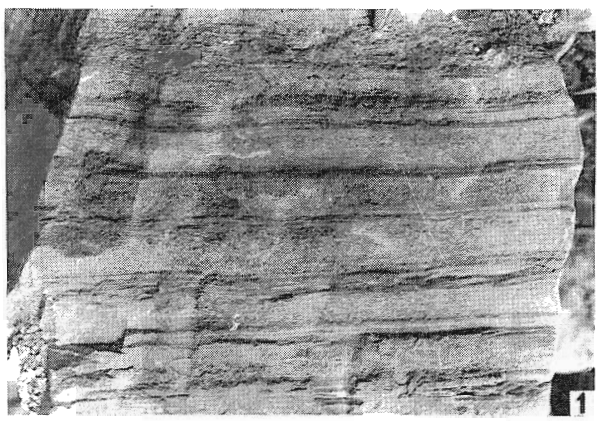
Lazianske súvrstvie

Ako lazianske súvrstvie označujeme pelagickú sekvenciu belickej sukcesie veku vrchná jura, pravdepodobne až spodná krieda. Vzhľadom na predpokladaný stratigrafický rozsah jej výrazným znakom je relatívne malá hrúbka (max. 50 m), čo vychodí zo sedimentácie pod úrovňou CCD, ako aj z minimálneho prínosu terigénneho materiálu. Pestré rádiolarity vrchnej jury lazianskeho súvrstvia možno litologicky porovnať s čajakovským súvrstvím bradlového pásma alebo s ruhpoldinským Východných Álp; ojedinelé dosky pelagického vápenca najvyššej jury a najspodnejšej kriedy pripomínajú kalpionelové alebo aptychové vápence; tmavé silicitové bridlice spodnej až strednej kriedy (?) majú snáď čiastočný analóg v súvrstviach Palombini shale a Lavagna shale západoalpského penninika a ligurských sukcesií (napr. Weissert a Bernoulli, 1985). Lazianske súvrstvie však

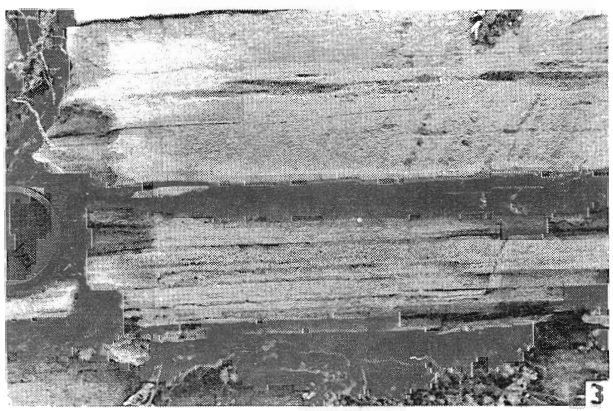


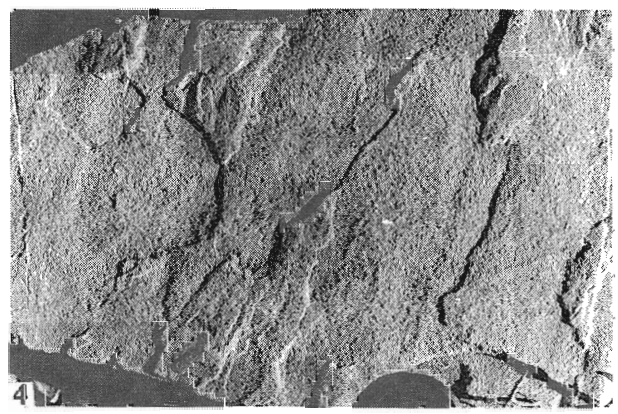
Tab. I. Rádioláriá získané separovaním z červených rádiolaritov lazianskeho súvrstvia v profile Lazy (obr. 4). 1 - *Archaeospongoprunum imlay* Pessagno, 220x, 2 - *Archaeodictyomitra* sp., 190x, 3 - *Podobursa* cf. *helvetica* (Rüst), 140x, 4 - *Pseudodictyomitrella sp.*, 180x, 5 - *Podocapsa amphitreptera* Foreman, 140x, 6 - *Tricolocapsa* cf. *conexa* Matsuoka, 160x, 7 - *Triactoma blakei* (Pessagno), 120x, 8 - *Triactoma blakei* (Pessagno), 100x.

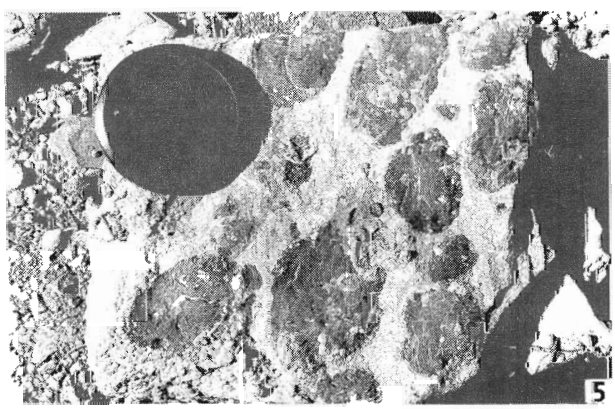
Pl. I. Radiolarians from red cherts of the Lazy formation.

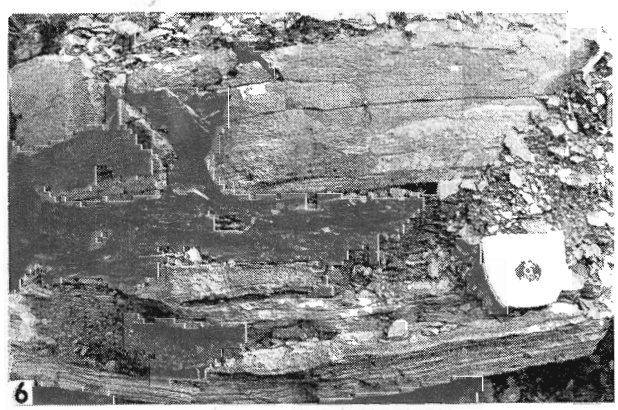

1

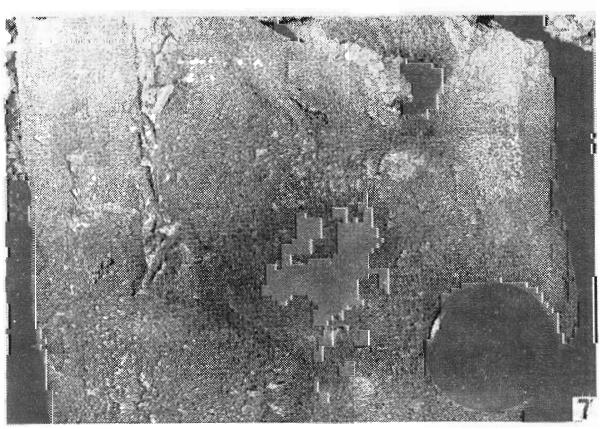
2

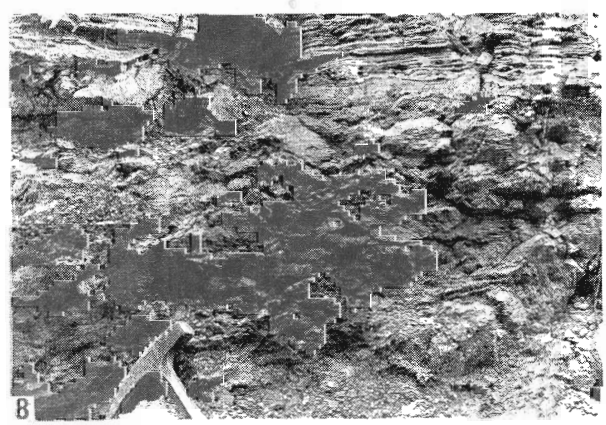

3


4


5


6


7


8

tvorí koherentný litologický celok, od súvekých sedimentov iných jednotiek Západných Karpát sa výrazne odlišuje, a preto pokladáme za účelné definovať ho ako novú formálnu litostratigrafickú jednotku.

Súvrstvie tmavých kremenitých bridlíc a višňovočervených doskovitých, zriedkavejšie tenkobridličnatých zelenkastých rádiolaritov vystupuje v tektonicky obmedzených šupinách a šošovkách v pruhu od horárne Belice cez hrebeň Čierneho vrchu po hrebeň Blatiny a po prerušení na sz. svahoch Humienca (obr. 1, 2). Maximálna hrúbka šupín je okolo 50 m a dĺžka až 1,5 km. Súvrstvie sme detailne študovali v profiloch v zárezе lesnej cesty pri horárni Belice (obr. 3) a na hrebeni Čierneho vrchu medzi kótou 553 a 625 (lokalita Lazy, obr. 4C), od ktorej je odvodený aj názov jednotky. Ďalšia lokalita je nad Mníchovou Lehotou na hrebeni asi 800 m na S od kóty Humienec (tab. III-5).

Profil Belice

Interval rádiolaritov a rádioláriových jaspisov tu vystupuje uprostred súvrstvia sivých, zelenkastých a tmavosivých bridličnatých silicitov a flyšových sedimentov (obr. 3). Silicity tvorí kryptokryštalická kremitá hmota silne znečistená bitúmenmi, Fe hydroxidmi a prímesou ílových minerálov. V základnej hmote sa vyskytujú fantómy po sférických schránkach rádiolárií.

Rádiolarity majú červené alebo zelenkasté sfarbenie a ich striedanie odráža fluktuáciu oxidačných a redukčných podmienok pri sedimentácii (Grunau, 1964), alebo postdepozičnú redukciu hematitu v zelenkastých varietách (McBride a Folk, 1979). V rádiolaritoch pozorovať jemné striedanie fertilných a sterilných lamín, čo poukazuje na vytrieďovanie schránok rádiolárií pridnovými prúdmi. Schránky rádiolárií vypĺňa mikrokryštalický chalcedón. Z morfologických typov rádiolárií sa vo výbrusoch pozorovali takmer výhradne diskovité a oválne formy. Kónické schránky sme nezistili.

Na rozhraní (pravdepodobne tektonickom, obr. 3) rádiolaritov so spodným intervalom bridličnatých silicitov sa vyskytli polohy alodapického krinoidového vápenca. Sú to piesčité biosparudity tvorené krinoidovými článkami, kremenným detritom (polykryštalické zrná z metamorfitov), úlomkami rádiolaritov a celkom výnimočne aj schránkami nodosáriových foraminifer (*Lenticulina* sp.). Piesčitý vápenec prechádza až do hrubozrnných svorových brekcií a zrejme už patrí do vrchnokriedového hornobelického súvrstvia.

Na súvrstvie tmavých bridličnatých silicitov a rádiolaritov nasadá sekvencia tenkodoskovitého pieskovca s vložkami hodvábne lesklých bridlíc v spodnej časti. Pieskovec je jemnozrnný (Mz = 0,18 mm), dobre vytriedený a vápnitý. Môže ísť o tektonickú šupinu vklinenú do silicitového súvrstvia alebo o normálny stratigrafický styk lazianskeho a hornobelického flyšového súvrstvia (obr. 3).

V závere profilu znovu vystupujú tmavosivé tenkobridličnaté silicity. Oproti podobným zo spodnej časti profilu ich mikroskopický charakter obohacujú dosť početné fosfatizované rybie zúbky.

Profil Lazy

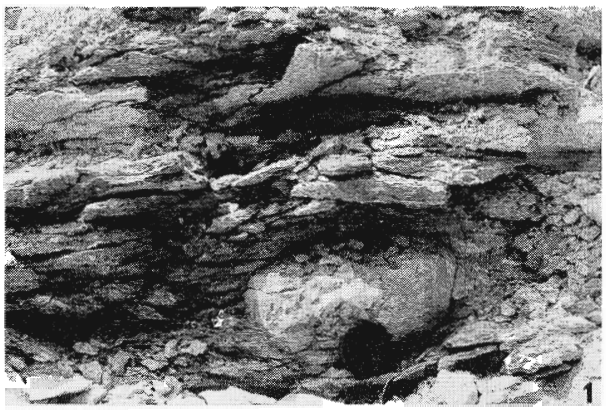
Profil Lazy (obr. 4C) sa začína súborom tenkobridličnatých silicitov, ktoré sú v spodnej časti čiernosivé a vo vrchnej zelenkastosivé (tab. III-7). Plochy vrstvovej bridličnatosti sú hodvábne lesklé. Na rezných plochách majú silicity niekedy šmuhovitú textúru pripomínajúcu bioturbácie. Tvorí ich veľmi jemnozrnná kremenitá hmota silne pigmentovaná bitúmenmi. Vo výbrusoch sme zaznamenali prierezy drobných planktonických foraminifer pripomínajúcich kriedové hedbergelidné formy. Podobné prierezy zobrazila už Kullmanová a Gašpariková (1982), zaradili ich medzi kriedové foraminifery *Hedbergella* sp., *Thalmanninella* sp. a i. a na tomto základe pokladali celé radiolaritové súvrstvie za albské. Zelenkasté silicity vo vyššej časti profilu obsahujú početné syngenetické (preddeformačné) pyritové zrnká.

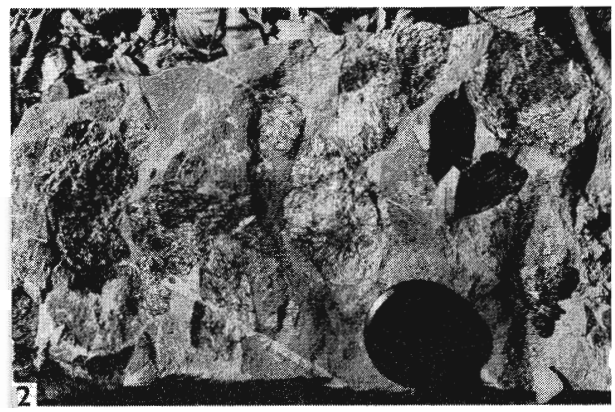
Rádiolarity v najvyššej časti profilu, ktorý je však, zrejme prevrátený, sú višňovočervené a majú sklovitý lesk. Sú doskovité až tenkodoskovité (3 - 7 cm) a miestami sú v nich vložky pevných črepinovito rozpadavých bridlíc (ribbon radiolarites, tab. III-6). Rádiolarity tvorí temer amorfná kremenná, resp. chalcedónová hmota, v ktorej sa nejasne črtajú sférické a lúčovité formy rádiolárií. Ich schránky sú deformované a vypĺňa ich číry mikrokryštalický chalcedón. Rádiolarity prestupuje systém vláskovitých kremenných žiliek zakladaných na synerézných puklinkách a epigenetických žiliek vyplnených drúzovitým kremeňom.

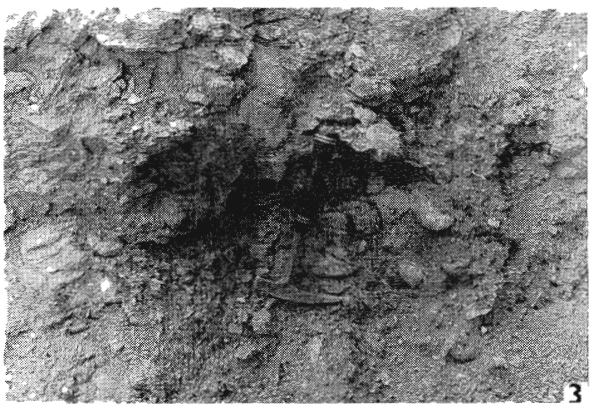
Rozpúšťaním troch vzoriek v kyseline fluorovodíkovej sa nám podarilo z profilu Lazy získať síce zle zachované,

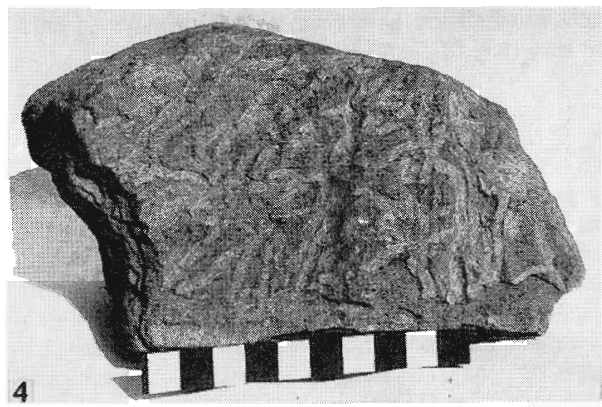
Tab. II. Sedimentárne textúry „červeného flyšu" hrantských vrstiev hornobelického súvrstvia (vrchný senón). Lok. Hranty, zárez lesnej zvážnice pod kótou 762 na hrebeni asi 1 km na SSZ od vrcholu Inovca. 1 - tenké gradačné turbidity (typ gradácie hrubého konca) s ostrou bázou, vrchná časť pozvoľne prechádza cez laminovanú pasáž do červeného ílovca. Hrúbka vrstiev 3 - 11 cm, výška vzorky 35 cm; 2 - prúdovočerinová laminácia naložená na rovnú paralelnú lamináciu. Na plochách rovných lamín sú drobné ílovcové klasty; 3 - rovná plochá laminácia s inverznou gradáciou zŕn ovplyvňujúca rozpad horniny; 4 - prúdová lineácia na odlučných plochách lamín spôsobená prednostnou orientáciou dlhých osí pieskových zŕn; 5 - prednostná orientácia dlhých osí (A) plochých ílovcových intraklastov na vrstvovej ploche; 6 - postupný prechod cez laminovanú pasáž do štruktúrne čistého ílovca (interval e') predstavuje zánik jedného prúdu; 7 - ichnofosílie; *Zoophycus* sp. - plochá, 10 cm široká kruhovitá stopa so stredovým kanálikom a ľavotočivými dráhami, ktoré sa špirálovite rozširujú do viacerých hladín. Vybiehajúci lalok má po okraji 2 mm hrubú rúrku; *Rhabdoglyph* sp. - rovná, 1 cm hrubá sploštená rúrka s pravidelným postranným nadurovaním. Spodná plocha turbiditu; 8 - netriedená brekcia so zle opracovanými úlomkami svorov, permoskýtskych klastík a mezozoických karbonátov a s intraklastmi ílovcov obklopená pieskovcovým matrixom. Zdvihovú silu klastov a olistolitov obstarával kohezívny matrix - zmes vody, piesku a sotva 5 % ílu v hustom jadre toku, tzv. zátke. Brekcia náhle prechádza do rovných laminovaných pieskovcov, na prechode sú šošovky brekcií „obtekané" laminami pieskovca. Povrch vrstvy je rovno aj prúdovočerinovo laminovaný.

Pl. II. Sedimentary structures and ichnofossils of the „red flysch" sequence of the Hranty beds, Horné Belice fm.

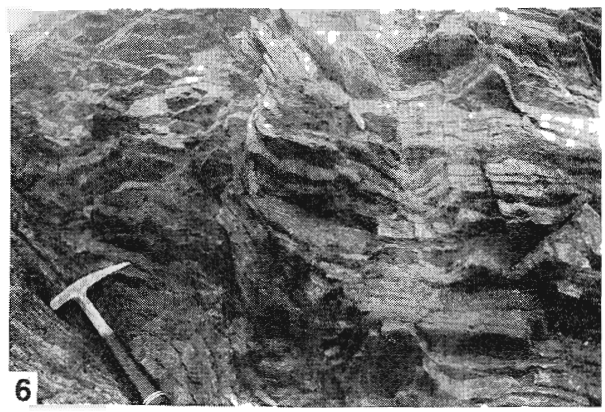

1

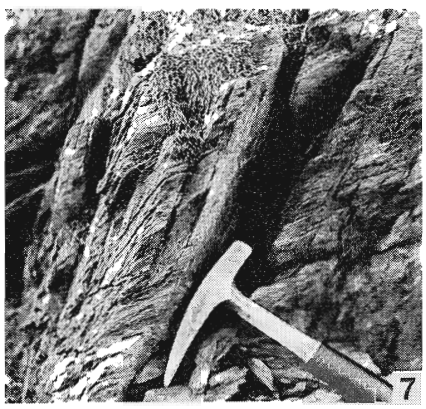

2

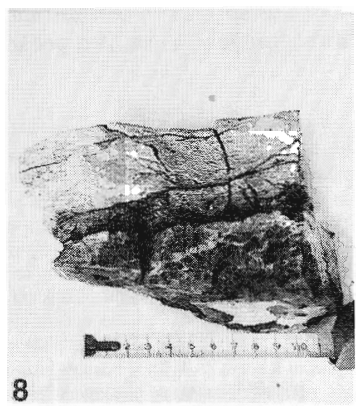

3


4

5


6


7


8

9

ale rodovo, resp. druhovo určiteľné rádiolárià (tab. I). Identifikovali sme nasledujúce taxóny: *Archaeospongoprunum imlay* Pessagno, *Archaedictyomitra* sp., *Emiluvia* sp., *Hsuum* sp., *Mirifusus* sp., *Paronaella* sp., *Podobursa* cf. *helvetica* (Rust), *Pseudodictyomitrella* sp., *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Triactoma blakei* (Pessagno), *Tricolocapsa* cf. *conexa* Matsuoka, *Triactoma* sp. Prítomnosť druhu *Podocapsa amphitreptera* Foreman potvrdzuje, že táto asociácia nie je staršia ako vrchný oxford. Stratigrafické rozpätie uvedeného kľúčového druhu siaha až do spodného beriasu (Baumgartner, 1984, 1987). Keďže ostatné rody a druhy nie sú stratigraficky signifikantné, jeho rozpätie od vrchného oxfordu po spodný berias určuje aj stratigrafický rozsah celej asociácie.

V sutine sa našli aj uvoľnené kusy zelenkastých rádiolaritov prekladaných tenkými doskami (1 - 5 cm) svetlosivého a béžového celistvého vápenca s výraznou bielou patinou (tab. III-8). Vo všetkých výbrusoch slabo rekryštalizovaných mikritových, resp. mikrosparitových pelagických vápencov možno pozorovať zvyšky globochét, kalpionelidov a zriedkavo aj aptychov. Niekoľko prierezov kalpionelidov patrí malým formám druhu *Calpionella alpina* Lombard. Aj asociovanie kalpionelových vápencov s rádiolaritmi je jednou z osobitostí belickej sukcesie, pretože zasahovanie horizontu rádiolaritov do zóny hyalinných kalpionelidov, v našom prípade azda až do spodného beriasu, nie je zo Západných Karpát doteraz známe (porov. Ožvoldová, 1988, 1991, a i.).

Rádiolarity v oblasti Čierneho vrchu sú, okrem vzácnych polôh pelagického vápenca, typickými sedimentmi uloženými pod CCD. Sú celkom nevápnité a asociujú s tmavými kremitými bridlicami, ktoré zodpovedajú hlbokovodným sapropelovým silicitom.

V najspodnejšej časti profilu Lazy (obr. 4C) možno v tmavých bioturbovaných silicitových bridliciach pozorovať deformované laminy strednozrnného piesčitého materiálu s veľkými šupinami muskovitu, ktoré naznačujú prechod do flyšového hornobelického súvrstvia. Aj to indikuje, že vrstvový sled v profile je obrátený a pestré rádiolarity sú najspodnejším a najstarším členom súvrstvia.

Svinické slieňovce

Názov je odvodený z lokality Svinica na severných svahoch Humienca pri Mníchovej Lehote, kde sa v zárezе lesnej cesty a vo vývratoch v lese nachádza aj stratotypová lokalita. Svinické slieňovce sa od starších sedimentov lazianskeho súvrstvia odlišujú vysokým obsahom kalcitu a pestrými farbami a od mladších hornobelického súvrstvia zase neprítomnosťou terigénneho materiálu. Fragmentárny výskyt, metamorfóza nízkych stupňov a iba vzácne mikrofosílie ich nateraz nedovoľujú bližšie korelovať s výskytmi podobných sedimentov v bradlovom pásme na strednom Považí (púchovské sliene).

Svinické slieňovce vystupujú len v jednej veľkej (asi 50 x 300 m) a v niekoľkých menších šošovkách uprostred senónskeho flyšu na severných svahoch Humienca (cf. Soták et al., 1993; obr. 2). Sú to pestré slieňovce typu „couches rouges" - fialovočervené, ružové a sivozelené, výrazne metamorfované, zbridličnatené a deformované, prestúpené hustou sieťou často hrubých žiliek krémovobieleho kalcitu (tab. IV-4). Obsahujú planktonické foraminifery *Thalmanninella reicheli* (Gandolfi), *Rotalipora* sp., *Praeglobotruncana* sp. a iné (tab. V-8). Asociácie rotalipor a preglobotrunkán poukazujú na turónsky vek slieňovcov (takýto vek preukazovalo aj spoločenstvo voľných foraminifer získaných z Humienca, ústna informácia Kullmanovej).

Hornobelické súvrstvie

Pre vrchnokriedové flyšové sedimenty v severnej časti Považského Inovca navrhujeme novú oblastnú litostratigrafickú jednotku „hornobelické súvrstvie". Názov je odvodený z lokality Horné Belice, asi 1 km na V od poľovníckej chaty Belice na severných svahoch vrchu Hradisko, na V od obce Selec (obr. 1, 2, 4). Tam sa nachádza aj stratotyp súvrstvia, druhý je na sv. svahoch vrchu Humienec na hlavnom hrebeni Považského Inovca na J od Mníchovej Lehoty (obr. 1). Keďže súvrstvie tvoria tri litostratigrafické členy, ktorých vzájomné vzťahy v komplikovanej šupinovitej zóne ťažko sledovať, uvádzame typové profily len pri definícii jednotiek nižšieho rádu.

Hornobelické súvrstvie zahŕňa vrchnokriedový sedimentačný cyklus rudimentárne zachovanej belickej sukcesie, ktoré svojou litologickou náplňou, genetickými znakmi a tektonickým postavením je v priestore Západných Karpát unikátnym a nemožno ho porovnávať ani s komplexmi klapskej jednotky, ako to urobila Kullmanová a Gašparíková (1982) a Leško et al. (1986). Jeho povrchové rozšírenie je obmedzené na prerušované, zložité antiformné šupinové pásmo od Prostrednej doliny na V od Kálnice po Mníchovu Lehotu (obr. 2; pozri aj Plašienka a Marko, 1993) v severnej časti kryštalického jadra Považského Inovca (selecký blok). Určitú analógiu by mohlo mať aj v najjužnejšom cípe Inovca pri Hlohovci

◀ Tab. III. Obr. 1 - 4 to isté ako tab. II: 1 - blok vápenca zdvihaný k vrchu vrstvy silou disperzného tlaku zŕn v sutinovom toku. Stlačenie a „obtekanie" okolitého sedimentu spôsobilo vytesnenie vody z intergranulárnych priestorov a malo za následok značnú redukciu hrúbky brekcie (20 - 40 %); 2 - odlučná vrstvová plocha brekcie s chaoticky usporiadanými klastmi svorov a rúl v podpornej štruktúre pieskového matrixu. Dva úlomky tmavej farby sú ílovcové intraklasty erodované z podložia; 3 - neorganizovaná stavba brekcie s obsahom do 30 % matrixu. Klasty kryštalických bridlíc sú ostrohranné, čerstvé, transportované tokom nízkej zrelosti. Hrúbka telesa brekcie je 5 m; 4 - neidentifikovaná ichnofosília, asi stopy po preliezajúcich organizmoch v jemnozrnnom pieskovci. Obr. 5 - 8 - lazianske súvrstvie: 5 - červené a zelené radiolarity a silicitové bridlice, prirodzený odkryv na hrebeni asi 700 m na S od vrchu Humienec (609 m) nad Mníchovou Lehotou; 6 - červené doskovité rádiolarity vo vrchnej časti profilu Lazy (porov. obr. 4); 7 - tmavosivé silicitové bridlice s krenulačnou klivážou, profil Lazy (obr. 4); 8 - doska svetlého kalpionelového vápenca (vrchná časť vzorky) v zelených rádiolaritoch, profil Lazy (obr. 4); 9 - ichnofosília *Helminthoida crassa* v rázovských vrstvách hornobelického súvrstvia, západný svah Humienca.

Pl. III. Fig. 1 - 4 the same as Pl. II; Fig. 5 - 8 radiolarite-bearing Lazy formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous); 9 - Lower Senonian Rázová beds.

(Havrila a Plašienka, in prep.) a prípadne aj v hlbších úrovniach vrtu SBM-1 pri Soblahove (asi 3 km na SV od Mníchovej Lehoty; cf. Maheľ, 1985).

Biostratigraficky indikovaný vekový rozsah celého súvrstvia je koňak - kampán, resp. až mástricht. Pôvodnú hrúbku možno len ťažko odhadnúť. Podľa dnešných povrchových údajov je to minimálne 500 m, ale pravdepodobne ide iba o zlomok originálnej hrúbky. Hornobelické súvrstvie rozdeľujeme na tri členy: rázovské vrstvy, zlepence Čierneho vrchu a hrantské vrstvy.

Rázovské vrstvy

Názov je odvodený od lokality Rázová na sz. svahoch Humienca (cf. Soták et al., 1993; obr. 2), kde sa v zárezoch lesnej cesty nachádza aj stratotyp. Rázovské vrstvy sú z tmavosivého bridličnatého vápnitého ílovca (tab. IV-2) s laminami siltovcov a ojedinele doskami jemnozrnného vápnitého pieskovca až piesčitého vápenca. Klastické vápence niekedy (severné svahy Hradiska) tvorí hrubý krinoidový detrit, miestami s drobnými ostrohrannými klastmi kryštalických bridlíc a veľkými šupinami muskovitu. Tvoria hlavne spodnejšie časti flyšového komplexu vrchnej kriedy. Vo vyšších častiach asociujú so zlepencami Čierneho vrchu a hrubšími polohami pieskovcov.

Vek rázovských vrstiev spolu so zlepencami Čierneho vrchu prvýkrát určila Kullmanová a Gašpariková (1982). Podľa ich údajov sú vo výbrusoch v prachovcových laminách len rekryštalizované a rozlámané strednokriedové planktonické foraminifery rodu Hedbergella a Thalmaninella, kým vo výplavoch bohaté spoločenstvo globotrunkán poukazujúcich na koňacký vek - *Globotruncana* ex gr. *linneiana linneiana* (Orbigni), *Globotruncana* ex gr. *angusticarinata* Gandolfi, *Globotruncana* cf. *lapparenti lapparenti* Brotzen, *Globotruncana* ex gr. *tricarinata tricarinata* (Quereau). Výskyt vekovo takých rozdielnych asociácií v tých istých vzorkách možno vysvetliť premiestnením starších foraminifer turbiditnými prúdmi a redepozíciami v zmenených hydrodynamických podmienkach.

Zlepence Čierneho vrchu

Telesá polymiktného zlepenca vystupujú uprostred vrchnokriedových flyšových sedimentov hlavne nad sedlom medzi Čiernym vrchom a Inovcom v prirodzených odkryvoch a v zárezе lesnej cesty (obr. 4A). Vkladajú sa do flyšovej sekvencie s prevládajúcim pieskovcom, sú hrubé do 4 - 5 m a tvoria šošovky dlhé 10 až 200 m. Obliakový materiál má bimodálne zloženie: 1. ojedinelé ostrohranné klasty, niekedy až bloky dlhé vyše pol metra, ktoré možno odvodiť z lokálnych zdrojov v tatriku severného Inovca (muskovitické svory, červené krinoidové vápence humieneckej sukcesie) a 2. dobre opracované, väčšinou len pár cm veľké obliaky mezozoických, čiastočne „exotických" karbonátov a podradne aj silikátových hornín. Kullmanová a Gašpariková (1982) okrem iných, bližšie neurčiteľných triasových karbonátov aj uvádzajú dachsteinský vápenec, ako aj kyslé a bázické vulkanity. My sme v obliakovom materiáli zistili takéto typy hornín:

Strednotriasové dolomity a dolomitické vápence

Zastúpené sú kryštalické dolomity s mozaikovou štruktúrou, jemnozrnné dolomitické vápence s pseudomorfózami po sadrovcových mikrokonkréciách (birdeyes) a epigenetické dolomity s reliktnými štruktúrami po peletách, koprolitoch, riasových hľuzkách a ostrakódach. Tieto štruktúry a fenomény supratidálnej sedimentácie sú charakteristické pre fácie strednotriasového dolomitu.

Foraminiferové vápence vrchného triasu

Sú to foraminiferové biomikrosparity typu „wackestone - packestone". Základná hmota vápencov je tlakovo usmernená a rekryštalizovaná. Vápenec prepĺňajú schránky permodiscidných (aulotortidných) foraminifer, zväčša paramorfované sparitom. V asociáciách foraminifer sme identifikovali druh *Permodiscus praecommunis* (Salaj, Borza a Samuel), *Permodiscus pragsoides* Oberhauser, *Permodiscus praetumidus* (Salaj, Borza a Samuel), *Angulodiscus friedli* (Kristan-Tollmann) a *Semiinvoluta clari* Kristan (tab. IV-5). Okrem foraminifer sa našli zoospóry rias *Globochaete tatrica* Radwanski. Druhovou skladbou a početnosťou foraminifer sa opísané vápence podobajú vápencom vrchnotriasových lagunárnych fácií.

Drobnolumachelové a oolitické vápence fatranského súvrstvia

Štruktúrne ich predstavujú lamelibranchiátové a oolitícko-lamelibranchiátové biosparudity („grainstone - rudstone"). Základná hmota je sparitová alebo dolosparitová. Schránky lamelibranchiát sú vylúhované, nahradené sparitovou mozaikou a niekedy povlečené iniciálnou kortikálnou vrstvičkou (superficiálne ooidy), zrelšie ooidy majú viaceré kortikálne vrstvičky. V ich jadrách niekedy vystupujú archaeodiscidné foraminifery. Asociácie foraminifer sú zo zástupcov rodu Glomospirella, Gandinella a Agathammina. Ďalšími bioklastickými komponentmi vápencov sú články echinodermát, ihlice ježoviek a machovky. Tieto vápence sú faciálnym charakterom a mikrofaunistickým obsahom blízke rétskym sedimentom fatranského súvrstvia.

Hrubokrinoidové vápence liasového veku

Predstavujú ich krinoidové biosparudity. Krinoidové články sú syntaxiálne dorastané na skalenoedrické novotvary zakompované do dlažbovej štruktúry a husto dvojčatne lamelované. Z ďalších organických zvyškov sa vo vápenci vyskytli ostrakóda a nodosáriové foraminifery. Vápenec prestupuje sieť plôch tlakového rozpúšťania, ktoré zasahujú aj do krinoidových článkov (truncated grains). Niektoré typy krinoidového vápenca obsahujú množstvo klastických zŕn metamorfitov a vyskytli sa aj zrná mikrolitických efuzív. Hrubokrinoidovým vápencom prisudzujeme liasový vek.

Mikroorganogénno-kalové vápence liasového veku

Mikrofaciálne sú filamentové a krinoidovo-filamentové, štruktúrne zodpovedajú „packestonu" (thin-shelled coquinas). Obsahujú množstvo paralelných vlákien, t. j. larválnych štádií lamelibranchiátových schránok. Základná hmota vápencov je mikritická, sčasti škvrnito rekryštalizovaná. Vápence obsahujú premenlivé množstvo krinoidového detritu, zoospóry rias *Globochaete tatrica* Radwanski a bipartitné spóry *Globochaete alpina* Lombard a nodosáriové foraminifery *Astalocus* sp., *Nodosaria* cf. *nitidana* Brand, *Frondicularia* sp. etc. Podľa mikrofaciálneho charakteru a faunistických prvkov sú opísané vápence blízke adnetským vápencom fatrika a sú podobné aj vápencom vystupujúcim v bradle na Humienci (pozri Soták et al., 1993).

Mikroorganogénno-kalové vápence kimeridžského veku

Predstavujú ich globochétovo-sakokómové a globochétovo-mikroonkolitové mikrofácie so štruktúrou „wackestone - packestone". Vápence sú preplnené článkami planktonických krinoidov rodu *Saccocoma* Agassiz. Z morfologických typov článkov sú väčšinou zastúpené sekundibrachiáliá, menej ramuly. Ďalej sú prítomné zoospóry *Globochaete alpina* Lombard, kalcifikované rádiolériá, filamenty, články ofiúr a fragmenty aptychov. Zoospóry rias sú časté v jadrách mikroonkolitov. Sakokómové fácie opísaného typu charakterizujú kimeridž krížňanskej jednotky. Mikroonkolitové vápence so sakokómami a globochétami sú však špecifickými plytkovodnými fáciami kimeridžu vysokotatranskej a „exotickej" jednotky (cf. Mišík a Sýkora, 1981).

Rádiolériové a kalpionelové vápence beriaského veku

Obliakový súbor vrchnotitónsko-beriaských pelagitov je pomerne pestrý. Zastúpené sú rádiolériové a kalpionelové mikrofácie a mikrofácie rádiolériových rohovcov. Rádiolériové vápence predstavujú biomikrity so štruktúrou „mudstone". Mikritická základná hmota vápencov je tlakovo usmernená. Schránky rádiolárií paramorfuje mikrosparit, alebo jeden kalcitový monokryštál. Kalpionelové vápence obsahujú množstvo dobre zachovaných tintiníd asociujúcich s globochétami, rádiolériami a filamentmi. Najčastejšie sa prejavujú ako kalpionelovo-globochétové biomikrity („mudstone - wackestone"). Z tintiníd sme identifikovali druh *Calpionella alpina* Lorenz, *Crassicolaria brevis* Remane a *Tintinopsella remanei* Borza, ktoré datujú vek vápencov na spodný berias.

Orbitolínové vápence aptsko(?)-albského veku

Predstavujú ich biosparudity so štruktúrou „grainstone - - rudstone". Ruditové komponenty vápencov tvoria veľké schránky orbitolín, úlomky rias (Udoteacea), ihlice ježoviek, echinodermové články, schránky lastúrnikov, machoviek a serpulidov. Vápence sú jemnopiesčité, kremenné zrnká sú aglomerované hlavne v schránkach orbitolín. Veľké foraminifery sú zastúpené druhom *Orbitolina (Mesorbitolina)* gr. *texana* (Roemer) a *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcavata* Leymerie (tab. IV-6). Uvedené druhy orbitolín ohraničujú vek vápencov na vrchný apt (?) až spodný alb.

Obliaky magmatických hornín

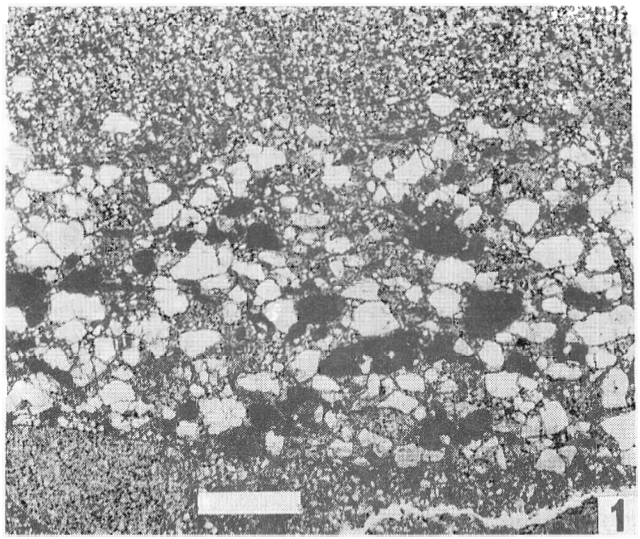
Obliaky vulkanických hornín sú vzácne. Zistili sme kyslé efuzívum čerstvého vzhľadu s mikrošlírovou fluidálnou stavbou a výrastlicami korodovaného kremeňa. Základná hmota je vitritická a obsahuje čiastočne rozložené zrná živcov a chloritizovaný biotit. V základnej hmote sú uzavreté aj početné xenolity staršieho vulkanitu z chloriticko-sericitickej základnej hmoty a početných kryštálikov titanitu. Zistili sme aj bázickejšiu výlevnú horninu s ofitickým prerastaním lištovitých živcov, karbonatizovaný vulkanit s vitritickou základnou hmotou a veľký angulárny klast zvetraného amygdaloidného bazaltu. Okrem toho zlepence vzácne obsahujú aj malé obliaky leukokratných aplitických granitov a našli sme aj obliak hrubozrnného, usmerneného granitu, resp. ortoruly.

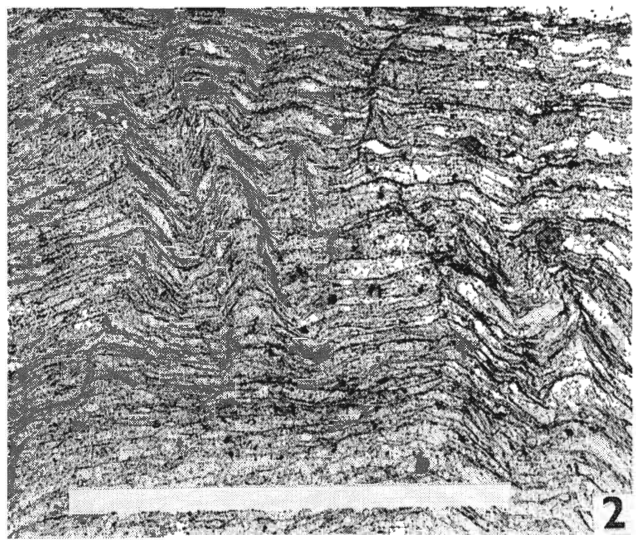
Hrantské vrstvy

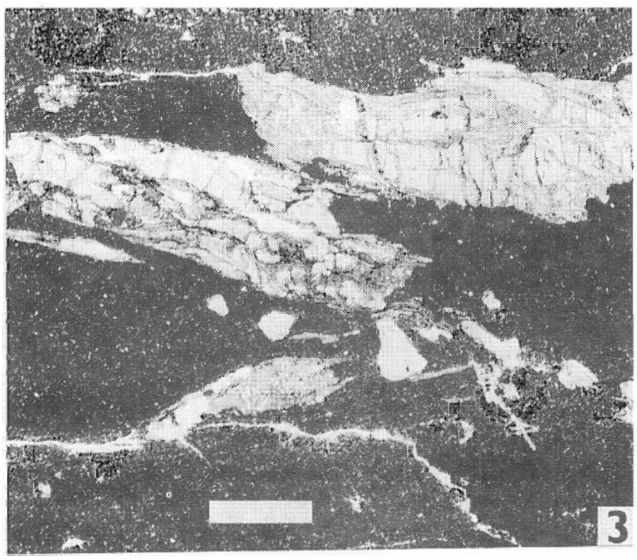
Ako hrantské vrstvy označujeme flyšové súvrstvie s vápnitými ílovcami a bridlicami červenej farby, polohami sivozelenkastého vápnitého pieskovca a kalkarenitov a telesami polymiktných mixtitových brekcií. V spodnejších častiach sú prítomné aj masívne sivožlté kalcisiltity. Názov vrstiev je odvodený z lokality Hranty (asi 1 km na JV od horárne Belice na hrebeni Čierneho vrchu, kde vystupujú v zárezе lesnej zvážnice, obr. 4B). Tvoria tu samostatnú šupinu uprostred svorov kryštalinika širokú max. 200 m a dlhú okolo 1 km. Masy mixtitových brekcií s olistolitmi však vystupujú aj v iných štruktúrach, napr. pri Mníchovej Lehote, na Humienci, pri Beliciach a nad Prostrednou dolinou (obr. 1, 2).

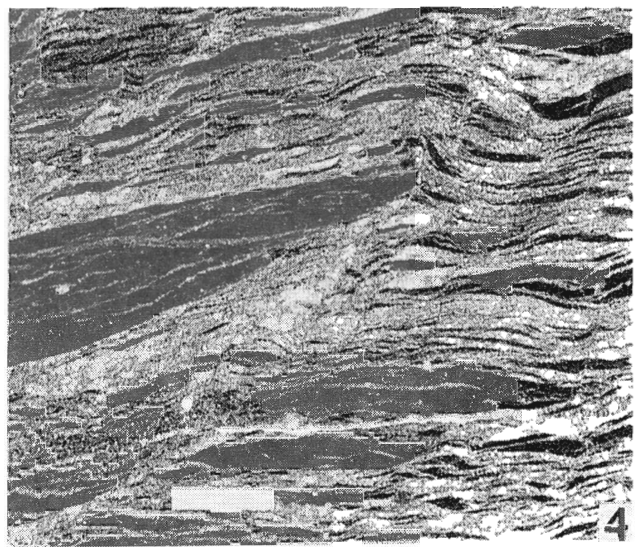
Pieskovce hrantských vrstiev sú hybridné, tvorí ich kremenná (25 - 34 %), karbonátová (42 - 62 %) a sľudovo-živcová zložka (3 - 8 %). Z hľadiska petrofácií ich charakterizujeme ako karbonatické litoarenity. Hrubozrnnejšie typy pieskovca až jemnozrnného zlepenca obsahujú nerozložené klasty svorov kryštalinika. V karbonátovom detrite sa vyskytujú aj fragmenty kalpionelových a globochétových vápencov. Autigénne minerály zastupuje glaukonit a turmalín. V pieskovci sme zaznamenali úlomky koralinných rias a foraminiferovú mikrofaunu. Foraminifery patria druhu *Rosita contusa* (Cushman), *Kassabiana* gr. *falsocalcarata* (Kerdant a Abdelsalam), *Globotruncana* gr. *linneiana* (D'Orbigny), *Neoflabellina* sp., *Stensioeina* sp., *Rotalina* sp. etc. (tab. V-1 až 7). Vyskytli sa aj izolované embryonálne komôrky orbitoidných foraminifer. Podľa uvedených globotrunkán sa vek hrantských vrstiev posúva do vyššieho senónu (pravdepodobne kampán - - ?mástricht).

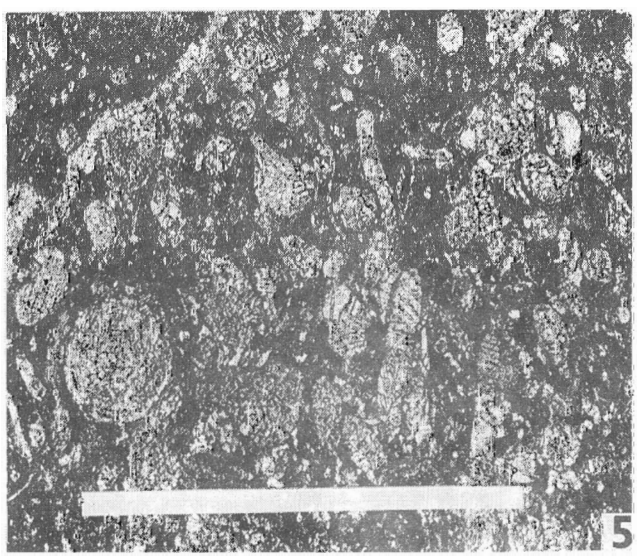
Polymiktné brekcie možno označiť aj ako mixtity, pretože len zriedka obsahujú piesčitý alebo ílovitý matrix.

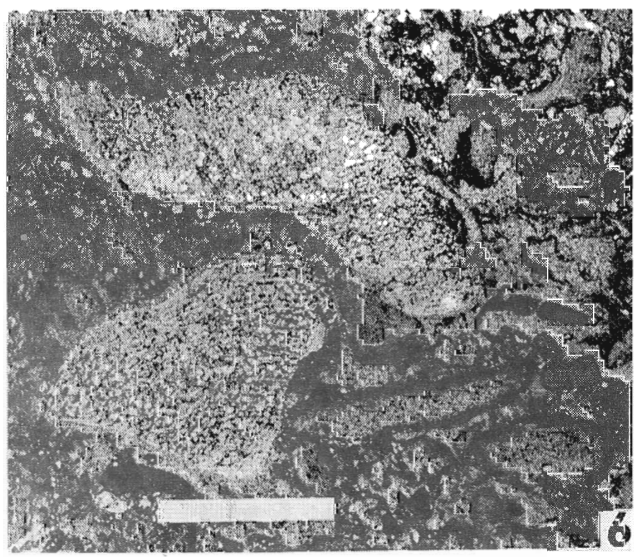

1


2


3


4


5


6

Veľkosť klastov varíruje od mikroskopických rozmerov až po olistolity s priemerom niekoľko desiatok metrov, ojedinele aj viac. Menšie klasty sú najmä z muskovitických svorov (aj vyše 90 %) identických svorom tatrického kryštalinika severného Inovca, redšie z rozličných pestrých sedimentov permoskýtu kálnickej skupiny a ojedinele aj z intraklastov ílovca erodovaných z okolitých flyšových komplexov. Väčšie klasty a olistolity sú z masívneho permoskýtskeho kremenného a arkózového pieskovca (ojedinele aj s neptunickými žilkami zrejme jurského vápenca), z masívneho tmavosivého vápenca a dolomitu gutensteinského typu, červeného, ružového a bieleho pseudohľuznatého vápenca s amonitmi a z piesčitého biodetritického vápenca (prototypom je veľký olistolit na Humienci). Ako celkom ojedinelý nález z týchto brekcií je aj olistolit kalpionelového vápenca s klastmi svorov nájdený pri Beliciach. Tento materiál brekcií je podľa všetkého lokálny, pochádza z tatrických komplexov severného Inovca a aspoň čiastočne umožňuje rekonštruovať vrstvový sled humieneckej sukcesie zo sekundárnych výskytov.

Okrem toho obsahujú brekcie aj niekoľko väčších olistolitov bázických vulkanických hornín. Sú to slabometamorfované bridličnaté bazaltové vulkanity sivozelenej farby (Belice, Humienec) a ako unikátny blok aj červenofialové mandľovcové bazalty so sieťou neptunických dajok pravdepodobne jurského vápenca vystupujúcich na hrebeni Humienca (pozri Soták et al., 1993). Otázka pôvodu olistolitov týchto vulkanitov zostáva otvorená.

Sedimentologické znaky flyšových komplexov

Sedimentológia „sivého" flyšu

Podrobne skúmaný „sivý" flyš rázovských vrstiev a zlepencov Čierneho vrchu (obr. 6) sa skladá z niekoľkých megacyklov (II-III-IV-V-IX) s progresívnym ubúdaním hrúbky vrstiev aj veľkosti zŕn smerom nahor. Hrúbka cyklov dosahuje 25 - 40 m, pričom najhrubšie vrstvy sú na báze. Túto pravidelnosť miestami narúšajú náhle sa objavujúce hrubé pieskovcové vrstvy (V, IX), ktoré tak menia symetriu cyklov.

Charakteristické pre rázovské vrstvy sú jednotvárne „pruhované série" svetlosivého a tmavosivého zbridličnateného vápnitého ílovca s jemnými laminami a vrstvičkami siltovca a jemnozrnného pieskovca hrubých 1 mm až 1 cm, zriedka až 5 cm, ktoré majú ostrú a rovnú bázu a sú bez Boumových intervalov. Laminy a vrstvičky nevytvárajú hrubnúce cykly a interné textúry a ak aj boli prítomné, narušila ich bridličnatá kliváž (tab IV-2). Ostré ohraničenie, paralelné usporiadanie a zle definovaný kontakt s nadložným ílovcom preukazujú fluktuáciu, zmenšovanie rýchlosti toku a transport, ako aj uloženie zo suspenzií tečúcich po dne. Pomer pieskovec - ílovec je variabilný a závisí od frekvencie prítokov suspenzií. V typických rázovských vrstvách na Humienci prevládajú 10 - 25 m hrubé sekvencie pelitov (p:i=1:10 a vyššie), kým na Čiernom vrchu ich možno pozorovať iba v strope megacyklov (obr. 6).

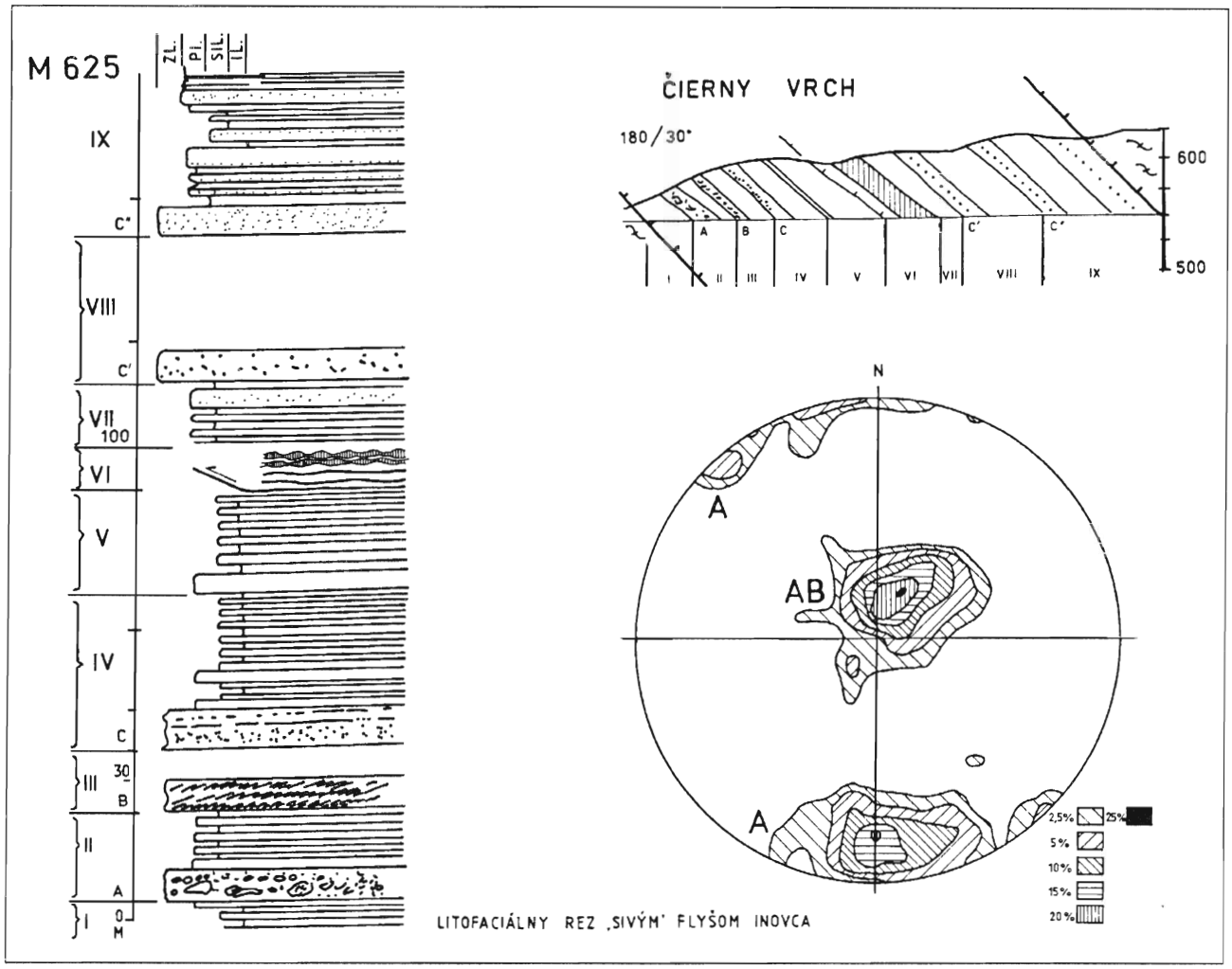
Osobitnú skupinu vytvárajú pieskovce hrubé 5 - 40 až 150 cm s nevýraznou gradáciou zŕn alebo masívne s difúznou laminációu cm hrúbky. Niektoré znaky, ako je ostré ohraničenie na báze späté s eróznymi prejavmi, štruktúrne zjemňovanie zŕn nahor (tab. IV-1) či laterálna výdrž v obklopujúcich sivých ílovcoch, poukazujú na transport turbiditnými prúdmi. Hoci deformačná foliácia znemožňuje štúdium prúdových lineácií na spodných plochách vrstiev a vrstiev s úplnými Boumovými intervalmi bolo iba niekoľko, možno skúmané sekvencie označiť termínom turbidity. Pieskovce v laviciach hrubších ako 40 cm sú bezštruktúrne (obr. 6 - V, VII, IX), hrubozrnnejšie, horšie vytriedené a sedimentovali náhle z hustých suspenzných prúdov. Preto sú masívne a združené s typom proximálnych fácií. V skúmaných megacykloch zaujímajú spolu so zlepencami a gravelitmi pozíciu v spodnej tretine až strede. Gradačné a masívne pieskovce s vyšším pieskovcovo-ílovcovým pomerom (p:i=3:1 až 10:1) sa kumulujú do strednej až vonkajšej časti hlbokomorských deltových vejárov, kde nie sú erozívne korytá a piesok sa ukladá v podobe plochých jazykov a lalokov.

Granulometrické zjemňovanie megacyklov preukazuje typ zlepencov Čierneho vrchu (obr. 6 - C, C', C''). Zložené sú z obliačikov, granúl a hrubých pieskových zŕn. Vrstvy majú ostrú bázu, sú negradačné alebo v nich možno pozorovať opakovane symetrický trend ubúdania granúl nahor s nepatrnými eróznymi javmi a prerušovanou, granulometricky závislou stratifikáciou. Gravelity, ktoré sú prítomné na báze alebo v strede, predstavujú zjemňovanie výplne, stenčovanie vrstiev a zmenu sedimentárnych textúr v prúdovom smere. Uložili ich husté turbiditné prúdy s trakčnou schopnosťou (kategória S_2, Lowe, 1982), ktoré opustili kanály strednej časti podmorských delt.

Do spodnej časti megacyklov vstupujú vrstvy a šošovky zlepenca s ostrým a výrazným stykom na báze hrubé 1,2 - 4 m. Stredná dĺžka klastov (os A) je 12 - 25 cm, maximálna 60 cm, zaoblenie hrán a rohov dobré až dokonalé, tvar vreteno až disk (pomer osí A:B=1,5 až 2).

Tab. IV. Mikroštruktúry sedimentov belickej sukcesie. Meradlo je vždy dlhé 2 mm. 1 - gradačné zvrstvenie pieskovca a 2 - tmavosivé ílové bridlice s bridličnatou a so zónovou krenulačnou klivážou „sivého flyšu", obidve sedlo pod Čiernym vrchom (obr. 4); 3 - spodnokriedový mikritový vápenec s kalpionelidmi, kremenným detritom a klastmi svorov, olistolit v brekciách hrantských vrstiev, Belice; 4 - metamorfovaný pestrý svinický slieňovec s turónskymi foraminiferami (tab. V - 8), severný svah Humienca; 5 - vrchnotriasový vápenec preplnený sparitizovanými schránkami hrubostenných foraminifer, hlavne *Permodiscus (Aulotortus)*. Obliak zo zlepencov Čierneho vrchu; 6 - vápenec urgónskej fácie s foraminiferami *Orbitolina (M.)* gr. *texana* a *O. (M.)* gr. *subconcavata*. Obliak zo zlepencov Čierneho vrchu.

Pl. IV. Microstructures of the Belice succession sediments. Scale bar is always 2 mm long. 1 - 2 „grey flysch" (Lower Senonian); 3 - Lower Cretaceous limestone with Calpionelids and mica-schist clasts, olistolite in the Hranty breccias (Upper Senonian); 4 - metamorphosed variegated Svinica marlstone (Turonian); 5 - Upper Triassic fossiliferous limestone; 6 - Urgonian foraminiferal limestone; 5 and 6 pebbles in the Čierny vrch conglomerates (Coniacian).



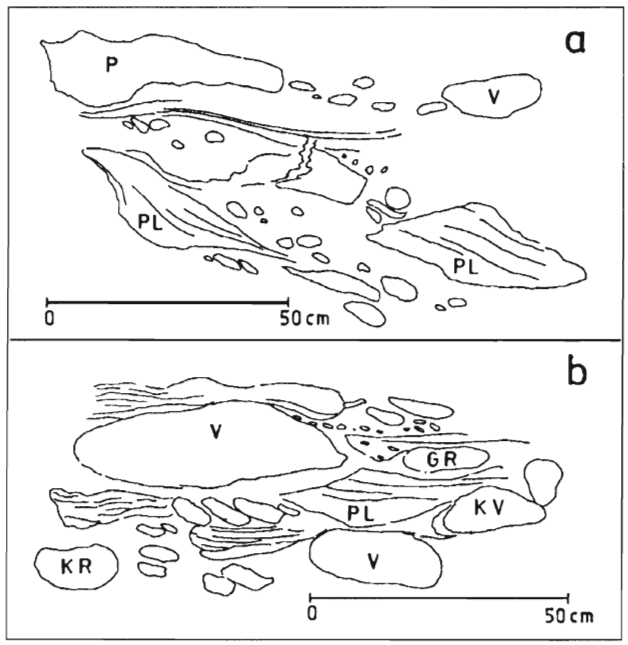
Obr. 6. Litofaciálny profil „sivého flyšu" hornobelického súvrstvia na hrebeni Čierny vrch - Horné Belice (porov. obr. 4A). V reze sú zlepence s podpornou štruktúrou matrixu s intraklastmi a s obliakmi až blokmi vápenca, kremenca a kryštalinických hornín, ktoré majú buď neorganizovanú stavbu (A), alebo sú imbrikované (B). Drobnozrnné zlepence (gravelity) utvárajú gradačné, slabo stratifikované vrstvy (C, C', C'') s eróznou bázou a šošovkovitým tvarom. Podstatnú časť rezu budujú bezštruktúrne pieskovcovo-siltovcové turbidity a pelagity usporiadané do megacyklov (II-IX). Diagram zobrazuje azimut prednostne orientovaných dlhých osí A a pólov plôch AB obliakov zlepenca po korekcii sklonu vrstiev do vodorovnej polohy.

Fig. 6. Lithofacial profile of the Horné Belice „grey flysch" (cf. Fig. 4A). Matrix-supported conglomerates have either disorganized (A), or imbricated (B) internal structure. Fine-grained graded conglomerates are marked C, C' and C'', turbidite megacycles II-IX. The diagram shows orientation of long axes A and AB planes of pebbles, corrected for tectonic tilting.

Spozorovali sme aj vzájomné vtláčanie obliakov, pričom sa relatívne menej kompetentne správa vápenec. Tento jav spolu s krehkým lámaním obliakov vznikal ešte pred diagenézou a spôsobil redukciu hrúbky vrstiev.

Rozlišovali sme dva základné typy zlepencov: (1) zlepence s podpornou kostrou pieskovcového matrixu s granulometriou hrubý piesok až silt. V spodnej časti obsahujú roztratené ostrohranné fragmenty vrstiev jemnozrnného pieskovca (dlhé až 60 cm a hrubé 10 cm) deformovaného transportom (obr. 7). Majú podobné zloženie ako podložný flyš, z ktorého boli strhnuté. Triedenie klastov je zlé, prednostná orientácia obliakov a zŕn sa nepozorovala. Vrstvu na vrchu pokrývala čiapočka masívneho, slabo gradačného pieskovca. Transport polymodálnych zmesí zŕn, obliakov a blokov sprostredkovali zotrvačné toky nekohezívnej (?) koncentrovanej sutiny „en masse". Uloženie nastalo náhle a sprevádzal ho typ „zamrznutých" textúr (intraklastov) zvlečených z blízkeho podložia (Marschalko, 1973). Tento typ zlepencov nie je častý, prítomný je na báze cyklov v podobe plochých a do strán vykliňujúcich šošoviek obklopených pieskovcovým flyšom.

(2) Druhý, častejší typ má podpornú kostru obliakov s dobrým tesnením a nízky obsah matrixu, ktorého postupne pribúda od bázy vrstiev smerom nahor. Vo vrchnej časti sa utvárala tenká stratifikovaná poloha pieskovca, odrážajúca klesajúcu koncentráciu a postupný zánik prúdu. Stavba zlepencov ukazuje, že obliaky a klasty neboli rolované (ako to možno pozorovať v materiáli prenášanom po dne riek), ale boli transportované nezávisle a uložené



Obr. 7. Zlepence s pieskovým matrixom (typ I) a s ostrohrannými intraklastmi laminovaného (PL) a homogénneho (P) pieskovca a siltovca majú lokálny pôvod a boli strhnuté počas tokovej fázy. Obliaky vápenca (V), dolomitu, kvarcitu (KV) a granitu (GR), ako aj bloky svorov (KR) pochádzajú z extrapanvových zdrojov a priniesol ich gravitačný prúd.

Fig. 7. Structures of the Čierny vrch conglomerates. PL, P - sandstone intraclasts, V - carbonate, KV - quartzite, KR - mica-schists and GR - granite pebbles.

paralelne s osou prúdu (zrno pri zrne). Ich transport a depozíciu sprostredkovali husté suspenzné prúdy umožňujúce aj nezávislý pohyb klastov. Pokiaľ náhle prijali väčšie množstvo vody z obklopujúceho prostredia, miešali sa s ňou a strácali koncentráciu. Sú konečným členom spektra sutinový tok - turbiditný prúd, čo naznačuje ich dolusvahové stenčovanie, granulometrické zjemňovanie a prechod do typu gravelitov (obr. 6 - C, C', C''). Erózna báza a plochý šošovkovitý tvar pripomínajú výplň kanálov a korýt strednej časti podmorských delt.

Je známe, že hlboké údolia, kanály a korytá rôznej veľkosti sa začínajú pod šelfom a vyúsťujú v strednej časti hlbokomorských vejárov. Preto je definícia proximality ťažká a mätúca. Vo fragmentárnom zázname flyšu Čierneho vrchu a Rázovej zlepencové vrstvy ostro nasadajú na fácie strednej časti deltových vejárov. Ale či sú opísané typy zlepencových klastík výplňou korýt strednej časti náplavov, nemožno exaktne preukázať. Megacykly vykazujú zjemňovanie granulometrie a stenčovanie vrstiev od zlepencových telies cez normálny flyš až do sekvencií laminovaných pelitov, ale erozívne korytá neboli odkryté a nevystupujú na povrch. Zjemňovanie flyšu v megacykloch odráža znižovanie svahu a postupné odumieranie vejárov nakladajúcich sa na seba. Chýbanie kaňonových údolí, hlboko zarezaných meandrujúcich korýt, neprítomnosť bahnotokov, endoolistostrómov, sedimentov typu zrnotokov, chaotických hrubých bimodálnych zmesí charakteristických pre strmé svahy, neprítomnosť sklzových vrás a koherentných a inkoherentných sklzov v turbiditoch poukazujú na plochý, vyrovnaný, mierne konkávny povrch dna vzdialenej strednej časti vejárov pôvodnej panvy.

Keďže paleoprúdový smer prísne kontroluje topografia bazéna, jeho analýza prispieva k dynamickej rekonštrukcii. Rozbor prednostnej orientácie dlhých osí A na plochách vrstiev zlepenca typu (2), ako aj merania imbrikácií plôch AB obliakov v rezoch kolmých na vrstvovitosť (obr. 6) ukázali smer transportu a nasýpania od J na S, SSV a SSZ. Systém transportných dráh vymedzuje sklon, očakávaný smer faciálnych zmien a postupný zánik flyšových telies v tomto smere. Ale treba poznamenať, že paleogeografická rekonštrukcia flyšových panví v tektonicky transportovaných, splošťovaných a rotovaných telesách je málo spoľahlivá.

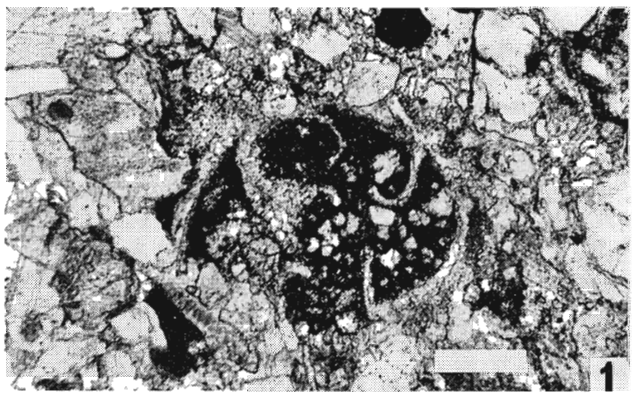
Prítomnosť ichnofosílií vo flyši objasňuje hĺbku panvy. V rázovských vrstvách sa nám ojedinele podarilo identifikovať skupinu *Helminthoida crassa* (tab. III-9) s viac-menej paralelnými meandrami šírky 1 cm, výšky 6 cm, s chodbičkami širokými okolo 2 mm. Považujú sa za stopy pasúcich sa organizmov v slabo okysličenom prostredí. Utvárali sa pred uložením turbiditov nad kompenzačnou úrovňou kalcitu (batyál do 2600 m).

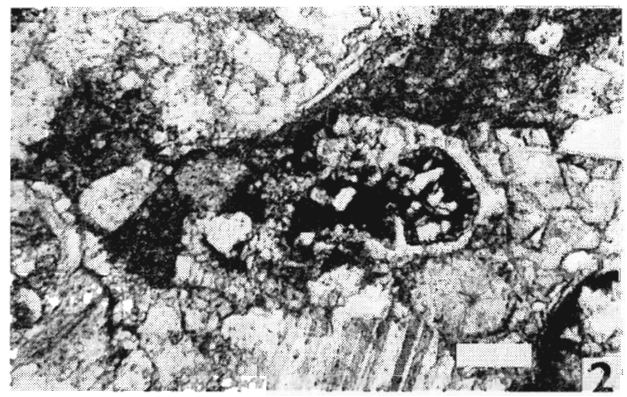
Informáciu o zdrojoch klastického materiálu podáva petrografický a mikrofaciálny rozbor obliakového materiálu zlepencov a analýza zloženia pieskovca. Pieskovec v medzernej hmote zlepencov a vo vložkách medzi zlepencami je slabo vytriedený a zrnitostne polymodálny. Predstavuje hrubozrnný pieskovec až jemnozrnné gravelity. Priemerná veľkosť zŕn je Mz = 0,53 mm. Granulometrické zloženie pieskovca vykazuje bimodálne rozdelenie zŕn v triedach jemnozrnnej frakcie (kremenný detrit 0,125 - 0,25 mm, celkove 41,7 %) a hrubozrnnej frakcie (karbonátový detrit 1 - 2 mm, 34,4 %). Klastogénny obsah pieskovcov tvorí kremeň (Q = 42 - 52 %, vrátane rohovcov), opracované litoklasty (dolomit a vápenec do 35%, vulkanity 5%, metamorfity 5%, spolu Lt = 45 %), sľuda (do 6 %) a živce (F = 1 - 5 %). Podľa zastúpenia týchto zložiek patria opisované pieskovce do kategórie litoarenitov. Základná hmota je rekryštalizovaná ílovitá - sericitická a vápnitá, tmel kalcitický, niekedy hrubozrnný sparitický. Početné sú kalcitové žilky.

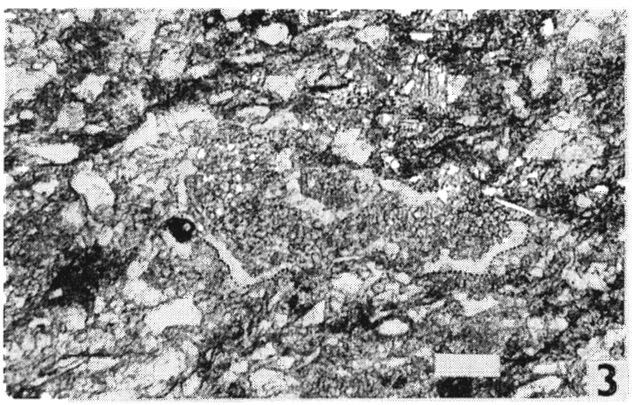
Dokonalá opracovanosť a zaoblenie väčšiny obliakov v zlepencoch, ale aj granúl a pieskových zŕn v turbiditoch poukazuje na transport v riekach, a najmä v intermitentnom prostredí, v ktorom sa uplatnil selektívny efekt pláže, na čo poukazuje diskovitý tvar obliakov. Preťažené šelfové hrany boli hlavným zdrojom gravitačných tokových mechanizmov, ktoré uložili materiál na podmorské delty, kde sa ďalej premýval. Nemožno však vylúčiť ani recykláciu dokonale ovaľaných karbonátových obliakov zo starších (strednokriedových?) zlepencov a ich miešanie s lokálnym, neopracovaným a nevytriedeným materiálom (najmä svory).

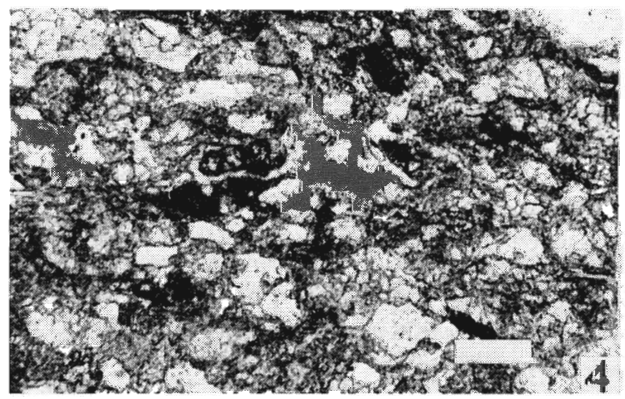
Sedimentológia „červeného" flyšu

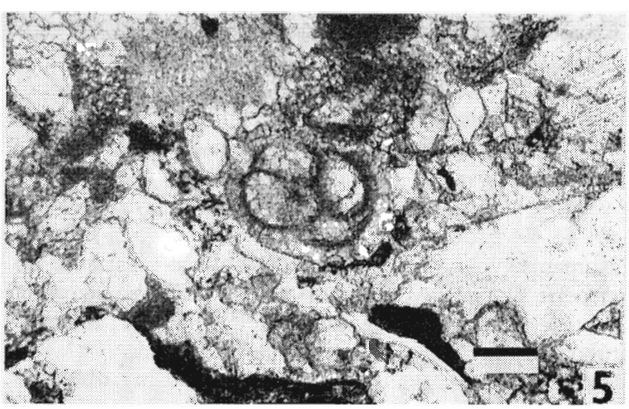
„Červený" flyš hrantských vrstiev sa od predchádzajúceho odlišuje prítomnosťou zelenavých pieskovcov,

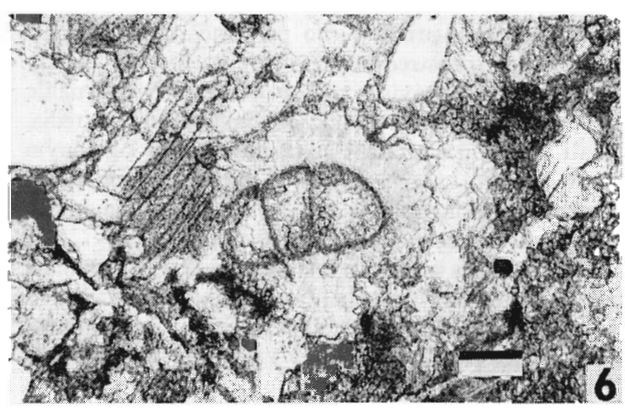

1

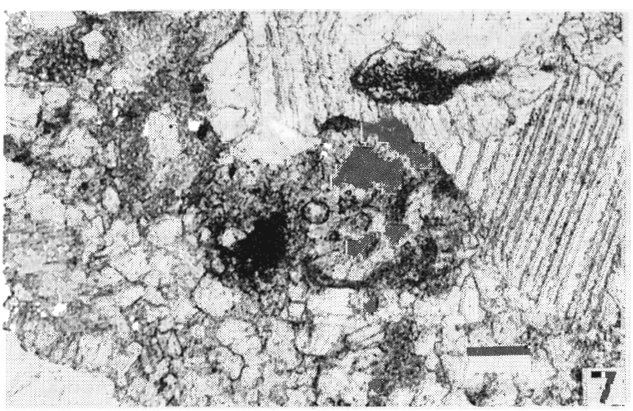

2

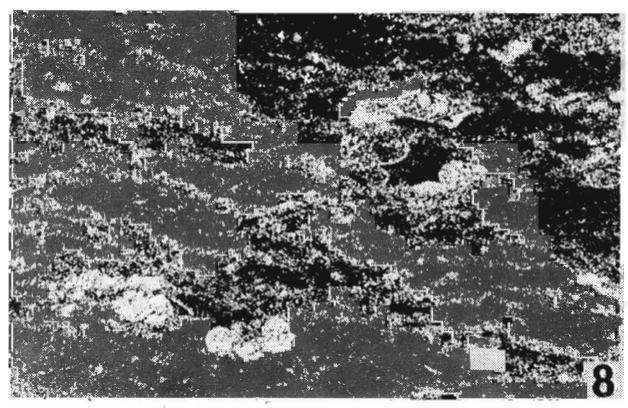

3


4


5


6


7


8

červených vápnitých bridlíc a polymiktných brekcií s olistolitmi. Strednozrnné a jemnozrnné pieskovce vytvárajú vrstvy hrubé maximálne 1 m, najčastejšie od 3 - 5 do 10 - 50 cm. Nepozorovali sme cyklickú zmenu hrúbky a postupný, nahor hrubnúci trend brekcií nie je výrazný (obr. 8). Pieskovce alternujúce s ílovcami vykazujú čiastočný alebo úplný sled Boumových intervalov (T_{a-e}) a môžu sa klasifikovať ako turbidity (tab. II). Turbidity s gradáciou hrubého konca (tab. II-1), v ktorých hrubé zrná vo všadeprítomnom jemnozrnnom matrixe postupne nahor ubúdajú, sú znakom proximality. Časť (40 - 60 %) pieskovcov a hrubozrnných siltovcov vykazuje paralelnú, menej prúdovočerinovú laamináciu (laminy hrubé 1 až 4 mm, tab. II-2, 3). Vo výbrusoch majú svetlejšie laminy siltovú, tmavšie ílovú granulometriu. Na plochách rovných lamín sme zaznamenali a merali lineáciu zŕn a odlučnostnú lineáciu (tab. II-4). V pieskovci sa vyskytujú roje intraklastov - plochých ílovcových obliakov s predĺženou osou A, ktoré slúžili ako paleoprúdový ukazovateľ smeru transportu (tab. II-5). Gradačné vrstvy majú ostré rovné kontakty (tab. II-6), ktoré preukazujú náhlosť a oddelenosť sedimentárnych udalostí. Tlakové stopy, prepadávajúce pieskové laloky do podložných viskóznych vrstiev a amalgamácia pieskovca príbuznej zrnitosti s matrixom naznačujú rýchle a nepretržité zapĺňanie turbiditnými prúdmi. Pozorovaná asymetria plamienkových erozívnych stôp vznikla orientovaným tlakom vrstvy postupne deponovanej na sklonené dno.

Vrchné časti turbiditov sa často končia slabo vápnitými pelitmi tehlovočervenej farby, ktoré vytvárajú vrstvičky najviac 10, v priemere hrubé len 1 - 4 cm. Postupný prechod z gradačného intervalu cez laminovanú pasáž až do štruktúrne čistého íla (e^1) je funkciou klesania tokovej intenzity a zjemňovania suspenzie vstupujúcej do telesa stojacej vody, kde nebol odnos sedimentov. Preto sa domnievame, že červené íly priniesol suspenzný turbiditný prúd, sú s ním združené a nepatria hemipelagickým intervalom. To by mohol byť aj dôvod ich mikrofaunistickej sterility. Sfarbenie ílovcov pochádza z hematitickej substancie a je najskôr produktom lateritického zvetrávania, ktorého produkty boli rýchlo spláchnuté do sedimentárneho bazénu.

Vo vrstvách turbiditov a na plochách lamín a vrstiev sme okrem neidentifikovaných stôp po červoch našli ichnofosílie *Zoophycus* sp. a Chondrites, ktoré prenikajú až 10 cm pod povrch sedimentárneho dna (tab. II-7, III-4). To signalizuje, že voda dna panvy bola nasýtená kyslíkom a jej hĺbka neprekročila úroveň CCD. Podľa kozmopolitných eurybatyálnych foriem Chondrites, ktoré sa dnes uvádzajú z kontinentálneho svahu, zaraďujeme turbiditový flyš hrantských vrstiev do spodného batyálu (1650 - 2250 m).

Osobitnou zložkou hrantského flyšu sú telesá sedimentárnych brekcií (obr. 3, 4B, 8, tab. II-8). Hrúbka vrstiev v odkryve je od 10 cm až 2 m, ale v teréne sú niektoré telesá brekcií hrubé aj niekoľko desiatok metrov. Ich spodná hranica je ostrá, erozívna, pričom podložné vrstvy neporušil šmyk a vlečenie. Aj vrchný kontakt je ostrý, zreteľný a náhle prechádza do rovnej planárnej laminácie strednozrnných pieskovcov. Pozorovali sme aj šošovky hrubého detritu a klasty obtekané laminami (tab. III-1, 2, 3). Triedenie brekcií je zlé, gradácia zŕn sotva prítomná, väčšie klasty sú roztratené a ich usporiadanie chaotické. Sporadický matrix sa skladá z hrubozrnného pieskovca až ílosiltu, ale nie z ílovca. Tým sa brekcie odlišujú od bahnotokov suchozemských podhorských náplavov. V hrubých telesách je stesnanie klastov také veľké, že matrix prakticky chýba a brekcie majú podopretú kostru klastov. V tenších telesách v profile plávajú hrubé klasty v pieskovcovom matrixe a sú vytláčané do vrchných polôh telies.

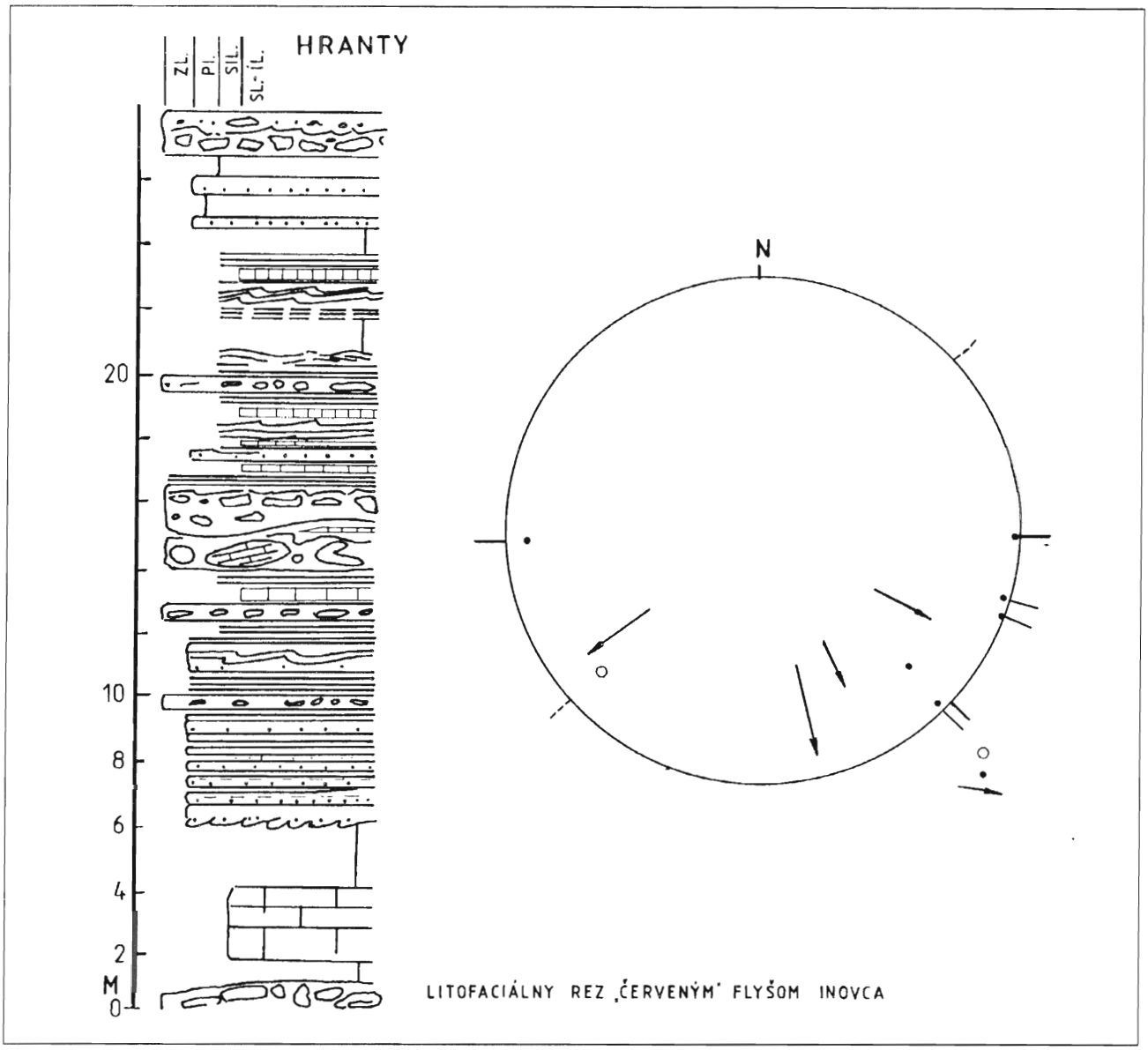
Z týchto sedimentárnych textúr a štruktúr je zjavné, že počiatočný pohyb telies brekcií nastal na súši v podobe sutinovej lavíny, ktorá sa rozriedila miešaním s vodou a pieskom a transformovala do hyperkoncentrovanej suspenzie - do sutinového toku. Zmena granulometrie z hrubozrnných brekcií do paralelnej laminácie pieskovca predpokladá dve fázy hydraulického správania sa tokov. V prvej fáze sa pri náhlom spomalení uložil hrubý náklad - masívna brekcia, v druhej, terminálnej trakčnej fáze sa na stabilnom hladkom povrchu dna a pri potlačenej turbulencii vytvorili rovné paralelné laminy zo zŕn zjemňujúcej sa suspenzie. Trakčná fáza nasledovala po väčšom časovom odstupe za sutinovým tokom. Takáto transformácia je charakteristická pre tzv. hydraulický skok toku (Komar, 1971) na zalomení svahu alebo pri jeho vyústení z rokliny. To naznačuje, že hoci proximálny svah akumuláciou hrubej sutiny rýchlo narastal, väčšina sedimentov štrkovej granulometrie pretiekla cez túto zónu na nižšie položené miesta a tam sa ukladala v podmorských deltách.

Paleoprúdové rekonštrukcie nie sú úplné, lebo nevhodný materiál brekcií neposkytuje štruktúrne údaje. Tie sme získali len zo štúdia tenkovrstvových turbiditov, ktoré zaznamenávajú zapĺňanie jemnými suspenziami. Výsledky ukazujú na smer zapĺňania od SZ na JV, J a JZ (obr. 8) a na značný rozptyl (až 140°), udávaný pri fáciách hrádzových turbiditov po stranách hlbokých korýt. Primárny sklon svahu na JV predpokladá v tomto smere otvorenú sedimentárnu panvu a takmer polárnu zmenu paleotopografie morského dna oproti „sivému flyšu".

Štruktúrno-sedimentologický rozbor preukázal, že „červený flyš" hrantských vrstiev je látkovo, faciálne aj vekovo od podložného flyšu rázovských a čiernovrských vrstiev odlišný. Kontrasty sú najmä v zložení a opracovaní materiálu. Hrubé brekcie predstavujú nezrelú sutinu derivovanú priamo z horských svahov a údolí do hlbokej priekopy. Ide o eventovú sedimentáciu úzko spätú so

◀ Tab. V. 1 - 7 foraminifery pieskovcov hrantských vrstiev (kampán - mástricht) na lokalite Hranty (obr. 4B, tab. II). Meradlo je vždy dlhé 10 μm. 1, 2 - *Rosita contusa* (Cushman), 3 - *Globotruncana* gr. *linneiana* (D'Orbigny), 4 - *Kassabiana* gr. *falsocalcarata* (Kerdany a Abdelsalam), 5, 6 - izolované embryonálne komôrky orbitoidných foraminifer, 7 - rotalidná foraminifera, 8 - miliolidná talamminel a preglobotrunkán v svinických slieňovcoch (turón), Humienec.

Pl. V. 1 - 7 Foraminiferas from sandstones of the Hranty beds (Campanian - Maastrichtian). Scale bar is always 10 μm long. 8 - Thalmanninellas and Praeglobotruncanas of the Svinica marlstones (Turonian).



Obr. 8. Litofaciálny profil „červeného flyšu" hrantských vrstiev hornobelického súvrstvia, Hranty (pozri obr. 4B). V reze sú pieskovcové turbidity s neúplnou gradáciou hrubých zŕn v jemnozrnnom matrixe s prúdovočerinovou laminációu a s ichnofosíliami (tab. II, III). Telesá zle triedených brekcií sa v sekvencii objavujú nepravidelne. Nepatrnú časť rezu tvoria tehlovočervené pelagity (vápnitý aj nevápnitý ílovec). Zhodnotil sa azimut prednostne orientovaných dlhých osí ílovcových intraklastov (plné body), spádnice prúdovočerinovej laminácie (tc - šípky) a osovej roviny sklzovej vrásy (prázdny krúžok). Pozorovať odklon transportných dráh ílovcových klastov (VJV) od prúdových čerín (JV-JJV-JZ).

Fig. 8. Lithofacial profile of the Hranty beds „red flysch" (cf. Fig. 4B). Sandy turbidites have incomplete gradation of coarse grains, current-ripple lamination and ichnofossils (see Pl. II and III). Poorly sorted breccia bodies occur irregularly. Red pelagic shales form only rare thin seams. Diagram shows orientation of long axes of shale intraclasts (full circles), dip attitude of current-ripple lamination (tc - arrows) and axial plane of a synsedimentary fold (empty circle). Deviation of transport trend of the shale intraclasts (ESE) from current riples (SE-SSE-SW) is visible.

seizmotektonickou aktivitou mobilného horského frontu susediaceho s trenčovou priekopou. Seizmicita nedovoľovala vznik tzv. prechodných sedimentačných prostredí (šelfy a pláže), a preto sa materiál nezaobľoval. Svahy panvy boli zrejme extrémne strmé (60° a viac), zalomené a vzdialenosť transportu brekcií krátka. Materiál sutiny vytváral najväčšie akumulácie na zalomenom svahu v podobe izolovaných klinov a súvislejších lemov a obrúb netriedeného ostrohranného detritu. Pre tieto znaky sa vrchnokriedový „červený flyš" nedá porovnávať s nijakým flyšovým ekvivalentom v predpolí centrálnych Západných Karpát a jeho paleotektonické postavenie je v karpatskom oblúku výnimočné.

Ťažké minerály

Ťažké minerály sa zhodnotili z troch vzoriek vrchnokriedových flyšových sekvencií severnej časti Považského

Inovca (obr. 9). Hoci v ich zastúpení možno pozorovať relatívne veľké kvantitatívne rozdiely, celkovo sa dá konštatovať, že popri autigénnom pyrite vo všetkých troch prípadoch ide o dobre vyzreté asociácie s veľkou prevahou rezistentného TiO_2 vo forme leukoxénu a rutilu, menej zirkónu, turmalínu a chrómspinelu.

Vzorka	SPI - 1	SPI - 7	SPI - 10
Zirkón	43	3	2
Rutil	6	22	7
Leukoxén	37	43	69
Turmalín	2	3	4
Chromspinel	1	4	-
Magnetit	1	-	-
Ilmenit	-	-	1
Granát	+	-	+
Epidot	+	+	+
Apatit	5	1	3
Amfibol	+	-	+
Pyrit	5	24	14

Obr. 9. Kvantitatívne zastúpenie ťažkých minerálov vo vrchnokriedových sedimentoch hornobelického súvrstvia Považského Inovca (v obj. %). + stopový obsah. Vzorky: SPI-1, pieskovec nad zlepencami Čierneho vrchu, Horné Belice; SPI-7, pieskovec rázovských vrstiev, severný svah Hradiska; SPI-10, červený slieňovec hrantských vrstiev, Hranty.

Fig. 9. Quantitative analysis of heavy minerals in the Upper Cretaceous sediments of the Horné Belice formation. Samples: SPI-1, sandstone from the Čierny vrch conglomerate beds; SPI-7, sandstone from the Rázová beds; SPI-10, red marlstone of the Hranty beds.

Prekvapujúca je temer úplná absencia typických metamorfogénnych minerálov, najmä granátu, staurolitu a modifikácií Al_2SiO_5, ktoré sa zaznamenali v metapelitoch a metapsamitoch kryštalinika inoveckej jednotky (Korikovskij a Putiš, 1986). Slabá prítomnosť chrómspinelu, magnetitu, ilmenitu, príp. epidotu a zeleného amfibolu indikuje možné nevýrazné zdroje z bázických až ultrabázických hornín, ale predpokladáme, že dominantnými zdrojmi ťažkých minerálov vo vrchnokriedových sedimentoch Považského Inovca boli staršie klastické sedimentárne horniny mladopaleozoického a spodnotriasového veku, aké vystupujú aj v seleckom bloku v severnej časti pohoria. Ale vylúčiť nemožno ani preplavenie z iných sedimentárnych formácií.

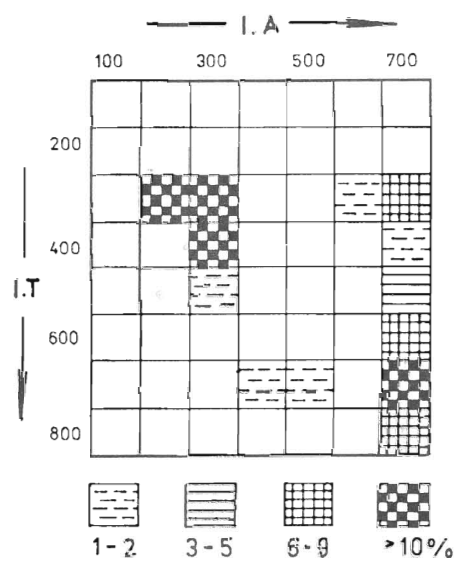
Nepriamo to dokumentuje nielen prevaha rezistentných ťažkých minerálov, ale aj typologické spektrum zirkónu z pieskovca vrstiev Čierneho vrchu (vzorka SPI-1, obr. 10). Ide o minimálne bimodálne spektrum obsahujúce: 1. populáciu zirkónu typickú pre tatroveporickú doménu so spodnokarbónskymi monazitovými granitoidmi (nízkoalkalické a nižšieteplotné subtypy S_{1-2}, S_7; cf. Broska a Uher, 1991) a 2. vnútrokarpatskú, resp. „exotickú" doménu s prítomnosťou permských postorogénnych granitov, porfýrov a ryolitov (vysokoalkalické, najmä vysokoteplotné subtypy P_{1-5}, D; cf. Uher a Marschalko, 1993; Broska et al., 1993). Takéto pestré spektrum pravdepodobne nie je výsledkom priameho splachu z magmatických hornín, ale ide skôr o viacnásobne recyklované zirkóny. Iba zirkóny alkalických subtypov (populácia 2) môžu pochádzať priamo z permských ryolitov a ich pyroklastík, ktoré sú známe z kálnickej skupiny severného Inovca (Putiš, 1983; Vozárová a Vozár, 1988), pričom ryolit z Hôrčanskej doliny má analogické zirkónové spektrum (Broska et al., 1993).

Problém pozície kryhy Hradiska

Ako sme už spomenuli, problematickou je príslušnosť a pozícia telesa strednotriasových - vrchnotriasových karbonátov vystupujúcich pri Selci hlavne na vrchu Hradisko, podľa čoho sme ho nazvali „kryha Hradiska", ako aj v závere Prostrednej doliny na V od Kálnice. Teleso je celkovo subhorizontálne uložené, silne zvrásnené, do 300 m hrubé a na základe vrtných prác (Štimmel et al., 1984) možno jeho plošný rozsah odhadnúť aspoň na 6 x 3 km, z čoho na povrch vystupuje okolo 5 km^2. Teleso ako celok leží v nadloží hrantských brekcií belickej sukcesie, ktoré ho aj čiastočne prekrývajú (obr. 2, 5) a v podloží komplexov fundamentu a mladšieho paleozoika inoveckej jednotky. Vnútorne má však teleso normálny, nie prevrátený vrstvový sled, a preto ho nemožno pokladať za spodné rameno prevrátenej ležatej makrovrásy.

Podľa pozície kryhy Hradiska a afinity jej náplne k fatrickým sledom (pravdepodobne vysocké súvrstvie stredného triasu) predpokladáme, že ide o gigantický olistolit - olistoplaku, umiestnenú vo vrchnokriedovom bazéne hornobelickej sukcesie ako viac-menej súčasť hrantských vrstiev a neskôr tektonicky prekrytú inoveckým príkrovom fudamentu tatrika. Kryha sa zrejme gravitačne skĺzla z čela krížňanskej (vysockej) jednotky, už vtedy umiestnenej v nadloží tatrických komplexov.

Na V od Selca sa na ojedinelom odkryve sledovala aj pravdepodobne pôvodná bazálna plocha kryhy Hradiska. Tvoria ju karbonatické brekcie injektované klastickými



Obr. 10. Typologické spektrum zirkónu (Pupin, 1980) z pieskovca vrstiev Čierneho vrchu, hornobelické súvrstvie. Vzorka SPI-1, Horné Belice.

Fig. 10. Typological spectrum of zircons (Pupin, 1980) from the Čierny vrch sandstones (coniac). Sample SPI-1.

žilami pieskovca. Tieto zaujímavé javy nemožno sledovať detailne, ale pravdepodobne reprezentujú fenomény vzniknuté súčasne s umiestnením olistoplaky do flyšovej panvy. Na báze sklzavajúceho sa telesa vznikala zóna náhlej tektonickej brekciácie (klasty cm-dm veľkosti), čo umožnilo vznik otvorených trhlín a pravdepodobne aj väčších priestorov, do ktorých z podložia vnikal zvodnený pieskový materiál. Olistoplaka sa zrejme sklzavala náhle, katastroficky, čo podmienilo rýchle pochovanie zvodnených sedimentov dna flyšovej panvy pod masu karbonátov, extrémny rast fluidného tlaku v nich a následnú injektáž „tekutých pieskov" do trhlín v karbonátoch vytvorených počas sklzavania. Ale na druhej strane sám fluidný pretlak umožnil „hladký" presun olistoplaky až do batyálnej hĺbky bez rozsiahlejších deformácií podložných flyšových súborov. Na vzorkovom materiáli vidieť, že sa na báze telesa počas sklzu pravdepodobne vytvárali aj väčšie otvorené priestory, vypĺňali ich zvírené zvodnené sedimenty, ktoré v nich po zastavení pohybu aj sedimentovali, a to s dobre vyvinutou gradáciou. To svedčí o tom, že ide vskutku o sedimentárny styk obidvoch hornín, ktorý neskôr „zapečatila" nízkoteplotná metamorfná rekryštalizácia podložného vápenca aj vápnitého tmelu pieskovca, ktoré sú v detaile ťažko odlíšiteľné.

Záver

Uprostred predalpínskeho tatrického fundamentu v severnej časti Považského Inovca vystupujú úzke šupiny vrchnojurských a kriedových hornín, ktoré nepatria do tatrika a pravdepodobne reprezentujú komplexy podložného karpatského penninika, t. j. váhika. Na základe získaných litologických, sedimentologických a biostratigrafických poznatkov sme sedimentárne horniny zaradili do samostatnej *belickej sukcesie*, resp. *jednotky* a rozdelili sme ju do nasledujúcich novodefinovaných litostratigrafických jednotiek:

1. *Lazianske súvrstvie* reprezentuje hlbokovodnú eupelagickú sekvenciu vrchnej jury až spodnej kriedy (?) tvorenú hlavne rádiolaritmi a tmavými silicitickými bridlicami. Je možné, že sa toto súvrstvie usadilo priamo na novotvorenej jurskej oceánskej kôre váhika.

2. Šupinu *svinických slieňovcov* tvoria pestrofarebné pelagické slieňovce turónskeho veku.

3. *Hornobelické súvrstvie* senónskeho veku je z hrubého komplexu distálneho a proximálneho flyšu. Rozdeľujeme ho na: *rázovské vrstvy* - tmavosivé vápnité ílové bridlice s laminami a tenkými doskami siltovcov a pieskovcov, miestami aj krinoidových kalkarenitov; ďalej sme vyčlenili *zlepence Čierneho vrchu,* reprezentujúce proximálny flyšový súbor prevládajúcich pieskovcov s telesami polymiktných zlepencov, a *hrantské vrstvy* - vrchnosenónsku sekvenciu červených slienitých bridlíc, svetlosivozelených karbonatických pieskovcov a telies chaotických polymiktných brekcií s olistolitmi.

Sedimentologická analýza preukázala príslušnosť súborov spodnosenónskeho „sivého flyšu" do strednej až vonkajšej časti náplavových vejárov a prevažne turbiditný mechanizmus redepozície v smere zhruba od J na S. Vrchnosenónsky „červený flyš" hrantských vrstiev tvoria turbidity a sutinové toky uložené na rozhraní strmého svahu a plochej panvy spodného batyálu, avšak s polárnou zmenou smeru transportu.

Zdroje klastického materiálu hornobelického súvrstvia možno na základe štúdia obliakov zlepencov rozdeliť do dvoch základných skupín: prvý - lokálny, blízky zdroj vo fundamente a sedimentárnom obale tatrika ležiaceho vo forme inoveckého príkrovu priamo v tektonickom nadloží belickej jednotky poskytol hlavne ostrohranné klasty svorových hornín, menej permských klastických sedimentov a vzácne, ale aj vo forme megaolistolitov, piesčité karbonáty jury a spodnej kriedy (*humienecká sukcesia*). Pritom podiel tohto materiálu v čase narastá - v zlepencoch Čierneho vrchu je pomerne zriedkavý, kým v hrantských vrstvách je výlučnou zložkou hruboklastických litotypov. To by mohlo svedčiť o postupnej konvergencii sedimentárnej panvy a tatrického zdroja a o jeho postupnom výzvihu, ktorý odrezal prístupové cesty druhého, možno vzdialenejšieho zdroja. Ten poskytol prevažnú časť materiálu zlepencov Čierneho vrchu - dobre zaoblené, väčšinou karbonátové obliaky. Ale tie sa mohli recyklovať aj zo starších (strednokriedových?) zlepencov. Zdroje klastov a olistolitov bázických vulkanitov predbežne interpretujeme ako šupiny podložnej oceánskej kôry belickej sukcesie vynorené v imbrikovanej konvergentnej zóne. Olistolity triasových karbonátov, a hlavne olistoplaká Hradiska by mohli pochádzať z čela krížňanského (vysockého) príkrovu.

Poďakovanie. Práca je jedným z výsledkov riešenia projektu 2/999125 Kinematický model alpínskeho tektonického vývoja a rekonštrukcia sedimentačných priestorov alpsko-karpatskej styčnej oblasti. Za finančné zdroje ďakujeme Grantovej agentúre pre vedu. Naša vďaka patrí aj D. Rehákovej, F. Markovi, M. Sýkorovi, L. Ožvoldovej, M. Mišíkovi a ďalším spolupracovníkom za poskytnutie vzorkového materiálu, pomoc v teréne, ako aj za rady a pripomienky k tejto práci.

Literatúra

Andrusov, D. 1968: Grundriss der tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, Vyd. SAV, 188.*

Baumgartner, P. O. 1984: A Middle Jurassic - Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of Tethyan radiolarites. *Eclogae Geol. Helv., 77, 729 - 837.*

Baumgartner, P. O. 1987: Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. *Eclogae Geol. Helv., 80, 831 - 879.*

Bujnovský, A. & Polák, M. 1985: Mesozoic lithostratigraphical units of the Veľká Fatra Mts. *Proc. rep. XIII Congr. KBGA, Pt. I, Cracow, 23 - 27.*

Broska, I. & Uher, P. 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite/monazite antagonism (on an example of Hercynian granitoids of Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 271 - 277.*

Broska, I., Vozár, J., Uher, P. & Jakabská, K. 1993: Typológia zirkónu z permských ryolitov-dacitov a ich pyroklastík (Západné Karpaty). *In: M. Rakús a J. Vozár (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 151 - 158.*

Cúlová, V. & Andrusov, D. 1964: Précision de l'age de la formation des nappes de recouvrement des Karpates occidentales centrales. *Geol. Sbor. SAV, 15, 253.*

Grunau, 1965: Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. *Eclogae Geol. Helv., 58, 158 - 208.*

Komar, P. D. 1971: Hydraulic jump in turbidity currents. *Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 874 - 884.*

Korikovskij, S. P. & Putiš, M. 1986. Metamorfičeskaja zonaľnosť

i diaftorez v kristallinikume Považskogo Inovca. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 115 - 136.*

Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W. 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. *Acta geol. geogr., Univ. Comen., 324.*

Kullmanová, A. & Gašpariková, V. 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. *Geol. Práce, Spr., 78, 85 - 95.*

Leško, B., Šútora, A. & Putiš, M. 1988: Geology of the Považský Inovec horst based on geophysical investigation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 195 - 216.*

Lowe, D. R. 1982: Sediments gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sed. Petrology, 52, 279 - 297.*

Maheľ, M. 1974: The Inner West Carpathians. *In: Maheľ, M. (Ed.): Tectonics of the Carpatho-Balkan regions. GÚDŠ Bratislava, 91 - 133.*

Maheľ, M. 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum - continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 293 - 305.*

Maheľ, M. 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *GÚDŠ Bratislava, 221.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. 1 - Paleoalpínske jednotky. *Veda, Bratislava, 503.*

Maheľ, M. 1988: Základné problémy stavby Západných Karpát z pohľadu geodynamického modelu a hlbinnej stavby. I. Centrálne a vnútorné Karpaty. *Mineralia slov., 20, 289 - 306.*

Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matějka, A. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. *Západ. Karpaty, sv. 1. Academia, Praha, 496.*

Marschalko, R. 1973: Boulder beds in flysch and reconstruction of their transport mechanism on the basis of sedimentary structures (Inner-Carpathian Paleogene Flysch of the Kamenica structural zone). *Proc. X Congr. KBGA, Sess. II. Sedimentology, Bratislava, 113 - 122.*

McBride, & Folk, 1979: Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust. *J. Sed. Petrology, 49, 837 - 868.*

Mišík, M. & Sýkora, M. 1981: Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine Kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín-Einheit. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 7 - 111.*

Ožvoldová, L. 1988: Radiolarian associations from radiolarites of the Kysuca succession of the Klippen Belt in the vicinity of Myjava - Turá Lúka (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 369 - 392.* Ožvoldová, Ľ. 1991: Výskyt radioláriových asociácií kimeridžu v horizonte rádiolaritov kysucko-pieninskej sukcesie v západnej časti bradlového pásma. *Mineralia slov., 23, 41 - 49.*

Plašienka, D. 1987: Litologický, sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch. *Mineralia slov., 19, 217 - 230.*

Plašienka, D. & Marko, F. 1993: Geologická stavba strednej časti Považského Inovca. *Mineralia slov., 25, 11 - 22.*

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M. 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. - an overview. *Geol. Carpath., 42, 195 - 208.*

Pupin, J. P. -1980: Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrology, 73, 207 - 220.*

Putiš, M. 1980: Succession of tectonic structures in the crystalline and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 619 - 625.*

Putiš, M. 1983: Outline of geological-structural development of the crystalline complex and envelope Palaeozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 457 - 482.*

Putiš, M. 1986: Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca. *Geol. Práce, Spr., 84, 65 - 83.*

Salaj, J. & Priechodská, Z. 1987: Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp. *Mineralia slov., 19, 499 - 521.*

Soták, J., Plašienka, D., Spišiak, J. & Uher, P. 1993: Neptunické dajky karbonátov v bázických vulkanitoch Považského Inovca. *Mineralia slov., 25, 193 - 201.*

Štimmel, I., Novotný, L. & Miháľ, F. 1984: Záverečná správa o geologicko-prieskumných prácach v oblasti Považského Inovca. *Manuskript - Geofond Bratislava, 220.*

Uher, P. & Marschalko, R. 1993: Typology, zoning and chemistry of zircon from main types of granitic and rhyolitic pebbles in conglomerates of the Pieniny Klippen Belt Cretaceous flysch (Western Slovak Segment, Western Carpathians). *Geol. Carpath., 44, 113 - 121.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *GÚDŠ Bratislava, 314.*

Weissert, H. & Bernoulli, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rdsch., 74, 665 - 679.*

Origin and structural position of upper Cretaceous sediments in the northern part of the Považský Inovec Mts. (Central Western Carpathians). Part 1: Lithostratigraphy and sedimentology

The Považský Inovec Mts. form an asymmetric, N - S elongated horst structure in western Slovakia (Fig. 1). The horst is surrounded by Neogene basins, its northern tip approaches the Pieniny Klippen Belt. The southern part of the horst is built up by Tatric pre-Alpine crystalline basement with prevalent granitoids and gneisses, its Mesosoic sedimentary cover and superficial nappes of the Fatric (Krížna) and Hronic (Choč) system. In the northern part of the mountains the Tatric basement is composed mainly of mica-schists and gneisses, its sedimentary cover involves unusually thick Upper Paleozoic rocks, mostly red-beds (Kálnica group) and quartzose clastics (Scythian). Middle Triassic is locally represented by carbonate platform sediments. Jurassic and Lower Cretaceous sandy limestones are to be found only as clasts and olistolites in the Senonian flysch deposits.

Tatric complexes create an extensive allochthonous body - the Inovec basement-cover nappe. This overrode Jurassic and Cretaceous sedimentary rocks of the Belice unit during the latest Cretaceous - earliest Paleogene shortening and thrust stacking along the northern Tatric edge. The Belice unit probably represents an element of the Vahic (South Penninic) oceanic realm, which otherwise completely disappeared by southward subduction below the Central Western Carpathians. Its exposure in the northern Inovec Mts. is unique in the Carpathians, only possible thanks favourable, anomalous structural circumstances (Fig. 2).

Reconstruction of the lithostratigraphic succession of the Belice unit is difficult, because of its dismembering into numerous slices, small areal extent and poor outcrop conditions. Fossils are very rare due to the low-grade metamorphic recrystallization, most of biostratigraphic data have been obtained by study of foraminifers and radiolarians (see also Kullmanová and Gašpariková, 1982). Several newly defined formal lithostratigraphic units have been distinguished within the Belice succession (Fig. 5):

1. the Lazy formation is about 50 m thick pelagic sequence of red, well-bedded radiolarites and greenish silicites with scarce intercalations of white micritic limestones, and dark grey siliceous slates. Radiolarian fauna and Calpionelids point to the Late Oxfordian up to Berriasian age of the formation, but dark slates are probably even younger (Fig. 3, 4; Pl. I, III).

2. the Svinica marlstones are variegated calcareous slates, probably metamorphic equivalent of the „couches-rouges" type sediments. They bear some Turonian forams, and occur in

several small, tectonically bounded slices inside the Senonian flysch.

3. the Horné Belice formation is several hundreds meters thick Senonian flysch. The lower „grey flysch" part of Coniacian - Santonian age consists of two members: a - the Rázová beds - thinly bedded distal calcareous flysch and b - the Čierny vrch conglomerates - sandy flysch with lenses of polymict conglomerates. Two main types of pebbles have been observed, except of intraclasts. Over 90 % of pebble material is formed by well-rounded, almost exclusively carbonatic clasts - Middle Triassic dolomites and limestones, Upper Triassic lagoonal limestones, limestones of the Fatra (Kössen) formation, Liassic bioclastis limestones, Late Jurassic and Lower Cretaceous pelagic limestones, Urgonian limestones and rare pebbles of volcanic rocks and granitoids (Pl. IV). The second group includes scarce larger, angular fragments of rocks derived clearly from the Tatric Inovec unit: mica-schists, Permoscythian clastics and Liassic sandy crinoidal limestones. Large angular clasts of green amygdaloidal basalts may represent the third type of source area. The „grey flysch" consists of several thinning and fining upward cycles with cumulative thickness of over 300 m (Fig. 6, 7). It was deposited in the middle and outer part of the submarine turbidite fan. Measured paleocurrents point to the southward location of terrigenous sources. Scarce Helminthoids indicate bathyal depths.

The Hranty beds are also ranged to the Horné Belice formation. They are composed mainly of huge bodies of olistolite-bearing polymict mixtitic breccias. Breccias are usually matrix-free, they lack internal organization, the clasts have dimensions ranging from microscopic grains up to mega-olistolites. Their material is derived dominantly from the tectonically overlying Tatric complexes, mostly from the mica-schist basement. Fragments of Permoscythian clastics are quite common, blocks and olistolites of Triassic carbonates, Jurassic sandy biodetritic or nodular limestones and Neocomian pelagic limestones with mica-schist fragments also occur. The huge coherent body of Middle Triassic carbonates is considered to be a sliding block (olistoplaka of the Hradisko hill) derived from the front of the overriding Krížna (Vysoká) cover nappe. Several olistolites are formed by mafic volcanic rocks (cf. Soták et al., 1993). The sequence of „red flysch" is interposed amidst breccias in the tectonic slice of the Hranty beds on northern slopes of Inovec hill (Fig. 1, 2, 4; Pl. II, III). It comprises purple-red marly shales and greenish-grey calcareous sandstones (Pl. V). Globotruncanas of Campanian to Maastrichtian age have been found in sandstones. Ichnofossils as Zoophycus and deep bathyal Chondrites are quite common in this sequence. The Hranty beds do not show cyclic ordering, but they are typical proximal turbidites with breccia debris flows deposited along a slope hinge. However, the paleocurrent analysis show an opposite supply than the „grey flysch" (Fig. 8).

It is supposed that the Belice succession is a detached sedimentary cover of the Vahic (South Penninic) oceanic crust subducted southwards beneath the northern Tatric edge. The onset of underthrusting was probably heralded by the start of the flysch sedimentation during the Coniacian. Senonian flysches of the Horné Belice formation may have been deposited in a trench basin in front of the convergent Tatric margin and were later sheared off their underthrust substratum and piled up in an accretionary complex. The convergence setting is also indicated by the increasing share of the clastic material in coarse-grained flysch lithologies, which was undoubtedly derived from the Tatric complexes of the Inovec nappe presently tectonically overlying the Belice unit. The fragments of basaltic volcanic rocks were probably derived from tectonic imbricates of the Vahic oceanic crust accreted to the tip of the overriding thrust wedge.

The second part of this paper will be devoted to the structural analysis, reconstruction of the tectonic evolution and discussion to the paleogeographical and paleotectonic implications of the presented problem.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 335 - 346

Karbónske machovky z jedľoveckého lomu ochtinského súvrstvia (gemerikum, Západné Karpaty)

KAMIL ZÁGORŠEK a ANDREJ MACKO

Katedra geológie a paleontológie, PrF UK, Mlynská dolina 1/G, 842 25 Bratislava

(Doručené 30.3.1994)

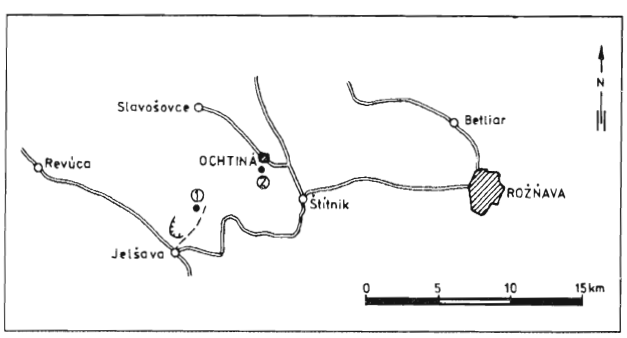
Carboniferous Bryozoa from the Jedľovec quarry in Ochtiná Formation (Gemericum,Western Carpathians)

During Macko's investigation of Carboniferous sediments from Jedľovec quarry, rich fauna have been found. Besides the fossils, belonging to Brachiopoda, Cephalopoda, Bivalvia, Trilobita, and fragments of Holothuria, Echinodermata, Conodonta, etc., several bryozoan zoaria have been determinated. According to conodont's fauna, the Namurian A age is suggested. Among the Bryozoa fauna, there were described one trepostome species, 5 fenestrata species and 3 acanthocladiidae species. The all found bryozoan specimens have been described. As this is the first paper in Slovak language about Carboniferous Bryozoa, short review about morphological features of Carboniferous bryozoans, was added.

Key words: Carboniferous, Gemericum, West Carpathians, Bryozoa, Fenestrata, systematic

Úvod

Karbónske sedimenty sú v Západných Karpatoch vo väčšej miere zastúpené iba v dobšinskej skupine gemerika. Ich podstatná časť je odkrytá v širokom okolí Ochtinej (obr. 1) v rade veľkolomov magnezitu.



Obr. 1. Geografická pozícia lokality lom Jedľovec (1) a opusteného lomu magnezitu v Ochtinej (2).

Fig. 1. Geographical position of locality Jedľovec quarry (1) and abandoned magnesite quarry in Ochtiná (2).

Ochtinské súvrstvie ako súčasť dobšinskej skupiny má podľa Vozárovej a Vozára (1988) pestré litologické zloženie (obr. 2). Jeho najtypickejším litologickým členom je tzv. hlavný magnezitový horizont, v ktorom sa našla bohatá fauna. Zaoberal sa ňou napr. Ahlburg, (1913), Ulrich a Bouček (1931), Heritsch (1934), Mišík (1953), Bouček a Přibil (1958, 1960) a Turek a Prokop (1982). Ale tieto práce nálezy machoviek nespomínajú. Iba Prantl (1934, 1938) opísal machovky z dobšinského karbónu (zlatnícke súvrstvie). Jeho materiál je v Národnom múzeu v Prahe a doteraz sa nám ho na podrobnejšie spracovanie nepodarilo získať.

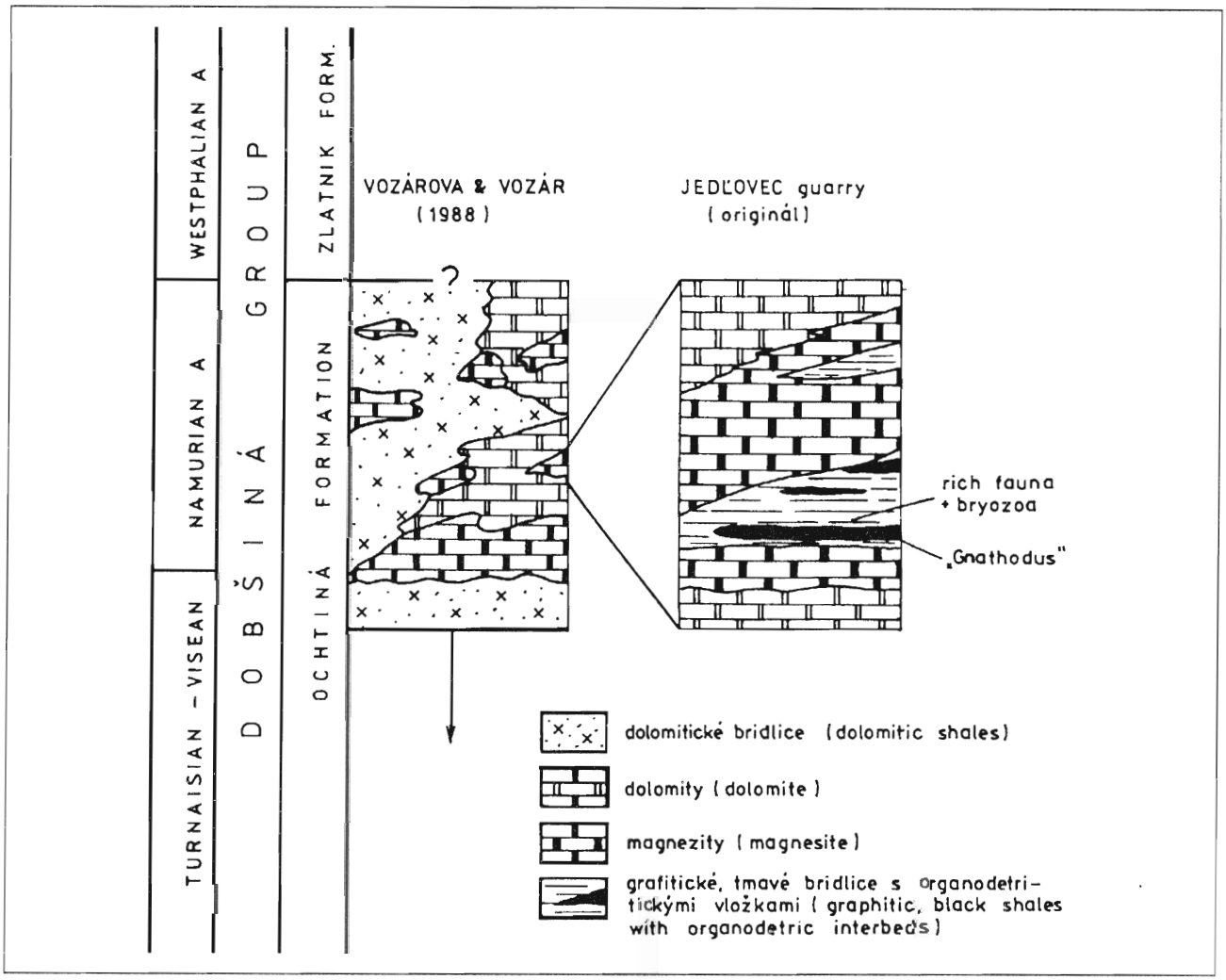
Podľa nálezov konodontov v opustenom lome magnezitu v Ochtinej (obr. 1), sa vek sedimentov ochtinského súvrstvia stanovil na vrchný visén až namúr A (Kozur et al., 1976). Na základe podobnosti litológie s hlavným magnezitovým horizontom sa všetky ostatné výskyty podobných hornín vekovo zaradili do vrchného visénu až namúru A.

Novší paleontologický a biostratigrafický výskum ochtinského súvrstvia sa doteraz podrobnejšie nerealizoval, aj keď jeho dôležitosť pre paleoekológiu a paleogeografickú rekonštrukciu isto netreba zdôrazňovať. Komplexná revízia ochtinského súvrstvia je predmetom postgraduálneho štúdia A. Macka.

Stratigrafia jedľoveckého lomu

Jedľovecký lom je súčasťou veľkého ložiska magnezitu v revíre Dúbrava - Miková - Jedľovec. Lom leží asi 4 km na SSV od Jelšavy (okres Rožňava) na sv. okraji revíru na konci podnikovej dopravnej cesty (obr. 1). V lome je umelo odkrytý hlavný magnezitový horizont ochtinského súvrstvia, ktorý sa skladá zo šošovky hlavného magnezitového telesa a z tmavého organogénneho vrstvovitého dolomitu až dolomitického slieňa. Kontakt medzi magnezitovým telesom a okolitým súvrstvím dolomitu môže byť nejasný, veľmi pozvoľný alebo naopak veľmi ostrý. Približne uprostred magnezitového telesa sú dve polohy tmavých grafitických bridlíc s tenkými nepravidelnými organodetritickými vložkami. Bohatá fauna organických zvyškov pochádza z okolia kontaktu spodnejšej polohy tmavých bridlíc s týmito vložkami (obr. 2). Našli sa najmä pygídiá trilobitov, schránky brachiopód, cefalopód a bivalvií, zvyšky problematík a zoáriá machoviek. Nájdené machovky sú predmetom tejto práce.

V organoteritických vložkách grafitických bridlíc sa



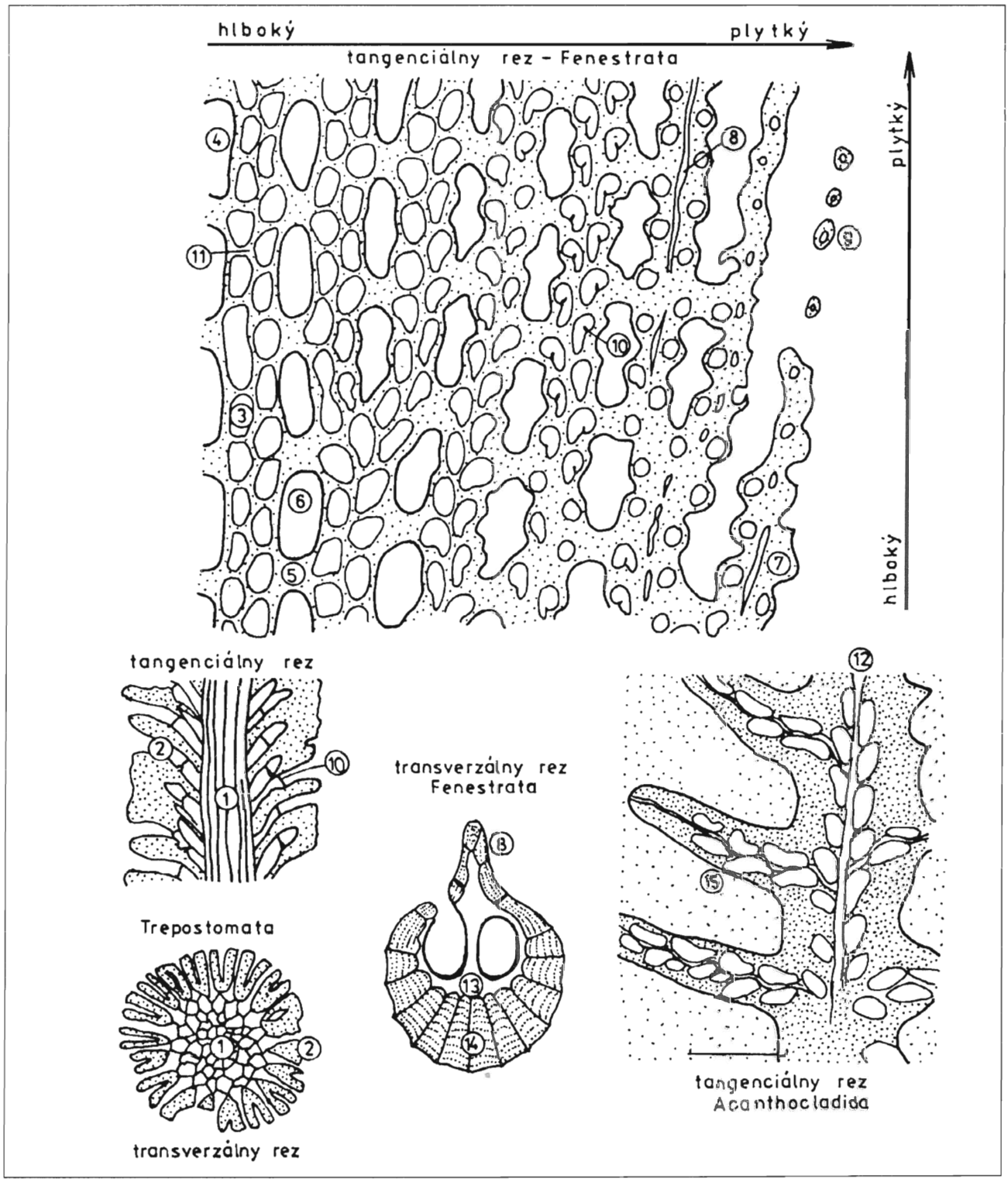
Obr. 2. Litostratigrafická kolónka karbónu ochtinského súvrstvia (upravené podľa Vozárovej a Vozára, 1988).
Fig. 2. Carboniferous lithostratigraphic column of Ochtiná Formation (Modified according Vozárová and Vozár, 1988).

najnovšie našla mikrofauna, skladajúca sa z elementov echinodermát, zo skleritov holotúrií, zo spikúl húb a z konodontov. Pravdepodobne najdôležitejším nálezom je konodont *„Gnathodus" bilineatus bollandensis* (Higgins a Bouckaert, 1968), ktorý pochádza z najspodnejšej organodetritickej vložky v tmavých bridliciach (obr. 2). Jeho výskyt je podľa Kozura et al. (1976) obmedzený na namúr A. Aj napriek tomu, že vzťah lokalizácie nálezu konodonta a spracúvanej machovkovej fauny nie je úplne jasný, možno s veľkou pravdepodobnosťou predpokladať, že machovky opisované v tejto práci pochádzajú z namúru A.

Morfológia karbónskych machoviek

Machovky sú koloniálne živočíchy. Každý zooid (jednotlivec) má svoje zooécium (schránku). Zooéciá sú navzájom pevne spojené a vytvárajú zoárium (kolóniu). Vo väčšine zoárií je medzi zooidmi polymorfizmus. Normálne vyvinuté jedince, ktoré sú schopné pohlavného rozmnožovania, sú autozooidy a majú autozooécium (obr. 3/3). Autozooécium sa otvára na povrchu zoária apertúrou (obr. 3/7), okolo ktorej je často mnoho ochranných štruktúrnych elementov. V zooéciu sa zvyčajne vyskytujú transverzálne štruktúry (obr. 3/10): plné alebo polovičné diafragmy alebo hemiseptá (priehradky). Ďalšie jedince môžu vytvárať heterozooéciá, t. j. schránky určené na špeciálne úlohy (napríklad ovicely - schránky slúžiace na ochranu oplodnených vajíčok), alebo kenozooéciá, t. j. schránky prevažne v tvare tenkých trubičiek, ktoré sa na povrchu zoária javia ako póry a majú opornú alebo vnútrozoariálno-komunikačnú funkciu.

Machovky z radu Trepostomata sú typické vrchnopaleozoické machovky. Žili od ordovika do triasu. Vyznačujú sa veľkými masívnymi zoáriami utvorenými z dvoch zón: vnútornej, nezrelej, endozóny (obr. 3/1), a vonkajšej, dospelej, exozóny (obr. 3/2). V endozóne majú zooéciá tenké laterálne steny a často sú bez diafragiem a kenozooécií. Pre exozónu sú typické hrubé steny autozooécií s množstvom diafragiem a s veľkým množstvom kenozooécií a heterozooécií.



Obr. 3. Porovnateľné morfologické znaky opisovaných karbónskych machoviek. (Podľa Goryunovej, 1985 a Travenera-Smitha, 1969, upravené). 1 - endozóna, 2 - exozóna, 3 - autozooécium, 4 - rameno nesúce zooéciá, 5 - disepiment, 6 - fenestrula, 7 - apertúra autozooéciá, 8 - kýl, 9 - nódy, 10 - transverzálne štruktúry, 11 - stopa axiálnej steny, 12 - hlavné rameno, 13 - vnútorná granulovaná vrstva, 14 - vonkajšia lamelárna vrstva, 15 - pina - vedľajšie rameno.

Fig. 3. Comparable morphological features of described Carboniferous Bryozoa. (According to Goryunova, 1985 and Travener-Smith, 1969, modified). scheme). 1 - endozone, 2 - exozone, 3 - autozooecium, 4 - branch with zooecia, 5 - dissepimentum, 6 - fenestrule, 7 - autozooecial aperture, 8 - keel, 9 - node, 10 - transversal structures, 11 - trace of axial wall, 12 - main branch, 13 - interior granular skeleton, 14 - external lamellar skeleton, 15 - pinnae - lateral branch.

Machovky z radu Fenestrata boli typickými obyvateľmi paleozoických morí. Žili prevažne v ordoviku až karbóne a v perme postupne vymierali. Majú charakteristickú sieťovitú stavbu (obr. 3), ktorá im umožňovala dokonalú filtráciu vody. Opisovali sa prevažne na základe vonkajšej štruktúry, najmä rozmerov, ale v súčasnosti sa opisujú na základe výbrusov a pozorovania vnútornej stavby, hlavne mikroštruktúry.

V tejto práci používame modifikovanú terminológiu podľa McKinneyho a Kříža (1985), Hagemana (1991) a Morozovej (P. C., 1993).

Na fenestrátnom zoáriu rozlišujeme obverziu, stranu, na ktorej sú apertúry autozooécií, a reverziu, opačnú stranu, na ktorej môžu byť otvory kenozooécií. Každé fenestrátne zoárium sa skladá z ramien (obr. 3/4) zložených zo zooécií a z disepimentov (obr. 3/5), spájajúcich ramená a zvyčajne neobsahujúcich zooéciá. Priestory medzi ramenami a disepimentmi sa volajú fenestruly (obr. 3/6). Na ramenách medzi apertúrami sa často vyskytuje kýl (obr. 3/8) a na ňom môžu byť nódy (obr. 3/9). Okrem týchto štruktúr sa na povrchu zoária môžu prejavovať rozličné kenozooéciá.

Fenestrátne machovky sa rozdeľujú do dvoch hlavných veľkých čeľadí, a to na Fenestellidae King, 1850 a Polyporidae Vine, 1893. Hlavným rozdielom je počet radov zooécií v jednom ramene. Fenestellidae majú vždy len dve zooéciá vedľa seba, Polyporidae viac, prevažne 4 - 5 zooécií.

Prvým taxonomickým znakom je tzv. mikrometrická formula: počet ramien na 10 mm šírky zoária „/" počet fenestrúl na 10 mm dĺžky zoária „//" počet zooécií na 5 mm dĺžky ramena. Táto formula má veľký význam hlavne pri vyhľadávaní a vzájomnom porovnávaní možných druhov, pri určovaní materiálu a pri orientácii medzi množstvom druhov.

Ďalšie taxonomické znaky určujeme v tangenciálnom reze, t. j. v reze rovnobežnom s obverziou (reverziou) zoária. V hlbokom tangenciálnom reze (t. j. v reze blízko reverzie) sa určuje tvar autozooécií. Môže byť oválny, obdĺžnikový, päťuholníkový, lichobežníkový a pod. Podľa toho Morozova (1974) určuje rod machoviek patriacich do čeľade *Fenestellidae* King, 1850. Okrem tvaru autozooécií je dôležitým znakom šírka ramien, šírka disepimentu, šírka a dĺžka fenestruly a tvar stopy axiálnej steny (obr. 3/11). V plytších tangenciálnych rezoch sú pozorovateľné vnútorné štruktúry autozooécií (diafragmy, hemiseptá), tvar prípadných heterozooécií a kenozooécií, tvar, veľkosť a štruktúry okolo apertúr, ešte plytšie možno určiť šírku kýlu, množstvo a veľkosť nódov a napokon vzdialenosť medzi nódmi.

V transverzálnom reze sa určuje tvar ramena (kruhový, oválny, sploštený a pod.) a jeho výška, ďalej výška kýlu (obr. 3/8) a šírka vonkajšej lamelárnej vrstvy (obr. 3/14) a vnútornej granulovanej vrstvy (obr. 3/13).

Otázky určovania fenestrátnych zoárií podrobnejšie spracoval Hageman (1991).

Spolu s fenestrátnymi machovkami sa často vyskytujú aj akantokladidy, ktoré majú podobnú stavbu. Na akantokladidnom zoáriu rozoznávame hlavné rameno (obr. 3/12) a piny, t. j. vedľajšie ramená (obr. 3/15). Ostatné taxonomické znaky majú viac-menej rovnaké ako fenestrátne machovky, ale fenestrula sa tvorí medzi pinami, nie medzi ramenami.

Taxonómiu akantokladidov podrobnejšie rozpracoval Snyder (1991).

Systematika

Class Stenolaemata Borg, 1926
Order Trepostomata Ulrich, 1882
? Family Amplexoporidae Miller,1889

Monotrypella ?
(Pl. I. Fig. 1 - 3)

Materiál: 1 exemplár

Diagnóza: Zoárium je veľké, masívne, bochníkovitého tvaru, s celkovou veľkosťou okolo 13 x 8 x 5 cm. V tangenciálnom reze sú cez endozónu pozorovateľné dlhé priame trubice autozooécií a v nich sú veľmi zriedka zachované diafragmy. Steny autozooécií sú tenké, rovnako široké po celej dĺžke. V transverzálnom reze cez endozónu sú dobre viditeľné prierezy autozooécií nepravidelne mnohouholníkového tvaru. Laterálne steny autozooécií sú typicky moniliformné, t. j. zložené z drobných trámikov, takže sa v transverzálnom reze javia ako zložené z „korálikov". Kenozooéciá ani heterozooéciá sa nespozorovali. Exozónu rekryštalizácia úplne zničila.

Rozmery (v μm): šírka autozooécia v tangenciálnom reze 349 - 385, šírka laterálnej steny v tangenciálnom reze 42 - 53, vzdialenosti medzi diafragmami 182 - 197, priemer autozooécia v transverzálnom reze 273 - 334, šírka laterálnej steny v transverzálnom reze 30 - 45.

Poznámky: Opisovaný exemplár je zle zachovaný, jeho určenie problematické, ale isto patrí medzi machovky Trepostomata a podľa stavby steny zooécií (tzv. moniliformná stena) možno predpokladať, že ide o zástupcu čeľade Amplexoporidae. Zaradenie do rodu je veľmi neisté.

Výskyt: Rod Monotrypella sa vyskytuje v ordoviku Kentucky (USA.)

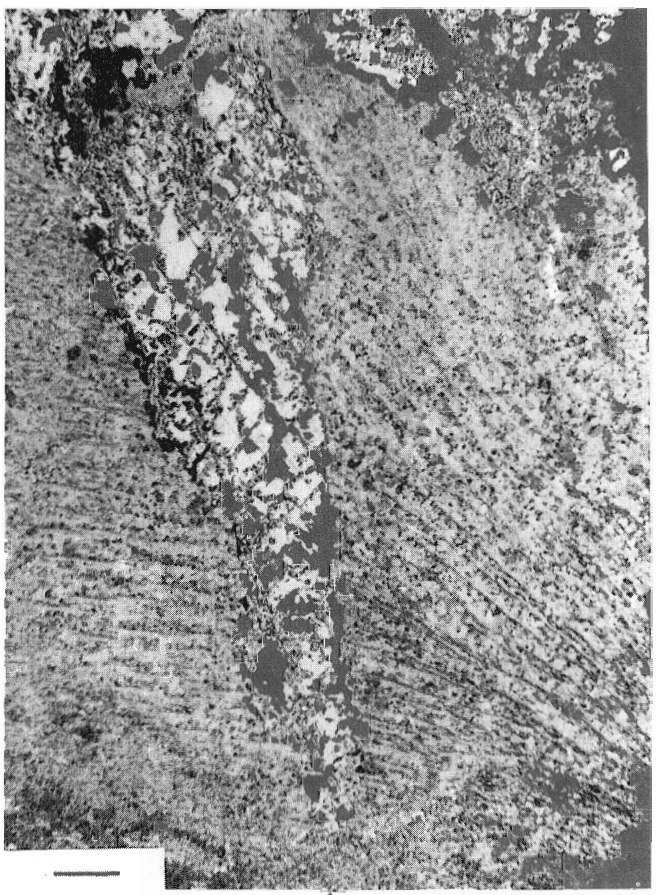
Order Fenestrata Elias & Condra, 1957
Family Fenestellidae King, 1850
Genus Laxifenestella Morozova, 1974

Laxifenestella protvensis (SHULGA-NESTERENKO, 1951)
(Pl. II. Fig. 2)

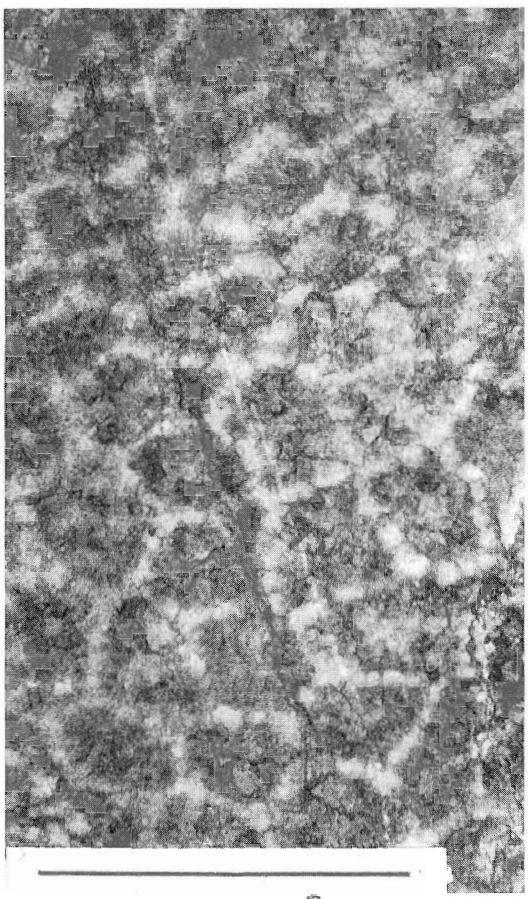
1951 *Fenestella protvensis* sp. n. Shulga-Nesterenko, s. 42, tab. 7, Fig. 4

Materiál: 3 exemplâre; 3 tangenciálne rezy a 1 transverzálny rez.

Diagnóza: Mikrometrická formula je 17-19/10-13//17-18. Zoáriá sú pravidelné, zachované vo veľmi malých úlomkoch, ramená priame, kosodĺžnikové zooéciá v dvoch radoch. Stopa axiálnej steny je priama. V zooéciách je malé spodné aj vrchné hemiseptum. Apertúry sú malé, kruhové, s výrazným peristómom, fenestruly stredne



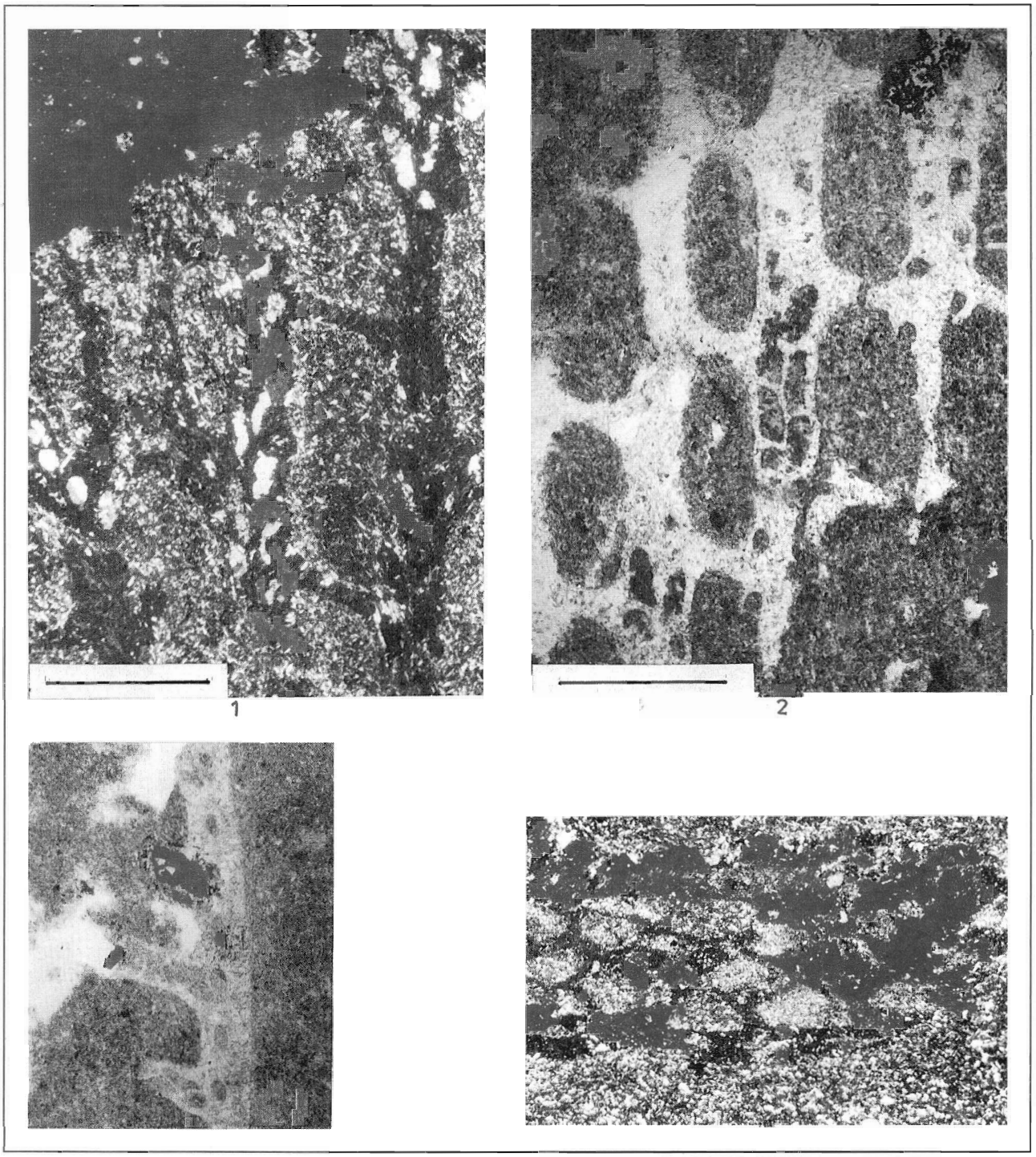
1



2

Tab. I.
Obr. 1. *Monotrypella ?*, celkový pohľad, zväčšené 7x.
Obr. 2. *Monotrypella ?*, detail transverzálneho rezu ukazujúci moniliformnú stavbu stien, zväčšené 45x.
Obr. 3. *Monotrypella ?*, detail tangenciálneho rezu, zväčšené 45x, grafická mierka je vždy 1 mm.

Pl. I.
Fig. 1. *Monotrypella ?*, general view, magn. x7.
Fig. 2. *Monotrypella ?*, detail of transversal section displaying moniliform wall structures, magn. x45.
Fig. 3. *Monotrypella ?*, detail of tangential section, magn. x45, scale bar is always 1 mm.



Tab. II.

Obr. 1. *Exfenestella* cf. *ercovae* (Shulga-Nesterenko, 1951), celkový pohľad v skrížených nikoloch ukazujúci fenestruly a oválny tvar autozooécií, zväčšené 27x.

Obr. 2. *Laxifenestella protvensis* (Shulga-Nesterenko, 1951), celkový pohľad ukazujúci fenestruly a kosodĺžnikový tvar autozooécií, zväčšené 27x.

Obr. 3. *Penniretepora* sp., celkový pohľad, zväčšené 18x.

Obr. 4. *Acanthocladia* sp. n.?, detail piny, s viditeľným tvarom autozooécií v štyroch radoch, zväčšené 29x, grafická mierka je vždy 1 mm.

Pl. II.

Fig. 1. *Exfenestella* cf. *ercovae* (Shulga-Nesterenko, 1951), general view in crossed nicols shows fenestrules and oval shape of autozooecia, magn. x27.

Fig. 2. *Laxifenestella protvensis* (Shulga-Nesterenko, 1951), general view shows fenestrules and parallelogram shape of autozooecia, magn. x27.

Fig. 3. *Penniretepora sp.*, general view, magn. x18.

Fig. 4. *Acanthocladia sp. n.?*, detail of pinnae with clearly visible shape of autozooecia in 4 rows, magn. x29, scale bar is always 1 mm.

TAB. 1
Rozmery machoviek z radu Fenestrata nájdených v jedľoveckom lome ochtinského súvrstvia
Dimensions of Fenestrata Bryozoa from locality Jedľovec quarry of the Ochtiná Formation

Taxa	microm. formulae	NSP	AF	WB	WD	WF	LF	DA	WK	ADB	TB	SNB
Laxifenestella protvensis (Shulga-Nest., 1951)	17-19/10-13//17-18	3	2 - 3	250 - 310	105 - 120	310 - 405	680 - 810	60 - 95	64 - 76	250 - 310	273 - 304	300
Exfenestella ercovae (Shulga-Nest., 1951)	14-15/8//15	1	-	182 - 228	110 - 125	410 - 430	988 - 1094	-	-	-	228 - 258	-
Alternifenestella donaica (Lebedev, 1924)	20/12-14//18-20	4	3 - 4	180 - 210	91 - 105	250 - 310	620 - 700	90 - 100	121 - 148	240 - 270	-	390 - 445
Alternifenestella major (Nikiforova, 1933)	20/9-11//17-19	6	2 - 3	180 - 210	120 - 150	385 - 410	800 - 835	106 - 160	-	273 - 305	288 - 380	-
Alternifenestella kungurensis (Strucken., 1898)	19-20/10//20	5	2 - 3	210 - 240	110 - 150	280 - 310	820 - 870	105 - 120	150?	330 - 350	380 - 425	-

Vysvetlivky: microm. formulae - mikrometrická formula: počet ramien na 10 mm šírky zoária, „/" počet fenestrúl na 10 mm dĺžky zoária, „//" počet zooécií na 5 mm dĺžky ramena, AF - počet autozooécií na dĺžku fenestruly, WB - šírka ramena, WD - šírka disepimnetu, WF - šírka fenestruly, LF - dĺžka fenestruly, DA - priemer apertúry, WK - šírka kýlu, ADB - vzdialenosť medzi apertúrami, NSP - počet exemplárov, SNB - vzdialenosť medzi nódmi.

Explanations: microm. formulae - number of branches per 10 mm of width of zoarium, „/" number of fenestrules per 10 mm of length of zoarium, „//" number of zooecia per 5 mm of length of branch, AF - number of autozooecia of length of fenestrule, WB - width of branch, WD - width of disepiment, WF - width of fenestrule, LF - length of fenestrule, DA - diameter of aperture, WK - width of keel, ADB - distance between aperture centers, NSP - number of specimens, SNB - distance between nodes.

veľké, oválne až zaoblene obdĺžnikové, disepimenty tenké, kýl jednoduchý, úzky a priamy, nódy monoseriálne, stredne veľké.

V transverzálnom reze sú ramená okrúhle, ale šírku ich vonkajšej a vnútornej vrstvy určiť nemožno lebo exemplár sa zachoval vo veľmi zlom stave.

Hlavné rozmery (ostatné sú v tab. 1; všetky údaje sú v mikrometroch μm): šírka ramena WB 250 - 310, šírka disepimentu WD 105 - 120, šírka fenestruly WF 310 - 405, dĺžka fenestruly LF 680 - 810.

Porovnanie: V originálnom opise sa uvádza mikrometrická formula 18/10//17 a neuvádza sa opis spodného hemisepta, ale domnievame sa, že tieto rozdiely sú len variabilitou jedného druhu.

Výskyt: vrchný namúr A ruská platforma, visén až namúr A ochtinské súvrstvie, lom Jedľovec.

Genus Exfenestella Morozova, 1974

Exfenestella* cf. *ercovae (SHULGA-NESTERENKO, 1951)
(Pl. II. Fig. 1)

?1951 *Fenestella ercovae* sp. n. Shulga-Nesterenko, s. 24, tab. 2, Fig. 2

Materiál: 1 exemplár; 1 tangenciálny a 1 transverzálny rez.

Diagnóza: Mikrometrická formula je 14-15/8//15. Zoárium sa zachovalo veľmi zle, je otvorené (pomer medzi WF:WB > 1,5). Ramená sú priame, úzke, zooéciá oválne, s nepozorovateľnou vnútornou štruktúrou, fenestruly veľké, obdĺžnikové a disepimenty široké. Ostatné znaky rekryštalizácia deštruovala.

Hlavné rozmery (v μm) : WB 182 - 228, WD 110 - 125, WF 410 - 430, LF 988 - 1094.

Porovnanie: V originálnom opise sa uvádza mikrometrická formula 13-14/8-9//16-17. Okrem toho šírka ramena a šírka disepimentu je podstatne väčšia (WB = 305 - 350 μm a WD = 280 - 400 μm). Ostatné rozmery sú identické. Hoci sa opisovaný exemplár zachoval vo veľmi zlom stave, jeho zaradenie do tohto druhu je najpravdepodobnejšie.

Výskyt: spodný namúr A ruská platforma, donský bazén a Kursk, visén až namúr A ochtinské súvrstvie, lom Jedľovec.

Genus Alternifenestella Termier & Termier, 1971

Alternifenestella donaica (LEBEDEV, 1924)
(Pl. III. Fig. 1)

1951 *Fenestella donaica* (Lebedev), Shulga-Nesterenko, s. 92, tab. 1, Fig. 2, tab. 17, Fig. 2, tab. 18, Fig. 3

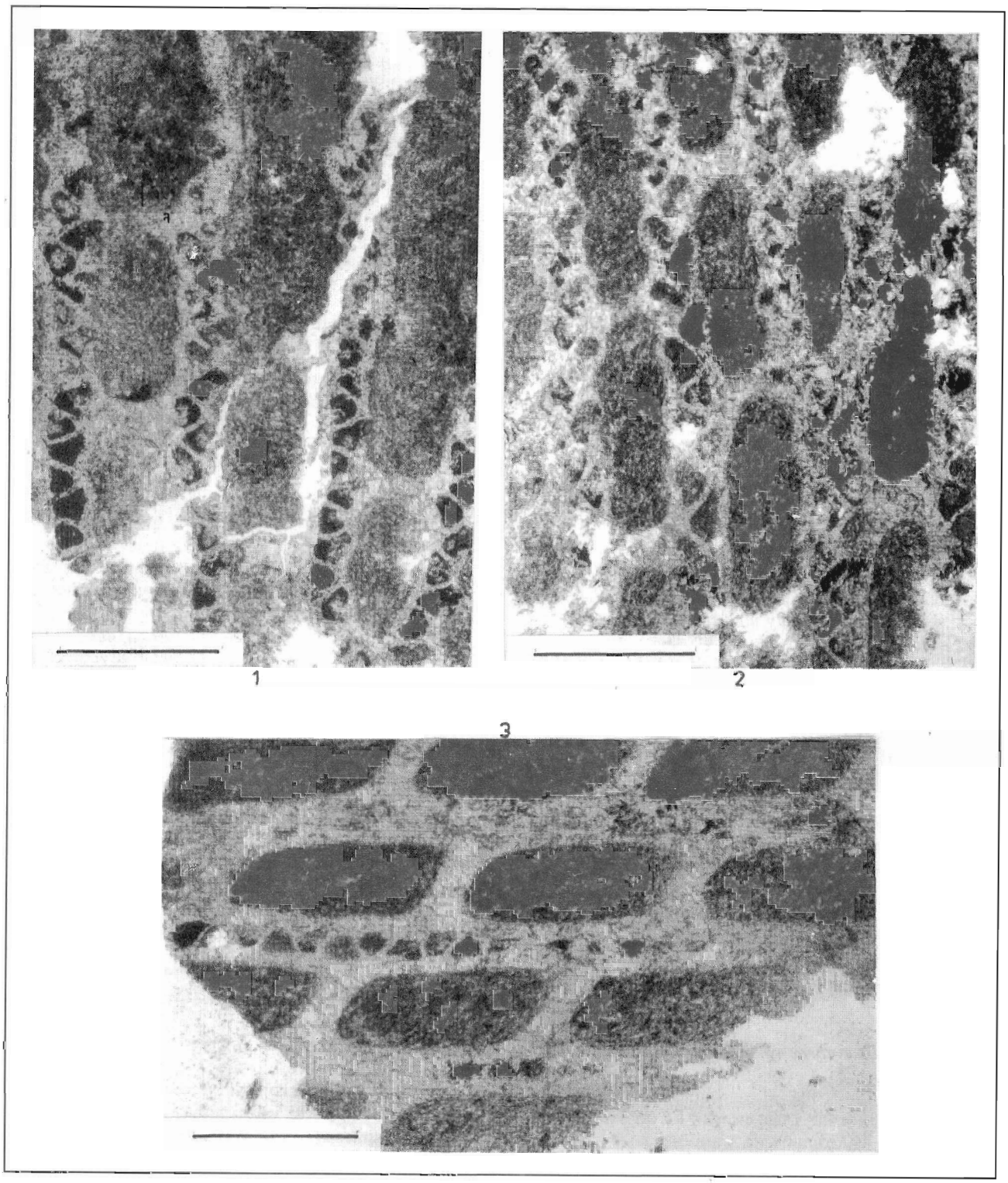
Materiál: 4 exempláre, 4 tangenciálne rezy.

Diagnóza: Mikrometrická formula je 20/12-14//18-20. Zoáriá sú jednoduché, zachované v drobných úlomkoch, stredne otvorené (pomer medzi WF:WB okolo 1,2). Ramená priame, stredne široké, zooéciá lichobežníkové, bez diafragiem, apertúry elipsovité až kruhovité, malé, fenestruly stredne veľké, ale pomerne úzke, oválne, disepimenty veľmi úzke, kýl stredne široký, s veľkými nódmi, ktoré sú od seba veľmi vzdialené.

Hlavné rozmery (v μm): WB 180 - 210, WD 91 - 105, WF 250 - 310, LF 620 - 700.

Porovnanie: Mikrometrická formula opísaných exemplárov (Shulga a Nesterenko, 1951) je 17-19/14-15//18-20, mikrometrická formula exemplárov (Nikiforova, 1927) 16-18(20)/14-15//19. Okrem počtu ramien na 10 mm šírky zoária je táto formula pomerne stabilná, čo svedčí o malej variabilite tohto druhu. Počet ramien na 10 mm šírky zoária kolíše hlavne vzhľadom na šírku fenestruly.

Výskyt: vrchný visén až stredný namúr A ruská plat-



Tab. III.
Obr. 1. *Alternifenestella donaica* (Lebedev, 1924), celkový pohľad ukazujúci široké a krátke fenestruly, zväčšené 27x.
Obr. 2. *Alternifenestella kungurensis* (Struckenberg, 1898), celkový pohľad ukazujúci dlhé ale úzke fenestruly a široké ramená, zväčšené 27x.
Obr. 3. *Alternifenestella major* (Nikiforova, 1933), celkový pohľad ukazujúci široké a dlhé fenestruly, zväčšené 27x grafická mierka je vždy 1 mm.

Pl. III.
Fig. 1. *Alternifenestella donaica* (Lebedev, 1924), general view shows wide but short fenestrules, magn. x27.
Fig. 2. *Alternifenestella kungurensis* (Struckenberg, 1898), general view shows long but narrow fenestrules and wide branch, magn. x27.
Fig. 3. *Alternifenestella major* (Nikiforova, 1933), general view shown wide and long fenestrules,magn. x27, scale bar is always 1 mm.

forma a Donbas, visén až namúr A ochtinské súvrstvie, lom Jedľovec.

Alternifenestella major (NIKIFOROVA, 1933)
(Pl. III. Fig. 3)

1951 *Fenestella major* Nikiforova, Shulga-Nesterenko, s. 93, tab. 17, Fig. 3, tab. 18, Fig. 2

Materiál: 6 exemplárov: 6 tangenciálnych a 1 transverzálny rez.

Diagnóza: Mikrometrická formula je 20/9-11//17-19. Zoáriá sú zachované vo veľkých úlomkoch, otvorené (pomer medzi WF:WB > 1,5), ramená priame, pomerne úzke, autozooéciá lichobežníkové, niekedy so zachovanou diafragmou, apertúry kruhové, značne veľké, fenestruly stredne dlhé, ale veľmi široké, obdĺžnikového tvaru, disepimenty viac-menej široké. Kýl ani nódy sa nezachovali.

V transverzálnom reze sú ramená elipsovité a silne poškodené.

Hlavné rozmery (v μm) : WB 180 - 210, WD 120 - 150, WF 385 - 410, LF 800 - 835.

Porovnanie: Originálna mikrometrická formula (Nikiforova, 1933) je 14-16/9-10//17-18. Najväčší rozdiel je v počte ramien na 10 mm šírky zoária, čo spôsobujú hlavne podstatne širšie ramená (250 - 320 μm, niekedy až 520 μm). Aj napriek tomu predpokladáme, že opisované exemplár patria do tohto druhu, a to pre identickú veľkosť fenestruly a veľkosť autozooécií.

Výskyt: Alternifenestella major (Nikiforova, 1933) je jedným z najrozšírenejších druhov rodu Alternifenestella. Vyskytuje sa od vrchného visénu až po spodný vestfál v sedimentoch ruskej platformy a v donskom bazéne, vo viséne až namúre A v ochtinskom súvrství, lom Jedľovec.

Alternifenestella kungurensis (STRUCKENBERG, 1898)
(Pl. III. Fig. 2)

1952 *Fenestella kungurensis* (Struckenberg, 1898), Shulga-Nesterenko, s. 39, tab. 5, Fig. 2, obr. 17

Materiál: 5 exemplárov: 5 tangenciálnych a 1 transverzálny rez.

Diagnóza: Mikrometrická formula je 19-20/10//20. Zoáriá sú zachované v stredne veľkých úlomkoch, takmer zatvorené (pomer medzi WF:WB = 0,8), ramená priame, značne široké, autozooéciá lichobežníkové, bez diafragmy, apertúry kruhové až oválne, fenestruly dlhé, ale úzke, oválne, disepimenty stredne široké a krátke. Kýl sa zachoval veľmi zle, pravdepodobne bol veľmi široký. Nódy sa nespozorovali.

V transverzálnom reze sú ramená kruhovité, silne rekryštalizované. Vonkajšia lamelárna vrstva bola asi široká.

Hlavné rozmery (v μm) : WB 210 - 240, WD 110 - 150, WF 280 - 310, LF 820 - 870.

Porovnanie: Mikrometrická formula exemplárov (Shulga-Nesterenko, 1952) je 17-19/10//19-20, šírka ramena 250 μm a veľkosť fenestruly 300 x 900 μm. Keďže tvar a veľkosť autozooécií sú veľmi podobné, predpokladáme, že opisované exemplár patria do tohto druhu.

Výskyt: spodný perm severného Priuralia a ruskej platformy, visén až namúr A ochtinské súvrstvie, lom Jedľovec.

Poznámka: Druhy patriace rodu Alternifenestella sa často ťažko rozpoznávajú, keď sa nezachovala mikroštruktúra, a preto sme pri zaraďovaní do nich použili tento rozmerový kľúč: Ak je dĺžka fenestruly menšia ako 700 μm, ide o druh *A. donaica;* ak je väčšia ako 800 μm a jej šírka je menšia ako 320 μm, ide o druh *A. kungurensis.* Tento druh má ramená širšie ako 210 μm. Ostatné exemplár patrili do druhu *A. major.*

Family Acanthocladiidae Zittel, 1880
Genus Acanthocladia King, 1849

***Acanthocladia* sp.n.?**
(Pl. II. Fig. 4 a Pl. IV. Fig. 3)

Materiál: 1 exemplár, tangenciálny rez.

Diagnóza: Zoárium je značne fragmentované. Zachovala sa časť hlavného ramena s dvoma veľmi poškodenými pinami. Laterálne steny zoária v hlavnom ramene aj v pine sú široké od 152 do 184 μm, hlavné rameno široké a piny podstatne užšie. Vzdialenosť medzi zachovanými pinami je 1265 μm. Zooéciá sú rovnaké v hlavnom ramene aj v pine a oválne (okolo 335 x 197 μm), v štyroch radoch v hlavnom ramene a rovnako v pine. V zooéciách sa nespozorovali nijaké štruktúry. Šírka laterálnej steny je okolo 23 μm. Spôsob zachovania opisovaného exemplára neumožňuje presnejší opis a určenie.

Rozmery (v μm) : šírka hlavného ramena WMB 1216, šírka piny WP 760 - 912, uhol medzi hlavným ramenom a pinou AP 55°.

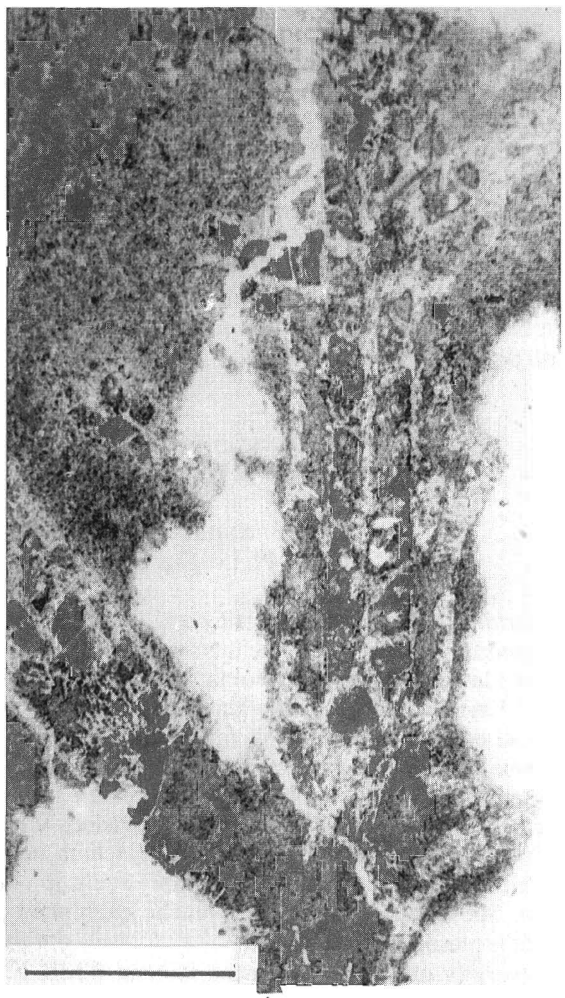
Porovnanie: Najmä pre neprítomnosť disepimentov medzi pinami a väčší počet radov zooécií v hlavnom ramene (viac ako dva) patrí do rodu Acanthocladia. V dostupnej literatúre sa nám nepodarilo nájsť druh rodu Acanthocladia, ktorý by mal štyri rady zooécií v hlavnom ramene aj v pine, a preto sa nazdávame, že opisovaný exemplár patrí do nového druhu.

Poznámka: Keďže máme k dispozícii len jeden zle zachovaný exemplár, nemôžeme ho opísať ako nový druh.

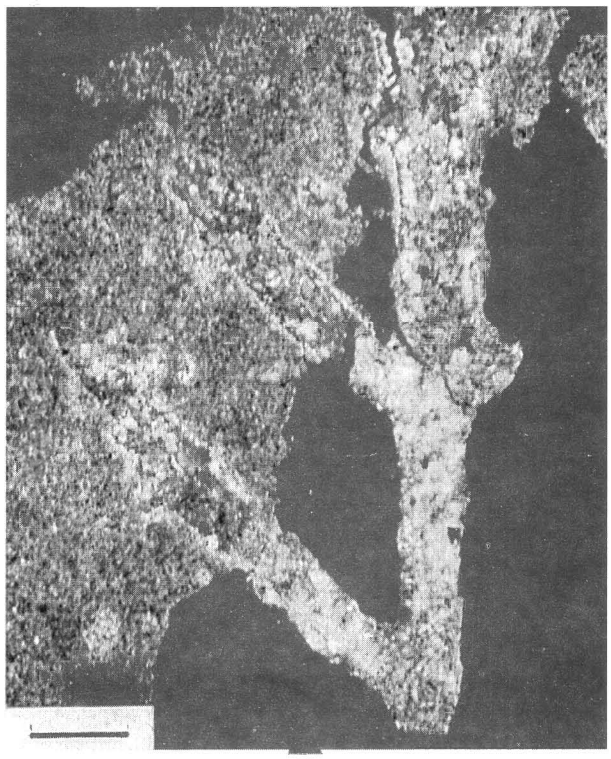
Pseudoseptopora ?
(Pl. IV. Fig. 1, 2, 4)

Materiál: 1 exemplár, tangenciálny rez.

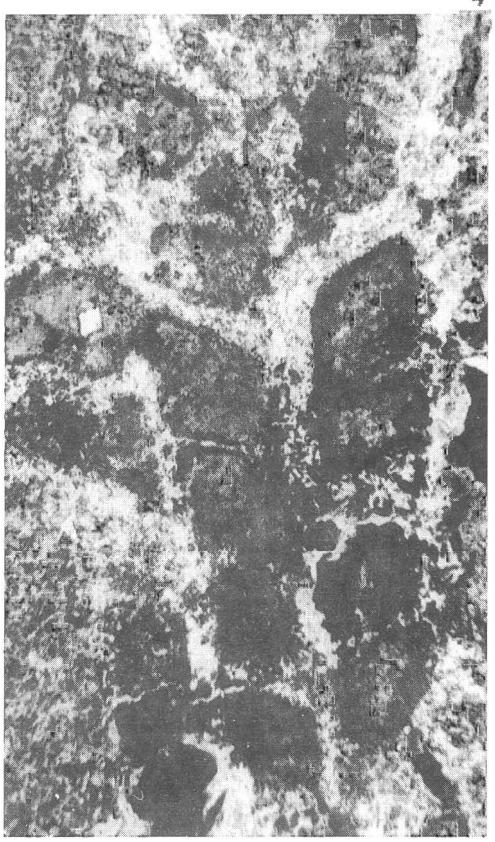
Diagnóza: Zoárium je jemné, zachované vo veľkom fragmente. Pozorovateľných je skoro 6 pín. Hlavné rameno je úzke, s dvoma radmi zooécií. Laterálne steny sú hrubé okolo 21,2 μm až 22,8 μm, zooéciá kosodĺžnikové, dlhé okolo 334 μm a široké okolo 152 μm. Stopa axiálnej steny je priama. V zooéciách, asi v prvej tretine dĺžky zooécia, je veľké vrchné hemiseptum zriedka je ešte aj spodné hemiseptum. Jedna pina je približne na každých



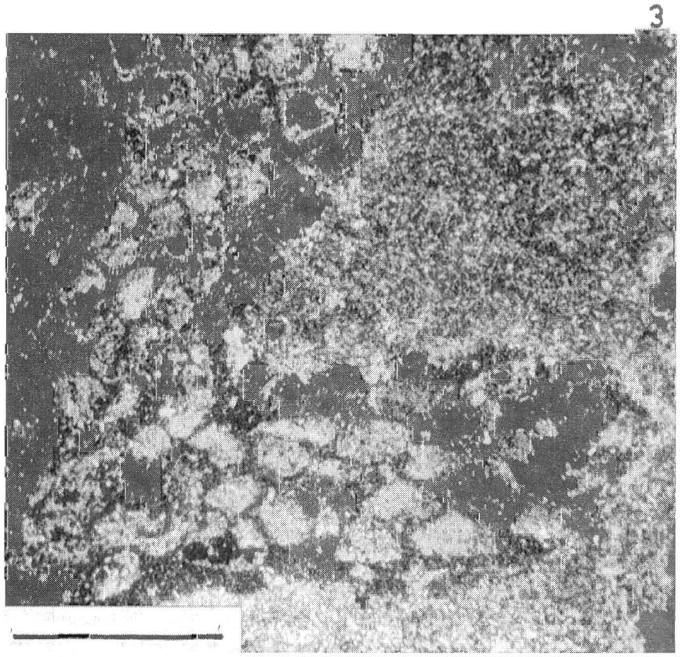
1



2



4



3

1216 μm hlavného ramena, ale niekedy až na 2584 μm. Laterálne steny v pine sú tenšie ako na hlavnom ramene, ale tiež značne hrubé. V pinách sú zooéciá aj v dvoch radoch a sú kosodĺžnikového tvaru s diafragmou. Veľkosť zooécií je v pine a v hlavnom ramene úplne rovnaká. Zachovalo sa len jedno disepimentum široké okolo 120 μm, ktoré vytvára štvorcovú fenestrulu. Na hranici medzi disepimentom a pinou sú viditeľné zooéciá, ale v strede disepimentu nie. Aj keď je stredná časť disepimentu značne rekryštalizovaná, možno predpokladať, že na disepimente zooécia neboli.

Rozmery (v μm) : WMB 836, WP 608 - 638, šírka fenestruly (vzdialenosť medzi pinami) DP 1383, dĺžka fenestruly 3161, AP 40° - 45°.

Porovnanie: Opisovaný exemplár sa odlišuje od najpodobnejšieho rodu Pseudoseptopora rovnakým počtom radov v pinách aj v hlavnom ramene; rod Pseudoseptopora má na hlavnom ramene vždy viac radov zooécií ako na pinách. Opisovaný exemplár sa odlišuje aj od rodu Acanthocladia, ktorý má vždy viac radov zooécií na hlavnom ramene ako dva. Rod Penniretepora nemá disepimenty a rod Septopora má veľmi krátke disepimenty a na nich sú vždy zooéciá. Tieto znaky sú natoľko významné, že tento exemplár nemožno zaradiť do nijakého z týchto rodov.

Poznámky: Opisovaný exemplár pravdepodobne reprezentuje nový rod. S týmto náhľadom súhlasí aj Morozova (pers. com, 1993). Medzi jeho hlavné znaky patrí tenké hlavné rameno, široké laterálne steny, kosodĺžnikové zooéciá s diafragmou, ktoré sú v dvoch radoch na hlavnom ramene aj na pine. Pretože máme k dispozícii len jeden zle zachovaný exemplár, nemôžeme ho opísať ako nový rod.

Family Diploporidae Vine, 1883
Genus Penniretepora d'Orbigny, 1849

***Penniretepora* sp.**
(Pl. II. Fig. 3)

Materiál: 1 exemplár, tangenciálny rez.

Diagnóza: Zoárium je veľmi zle zachované. Zooéciá sú pravdepodobne v dvoch radoch. Ostatné vnútorné štruktúry nemožno pozorovať na hlavnom ramene ani na pinách.

Rozmery (v μm) : WMB 334, WP 288, DP 471, AP 70°.

Porovnanie: Vzhľadom na počet radov zooécií v hlavnom ramene (dva) a na neprítomnosť disepimentov, je jeho zaradenie do rodu Penniretepora najpravdepodobnejšie.

Záver

Predpokladaný vek skúmanej časti ochtinského súvrstvia (lom Jedľovec) bol na základe nálezu konodonta *„Gnathodus" bilineatus bollandensis* (Higgins a Bouckaert, 1968) určený na namúr A.

Na skúmanej lokalite sa dovedna našlo 23 zoárií machoviek silne poškodených rekryštalizáciou. Z nájdených exemplárov sa podarilo určiť 9 rozdielnych druhov. Päť nasledujúcich je určených presne: *Laxifenestella protvensis* (Shulga-Nesterenko, 1951), *Exfenestella* cf. *ercovae* (Shulga-Nesterenko, 1951), *Alternifenestella donaica* (Lebedev, 1924), *Alternifenestella major* (Nikiforova, 1933) a *Alternifenestella kungurensis* (Struckenberg, 1898), ostatné iba približne do rodu Monotrypella ?, Pseudoseptopora ? a Penniretepora sp. Jeden exemplár pravdepodobne patrí do nového druhu *Acanthocladia* sp. n.?, ale na základe jedného nálezu nemožno ustanoviť nový druh.

Asociácia machoviek nájdená na skúmanej lokalite sa najviac podobá asociácii lokality Nagyvisnyó (Maďarsko - - vestfál B-C), a to najmä vďaka dominantnému postaveniu machoviek z rodu Alternifenestella, (Zágoršek, 1993). Na lokalite Jedľovec patrí do rodu Alternifenestella 15 exemplárov z 23 nájdených, na lokalite Nagyvisnyó 14 z 38 exemplárov. Na ostatných karbónskych lokalitách (ruská platforma, Donbas a pod.) prevažuje rod Rectifenestella. Tieto dve lokality nemajú rovnaké druhy a na lokalite Nagyvisnyó sa často vyskytujú zástupcovia čeľade Polyporellidae, ktorí na lokalite Jedľovec úplne chýbajú.

Domnievame sa, že ochtinské súvrstvie predstavuje (pravdepodobne spolu s ostatnými lokalitami dobšinskej skupiny) územie, ktoré bolo vo viséne a namúre čiastočne spojené s východnými oblasťami. Všetky druhy opisované v tejto práci sú časté na ruskej platforme a časť z nich aj v Donbase. Na skúmanej lokalite sme okrem problematického exemplára z rodu Acanthocladia nenašli nový druh. Druhy patriace do čeľade Acanthocladiidae zvyčajne majú oveľa obmedzenejší výskyt ako vo svete veľmi rozšírení zástupcovia čeľade Fenestellidae. Tento nález nie je s uvedenou hypotézou v rozpore.

Literatúra

Ahlburg, J. 1913: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten der Oberungarischen Erzgebirges. *Mitt. Jb. Ung. geol. Anst., 20, 7, 377 - 408.*

Bouček, B. & Přibyl, A. 1958: Předběžná zpráva o paleontologickém výzkumu mořského karbonu ve Spišsko-gemerském rudohoří. *Geol. Práce, Spr., 14, 118 - 123.*

Bouček, B. & Přibyl, A. 1960: Revise trilobitů slovenského vrch. karbónu. *Geol. Práce, Spr., 20, 5 - 50.*

Tab. IV.
Obr. 1. *Pseudoseptopora ?* celkový pohľad, zväčšené 27x.
Obr. 2. *Pseudoseptopora ?* celkový pohľad, zväčšené 12x.
Obr. 3. *Acanthocladia* sp. n.? celkový pohľad zväčšené 27x.
Obr. 4. *Pseudoseptopora ?* detail hlavného ramena s viditeľným tvarom autozooécií a diafragmami, zväčšené 86x, grafická mierka je vždy 1 mm.

Pl. IV.
Fig. 1. *Pseudoseptopora ?* general view, magn. x27.
Fig. 2. *Pseudoseptopora ?* general view, magn. x12.
Fig. 3. *Acanthocladia* sp. n.? general view, magn. x27.
Fig. 4. *Pseudoseptopora ?* detail of main branch with visible shape of autozooecia and diaphragms, magn. x86, scale bar is always 1 mm.

Brenckle, P. L. & Walter, L. M. 1990: Intercontinental Correlation and Division of the Carboniferous System. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, (Frankfurt a. M.), 130, 350.*

Delvolve, J. J. & McKinney, F. K. 1983: A Carboniferous bryozoa faunule from the Pyrenees. *Senckenbergiana lethaea, 64, 315 - 335.*

Dunaeva, N. M. 1961: Verchnikamenougulnye mochovatky Zachidnoj časti Donbasu. *Trudy Inst. Geol. Nauk, Cer. Stratig., Paleont., 38, 1 - 120.*

Goryunova, R. V. 1975: Permskije mshanki Pamira. *Trudy Paleont. Inst., 148, 1 - 126.*

Goryunova, R. V. 1985: Morfologija, sistema i filogenija mšanok (Otrjad Rhabdomesida). *Trudy Paleont. Inst., 208, 1 - 151.*

Graham, D. K. 1975: A Review of Scotish Carboniferous Acanthocladiid Bryozoa. *Eull. Geol. Surv. G. Br., 49, 1 - 14.*

Hageman, S. J. 1991: Approaches to systematic and evolutionary studies of perplexing groups: an example using fenestrate Bryozoa. *J. Paleont., 65, 4, 630 - 647.*

Heritsch, F. 1934: Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslowakischen Karpaten. *Věst. Stát. geol. ústavu, 10, 138 - 154.*

Kozur, H., Mock, R. & Mostler, H. 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der Schichtenfolge von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Sepukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt., 6, 1, 1 - 29.*

Kozur, H. & Mock, R. 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. *Čas. Mineral. Geol., 22, 3, 229 - 305.*

Macko, A. 1992: Geológia a stratigrafia morského karbónu v Ochtinej. [Dipl. práca.] *Manuskript - archív PrF UK Bratislava, 62.*

McKinney, F. K. & Kříž, J. 1986: Lower devonian Fenestrata (Bryozoa) of the Prague Basin, Barrandian Area, Bohemia Czechoslovakia. *Fieldiana, Geology, 15, 1 - 91.*

Mišík, M. 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. *Geol. Zbor., SAV, 4, 3 - 4, 557 - 587.*

Morozova, I. P. 1974: Reviziya roda Fenestella. *Paleont. Ž. (Moskva), 2, 54 - 67.*

Morozova, I. P. 1955: Kamenougolnyje mšanki srednego Dona. *Trudy Paleont. Inst., 58, 1 - 90.*

Nikiforova, A. I. 1927: Materialy k poznaniu nižnekamenougolnych mšanok Doneckovo basejna. *Izv. Geol. Kom. (Leningrad), 46, 3, 175 - 192.*

Nikiforova, A. I. 1933: Srednekamenougolnyje mšanky Doneckovo basejna. *Trudy Vsesojuz. geol. - razv. Ob'ed., 237, 1 - 45.*

Prantl, F. 1934: O mechovkách dobšinského karbónu. *Rozpravy II. třídy České akademie, 44, 31, 1 - 21.*

Prantl, F. 1938: Further Note on the Carboniferous Bryozoa from Dobšiná (Slovakia). *Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat. přírodověd., 1 - 5.*

Shishova, N. A. 1952: Podmoskovnyje i Dono-medveditskije Kamennougolnyje mšanki roda Septopora. *Trudy Paleont. Inst., 40, 159 - 176.*

Shulga-Nesterenko, M. I. 1951: Kamennougolnyje fenestellidy Russkoj Platformy. *Trudy Paleont. Inst., 32, 1 - 160.*

Shulga-Nesterenko, M. I. 1952: Novyje Nižnepermskije mšanki Priuraljya. *Trudy Paleont. Inst., 37, 1 - 81.*

Shulga-Nesterenko, M. I. 1955: Kamennougolnye mšanki Russkoj Platformy. *Trudy Paleont. Inst., 57, 1 - 207.*

Simonsen, A. H. & Cuffey, R. J. 1980: Fenestrate, Pinnate, and Ctenostome Bryozoans and associated Barnacle borings in the Wreford Megacyclothem (lower Permian) of Kansas, Oklahoma, and Nebraska. *Univ. Kan. Paleont. Contrib., 101, 1 - 38.*

Snyder, E. M. 1991: Revised taxonomic approach to Acanthocladiid bryozoa. *In: Bigey, F. P. (Ed.): Bryozoa living and fossil. Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest Fr., Mem. HS 1., 431 - 445.*

Sweet, W. C. & Bergström, S. M. 1971: Symposium on conodont biostratigraphy. *Geol. Soc. Amer., mem. 127, 317 - 414.*

Travener-Smith, R. 1969: Skeletal structure and growth in the Fenestellidae (Bryozoa). *Paleontology, 12, 2, 281 - 309.*

Turek, V. & Prokop, R. J. 1982: Two remarkable finds of Mollusc in the Carboniferous of Slovakia. *Čas. Mineral. Geol., 27, 3, 285 - 294.*

Ulrich, F. & Bouček, B. 1931: Výskyty skamenělin v magnesitové zoně Slovenského Rudohoří. *Věst. St. geol. Úst., VII, 203 - 212.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1988: Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. *GÚDŠ, Bratislava, 270 - 295.*

Zágoršek, K. 1993: New Carboniferous Bryozoa from Nagyvisnyó (Bükk Mts., Hungary). *Földt. Közl., 123, 4, 417 - 440.*

Carboniferous Bryozoa from the Jedľovec quarry in Ochtiná Formation (Gemericum, Western Carpathians)

The stratigraphy of Ochtiná formation in locality Jedľovec quarry have been discussed. The age of this formation is suggested as Visean to Namurian A, according to conodont *„Gnathodus" bilineatus bollandensis* (Higgins and Bouckaert, 1968).

From the 23 specimens of bryozoan zoaria, found in locality Jedľovec quarry (Ochtiná Formation), 9 species are determinated. All of them are recrystallized. Five of them were good preserved, and have been described in detail: *Laxifenestella protvensis* (Shulga-Nesterenko, 1951), *Exfenestella* cf. *ercovae* (Shulga-Nesterenko, 1951), *Alternifenestella donaica* (Lebedev, 1924), *Alternifenestella major* (Nikiforova, 1933) and *Alternifenestella kungurensis* (Struckenberg, 1898). Unfortunately, 3 specimens of zoaria were, due to recrystallization, very badly preserved, and cannot be determinated clearly: *Monotrypella ?, Pseudoseptopora ?* and *Penniretepora* sp. One specimen *Acanthocladia* sp. n.? is probably new, but single specimen does not justify to establish a new species.

The association of Bryozoa, found in locality Jedľovec quarry, is similar to bryozoan community found in locality Nagyvisnyó (Hungary - Westphalian B-C), mainly thanks to predominance of genus Alternifenestella, (see Zágoršek, 1993). In the locality Jedľovec quarry, from 23 specimens, 15 belong to genus Alternifenestella, in Nagyvisnyó locality, from 38 determined specimens, 14 belong to genus Alternifenestella. In the others Carboniferous localities (Russian platform, Donbas, etc.), the predominant genus of fenestrate bryozoans is the Rectifenestella one. However, the age of Bryozoa association from Nagyvisnyó is younger, and they contain also number of bryozoans belonging to family Polyporellidae, and only one acanthocladiid zoarium. There are no common species between localities Jedľovec quarry and Nagyvisnyó.

The locality Jedľovec quarry (probably together with others Carboniferous localities) belong to Dobšiná group, representing a basin partly conected in Visean and Namurian age with other basins, situated on the east. There are no new species of bryozoans, described in this paper. All of them are common in Russian platform, and several of them also in Donbas. The Acanthocladiidae Bryozoa usually occurs in smaller area, than the wide-spread Fenestrata ones. So occurrence of probable new species of Acanthocladiidae Bryozoa: *Acanthocladia* sp. n. ? is no so surprising, and they are not against this theory.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 347 - 354

Štruktúrna analýza krížňanského príkrovu v jeho prikoreňovej a superficiálnej pozícii

ROBERTA PROKEŠOVÁ

Fakulta humanitných a prírodných vied UMB, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 20. 4. 1994)

Structural analysis of the Krížna nappe in its near-root and superficial position

Mesostructural analysis of the Jurassic-Cretaceous carbonate formations of the Krížna nappe show presence of structural recording of several deformation stages in the studied areas.

The relatively oldest stage is recorded by structures indicating NNW - SSE to N - S contraction. These are mainly fold structures F_1 with WSW - ENE to W - E axes and foliations and lineations which are in a genetic connection with F_1 folds (e. g. axial-plane cleavage S_1, cleavage - bedding intersection lineation L_1).

Younger structures have dominantly extensional character which indicate development of the stress field with NE-SW orientation of the principal compressive component σ_1 and with NW - SE orientation of the least principal stress component σ_3. Some of them indicate flattening under subvertical orientation of σ_1.

Key words: Central Western Carpathians, Krížna cover nappe, near-root zone, structural analysis

Úvod

Krížňanský príkrov, vystupujúci v skupine subtatranských príkrovov ako ich najspodnejší element, je jed nou z najklasickejších príkrovových jednotiek v rámci Karpát.

Z geometrického hľadiska je cenná zachovanosť všetkých jeho častí, čelovej, chrbtovej a prikoreňovej s nadväznosťou na koreňovú zónu. Z faciálneho hľadiska je zaujímavá polysériovosť, ktorá poukazuje na značnú paleogeografickú členitosť sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu. Štruktúrne sa tento príkrov javí ako jednotka s mimoriadne širokou paletou tektonických štýlov, s prejavmi silnej deformácie a nízkostupňovej metamorfózy v koreňovej zóne (Maheľ, 1983).

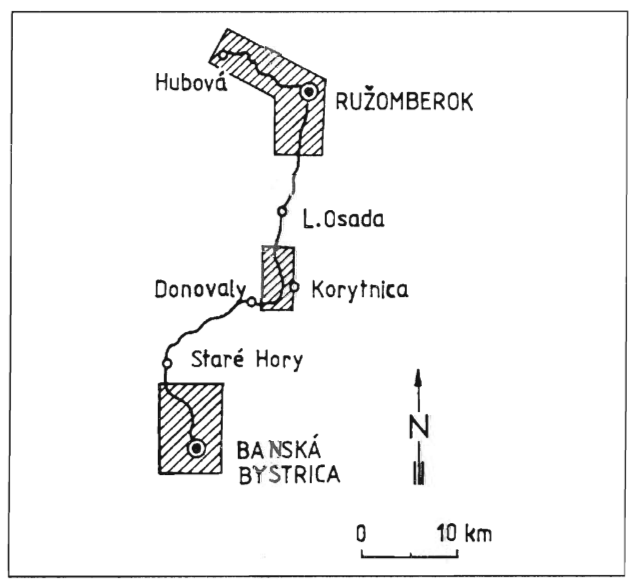
Lokalizácia skúmaného územia a metodika práce

Štruktúrny výskum krížňanského príkrovu sa sústredil do dvoch oblastí: do okolia Banskej Bystrice, kde sa študovali prejavy deformačných procesov v tzv. prikoreňovej oblasti, a do okolia Ružomberka a Korytnice, do tzv. superficiálnej (chrbtovej) časti príkrovu (obr. 1).

Výskum sa zameral hlavne na mezoskopické štruktúrne fenomény, ktoré sa študovali na prirodzených alebo umelých odkryvoch. Všetky merané a analyzované štruktúrne údaje sú z jurských až kriedových prevažne karbonátových súvrství krížňanského príkrovu. Deformačná analýza vo všetkých záujmových oblastiach bola zameraná na štúdium rôznych typov foliácií (plochy vrstvovitosti, bridličnatosti, kliváže, osových rovín vrás, puklín a zlomov) a lineácií (najmä vrásových osí a intersekčnej lineácie kliváž - vrstvovitosť). Namerané hodnoty o smere a sklone (resp. smere sklonu) štruktúrnych fenoménov sa vyhodnotili zvyčajným spôsobom v Schmidtovej sieti.

Doterajší stav poznatkov

Krížňanský príkrov v okolí Banskej Bystrice v 60. rokoch študovali najmä pražskí geológovia. Najvýznamnejšie práce dotýkajúce sa štruktúrnej stavby pochádzajú od Jaroša (1960, 1965, 1969, 1971), ktorý rozpracoval charakteristiku tektonických štýlov krížňanského príkrovu v jeho domovskej oblasti. Podľa jeho interpretácie došlo pri vzniku príkrovovej stavby mezozoika a jeho podložia vnútri krížňanského príkrovu k bazálnemu odlepeniu na hranici spodnotriasových kremencov a verfénskych vrstiev a k rozdeleniu krížňanského príkrovu na dva kom-



Obr. 1. Pozícia študovaných oblastí.

Fig. 1. Position of the studied areas.

plexy: na spodný komplex kryštalinika, verukána a bazálnych klastík verfénu (fundament a jeho tegument) a na vrchný komplex vyššieho, prevažne karbonátového mezozoika. Vo vrchnom komplexe krížňanského príkrovu vyčlenil Jaroš (1965, 1971) tri čiastkové jednotky.

Severná (spodná) čiastková jednotka lemuje juhozápadnú časť starohorského tektonického okna a je pre ňu charakteristický vrásovoprešmykový až šupinový charakter, lokálne s prejavmi „pseudobradlového" tektonického štýlu a s intenzívnou tektonickou redukciou stratigrafických členov medzi dolomitovým komplexom a súvrstvím neokómu.

Stredná čiastková jednotka vypĺňa depresiu medzi starohorským oknom a ľubietovskou zónou a vyznačuje sa tektonickým štýlom brachysynklinál.

Južná (vrchná) čiastková jednotka lemuje severný okraj ľubietovskej zóny. Jej tektonický štýl označuje Jaroš (1971) ako indukovaný vrásový štýl. Pre túto jednotku je charakteristický rast mechanickej deformácie a dynamometamorfózy smerom na SV.

V nasledujúcich rokoch počet prác v tejto oblasti poklesol, iba Plašienka (1981, 1983) venoval pozornosť hlavne koreňovým zónam krížňanského príkrovu. Štruktúrnymi prvkami krížňanského príkrovu v okolí Ružomberka sa čiastočne zaoberajú práce Bujnovského (1979) a Kubínyho (1962) a terciérnymi pohybmi na stredoslovenskom zlomovom systéme, ktorý výrazne ovplyvňuje tektoniku študovaných oblastí, práca Kováča a Hóka (1993).

Mezoštruktúrna analýza krížňanského príkrovu v okolí Banskej Bystrice

Oblasť Urpína

Oblasť Urpína tvoria detailne prevrásnené titónske a neokómske vápence, ku ktorým v menšej mocnosti pristupujú staršie súvrstvia rétskeho, liasového a dogerského vápenca.

Plochy vrstvovitosti S_o

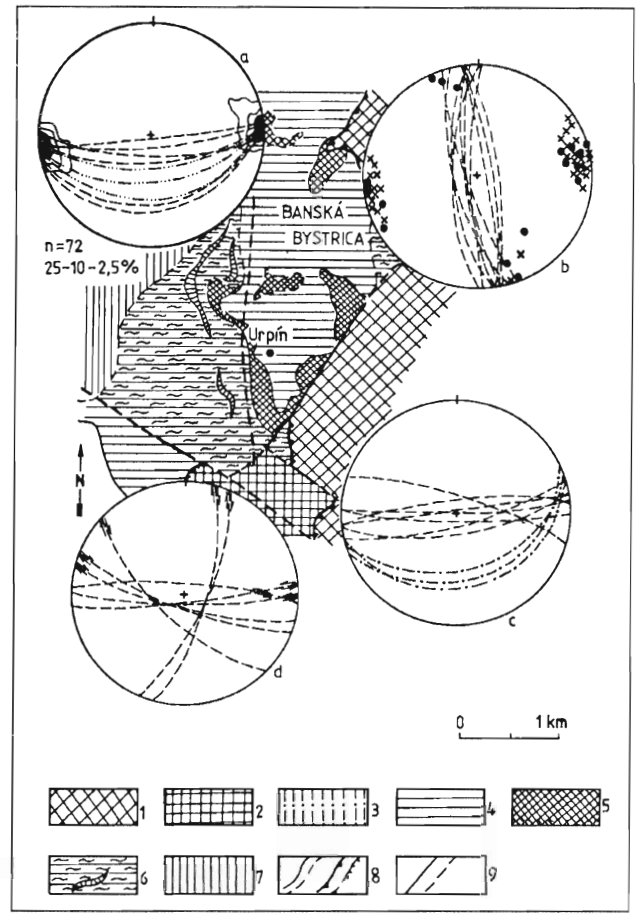
Namerané údaje o smere sklonu plôch vrstvovitosti poukazujú na to, že sa na väčšine študovaných odkryvov tieto plochy skláňajú na J až JJV, príp. na S až SSZ, pričom smer konštrukčných vrásových osí je V - Z až VSV - ZJZ (obr. 2b).

Vrásové štruktúry

Niektoré typy foliácií (kliváž, osové roviny vrás) aj lineácií (vrásové osi, intersekčná lineácia kliváž - vrstvovitosť) sa študovali v súvislosti s vrásovými štruktúrami.

Mezoskopické vrásové štruktúry najstaršej vekovej kategórie (F_1) možno z morfologického hľadiska klasifikovať ako otvorené až zovreté, mierne asymetrické vrásy. Vzhľadom na sklon osovej roviny ide o vrásy naklonené, prevrátené až ležaté.

Namerané a vyhodnotené údaje o smere sklonu osových rovín vrás F_1 poukazujú na ich severnú až severozápadnú vergenciu (obr. 2a).



Obr. 2. Geologicko-tektonická skica oblasti Urpína (podľa Jaroša, 1971, upravené) s diagramami znázorňujúcimi orientáciu mezoskopických štruktúrnych prvkov: a - kontúrový diagram intersekčnej lineácie L_1 so znázornenými osovými rovinami vrás F_1 (bodkočiarkované oblúky) a plochami kliváže osovej roviny S_1 (čiarkované oblúky), b - orientácia vrásových osí (● - konštrukčné osi, x - merané osi) a hlavných systémov subparalelných extenzných puklín J_1, c - orientácia poklesov (bodkočiarkované oblúky) a systémov extenzných puklín J_2 (čiarkované oblúky), d - orientácia smerných posunov. 1 - chočský príkrov (vcelku), 2 - 7 - krížňanský príkrov: 2 - južná čiastková jednotka, 3 - barém - alb: sliene s vložkami slienitých a piesčitých vápencov, 4 - titón - hoteriv: slienité vápence, sliene a kalpionelové vápence, 5 - rét - malm (vcelku), 6 - norik: kremenné zlepence, dolomitické ílovce a dolomity (karpatský keuper), 7 - anis - karn: vápence a dolomity, 8 - geologické hranice, násunové plochy príkrovov, 9 - zlomy.

Fig. 2. Geological and tectonic sketch of the Urpín area (after Jaroš, 1971, simplified) with diagrams of mesostructural elements: a - contoured diagram of intersection lineation L_1 with axial planes of F_1 folds (dot-dashed arcs) and axial-plane cleavage S_1 (dashed arcs), b - orientation of fold axes (● - constructive axes, x - measured axes) and extensional J_1 joints; c - orientation of normal faults (dot-dashed arcs) and extensional joints J_2 (dashed arcs); d - orientation of strike-slip faults. 1 - Choč nappe (undivided), 2 - 7 - Krížna nappe: 2 - southern partial unit, 3 - Barremian - Albian: marls intercalated with marly and sandy limestones; 4 - Tithonian - Hauterivian: marly limestones, marls and Calpionella limestones, 5 - Rhetian - Malm (undivided), 6 - Norian: quartzose conglomerates, dolomitic claystone and dolomites (Carpathian keuper formation), 7 - Anisian - Carnian: limestones and dolomites, 8 - geological boundaries, nappe overthrust planes, 9 - faults.

Všeobecne prevládajúca kliváž osovej roviny vrás F_1 vykazuje charakteristiky puklinovej, miestami až krenulačnej kliváže. Ako je zrejmé z obr. 2a, plochy kliváže

majú smer V - Z až VSV - ZJZ a mierny až strmý sklon na J až JJV.

Štúdium charakteru a orientácie vrásových osí vrás F_1 potvrdzuje predchádzajúce údaje. Vrásové osi majú smer V - Z až VSV - ZJZ a sú subhorizontálne alebo mierne sklonené na V aj Z (obr. 2b).

Intersekčná lineácia kliváž - vrstvovitosť (L_1) vznikla ako priesečnica plôch vrstvovitosti S_0 a plôch kliváže S_1. Je to teda štruktúra geneticky spätá s vývojom vrás F_1, a preto vykazuje smerovú zhodnosť s orientáciou vrásových osí (obr. 2a).

V genetickej nadväznosti na vrásové štruktúry F_1 vznikli pravdepodobne súbory subparalelných puklín J_1 (vo väčšine vyplnené sekrečným kalcitom). Sú subvertikálne, približne smeru S - J (obr. 2b) a sú dobre pozorovateľné hlavne v zámkových častiach vrás. Ich vznik pravdepodobne súvisí so vznikom vrás F_1 a indikuje extenziu V -Z až VSV - ZJZ pri kompressi S - J až SSZ - JJV.

Mladšie štruktúry

Všetky spomenuté mezoštruktúry indikujú vznik v deformačnom poli s kompresnou zložkou σ_1 orientovanou v smere SZ - JV až S - J a javia sa ako najstaršie zachované štruktúry v sledovaných súvrstviach. Ale na tieto štruktúry sa v ďalších deformačných etapách naložili nové štruktúry, s odlišnými smerovými charakteristikami. Tieto mladšie štruktúry prevažne indikujú vznik v deformačnom poli s kompresiou orientovanou v smere SV - JZ alebo vznik v extenznom tektonickom režime so subvertikálne orientovanou σ_1.

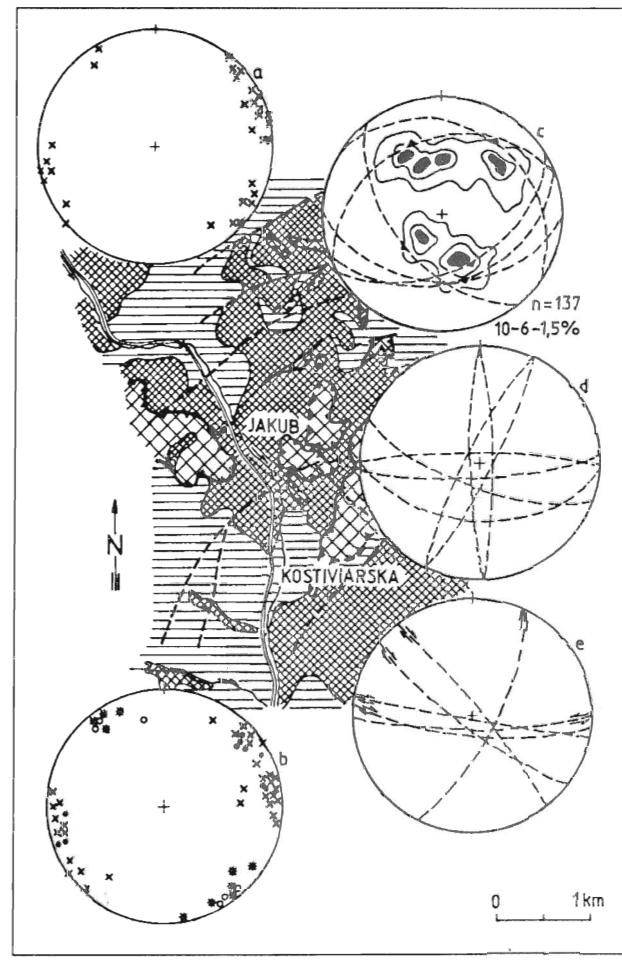
Medzi tieto štruktúry patria poklesové štruktúry, o ktorých po zhodnotení možno povedať, že majú prevažne stredný sklon (okolo 35 - 40°) na JJV (obr. 2c). Obdobné smerové charakteristiky vykazujú aj systémy extenzných strižných pásov (shear bends), hoci ich smerová variabilita je väčšia, čo by mohlo svedčiť o subvertikálnej orientácii σ_1. Extenziu smeru SSZ - JJV indikujú aj takmer vertikálne systémy subparalelných puklín J_2 alebo budináž niektorých kompetentnejších polôh vápenca.

Zlomy s horizontálnou zložkou pohybu

Štúdium a hodnotenie pohybov na tektonických zrkadlách sú pomerne zložité. Náročnou úlohou je presné určenie zmyslu pohybu na ploche tektonického zrkadla, ale najmä datovanie veku systémov disjunktívnych porúch.

Najfrekventovanejšími spoľahlivými indikátormi zmyslu pohybu na tektonických zrkadlách v karbonátových horninách sú akrečné kalcitové stupne a protismerné stupne, ktoré sú prejavom pomerne bežných syntetických Riedlových strihov R_1 (Marko, 1993).

Zmysel pohybu na tektonických zrkadlách sme merali iba orientačne a pri jeho interpretácii sme sa opierali o údaje z práce Kováča a Hóka (1993), pretože je zrejmé, že kinematika stredoslovenského zlomového systému ovplyvnila existenciu smerných posunov v predmetných územiach.



Obr. 3. Geologicko-tektonická skica severného okolia Banskej Bystrice (podľa Jaroša, 1971, upravené) s diagramami znázorňujúcimi orientáciu mezoskopických štruktúrnych prvkov. a - orientácia vrásových osí v okolí Jakuba a Špaňej Doliny, b - orientácia vrásových osí v okolí Kostiviarskej: vrásy F_1 (x - merané, ● - konštrukčné), vrásy F_2 (✱ - merané, ○ - konštrukčné), c - kontúrový diagram pólov plôch poklesov s vyznačenými generálnymi plochami, d - orientácia systémov subparalelných extenzných kalcitových žiliek, e - orientácia smerných posunov. Legenda ako pri obr. 2.

Fig. 3. Geological and tectonic sketch of northern surroundings of Banská Bystrica (after Jaroš, 1971, simplified) with diagrams of mesostructural elements. a - orientation of fold axes in Jakub and Špania Dolina surroundings, b - orientation of fold axes in Kostiviarska surroundings: F_1 folds (x - measured, ● - constructive), F_2 folds (✱ - measured, ○ - constructive), c - contoured diagram of normal faults plane poles with general fault planes, d - orientation of extensional calcite veins, e - orientation of strike-slip faults. Legend see Fig. 2.

Po vyhodnotení nameraných údajov možno v súlade so spomenutými autormi konštatovať, že strmo sklonené tektonické zrkadlá smeru ZSZ - VJV až SZ - JV s dextrálnym zmyslom pohybu vznikli pri kompresii smeru SZ - JV až S - J (obr. 2d). Veľmi strmo sklonené poruchy smeru SSV - JJZ s dextrálnym zmyslom pohybu a subvertikálne poruchy smeru V - Z so sinistrálnym zmyslom pohybu sú pravdepodobne mladšie a vznikli pri orientácii maximálnej kompresnej zložky napätia σ_1 v smere SV - JZ.

Severné okolie Banskej Bystrice

V severnom okolí Banskej Bystrice (v oblasti širšieho okolia Kostiviarskej, Jakuba a Uľanky) sa krížňanský príkrov vyznačuje výraznou tektonickou redukciou niektorých stratigrafických členov medzi dolomitovým komplexom a mráznickým súvrstvím (neokóm). V tejto oblasti sa na stavbe krížňanského príkrovu výrazne zúčastňujú liasové jakubské vápence, ktoré podľa starších názorov vytvárajú pseudobradlový tektonický štýl (Jaroš, 1971).

Plochy vrstvovitosti S_0

Štúdium orientácie plôch pôvodnej vrstvovitosti S_0 bolo pomerne náročné, pretože ju na väčšine odkryvov prekrýva sekundárna bridličnatosť alebo ešte mladšia subhorizontálna stylolitická bridličnatosť. Pre nedostatok litologických markerov, najmä v neokómskom súvrství, nebolo možno na niektorých odkryvoch spoľahlivo stanoviť priebeh plôch S_0. Pri určiteľných a merateľných plochách S_0 možno po štatistickom zhodnotení údajov o ich smere sklonu skonštatovať, že sú sklonené na J až JV, príp. na S až SZ. Podobnú orietnáciu má aj sekundárna bridličnatosť S_{01}, ktorá je sklonená prevažne na JV.

Vrásové štruktúry

Mezoskopické vrásové štruktúry patria medzi viaceré morfologické typy. V prevažnej miere sú zastúpené zovreté až izoklinálne, prevrátené až ležaté vrásy. Vekovo sú najstaršie, možno ich označiť ako vrásy F_1 a väčšinou sa zachovali v podobe izolovaných zámkových častí.

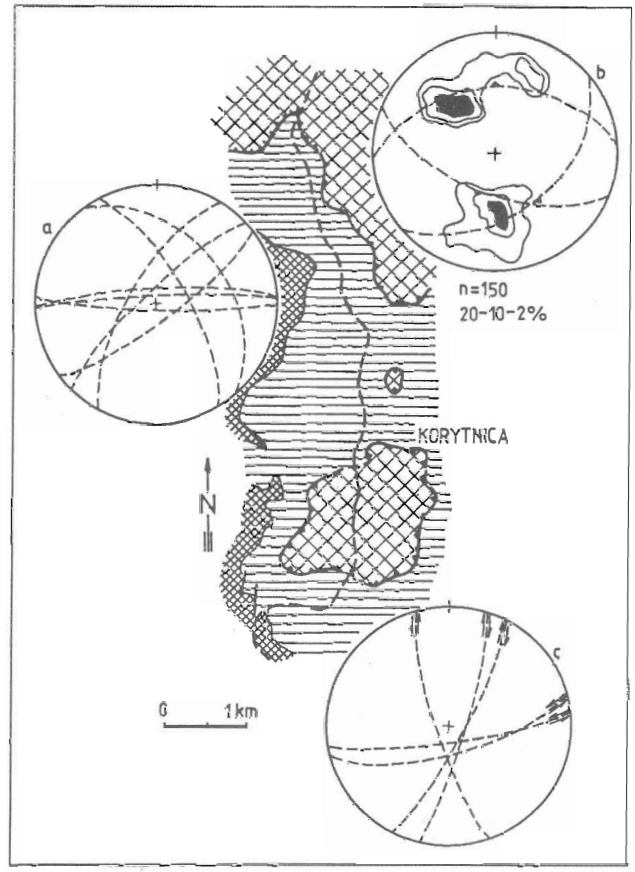
Vrásové osi (príp. zámkové línie) týchto vrás majú najmä v okolí Jakuba a Uľanky značnú smerovú variabilitu (obr. 3a). Vrásové osi majú smer V - Z až SV - JZ, ale aj VJV - ZSZ, čo však mohla spôsobiť aj reorientácia pôvodne smerovo jednotných vrásových osí v mladších etapách deformácie.

V menšej miere sa v tejto oblasti vyskytujú aj vrásy s osou smeru SZ - JV až SSZ - JJV (obr. 3b), ktoré sú pravdepodobne mladšie a od vrás F_1 sa odlišujú aj morfologicky. Ide väčšinou o otvorené až roztvorené vrásy, prítomné hlavne v málo kompetentných súvrstviach neokómu a na rozlíšenie ich možno označiť ako vrásy F_2.

Mladšie štruktúry

Oblasť na S od Banskej Bystrice výrazne postihli mladšie deformácie (najmä subvertikálne stlačenie kombinované so subhorizontálnou extenziou), ktoré miestami celkom prekrývajú pôvodnú paragenézu starších štruktúr vzniknutých pri kompresii smeru SZ - JV až S - J.

Výraznou naloženou štruktúrou je stylolitická bridličnatosť, subhorizontálna, niekedy mierne zvlnená alebo anastomozická. Na jej plochách prebiehalo tlakové rozpúšťanie, pri ktorom sa hromadili nerozpustné fylosilikátové minerály na stylolitických plochách a rozpustný kalcit migroval, pričom sa opätovne čiastočne vyzrážal v podobe kalcitových žiliek alebo zhlukov kalcitu.



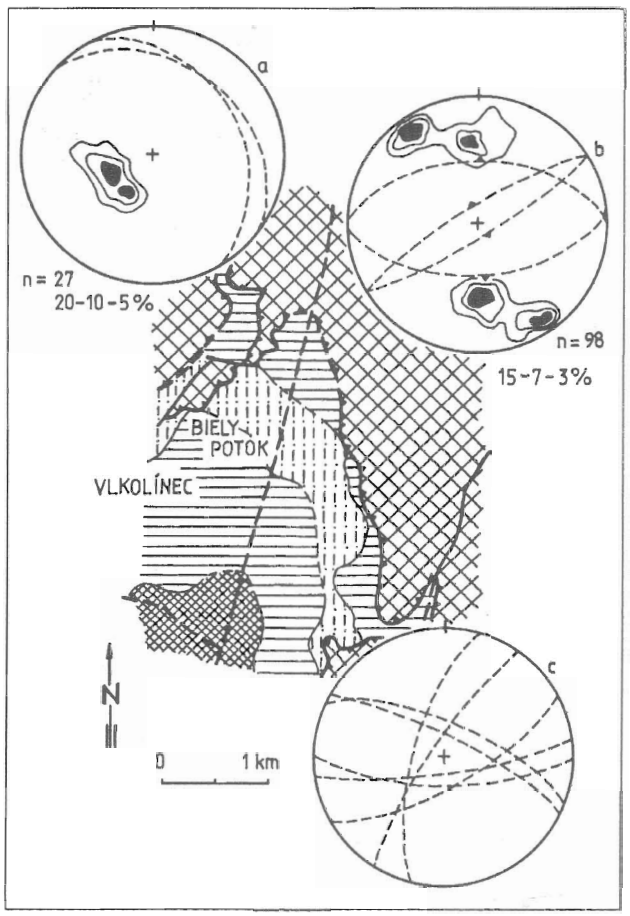
Obr. 4. Geologická skica okolia Korytnice (podľa Bujnovského a Lukáčika, 1985, upravené) s diagramami znázorňujúcimi orientáciu mezoskopických štruktúrnych prvkov. a - orientácia systémov subparalelných kalcitových žiliek, b - kontúrový diagram pólov plôch poklesov s vyznačenými generálnymi plochami, c - orientácia smerných posunov. Legenda ako pri obr. 2.

Fig. 4. Geological sketch of Korytnica surroundings (after Bujnovský and Lukáčik, 1985, simplified) with diagrams of mesostructural elements orientation. a - orientation of extensional calcite veins, b - contoured diagram of normal faults plane poles with general fault planes, c - orientation of strike-slip faults. Legend see Fig. 2.

Pomerne frekventovanou extenznou disjunktívnou štruktúrou sú poklesy. Po štatistickom zhodnotení údajov o ich smere a sklone sa ukázalo, že prevládajú poklesy s miernym až stredným sklonom (25 - 40°) na J až JJV, príp. na S až SSZ, ale pomerne výrazne sú zastúpené aj poklesy so smerom sklonu na JJZ až JZ, príp. na SV (obr. 3c).

Za spoľahlivé indikátory zmyslu pohybu možno považovať štruktúry asymetrických extenzných strižných pásov (asymmetrical extensional shear bands, Hanmer a Passchier, 1991). Štruktúry strižných pásov poukazujú na orientáciu extenzie v tejto oblasti v smere S - J až SSZ - JJV (obr. 7d).

V jemne laminovaných horninách neokómu v severnom okolí Banskej Bystrice je častá kremeňačná kliváž (obr. 7f), ktorá však nie je geneticky spätá so vznikom vrás F_1. Z terénnych aj mikroskopických pozorovaní vyplynulo, že vznikla v deformačnom poli s extenznou zložkou napätia σ_3 orientovanou v smere SZ - JV a so subvertikálne orientovanou kompresnou zložkou napätia σ_1, teda



Obr. 5. Geologická skica okolia Bieleho potoka (pri Ružomberku; podľa Bujnovského, 1985, upravené) s diagramami znázorňujúcimi orientáciu mezoskopických štruktúrnych prvkov. a - kontúrový diagram pólov plôch prešmykov a štruktúr typu S-C mylonitov, b - kontúrový diagram pólov plôch poklesov s vyznačenými generálnymi plochami, c - orientácia systémov extenzných kalcitových žiliek. Legenda ako pri obr. 2.

Fig. 5. Geological sketch of Biely Potok (near Ružomberok) surroundings (after Bujnovský, 1985, simplified) with diagrams of mesostructural elements. a - contoured diagram of reverse faults plane poles and S-C mylonites, b - contoured diagram of normal faults plane poles with general fault planes, c - orientation of extensional calcite veins. Legend see Fig. 2.

v podobných napäťových podmienkach ako štruktúry extenzných strižných pásov.

Jednoznačným indikátorom extenzie sú aj súbory subparalelných kalcitových žiliek, najmä ak majú vláknitú výplň, pričom vlákna kalcitu sú narastené kolmo na steny žiliek. Súbory týchto žiliek majú v predmetnom území pomerne veľkú smerovú variabilitu (obr. 3d), pričom nebolo možno jednoznačne určiť, či ide o niekoľko generácií žiliek, alebo či ich smerovú variabilitu determinuje subvertikálna orientácia kompresnej zložky σ_1.

Zlomy s horizontálnou zložkou pohybu

Aj v severnom okolí Banskej Bystrice sa orientačne sledovali zlomy s horizontálnou zložkou pohybu na tektonickom zrkadle.

Horizontálne posuny orientované v smere V - Z so stopami po dextrálnom pohybe pravdepodobne fungovali pri orientácii maximálnej kompresnej zložky napätia σ_1 v smere SZ - JV a sú vekovo najstaršie. V smere ZSZ - VJV až SZ - JV orientované dextrálne posuny sa aktivizovali pri kompresii smeru SSZ - JJV až S - J a ich vznik pravdepodobne súvisí s postupnou rotáciou σ_1 zo smeru SZ - JV do smeru SV - JZ v miocéne (Kováč a Hók, 1993). Pri orientácii maximálnej kompresie v smere SV - JZ mohli vzniknúť dextrálne posuny orientované v smere SSV - JJZ a sinistrálne v smere V - Z (obr. 5e).

Mezoštruktúrna analýza krížňanského príkrovu v okolí Ružomberka a Korytnice

Krížňanský príkrov sa v okolí Ružomberka a Korytnice vyznačuje súvislým sledom litostratigrafických jednotiek s rozpätím od anisu do stredného albu bez prerušenia sedimentácie. Podľa litofaciálneho členenia krížňanského príkrovu (Maheľ et al., 1964, 1967) jeho faciálna náplň zodpovedá zliechovskej sekvencii s prevahou hlbokovodných fácií jury a spodnej kriedy.

Okolie Ružomberka a Korytnice predstavuje dorzálnu časť superficiálneho príkrovu a predpokladá sa jej viac-menej doskovitá stavba (Maheľ, 1983). Aj v tejto časti príkrovu možno nájsť paragenézy štruktúr niekoľkých deformačných štádií podobne ako v okolí Banskej Bystrice.

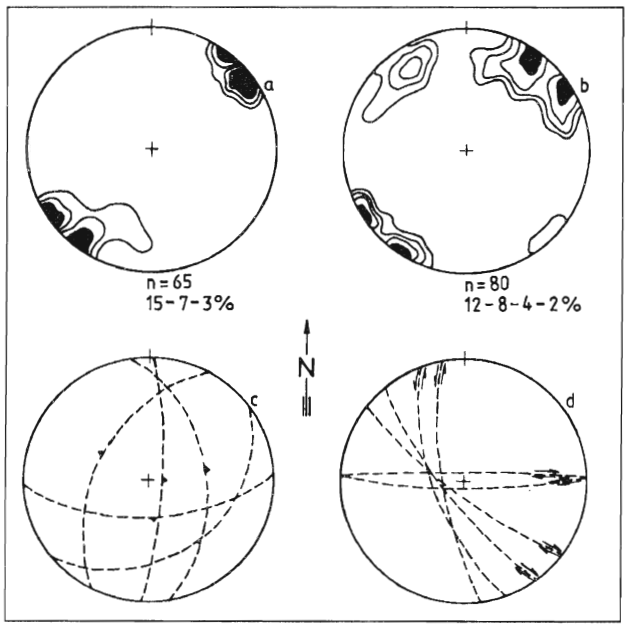
Plochy vrstvovitosti S_0

Pôvodná vrstvovitosť S_0, pokiaľ sa dá spoľahlivo určiť, má na väčšine študovaných odkryvov smer sklonu na SZ až S, príp. na JV až J a smer konštrukčnej vrásovej osi V - Z až SV - JZ.

Vrásové štruktúry

Mezoskopické vrásové štruktúry sú pomerne dobre sledovateľné v doskovitých až lavicovitých vápencoch titónu - spodného beriasu v okolí Švošova a Hubovej. Ide o vrásy F_1, morfologicky aj smerovo zhodné s vrásami F_1 v okolí Banskej Bystrice. Charakteristická je pre ne orientácia mierne sklonených až takmer horizontálnych vrásových osí v smere SV - JZ až skoro V - Z (obr. 6a, b). V okolí Bieleho Potoka, ale aj Korytnice je výskyt vrásových štruktúr mezokategórie zriedkavejší. Sledované súvrstvia majú na prvý pohľad monoklinálnu stavbu, ale podľa výskytu, orientácie a najmä refrakcie kliváže na rozhraní kompetentnejších doskovitých až lavicovitých vápencov a nekompetentných vysokoslienitých polôh indikuje prítomnosť veľkých ležatých až ponorených vrás v celkovej makrostavbe (obr. 7b).

Podobne ako na S od Banskej Bystrice sú aj v okolí Ružomberka a Korytnice najmä v málo kompetentných polohách neokómu prítomné vrásy F_2, ktorých orientácia vrásových osí zhruba v smere SZ - JV naznačuje vznik pri kompresii orientovanej v smere SV - JZ v mladších deformačných etapách.



Obr. 6. Diagramy znázorňujúce orientáciu mezoštruktúr v okolí Hubovej a Švošova. a - kontúrový diagram orientácie vrásových osí v okolí Hubovej, b - kontúrový diagram orientácie vrásových osí v okolí Švošova, c - orientácia hlavných systémov poklesov, d - orientácia smerných posunov.

Fig. 6. Diagrams of mesostructural elements in Hubová and Švošov surroundings. a - contoured diagram of fold axes in Hubová surroundings, b - contoured diagram of fold axes in Švošov surroundings, c - orientation of main system of normal faults, d - orientation of strike-slip faults.

Mladšie štruktúry

Na mnohých odkryvoch možno v karbonátových súvrstviach, hlavne titónsko-neokómskeho veku, pozorovať subhorizontálnu stylolitickú bridličnatosť, ktorá je výsledkom vertikálneho stlačenia horninových komplexov krížňanského príkrovu. Štruktúry vertikálneho stlačenia sú najlepšie pozorovateľné vo vysokoslienitých polohách vyššieho neokómu, ktoré prestupuje veľmi hustá sieť tlakových švov - stylolitov. Z toho možno vyvodiť, že pri deformácii karbonátov s vysokým obsahom slienitej prímesi hrá významnú úlohu práve tlakové rozpúšťanie.

Ruptúrno-plastické štruktúry extenzných strižných pásov (extensional shear bands) vykazujú v študovanej oblasti určitú variabilitu v smere sklonu, aj keď po štatistickom vyhodnotení údajov možno povedať, že prednostne sú vyvinuté strižné pásy smeru VSV - ZJZ až SV - JZ s miernym sklonom na JJV až JV.

Aj mezoskopické poklesové štruktúry majú v skúmanej oblasti podobnú orientáciu ako štruktúry extenzných strižných pásov. Najbežnejší je systém poklesov smeru VSV - ZJZ až SV - JZ (obr. 4b, 5b, 6c), indikujúcich vznik v deformačnom poli s extenznou zložkou napätia σ_3 orientovanou v smere SZ - JV až SSZ - JJV.

Subparalelné systémy žiliek s vláknitou kalcitovou výplňou ako spoľahlivé indikátory smeru extenzie poukazujú skôr na subvertikálnu orientáciu σ_1, pretože ich orientácia je pomerne variabilná (obr. 4a, 5c).

Spozorovali sa aj niektoré štruktúry poukazujúce na orientáciu kompresie v smere SV - JZ. Ide napríklad o štruktúry S-C mylonitov, pokladané za čisté indikátory zmyslu pohybu (Ramsay a Huber, 1987) so smerom sklonu strižných plôch C na SV (obr. 7e) alebo už spomenuté vrásy F_2 s vrásovými osami (obr. 6b) orientovanými v smere SZ - JV, ktoré sa sporadicky vyskytujú v nekompetentných neokómskych súvrstviach.

Zlomy s horizontálnou zložkou pohybu

Pri hodnotení a interpretácii smerných posunov sme sa, podobne ako v okolí Banskej Bystrice, opierali o výsledky Kováča a Hóka (1993).

Zlomy orientované v smere JJV - SSZ so stopami po sinistrálnom pohybe a zlomy orientované v smere V - Z s dextrálnym zmyslom pohybu na tektonickom zrkadle vznikli pravdepodobne v deformačnom poli s kompresnou zložkou napätia σ_1 orientovanou v smere SZ - JV a sú najstaršie. Relatívne mladšie by mohli byť zlomy smeru SZ - JV s dextrálnym pohybom, ktoré zhruba indikujú orientáciu σ_1 v smere S - J. Relatívne najmladšie sa ukazujú byť dextrálne posuny smeru SSV - JJZ a sinistrálne posuny, zhruba smeru V - Z, ktoré sa aktivizovali pri maximálnej kompresnej zložke σ_1 v smere SV - JZ (obr. 4c, 6d).

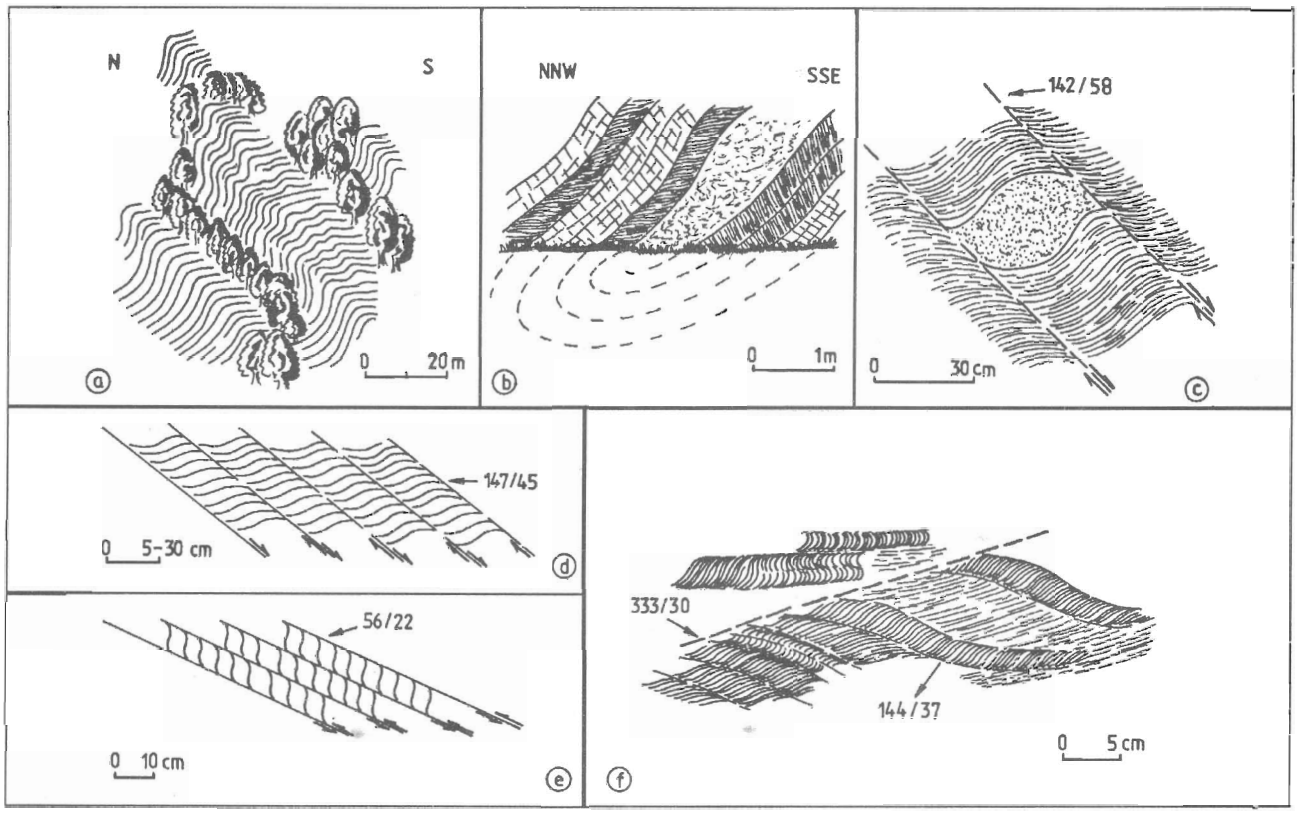
Diskusia

Po zozbieraní, spracovaní a vyhodnotení mezoštruktúrneho inventára karbonátových súvrství jury a spodnej kriedy krížňanského príkrovu možno povedať, že v obidvoch študovaných oblastiach, prikoreňovej aj dorzálnej, sa v týchto horninách zachovali štruktúry niekoľkých deformačných štádií.

Ako najstaršie možno klasifikovať mezoštruktúry indikujúce skrátenie v smere SZ - JV až takmer S - J. Ide hlavne o vrásové štruktúry s osami zhruba smeru VSV - ZJZ až V - Z a s nimi späté štruktúry puklinovej až krenulačnej kliváže, intersekčnej lineácie kliváž - vrstvovitosť. Tieto kompresné štruktúry, najvýraznejšie vyvinuté v prikoreňovej zóne, sú odrazom deformačných procesov súvisiacich pravdepodobne s pokračujúcim kompresívnym tektonickým režimom po uzavretí zliechovského trogu.

Za ešte staršie štruktúry súvisiace so subdukčným procesom možno považovať štruktúry vyššieho rádu ako čiastkové príkrovy a digitácie. Do tohto obdobia je vhodné zaradiť aj vznik čiastkových jednotiek krížňanského príkrovu v okolí Banskej Bystrice, ktoré vyčlenil Jaroš (1971). Istú polemiku možno viesť o tektonických štýloch, najmä o časovom zaradení ich vzniku. Je pravdepodobné, že šupinovitý, šošovkový, príp. aj indukovaný vrásový tektonický štýl (sensu Jaroš, l. c.) súvisia s najstaršími deformačnými štádiami. Ale brachysynklinálny a pseudobradlový (resp. diapirický) tektonický štýl (jeho existencia sa zdá byť sporná), ktoré tento autor vyčlenil, sa javia ako mladšie, popríkrovové, súvisiace s neskoršími, snáď až s terciérnymi etapami, ktorých stopy sú prítomné v krížňanskom príkrove v obidvoch záujmových oblastiach.

Účinky mladších deformačných procesov sa najmarkantnejšie (pokiaľ ide o vývoj mezoštruktúrnych feno-



Obr. 7. Niektoré typy štruktúr v karbonátových súvrstviach krížňanského príkrovu. a - severovergentné vrásy v titónskych vápencoch (Urpín), b - refrakcia kliváže indikujúca prítomnosť ponorenej vrásy (neokóm, Biely potok), c - ohyb foliácie slienitých bridlíc a rotácia šošovky piesčitého vápenca ako indikátory pohybu na zlomových plochách, d - štruktúry asymetrických extenzných strižných pásov (neokóm, Špania Dolina, rázcestie), e - štruktúry typu S-C mylonitov (neokóm, Hrboltová), f - extenzná krenulačná kliváž (neokóm, Kostiviarska).

Fig. 7. Some types of structures in carbonate formations of the Krížna nappe. a - folds with northern vergency in the Tithonian limestones (Urpín), b - cleavage refraction in a submerged fold (Neocomian, Biely Potok), c - bending of foliation of marls and rotation of a rigid sandy limestone lenticle as indicators of movement on fault planes (Neocomian, Korytnica), d - structures of asymmetric extensional shear bands (Tithonian-Neocomian; Špania Dolina, crossing), e - structures of S-C mylonites (Neocomian, Hrboltová), f - extensional crenulation cleavage (Neocomian, Kostiviarska).

ménov) prejavili v relatívne najmenej kompetentných súvrstviach neokómu.

Všeobecne možno povedať, že mladšie štruktúry majú prevažne extenzný charakter, príp. indikujú subvertikálne stlačenie horninových komplexov krížňanského príkrovu, ktoré mohla spôsobiť tak váha nadložného chočského príkrovu, ako aj pohyby spôsobujúce postpaleogénne dvíhanie sa mladého karpatského orogénu a postupná rotácia kompresnej zložky napätia σ_1 do subvertikálnej pozície vo vrchnom miocéne (Kováč a Hók, 1993).

Z extenzných štruktúr sú najfrekventovanejšie poklesy, štruktúry extenzných strižných pásov, súbory subparalelných kalcitových žiliek a extenzná krenulačná kliváž. Ich orientácia indikuje vznik v deformačnom poli so SSZ - JJV až SZ - JV orientovanou extenznou zložkou napätia σ_3 a so SV - JZ, prípadne so subvertikálnou orientáciou maximálnej kompresnej zložky napätia σ_1.

Najmä v plastickejších súvrstviach sú v menšej miere prítomné aj štruktúry kompresného charakteru, ako drobné vrásové štruktúry s osami v smere SSZ - JJV až SZ - JV, príp. deformácie typu S-C mylonitov (obr. 7e), ktoré vznikli pri orientácii σ_1 na SV - JZ a konvenujú s už uvedenými zisteniami o orientácii extenzných štruktúr.

Osobitnou kategóriou sú zlomy s horizontálnou zložkou pohybu na tektonickom zrkadle (smerné posuny). Ich existenciu a fungovanie v záujmových oblastiach ovplyvnila kinematika stredoslovenského zlomového systému, ktorý výrazne ovplyvnil tektoniku týchto oblastí najmä v mladších obdobiach (terciér až kvartér). Tento zlomový systém v období vrchného eocénu až do stredného miocénu fungoval ako sinistrálna transtenzná zóna pri orientácii σ_1 v smere SZ - JV. V miocéne došlo k rotácii σ_1 v smere hodinových ručičiek do smeru SV - JZ. Vo vrchnom miocéne stredoslovenský zlomový systém fungoval ako transtenzná zóna s dextrálnym zmyslom pohybu (Kováč a Hók, 1993).

Medzi mladšie deformačné akty možno zaradiť aj vznik brachysynklinálneho tektonického štýlu (Jaroš, 1971). Brachysynklinálne štruktúry s osami zhruba orientovanými v smere SZ - JV až SSZ - JJV (pozri Jaroš, l. c., príloha V) mohli vzniknúť práve pri orientácii σ_1 na SV - JZ.

V oblasti od Jakuba smerom na Moštenicu, kde sa na stavbe krížňanského príkrovu výrazne zúčastňujú liasové jakubské vápence, vyčlenil Jaroš (l. c.) diapirický tektonický štýl. Aj z geologickej mapky (pozri prílohu IV v citovanej práci) vychodí, že masívne jakubské vápence prenikajú cez

mladšie členy krížňanského príkrovu, prípadne aj cez súvrstvia chočského príkrovu, z čoho sa dá jednoznačne vyvodiť, že ide o mladší, popríkrovový vznik tohto tektonického štýlu. Sporný sa však zdá byť názov diapirický (resp. pseudobradlový) tektonický štýl. Podľa našich priamych terénnych pozorovaní nejde o diapirický prienik bradiel masívneho vápenca do mladších súvrství, ale, ako je to dobre pozorovateľné v obidvoch menších kameňolomoch pri Jakube, ide skôr o poklesové štruktúry vzniknuté pri extenzii. Masívne polohy vápenca sú lemované poklesovými zlomami, ktorých plochy majú listrický charakter a smerovo súhlasia s poklesmi zistenými v tejto oblasti.

Záver

Mezoštruktúrny výskum jursko-kriedových karbonátových súvrství krížňanského príkrovu preukázal, že v obidvoch vytýčených oblastiach sú tieto súvrstvia postihnuté niekoľkými deformačnými procesmi, ktoré zanechali stopy v podobe rôznych typov štruktúr všetkých veľkostných kategórií.

Ako relatívne najstaršie sa javia štruktúry indikujúce vznik v deformačnom poli s kompresiou orientovanou v smere SZ - JV až takmer S - J a vznikli pravdepodobne počas subdukcie zliechovského trogu, resp. počas pokračujúcej kompresie po jeho uzavretí podobne, ako to predpokladá Plašienka (1983) v oblasti severného veporika. Štruktúrny záznam týchto deformačných štádií prekrývajú mladšie, naložené štruktúry, odrážajúce zmenu tektonického režimu v nasledujúcich geologických obdobiach, najmä počas neogénu, keď sa predpokladá postupná rotácia σ_1 zo smeru SZ - JV do smeru SV - JZ, príp. neskôr do subvertikálnej pozície (Kováč a Hók, 1993). Tektoniku obidvoch oblastí ovplyvnili aj pohyby na stredoslovenskom zlomovom systéme, ktorý sa intenzívne prejavoval v období terciéru až kvartéru.

Poďakovanie. Ďakujem RNDr. Dušanovi Plašienkovi, CSc., z Geologického ústavu SAV v Bratislave a RNDr. Jozefovi Hókovi z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave za cenné rady a pripomienky k tejto práci a za ochotné poskytovanie zahraničnej odbornej literatúry.

Literatúra

Bujnovský, A. 1979: Geologické profily a štruktúrne prvky príkrovov v sz. časti Nízkych Tatier a v revúckom zlomovom pásme. *In: M. Maheľ (Ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Konf. Symp. Sem., GÚDŠ, Bratislava, 85 - 97.*

Bujnovský, A. & Lukáčik, E. 1985: Geológia sz. časti Nízkych Tatier a priľahlej časti Veľkej Fatry. *Západ. Karpaty, 10, 39 - 65.*

Hanmer, S. & Passchier, C. 1991: Shear-sense indicators: a review. *Pap. Geol. Surv. Canada, 90 - 17, 72.*

Jaroš, J. 1960: Geologická stavba území západně od Lubietové. *Acta Univ. Carol., Geol., 2, 171 - 196.*

Jaroš, J. 1965: Tektonický charakter krížňanské jednotky v okolí Banské Bystrice. *Geol. Práce, Zpr., 35, 41 - 51.*

Jaroš, J. 1969: Setting of the homeland of the Krížna nappe in the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol., 14, 141 - 149.*

Jaroš, J. 1971: Tectonic styles of the homelands of superficial nappes. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 81, 6, 59.*

Kováč, P. & Hók, J. 1993: The Central Slovak Fault System - field evidence of a strike slip. *Geol. Carpath., 44, 3, 155 - 159.*

Kubíny, D. 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. *Geol. Práce, Zoš., 62, 109 - 115.*

Maheľ, M. 1983: Krížňanský príkrov, príklad polysériovej a polyštruktúrnej jednotky. *Mineralia slov., 15, 193 - 216.*

Maheľ, M., Andrusov, D., Buday, T., Franko, O., Ilavský, J., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, E., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E. & Zoubek, V. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Banská Bystrica. *GÚDŠ, Bratislava, 270.*

Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matějka, A. 1967: Regionální geologie ČSSR, Díl II., Západní Karpaty, Svazek 1. *ÚÚG, Praha, 486.*

Marko, F. 1993: Kinematické indikátory strižných pohybov pri krehkej deformácii (prehľad). *Mineralia slov., 25, 285 - 287.*

Plašienka, D. 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - Geol. ústav SAV, Bratislava, 153.*

Plašienka, D. 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu. *Mineralia slov., 15, 3, 217 - 231.*

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987: The techniques of modern structural geology. Vol. 2.: Folds and Fractures. *Acad. Press Inc., London, LTD, 391.*

Structural analysis of the Krížna nappe in its near-root and superficial position

The Krížna nappe (Fatric unit) is a large décollement cover nappe of the Central Western Carpathians. It is composed of Mesosoic (Middle Triassic - Middle Cretaceous) mostly carbonatic rocks. The Krížna nappe overlies the Tatric basement and cover and is overlain by the Choč and higher cover nappes of the Hronic system.

A study of structural recording of deformation processes of the Krížna nappe has been concentrated to two main areas. The first area, surroundings of Banská Bystrica, is the near-root zone of the superficial nappe. The second area, surroundings of Ružomberok and Korytnica, is a superficial part of the nappe.

The relatively oldest preserved mesoscale structures are those which indicate NW - SE to almost N - S compression. These are mainly F_1 folds with ENE - WSW oriented axes and other structural elements genetically connected with F_1 folds: axial planes of F_1 folds indicating N to NW vergency of folds, fracture or crenulation axial-plane cleavage S_1 subparallel to the axial planes of F_1 folds and cleavage - bedding intersection lineation L_1 subparallel to the fold axes. These compressional structures are significantly developed in the near-root zone and probably reflect deformation processes which were connected with closing of the Krížna basin, detachment of its sedimentary filling and pilling of thrust nappe sheets (Jaroš, 1971; Plašienka, 1983).

Structural record of younger deformation stages is very significant in less competent Neocomian rock.

Superposed structures have generally extensional nature (normal faults, extensional shear bands, sets of subparallel calcite veins, extensional crenulation cleavage). Compressional structures, as the F_2 folds with NNW - SSE to NW - SE trending of fold axes, S-C mylonites and subhorizontal stylolitic foliation, are sporadically present in the Neocomian rocks too. The orientation of these compressional structures corresponds to the orientation of extensional structures. Both extensional and compressional structures indicate their development in the stress field with NW - SE orientation of extensional stress component σ_3 and NE - SW or subvertical orientation of compressional stress component σ_1.

Younger structures indicate the transpressional regime in both studied areas in later periods of deformation. The orientation of principal component σ_1 rotated from NW - SE direction to NE - - SW direction and later to the subvertical position during the Miocene. The Tertiary stress-field rotation in the studied areas is in an accordance with that of the Central Slovak Fault System (Kováč and Hók, 1993).

Mineralia slovaca, 26 (1994), 355 -361

Hercýnsky vek niektorých trhlín s alpskou paragenézou minerálov v kryštaliniku veporika

VRATISLAV HURAI[1], KLAUS SIMON[2] a VLADIMÍR BEZÁK[3]

[1]Univerzita Komenského, Geologický ústav, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
[2]Geochemisches Institut, Georg-August Universität, Goldschmidtstr. 1, D-37077 Göttingen, Deutschland
[3]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika

(Doručené 29.4.1994)

Hercynian age of some Alpine-type fissures in the crystalline complexes of the Veporicum unit (Central Slovakia)

Two types of Alpine mineral assemblages have been defined in the crystalline complexes of the Veporicum unit (Central Western Carpathians) on the basis of quartz and adularia typology, structural position, phase, chemical and isotopic composition of inclusion fluids. It is supposed that earlier, high temperature fissures may have been formed during Hercynian cycle, while later, low temperature, NE-SW trending veins have precipitated during extensive phase of Alpine (Cretaceous) metamorphism. Isotope and thermodynamic data place some constraints on the age of overthrusting as well as the character of Hercynian granitoides, which are the hosts for these Alpine-type fissures.

Key words: Alpine fissures, thermobarometry, metamorphic fluids, stable isotopes, Western Carpathians

Úvod

Kryštalinikum veporika sa od ostatných tektonických jednotiek Západných Karpát odlišuje hojným výskytom minerálov alpskej paragenézy, ktorých vznik sa spája s alpínskou metamorfózou kriedového veku. Takúto predstavu podporujú výsledky K/Ar datovania horninotvorného biotitu (Burchart et al., 1987), aduláru z alpskej paragenézy (Hurai et al., 1991), ako aj vek stôp štiepenia U v horninotvornom titanite (Burchart et al., 1987) a apatite (Kráľ, 1977), ktoré indikujú, že v časovom intervale medzi 110 - 70 miliónmi rokov poklesla teplota horninových komplexov veporika z 350 na 100 °C.

Ale v kryštaliniku veporika sa preukázala existencia aspoň dvoch generácií minerálov alpskej paragenézy, ktoré sa odlišujú PT podmienkami vzniku a štruktúrno-tektonickou pozíciou. Ich výskyt v (postkinematických?) hercýnskych granitoidoch, ako aj absencia deformačných fenoménov boli hlavnými argumentmi v prospech toho, aby sa obidve generácie považovali za produkty alpínskej metamorfózy.

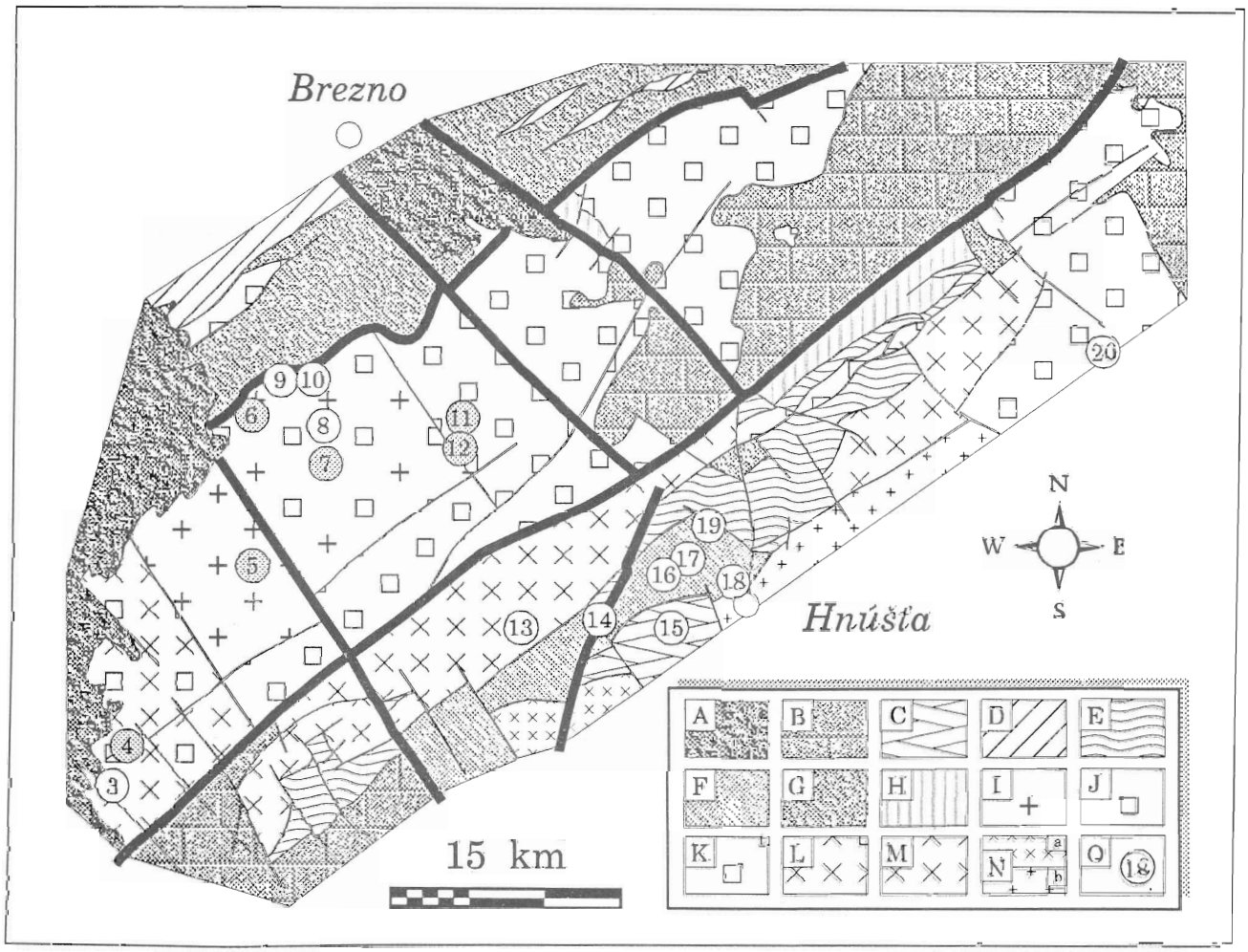
Takáto koncepcia jednoaktového alpínskeho vzniku už od počiatku narážala na isté komplikácie, ktoré komentujeme v tomto článku. Na druhej strane sa však ukazuje, že novšie pohľady na tektonickú stavbu veporika umožňujú preklenúť tieto nezrovnalosti a posunúť poznatky o alpských žilách na kvalitatívne vyššiu úroveň. Účelom tohto článku je zasadiť tieto poznatky do kontextu nových predstáv o stavbe veporika a poukázať na možnosť prakticky ich využiť pri riešení veku granitoidov a príkrovovej stavby tejto tektonickej jednotky.

Základné pojmy

Žily alebo trhliny alpského typu sa vyznačujú metamorfogénnym pôvodom a minerálnou paragenézou, ktorá je do istej miery totožná s modálnym zložením okolitých metamorfovaných hornín. Najrozšírenejším minerálom alpskej asociácie vo veporiku je kremeň, alkalické živce (adulár, albit) a minerály skupiny sľúd (chlorit, sericit). Škálu dopĺňajú karbonáty a menej častý, avšak o to charakteristickejší epidot, rutil, titanit, aktinolit a turmalín. Typický je idiomorfný vývoj týchto minerálov, ktoré kryštalizujú priamo na puklinách metamorfovaných hornín, v dutinách kremeňovo-živcových šošoviek konkordantných s metamorfnou foliáciou alebo v žilných štruktúrach prebiehajúcich naprieč metamorfnou foliáciou. Minerály alpskej paragenézy sú zväčša produktom retrogradných reakcií (hydratácia, karbonatizácia), a preto nie vždy odrážajú maximálnu teplotu a takmer nikdy maximálny tlak daného metamorfného cyklu.

Formy výstupu minerálov alpskej paragenézy vo veporiku

Špeciálny štruktúrno-tektonický výskum trhlín a žíl s minerálmi alpskej paragenézy veporika sa nevykonal a v súčasnosti sa to pociťuje ako vážny nedostatok. Je totiž rad prechodov od chaoticky usporiadaných trhlín až po mohutné kremenné šošovky v strmo sklonených mylonitizovaných strižných zónach, ktoré vždy sledujú smer SV - JZ, t. j. nepochybne alpínsky smer hlavných tektonických elementov veporika (Bezák, 1988). Prechodné typy reprezentujú kremenné šošovky, hniezda a budiny v tlakovom tieni, konformné a transverzálne žilné



Obr. 1. Schematická geologická mapa veporika (Bezák, 1993). A - terciér, B - vrchné paleozoikum a mezozoikum, C - bridlice s magnezitom (sp. karbón?), D - diaftority a fylity sp. paleozoika, E - granatické svory sp. paleozoika, F - albitizovaná rula sp. paleozoika, G - rula s vložkami metabázik (proterozoikum?, sp. paleozoikum?), H - metavulkanity (ortoruly a metabáziká), I - biotitické tonality typu Sihla, J - striedanie sihlianskych a porfýrických granitoidov, K - prevažne porfýrické granitoidy, L - hybridné granitoidy s telesami porfýrických granitoidov, M - hybridné granitoidy až migmatity, N - leukokratné granitoidy (a - dvojsľudné granity, b - biotitické granodiority), O - výskyty žíl a trhlín s alpskou paragenézou (tieňované krúžky reprezentujú vyššietermálne trhliny): 3 - Budiná, 4 - Píla, 5 - Detvianska Huta, 6 - Kľuka, 7 - Čierťaže, 8 - Sihla, 9 - Kamenistá dolina, 10 - Tlstý javor, 11 - Skorušina, 12 - Železná brána, 13 - Liešnica, 14 - Kokava, 15 - Sinec, 16 - Klenovec, 17 - Klenovec II, 18 - Hnúšťa, 19 - Ivačka, 20 - Rochovce.

Fig. 1. Geological sketch map of the Veporicum tectonic unit (adapted from Bezák, 1993). A - Tertiary, B - Late Paleozoic and Mesozoic, C - magnesite-bearing slates (Early Carboniferous?), D - low grade metamorphites, mainly phyllites (Early Paleozoic), E - garnet micaschists (Early Paleozoic), F - albitized gneisses (Early Paleozoic), G - diaphtorized gneisses with intercalations of metabasites (Proterozoic?, Early Paleozoic?), H - orthogneisses and metabasalts, I - biotitic tonalites of the Sihla type, J - recurring Sihla-type and porphyric granitoides, K - predominantly porphyric granodiorites, L - hybrid granitoides containing bodies of porphyric granitoides, M - hybrid granitoides to migmatites, N - leucocratic granitoides (a - granites with biotite and muscovite, b - biotitic granodiorites), O - locality numbers.

systémy mocné niekoľko dm až m, kopírujúce najčastejšie smer SV - JZ alebo SZ - JV. Lokalizácia študovaných výskytov je na obr. 1.

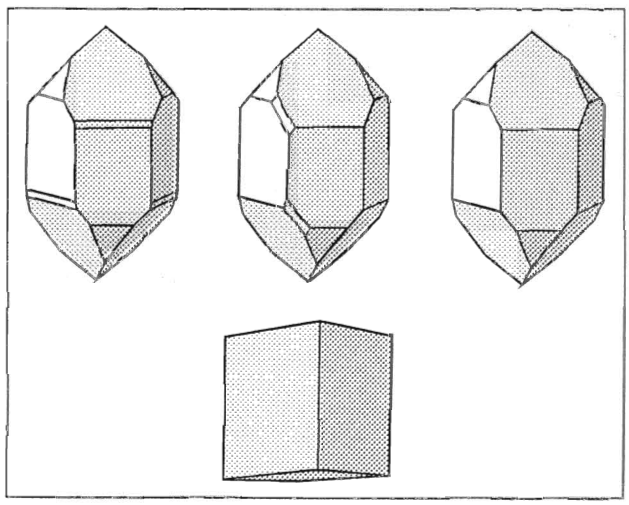
Pre prehľadnosť sa ďalej sústredíme iba na rozdiely medzi koncovými členmi tohto spektra, ktoré reprezentujú:

1. *Žily* a šošovky so strmým sklonom sledujúce smer SV - JZ. V granitoidoch kráľovohoľskej zóny sa priestorovo viažu na strmo založené mylonitové zóny mocné niekoľko desiatok metrov. Tieto štruktúry obsahujú bezfarebný alebo svetlohnedý kremeň a ich väzba na tektonické smery alpínskeho veku je evidentná.

2. *Trhliny* a lavice nepravidelného tvaru obsahujúce tmavohnedý až čierny kremeň. Vyskytujú sa iba v granitoidoch kráľovohoľskej zóny. Ich ekvivalentom v kohútskej zóne by snáď mohli byť masívne kremene záhnedového typu vytvárajúce budiny v jadrách ležatých vrás v paleozoických metasedimentoch, ktoré opísal napríklad Bezák (1988).

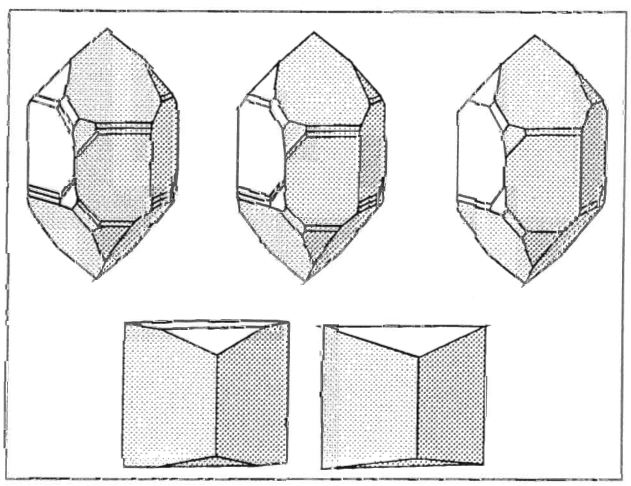
Niektoré typomorfné vlastnosti sprievodných minerálov

Trhliny a žily s alpskou paragenézou minerálov sa odlišujú nielen farbou kremeňa, ale aj jeho morfológiou. Pre kremeň z dutín v žilách (obr. 2) sú typické jednoduché



Obr. 2. Morfológia kremeňa (vrchný rad) a aduláru (spodný rad) z alpských žíl veporika.

Fig. 2. Representative morphology of vein-related, Alpine-type quartz (top) and adularia (bottom) from the Veporicum unit.



Obr. 3. Morfológia kremeňa (vrchný rad) a aduláru (spodný rad) z alpských trhlín veporika.

Fig. 3. Representative morphology of fissure-related, Alpine-type quartz (top) and adularia (bottom) from the Veporicum unit.

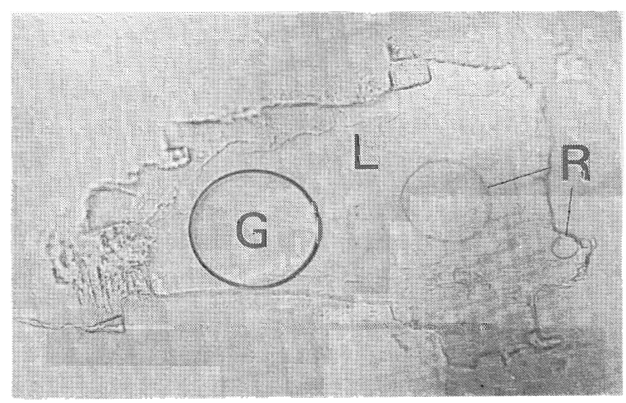
kryštálové tvary tvorené hexagonálnou prizmou a romboédrami, niekedy v kombinácii s trigonálnou dipyramídou alebo romboédrami nižšieho radu. Naopak kremeň z trhlín (obr. 3) sa vyznačuje oveľa väčšou rozmanitosťou tvarov, z ktorých sú nápadné najmä viaceré druhy trapezoedrických plôch. Morfológiu kremeňa detailne rozpracoval Hurai a Streško (1987).

Podobný trend v morfologickom vybavení sa spozoroval aj pri adulári, keď sa na lokalite Klenovec (kohútska zóna), ktorá je reprezentantom žilného typu, našli iba kombinácie prizmy {110} a pinakoidu {10$\bar{1}$}, kým aduláre z trhlín (lokalita Železná brána, kráľovohoľská zóna) sa vyznačovali monoklínickou prizmou {110} spolu s kombináciami pinakoidov {10$\bar{1}$} a {001} alebo {10$\bar{1}$}, (001) a {$\bar{2}$03} (obr. 2 a 3).

Fázové, chemické a izotopické zloženie fluidných inklúzií

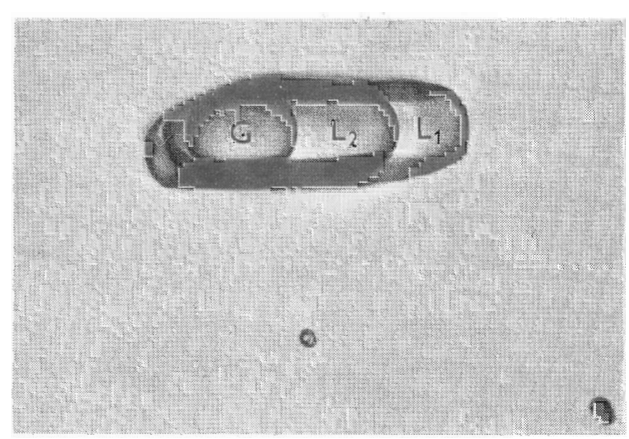
Charakter fluidných inklúzií v kremeni z alpskej minerálnej paragenézy opísal Hurai (1983) a Hurai a Streško (1987). Rozlíšili inklúzie vodných roztokov (obr. 4) a inklúzie vodných roztokov s CO_2 (obr. 5). Inklúzie prvého typu prevažujú v trhlinách, kým CO_2 je charakteristickým komponentom roztokov v žilách. Ale plynulý prechod medzi obidvoma typmi inklúzií aj v jednej trhline alebo žile je celkom bežný.

Inklúzie vodných roztokov sa vyznačujú pomerne vysokou salinitou, ktorá v prepočte na ekvivalenty NaCl a $CaCl_2$ dosahuje 20 - 25 váh. %. Salinita roztokov s CO_2 je zreteľne nižšia, zvyčajne 2 - 10 váh. % a iba výnimočne presahuje 15 váh. %.



Obr. 4. Primárna inklúzia vodného roztoku v adulári z alpskej trhliny (lokalita Skorušina). G - plynná fáza, L - vodný roztok, R - prstence rutilu. Veľkosť inklúzie je približne 100 μ.

Fig. 4. Primary aqueous inclusion in quartz from Alpine-type fissure (Skorušina locality). G - vapour phase, L - aqueous solution, R - rutile rings. Longest dimension of the inclusion is about 100 μ.



Obr. 5. Primárna inklúzia vodného roztoku a CO_2 v kremeni z alpskej žily (lokalita Klenovec). G - plynná fáza CO_2, L_2 - kvapalná fáza CO_2, L_1 - vodný roztok. Veľkosť inklúzie je 60 μ.

Fig. 5. Primary inclusion containing mixture of CO_2 and aqueous solution trapped in vein-related, alpine-type quartz (Klenovec locality). G - CO_2 vapour, L_2 - CO_2 liquid, L_1 - aqueous solution. Longest dimension of the inclusion is 60 μ.

Hodnoty δD vodnej fázy inklúzií z typických trhlín sa najčastejšie pohybovali medzi -57 až -64 ‰ (SMOW). Voda z inklúzií v žilách bola relatívne viac obohatená o deutérium. Najčastejšie sa namerala hodnota -35 až -45 ‰ (SMOW), avšak v dvoch prípadoch aj -61 a -76 ‰.

Plynná fáza inklúzií obsahuje iba CO_2. Okrem sporadického N_2 v množstve do 8 mol. % (Hurai a Horn, 1992) sa ďalšie plynné komponenty nezistili. Hodnota $\delta^{13}C$ v inkludovanom CO_2 sa väčšinou pohybuje v úzkom intervale od -9,2 do -11,9 ‰ (PDB) v žilách aj trhlinách a nezávisí ani od zloženia okolitých hornín.

Obidva typy inklúzií sa vyznačujú aj prítomnosťou nerozpustných pevných fáz, z ktorých sa Ramanovou spektrometriou identifikoval rutil a kalcit, t. j. typické minerály alpskej paragenézy.

Medzi inkludovanými roztokmi v žilách a trhlinách nie sú v pomere dvojmocných a jednomocných katiónov (obr. 6) zásadné rozdiely, ale obidva typy sa výrazne odlišujú pomerom Na a K, čo spôsobila rozdielna teplota metamorfných roztokov.

Termodynamické podmienky vzniku

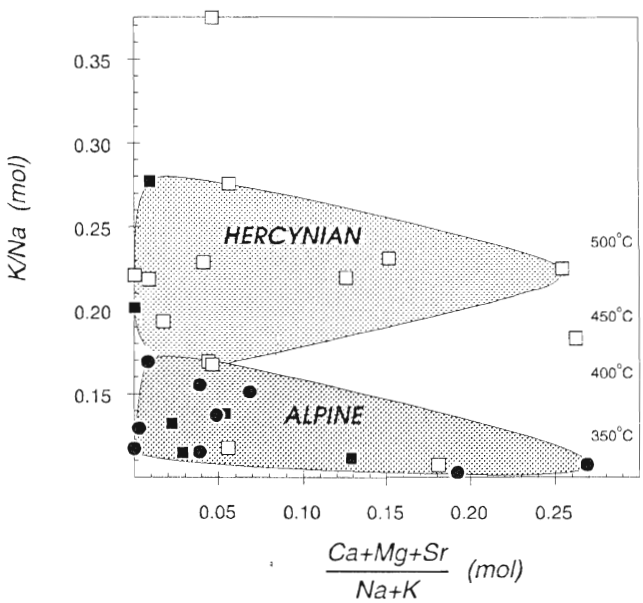
Pomer K a Na vo vodnej fáze metamorfných fluid kontroluje teplota v sústave alkalické živce - roztok NaCl+KCl. Tento termometer prvýkrát teoreticky zdôvodnil Poty et al. (1974) a aplikovali ho na mineráloch alpských trhlín v centrálnych a západných Alpách. Ak je známa teplota, tlak fluid sa dá odvodiť z izochory, t. j. univariantnej krivky, ktorá v PT diagrame spája miesta s rovnakou hustotou. Izochoru metamorfného roztoku možno vypočítať zo stavových rovníc a vstupnými údajmi sú salinita a homogenizačná teplota fluidných inklúzií.

Údaje o PT parametroch, chemickom a izotopickom zložení metamorfných roztokov z alpských trhlín a žíl vo veporiku zhŕňa tab. 1. Treba poznamenať, že hodnoty tlaku v tejto tabuľke sú vyššie, ako v predchádzajúcich prácach (Hurai, 1983; Hurai a Streško, 1987), kde sa tento parameter odvodil z chybných stavových rovníc.

TAB. 1
Typológia minerálov a inkludovaných roztokov v trhlinách a žilách alpského typu veporika
Typology of the minerals and inclusion fluids from Alpine fissures and veins of the Veporicum unit

	Trhliny	Žily
Farba kremeňa	tmavohnedý	bezfarebný
Morfológia	zložité tvary	jednoduché tvary
Fluidné inklúzie	H_2O	$H_2O + CO_2$
Salinita	20 - 25 váh. %	2 - 10 váh. %
K/Na	0,19 - 0,23	0,11 - 0,17
Teplota	420 - 500 °C	330 - 380 °C
Tlak	2,8 - 4,6 kbar	1,5 - 2,5 kbar
H_2O^+	0,01 - 0,03 váh. %	0,03 - 0,09 váh. %
δD	-60 ± 5 ‰ SMOW	-40 ± 10 ‰ SMOW
$\delta^{18}O$	7 - 8 ‰ SMOW	4 - 6 ‰ SMOW
$\delta^{13}C$	-9,2 až -10,5 ‰ PDB	-7,7 až -11,9 ‰ PDB

Z tab. 1 a obr. 6 vyplýva, že väčšina roztokov z trhlín má atómový pomer K/Na > 0,19 a zachytávala sa pri teplote nad 450 °C a pri tlaku od 3,5 do 4,5 kbar. Naopak v žilách väčšinou cirkulovali fluidá s pomerom K/Na 0,11 - 0,15, ktorých teplota sa pohybovala od 330 do 380 °C. Tlakové údaje z izochor v tomto prípade nemožno pre nedostatok experimentálnych údajov spoľahlivo odvodiť, ale pre dôvody, ktoré tu pre nedostatok miesta nemožno podrobnejšie vysvetľovať, sa tlak pri vzniku žíl veľmi pravdepodobne väčšinou pohyboval v intervale 1,5 - 2,5 kbar.



Obr. 6. Pomer hlavných katiónov vo vodnej fáze inklúzií získaný pomocou AAS a ICP-AES analýz výluhu z rozdrveného kremeňa. Krúžky - kohútska zóna, štvorce - kráľovohoľská zóna, plné symboly - inklúzie s obsahom CO_2, prázdne symboly - inklúzie bez CO_2.
Fig. 6. The ratios of major cations in aqueous phase of fluid inclusions obtained from AAS and ICP-AES analyses of quartz leachates. Circles - Kohút zone, squares - Kráľova hoľa zone, solid symbols - CO_2-bearing inclusions, open symbols - CO_2-absent aqueous inclusions.

Vek

O alpínskom veku žíl s alpskou paragenézou viažucich sa na tektonické štruktúry smeru SV - JZ nemožno pochybovať. Rovnako sa nedá pochybovať ani o ich formovaní počas extenzného režimu sprevádzaného intenzívnym vertikálnym výzdvihom. Okrem iného o tom svedčí aj hustota inkludovaných fluid s CO_2, ktorá je vždy vyššia pri starších inklúziách ako pri mladších. Výsledkom je kryštalizačná trajektória vyklenutá v PT koordinátach smerom k teplotnej osi, čo signalizuje, že pri raste kremeňa úbytok tlaku prevyšoval úbytok teploty. Takýto režim je typický pre rýchly vertikálny výzdvih, keď sa pod vplyvom vysokej tepelnej kapacity hornín úbytok teploty za poklesom tlaku mineralizačného prostredia oneskoruje.

Z analýzy publikovaných rádiometrických údajov vychodí, že sa rýchlosť chladnutia veporika v kriede mohla pohybovať

v intervale 5 - 15 °C za milión rokov (Hurai et al., 1991). Ak sa za hornú hranicu vzniku alpských žíl pokladá teplota 380 °C, ich vek za predpokladu, že sa teplota roztokov v týchto štruktúrach približne zhodovala s teplotou okolitých hornín - môže byť 90 - 120 miliónov rokov.

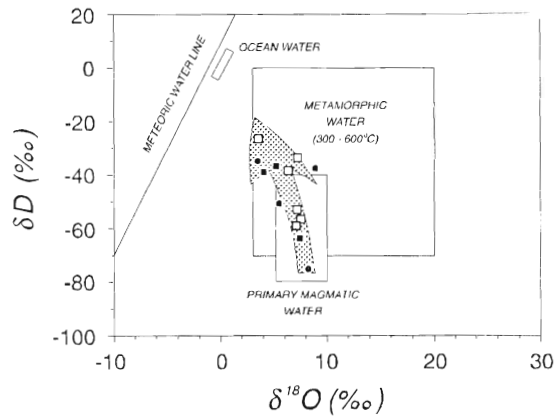
Nedoriešený zostáva vek vyššietermálnych trhlín, v ktorých kremeň väčšinou kryštalizoval pri teplote 450 - 500 °C. Za predpokladu, že tieto trhliny vznikali počas alpínskeho metamorfného cyklu, napr. na začiatku extenznej fázy, vznikajú nasledujúce komplikácie:

1. Údaje o kryštalinite illitu ukazujú, že teplota metamorfnej premeny obalového mezozoika veporickej jednotky nebola vyššia ako 300 - 350 °C (Plašienka et al., 1989), teda o 100 - 150 °C nižšia ako teplota vzniku trhlín v granitoidoch z bezprostredného podložia. Existencia takéhoto metamorfného skoku nepripúšťa autochtónnu pozíciu metamorfovaného mezozoika veporickej jednotky.

2. Nemožno uspokojivo vysvetliť koexistenciu starších vyššietermálnych a mladších - nižšietermálnych žíl v jednej eróznej úrovni, ak obidve generácie mali byť produktom retrográdnych reakcií prebiehajúcich počas extenzného režimu sprevádzaného kontinuálnym vertikálnym výzdvihom. Kým opačný vekový vzťah obidvoch typov alpskej paragenézy (staršie - nižšietermálne vs. mladšie - - vyššietermálne) by sa dal efektne interpretovať ako prienik horúcich fluid hĺbinného pôvodu pozdĺž hlboko založených zlomov do ochladeného horninového komplexu, jestvujúcu situáciu ťažko zdôvodniť, pretože prúdenie chladnejších roztokov smerom nahor do teplejšieho horninového prostredia je z fyzikálneho hľadiska sotva akceptovateľné.

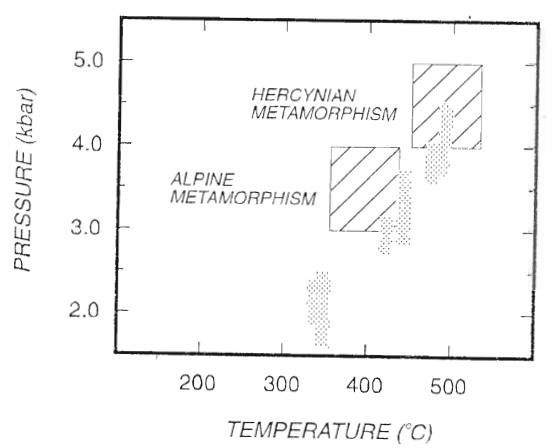
3. Izotopický výskum ukázal, že metamorfná voda v trhlinách bola bohatšia na ^{18}O a naopak v porovnaní s vodou cirkulujúcou v žilných štruktúrach a mylonitových zónach smeru SV - JZ (obr. 7) relatívne ochudobnená o deutérium. Takýto trend je na prvý pohľad v súlade s charakterom frakcionácie izotopov v systéme minerál - voda. Ako je známe, frakcionačné krivky pre H v systémoch voda - OH minerály majú negatívny sklon, takže sľudy kryštalizujúce pri nižšej teplote sú bohatšie na ľahký H, a teda hodnota δD v koexistujúcom vodnom roztoku stúpa. Naopak frakcionačné krivky kyslíka majú pozitívny sklon, a tak sa pri poklese teploty izotop kyslíka ^{18}O prednostne viaže v novovznikajúcom kremeni a v živcoch, pričom hodnota $\delta^{18}O$ v rovnovážnom roztoku klesá. Ale takýto proces môže prebiehať iba v uzavretom systéme pri nízkom pomere vody a horniny, čo v strmo sklonených mylonitových zónach nie je reálne, lebo tie naopak predstavujú otvorené systémy s objemom cirkulujúcej vody podstatne prevyšujúcim objem atakovanej horniny a novovznikajúcich minerálov. Kryštalizácia chloritu, kremeňa a živcov preto nemôže izotopické zloženie materského fluida podstatne ovplyvniť.

Trend na obr. 7 sa dá interpretovať aj ako miešanie dvoch typov fluid, ktoré vznikali metamorfnou dehydratáciou pri odlišnej teplote v rovnakom čase na rozličných miestach, pričom sa zblížili v štruktúrach smeru SV - JZ. Ale takáto interpretácia opäť naráža nielen na problematickosť prieniku chladnejších fluid do teplejšieho horninového komplexu, ale aj na ťažko geologicky zdôvodniteľnú interpretáciu takéhoto modelu (nízkometamorfovaná jednotka v podloží vyššiemetamorfovaných granitoidov ?). Logickejším sa zdá predpoklad, že na obr. 7 ide jednoducho o prekrytie izotopických znakov dvoch typov metamorfných fluid, ktoré vznikali na rovnakom mieste, ale v nerovnakom čase a ktoré sa nedostali do vzájomného kontaktu.



Obr. 7. Izotopické zloženie vodnej fázy metamorfných roztokov vo veporiku. Krúžky - kohútska zóna, štvorce - kráľovohoľská zóna, plné symboly - roztoky bohaté na CO_2, prázdne symboly - vodné roztoky bez CO_2.

Fig. 7. Isotopic composition of metamorphic waters from the Veporicum unit. Circles - Kohút zone, squares - Kráľova hoľa zone, solid symbols - CO_2-bearing inclusions, open symbols - CO_2-absent aqueous inclusions.



Obr. 8. Korelácia medzi PT podmienkami hlavných synkinematických fáz hercýnskej a alpínskej metamorfózy v kohútskej zóne veporika (Bezák, 1991) a PT podmienkami vzniku trhlín v granitoidoch kráľovohoľskej zóny. Čiastočná koincidencia týchto údajov nasvedčuje, že sa aspoň časť trhlín mohla formovať už počas hlavného, synkinematického štádia hercýnskej metamorfózy.

Fig. 8. Comparison between peak metamorphic conditions of Hercynian and Alpine metamorphism (crosslined boxes) derived from mineral assemblages in metapelites of the Kohút zone (Bezák, 1991), and PT estimates from granitoide-hosted alpine fissures of the Kráľova hoľa zone (shaded boxes) obtained from inclusion data. Partial coincidence between these two data sets indicate that at least a portion of the high temperature fissures may have been formed during main synkinematic phase of the Hercynian metamorphism.

Ak sa vek vyššietermálnej metamorfnej udalosti posunie pred triasovú transgresiu, t. j. do hercýnskeho cyklu, odstráni sa tým aj problém metamorfného skoku medzi granitoidmi a obalovým mezozoikom a teplotné parametre alpských trhlín a žíl sa dostanú do súladu aj s teplotou počas hlavných, synkinematických štádií alpínskej a hercýnskej metamorfózy (Bezák, 1991). Čiastočné prekrývanie tlakových parametrov hercýnskych trhlín s PT údajmi odvodenými z petrogenetickej mriežky signalizuje, že sa tieto trhliny mohli začať tvoriť už v záverečných fázach synkinematického štádia hercýnskeho cyklu (obr. 8). Takýto predpoklad je v súlade s charakterom vystupovania hercýnskych trhlín, ktoré sa zjavne neviažu na tektonické štruktúry extenzného charakteru, ako je to pri alpínskych žilách.

Geologické dôsledky

Ak sa akceptuje hercýnsky vek trhlín v granitoidoch kráľovohoľskej zóny, musia sa prehodnotiť aj predstavy o veku týchto granitoidov v tom zmysle, že väčšina z nich nereprezentuje postkinematické intrúzie, ale musela vznikať najneskôr v začiatkoch synkinematického štádia hercýnskej metamorfózy. Podľa distribúcie vysokotermálnych trhlín sa zdá, že tejto charakteristike musí zodpovedať väčšina blokov granitoidov na JZ od tisoveckého zlomu (obr. 1).

Na druhej strane postkinematické hercýnske granitoidy, za ktoré sa najnovšie pokladajú tonality typu Sihla (Broska a Petrík, 1993), by mali obsahovať iba nižšietermálne trhliny alebo žily alpínskeho veku. Tri analyzované vzorky alpských trhlín z tohto granitoidu skutočne poskytli teplotu iba 330 - 440 °C a zatiaľ sa zdajú byť v súlade s vyslovenými predpokladmi.

Osobitný význam má izotopické zloženie vody a CO_2 v inklúziách metamorfných roztokov. Hodnoty $\delta^{18}O$ a δD indikujú prevahu vody metamorfného pôvodu produkovanej dehydratačnými reakciami. Výnimkou je jedna vzorka z lokality Rochovce v kohútskej zóne, ktorá má izotopické znaky vody magmatického pôvodu.

Hodnoty $\delta^{13}C$ v trhlinách aj v žilách sa väčšinou pohybovali v úzkom intervale od -9,2 do -11,9 ‰ (PDB) a nezávisia ani od horninového prostredia. Tieto hodnoty sa v zásade neodlišujú od izotopického zloženia CO_2 v trhlinách švajčiarskych a rakúskych Álp (Hoefs a Stalder, 1977; Hoefs a Morteani, 1979), ktorý sa interpretoval ako zmes CO_2 uvoľneného z vrchného plášťa (~ -3 až -5 ‰), z karbonátov (~ 0 ‰) a z organickej hmoty (~ -20 ‰). Aspoň časť CO_2 v mineráloch alpskej paragenézy v granitoidoch kráľovohoľskej zóny teda musela mať pôvod v sedimentárnych horninách. Inými slovami, prítomnosť CO_2 uvedeného izotopického zloženia v alpínskych mylonitových zónach, ako aj v hercýnskych trhlinách je nepriamym dôkazom násunu granitoidov kráľovohoľskej zóny na metasedimenty nielen počas alpínskeho, ale už aj hercýnskeho orogénu.

Záver

Geochemický a izotopický záznam získaný z fluidných inklúzií indikuje viac etáp formovania sa minerálov alpskej paragenézy v kryštaliniku veporika. Podľa nepriamych dôkazov sa zdá, že sa vyššietermálne trhliny v granitoidoch začali tvoriť už v záverečných štádiách synkinematickej fázy hercýnskej metamorfózy pri teplote 450 - 500 °C a tlaku do 4,6 kbar a tvorili sa aj počas extenznej fázy. Minerály alpskej paragenézy viažuce sa na žilné štruktúry a mylonitové zóny smeru SV - JZ boli nepochybne späté s vertikálnym výzdvihom v extenznej fáze alpínskej metamorfózy, keď maximálna teplota a tlak dosahovali 380 °C a 2,5 kbar.

Výskyt obidvoch typov trhlín a žíl v kráľovohoľskej zóne nepriamo indikuje synkinematický charakter okolitých granitoidov. Naopak postkinematické granitoidy typu Sihla majú iba nižšietermálne trhliny a žily s alpskou paragenézou, ktoré sú pravdepodobne alpínskeho (kriedového) veku.

Izotopické zloženie CO_2 z hercýnskych trhlín aj alpínskych žíl indikuje, že sa časť CO_2 v granitoidoch musela uvoľniť rozkladom organickej hmoty v sedimentárnych horninách. Takýto záver podporuje hypotézu o existencii hercýnskeho násunu granitoidov kráľovohoľskej zóny na podložné metasedimentárne komplexy.

Literatúra

Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov., 20, 131 - 142.*

Bezák, V. 1991: Metamorphic conditions of the Veporic unit in the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 42, 219 - 222.*

Bezák, V. 1993: Hercýnska a alpínska tektogenéza západnej časti Slovenského rudohoria. *In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát, 243 - 247.*

Broska, I. & Petrík, I. 1993: Tonalit typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I-typu v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 25, 23 - 28.*

Burchart, J., Cambel, B. & Kráľ, J. 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 131 - 170.*

Hoefs, J. & Morteani, G. 1979: The carbon isotopic composition of fluid inclusions in alpine fissure quartzes from the western Tauern Window (Tyrol, Austria). *Neu Jb. Mineral. Mh., 3, 123 - 134.*

Hoefs, J. & Stalder, H. A. 1977: Die C-Isotopenzusammensetzung von CO_2-haltigen Flüssigkeitseinschlüssen in Kluftquarzen der Zentralalpen. Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt., 57, 329 - 347.*

Hurai, V. 1983: Genetická interpretácia plynokvapalných uzavrenín zo žíl alpského typu veporického kryštalinika. *Mineralia slov., 15, 243 - 260.*

Hurai, V., Dávidová, Š. & Kantor, J. 1991: Adulár z alpských trhlín veporického kryštalinika: morfológia, fyzikálno-chemické vlastnosti, fluidné inklúzie a K/Ar vek. *Mineralia slov., 23, 133 - 144.*

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

Hurai, V. & Streško, V. 1987: Correlation between quartz crystal morphology and composition of fluid inclusions as inferred from fissures in Central Slovakia (Czechoslovakia). *Chem. Geol., 61, 225 - 239.*

Kráľ, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 269 - 276.*

Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. & Vrbatovič, P. 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínsky metamorfovaných hornín veporika. *Mineralia slov., 21, 43 - 51.*

Poty, B., Stalder, H. A., Weisbrod, A. 1974: Fluid inclusion studies on quartz from fissures of Western and Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 54, 717 - 752.*

Hercynian age of some Alpine-type fissures in the crystalline complexes of the Veporicum unit (Central Slovakia)

Radiometric and fission track data on rock-forming biotite, titanite, apatite (Kráľ, 1977; Burchart et al., 1987) and fissure-related adularia (Hurai et al., 1991) indicate that crystalline complexes of the Veporicum unit in the Central Slovakia have undergone intensive paleo-Alpine metamorphism, accompanied by subsequent postmetamorphic uplifting during Middle and Late Cretaceous (110 - 70 Ma), when temperatures of the metamorphic terrain dropped from ~ 350 °C to as low as ~ 100 °C. Corresponding cooling rates may have reached 5 - 15 °C/Ma.

Fluid inclusion and stable isotope studies have permitted two types of metamorphic products with Alpine-type mineral assemblage, consisting predominantly of quartz, adularia, albite and chlorite, to be discerned in crystalline complexes of the Veporicum unit: 1. randomly oriented fissures, nests and lenses up to several dm in diameter, characteristic of smoky quartz, 2. NE - SW trending veins hosted by Paleozoic metasediments and huge lenses of milky and transparent quartz (up to several tens metres thick) emplaced in vertical shear zones of the same orientation hosted by Hercynian granitoids. Locations of the studied occurrences are shown in a sketch geological map in Fig. 1.

Apart from quartz coloration, these Alpine fissures and veins can be discerned by quartz and adularia morphology (Figs. 2 and 3) and by the composition of inclusion fluids. While water-dominated fluids with as much as 20 - 25 wt. % $CaCl_2$ and NaCl equiv. prevail within inclusions from fissure minerals (Fig. 4), CO_2-rich phase together with 2 - 10 wt. % NaCl equiv. aqueous solutions is typically present in inclusions from vein-related minerals (Fig. 5). Aqueous phase of the inclusions from fissure-hosted minerals is also typical of increased K/Na ratio in comparison to that from Alpine veins (Fig. 6). This trend reflects different crystallization conditions that may have reached as much as 450 - 500 °C and 2.8 - 4.6 kbars in fissures and mostly 330 - 380 °C and 1.5 - 2.5 kbars in veins.

The $\delta^{18}O$ and δD values of inclusion water seem to be also different (Tab. 1). Contrary to this, carbon isotope composition of inclusion CO_2 is relatively uniform, regardless of structure occupancy and/or host rock composition.

It seems to be beyond any doubt that formation of the NE - SW trending, steeply dipping veins and shear zone-hosted lenses with milky and colour-less quartz has been connected with an extensive phase of the Alpine metamorphism, during which CO_2-rich, low salinity fluids percolated through vertically oriented structures, following the general trend of the main Alpine tectonic elements in the Veporicum unit. The temperatures recalculated from K/Na ratios mostly do not exceed 380 °C and are thus in accordance with the temperatures constrained by illite crystallinity in metamorphosed Mesozoic rocks (Plašienka et al., 1991) and by petrogenetic grid in metapelites (Bezák, 1991). Moreover, the coincidence with the extensive phase of metamorphism is supported by PT trajectories obtained from microthermometry data in individual quartz crystals that are always concave towards temperature axis, indicating thus rapid postmetamorphic uplifting of the terrain.

On the other hand, formation of earlier fissures and nests hosted by Hercynian granitoides has proceeded at considerably higher temperatures, mostly between 450 - 500 °C. These temperatures, together with pressure, estimates project directly into the field of peak metamorphic conditions derived by Bezák (1991) for the main, synkinematic phase of the Hercynian metamorphism (Fig. 8). Several lines of indirect evidence, including isotope, geological and thermodynamic data, rule out Alpine age of these fissures and suggest that a portion of these fissures might have rather been formed during Hercynian metamorphic events.

Hercynian age of these fissure is corroborated also by isotopic data. Oxygen and hydrogen isotope composition of inclusion water in metamorphic quartz indicate depletion in ^{18}O and concomitant enrichment in deuterium with decreasing temperature (Fig. 7, Tab. 1). This trend is in general agreement with the mode of hydrogen and oxygen fractionation, producing isotopically lighter micas depleted in deuterium and isotopically heavier quartz and feldspars enriched in ^{18}O with decreasing temperature. This, however, requires relatively closed system, in which the proportions between fluid and newly-formed minerals are so low, that the precipitated minerals can influence isotopic composition of the residual equilibrium fluid. Contrary to this, the fluid/mineral ratios are believed to be relatively high during extensive phases of metamorphism that are always accompanied by massive fluid percolation along vertical faults and sheared zones. It seems to be thus plausible that the trend depicted in Fig. 7 is purely coincidental and results merely from overlapping isotopic signatures of two metamorphic events, occurring at the same place in different times.

This interpretation would have several important geological consequences. The $\delta^{13}C$ values between -7.7 and -11.9 ‰ PDB unequivocally indicate that at least a portion of the inclusion CO_2 in the granitoide-hosted fissures must have been liberated from underlying sedimentary sequences by decomposition of organic matter or by decarbonatization. These carbon isotope data could thus serve as an indirect indicator of Alpine and/or Hercynian overthrusting in the Veporicum crystalline complexes. Moreover, the presence of presumably Hercynian Alpine-type fissures in granitoids rules out their postkinematic character and suggest that most of these granitoid rocks should not have been formed later that during synkinematic phase of the Hercynian metamorphism.

Miňeralia slovaca, 26 (1994), 362 - 366

Biotiticko-amfibolický (mela)tonalit - kremitý diorit v granitoidnom masíve Žiaru

PAVEL UHER[1] a OTO MIKO[2]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2]Prírodovedné múzeum SNM, Vajanského nábrežie 2, 814 36 Bratislava

(Doručené 17.5.1994)

Biotite-amphibole (mela)tonalite - quartz diorite in the Žiar Mts. (Western Carpathians, Slovakia)

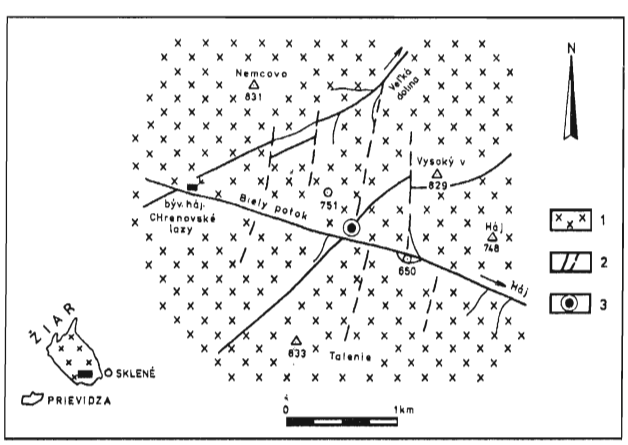
A small occurrence of biotite-amphibole (mela)tonalite to quartz diorite near Sklené village is situated in Carboniferous granites-granodiorites of the Žiar granitic massif. The average rock contains (in %): 15 quartz, 44.5 plagioclase (An_{23-30}), 26 amphibole (actinolitic hornblend to actinolite), 13.5 Mg-rich biotite and 1 accessory minerals (sphene, pyrite, apatite, zircon, magnetite, epidote, allanite). K-feldspar occurs only exceptionally. The origin of the hornblende-rich rock of (mela)tonalite to quartz diorite composition is still no clear in the Žiar as well as in whole Western Carpathian crystalline complex; however we prefer their magmatic origin versus thermal and metasomatic recrystallization of previous basic - intermediate rocks.

Key words: tonalit-kremitý diorit, petrografia, geochémia, akcesorické minerály, Žiar, Západné Karpaty

Geologické pomery

Z pohoria Žiar, ktoré vystupuje medzi Hornonitrianskou a Turčianskou kotlinou na SV od Prievidze, boli doteraz známe iba kyslé granitoidné horniny, v južnej časti aj so zvyškami metamorfného plášťa. Pri terénnom výskume sme zistili aj ojedinelú prítomnosť magmatickej horniny tonalitového až kremitodioritového zloženia, ktorá z tohto kryštalického jadra doteraz nebola známa.

Výskyt tonalitu - kremitého dioritu leží štyri kilometre na SZ od Skleného v údolí Bieleho potoka, resp. na jeho sútoku s bočným bezmenným prítokom, 1550 m na V od hájovne Chrenovec (925 m/150° od kóty 829,2 m Vysoký vrch, obr. 1). V umelom odkryve (15 x 6 m) vzniknutom pri odbere materiálu na spevnenie ciest bolo obnažené asi 4,5 m široké teliesko uvedenej tonaliticko-kremitodioritickej horniny. Teliesko z jz. strany ohraničuje 2,5 - 3 m široká mylonitová zóna a jeho druhá strana je zasutinovaná, a preto sa priestorový vzťah k okolitým dvojsľudovým granitom - granodioritom tzv. žiarskeho typu nedal určiť. Samotný tonalit - kremitý diorit podobne ako okolité granity miestami presekávajú 1 - 3 cm hrubé žilky kremeňovo-živcového pegmatitu.



Obr. 1. Lokalizácia výskytu tonaliticko-kremitodioritickej horniny v pohorí Žiar. 1 - porfyrické muskoviticko-biotitické granity až granodiority tzv. žiarskeho typu, 2 - zlomy, 3 - lokalita tonaliticko-kremitodioritickej horniny.

Fig. 1. Occurrence of tonalite-quartz diorite rock in the Žiar Mts. 1 - porphyric muscovite-biotite granite to granodiorite of the Žiar type, 2 - faults, 3 - tonalite-quartz diorite occurrence.

Metodika

Hlavné prvky sa analyzovali rtg fluorescenčnou analýzou (XRF) s dodatočným stanovením Fe_2O_3 a FeO v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu, š. p., Spišská Nová Ves. Stopové prvky boli stanovené kvantitatívnou spektrálnou analýzou (OES), atómovou absorpčnou analýzou (AAS) a fluór pomocou iónovoselektívnej elektródy (ISE) v tom istom laboratóriu.

Plagioklas, amfibol a biotit sa analyzovali na elektrónovom mikroanalyzátore JEOL JCXA 733-Superprobe (GÚDŠ Bratislava) pri urýchľovacom napätí 20 kV, vzorkovom prúde 20 nA, priemere elektrónového lúča 3 - 10 μm s použitím prírodných aj syntetických štandardov.

Akcesorické minerály sa získali z cca 5 kg kusovej vzorky po jej podrvení a skoncentrovaní akcesorických minerálov pomocou koncentračného stola a bromoformu a po elektromagnetickom vytriedení.

Klasifikácia a geochemická charakteristika horniny

Podľa obsahu minerálov (tab. 1) a klasifikácie IUGS (Le Maitre, ed., 1989) možno horninu označiť ako biotiticko-amfibolický tonalit až (mela)tonalit (obr. 2). Jej

TAB. 1
Modálne zloženie tonaliticko-kremitodioritickej horniny (biotiticko-amfibolického (mela)tonalitu až kremitého dioritu)v obj. %
Modal compositions of tonalite-quartz diorite rock (biotite-amphibole (mela)tonalite to quartz diorite) in. vol. %

	1	2
Kremeň	13,0	16,5
Plagioklas	45,0	43,9
K živec	+	+
Amfibol	26,8	25,0
Biotit	13,6	13,4
Titanit	1,0	0,6
Apatit	0,5	0,4
Pyrit	0,1	0,2
Q	22,4	27,3
A	0,0	0,0
P	77,6	72,7

1 - 3857 bodov (points), 2 - 2747 bodov (pouints).

TAB. 2
Chemické zloženie tonaliticko-kremitodioritickej horniny (hmot. %, ppm)
Chemical composition of tonalite-quartz diorite rock (wt. %, ppm)

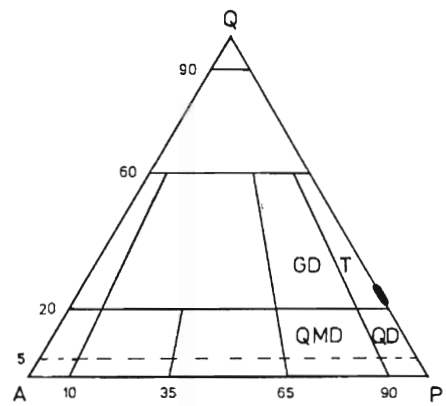
	%		ppm		
SiO_2	54,52	Ag	<0,04	Li	48
TiO_2	1,24	As	1,5	Ni	165
Al_2O_3	12,63	B	5,0	Pb	4
Fe_2O_3	2,39	Ba	1971	Rb	91
FeO	4,26	Be	0,4	Sb	0,2
MnO	0,17	Ce	89	Se	0,11
MgO	9,42	Cd	<0,1	Sn	2
CaO	6,46	Co	31	Sr	571
Na_2O	2,43	Cr	385	V	155
K_2O	3,27	Cu	44	Y	20
P_2O_5	0,46	F	1280	Zn	750
H_2O^+	2,13	Ga	10	Zr	169
H_2O^-	0,09	Hg	0,01		
Σ	99,47	La	55		

TAB. 3
Reprezentatívne chemické analýzy plagioklasu (Plg, C - stred, R - okraj kryštálu), amfibolu (Hbl) a biotitu (Bt) z tonaliticko-kremitodioritickej horniny (hmot. %)
Representative microprobe analyses of plagioclase (Plg, C - core, R - rim of crystals), Amphibole (Hbl) and biotite (Bt) of tonalite-quartz diorite rock (wt. %)

	PlgC	PlgR	Hb11	Hb12	Bt1	Bt2
SiO_2	62,05	61,72	51,28	52,93	38,61	38,50
TiO_2	0,01	0,00	0,59	0,33	2,33	2,29
Al_2O_3	24,12	24,06	5,19	3,51	14,89	14,98
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,14
FeO	0,07	0,06	9,35	8,60	12,32	13,28
MnO	0,00	0,00	0,14	0,21	0,15	0,13
MgO	0,01	0,01	17,09	18,72	16,09	16,44
CaO	5,41	5,96	12,74	12,63	0,04	0,06
Na_2O	8,86	8,20	0,83	0,76	0,02	0,03
K_2O	0,26	0,29	0,35	0,30	10,22	10,02
Σ	100,79	100,30	97,56	98,03	94,71	95,87

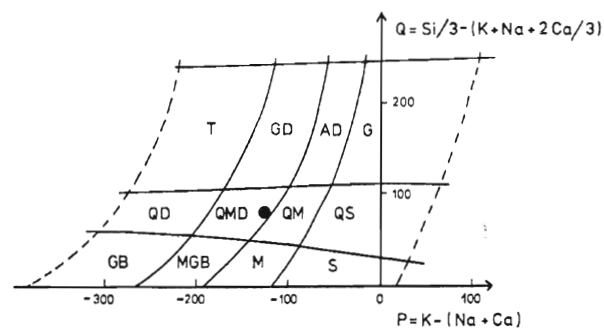
chemické zloženie s nízkym obsahom SiO_2 a veľmi vysokým obsahom MgO a CaO (tab. 2), ako aj napr. milikatiónový Q-P diagram (Debon a Le Fort, 1983, obr. 3) však indikujú jej kremitodioritický až kremitomonzodioritický charakter. Hornina má pritom mierne metaluminózny charakter (A/CNK = 0,94, A/NK = 1,68).

V rámci stopových prvkov (tab. 2) má tonaliticko-kremito-dioritická hornina oproti klarku porovnateľných magmatických hornín (Čadek a Moldan, 1983; The Geochemical Atlas of Finland, 1992) zvýšený najmä obsah Ba, Cr, Ni, F, Li a Zn, čo môže indikovať jej výrazne mafický, ale pritom alkalickejší charakter.



Obr. 2. Pozícia tonaliticko-kremitodioritickej horniny v QAP diagrame (Le Maitre, ed., 1989). GD - granodiority, T - tonality, QMD - kremité monzodiority, QD - kremité diority.

Fig. 2. A position of tonalite-quartz diorite rock in QAP diagram (Le Maitre, Ed., 1989). GD - granodiorites, T - tonalites, QMD - quartz monzodiorites, QD - quartz diorites.



Obr. 3. Pozícia tonaliticko-kremitodioritickej horniny v milikatiónovom Q-P diagrame (Debon a Le Fort, 1983). G - granit, AD - adamelit, GD - granodiorit, T - tonalit, QS - kremitý syenit, QM - kremitý monzonit, QMD - kremitý monzodiorit, QD - kremitý diorit, S - syenit, M - monzonit, MGB - monzogabro (monzodiorit), GB - gabro (diorit, anortozit).

Fig. 3. A position of tonalite-quartz diorite rock in the milicatonic Q-P diagram (Debon and Le Fort, 1983). G - granite, AD - adamellite, GD - granodiorite, T - tonalite, QS - quartz syenite, QM - quartz monzonite, QMD - quartz monzodiorite, QD - quartz diorite, S - syenite, M - monzonite, MGB - monzogabro (monzodiorite), GB - gabro (diorite, anorthosite).

Petrografická charakteristika

Strednozrnná (veľkosť zŕn 0,5 - 5 mm), všesmerne zrnitá tonaliticko-kremitodioritická hornina má hypidiomorfne zrnitú až dioritickú štruktúru s nápadnými prizmatickými amfibolmi a lupeňmi biotitu.

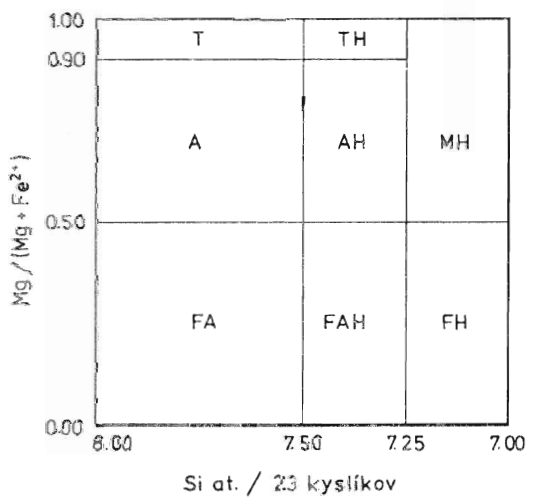
Plagioklas je najrozšírenejší minerál. Je hypidiomorfný až xenomorfný, často intersticiálny. Mladšie postavenie v rámci kryštalizačnej sukcesie zdôrazňuje aj jeho relatívne kyslé zloženie medzi oligoklasom až andezínom (An_{23-30}, tab. 3), pričom v niektorých prípadoch bázicita dokonca stúpa k okrajom kryštálov. Je preto otázne, či ide skutočne o primárny plagioklas pôvodnej intermediálnej magmy, alebo o produkt kontaminácie okolitou granitovou taveninou obohatenou alkáliami. Podobné oligoklasy až andezíny sú však známe aj z kremitodioritických hornín v prašivskom granite (Koutek, 1931) a dokonca aj z gabroidných hornín bratislavského masívu, kde oligoklas zatláča starší premenený plagioklas (Pitoňák, 1980).

Draselný živec sa vyskytol iba ojedinele, pričom sa nepremietol do planimetrických analýz. Ide o intersticiálny vláskovitý ortoklas - perthit, zrejme najmladší minerál. Lokálne je albitizovaný vo vývoji šachovnicovitého albitu.

Kremeň je typicky xenomorfný, inersticiálny a výrazne undulózny.

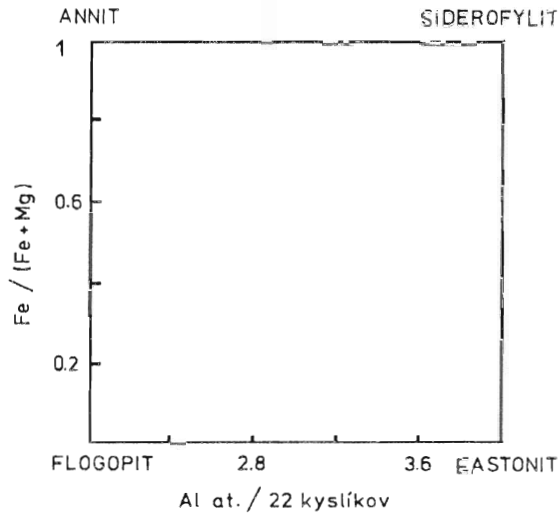
Amfibol chemicky zodpovedá aktinolitickému hornblendu až aktinolitu (tab. 3, obr. 4). Amfiboly s podobným zložením aktinolitického hornblendu sa vyskytujú aj v niektorých typoch dioritických hornín Malých Karpát (Pitoňák, 1980) aj na iných svetových lokalitách (Čuchrov, ed., 1981). Žiarsky amfibol tvorí nápadné až 5 mm dlhé stĺpčekovité, vzácne zdvojčatené kryštály, pričom často asociuje s biotitom.

Biotit možno chemicky charakterizovať ako horečnatý biotit s Fe/(Fe + Mg) = 0,27 - 0,31, pričom sa najviac blíži k flogopitovému koncovému členu (tab. 3, obr. 5). Tvorí hypidiomorfné lupienky (α - svetložltý, β - hnedý) s dĺžkou do 2 mm.



Obr. 4. Klasifikačný diagram vápenatých amfibolov (Leake, 1978) z tonaliticko-kremitodioritickej horniny. T - tremolit, TH - tremolitický hornblend, A - aktinolit, AH - aktinolitický hornblend, MH - magnéziohornblend, FA - feroaktinolit, FAH - feroaktinolitický hornblend, FH - ferohornblend.

Fig. 4. Calcic amphibole classification diagram (Leake, 1978) of tonalite-quartz diorite rock. Si atoms/23 oxygens. T - tremolite, TH - tremolitic hornblende, A - actinolite, AH - actinolitic hornblende, MH - magnesio-hornblende, FA - ferro-actinolite, FAH - ferro-actinolitic hornblende, FH - ferro hornblende.



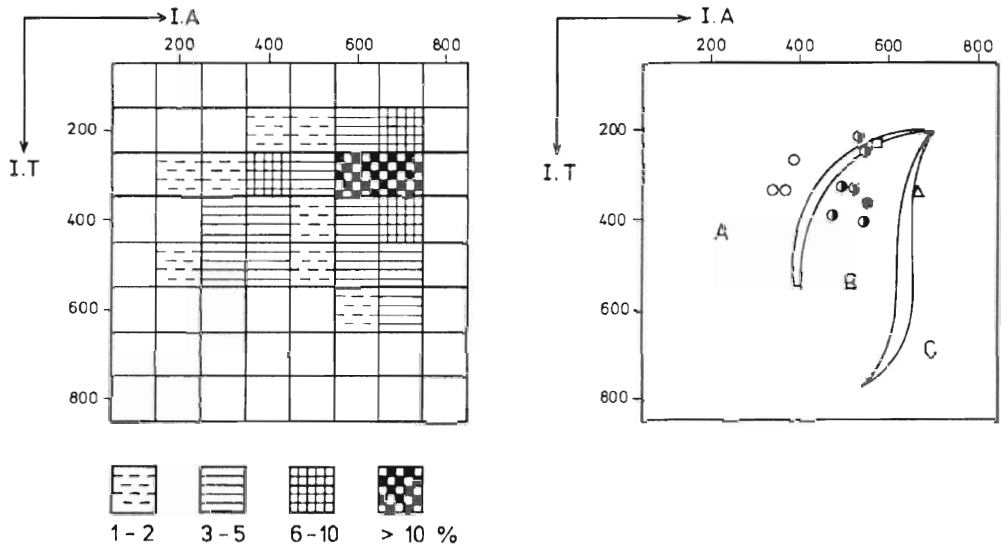
Obr. 5. Klasifikačný diagram biotitu z tonaliticko-kremitodioritickej horniny.

Fig. 5. Biotite classification diagram of tonalite-quartz diorite rock. Si atoms/22 oxygens. End members: annite, siderophyllite, phlogopite, eastonite.

Akcesorické minerály

V asociácii akcesorických minerálov kvantitatívne dominuje pyrit a titanit, relatívne hojný je zirkón, apatit, menej je magnetitu a epidotu, zriedkavý je allanit.

Typológia zirkónu (obr. 6) s hodnotami ťažiska I.A = 553 a I.T = 357 indikuje prekvapujúco nízkoteplotné a pritom relatívne alkalické, resp. nízkoaluminózne prostredie počas jeho kryštalizácie. Kryštály zirkónu sa vyznačujú aj nápadne veľkými rozmermi (často 0,5 - 1 mm), perfektnými hladkými a lesklými kryštálovými plochami a dlhoprizmatickým habitom s predĺžením (pomerom dĺžky k šírke kryštálu) nad 3. Jadrá kryštálov sú často priehľadné, kým okraje bývajú metamiktné, čo naznačuje rast koncentrácie U, Th, REE, Y a Hf v záverečnej fáze kryštalizácie zirkónu. Všetky uvedené fakty podporujú predstavu o primárne magmatickom pôvode zirkónu kryštalizujúceho v neskorších štádiách vývoja tonaliticko-kremitodioritickej horniny. Je zaujímavé, že podobnú zirkónovú typológiu majú aj horniny kremitodioritického charakteru z Nízkych Tatier (Határ, 1979), ale aj niektoré typy mafických enkláv tonalitového až kremitodioritového zloženia v granitoidoch Nízkych Tatier, Tríbeča a Tatier (Határ, l. c.; Petrík a Broska, 1989; Broska a Uher, nepubl. údaje, obr. 6).



Obr. 6. Typológia zirkónu (Pupin, 1980) z tonaliticko-kremitodioritickej horniny (vľavo) a jej typologické ťažisko (plný krúžok - vpravo) v porovnaní s ťažiskami z dioritických hornín Nízkych Tatier (poloprázdne krúžky; Határ, 1979), mafických enkláv Nízkych Tatier (prázdne krúžky; Határ, l. c.), Tríbeča (prázdny štvorec; Petrík a Broska, 1989) a Tatier (prázdny trojuholník; Broska a Uher, nepubl. údaje). A - aluminózne kôrové granitoidy, B - vápenato-alkalické kôrovo-plášťové granitoidy, C - alkalické granitoidy.

Fig. 6. Zircon typology diagram (Pupin, 1980) of tonalite-quartz diorite rock (left) and their typological mean points (full circle) in comparison to the typological mean points of dioritic rocks in the Nízke Tatry Mts. (half - open circles, Határ, 1979) and from mafic enclaves of the Nízke Tatry Mts. (open circles, Határ, l. c.), Tríbeč Mts. (open square, Petrík and Broska, 1989) and Tatry Mts. (open triangle, Broska and Uher, unpubl. data) - right. A - aluminous crustal granitic rocks, B - calc-alkaline crustal-mantle granitic rocks, C - alkaline granitic rocks.

Diskusia a záver

Nález biotiticko-amfibolického (mela)tonalitu až kremitého dioritu medzi granitoidnými horninami masívu Žiaru dopĺňa rozsah výskytov malých telies týchto intermediálnych hornín v kryštaliniku tatrika a veporika. Naďalej nedoriešenou zostáva otázka petrogenézy a veku kremitodioritických hornín v Západných Karpatoch, ktoré sa pokladajú buď za najbázickejšie magmatické členy karbónskych granitoidov (Koutek, 1931; Koutek a Zoubek, 1936), alebo za granitoidmi asimilované a rekryštalizované pôvodne staropaleozoické metabazity (Cambel, 1950; Cambel in Buday et al., 1962; Pitoňák, 1980).

Pri naposledy uvedenej možnosti pripomíname, že niektoré kontaktno-termicky rekryštalizované bázické členy pôvodne vulkanicko-sedimentárnej formácie vystupujúce na juhovýchodnom okraji žiarskeho masívu v okolí Skleného svojím vzhľadom silne pripomínajú masívne amfibolicko-biotitické mikrodiority.

Na druhej strane habitus, predĺženie, okrajová metamiktizácia, a najmä typológia zirkónu jasne indikujú, že tonalitická až kremitodioritická hornina zo Žiaru musela byť v roztavenom stave. Keďže okolité granity -granodiority majú všeobecne nižšiu teplotu solida ako tonaliticko-kremitodioritická tavenina, sotva by boli schopné pretaviť staršiu bázickú alebo intermediálnu horninu.

Možno skôr predpokladať, že v študovanom prípade nastala interakcia dvoch viac-menej súčasných magiem: granitovej a tonalitovo-kremitodioritovej. Magmy neboli navzájom dokonale miešateľné, resp. rozpustné jedna v druhej, ale nastala relatívne významná kontaminácia intermediálnej taveniny s výrazne prevládajúcou granitovou, spätá najmä s prínosom alkálií. Preto má tonaliticko-kremitodioritická hornina nezvyčajne kyslý plagioklas (An < 30), lokálne prítomný draselný živec, relatívne veľké množstvo biotitu, nižšieteplotný a alkalický charakter zirkónu, ako aj zvýšený obsah K, Li a F. Aj textúrne znaky, charakter ostatných akcesorických minerálov a neprítomnosť akýchkoľvek štruktúr reliktných bázických metamorfovaných hornín potvrdzuje skôr magmatický vznik a následnú kontamináciu tonaliticko-kremitodioritickej taveniny ako vznik premenou staršej (meta)bázickej až intermediálnej horniny.

Uvedené tvrdenie by sa mohlo aspoň sčasti týkať aj mých výskytov podobných mezokratných hornín v kryštaliniku Západných Karpát. Navyše tieto horniny prejavujú určitú geochemickú a mineralogickú podobnosť, možno aj genetickú spojitosť s výskytmi mafických enkláv tonaliticko-dioritického zloženia, ktorých genéza sa v súčasnosti vysvetľuje obdobnými magmatickými a kontaminačnými procesmi ako v prípade žiarskeho (mela)tonalitu - - kremitého dioritu (cf. Petrík a Broska, 1989).

Poďakovanie. Prácu financoval grant SAV č. 118. Ďakujeme dr. P. Simanovi (GÚDŠ Bratislava) za asistenciu pri mikrosondových analýzach a prof. D. Hovorkovi (Univerzita Komenského) za kritické pripomienky a posúdenie textu manuskriptu.

Literatúra

Buday, T., Cambel, E. & Maheľ, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. List Wien - Bratislava. *Manuskript - Geofond Bratislava, 1 - 248.*

Cambel, B. 1950: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Zoš., 29, 1 - 70.*

Čadek, J. & Moldan, B. 1983: Geochemické rozdělení prvků. *In: Svoboda, J. (Ed.): Encyklopedický slovník geologických věd, 1 - 2. Academia, Praha, 1 - 920, 1 - 852.*

Čuchrov, F. V. (Ed.). 1981: Mineraly. Spravočnik, III-3. *Nauka, Moskva, 1 - 399.*

Debon, F. & Le Fort, P. 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 73, 135 - 149.*

Határ, J. 1979: Akcesorické minerály niektorých hornín kryštalinika západnej časti ďumbierskeho pásma Nízkych Tatier. [Kand. dizert. práca.] *Manuskript - Geofond Bratislava, 1 - 191.*

Koutek, J. 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater. *Věst. SGÚ, 9, 413 - 527.*

Koutek, J. & Zoubek, V. 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1:75 000. List Bratislava 4758. *Knih. SGÚ, 18, 1 - 150.*

Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral., 63, 1023 - 1052.*

Le Maitre, R. W. (Ed.) 1989: A classification of igneous rocks and glossary of terme. *Blackwell Sci. Publ. Oxford, 1 - 193.*

Petrík, I. & Broska, I. 1989: Mafic enclaves in granitoid rocks of the Tribeč Mts., Western Carpathians: geochemistry and petrology. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 667 - 696.*

Pitoňák, P. 1980: Problém „dioritov" Malých Karpát. [Diplomová práca.] *Manuskript - PF UK Bratislava, 1 - 89.*

Pupin, J. P. 1980: Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrology, 73, 207 - 220.*

Rakús, M., Miko, O. & Havrila, M. 1984: Tektonická mapa Žiaru, prvý variant 1:100 000. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 1 - 29.*

The Geochemical Atlas of Finland, 1992. *Geol. Surv. Finland, Espoo.*

Biotite-amphibole (mela)tonalite - quartz diorite in the Žiar Mts. (Western Carpathians, Slovakia)

A small occurrence of mesocratic rock was documented firstly in the region of the Žiar Mountains, near Sklené village (ca. 10 km NE from Prievidza, Central Slovakia) - Fig. 1. The Carboniferous porphyric two-mica granite to granodiorite of the Žiar type is the host rock of (mela)tonalite - quartz diorite. Thin (1 - 3 cm) quartz-feldspar pegmatite veins cutting locally the tonalite-quartz diorite rock.

The modal composition of studied rock in QAP diagram indicates their tonalitic composition with Q = 22.4 - 27.3 % (Tab.1, Fig. 2). However, the bulk rock chemical composition as well as milicatonic, e. g. Q-P diagram shift their position into or near dioritic to quartz monzodioritic rocks (Tab. 2, Fig. 3).

The increased contents of some trace elements (Ba, Cr, Ni, F, Li and Zn) could be refer to more basic and alkalic primary magmatic source (Tab. 2).

The basicity of plagioclase (An_{23-30}, Tab. 3) is surprisingly low if it is compared with similar intermediate rocks and it could be a result of their host-rock contamination. K-feldspar occurs only exceptionally.

On the basis of microprobe study, amphibole rank among actinolitic hornblende to actinolite and biotite belong to Mg-rich member with Fe/(Fe + Mg) = 0.27 - 0.31 (Tab. 3, Figs. 4 and 5).

Pyrite and sphene are the most widespread accessory minerals, zircon, apatite, less epidote and magnetite, rare allanite are present also. The zircon typology (Fig. 6) as well as their well developed long prismatic habit, large size and often metamictized rims of crystals are the features of magmatic origin under lower temperature and high alkalinity of parent melt.

A origin of amphibole-biotite (mela)tonalite to quartz diorite from the Žiar Mts. as well as similar mesocratic amphibole-rich rocks from other regions of the Western Carpathian crystalline complex is still unclear because of lack current analytical and mineralogical data. They could be even the most basic true plutonic members of Variscan Carboniferous granitic intrusions (Koutek, 1931, Koutek and Zoubek, 1936), or they can represent the products of thermal and/or material influence of host granitic intrusion on older basic to intermediate rocks (Cambel, 1950, Cambel in Buday et al., 1962, Pitoňák, 1980). However, on the basis of zircon character, low plagioclase basicity (An < 30), common presence of biotite and rare K-feldspar, as well as some trace element geochemistry (higher K, Li, F) and textural true magmatic pattern, we prefer magmatic origin of tonalite-quartz diorite rock with their extensive contamination of host granitic magma mainly via diffusion of alkalies.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 367 - 371

Inžinierskogeologické vlastnosti neogénnych sedimentov v okolí Moldavy nad Bodvou

ĽUBOMÍR PETRO a ERIKA POLAŠČINOVÁ

Geologický ústav D. Štúra, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 10.5.1994)

Engineering geological properties of Neogene sediments in the surroundings of Moldava nad Bodvou (Eastern Slovakia)

The Neogene sediments in the surroundings of Moldava nad Bodvou are represented by the fine and coarse soils. In this paper their engineering geological properties are statistically evaluated. The results confirmed the great spatial variability of these properties which is caused by the high inhomogeneity of sediments granularity.

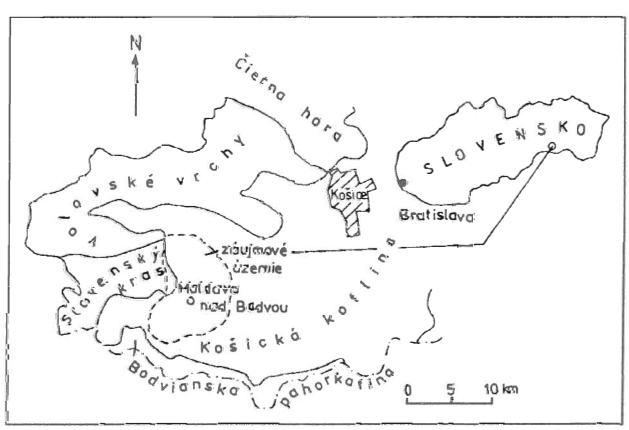
Key words: Neogene sediments, Moldava nad Bodvou, Košická kotlina Basin, engineering geological properties, statistical evaluation

Úvod

V geologickej stavbe širšieho okolia Moldavy nad Bodvou majú dominantné postavenie kvartérne a neogénne sedimenty. Cieľom tohto príspevku je podrobná charakteristika inžinierskogeologických vlastností ílovitých a štrkovitých sedimentov neogénu vychodiaca z výsledkov inžinierskogeologického prieskumu územia v rokoch 1990 - 1992 (Petro et al., 1992).

V zmysle geomorfologického členenia Mazúra et al. (1986) územie zaberá juhozápadnú časť Košickej kotliny a najvýchodnejší okraj Slovenského krasu (obr. 1). Jeho severná časť má pahorkatinný reliéf (Medzevská pahorkatina) s priemernou sklonitosťou svahov 2 - 6°, južná má charakter roviny (Košická rovina) s priemernou sklonitosťou 6 - 12°.

Rieka Bodva s Čečejovským potokom, jej ľavostranným prítokom, odvodňuje celú plochu študovaného územia.



Obr. 1. Geomorfologická pozícia študovaného územia (podľa Mazúra et al., 1986).

Fig. 1. Location of the area studied with marked morphological units (after Mazúr et al., 1986)

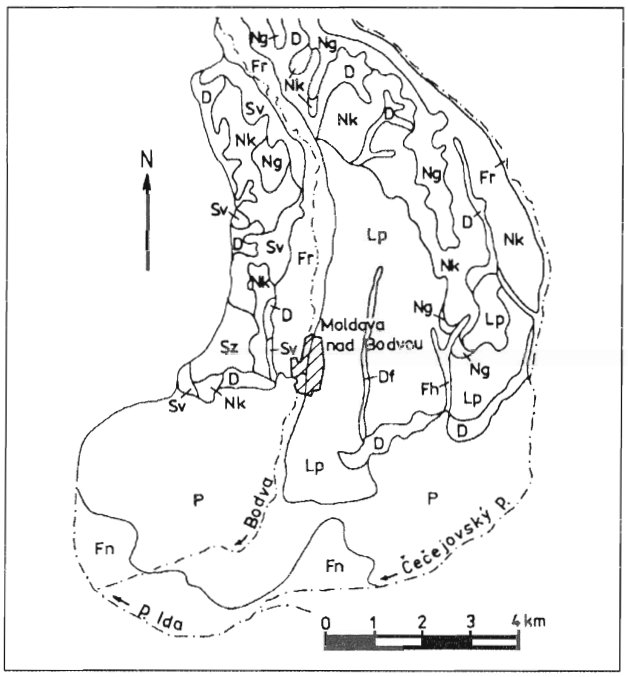
Jej priemerný ročný prietok pod ústím potoka Ida je 3,5 $m^3 . s^{-1}$. Podľa pozorovaní ombrometrickej stanice v Moldave nad Bodvou (SHMÚ, 1951 - 1980) je priemerný ročný úhrn zrážok 655 mm.

Geologické pomery

Širšie okolie Moldavy nad Bodvou bolo v posledných rokoch predmetom záujmu geológov v súvislosti so zostavovaním regionálnych máp mierky 1:50 000 južnej časti Košickej kotliny a Slanských vrchov (Kaličiak et al., 1992) a Slovenského krasu (Mello et al., 1992). V zmysle uvedených autorov sa na geologickej stavbe územia zúčastňujú predterciérne horniny, ale hlavne sedimenty neogénu a kvartéru (obr. 2). Medzi najstaršie horniny vystupujúce na povrch územia patrí svetlý wettersteinský masívny vápenec (stredný trias), redšie masívny tisovský vápenec (vrchný trias), zaradené do silického príkrovu silicika (Mello et al., 1992). Spomenuté vápence sa nachádzajú na pravej strane doliny Bodvy, zároveň ju ohraničujú v podobe strmých svahov a smerom na V sa ponárajú pod fluviálne a neogénne sedimenty. Ojedinele vychádzajú na povrch v niektorých hlbokých eróznych ryhách či svahoch v severnej časti územia.

Z paleogénnych sedimentov sa pri povrchu územia vyskytuje drienovský zlepenec, a to najmä na Z od Moldavy nad Bodvou. Podľa Elečka (in Mello et al., 1992) ide o oligomiocénne súvrstvie, v ktorom sa striedajú zlepencové a brekciové polohy, pričom brekcia prevláda v bazálnej časti. Obliaky sú nedokonale vytriedené a ich opracovanosť kolíše od angulárnych po oválne formy. Geneticky ide o sedimenty dejekčných kužeľov tokov stekajúcich do depresných oblastí v predpolí mezozoika Slovenského krasu.

Neogénne sedimenty vystupujú na povrch v severnej časti územia (obr. 2). Budujú vrcholové časti a svahy Medzevskej pahorkatiny (v zmysle Mazúra et al., 1986)



Obr. 2. Mapa inžinierskogeologickej rajonizácie okolia Moldavy nad Bodvou (upravené podľa Petra et al., 1992). Sv - rajón vápencovo--dolomitických hornín, Sz - rajón pieskovcovo-zlepencových hornín, Nk - rajón striedajúcich sa súdržných a nesúdržných hornín, Ng - rajón štrkovitých sedimentov, P - rajón proluviálnych kužeľov a plášťov, Lp - rajón polygenetických (eolicko-deluviálnych) sprašových sedimentov, D - rajón deluviálnych sedimentov, Df - rajón deluviálno--fluviálnych sedimentov, Fn - rajón náplavov nížinných tokov, Fr - rajón náplavov aluviálnych rovín, Fh - rajón náplavov horských tokov.

Fig. 2. Engineering geological zoning map of the Moldava nad Bodvou surroundings. Adapted according to Petro et al. (1992). Sv - zone of limestone-dolomitic rocks, Sz - zone of sandstone-conglomerate rocks, Nk - zone of alternating cohesive and non-cohesive sediments, Ng - zone of gravelly sediments, P - zone of alluvial fans (proluvial) sediments, Lp - zone of polygenetic loesses (eolian-deluvial sediments), D - zone of deluvial sediments, Df - zone of deluvial-fluvial sediments, Fn - zone of lowland streams sediments, Fr - zone of flood plain sediments, Fh - zone of mountain streams sediments.

medzi dolinou Bodvy a Čečejovského potoka, resp. tvoria tenkú vrstvu (15 - 20 m) na najvýchodnejšej, tektonicky poklesnutej kryhe mezozoika Slovenského krasu. V južnej časti územia ich miestami pokrývajú až 20 m hrubé kvartérne sedimenty (Petro et al., 1992) viacerých genetických typov (obr. 2). Neogénne horniny vznikali vo fluvio--lakustrickom prostredí. Z litologického aspektu majú prevažne ílovito-prachovitý (rajón Nk, obr. 2), menej piesčito-štrkovitý (rajón Ng, obr. 2) charakter. Hodermarská et al. (1987) a Elečko (in Mello et al., 1979, 1992) ich zaradili do poltárskeho súvrstvia (pont). Podľa posledných výskumov Karoliho (in Karoli et al., 1989; in Janočko et al., 1991; in Kaličiak et al., 1992) tieto horniny reprezentujú sečovské súvrstvie (spodný panón). Piesčitoštrkovitá litofácia buduje morfologicky najvyššie položené miesta daného územia a tvorí finálnu fázu sedimentácie neogénnych hornín. Janočko a Šoltésová (1994) sedimentologickým výskumom zistili, že pôvodným depozičným prostredím týchto hruboklastických hornín bolo prostredie kužeľovej delty.

Kvartérne sedimenty sú v sledovanom území značne plošne rozšírené (obr. 2). Zakrývajú staršie, hlavne neogénne horniny a miestami dosahujú hrúbku 20 m (ojedinele aj viac). Z genetického hľadiska ich možno zaradiť do fluviálneho, proluviálneho, eolicko-deluviálneho a deluviálneho typu. Menej častý je deluviálno--fluviálny a antropogénny typ. Distribúciu kvartérnych sedimentov, podmienky ich vzniku a tektonickú porušenosť v danom území a jeho širšom okolí v ostatnom období študoval Janočko (1990, resp. in Janočko et al., 1991, a in Kaličiak et al., 1992). Inžinierskogeologické vlastnosti kvartérnych hornín územia v regionálnom meradle zhodnotil Petro et al. (1992).

Hodnotenie inžinierskogeologických vlastností neogénnych sedimentov

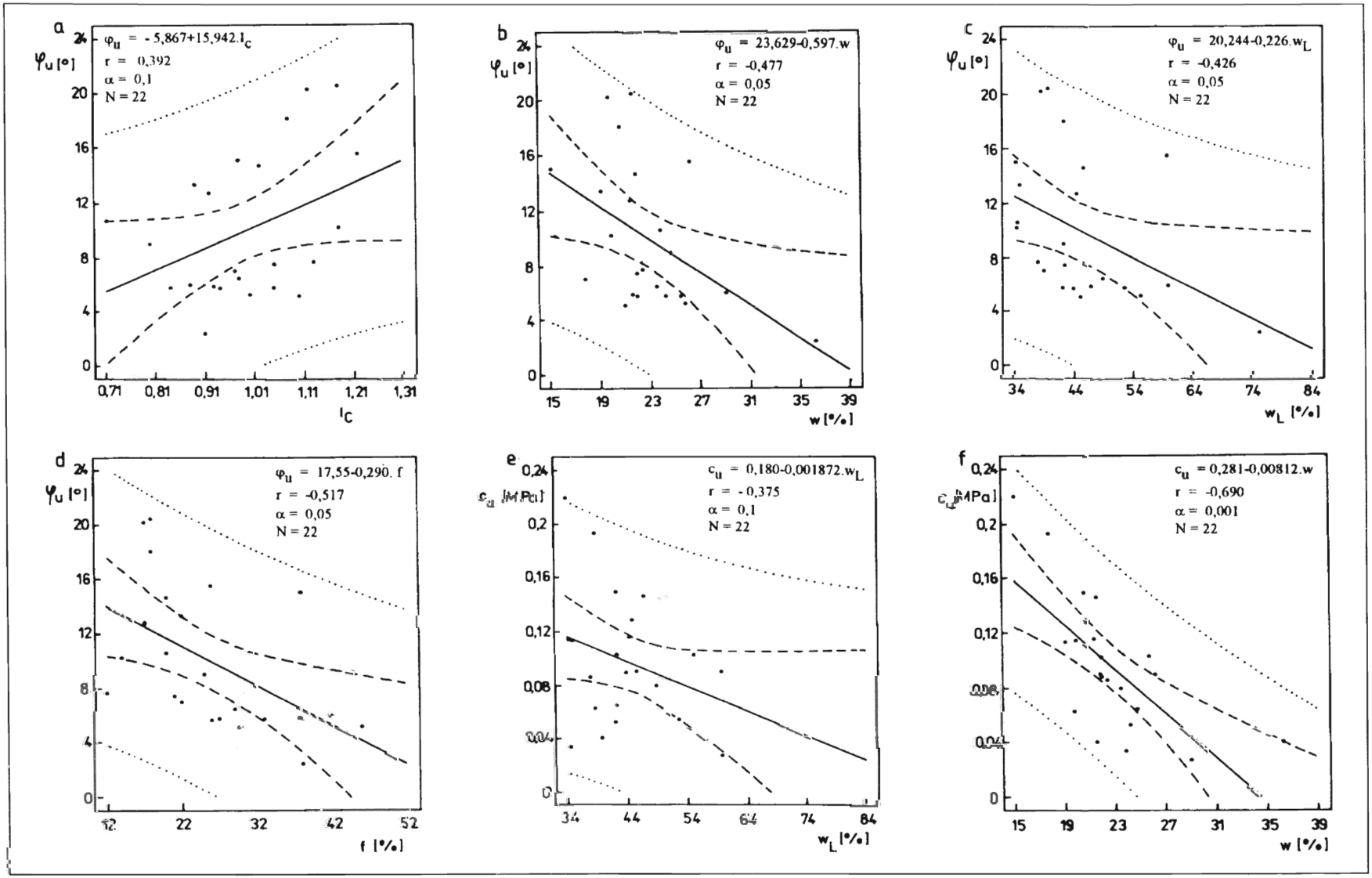
Neogénne sedimenty záujmového územia v zmysle výsledkov geologického mapovania (Karoli in Kaličiak et al., 1992 a Elečko in Mello et al., 1992) tvoria z inžinierskogeologického aspektu formáciu jazerno-riečnych sedimentov. Podľa prevládajúceho litologického zloženia, resp. faciálnej príslušnosti možno vyčleniť dva geneticko-litologické komplexy, ílovito-prachovitý a piesčito--štrkovitý. V zmysle typologickej rajonizácie (smernica SGÚ, 1989) im zodpovedá rajón striedajúcich sa súdržných a nesúdržných sedimentov Nk a rajón štrkovitých sedimentov Ng (obr. 2).

Sedimenty obidvoch komplexov v rámci základného inžinierskogeologického mapovania širšieho okolia Moldavy nad Bodvou (Petro et al., 1992) overili vrty hlboké 15 - 20 m. Podľa zrnitostného zloženia sa z nich odobral väčší počet neporušených (294 ks) a neporušených (31 ks) vzoriek.

Nasledujúce inžinierskogeologické hodnotenie uvedených hornín spočíva v štatistickom spracovaní ich laboratórne stanovených fyzikálnych a mechanických vlastností, a to osobitne pre každý komplex. Do spracovania sú zahrnuté aj výsledky skúšok z niekoľkých vrtov, ktoré sú mimo vymedzeného územia (na JZ od Moldavy nad Bodvou). Výsledky sa využili aj na klasifikáciu sedimentov podľa ČSN, ktoré doteraz v praxi platia. Pre absenciu litifikácie sa neogénne horniny na účely inžinierskogeologického hodnotenia chápu ako zeminy.

Ílovito-prachovitý komplex

Sedimenty tohto komplexu zastupuje pestrý (sivý, sivohnedý, žltý, žltohnedý, okrový, červenofialový) prachovitý íl a prach s častými a nepravidelnými polohami štrku či piesku. Sporadicky sa vyskytujú polohy uhoľného ílu a lignitu dm hrúbky. Štrky sú polymiktné, prevažne suboválne, s priemernou veľkosťou zŕn 1 - 3 cm (max. 5 až 7 cm). Ojedinele sa vyskytujú aj obliaky nad 10 cm. Hrúbka štrkových polôh lokálne dosahuje 10 až 12 m. Charakteristickým znakom sedimentov komplexu je vysoká premenlivosť zrnitostného zloženia, a to vertikálna i laterálna, čo sa odráža vo variabilite ich fyzikálno--mechanických vlastností (tab. 1).



Obr. 3a - f. Korelačné závislosti totálnych pevnostných parametrov zemín ílovito-prachovitého komplexu s vybratými fyzikálnymi vlastnosťami s udaním príslušného koeficienta korelácie r a hladiny významnosti α pre N = 22. a - uhla vnútorného trenia φ_u a stupňa konzistencie I_C, b - uhlá vnútorného trenia φ_u a prirodzenej vlhkosti w, c - uhla vnútorného trenia φ_u a vlhkosti na medzi tekutosti w_L, d - uhla vnútorného trenia φ_u a obsahu jemnozrnnej frakcie f (< 0,06 mm), e - súdržnosti c_u a vlhkosti na medzi tekutosti w_L, f - súdržnosti c_u a prirodzenej vlhkosti w.

Fig. 3a - f. Correlation relations between total strength and selected physical parameters of soils complex, created mostly by clays and silts, with indication of corresponding correlation coefficient r and significance level α for N = 22. a - total internal friction angle φ_u and consistency index I_C, b - total internal friction angle φ_u and natural moisture content w, c - total internal friction angle φ_u and liquid limit w_L, d - total internal friction angle φ_u and fine fraction content f (< 0,06 mm), e - cohesion c_u and liquid limit w_L, f - cohesion c_u and natural moisture content w.

TAB. 1
Fyzikálno-mechanické vlastnosti zemín ílovito-prachovitého komplexu
Physical-mechanical properties of soils complex created mostly by clays and silts

Vlastnosť		Jemnozrnné zeminy CI, CS, CH, CG				Piesčité zeminy SM-SC, SC, S-F				Štrkovité zeminy GM-GC, GC, G-F			
		x	x_{min}	x_{max}	N	x	x_{min}	x_{max}	N	x	x_{min}	x_{max}	N
Obsah frakcie	< 0,002 mm (%)	24,4	8	68	174	7,8	3	17	10	8,7	2	15	62
Obsah frakcie	0,002 - 0,06 mm (%)	46,3	17	70	174	20,2	7	58	10	16,1	1	29	62
Obsah frakcie	0,06 - 2 mm (%)	21,7	6	50	174	42,3	25	69	10	25,1	14	34	62
Obsah frakcie	> 2 mm (%)	25,6	10	45	52	33,9	18	42	9	50,0	35	82	62
Prirodzená vlhkosť	w (%)	20,5	7,4	45,3	172	12,3	11,9	12,6	2	15,5	5,1	22,1	27
Medza tekutosti	w_L (%)	47,5	19,9	83,1	172	38,4	37,9	38,8	2	42,5	35,2	50,5	28
Medza tvárlivosti	w_p (%)	23,6	14,8	37,7	172	21,3	17,6	25,0	2	23,3	17,4	30,5	28
Číslo plasticity	I_p	24,5	11,6	62,2	172	17,1	12,9	21,2	2	19,3	11,2	27,7	28
Stupeň konzistencie	I_C	1,1	0,6	2,1	172	1,63	1,24	2,02	2	1,4	1,07	1,87	27
Objem. hmotnosť vlhkej zeminy	ρ_N (g.cm^{-3})	2,10	1,88	2,19	30	-	-	-	-	-	-	-	-
Merná hmotnosť	ρ_S (g.cm^{-3})	2,70	2,61	2,85	30	-	-	-	-	-	-	-	-
Objem pórov	n (%)	36,7	24,4	49,4	29	-	-	-	-	-	-	-	-
Stupeň nasýtenia	S_r (%)	97,9	82,6	100	30	-	-	-	-	-	-	-	-
Obsah uhličitanov	O_u (%)	1,9	0,5	6,7	6	-	-	-	-	-	-	-	-
Totálny uhol vnútorného trenia	φ_u (°)	9,9	2,4	20,4	24	-	-	-	-	-	-	-	-
Totálna súdržnosť	c_u (MPa)	0,095	0,027	0,22	24	-	-	-	-	-	-	-	-
Oedometrický modul	E_{oed} (MPa)												
priťaženie 0,1		10,9	7,2	20,6	7	-	-	-	-	-	-	-	-
priťaženie 0,2		11,9	7,8	20,6	7	-	-	-	-	-	-	-	-
priťaženie 0,4		13,9	7,1	19,7	7	-	-	-	-	-	-	-	-

Podľa ČSN 731001 (1987) sedimenty komplexu tvoria jemnozrnné zeminy triedy F6 (CI), F8 (CH), F4 (CS) a F2 (CG), resp. štrkovité zeminy triedy G4-G5 (GM-GC), G5 (GC) a G3 (G-F) v pomere asi 3 : 1. Piesčité zeminy triedy S4 a S5 (SM-SC) sa vyskytujú len v malom rozsahu. Jemnozrnné zeminy uvedených tried majú spravidla charakter ílu strednej a vysokej plasticity, redšie piesčitého a štrkovitého ílu tuhej a pevnej konzistencie (tab. 1). Podľa ČSN 721002 (1973) v komplexe prevládajú zeminy skupiny VIII - IX až X, zriedkavejšie VII nad zeminami skupiny I a V. Ide prevažne o namŕzavé a nebezpečne namŕzavé zeminy podliehajúce veľkým objemovým zmenám, a preto tvoria iba málo vhodné a nevhodné podložie na vedenie trás komunikácií. Podobne je to aj s ich vhodnosťou do násypov. Vhodné na výstavbu dopravných stavieb sú len zeminy s vyšším obsahom štrku. Využiteľnosť zemín podľa ČSN 736850 (1976) určuje ich zatriedenie do skupiny CH, CL, MH, redšie GC, SM a SC. Rozpojiteľnosť zemín v súlade s ČSN 733050 (1987) charakterizujeme triedou 2 a 3.

Pre dostatočný počet stanovení (N = 22) totálnych pevnostných parametrov zemín komplexu φ_u (uhol vnútorného trenia) a c_u (súdržnosť) sme sa pokúsili o ich korelovanie s vybratými fyzikálnymi vlastnosťami, ako je stupeň konzistencie I_C, prirodzená vlhkosť w, vlhkosť na medzi tekutosti w_L a obsah jemnozrnnej frakcie f (< 0,06 mm). Použitím programu STATGRAPHICS sa zistil priebeh lineárnych regresných funkcií, ako aj tesnosť korelácie vyjadrená koeficientom r. Významnosť príslušného koeficientu korelácie sa overila testom nulovej hypotézy pre zvolenú hladinu významnosti α (obr. 3a - f).

Piesčito-štrkovitý komplex

Komplex litologicky zastupuje pestrofarebný piesčito-ílovitý drobnozrnný a hrubozrnný štrk s častými nepravidelnými šošovkovitými polohami ílu a piesku. Štrk je polymiktný a s výraznou prevahou kremeňa. Obliaky sú prevažne suboválne, priemernej veľkosti 1 - 3 cm, ojedinele 8 až 12 cm. Charakteristickým znakom tohto, ako aj predchádzajúceho komplexu je pomerne výrazná variabilita fyzikálno-mechanických vlastností hornín v ňom zastúpených (tab. 2). Spôsobilo ju nepravidelné priestorové usporiadanie jemnozrnných a hrubozrnných litologických typov.

V zmysle ČSN 731001 (1987) reprezentujú komplex štrkovité zeminy triedy G4-G5 (GM-GC), G5 (GC) a G4 (GM) a jemnozrnné zeminy triedy F8 (CH), F6 (CI), F2 (CG) a F7 (MH) v pomere asi 5:3. Piešťité zeminy triedy S4-S5 (SM-SC) sa vyskytujú podstatne zriedkavejšie (tab. 2). Pri jemnozrnných zeminách dominuje pevná konzistencia. Podľa ČSN 721002 (1973) sú štrkovité zeminy uvedených tried vhodné do podložia (skupina I, III a V) aj do násypov komunikácií. Ílovité zeminy sú pre vysokú namŕzavosť a náchylnosť na objemové zmeny do podložia (skupina VII, VIII - X) a do násypov málo vhodné a nevhodné. Využiteľnosť zemín daného komplexu v súlade s ČSN 736850 (1976) určuje ich zatriedenie do skupín GM-GC, resp. CH a CL. Rozpojiteľnosť zemín podľa ČSN 733050 (1987) charakterizujeme triedou 4 a 3.

Diskusia a záver

Inžinierskogeologickým prieskumom neogénnych sedimentov širšieho okolia Moldavy nad Bodvou sa zistili nasledujúce fakty:

TAB. 2
Fyzikálno-mechanické vlastnosti zemín piesčito-štrkovitého komplexu
Physical-mechanical properties of soils complex created mostly by gravels and sands

Vlastnosť		Jemnozrnné zeminy CH, Cl, CG, MH				Piesčité zeminy SM-SC				Štrkovité zeminy GM-GC, GC, GM			
		x	x_{min}	x_{max}	N	x	x_{min}	x_{max}	N	x	x_{min}	x_{max}	N
Obsah frakcie	< 0,002 mm (%)	23,1	7	45	28	6,6	5	8	6	8,2	3	16	45
Obsah frakcie	0,002 - 0,06 mm (%)	44,5	17	72	28	21,7	18	27	6	16,5	7	22	45
Obsah frakcie	0,06 - 2 mm (%)	18,7	4	37	28	42,3	35	58	6	24,0	12	37	45
Obsah frakcie	> 2 mm (%)	36,9	20	55	10	29,5	10	36	6	51,1	37	65	45
Prirodzená vlhkosť	w (%)	17,6	8,2	26,4	26	11,0	9,6	12,4	2	13,4	9,1	20,0	18
Medza tekutosti	w_L (%)	49,1	33,2	62,4	26	45,2	42,8	47,5	2	42,4	34,7	72,3	18
Medza tvárlivosti	w_P (%)	24,9	18,7	33,4	26	25,9	25,3	26,4	2	24,6	19,1	31,9	18
Číslo plasticity	I_P	24,5	15,8	34,3	26	19,3	16,4	22,2	2	17,7	10,8	40,4	18
Stupeň konzistencie	I_C	1,3	0,82	1,86	1	1,78	1,71	1,85	2	1,87	1,2	2,8	18
Objem. hmotnosť vlhkej zeminy	ρ_N (g.cm^{-3})	2,06	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Merná hmotnosť	ρ_s (g.cm^{-3})	2,73	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Objem pórov	n (%)	40	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Stupeň nasýtenia	S_r (%)	100	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Obsah uhličitanov	O_u (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Totálny uhol vnútorného trenia	φ_u (°)	11,0	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Totálna súdržnosť	c_u (MPa)	0,131	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Oedometrický modul	E_{oed} (MPa)												
priťaženie 0,1		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
priťaženie 0,2		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
priťaženie 0,4		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

1. V zhode s inžinierskogeologickou klasifikáciou hornín (Matula in Matula a Pašek, 1986) sa v rámci neogénnych sedimentov vyčlenili dva geneticko-litologické komplexy, a to ílovito-prachovitý a piesčito-štrkovitý.

2. Spoločným znakom sedimentov obidvoch komplexov je vysoká vertikálna a laterálna premenlivosť ich zrnitostného zloženia, ktorá sa odráža vo variabilite fyzikálno-mechanických vlastností.

3. Pre pomerne veľký počet laboratórnych skúšok zemín ílovito-prachovitého komplexu možno hodnoty niektorých fyzikálno-mechanických vlastností, najmä jemnozrnných zemín (N ≥ 172, tab. 1), v zmysle ČSN 731001 (1987) pokladať za miestne charakteristiky.

Štatisticky spracované hodnoty inžinierskogeologických vlastností neogénnych sedimentov majúcich charakter zemín sa môžu priamo využiť pri riešení niektorých praktických úloh v regionálnom meradle (napr. pri navrhovaní sklonu zárezov a násypov projektovaných komunikácií, posudzovaní náchylnosti územia na vznik svahových deformácií a pod.). Užitočnou sa javí aj možnosť nepriameho určovania totálnych parametrov (φ_u a c_u) jemnozrnných zemín z korelačných závislostí prostredníctvom hodnôt vybratých fyzikálnych vlastností stanovených lacnými skúškami.

Literatúra

Hodermarská, A., Varga, I. & Mihalič, A. 1987: Kvantitatívna mineralogicko-technologická charakteristika neogénnej výplne sv. časti Rimavskej a jz. časti Košickej kotliny ako východisko prognóz keramických surovín. *In: Zbor. Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín (II. Geologické dni J. Slávika). GP Spišská Nová Ves, 405 - 422.*

Janočko, J. 1990: Kvartér Košickej kotliny a priľahlej časti Slanských vrchov. [Kand. dizer. práca.] *Manuskript - Geofond Bratislava, 149.*

Janočko, J., Karoli, S., Jetel, J., Petro, Ľ., Dubéciová, A., Zlínska, A. & Syčev, V. 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 37-421 (Moldava-1) a 37-423 (Moldava-3). *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 78.*

Kaličiak, M., Baňacký, V., Bodnár, J., Janočko, J., Jetel, J., Karoli, S., Petro, Ľ., Spišák, Z., Syčev, V. & Žec, B. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina - južná časť. *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 272.*

Karoli, S., Janočko, J., Petro, Ľ., Jetel, J. & Šucha, P. 1989: Vysvetlivky k listu 37-242 (Košice-2). *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 61.*

Matula, M. & Pašek, J. 1986: Regionálna inžinierska geológia ČSSR. *Bratislava, Vyd. Alfa, 263 - 264.*

Mazúr, E., Lukniš, M., Balatka, B., Loučková, J. & Sládek, J. 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. *Vyd. Slov. kartografia Bratislava.*

Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J. et al. 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Turňa nad Bodvou. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 56.*

Mello, J. et al. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1:50 000. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Petro, Ľ., Polaščinová, E. & Valušiaková, A. 1992: Základná inžinierskogeologická mapa 1:10 000, oblasť Moldava nad Bodvou. *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 129.*

Pripomienky k článku R. Holzera a S. Jacka Stabilita lomovej steny a obytného objektu Železníky - Košice

(Mineralia slovaca, 26, 1994, s. 212 - 222)

PRIPOMIENKY

Z uvedeného článku mám zásadné pripomienky k časti Návrh sanačných opatrení a Záver, ktoré sú spracované tendenčne a neberú ohľad na objektívne zásadné technické problémy, ktoré viedli k definitívnej stabilizácii lomovej steny.

Pripomienky zahŕňame do nasledujúcich bodov:

1. Projekt a sanácia lomovej steny sa realizovali na základe vypísaného konkurzu. Zvíťazil projekt Geoindustrie, š. p., Praha, ktorý bol pre generálneho projektanta a investora z ekonomického hľadiska a z hľadiska účinnosti technického riešenia najprijateľnejší.

2. V literatúre článku chýba citácia najdôležitejšieho podkladu na sanáciu, a to Správy o podrobnom inžinierskogeologickom prieskume vypracovanej Stavoprojektom Košice roku 1989, z ktorej autori použili aj interpretáciu geologickej stavby svahu. Rovnako chýba aj citácia výsledkov inžinierskogeologického prieskumu a kontrolných meraní publikovaných v časopise Geologický průzkum (E. Dobra: Inžinierskogeologické pomery porušeného svahu pod vežovým domom E-2 na sídlisku Železníky v Košiciach, Geologický průzkum, 33, 1991, č. 10, s. 294 - 297, a E. Dobra: Výsledky kontrolných meraní na sanovanom svahu pod vežovým domom E-2 na sídlisku Železníky v Košiciach, Geologický průzkum, 34, 1992, č. 8, s. 243 - 245). Naproti tomu autori v literatúre uvádzajú predbežný posudok J. Malgota (1987) Stabilitné riešenie objektu a steny lomu Železníky, ktorý bol vypracovaný na základe jednorazovej prehliadky lomovej steny autora bez detailného poznania geologického modelu svahu.

3. Lomovú stenu stabilizovali pracovníci Geoindustrie, š. p., Praha, nie Vodné stavby Praha, ako sa uvádza v závere článku.

4. Sanácia svahu a lomovej steny bola navrhnutá tak, aby bola účinná vzhľadom na takmer havarijný stav ako samej lomovej steny, tak aj vežového obytného bloku situovaného nad hranou svahu. Pri návrhu sanácie sa vzali do úvahy nielen výsledky štúdia drobnej tektoniky svahu, ktoré urobili autori článku, ale aj výsledky podrobného inžinierskogeologického prieskumu (geofyzikálne merania, penetračné skúšky, karotážne merania, vodné tlakové skúšky, fyzikálno-mechanické skúšky skalných hornín atď.) zhodnoteného v záverečnej správe Stavoprojektu Košice roku 1989.

5. Priťažovacia lavica nemá statickú funkciu. Vyžiadala si ju technológia sanácie lomovej steny a cieľ využiť jej plochu v podnikateľskej sfére.

6. To, že sú niektoré realizované sanačné prvky predimenzované a z environmentálneho hľadiska rušivé, je iba subjektívny názor autorov článku. V rámci definitívnej úpravy lomovej steny bol vypracovaný projekt sadových úprav, ktorý rieši z environmentálneho hľadiska sanované územie ako celok.

7. Výsledky kontrolných meraní (inklinometrické merania, geodetické merania zvislých a vodorovných deformácií na vežovom dome, deformetrické merania aktivity trhlín v bytoch vežového domu) ukázali, že sa pohybová aktivita vežového domu a skalného masívu zastavila, a tým potvrdili opodstatnenosť vykonaných sanačných opatrení.

E. Dobra

ODPOVEĎ

K „zásadným výhradám" E. Dobru ku kapitole Návrh sanačných opatrení a Záver nášho príspevku zaujímame nasledujúce stanovisko: Náš článok vrátane obrázkov a predposlednej kapitoly je sumarizáciou našej pôvodnej štúdie, ktorá sa v literatúre uvádza ako tretia v poradí. Odberateľom tejto štúdie bol roku 1989 š. p. Stavoprojekt Košice.

Štúdia je nezávislou - a samonosnou - časťou správy Stavoprojektu Košice (1989) Sídlisko Železníky - Košice, stabilizácia svahu opusteného kameňolomu. Geologická stavba svahu, ktorej sa dotýka jedna z výhrad E. Dobru, bola interpretovaná na základe geologickej mapy lokality v mierke 1:200, ktorú zhotovil jeden z autorov príspevku S. Jacko a je súčasťou príloh štúdie aj nášho návrhu sanácie lokality v nej.

Považujeme za účelné pripomenúť, že práve podľa uvedenej a v predstihu vykonanej štúdie bol pripravený súbor nasledujúcich prieskumných prác, na ktoré sa E. Dobra odvoláva. Na predimenzovanosť (napr. hustota geofyzikálnych profilov, hustota vrtnej siete) a neúčelnosť niektorých skúšok (napr. skúšky mechanických vlastností zo štrkových alebo rozpadavých, viacerými systémami penetratívnych puklín prestúpených metamorfitov) sme v priebehu riešenia projektu autora diskusie opakovane upozorňovali.

Náš návrh vychádza z dôkladného poznania štruktúrnogeologických pomerov jednotky, do ktorej blok Železníky patrí, doplneného o komplexný štruktúrnogeologický, inžinierskogeologický a petrografický výskum jej horninového prostredia, ktorý sme realizovali. Účelom nášho článku bolo na príklade tejto lokality poukázať na základný metodický prístup a ekonomicky aj ekologicky efektívne riešenie sanácie tektonicky exponovaných skalných zárezov s využitím osvedčených metód používaných v krajinách, ktoré majú v tomto smere bohaté skúsenosti. Je nám ľúto, že E. Dobra tento základný zámer nechce pochopiť a že nám a priori upiera právo vyjadriť vlastný názor.

Niektorá z prác, ktoré E. Dobra reklamuje, neobsahuje údaje, použité v našom článku, resp. údaje, ktoré by neboli uvedené v našej štúdii z roku 1989, resp. ktoré by modifikovali náš náhľad na predmet diskusie, príp. údaje, ktoré by sa dotýkali autorských či etických noriem.

Veľmi nás mrzí, že sme v článku nedopatrením neuviedli správny názov organizácie (Geoindustria, š. p., Praha), ktorý stenu stabilizoval. To je zároveň všetko, za čo cítime potrebu ospravedlniť sa.

„Zdôvodnenie" masívneho objemu technických prác použitých na sanáciu lokality odráža - tentoraz naozaj podľa nášho subjektívneho názoru - nie tak dávno veľmi frekventovaný prístup k termínu „preinvestovať" finančné prostriedky. O účinnosti použitého spôsobu sanácie, napr. južného okraja steny, svedčí okrem iného aj jej pokračujúce zvetrávanie spolu s betónovým torkretom necelé dva roky po skončení prác.

R. Holzer a S. Jacko

Geovestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia slovaca, roč.26, č. 5

Obsah

Nová filozofia ropného podnikania 1
Informácie zo zahraničia 4, 15
Aktivita SGS, semináre 5
Diskusia 14
Kronika 15
Recenzia 16
Informácie z domova 19
Terminologický stĺpček 20

Nová filozofia ropného podnikania

v podmienkach trhového hospodárstva na východnom Slovensku

Jozef Čverčko a Rudolf Rudinec

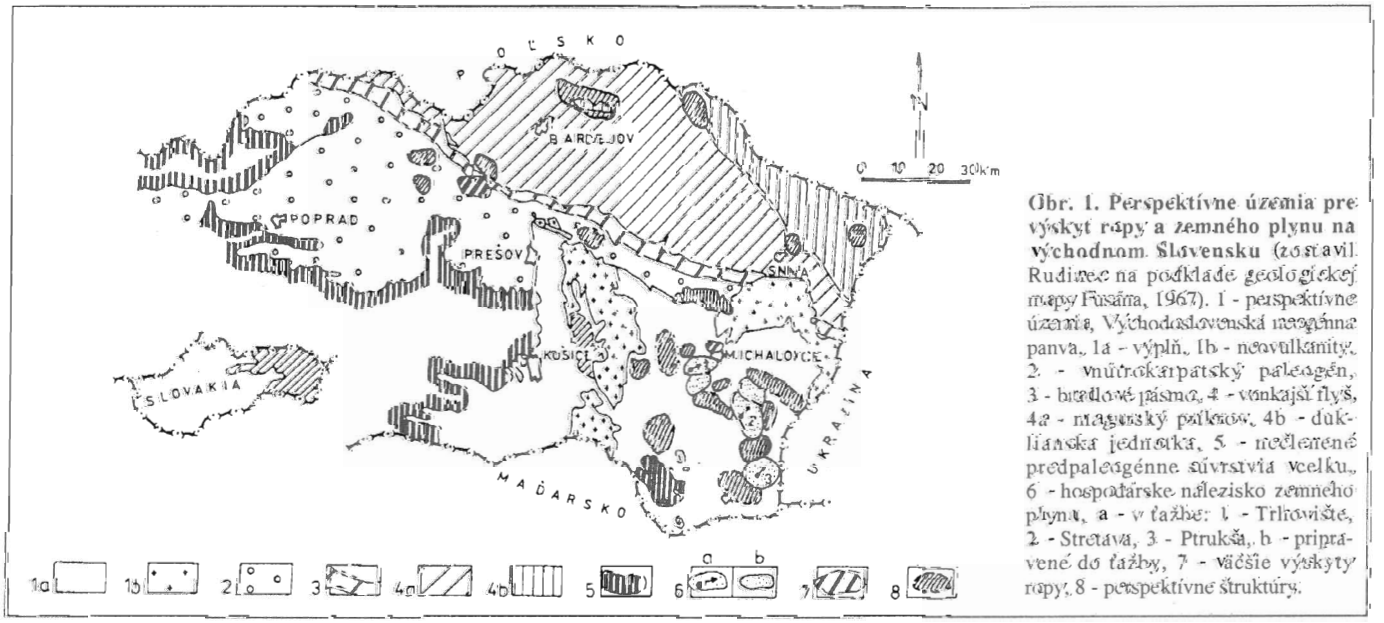
V meniacich sa finančných a organizačných vzťahoch pri nástupe trhových podmienok vznikajú iné, kvalitatívne nové podmienky aj v geológii u nás.

Chtiac - nechtiac postupne aj geológia a všetko, čo s ňou súvisí, sa súčasným podmienkam musí prispôsobiť, aj keď si to mnohí ťažko pripúšťajú. Časy „gigantických projektov" financovaných zo štátneho rozpočtu sú nenávratne preč. Dnes na ne jednoducho štát nemá a ani v budúcnosti v takom rozsahu mať nebude. To sa dotýka, prirodzene, aj ropného podnikania, kde sú na prieskum potrebné mimoriadne vysoké finančné prostriedky.

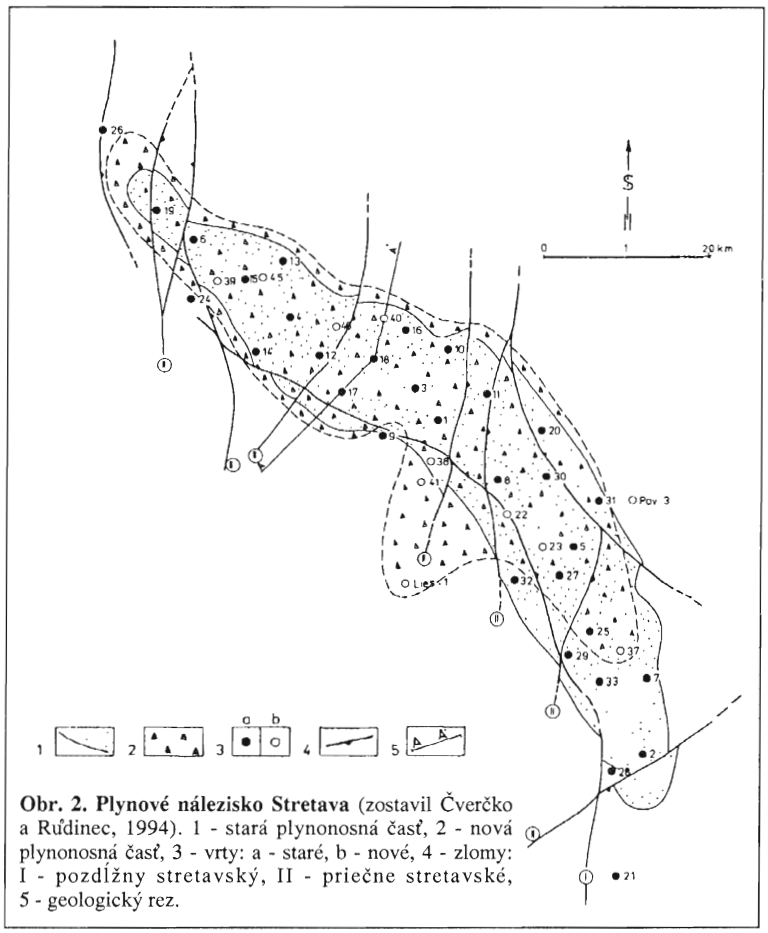
V prieskumno-ťažobnom závode v Michalovciach, v jednom zo závodov a. s. Nafta Gbely, ktorý má na starosti ropný prieskum na východnom Slovensku, sa uvedené fakty vzali do úvahy, analyzovali sa možnosti a vypracovala sa filozofia prieskumných prác.

Pretože nastal postupný pokles financií zo štátneho rozpočtu na vrtné práce a a. s. Nafta Gbely pri svojich aktivitách disponuje iba obmedzenými finančnými prostriedkami na vrtné práce, prijala sa filozofia ropného podnikania, a to:

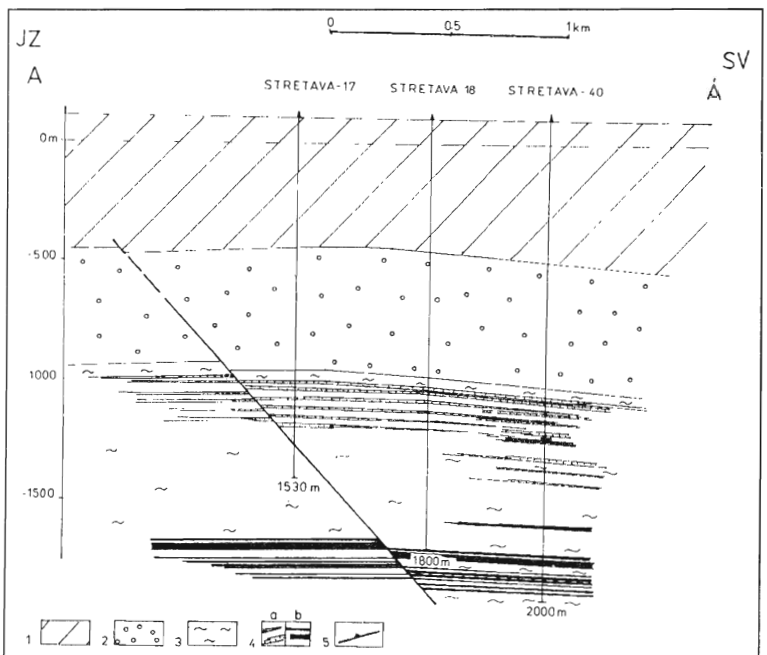
- v tejto etape radikálne obmedziť hlboké vrty, ktoré sú mimoriadne náročné na financie,
- urobiť ďalšie podrobnejšie seizmické a gravimetrické merania na starých plynových náleziskách a v ich širšom



Obr. 1. Perspektívne územia pre výskyt ropy a zemného plynu na východnom Slovensku (zostavil Rudinec na podklade geologickej mapy Fusána, 1967). 1 - perspektívne územia, Východoslovenská neogénna panva, 1a - výplň, 1b - neovulkanity, 2 - vnútrokarpatský paleogén, 3 - hraničné pásmo, 4 - vonkajší flyš, 4a - magurský príkrov, 4b - dukliansku jednotku, 5 - nečlenené predpaleogénne súvrstvia vrátane, 6 - hospodárske náleziská zemného plynu, a - v ťažbe: 1 - Trhovište, 2 - Stretava, 3 - Ptrukša, b - pripravené do ťažby, 7 - väčšie výskyty ropy, 8 - perspektívne štruktúry.



Obr. 2. Plynové nálezisko Stretava (zostavil Čverčko a Ruďinec, 1994). 1 - stará plynonosná časť, 2 - nová plynonosná časť, 3 - vrty: a - staré, b - nové, 4 - zlomy: I - pozdĺžny stretavský, II - priečne stretavské, 5 - geologický rez.



Obr. 3. Priečny geologický rez plynovým náleziskom Stretava (zostavil Čverčko, Očovský a Rudinec, 1994). 1 - pliocén, 2 - vyšší sarmat, 3 - spodný sarmat, 4 - plynové obzory: a - staré, b - nové, 5 - zlomy.

okolí a na ich základe urobiť novú podrobnú štruktúrno-faciálnu analýzu uložných pomerov s cieľom objaviť ďalšie zásoby plynu,

- na perspektívnych miestach urobiť v rámci finančných možností nové, relatívne lacnejšie plytšie vrty (1500 - 2500 m),
- vrty situovať tak, aby sa v prípade pozitívnosti mohli napojiť na jestvujúce zberné plynové strediská, t. j. na miesta, ktoré si nevyžadujú vysoké nové investície,
- v rámci technických možností sa pokúsiť zintenzívniť ťažbu plynu z nízkokapacitných ložísk hydraulickým štiepením,
- odskúšať novú technológiu ťažby plynu pri sondách s pomerne vysokým obsahom kvalitných uhľovodíkov (gazolínu) aplikáciou „pluzer-liftu".

Aj keď je všeobecne známe, že východoslovenská neogénna panva má vzhľadom na svoj búrlivý vývoj veľmi premenlivý litofaciálny vývoj, nové výsledky naše predstavy podstatne doplnili a obohatili. Variabilnosť najmä vhodných objektov na akumuláciu uhľovodíkov ukázala oveľa väčšiu škálu, ako sa doposiaľ predpokladalo.

Uvedené zámery sa aplikovali predovšetkým v jv. krídle Východoslovenskej nížiny na známych odťažovaných plynových náleziskách Trhovište, Stretava a Ptrukša (obr. 1).

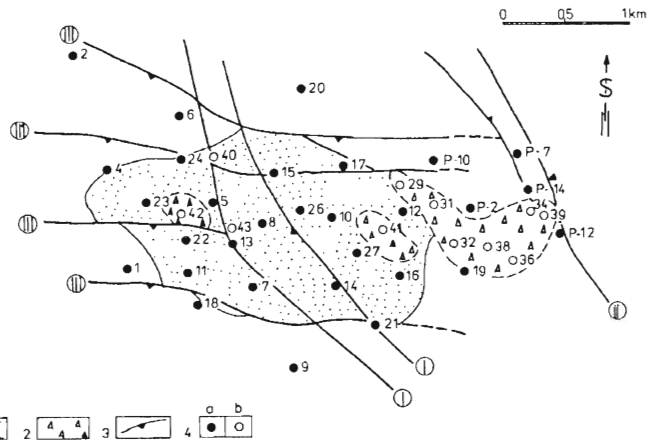
Najskôr sa tieto postupy aplikovali na štruktúre Stretava, kde sa vyhĺbili nové vrty najmä v jej centrálnej a sz. časti v hĺbkovom diapazóne 1800 až 2300 m. Priniesli zaujímavé a v pozitívnom smere prekvapujúce geologické, ako aj ropnogeologické výsledky (obr. 2, 3).

Z geologického hľadiska je nový a veľmi zaujímavý fakt, že piesčité horizonty majú oveľa väčšiu faciálnu premenlivosť, ako sa pôvodne predpokladalo. Ide o šošovky, ktoré majú plošný rozsah priemerne iba desiatky až stovky metrov a variabilnú hrúbku max. do 20 m.

Je potešiteľné, že časť týchto šošoviek je nasycovaná plynom, čo umožnilo zvýšiť celkovú zásobu náleziska, a tak, čo je podstatné, ťažbu plynu nielen stabilizovať, ale ju aj zvýšiť.

Aj z ropnoložiskového pohľadu sa tu zistilo niekoľko zaujímavosti. Ide predovšetkým o pozitívny fakt, že okrem pôvodne overených štyroch až piatich plynových horizontov sú tu aj ďalšie, hlbšie plynové horizonty, ekvivalentné obzoru 6 až 8 zo susedného náleziska Senné (obr. 3). Vcelku sa potvrdilo, že izolované ložiskové celky majú vyšší ložiskový tlak, ktorý kladie mimoriadne nároky na technologickú disciplínu vrtných prác, lebo aj menšia nepozornosť vyvoláva okamžité tlakové prejavy. Ale ani napriek radu opatrení sa nebolo možno vyhnúť pomerne zložitému a komplikovanému zdolávaniu tlakových prejavov vo vrte Stretava-46 (našťastie bez vonkajších prejavov).

Novým je aj zistenie, že plynové horizonty na



Obr. 4. Mapa rozšírenia plynových horizontov v klčovskom súvrství vrchného bádenu na plynovom nálezisku Trhovište - Pozdišovce (Rudinec a Čverčko, 1994). 1 - stará plynonosná časť, 2 - nová plynonosná časť, 3 - zlomy, I - trhovišťské, II - močaransko-topľanské, III - trhovišťské priečne, 4 - vrty: a - staré, b - nové.

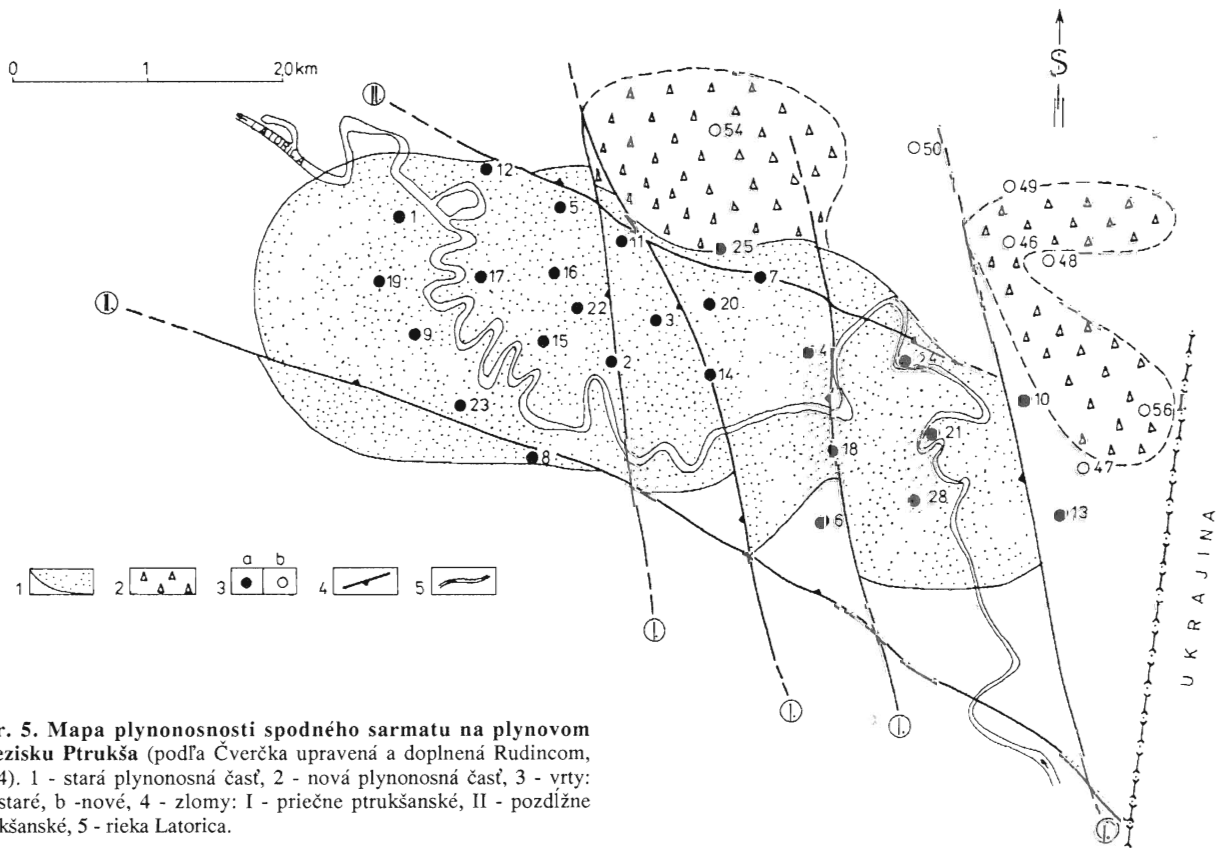
rozhraní spodný sarmat - vrchný baden sa nasycujú plynom, ktorý pre vyšší obsah kvapalných uhľovodíkov s parafinom má iné fyzikálne vlastnosti (bod tuhnutia +18 °C, kým gazolín z vyšších horizontov pod -40 °C). To má vplyv na technológiu ťažby, a preto sa musela podmienkam prispôsobiť a doplniť o nové zariadenia.

Z hľadiska faciálneho vývoja sa zistili analogické ložiskové pomery aj vo východnej časti plynového náleziska Trhovište, kde sa vyhĺbilo niekoľko nových plynových vrtov (obr. 4).

Nový prírastok plynu v nálezisku Stretava a Trhovište si vyžiadal istú rekonštrukciu a doplnenie technologických celkov v zberných plynových strediskách. Aj keď si tieto práce vyžiadali určité investičné prostriedky (desiatky mil. Sk), je to neporovnateľné s výstavbou nového zberného strediska Senné, ktoré sa súčasne realizuje nákladom cca 800 mil. Sk.

V prípade plynových nálezísk Stretava a Trhovište pôjde vlastne o „renesanciu" ich „ťažobnej slávy".

Aj vo východnej a severnej časti plynového ná-



Obr. 5. Mapa plynonosnosti spodného sarmatu na plynovom nálezisku Ptrukša (podľa Čverčka upravená a doplnená Rudincom, 1994). 1 - stará plynonosná časť, 2 - nová plynonosná časť, 3 - vrty: a - staré, b -nové, 4 - zlomy: I - priečne ptrukšanské, II - pozdĺžne ptrukšanské, 5 - rieka Latorica.

leziska Ptrukša sa zistili nové plynové horizonty (obr. 5). Ale tu nebude potrebná nijaká väčšia rekonštrukcia strediska, ale naopak, predĺžením ťažby sa využije efektívnejšie.

Absencia výraznejších regionálnych plynových horizontov vo všetkých známych náleziskách vo východoslovenskom neogéne je všeobecne známa. Početnosť plošne malých a veľkou variabilnosťou sa prejavujúcich izolovaných plynových šošoviek má svoje negatívne aj pozitívne stránky.

Medzi negatíva patrí, že overovanie takéhoto typu ložísk je veľmi prácne, vyžaduje si podrobné podklady, výbornú znalosť geológie daného prostredia, a najmä hustú sieť vrtov (vzdialenosť 250 - 400 m). Lenže vrtné práce sú finančne nákladné, a tak sa efektívnosť podnikania znižuje.

Medzi pozitíva patrí, že po „dekódovaní" uložných pomerov sa získal nový prírastok zásoby, čím sa ropné podnikanie v tomto regióne podstatne zefektívni.

Ďalším pozitívnym príspevkom do ropnej ložiskovej geológie bola úspešná aplikácia hydraulického štiepenia v niekoľkých nízkokapacitných plynových obzoroch štruktúry Stretava. Jeho zásluhou bolo možno zvýšiť dennú ťažbu plynu vo vrtoch Stretava-26 4 - 5-násobne.

Nové podrobné petrografické štúdie kolektorských hornín opätovne potvrdili, že v neogénnej panve majú piesčité súvrstvia pomerne veľké množstvo sopečných produktov, ktoré negatívne ovplyvňujú ich petrofyzikálne parametre.

Keďže mnohé predchádzajúce intenzifikačné pokusy boli len veľmi málo úspešné, sú výsledky hydraulického štiepenia veľmi významné a povzbudzujúce.

Domnievame sa, že sa nám práve zásluhou novej filozofie vedenia ropného podnikania vo východoslovenskom neogéne podarilo zastaviť pokles ťažby plynu, stabilizovať ho a vytvoriť podmienky na jej rast. Roku 1994 predpokladáme vyťažiť 150 mil. m^3 plynu, 7 tisíc t gazolínu a vyrobiť 2 tisíc t PB. Po zapojení plynového náleziska Senné v rokoch 1994 až 1995 bude možno zvýšiť ročnú ťažbu plynu na 200 - 250 mil. m^3. Pokiaľ by bol odbyt, dala by sa ťažobná kapacita zvýšiť až na 300 mil. m^3.

Súčasný stav je dobrou vizitkou úsilia pracovníkov, ktorí sa na ňom zúčastňujú. Pozitívne to ovplyvňuje sociálny program v závode v Michalovciach a podporuje zamestnanosť ľudí v tomto regióne. To všetko vytvára dobrú klímu a podmienky (pokiaľ nenastanú mimoriadne okolnosti, napr. kolaps hospodárstva) na úspešné ropné podnikanie v tomto regióne aj v trhovom mechanizme, čo dnes - pri všeobecnej recesii baníctva - nie je zanedbateľný jav.

Záverom možno konštatovať, že nová filozofia ropného podnikania vo východoslovenkom neogéne preukázala svoju životaschopnosť. V budúcnosti bude treba nadviazať na doterajšie skúsenosti a výsledky a naďalej aplikovať osvedčený systém (podrobná seizmika, modifikácia gravimetrie) aj v ďalších častiach panvy, kde sa predpokladajú analogické podmienky (pozrí perspektívne štruktúry, obr. 1).

Navyše sa ukazuje potreba aplikovať seizmiku 3D v centrálnej časti panvy na podrobnejšie overenie vrchnobádenskej sečovskej delty, kde sú reálne možnosti overiť ďalšiu zásobu plynu, a tak z komerčného pohľadu aj získať nové finančné zdroje na ďalšie úspešné podnikanie.

Kľúč k budúcnosti

V posledných 200 rokoch bolo mottom geológov „Prítomnosť je kľúčom k minulosti". Osvedčilo sa pri hľadaní zásob fosílnych palív, minerálov či vody, ale ľudstvo má dnes aj nové požiadavky, ako je predvídanie prírodných katastrof, kontrola a znižovanie znečistenia životného prostredia, sledovanie globálnych zmien a p. Dozrel čas, aby sa v podvedomí geológov udomácnila nová koncepcia v duchu hesla: „Minulosť je kľúčom k budúcnosti."

Jedným z prvých krokov by mohol byť kurz geologickej prognostiky ako súčasť bakalárskeho štúdia geológie. Udalosti v histórii Zeme rekonštruované tradičnými geologickými technikami by tvorili databázu na predvídanie podobných udalostí v budúcnosti. Kurz by staval na štatistických metódach a hlavný dôraz by sa v ňom kládol na využitie rozličných typov modelov geologických procesov a na ich fyzikálnu podstatu. Študenti by sa naučili, že 1. predvídaný výsledok akejkoľvek simulácie vo veľkej miere závisí od modelu, ktorý si vybrali (napr. deterministický versus pravdepodobnostný), 2. rozličné modely sú vhodné pre rôzne geologické situácie a 3. databáza minulých geologických pozorovaní nie je vždy dostatočná pre niektoré prognostické techniky, a preto často nútia využívať aj menej vhodné postupy.

Ak bude súčasný trend pokračovať, dnešní študenti geológie strávia rovnaký čas hľadaním odpovedí na otázky o budúcnosti ako o minulosti. Je čas opýtať sa, kedy začneme poskytovať budúcim geológom nástroje a vedomosti nevyhnutné na riešenie spomenutých úloh. Ako profesionáli sa nedostaneme ďalej, ak sa uspokojíme s frázou „Ale áno, také veci sa stávajú často" po tom, čo verejnosť zaskočí ďalšia prírodná katastrofa.

Pestré zastúpenie primátov v eocéne v Ázii

Fosílne nálezy z južnej čínskej provincii odhalili pozoruhodnú pestrosť vo výskyte primátov obývajúcich pobrežné oblasti Číny pred 45 mil. rokov. Podľa nájdených zvyškov možno usudzovať, že hlavné typy primátov vrátane primitívnych *Anthropoidea*, tu žili už v strednom eocéne. Táto rôznorodosť ostro kontrastuje s fosílnym záznamom zo Severnej Ameriky a Európy, kde v rovnakej dobe žili len dva typy poloopíc (Prosimiae), vyhynutí príbuzní dnešných lemurov a okáľov.

Medzinárodný tím paleontológov z Carnegie Museum of Natural History a pekinského Institute of Vertebrate Paleontology objavil štyri doteraz neznáme druhy fosílnych primátov. Každý z nich je unikátnym príspevkom do poznania evolúcie primátov, ale najdôležitejším nálezom sa zdá byť *Eosimias sinensis*, asi ako myš veľký príbuzný moderných opíc, ktorý môže byť chýbajúcim prechodným článkom medzi poloopicami a opicami.

Eosimas ukazuje, že typy blízke opiciam žili v Ázii približne v rovnakom čase ako v Afrike. Preto na otázku, kde sa vyvinuli prvé pravé opice, zatiaľ nemožno dať definitívnu odpoveď.

Paleontológovia našli aj zvyšky lemurovitého živočícha *Adapoides trohlodytes*, ktorý je veľmi blízky vyhynutému európskemu druhu *Adapoides parisiensis*. Ďalšia čínska skamenelina *(Macrotarsius macrorhysis)* je zasa vývojovo spätá s druhmi rodu Macrotarsius, ktoré kedysi žili v západnej časti Severnej Ameriky. Objav týchto čínskych rodov dokazuje, že rané primáty pred 45 mil. rokov migrovali medzi Áziou a ostatnými kontinentmi cez Beringovu úžinu, kde v tom období musela panovať teplá až subtropická klíma.

Štvrtým fosílnym primátom z čínskeho náleziska je *Tarsius eocaenus*, príbuzný dnes žijúceho okáča, zvláštneho veľkookého nočného živočícha z Bornea a južných Filipín. Reprezentuje skupinu primátov, ktoré zjavne nemigrovali do Európy a Severnej Ameriky, a indikuje, že okáľ je živá fosília, ktorej predkovia sa odštiepili najmenej pred 45 miliónmi rokov. Starobylý pôvod okáľa naznačovala už analýza sekvencie DNA v jeho génoch, ale až doteraz sa táto teória nezhodovala s fosílnym záznamom.

Skamenelíny boli objavené v puklinách, ktoré vznikli ako časť komplikovaného systému trasových dutín pred 45 miliónmi rokov. Niektoré z primátov sa mohli v jaskyniach ocitnúť aj ako korisť prinesená predátormi.

Obidva články z časopisu Geotimes z júla 1994 spracoval MG

Seminár Alpínska vysokotlaková metamorfóza v Západných Karpatoch

(Bratislava 24. 3. 1994)

P. IVAN a M. SÝKORA: **Geologická pozícia a geodynamické prostredie vzniku vysokotlakovo metamorfovaných bazaltov v konglomerátoch klapskej jednotky**

Obliaky vysokotlakovo (HP/LT) metamorfovaných hornín sa vyskytujú v polymiktných konglomerátoch proximálnych fácií wildflyša klapskej jednotky v oblasti medzi Považskou Bystricou a Púchovom. Konglomeráty tvoria telesá do mocnosti 10 m, ojedinele aj viac a ich litosómy sa v profile viackrát nad sebou opakujú. Vysokotlakovo metamorfované horniny sa našli len v najstarších členoch vrchnoalbského až cenomanského veku. Tvoria ich rôzne typy metabazaltov, metagabrá, glaukofanizované fylonity rúl a amfibolitov, ako aj glaukofanizované klastické sedimenty, ale celkový podiel týchto hornín v psefitickom materiáli nepresahuje 1 %. Prevažne ich sprevádzajú obliaky karbonatických a klastických sedimentov exotického pôvodu a doleritických bazaltov metamorfovaných vo fácii zelených bridlíc (LP/LT). Podľa reliktne zachovaných štruktúr aspoň časť HP/LT metamorfovaných bazaltov patrila medzi masívne typy, pôvodne s ofitickou štruktúrou, ale zistili sa aj horniny primárne reprezentujúce zrejme bazaltové tufity. Z magmatogénnych minerálov sa sporadicky zachoval augitický klinopyroxén a sčasti aj ilmenit, silne leukoxenizovaný. Metamorfogénnu asociáciu minerálov tvorí spravidla Na amfibol, chlorit, albit, titanit a lawsonit, resp. zoisit - epidot. Na amfibol v prevažnej miere zodpovedá Mg glaukofánu. Bazalty premenené na tzv. nízkoteplotné eklogity obsahujú ešte svetlú sľudu, omfacit a granát s významným podielom spessartínovej molekuly (25 %). Geodynamické prostredie vzniku HP/LT metamorfovaných bazaltov sa skúmalo na základe distribúcie inkompatibilných prvkov immobilných počas metamorfózy, ako sú REE (prvky skupiny vzácnych zemín), Hf, Ta, Th, Zr a Y. Obraz normalizovaného obsahu REE má plochý priebeh (La_N/Yb_N = 0,69 - 1,27), pripomínajúci oceánske bazalty typu N-MORB. Relatívne vyšší celkový obsah REE (La_N = 16,8 - 39,7) a mierna negatívna Eu anomália sú odrazom magmatickej a/alebo metamorfnej frakcionácie. Diskriminačné diagramy Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980), resp. 3xTb-Th-2xTa (Cabanis, 1986), všeobecne pokladané za najspoľahlivejšie, ich zaraďujú medzi typy geochemicky blízke BABB (back-arc basin basalt). LP/LT metamorfované dolerity, ktoré ich v konglomerátoch sprevádzajú, sú zložením blízke CAB (calc-alkaline basalt). Z uvedeného možno usudzovať, že obliaky HP/LT metamorfovaných bazaltov, bazaltových vulkanoklastík, gabier, klastických a kremitých sedimentov boli derivované zo zvyškov subdukovanej kôry zaoblúkového bazéna, ktoré sa dostali na povrch tektonickými procesmi v akrečnej prizme. Spolu s nimi boli na povrch vynesené aj horniny ich tektonického nadložia v subdukčnej zóne - glaukofanizované ruly a amfibolity, zrejme reprezentujúce hlboké časti kôry magmatického oblúka. Komplexy vysokotlakovo metamorfovaných hornín spoločne so slabo metamorfovanými vápenato-alkalickými magmatitmi tvorili v ďalšej vývojovej etape podložie (?) panvy s karbonátovou sedimentáciou. Skrátenie priestoru tejto zóny koncom spodnej kriedy a následný výzdvih boli bezprostrednou príčinou tvorby klastického materiálu pestrého petrografického zloženia, ktorý sa usádzal v hlbokovodnej panve s turbidítnou sedimentáciou.

Prednáškové popoludnie odbornej geochemicko-mineralogickej skupiny

(Bratislava 14. 4. 1994)

M. KOHÚT: **Hercýnsky magmatizmus - mixing, hybridizácia, kôrová recyklizácia versus asimilácia. Poznatky zo študijného pobytu v Španielsku**

Španielska granitová škola prežíva na začiatku 90-ych rokov najmä zásluhou univerzity v Madride, Huelve, Oviede, Bilbau, Salamanke a v Barcelóne renesanciu. Už dávnejšie sú známe mená, ako je Corretgé, Bea, Bellido, avšak v posledných rokoch sa do povedomia výrazne dostali príslušníci mladej generácie, najmä Castro, Villaseca, Moreno-Ventas, Barbero a de la Rosa.

V októbri 1993 zorganizovala Európska sieť granitoidných pracovísk (European Network of Laboratories Granites) pod vedením profesora Bonina z Paríža terénnu exkurziu cez hercýnske granitoidy centrálnej iberskej zóny v Španielsku. Exkurziu výborne pripravili pracovníci katedry petrológie a geochémie univerzity Complutense v Madride pod vedením prof. Carlosa Villasecu (Villaseca et al., 1993). Keďže sa mi podarilo získať finančnú podporu z Ministerstva školstva a vedy SR, po tejto akcii som strávil ešte dva týždne na stáži u prof. Antonia Castra na Univerzite v Huelve. Terénna exkurzia v centrálnej iberskej zóne bola rozdelená na dve časti. V prvej bola možnosť prezrieť si synmetamorfný granitoidný komplex v okolí Toleda (Montes de Toledo) a diskutovať o ňom. Tavenie kolíznych granitoidov bolo späté s vrcholom hercýnskeho metamorfizmu (T_{max} = 800 - 850 °C a P_{max} ≈ 10 kbar) za podmienok regionálnej granulitovej metamorfózy, ale granitoidy sa umiestnili pri tlaku P = 5 kbar pred 350 - 340 Ma. Anatektický toledský komplex tvorí gabrovo-tonalitovo-monzogranitovo-leukogranitovú peraluminóznu magmatickú asociáciu bohatú na restit. Pomerne veľkú debatu vyvolal hneď prvý odkryv na okraji Toleda, kde autori (l. c.) chceli dokumentovať mixing toledského gabra s argéskym monzogranitom. Na základe terénnych vzťahov väčšina prítomných nepotvrdila súčasný vznik týchto kontrasných členov. Druhá časť exkurzie bola v okolí El Escorial (Sierra de Guadarrama) v postkolízných granitoidoch. Tie sa umiestňovali v plytšej úrovni kôry (P ≈ 3 - 1,5 kbar), tavenina mala teplotu (T ≈ 700 °C) a v okolitých horninách masívu sa vytvorila kontaktná aureola široká až 1,5 km. Stredne peraluminózne batolity tvorené granodioritmi až leukogranitmi vykazujú značný stupeň granitoidnej homogenizácie, avšak s častými oválnymi magmatickými (tonaliticko-dioritickými) enklávami.

Profesor Castro si získal uznanie medzi granitológmi najmä dôsledne zladenými terénnymi pozorovaniami s výsledkami laboratórno-petrologického štúdia a definovaním hybridizačnej genézy granitoidov (Castro et al., 1991). Prítomnosť magmatických enkláv a mixingových zón v týchto granitoidoch podporuje názor o ich vzniku pri magmatickom mixingu. Kompozičné variácie a izotopické anomálie sa osvedčili pri testovaní takýchto procesov. Kôrová reaktivizácia spätá s produkciou granitoidov v dôsledku tektonicky zhrubnutej kôry počas kolízie v Európe najlepšie ilustruje genézu granitoidných hornín v hercýnskom orogéne. Ale keď do anatektického prostredia „feeder dykes" privádzali spodnokôrovo-plášťovú taveninu, nastala hybridizácia, resp. magmatický mixing s výslednou pestrou suitou magmatických hornín. Výskyt magmatických mikrogranulárnych enkláv spolu s neresorbovanými xenolitmi metamorfitov v Západných Karpatoch potvrdzujú, že podobné procesy hybridizácie nastali aj pri genéze

našich granitoidov, a preto ich možno klasifikovať podľa Castrovho návrhu (l. c.) ako typ H_{SS} a H_S.

M. KOVÁČIK: **Kyanitický leukofylit - ojedinelý petrogenetický člen veporika**

Pri opise mylonitizovaného kremitého dioritu na západnom úpätí sineckého masívu sa Kužvart (1955) zmieňuje aj o hornine s kyanitom. Pri detailnejšom štúdiu týchto hornín sa stanovila novotvorená minerálna asociácia kyanit - Mg chlorit - turmalín - (muskovit - kremeň), o ktorej predpokladáme, že vzniká kompletnou premenou alumosilikátovej horniny pri Mg metasomatóze. Netradičné chemické zloženie horniny spolu s minerálnou náplňou dokumentuje prínos MgO, Al_2O_3, H_2O, Ga a ťahkých vzácnych zemín. Zo systému sa naopak vynáša SiO_2, Na_2O, K_2O, Rb a ťažké vzácne zeminy.

Mg chlorit, zastupujúci 75 - 90 obj. % horniny, klasifikačne patrí Al sheridanitu (Hey, 1954) a podružne, ale systematicky vystupujúci turmalín predstavuje dravit. Vývoj chemického zloženia obidvoch minerálov smeruje k rastu pomeru Mg/Mg+Fe a k poklesu Al v neskorších fázach metasomatózy. Stabilita kyanitu v prostredí saturovanom Al a geotermobarometrické údaje zo zloženia chloritu a muskovitu indikujú teplotu 350 - 400 °C pri tlaku okolo 2,5 - 4 kb. Jeden z predpokladaných mechanizmov vzniku kyanitu predstavuje zatláčanie muskovitu Mg za vzniku Mg chloritu, kyanitu a kremeňa. Tento metasomatickometamorfný proces je favorizovaný deformačnou predispozíciou a s vysokou pravdepodobnosťou časovo aj látkovo súvisí s premenou magnezitu na mastenec. Sledovanú minerálnu asociáciu posudzujeme ako produkt alpínskej metamorfózy vyvíjajúcej sa v netypickom fluidnom režime. V týchto reláciách možno uvažovať aj o niečo vyšších metamorfných podmienkach oproti obalovému mezozoiku. Počas alpínskej metamorfózy zdôrazňujeme účinok reaktivizovaného veporického fundamentu. Komentujeme aj pozoruhodnú príbuznosť metamorfných asociácií s kyanitom v gemeridnom karbóne (sensu Vrána, 1964) so študovanou horninou.

P. IVAN a V. KOLLÁROVÁ: **Mineralógia a geochémia neoidných alkalických bazaltov Západných Karpát**

Výskyty neoidných alkalických vulkanitov sa sústreďujú do dvoch oblastí vnútornej časti západokarpatského oblúka: 1. Slovenského stredohoria a 2. novohradskej oblasti. Vekovo patria do dvoch formácií: podrečianskej (7,2 až 6,4 mil. rokov - pont) a cerovskej (2,7 až 1,5, resp. 0,5 mil. rokov - pliocén až pleistocén). Tvoria diatrémy, neky, dajky, lávové prúdy, popolové a troskové kužele, ako aj maary. Zložením prevažne zodpovedajú bazaltom, bazanitom, trachybazaltom, v menšej miere aj trachyandezitom. Prevládajúcou je porfýrická, subporfýrická a afýrická štruktúra. Porfýrické výrastlice tvoria olivín, klinopyroxény a plagioklasy. Matrix je z rovnakých minerálov a pristupuje k nim apatit, Fe, Ti oxidy, biotit, sklo a zriedkavo aj nefelín. Alkalické vulkanity obsahujú aj xenolity spinelových peridotitov a wehrlitov, xenokrysty olivínu, pyroxénu, plagioklasu a ilmenitu, ako aj megakrysty olivínu, pyroxénu a amfibolu. Zloženie fenokrystov olivínov varíruje v intervale Fo_{88} - Fo_{67}, a ich centrálne časti sú horečnatejšie (Fo_{88} - Fo_{83}). Olivín megakrystov a xenokrystov má zloženie Fo_{85} - Fo_{83}. Výrastlice klinopyroxénu majú variabilnú veľkosť a sú spravidla koncentricky, sektorovo alebo nepravidelne zonálne. Zložením zodpovedajú Ti diopsidu až augitu. Smerom k okrajom sú bohatšie na Al a Ti a chudobnejšie na Na. Časť z nich obsahuje farebne odlišné jadrá predstavujúce prevažne klinopyroxénové xenokrysty. Tvorí ich bezfarebný chrómdiopsid, zelený ferosalit alebo zelený až zelenohnedý fassait. Megakrysty amfibolu obsiahnuté v niektorých vulkanitoch reprezentuje kersutit, ktorý je čiastočne, resp. úplne nahradený rhönitom. Distribúcia hlavných prvkov v skúmaných vulkanitoch odráža ich alkalický charakter (vysoký obsah TiO_2, P_2O_5 a alkálií) a malú diferencovanosť (obmedzená variabilita SiO_2). Obsah stopových prvkov zodpovedá vnútroplatňovému charakteru týchto hornín. Horniny sú obohatené o prvky skupiny LILE a HFSE a majú charakteristický strmo naklonený priebeh normalizovaných kriviek REE spôsobený frakcionáciou LREE/HREE a obohatením o LREE (Lan/Ybn = 10 - 19). Koncentrácia Ni a Co klesá v závislosti od horčíkového čísla, čo je prejavom frakcionácie olivínu. Vulkanity staršej podrečianskej formácie majú o málo nižší obsah REE, nižší pomer La_n/Yb_n a vyšší pomer Na_2O/K_2O. Výsledky mineralogického a geochemického štúdia naznačujú, že sa skúmané vulkanity tvorili 10 - 15 %-ným tavením metasomaticky obohateného plášťa. Obohatenie pravdepodobne spôsobili taveniny karbonatitového, resp. kimberlitového zloženia. Možným produktom tohto procesu sú salitové xenokrysty. Bazaltovú magmu počas výstupu modifikovala plášťová kontaminácia spätá s tvorbou fassaitových xenokrystov, megakrystov a časti plášťových xenolitov. Na zložení vulkanitov sa prejavila najmä frakcionáciou olivínu a znížením obsahu LREE. Izotopovým zložením Nd, Sr a Pb sa neoidné alkalické bazalty Západných Karpát odlišujú od iných alkalických vulkanitov stredoeurópskej vulkanickej provincie. Ich priestorová väzba s vápenato-alkalickými vulkanitmi má genetický pôvod - obidva typy vulkanizmu vznikli ako výsledok subdukcie európskej dosky pod severný okraj panónskeho fragmentu Gondwany.

P. UHER, I. PETRÍK a I. BROSKA: **Granity panónskeho bazéna (Velence, Mecsek): geochémia, mineralógia a korelácia so západokarpatskými granitmi** (Bratislava 11.5.1994)

Vrchy Velence a Mecsek sú jediné dve oblasti v panónskom bazéne (Maďarsko), v ktorých vystupujú na povrch variské granitoidné horniny.

Masív Velence (70 km na JZ od Budapešti) tvoria leukokratné biotitické, často porfýrické ružové granity lokálne presekávané žilnými telesami granitových porfýrov. Granitoidy intrudujú do spodnopaleozoických metapelitov (najmä fylity) s prejavmi kontaktnej metamorfózy.

Z geochemickej stránky sa granity Velence vyznačujú zvýšeným obsahom SiO_2 a K_2O pri nízkom CaO a MgO. Vyšší stupeň diferenciácie indikujú aj stopové prvky (zvýšené Rb, nízke Ba a Sr). Na druhej strane niekedy zvýšený obsah Zr (aj nad 200 ppm), REE (s negatívnou Eu anomáliou), Y a Zn indikuje ich trend od typu I/S ku A typu granitov. Alkalický postorogénny charakter naznačuje aj typológia zirkónu s dominantnými typmi P. Asociácia akcesorických minerálov zirkón - apatit - allanit - (monazit) - ilmenit - (magnetit) - (granát) poukazuje na ich prechodné postavenie medzi typickými vysokotemperatúrnymi nízkoaluminóznymi a alkalickými granitmi s vysokou fO_2 a nižšietemperatúrnymi aluminóznymi a vápenato-alkalickými granitmi s nízkou fO_2. Celkovo však možno granitoidy Velence zaradiť medzi postorogénne intrúzie s trendom k typu A, ktoré sú spodnopermského veku (280 Ma, Rb-Sr biotit) a majú obdobu aj v Západných Karpatoch v granite typu Turčok, Upohlav a Hrončok.

Granitoidy Mecseka vystupujú v okolí mesta Pécs v južnom

Maďarsku. Hoci sme ich doteraz študovali len z geochemickej stránky, možno konštatovať, že sú osobitným typom, ktorý pravdepodobne v Západných Karpatoch nemá obdobu.

V Mecseku vystupujú najmä ružové porfýrické biotitické monzogranity až monzonity s amfibolom intrudujúce do proterozoickej - spodnopaleozoickej (?) pestrej série metapelitov s hojným zastúpením metabázik. Z geochemickej stránky sa vyznačujú relatívnym nedostatkom SiO_2 pri zvýšenom obsahu najmä MgO a K_2O a kompatibilných stopových prvkov (Ba, Sr, Cr, Ni). Tieto geochemické charakteristiky, ako aj typológia zirkónu (Gbelský a Határ, 1982) indikujú, že ide o vysokoteplotnú vápenato-alkalickú magmu typu I obohatenú o K a Mg. Takýto horninový typ sa doteraz v Západných Karpatoch neidentifikoval, ale môže mať analógiu s tzv. early high-K typom v penniniku Východných Álp (Finger et al., 1993). Poslednú konštatáciu potvrdzuje aj relatívne vysoký Rb-Sr vek (cca 360 Ma).

M. KOHÚT: **Recyklácia kôrového materiálu pri genéze hercýnskych granitoidných hornín Západných Karpát na príklade plutónov Veľkej Fatry a Tatier** (Bratislava 11.5.1994)

Granitoidné horniny v Západných Karpatoch v súčasnom eróznom zreze formujú viac izolovaných masívov, ktorých genéza bola, je a bude námetom mnohých odborných diskusií. V súčasnosti sa okrem kvantifikácie vzájomných vekových vzťahov jednotlivých typov granitoidov dôraz stále kladie na určenie zdrojového materiálu granitoidných hornín, ako aj determináciu vzťahu magmatických hornín s metamorfovanými horninami v rámci hercýnskeho orogénu. Väčšina granitoidných masívov Západných Karpát má metaluminózno-peraluminózny charakter a skladá sa z viacerých horninových typov: od tonalitov ± kremitých dioritov po leukokratné granity. Priestorová distribúcia základných typov granitoidov dokumentuje výraznú zonalitu len vo veľkofatranskom plutóne, kým v ostatných plutónoch je distribúcia granitoidov viacmenej neusporiadaná. Inverzný zonálny charakter (vrch masívu budovaný tonalitmi - smerom do hĺbky narastá alkalita hornín) masívu Veľkej Fatry bol narušený prienikom najmladších leukokratných granitov po tektonických poruchách, ktoré intrudovali do skôr sformovaného plutónu (bloku staršieho kryštalinika). Tavenie a nasledujúce umiestnenie leukogranitov bolo späté s kolíznou tektonikou - presunom kôrových príkrovov na rozhraní devónu a karbónu (350 - 340 Ma). Granitoidné horniny skôr sformovaného plutónu však formujú Rb/Sr WR izochrónu zodpovedajúcu veku 420 Ma. Ale minerálny vek (muskovit - biotit) v Rb/Sr, $^{39}Ar/^{40}Ar$ a K/Ar radiačnom systéme tonalitov, granodioritov a granitov však súhlasí s vekom chladnutia najmladších leukogranitov - 340 až 330 Ma. Preto predpokladáme počas vrcholu kolízneho (transpresného) hercýnskeho orogénu ich intenzívne prehriatie až parciálnu anatexiu. Vo všeobecnosti predpokladáme, že zdrojovým materiálom hercýnskych granitoidov boli staršie magmatické horniny - produkty kontinentálnych okrajov, z ktorých zdedili ich VAG (CAG) - geochemický charakter. To v plnej miere platí o granitoidnom masíve Tatier, ktorý predstavuje nehomogénne doskovité teleso intrudujúce medzi vyššiemetamorfovaný rulovo-migmatický a nízkometamorfovaný svorový komplex. Látková inhomogenita tatranského masívu sa prejavuje v tom, že sa vedľa seba vyskytujú rozličné typy granitoidov bez znakov frakcionácie (tonality a syenogranity a pod.), a tak odrážajú zloženie protolitu jednotlivých pulzov taveniny bez látkovej a izotopickej homogenizácie v magmovej komore.

Na recykláciu, resp. reaktivizáciu a remagmatizáciu kôrového materiálu hercýnskych granitoidov Veľkej Fatry poukazuje aj izotopové zloženie týchto hornín v systéme Nd/Sm. Hodnota $e_{Nd(340)}$, varírujúca od -1,3 do -5,2 a modelový kôrový vek T_{DM} = 1,2 - 1,9 Ga, resp. T_{DM2} = 1,2 - 1,4 Ga (Kohút et al., in prep.), potvrdzujú náhľad, že protolitom hercýnskych hornín v Európe boli recyklované proterozoické horniny s prispením juvenilných spodnokôrovo-plášťových hornín.

I. PETRÍK: **Charakteristika variských granitov taurského okna penninika a ich korelácia s granitoidmi Západných Karpát a Maďarska** (Bratislava 11.5.1994)

Variské granitoidy sa vyskytujú vo východoalpsko-západokarpatsko-panónskom priestore v rozličných tektonických jednotkách: v penniniku, austroalpiniku a v tiskom bloku. Detailne sme porovnali dobre preskúmané granitoidy penninika (Zentralgneise) s granitoidmi Západných Karpát, vrchov Velence a Mecsek. Porovnanie ukázalo, že granitoidy východoalpské a západokarpatské možno rozčleniť do rovnakých genetických skupín typu S, I a A. Vo východoalpskom penniniku prevažujú granodiority a tonality typu I v masíve Tuxer - Venediger, Hochalm - Badgastein, kým peraluminózne granity typu S sú typické v masíve Granatspitz. Drobné výskyty granitov typu A sú v celom penniniku. Obdobné členenie sme identifikovali aj vo variských granitoidoch Západných Karpát, kde granity typu S prevažujú napr. v bratislavskom masíve, v jadrách Suchého, Malej Magury, Považského Inovca a v rimavickom telese. Typ I je reprezentovaný regionálnym typom Sihla s. l. napr. v Slovenskom rudohorí, Tribeči a v Čiernej hore. Granity typu A sa identifikovali napr. v turčockom teliesku, ale aj v obliakoch bradlového pásma.

Podobnosť v genetických typoch odráža veľmi podobné geochemické črty (napr. prevahu Na nad K, rovnaký rozsah variácie iniciálneho pomeru Sr_o = 0,705 - 0,708, zhodné tvary distribúcií REE a i.).

Zreteľnú tendenciu k typu A majú aj granity Velence. Okrem uvedených troch typov vyčlenili vo Východných Alpách aj špecifický draselno-magneziálny typ („early high-K"), ktorý sa doteraz v Západných Karpatoch neidentifikoval. Naproti tomu sa na Mg bohaté porfyrické granity Mecseka geochemicky tomuto alpskému typu podobajú.

Granitoidy austroalpinika Východných Álp sú pomerne menej geochemicky preskúmané, ale granity Raabalpen (spodné austroalpinikum) majú črty typu S podobné ako Považský Inovec či Suchý. Naproti tomu tonality a granodiority Semmeringu (stredné austroalpinikum) pripomínajú typy I veporika.

Seminár Prvky vzácnych zemín v mineráloch a horninách Západných Karpát

(Bratislava 2.6.1994)

P. IVAN: **Prvky skupiny vzácnych zemín v listvenitoch Spišsko-gemerského rudohoria**

Ako listvenity sa označujú horniny hydrotermálnometasomatického pôvodu, ktoré sa spravidla tvoria na úkor ultrabázických hornín. V gemeriku sa vyskytujú v klátovskej a dobšinskej skupine. Vznikli v raných štádiách formovania sa sulfidicko-sideritových žíl premenou antigoritických serpentinitov klátovskej skupiny uhličitanovými hydrotermami. Pozorovaná metasomatická zonálnosť

vznikala v dvoch štádiách. Prvému zodpovedá kolónka antigoritický serpentinit → antigoritovo-mastencovo-karbonátová hornina → mastencovo-karbonátová hornina → (chloritovo-) kremeňovo--karbonátová hornina → fuchsitovo-kremeňovo-karbonátová hornina. Karbonát je reprezentovaný breunneritom a/alebo dolomitom. V druhom štádiu, bezprostredne súvisiacom s vlastnou tvorbou žíl, je karbonát v horninách s fuchsitom nahradený sideritom alebo aj kremeňom za vzniku fuchsitových kvarcitov. Materská hornina listvenitov - antigorický serpentinit - sa vyznačuje celkove nízkym obsahom prvkov skupiny vzácnych zemín (REE). Krivka normalizovaného obsahu REE má tvar písmena V, charakteristický pre metamorfované peridotity ofiolitových komplexov. Hydrotermálnometasomatickými premenami sa mení obsah REE, ako aj tvar normalizovanej krivky. Listvenity obsahujúce prakticky iba breunnerit majú tvar krivky podobný antigoritickým serpentinitom, ale obsah REE býva výrazne nižší. Listvenity s dolomitom majú obsah REE vyšší ako východiskové horniny a tvar ich normalizovanej krivky závisí od stupňa metasomatickej premeny. Antigoritovo-mastencovo-karbonátové horniny majú spravidla plochý obraz normalizovanej krivky s negatívnou európiovou anomáliou a s variabilným obsahom La. Mastencovo-karbonátové horniny charakterizuje obohatenie o LREE a diferencovaný obsah LREE/HREE. Miera obohatenia i strmosť krivky závisia od veľkosti karbonátového podielu a zastúpenia dolomitu v ňom. Najvyššia je pri typoch obsahujúcich výlučne dolomit. Tieto typy sa vyznačujú aj negatívnou európiovou anomáliou. V nasledujúcich členoch metasomatickej postupnosti, t. j. v (chloritovo-)kremeňovo--karbonátových a fuchsitovo-kremeňovo-karbonátových listvenitoch sa najvýraznejšie koncentrujú stredné REE, najmä Eu, pri súčasnom ochudobnení o najľahšie a najťažšie REE. Zdá sa, že uvedená distribúcia REE zostáva nezmenená aj po následnom nahradení dolomitického karbonátu sideritom. Interpretácia správania sa REE počas listvenitizácie je zložitá, lebo výslednú koncentráciu REE v jednotlivých typoch listvenitov ovplyvňuje: 1. obsah REE vo východiskových horninách, 2. distribúcia v zdroji REE hydroterm, 3. frakcionácia REE následkom prenosu hydrotermami, 4. frakcionačné javy pri difúzii roztokov a 5. minerálne zloženie a kvantitatívne zastúpenie vznikajúceho karbonátového podielu. Pozorované zmeny dokumentujú evolúciu zloženia hydroterm v počiatočných fázach fungovania hydrotermálneho systému.

J. HATÁR: **Vzácnozeminové minerály granitoidov zakrytej rochovskej intrúzie**

Pri štúdiu materiálu zo šiestich vrtov realizovaných GÚDŠ na Mo-W zrudnenie viažuce sa na zakrytú granitoidnú intrúziu na J od Rochoviec sa v jej horninách zistili akcesorické minerály vzácnych zemín a osobitné agregáty viacerých minerálov vrátane vzácnozeminových, ktoré tvoria chudobnú mineralizáciu REE vtrúseného typu. Rozlíšili sa dve intruzívne fázy granitoidov:

I. intruzívnu fázu zastupuje základný hrubozrnný porfyrický biotitický granit - granodiorit, resp. odvodené typy s premenlivým zastúpením biotitu a živcov, ako aj veľkosťou zrna. Najcharakteristickejším znakom základného typu sú výrastlice ružového K živca veľké až do 5 cm. V týchto horninách sú prítomné vzácne zeminy obsahujúce akcesorický minerál allanit a titanit (tab. 1) v množstve do 670 a 1150 g/t.

II. intruzívnu fázu zastupujú kyslejšie a jemnozrnnejšie variety mikrogranitov, jemnozrnných granitporfýrov až mikroaplitov. V týchto horninách - hlavne v aplitických a na ružové K živce bohatých partiách - sa vyskytuje chudobná vtrúsená mineralizácia Ti-U-REE typu. Tvoria ju osobitné agregáty rutilu, branneritu, monazitu, xenotímu a apatitu vzniknuté pravdepodobne rozpadom pôvodne komplexného pevného roztoku zmesového zloženia (tab. 1). Veľkosť agregátov sa najčastejšie pohybuje v rozsahu 1 - 2 mm, zriedkavejšie 5 - 10 mm.

Nízky obsah prvkov vzácnych zemín sa vyskytuje aj v ďalších mineráloch v horninách obidvoch intruzívnych fáz, hlavne však v apatite.

Tab. 1

Kysličníky	Allanit pr. 4 a.	Titanit pr. 3 a.	Monazit pr. 3. a	Xenotím pr. 3 a.
CaO	10,93	25,70	2,46	-
MgO	1,56	0,02	-	-
FeO	14,95	2,50	-	-
SiO_2	31,46	29,83	0,32	-
TiO_2	1,12	33,10	-	0,11
ThO_2	-	-	8,40	0,07
U_2O_3	-	-	-	1,91
Al_2O_3	13,56	1,58	-	-
Y_2O_3	-	1,41	-	36,27
La_2O_3	6,35	0,17	14,84	-
Ce_2O_3	11,12	1,08	37,05	-
Pr_2O_3	1,01	0,13	-	-
Nd_2O_3	4,07	1,02	-	-
Gd_2O_3	0,48	0,16	-	1,00
Dy_2O_3	-	-	-	5,38
Er_2O_3	-	-	-	5,63
P_2O_5	-	-	36,90	39,42
Suma	96,61	96,70	99,96	100,02

Analýzy sa realizovali elektrónovou mikroanalýzou a EDAXom na pracovisku GÚDŠ.

V horninách II. intruzívnej fázy sa allanit a titanit vyskytujú len výnimočne a v nízkom obsahu. Zmena prítomnosti týchto minerálov prebieha v smere od bázickejších typov (allanit, titanit) ku kyslejším (monazit, xenotím). Tento trend je evidentný aj vo vývoji zastúpenia prvkov vzácnych zemín v horninách. V horninách I. intruzívnej fázy (bázickejších) sú viac zastúpené ľahké vzácne zeminy (La/208 - Ce/160 - Sm/50 - Eu/22), menej ťažké vzácne zeminy (Tb/30 - Yb/14 - Lu/15). V horninách II. intruzívnej fázy výrazne klesá obsah ľahkých a stúpa obsah ťažkých prvkov vzácnych zemín (La/60 - Ce/58 - Sm/27 - Eu/10), resp. (Tb/36 - - Yb/20 - Lu/20). Analýzy sa vykonali neutrónovou aktiváciou v Černošiciach, údaje sú normalizované na chondrity podľa Boyntona (1984). Z uvedeného vychodí, že pri magmatickej diferenciácii granitoidných hornín rochovskej intrúzie sa ochudobňovali ľahké prvky vzácnych zemín a obohacovali ťažké prvky REE.

Charakteristickou vlastnosťou rochovskej intrúzie je jej zvýšená rádioaktivita. Prejavila sa prítomnosťou U a Th v niektorých sledovaných mineráloch (tab. 1), a najmä vznikom samostatných minerálov, a to uranotoritu v I. intruzívnej fáze a branneritu v II. intruzívnej fáze. Napriek tomu sa väčšie akumulácie vzácnozeminových a rádioaktívnych minerálov nezistili a ani sa nepredpokladajú.

I. BROSKA: **Distribúcia a chemické zloženie monazitov v granitoch Západných Karpát**

Granitoidy v jadrových pohoriach Západných Karpát, kde je monazit dominujúcim reprezentantom vzácnozeminových mine-

rálnych fáz, sa označuje aj ako monazitové typy granitov. Také sú napríklad granitoidy bratislavského masívu, bojnianskeho bloku v Považskom Inovci, v masíve Suchého, vo Veľkej Fatre a pod. Monazit vystupuje ako primárna minerálna fáza hlavne v granitoch, menej granodioritoch a tonalitoch, hoci pokiaľ ide o jeho kvantitatívne zastúpenie, v skorších diferenciátoch býva podstatne hojnejší. V paragenéze ho zvyčajne sprevádzajú nízke S a L subtypy zirkónu, granát ± ilmenit ± xenotím a železitejší biotit s nižším obsahom Mg a Ti. Navyše v porovnaní s granitmi, v ktorých zo vzácnozeminových minerálnych fáz dominuje allanit, máva biotit nižší obsah trojmocného železa.

Detailnejšie sa študovali západokarpatské monazity z granitov z Tríbeča a z Veľkej Fatry. Predbežné výsledky ukazujú na pomerne vysoký obsah ThO_2 v monazitoch (zvyčajne vyše 10 %, ale často aj okolo 15 %), významný podiel SiO_2 (1 až 2 %, niekedy až vyše 3 %), nízky obsah CaO (pod 1 %), F (pod 1 %) a UO_2 (pod 0,3 %). Monazity vykazujú zvýšený podiel huttonitovej zložky ($ThSiO_4$), čo možno dokumentovať pozitívnou koreláciou medzi zložkou ThO_2 a SiO_2, resp. negatívnou pri REE oproti SiO_2. V monazitoch sa pravdepodobne uplatnila substitúcia $Ce^{3+}P^{5+} \leftrightarrow Th^{4+}Si^{4+}$ ($ThSiO_4$ - huttonit), v menšej miere $2Ce^{3+} \leftrightarrow Th^{4+} + Ca^{2+}$ ($Th_{0,5}Ca_{0,5}[PO_4]$ - cheralit).

Monazity podobne ako zirkóny niekedy vykazujú silnú oscilačnú zonálnosť, ktorú spôsobuje kolísanie obsahu aktinoidov, resp. huttonitovej zložky. Spomedzi inklúzií vystupujúcich v monazitoch sa identifikovali zirkóny, apatity, titanity, ale aj allanity. Prítomnosť allanitu v monazitoch podporuje predstavu o skoršom vzniku allanitov v granite, a teda v porovnaní s monazitom o jeho vyššieteplotnom charaktere.

I. PETRÍK: **Allanity - indikátor oxidačnoredukčných podmienok v granitoidných magmách**

Allanit je v granitoidoch pomerne častým akcesorickým minerálom a spolu s titanitom hlavným nositeľom prvkov vzácnych zemín (TR). S magnetitom (allanitovo-magnetitová séria; Broska a Gregor, 1992) charakterizuje granitoidy I-typu nielen v Západných Karpatoch.

Pri štúdiu granitoidných hornín sme podrobne preskúmali aj chemické zloženie allanitu z piatich vzoriek tonalitu typu Sihla s. l. (Broska a Petrík, 1993). Niekoľko desiatok analýz z elektrónovej mikrosondy (EMS, GÚDŠ) jednoznačne indikuje prítomnosť dvoch substitučných vzťahov:

$$Ca_{(A2)} + Fe^{3+}{}_{M(3)} = RE^{3+}{}_{A(2)} + Fe^{2+}{}_{M(3)} \quad (1)$$

$$Ca_{(A2)} + Al_{M(3)} = RE^{3+}{}_{A(2)} + Fe^{2+}{}_{M(3)} \quad (2)$$

kde A(2) a M(3) sú rozličné štruktúrne pozície podľa Dollasa (1971). Kým prvá substitúcia spája allanit s epidotom, druhá spája epidot s feriallanitom. Týmto názvom označujeme koncový člen $CaREFe^{3+}Fe^{2+}AlSi_3O_{12}OH$, kde je jeden hliník teoretického allanitu nahradený Fe^{3+}. Na grafické vyjadrenie kompozičnej zložitosti allanitu navrhujeme graf Al_{celk} oproti (RE + Th + Y), ktorý s vloženými izolíniami pomeru $F_{ox} = Fe^{3+}/Fe_{celk}$. Z grafu možno priamo odčítať množstvo Fe^{3+} potrebného na kompenzáciu substitúcie RE za Ca. Ak okrem uvedených neprebieha nejaká iná substitúcia, je F_{ox} prakticky totožné so stechiometrickými výpočtami (napr. Droop, 1987).

Detailné mikroskopické štúdium (optické aj SCAN BSE) ukázalo, že allanit má zložitú vnútornú štruktúru, ktorú tvorí nepravidelná sieť domén rozličnej sivosti. Rozmiestnenie bodových analýz v navrhovanom grafe jednoznačne ukázalo, že svetlé domény majú nižšiu hodnotu F_{ox} a tmavšie domény sú oxidované. Typická hodnota $100*F_{ox}$ nepostihnutých domén je 40 %, oxidovaných častí > 50 %. Pri dvoch vzorkách sme mohli porovnať hodnoty odčítané z grafu s F_{ox} získaným pomocou Mössbauerovej spektrometrie. Porovnanie ukázalo veľmi dobrú zhodu. Posun na ľavú stranu substitúcií (1, 2) spôsobuje pokles hmotnostného čísla, a teda nižší jas oxidovaných častí. Z textúrnych vzťahov možno interpretovať oxidáciu ako výsledok neskorej (postmagmatickej) interakcie allanitu s fluidami. Najoxidovanejšie sú lemy veľkých (mm) zŕn allanitu. Z pozorovaných vzťahov nemožno rozhodnúť, či primárnou príčinou oxidácie časti zŕn bol únik TR, alebo oxidačná povaha neskoromagmatických fluid.

Porovnanie allanitu z rozličných paragenéz potvrdilo extrémnu variabilitu allanitu z magmatických a metamorfovaných hornín, ktoré pokrývajú takmer celý rozsah substitúcií (1, 2), pričom len veľmi málo analýz zodpovedá teoretickému allanitu s $F_{ox} = O$.

I. ROJKOVIČ: **U-REE mineralizácia Západných Karpát**

Zvýšený obsah prvkov vzácnych zemín (REE) a Y v U rudách Západných Karpát boli v Spišsko-gemerskom rudohorí známe najmä z kremeňovo-apatitových žíl pri Čučme (Tréger, 1973) a z ložiska Novoveská Huta (Rojkovič, 1968; Tréger, 1973).

V súčasnosti sú známe aj ďalšie lokality.

1. V hydrotermálne postihnutých horninách severogemerického permu a v kremenných žilách v okolí Novoveskej Huty a Krompách sa zistil xenotím-(Y), monazit-(Ce), U-Ti oxidy a apatit. Hlavným nositeľom REE je xenotím-(Y) a monazit-(Ce). Obsah Y a prvkov ťažkých vzácnych zemín (HREE) v týchto horninách presahuje 1000 ppm. Y a HREE vykazujú pozitívnu koreláciu s U.

2. Lokálne akumulácie ťažkých minerálov v pieskovci spôsobujú zvýšenie obsahu REE, najmä prvkov ľahkých vzácnych zemín (LREE) na niektorých lokalitách v Malých Karpatoch (Zabité), v Slovenskom rudohorí (Malý Muráň pri Novoveskej Hute, Markušovská dolina), Čiernej hore (Roháčka) a v Malej Fatre (Kamenná Poruba). Monazit-(Ce), xenotím-(Y), allanit-(Y), allanit-(Ce), apatit, zirkón a Ti oxidy sa vyskytujú v tenkých vrstvách v prúdovo zvrstvenom pieskovci s obsahom REE do 800 - 2000 ppm.

3. LREE majú výrazne zvýšené zastúpenie v pegmatoidnom granite a fylite z veporika pri Rejdovej. Celkový obsah REE dosahuje 1700 - 3000 ppm. V horninách sme zistili hojný monazit (s 3 - 5 hm. % Th) sprevádzaný xenotímom, zirkónom, apatitom a toritom.

4. Pieskovec s fosfátmi v okolí Gočaltova obsahuje mierne zvýšený obsah REE do 500 ppm a Y do 250 ppm. Vykazuje negatívnu Ce anomáliu a mierne obohatenie o HREE, čo je spektrum typické pre morskú vodu.

5. Kremeňovo-apatitové žily s U mineralizáciou v metatufoch ryolitov súvrstvia Bystrého potoka pri Čučme obsahujú hojný xenotím-(Y) sprevádzaný monazitom-(Ce), goyazitom-(Ce) a plumbogumitom-(Ce). Celkový obsah REE dosahuje 0,6 hm. % a Y do 1 hm. %. V čiernych bridliciach a lyditoch súvrstvia Bystrého potoka gemerika pozorovať spätosť P_2O_5 a CaO v apatite s Y, La (REE), kým Corg koreluje hlavne s Co a Mo. Pravdepodobným zdrojom apatitu a REE v žilách sú fosfáty, ktoré sa vyskytujú v asociácii s čiernymi bridlicami.

P. UHER: **REE minerály v obliakoch granitov upohlavského typu (pieninské bradlové pásmo)**

Leukokratné biotitické granity a granitové porfýry upohlavského typu („exotické granity") tvoria v rámci obliakového materiálu v kriedových až paleogénnych zlepencových polohách turbiditov klapskej a kysucko-pieninskej jednotky nápadnú skupinu. Podľa novších výskumov ide o postorogénnu spodnopermskú magmatickú suitu inklinujúcu ku granitom typu A.

Upohlavské granity sa napriek relatívne vyššiemu stupňu diferenciácie vyznačujú vyšším obsahom prvkov vzácnych zemín (Σ REE = 230 - 280 ppm) s výraznou negatívnou Eu anomáliou, čo sú typické znaky práve pre granity typu A.

Jediným zisteným primárne magmatickým minerálom REE je allanit-(Ce). Ten vytvára idiomorfné tabuľkovité kryštály do 0,5 mm a zvyčajne asociuje s biotitom a zirkónom. Na rozdiel od väčšiny karbónskych granitoidov Západných Karpát (typ Sihla) je upohlavský allanit chemicky nezonálny alebo slabo zonálny, len ojedinele sa spozorovala sektorová zonalita kryštálu s prednostným vstupom REE^{3+} v plochách (110) oproti plochám (111) s prednostným vstupom Ca^{2+}.

Postmagmatickou alteráciou allanitu-(Ce) vzniklo niekoľko typov sekundárnych REE fáz, ktoré tvoria nepravidelný lem a výplň puklín v allanite. Najčastejšie ide o fluórkarbonáty REE, z ktorých sa pomocou mikrosondy identifikoval synchyzit-(Ce). Podľa rozličného pomeru medzi Ca a REE možno predpokladať aj ďalšie fázy (parisit-(Ce), bastnäsit-(Ce, Y) atď.). V niekoľkých prípadoch sa pomocou EDAX zistili doteraz bližšie neidentifikované REE minerály s báriom (napr. cebait, cordylit ?). Napokon v jednom prípade sa na mikrosonde identifikoval REE silikát s 21 - 25 % Y_2O_3, ktorý stechiometricky najlepšie zodpovedá gadolinitu-(Y).

Možno predpokladať, že všetky sekundárne minerály REE vznikli alteráciou allanitu za prínosu neskoro magmatických až postmagmatických fluid obohatených o CO_3^{2-}, F^-, Ba^{2+}, pričom nastal aj transport REE^{3+} a Y^{3+} a vznikli nové fázy.

Seminár Historické banské revíry Slovenska - minulosť, súčasnosť, budúcnosť

Roku 1994 si na Slovensku pripomíname 500. výročie vzniku Turzovsko-fugerovskej spoločnosti, jednej z najstarších baníckо-hutníckо-obchodných spoločností v Európe a vo svete. Do osláv prispela pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti v Banskej Bystrici v spolupráci so Stredoslovenským múzeom v Banskej Bystrici výstavou Prečo je Bystrica Banská ? a seminárom o minulosti, súčasnosti a budúcnosti historických banských revírov Slovenska.

16. júna 1994 usporiadala pobočka SGS seminár Historické banské revíry Slovenska - minulosť, súčasnosť, budúcnosť. V prednáškovom cykle odznelo 10 prednášok. Z niektorých z nich uverejňujeme abstrakty.

J. GALVÁNEK: **Prečo je Bystrica Banská ?**

27. mája 1994 sa v Stredoslovenskom múzeu v Banskej Bystrici konala vernisáž výstavy Prečo je Bystrica Banská ? Jej realizáciou sa napĺňa základná náučno-výchovná funkcia zbierkového fondu. Banské revíry (Badín - Banská Bystrica - Šálková, Tajov - Králiky - Malachov, Špania Dolina - Staré Hory - Harmanec, Ľubietová - Poniky) predstavujú priestory, ktoré banskou činnosťou výrazne ovplyvnili Banskú Bystricu (od nich je aj prívlastok v pomenovaní - Banská). Aj keď vrcholné ťažobné obdobie bolo od konca 15. stor., a najmä v 16. storočí, najstaršie ukážky pochádzajú z 19. stor. zo zbierky dr. Bothára, prvého kustóda zbierok, ale najmä z posledných desaťročí.

Najviac vzoriek je z oblasti Španej Doliny, Ľubietovej a Tajova. Z pozoruhodnejších exponátov výstavy treba spomenúť kubické kryštáliky medi v dutinkách, polguľovité zoskupenia tabuliek devillínu, kryštáliky modravého celestínu v kalcite, langit, libethenit, euchroit s olivenitom, tirolit, brochantit, posnjakit, pseudomalachit, Zn olivenit, kryštalické agregáty aragonitu s charakteristickými prerastlicami pseudohexagonálnych kryštálov, auripigment, realgár, arzenolit, rumelku a sadrovec. Raritou sú vystavované vzorky makroskopického zlata z Harmanca (ťažilo sa tu v 20. rokoch tohto stor.).

E. KAŠIAROVÁ: **ŠÚBA v Banskej Štiavnici, zdroj informácií a inšpirácie**

Ústredný banský archív vznikol z potreby chrániť nesmierne cenné archívy niekdajších banských úradov, závodov a inštitúcií, ktoré sa dožili 20. stor. Za miesto jeho inštituovania sa zvolila Banská Štiavnica, centrum uschovávania písomností banskej povahy už v minulosti. ÚBA postupne pod svoju strechu sústredil nielen dokumenty z Banskej Štiavnice, ale aj z archívov banských kapitanátov v Banskej Bystrici a Spišskej Novej Vsi. V sústreďovaní materiálov pokračuje aj súčasný Štátny ústredný banský archív.

Činnosť ŠÚBA, často narážajúca na nepochopenie a ignoranstvo, vychádza z toho, že archívy sú stálym prameňom poznania a tvoria korene každej kultúry a civilizácie. Len tu sa zabezpečuje prežitie dokumentov a ich vhodné zaradenie do archívnych fondov, čím sa zvyšuje výpovedná hodnota každého z nich. V ÚBA možno študovať 185 archívnych fondov z celého Slovenska. Zhruba od 16. stor. po súčasnosť je v depozitoch uložených asi 4,5 km archívnych dokumentov zaradených vo fondoch vrchných riadiacich orgánov, banských a hutných úradov, riaditeľstiev a závodov, banskosúdnych a banskopolicajných orgánov, svojpomocných a záujmových organizácií, komorských majetkov, starých lesných úradov, geologickoprieskumných ústavov, baníckych škôl, rôznych závodov, úradov a v pozostalostiach banských odborníkov. V prevažnej miere sú vo fondoch spisy, ale významnú zložku tvoria aj mapy a plány (cca 40 tisíc ks), ako aj úradné knihy, listiny a listy. V novších fondoch sú zaujímavé záverečné správy z výskumov, prevádzkové a štatistické výkazy. Je tu aj bohatá príručná knižnica s viac ako 18 tisíc zväzkami, ktorej časť tvoria odborné časopisy od polovice minulého storočia.

Archívne fondy zo staršieho obdobia sú vzhľadom na vtedajšie štátoprávne usporiadanie a komunikačné prepojenie významným zdrojom historického bádania dokonca pre oblasť celej strednej Európy.

J. NOVÁK: **Význam drahokovového baníctva a baníctva farebných kovov na Slovensku v minulosti**

V doterajších dejinách baníctva na Slovensku mala najväčší význam ťažba drahých a farebných kovov, ktoré boli počas stáročí najväčším zdrojom príjmov ťažiarov a ťažiarskych spoločností a zároveň aj zdrojom bohatstva a slávy mnohých

našich banských miest, ktoré z našej malej krajiny vytvorili svetovú baníckú veľmoc. Práve vďaka slovenskému zlatu, striebru a medi sa už v 14. stor. o Uhorsku hovorilo ako o najbohatšej krajine Európy. V 14. stor. len v Kremnici dosahovala výroba Au ročne 400 kg a v 15. stor. sa jeho ročná produkcia na území terajšieho Slovenska (Banská Štiavnica, Nová Baňa, Pukanec, Banská Bystrica, Liptov, Pezinok, Považský Inovec, východné Slovensko) pohybovala okolo 800 - 1000 kg a ešte v 18. a v 1. pol. 19. stor. okolo 300 - 400 kg ročne.

V 13. stor. predstavovala výroba Ag na území dnešného Slovenska ročne okolo 1500 kg, v 14., a hlavne v 15. stor. 7000 kg a v 2. polovici 16. stor. 10 000 kg. Najväčšia produkcia sa zaznamenala v 18. a začiatkom 19. stor., keď sa v tejto oblasti vyrobilo až 14 000 kg Ag ročne. V oblasti Banskej Štiavnice, ktorá bola najprodukčnejšia, bol najúspešnejším rok 1691, keď sa iba na zmincovanie odviezlo 34 043 kg Ag. Najvyššia celková produkcia bola roku 1740, keď sa na Slovensku vyrobilo 681,7 kg Au a 25 896,4 kg Ag. V rokoch 1760 - 1800 sa len na zmincovanie odviezlo 421 002 kg Au.

Ešte väčší význam v hospodárskych dejinách Európy, ale aj sveta mala meď, ktorá zo Slovenska (stredoslovenskej a východoslovenskej banskej oblasti) vytvárala naozajstnú veľmoc. Nadvláda našej Cu na svetovom trhu nastala v 15., ale najmä v 16. a 17. stor. Ešte v 18. stor. Cu zo Slovenska tvorila 10 % svetovej produkcie.

L. ANDOR a J. SLOVIK: **Inventarizácia a finančné zabezpečenie ochrany starých banských prác**

Ťažba nerastných surovín na Slovensku a nadväzujúcich spracovateľských odvetví bola a ešte dlho bude spätá s negatívnym vplyvom na všetky hlavné zložky životného prostredia. Spôsobuje kontamináciu ovzdušia, hornín a pôdy, povrchových a podzemných vôd, narúša reliéf terénu a pod.

Vedecko-technický rozvoj u nás skôr zvyšoval škodlivé vplyvy baníctva na životné prostredie, ako by ich znižoval, alebo eliminoval. Možno sa o tom presvedčiť na nedávno opustených alebo v súčasnosti opúšťaných revíroch. Banské diela často zostávajú v takom technickom stave, že predstavujú priame nebezpečenstvo pre ľudí.

Geologický zákon a vykonávacie predpisy vymedzujú pôsobnosť štátnej správy v oblasti geologického výskumu a prieskumu. Okrem iného stanovujú povinnosť zabezpečiť a likvidovať technické práce (výkopy, vrty, banské diela) a s nimi súvisiace práce (stavebné, montážne) uskutočňované ako súčasť súboru geologických prác.

Pojem „staré banské dielo" je definovaný v § 35 zákona SNR č. 44/1988 Zb. o ochrane a využití nerastného bohatstva (banský zákon) v znení zákona SNR č. 498/1991 Zb. Podľa tejto definície sa starým banským dielom rozumie banské dielo v podzemí, ktoré je opustené a ktorého pôvodný prevádzkovateľ ani jeho právny nástupca neexistuje alebo nie je známy.

Od 1. januára 1994 nadobudla účinnosť vyhláška Ministerstva financií SR č. 305 zo 17. decembra 1993 o spôsobe a rozsahu financovania geologických prác a zabezpečenia alebo likvidácie starých banských diel a ich následkov zo štátneho rozpočtu. V § 3 sa stanovuje, že z prostriedkov štátneho rozpočtu okrem vymedzených etáp geologického výskumu a prieskumu možno financovať aj činnosť spätú s vedením registra starých banských diel a so zabezpečením alebo likvidáciou starých banských diel a ich následkov. Právne predpisy vymedzujú základný rámec, postup a možnosti pri následnom odstraňovaní environmentálnych škôd spôsobených baníckou činnosťou.

Sekcia geologického výskumu a prieskumu Ministerstva životného prostredia SR pri riešení projektov vychádza z koncepcie racionálneho využívania prírodných zdrojov v tvorbe a ochrane životného prostredia. Roku 1992 sa schválil projekt Slovensko - - návrh sanácie starých banských diel - inventarizácia, ktorý rieši GP, š. p., Spišská Nová Ves s Geofondom Bratislava. Realizáciu projektu vyvolalo úsilie zdokumentovať stav a spresniť register starých banských diel. Cieľom je získať aktuálne geologické, technické, environmentálne a ďalšie charakteristiky o starých banských dielach. Projekt bude skončený do 30. septembra 1995. Jeho výstup sa využije na vypracovanie kritérií na stanovenie priorít a technického riešenia jednotlivých projektov zabezpečenia a likvidácie starých banských diel. Nevylučuje sa pritom využitie banských diel a podzemných priestorov na iné účely (ukladanie odpadu, ČVO, prečerpávacie vodné elektrárne, sklady, zásobníky pohonných hmôt a pod.).

Otázka sanácie starých banských diel sa dotýka mnohých vedných oblastí a odborov praktickej činnosti na úrovni programu sanácie, projektovej prípravy a samostatnej realizácie. Musí sa chápať ako následná banská činnosť na opustených ložiskách a riešiť integrovane so zainteresovanými zložkami v súčinnosti s kvalifikovanými odborníkmi.

Ľ. PRISTAŠOVÁ: **Register banských diel na Slovensku**

Geofond Bratislava riešil a rieši problematiku registra banských diel v niekoľkých etapách. Od roku 1981 sa zhromažďovali údaje z archívnych materiálov do registra vydobytých priestorov s ich zakresľovaním do máp mierky 1:50 000. Roku 1989 sa tento register rozšíril aj o staré banské diela.

Roku 1992 sa začala registrácia všetkých stôp, prejavov a pozostatkov po banskej činnosti na našom území a hodnotiť ich vplyv na životné prostredie. Jej skončenie je plánované na rok 1995. Úloha Slovensko - návrh sanácie starých banských diel - - inventarizácia, ktorej riešiteľom je GP, š. p., Spišská Nová Ves a Geofond Bratislava, je krokom na skvalitnenie údajovej bázy registra, pretože sa v nej spájajú informácie z archívnych dokumentov s informáciami z terénu.

Do 1. júna 1994 sa v Geofonde zhromaždilo 2089 záznamových listov a údaje z nich sú zakreslené na 21 mapových listoch v systéme JTSK v mierke 1:10 000. Zdigitalizovalo sa 1093 objektov lokalizovaných na 18 mapových listoch. Pridelením súradníc x a y sa každému objektu priradil kód, ktorý v kombinácii farby a znaku vyjadruje 4 textové položky zo záznamového listu vyplneného pre konkrétny objekt. Použitím kódovníka možno v pomerne krátkom čase po dodaní spracovaného listu s príslušnými záznamovými listami poskytnúť oprávneným záujemcom čiastkovú textovú informáciu v nadväznosti na grafický mapový výstup. Všetky záznamové listy, mapové listy so zakreslenými objektmi a programové vybavenie na počítačové spracovanie informácií budú uložené v Geofonde pre potreby oprávnených záujemcov.

Základom registra bude dokladový register banských diel, pretože § 11 Vyhl. SGÚ č. 9/89 Zb. v znení Vyhlášky SGÚ č. 5/Zb. určuje presne, čo má register starých banských diel obsahovať. Vie sa však, že v paragrafovom znení prakticky nemožno zachytiť všetky možnosti a špecifiká problematiky, že mnohé odhalí až prax. V Geofonde by sa mali sústrediť informácie o všetkých banských dielach bez ohľadu na to, či pôvodný prevádzkovateľ, alebo jeho právny nástupca existuje, príp. neexistuje,

či je známy, príp. nie je známy. Báza informácií o banských dielach (objektoch), ktoré sú z nejakého dôvodu opustené, môže byť z rozličných hľadísk a na rôzne účely veľmi užitočná. Súčasné znenie zákonov týkajúcich sa tejto problematiky môže viesť k situácii, že objekt, ktorý má pôvodného prevádzkovateľa, príp. jeho právneho zástupcu, z registra starých banských diel zmizne, resp. sa doň ani nedostane. To môže spôsobiť, že ani register starých banských diel, ktorého vedením je poverený Geofond, nebude obsahovať o území Slovenska z hľadiska prejavov a pozostatkov banskej činnosti a jej vplyvu na životné prostredie kompletné informácie.

J. SUROVEC: **Mapy a plány ŠÚBA v Banskej Štiavnici**

V Štátnom ústrednom banskom archíve v Banskej Štiavnici je okolo 40 000 banských máp a plánov. Najviac ich obsahuje rozsahom najväčší a najvýznamnejší archívny fond Hlavného komorskogrófskeho úradu v Banskej Štiavnici, menej archívne fondy banských kapitanátov v Banskej Bystrici a Spišskej Novej Vsi. Najpočetnejšie sú mapy a plány prevzaté zo Železorudných baní, n. p., Spišská Nová Ves.

Mapy a plány sú prevažne originálne a vznikali organickou činnosťou úradu, resp. jeho oddelení. Banské mapy sa vyhotovovali hlavne pre prevádzkové potreby.

Plány vznikali pri projektovaní budov, banských diel, stúp, hút, jazier, hrádzí, prívodových a náhonných jarkov, ale aj strojov a strojových zariadení.

Banské mapy sa rozdeľujú na podzemné, povrchové a kombinované.

Väčšina máp a plánov pochádza z 19. stor., ale zachovalo sa dosť exemplárov aj z 18. stor. Najstaršia zachovaná banská mapa vo fonde je z roku 1641.

Bádateľom sú mapy sprístupnené 3. a 4. zväzkom a plány 5. zväzkom archívneho inventára (autor J. Vozár, vydala ich Slovenská archívna správa v Bratislave v rokoch 1966 - 1969).

Od roku 1992 sa mapy spracúvajú a sprístupňujú pomocou výpočtovej techniky systémom AIAS.

R. KAŇA: **Hodrušské baníctvo včera, dnes a zajtra**

Od prvopočiatkov bolo baníctvo v Hodruši zamerané na ťažbu a spracovanie Au-Ag rúd. Jeho počiatky nie sú jasné. Rozmach sa začal v 13. a 14. stor. príchodom baníkov zo Saska. O jeho rozsahu v 17. stor. svedčí štatistika, podľa ktorej roku 1616 bolo v Banskej Štiavnici 141, v Banskej Hodruši 136, vo Vyhniach 84, v Štiavnických Baniach 52 a v Banskej Belej 15 podnikov. Dobývala sa žila Schöpfer, Klement, Collorédo, Melango, Brenner, Unverzagt Alžbeta, Firsterort, Všech svätých. Vrchol tu baníctvo dosiahlo v 18. stor. Roku 1906 uzavreli posledné súkromné bane Gerambovskej únie. V medzivojnovom období zanikol aj závod Dolný Finsterort. V niektorých závodoch (Schöpfer, Všech svätých a Unverzagt Alžbeta sa ťažilo aj v medzivojnovom období, ťažba sa skončila v 50. rokoch, čo znamenalo koniec ťažby drahých kovov v obci.

Úsilie zachovať banícku činnosť sa prejavilo prechodom na ťažbu Cu rúd v Hornohodrušskom závode a v ložisku Rozália roku 1951. Koncom roka 1990 sa skončila aj táto činnosť. V sledovanom období sa spracovalo 1 863 117 t rudy, vyrobilo sa 12 263 t Cu, 184 kg Au a 77 209 kg Ag. Od novembra 1991 do decembra 1991 sa ťažila a spracúvala polymetalická ruda ložiska a vyrobilo sa z nej 728 t Zn, 532 t Pb a 71 t Cu v selektívnych koncentrátoch.

Roku 1990 sa v dobývacom priestore Rozália objavila drahokovová mineralizácia, ktorá sa v súčasnosti stala hlavným predmetom výrobnej činnosti. Od 1. januára 1994 tu v podmienkach prenájmu do času privatizácie pracuje Slovenská banská spoločnosť s r. o. Hodruša-Hámre.

Spoločnosť sa ešte počas výrobnej banskej činnosti rozhodla pripraviť a realizovať stálu expozíciu baníctva v Hodruši-Hámroch. Expozícia má mať podzemnú a povrchovú časť. Podzemná časť má zoznámiť návštevníkov s vývojovými štádiami banskej činnosti v bani, v ktorej sa ťažila drahokovová ruda viac ako 500 rokov. Povrchová časť expozície bude zameraná na geológiu, technológiu a na vlastivednú oblasť. Práce sa už realizujú a nezabúda sa ani na sieť stravovacích, ubytovacích a ďalších služieb.

J. VEČEŘA: **Montanisticko-geologická nadace - Zlaté Hory**

Morava a Slezsko, a zvláště pak Jeseníky, jsou bohaté na geologické a montanistické zajímavosti. S nejstaršími dějinami této oblasti jsou úzce spojeny nejen četné pozůstatky po těžbě nerostných surovin, ale i kulturní tradice, které v poválečné době rychle mizí. Přes nepopíratelnou historickou a kulturní hodnotu těchto objektů a tradic jim byla doposud věnována pouze okrajová pozornost. Změnu tohoto stavu si klade za cíl Montanisticko-geologická nadace.

Nadaci založili 3.12.1993 ve Zlatých Horách Český geologický ústav, Český ústav ochrany přírody Olomouc, Technické muzeum Brno, MÚ Zlaté Hory, Lesy České republiky, s. p., Slezský kámen a. s., UNIGEO, a. s., Jesenický týdeník, Orel Trede s. r. o., Česká speleologická společnost Hades, Bohema, a. s., DAN, v. o. s. a rodina Večeřova.

Hlavním posláním Nadace je evidence, ochrana a využití významných geologických, geomorfologických a montanistických objektů na území Moravy a Slezska.

V roce 1994 budou aktivity Nadace soustředěny převažně do oblasti Zlatých hor, kde končí těžba rud. Některým zdejším montanistickým památkám hrozí nebezpečí jejich zničení. V zájmu zachování vybraných unikátních děl připravuje Nadace vybudování hornické náučné stezky a později hornického skanzenu, který by návštěvníky seznámil s bohatou historii zlatohorského revíru a ukázal nejvýznamnější povrchové i podzemní projevy dolování.

Dále se Nadace zaměří na vytvoření databáze zajímavých a hodnotných geologických a montanistických objektů Moravy a Slezska. S těmito objekty bude Nadace seznamovat i širokou veřejnost formou přednášek a výhledově i sborníkem Nadace.

M. BLÁHA: **Netradičné využitie podzemných banských diel**

I. KRIŽÁNI: **Environmentálne riziká historických banských revírov**

M. Háber

L. ZBOŘIL, M. PUCHNEROVÁ, T. GRAND, P. KUBEŠ, J. LANC, V. SZALAIOVÁ a D. ŠVASTOVÁ: **Niektoré poznatky z geofyzikálneho prieskumu maarových štruktúr juhoslovenskej panvy s predpokladaným výskytom alginitu**

Jedným z najpozoruhodnejších poznatkov geofyzikálneho prieskumu, ktorý realizuje a. s. Geocomplex Bratislava v kooperácii s GÚDŠ, ako aj ELGI a MAFI Budapešť, je zistenie ložiska alginitu

v centrálnej časti juhoslovenskej panvy, a to v Lučenskej kotline pri obci Pinciná. Ide o prvý overený výskyt alginitu na území Slovenskej republiky.

Tento objav, ktorý nasledoval po zistení ložiska diatomitu pri obci Jelšovec, je výsledkom riešenia úlohy Geofyzikálny prieskum roponosných bridlíc na Slovensku, ktorú zabezpečuje Ministerstvo životného prostredia SR, sekcia geologického výskumu a prieskumu.

Alginit má všestranné použitie, v súčasnosti sa ťaží a využíva v Maďarsku, a to najmä ako prírodné hnojivo a na agrotechnickú rekultiváciu pôdy. V iných krajinách Európy a v zámorí sa používa aj na odstraňovanie S z exhalátov tepelných elektrární. Švajčiarsky farmaceutický priemysel ho údajne zužitkúva vo výrobe medikamentov.

Pri prieskume maarovej štruktúry Pinciná sa použil komplex geofyzikálnych metód (gravimetria, geoelektrika, elektromagnetický prieskum, ako aj niektoré údaje zo starších pozemných geomagnetických meraní). Polohu alginitu overilo päť vrtov do hĺbky až 70 m, pričom sa alginit overil v mocnosti až 33 m. Alginit je v relatívne malej hĺbke, čo je predpoklad povrchovej ťažby. Len takáto ťažba môže byť rentabilná.

Podľa doterajších poznatkov pokladáme za nanajvýš účelné, aby a. s. Geocomplex Bratislava v prieskume pokračovala aj v iných perspektívnych oblastiach, pretože má vypracovanú a overenú metodiku racionálneho komplexného geofyzikálno-geologického prieskumu.

Seminár Aktuálne problémy geochémie

(Bratislava 22. 9. 1994)

J. BABČAN a J. ŠEVC: **Organické látky v rozptylovom poli Malých Karpát**

Terénny a laboratórny výskum západných predpolí Malých Karpát nadväzuje na podrobný výskum Malých Karpát, v rámci ktorého sa o. i. zistila anomálna koncentrácia Hg v južnej časti tohto územia a zároveň sa konštatovala relatívne dobrá korelácia obsahu Hg a organických látok.

Štúdium závislosti obsahu organické látky - Hg v západných predpoliach Malých Karpát, ktoré bolo zamerané na zistenie prínosových ciest Hg do študovaného územia, potvrdilo celkový trend výskytu Hg, ale nepotvrdilo korelačné vzťahy organické látky - Hg zistené v centrálnej časti Malých Karpát.

J. BABČAN, J. KUBOVÁ a J. ŠEVC: **Príspevok ku geochémii berýlia - berýlium v systémoch s organickými látkami**

Štatistické údaje o obsahu Be v rozličných typoch hornín sú pomerne dobre známe, ale otvorená zostáva otázka migrácie Be, najmä jeho pohyb v hypergénnych podmienkach, v biologických systémoch a v hydrotermálnych roztokoch. V súvislosti s poznatkami o toxicite Be sa do popredia dostávajú otázky jeho migrácie a akumulácie v pôde, ako aj prenosu do živých organizmov vrátane rastlín. Na objasnenie týchto otázok sa vykonal rad experimentov zameraných na zistenie vplyvu organických látok na pohyb Be v ekologických systémoch.

V čisto vodných systémoch, teda v systémoch neovplyvnených prítomnosťou iných látok, je Be veľmi pohyblivé v oblasti pH hodnoty prostredia 3 - 5. Jeho pohyblivosť neovplyvňujú humínové kyseliny, ale veľmi zreteľne znižujú fulvokyseliny, aminokyseliny, glukóza, celulóza a škrob. Kyselina vínna umožňuje migráciu Be aj v alkalickej oblasti (pH 6 až 8). Výraznejší vplyv aktívneho C na migráciu a akumuláciu Be sa experimentálne nepotvrdil.

J. BABČAN a J. ŠEVC: **Olovo v systémoch s organickými látkami**

Všeobecne sa udáva, že v pôdnych systémoch je migrácia Pb v dôsledku tvorby malorozpustných zlúčenín $PbCO_3$ a $PbSO_4$ veľmi malá. Skúsenosti z iných systémov nás viedli k preskúmaniu vplyvu organických látok v pôde a v iných objektoch na migračné a akumulačné schopnosti Pb. Experimenty ukázali, že prítomnosť niektorých organických látok výrazne ovplyvňuje rozpustnosť Pb, a tým môže ovplyvniť aj jeho pohyb v pôde.

Zhodou okolností najväčší vplyv na migráciu Pb majú látky vyskytujúce sa v najvrchnejších pôdnych horizontoch v relatívne najväčšej koncentrácii, teda sacharidy (glukóza), polysacharidy (celulóza, škrob) a kyselina octová. Vznik organokomplexov umožňuje vstup Pb do koreňov a nadzemných častí rastlín, a tým sa otvára aj cesta Pb do potravinového reťazca.

J. VESELSKÝ, J. FORGÁČ a J. MEDVEĎ: **Distribúcia ťažkých kovov v lesných pôdach a v potočných sedimentoch Malých Karpát**

Environmentálny geochemický výskum v chránenej krajinnej oblasti Malé Karpaty sa vykonal odberom vzoriek z horizontov lesnej pôdy v sérii bodov naprieč cez pohorie. Zároveň sa odobrali ílovité sedimenty z potokov pretekajúcich súbežne s príslušnou sériou profilov. Takéto systémy boli tri. Séria profilov lesnej pôdy I bola situovaná od Svätého Jura-Neštichu v smere na hájovňu Horvátka a Košariská po Stupavu. Vzorky zo série profilov II sa odobrali v smere Pezinok - Cajla - Pezinská Baba - Pernek a série III Doľany - Buková hora - Sološnica. Vzorky z pôdneho horizontu Ao (hĺbka od 0 do 10 cm), A (od 5 do 15 cm) a B (od 30 do 50 cm) a z riečistných sedimentov sme po vysušení pri izbovej teplote triedili a na analýzu sme odobrali zrnitostnú triedu <0,125 mm. Analýzy sa vykonali metódami rtg fluorescencie a AAS v laboratóriu fy Gematrix, s. r. o., v Černošiciach, ale v podstatnej miere v laboratóriu Geologického ústavu PRÍF UK v Bratislave nasledujúcimi technikami AAS: a - plameň acetylén - vzduch pre Cd, Co, Cu, Mn, Ni, Pb, Fe, Zn, b - hydridovou s kontinuálnym dávkovaním As, Sb a Se.

Výsledky analýz potvrdzujú, že priemerná koncentrácia sledovaných prvkov najmä vo vrchných horizontoch (A_o a A) lesnej pôdy neprevyšuje limitnú hodnotu referenčnej skupiny A uvedené v Rozhodnutí MP SR č. 531/1994-540, ale pri Ni, Cu, Mn, Cd, Zn, Pb, As a Sb je často k nim dosť blízka. V niektorých oblastiach, predovšetkým v sérii profilu I a II, je obsah vyšší a referenčnú hodnotu lokálne až niekoľkokrát prekračuje pri As, Sb, Pb, Zn, Cd, Cu a Ni. Pri riečištných sedimentoch obsah lokálne značne prekračuje referenčnú hodnotu nielen skupiny A, ale aj B (Zn, Ni, Sb, Cd a Se), ba aj C skupiny (As, Pb, Cu) daných limitných hodnôt rizikových látok citovaného rozhodnutia.

O. ĎURŽA: **Nové poznatky o ťažkých kovoch a o magnetickej susceptibilite malokarpatských pôd**

V rámci grantovej úlohy Environmentálny a geochemický výskum CHKO Malé Karpaty sme pokračovali v štúdiu vplyvu

ťažkých kovov na hodnoty magnetickej susceptibility. Študovali sme vzorky z profilu Svätý Jur - Stupava, Pezinok - Pernek a Sološnica - Doľany.

Keďže cieľom výskumu je povrchové znečistenie pôdy ťažkými kovmi, ale nie ich prínos z materských hornín, sledovalo sa (ako to nazval Colbourn a Thoruton; Alloway, 1990) relatívne vrchnopôdové znečistenie (RTE), t. j. pomer koncentrácie prvkov vo vrchnej pôde ku koncentrácii v podklade ako index povrchovej kontaminácie pôdy. Druhým spôsobom štúdia bolo sledovanie absolútneho vrchnopôdového znečistenia (ATE), t. j. rozdielu v koncentrácii prvkov vrchnej pôdy a podkladu.

Na základe štúdia vzťahu koncentrácie ťažkých kovov v horizonte A i B, ako aj RTE a ATE v sledovaných profiloch možno doterajšie výsledky zhrnúť takto:

- Nezistil sa nijaký vzťah medzi koncentráciou ťažkých kovov a hodnotami magnetickej susceptibility v horizonte A ani B. Výnimkou je koncentrácia Fe, Co a Ni v horizonte B.
- Je priama úmernosť medzi relatívnym aj absolútnym - vrchnopôdovým zvýšením ťažkých kovov a zodpovedajúcimi hodnotami magnetickej susceptibility.
- Hrebeň Malých Karpát pravdepodobne pôsobí ako bariéra zachytávajúca ťažké kovy z atmosféry, a to najmä v profile Svätý Jur - Stupava. Ich spád klesá smerom na S, pričom okraje profilov sú pravdepodobne znečistené relatívne silnejšie, ako je zistený trend. Nie je vylúčené, že znečisťovateľom je iný zdroj.
- Rôznymi metódami (štúdiom koncentrácie ťažkých kovov alebo zmien magnetickej susceptibility) sa získali veľmi podobné výsledky. To opäť potvrdzuje, že metóda pôdnej kapametrie je na orientačné zisťovanie celkového zaťaženia pôdy ťažkými kovmi veľmi výhodná, lacná a rýchla.

J. FORGÁČ a V. STREŠKO: **Ortuť v jemných sedimentoch potokov a v pôdach Malých Karpát**

Koncentráciu Hg sme sledovali v troch pruhoch cez Malé Karpaty. Prvý prebieha v úseku Svätý Jur - Stupava, druhý Pezinok - Pernek a tretí Doľany - Sološnica. Hg sme sledovali v jemných sedimentoch piatich potokov nachádzajúcich sa v uvedených pruhoch. Pôdu sme študovali v pôdnych profiloch, a to v subhorizonte A_o, horizonte A a v horizonte B. Hg sa vyskytuje v rozpätí 0,017 - 0,533 ppm. V pôdnych profiloch je najvyššia koncentrácia v subhorizonte A_o a smerom do hĺbky klesá. Najmenej Hg je v substráte (0,18 - 0,30 ppm). Celkove je zreteľné, že koncentrácia Hg v pôdnych profiloch v smere pohoria klesá. Najvyššia je v pruhu Svätý Jur - Stupava a najnižšia v pruhu Doľany - Sološnica.

Hg v jemných sedimentoch potokov je v nižšej koncentrácii ako v pôde. S klesaním obsahu Hg v pôde sa zmenšuje jej obsah aj v sedimentoch potokov. Medzi východnou a západnou stranou Malých Karpát v obsahu Hg v pôde a v potokoch nie sú podstatnejšie rozdiely.

V poľnohospodárskej pôde Slovenska je v priemere 0,028 ppm Hg. Koncentrácia, ktorú sme zistili, túto hodnotu mnohonásobne prekračuje, avšak podľa smerníc Ministerstva pôdohospodárstva SR z januára 1994 je referenčná hodnota škodlivých látok v pôde pre Hg 0,30 ppm. V našich lokalitách obsah ortuti túto hodnotu prekračuje iba ojedinele. Hoci sav zmysle uvedených smerníc kontaminácia Hg nezistila, pre vysokú toxicitu zlúčenín Hg je nevyhnutné tento prvok prísne a sústavne sledovať.

Mám odlišný názor ...

(poznámky k autorskej etike)

Úsilie uviesť základné princípy demokracie do nášho každodenného života v odborných periodikách dokumentuje najmä zverejňovanie polaritných názorov na rovnaký problém (fenomén) geologický objekt. Je to správne, veď iba konfrontácia rôznych zistení, pozorovaní či predstáv pomáha dopracovať sa k novým faktom a poznatkom. Ale túto myšlienku možno sformulovať aj inak: je to výmena náhľadu (teda pohyb po špirále, nie v kruhu), ktorá ženie ľudskú spoločnosť k stále novým a novým objektom.

Je logické a zároveň potešiteľné, že medzi publikujúcimi geológmi je stále viac zástupcov početnej strednej, no najmä mladej, ba aj najmladšej generácie. Časť týchto autorov v posledných rokoch už stihla pobudnúť kratší či dlhší čas aj na rozličných pracoviskách v zahraničí. Okrem toho, že získali nezaplatiteľné nové poznatky, nadviazali nové osobné priateľstvá a zdokonalili sa v jazyku, často odpozorovali aj rozmanité netradičné či „moderné" spôsoby a návyky.

V čom je teda problém?

1. Najmä mimoeurópski autori, z ktorých mnohí nesporne patria medzi vedecké autority, pri písaní prác (najmä globálneho zamerania) spravidla neuvádzajú ani len „klasikov" (v najhlbšom slova zmysle) európskej alebo alpskej geológie. Pritom istotne (aspoň v podvedomí) uznávajú, že sa geologické vedy zrodili a rozkvitli najmä na starom kontinente, a preto sú európski klasici aj svetovými klasikmi. Chronologické prehľady problematiky takíto autori začínajú nanajvýš svojimi obľúbenými učiteľmi z univerzity. Tento trend je výrazný a začína sa stále zreteľnejšie prejavovať aj u nás: časť našich autorov bohato cituje vlastné práce, medzi ktorými popredné miesto zaujímajú archívne (v súčasnosti poväčšine už nedobytné) správy, ako aj správy svojich kolegov z inštitúcie alebo osobných priateľov. Aj keď to nezodpovedá svetovému trendu, v niektorých prípadoch by sa to dalo tolerovať. Problém však väzí v tom, že takíto autori súčasne necitujú ani už publikované údaje, výsledky, názory, a to najmä ak ide o ich „neobľúbených" autorov. Príkladov aj z časopisu Mineralia slovaca z ostatných rokov možno uviesť neúrekom. Pritom je všeobecne známe, že ani D. Andrusov, ani V. Zoubek (zámerne neuvádzam ďalších priekopníkov karpatskej geológie) svoje výsledky nestavali na analýzach z elektrónového mikroanalyzátora alebo na stanovených stabilných izotopoch, lenže mnohé ich zistenia, pozorovania, závery a pod. sú stále aktuálne. Preto je doslova zarážajúce, že niektorí naši autori (pravdepodobne preto, že nepoznajú výsledky práce a bádania svojich predchodcov) často uvádzajú podobné poznatky autorov spoza oceána, ale na už publikované fakty a závery karpatských geológov (zámerne?) zabúdajú a neuvádzajú ich.

2. Nie menej závažným etickým problémom, s ktorým časť autorov zápasí, je vyrovnanie sa s inými ako s vlastnými názormi alebo názormi myšlienkovo blízkych kolegov. Ich časť to rieši ignoranciou typu „Práce Jána Janoviča nečítam ...", nepresnou interpretáciou alebo dokonca skresľovaním už zverejnených údajov. Pri neveľmi prísnych recenzentoch (a taká je väčšina z nás) vzniká v odbornej literatúre doslovne chaos: v časti publikovaných prác chýbajú odkazy na predchádzajúcich autorov, časť publikovaných údajov sa vytrháva z kontextu práce, ba sa uvádza aj faktograficky nesprávne. Niektorí autori proti zverejnenému faktu/zisteniu atď. stavajú nie nové fakty/zistenia a pod., ale vlastné predstavy, „verifikované" iba silnými slovami.

Záverom glosy sa vraciam k jej motívu. Ako na to, keď mám odlišný názor na ... ?

a) Musím si uvedomiť, že moja „veľkosť" alebo „originalita" zamlčaním časti alebo aj celých zistení predchádzajúcich autorov nestúpa.

b) V názorovej diskusii/polemike sa patrí narábať ekvivalentnými „zbraňami": proti faktu/zisteniu staviame nový fakt/zistenie, proti zverejnenej predstave formulujeme vlastnú predstavu, proti existujúcej hypotéze či syntéze prezentujeme svoju hypotézu, resp. syntézu. Ak tieto zásady nedodržiavame (a teda strieľame zbraňami odlišného kalibru či dokonca rozličného druhu, vzniká ťažko napraviteľná mätež.

c) Úprimne sa usilujeme kolegu, ktorý má na odborný problém iný náhľad, nepovažovať za osobného nepriateľa, ktorého vzápätí na ulici prehliadneme a nezdravíme, ale ďalšími argumentmi a faktami ho presvedčme o „svojej pravde".

d) Ustavične majme na pamäti, že nie skresľovanie faktov/zistení predstáv/názorov/koncepcií nás v prísnej a neúprosnej hodnotovej hierarchii vedy vynáša vyššie. Len seriózna koncepčná práca, a najmä jej výsledky patria a budú patriť medzi trvalé hodnoty, ktoré majú miesto v databáze nášho vedného odboru.

Nuž, milý čitateľ, ak si vydržal čítať túto glosu až potiaľto, prosím, pouvažuj o jej námetoch a konaj tak, aby si sa v budúcnosti nestal názorným negatívnym príkladom pre niekoho, kto sa pustí do hlbšieho rozboru nastolenej problematiky.

Profesor Bohuslav Cambel, DrSc., sedemdesiatpäťročný

V týchto dňoch sa významného životného jubilea - sedemdesiatich piatich rokov - dožíva prof. RNDr. Bohuslav Cambel, DrSc., akademik SAV a člen korešpondent ČSAV.

Bohuslav Cambel sa narodil 29. októbra 1919 v Slovenskej Ľupči. Po skončení strednej školy v Banskej Bystrici študoval v rokoch 1939 - 1945 na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského (vtedajšej Slovenskej univerzite). Už ako študent sa roku 1943 stal asistentom na mineralogicko-geologickom ústave univerzity a roku 1948 získal doktorát prírodných vied. Ako 34-ročný sa roku 1953 stal docentom a vedúcim katedry nerastných surovín a geochémie Geologicko-geografickej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave. Roku 1957 ho vymenovali za univerzitného profesora a roku 1963 získal hodnosť doktor prírodných vied. V rokoch 1958 - 1963 bol riaditeľom geologicko-geografického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK.

Okrem plodnej pedagogickej a vedeckej činnosti prof. Cambel vykonával významné funkcie v rámci fakulty aj univerzity: bol prodekanom (1952 - 1953), prorektorom (1952 - 1956), dekanom (1959 - 1961) a napokon rektorom Univerzity Komenského (1966 - 1969).

Roku 1969 prof. B. Cambel založil samostatnú katedru geochémie, prvú svojho druhu v Československu, a na jej čele stál až do roku 1980, keď svoje 40-ročné pôsobenie na Univerzite Komenského v Bratislave skončil.

Od roku 1963 bola popri univerzite druhým významným pôsobiskom jubilanta Slovenská akadémia vied. Nastúpil tam po akademikovi D. Andrusovovi ako vedúci geologického laboratória SAV, potom bol od roku 1966 riaditeľom (v rokoch 1966 - 1969 externým) Geologického ústavu SAV a v tejto funkcii zotrval až do odchodu do dôchodku koncom roku 1989, teda plných 26 rokov. Prof. B. Cambel má podstatnú zásluhu na vybudovaní Geologického ústavu SAV v Bratislave a neskôr jeho pobočky v Banskej Bystrici, ktoré sú dnes neveľké, ale zato špičkové pracoviská geologického výskumu u nás.

Aj v rámci SAV dosiahol prof. B. Cambel významné posty a ocenenia: v rokoch 1964 - 1970 bol členom Predsedníctva SAV, roku 1964 ho vymenovali za člena korešpondenta SAV, roku 1968 za člena korešpondenta ČSAV a napokon sa roku 1972 stal akademikom SAV. Okrem toho je jubilant nositeľom viacerých domácich a zahraničných vedeckých ocenení, ako aj čestným doktorom Kyjevskej univerzity.

Prof. B. Cambel sa aktívne zapájal aj do medzinárodných geologických projektov v rámci KBGA, najmä ako vedúci Čs. komisie pre mineralógiu a geochémiu pri KBGA. V rokoch 1966 - 1990 bol šéfredaktorom časopisu Geologický zborník - Geologica Carpathica, ktorý sa postupne stal medzinárodne uznávaným geologickým periodikom.

Možno bez nadsádzky konštatovať, že prof. Bohuslav Cambel patrí medzi najvýznamnejšie osobnosti slovenskej geológie a možno ho pokladať aj za priekopníka geochémie u nás. Jeho vyše 200 vedeckých prác významne pomohlo pri poznávaní západokarpatského kryštalinika i otázok endogénnej geochémie.

Ťažiskom jeho prác v regionálnej geológii je nesporne kryštalinikum Malých Karpát, o ktorom - so svojimi spolupracovníkmi - podal dodnes neprekonanú syntézu, a to od základného geologického mapovania cez precíznu petrografiu, geochémiu a mineralógiu granitoidov, fylitov až pararúl, čiernych bridlíc, amfibolických hornín a rudných telies až po geochronologické výskumy.

V rámci výskumu celého kryštalinika Západných Karpát je najucelenejší jeho projekt výskumu variských granitoidov s detailnou petrografickou a geochemickou charakteristikou vyše sto vzoriek (tzv. ZK vzorky). Výsledky K-Ar, Rb-Sr a U-Pb izotopových datovaní najmä granitoidov Západných Karpát, ktoré robil v spolupráci s vedcami z bývalého ZSSR, jasne poukazujú na dominantnú úlohu variského plutonizmu v evolúcii západokarpatského kryštalinika. Veľký význam mali aj monografie zamerané na geochémiu amfibolických hornín Západných Karpát (s. L. Kamenickým) a na stopové prvky v sulfidoch železa (spolu s J. Jarkovským).

Aj vyše 40 rokov pedagogickej a školiteľskej činnosti prof. B. Cambela zanechalo hlbokú pozitívnu stopu v niekoľkých generáciách jeho žiakov. Priamo či nepriamo vychoval a viedol na Univerzite Komenského i v Slovenskej akadémii vied desiatky talentovaných mladých geochemikov, petrológov a mineralógov, z ktorých viacerí dnes tvoria elitu výskumu kryštalinika na Slovensku.

Všetci, ktorí profesora Bohuslava Cambela poznáme ako neúnavného a ustavične zapáleného bádateľa, špičkového odborníka a v neposlednom rade vzácneho človeka rýdzeho charakteru, mu k jeho významnému jubileu želáme veľa pevného zdravia, optimizmu a duševnej energie do ďalších plodných rokov života.

Pavel Uher

Kara-Bogaz-Gol - soľné peklo

Kara-Bogaz-Gol je skoro uzavretá lagúna pozdĺž východného pobrežia Kaspického mora v Turkmenistane, ktorý sa stal nezávislým roku 1991. Hĺbka lagúny sa pohybuje od 4 - 7 m. Evaporizácia je veľmi intenzívna a rýchla. Roku 1930 zaberala lagúna 18 300 km^2, dnes je to už len 13 000 km^2. Je tu najbohatšie ložisko soli na našej planéte s obsahom sulfátov, Br a Mg. Nie náhodou Lenin vyhlásil, že je to zátoka pokladov. Klimatické pomery negatívne ovplyvňuje púšť Karakum. V zime klesá teplota vzduchu na -20 °C, v lete zase vystupuje na +50 °C a časté vetry dosahujú rýchlosť až 160 km/hod. Dnes sa na tejto lokalite ťaží cca 10 miliónov m^3 kryštalickej soli, ktorá sa spracúva v miestnom kombináte Karabogazsulphat. Ten zamestnáva 2000 pracovníkov, bývajúcich v jurtách a primitívnych domčekoch. Za vlády Stalina tu pracovali politickí väzni bez ochranných prostriedkov, a preto predčasne odchádzali z tohto sveta. Dnes robotníci ťažiaci soľ používajú na ochranu obličaja bandáž a motocyklistické okuliare. Niekedy je pracovný čas od 6 hod. ráno až do neskorej noci. Mzda jedného robotníka za vyťaženie t soli je 38 kopejok. Je to veľmi málo, veď Turkmenistan má dnes 900 %-nú infláciu. Soľ sa ťaží traktormi s namontovanými lyžicami. Prvý traktor tu prišiel roku 1975 a vyvolal medzi miestnymi obyvateľmi paniku.

Lagúna Kara-Bogaz-Gol je 12 m pod hladinou Kaspického mora a je s ním spojená 12 km dlhým kanálom ADJI-DARIA. Je známe, že hladina Kaspického mora záhadne stúpa. Vedci na to upozorňovali už roku 1931, ale nik to nebral na vedomie. Roku 1980 hladina Kaspického mora stúpla do takej výšky, že pracovníci firmy Karabogazsulphat boli nútení zastaviť prítok vody do lagúny. Roku 1992 bol prítok obnovený a plocha lagúny sa za ostatné dva roky zväčšila z pôvodných 3500 na 38 400 km^2. Každú sekundu tu priteká 700 m^3 vody. Zodpovední pracovníci hovoria, že keď to tak pôjde ďalej, o niekoľko rokov budú vrtné súpravy na ropu v Baku zaplavené.

Ložisko Kara-Bogaz-Gol je encyklopédiou štúdia dávnej minulosti a budúcnosti tohto ložiska. Dnes sa stúpanie hladiny Kaspického mora vysvetľuje niekoľkými hypotézami. Alebo má na to priamy vplyv pohyb litosférických platní, alebo seizmická aktivita, alebo spojitosť Kaspického mora s inými morami.

Soľ z ložiska Kara-Bogaz-Gol sa využíva v chemickom priemysle na výrobu umelých hnojív, pri výrobe skla, papiera a liečiv, ako aj v terapii, a preto má vláda Turkmenistanu vážny záujem urobiť opatrenia na ochranu infraštruktúry tohto ložiska. Nebude to ľahké, pretože už teraz treba na ochranu infraštruktúry ložiska investovať jednu miliardu rubľov. 2000 zamestnancov však verí, že im v tomto úsilí pomôže sám Alah.

Le Figaro Magazin, No. 720,
spracoval E. Dobra

Zem — živý organizmus alebo zrod novej vednej disciplíny - geofyziológie?

Vo vydavateľstve Mladá fronta, Praha, vyšla v tomto roku v českom preklade kniha autora J. Lovelock: Gaia živoucí planeta (221 strán; 21 obrázkov; pôvodné vydanie knihy uvedeného autora s názvom The Ages of Gaia vyšlo v roku 1988 v The Commonwealth Fund Book Program of Memorial Sloan-Kettering Cancer Centre).

Tento britský vedec formuloval v 70. rokoch svoju hypotézu Gaia - o Zemi ako živej planéte takto: „Atmosféru, oceány, klímu a zemskú kôru činnosť živých bytostí pretvára tak, aby vyhovovali životu ... teplota, oxidačný stav, acidita a isté vlastnosti hornín a vôd sa ustavične udržiavajú na konštantnej úrovni a táto homeostáza sa udržiava aktívnymi spätnoväzbovými procesmi, ktorých automatickým a nevedomým zdrojom sú jednotlivé spoločenstvá."

J. Lovelock vyštudoval biológiu a medicínu a v 60. rokoch sa zúčastňoval na výskumoch Americkej kozmickej agentúry (NASA). Tím vedcov vyvíjal prístroje pre vesmírne sondy, pomocou ktorých sa malo zistiť, či je život na Marse. Práve v tom období sa v autorovi rodila hypotéza Gaia. Prvýkrát ju publikoval roku 1972 a nazval ju podľa gréckej bohyne Zeme. Hypotézou sa pokúsil prelomiť dlhodobú vzájomnú ignoranciu medzi geológmi a biológmi. Hypotéza spočiatku nevzbudzovala záujem profesionálnych vedcov a až koncom 70. rokov ju podrobili kritike. Odvtedy ju autor rozpracoval na vedeckú teóriu. J. Lovelock má vlastné laboratórium na anglickom vidieku, usiluje sa byť nezávislým vedcom, vedcom radikálom, ktorý sa nemusí držať známeho „Čí chlieb ješ, toho pieseň spievaj!" Roku 1988 publikoval populárno-vedeckú knihu The Ages of Gaia (český preklad GAIA ŽIVOUCÍ PLANETA je z roku 1994). O jej obsahu diskutujem v tomto článku.

Je zaujímavé, že už roku 1785 sa jeden zo zakladateľov geológie J. Hutton vyslovil, že Zem je superorganizmus, a preto by ju správne mala študovať fyziológia. Koncom minulého storočia sformuloval myšlienku, že Zem je živá, ukrajinský vedec a filozof J. M. Korolenko, a tým ovplyvnil svojho mladšieho bratranca Vladimira Vernadského. Podobné myšlienky v nedávnej minulosti vyslovili aj ďalší vedci, napr. Alfred Lotka, zakladateľ populačnej biológie, Arthur Redfield, zaoberajúci sa chémiou oceánov, biológ J. Z. Young, limnológ G. E. Hutchinson, geochemik Lars Sillén a i.

O čom teda hovorí teória Gaia? J. Lovelock predpokladá schopnosť pozemského systému regulovať vlastnú klímu a chemické zloženie tak, že Zem ustavične zostáva miestom vhodným pre život. Čiže Zem je živý organizmus zložený zo živých indivíduí, z atmosféry, oceánov a z hornín zemskej kôry. Akousi jej analógiou by mohla byť sekvoja, skladajúca sa zo živých buniek lyka a z 99 % mŕtveho dreva z lignínu a celulózy. Zem je život planetárnych rozmerov, v takejto mierke prakticky nesmrteľný, a preto sa nemusí rozmnožovať.

Teória nehovorí len o súčasnom stave Zeme, ale originálne aj o jej vývoji. V počiatkoch sa Zem vyvíjala len podľa zákonov fyziky a chémie, čiže smerovala k rozvážnemu stavu, takému, aký možno pozorovať na Marse alebo na Venuši. V tomto štádiu sa v istom okamihu novovytvorené živé bunky začali množiť natoľko, že ovládli celú planétu, a tým zastavili spontánny pohyb zemkého prostredia k rovnováhe. V tej chvíli sa živé bytosti, horniny, vzduch a oceány spojili do novej entity - do Gaie. Klíma a chemické zloženie Zeme vďaka homeostáze (úsilie udržiavať niektoré parametre na konštantnej úrovni) zostávajú v stálom stave tak dlho, kým nejaký vnútorný protiklad alebo vonkajšia sila nespôsobí preskok do nového stabilného stavu. Príkladom môže byť objavenie sa kyslíka v atmosfére na rozhraní archaika a proterozoika.

Oponenti teórie Gaia majú tieto dve hlavné námietky:

1. Je nemožné, aby organizmy rôznych druhov navzájom komunikovali. Aby mohli regulovať klímu a chemické zloženie v planetárnej mierke, museli by mať priam jasnovidecké schopnosti predvídať a plánovať.

2. Biologická regulácia je iba čiastočná a reálny svet je koevolúciou života a anorganickej zložky planéty.

Na prvú námietku odpovedá autor v 3. kapitole Svet sedmokrások. Píše, že procesy v Gaii nie sú predvídané, ale sa spätnými väzbami automaticky udržiavajú. Na utvorenie lepšej predstavy ponúka drasticky zjednodušený, ale názorný model a pokúša sa ním vyvrátiť prvú námietku. Treba si predstaviť planétu s podobnými parametrami, aké má Zem, ale ktorá má viac súše ako oceánov, optimálne množstvo kysličníka uhličitého a zanedbateľný vplyv oblakov. Slnko sa podobá nášmu, čiže jeho teplota postupne rastie. Prostredie na Zemi je zredukované na jednu veličinu, na teplotu a na jedno spoločenstvo sedmokrások. Sedmokrásky rastú iba pri 5 - 40 °C, optimálne pri 20 °C. Priemernú teplotu sveta sedmokrások určuje farebný odtieň planéty. Najviac slnečnej energie pohlcujú tmavé sedmokrásky, najmenej biele a strednú hodnotu pohlcovania má holý povrch. V dávnej minulosti tohto fiktívneho sveta bola svietivosť slnka nižšia, podmienky pre rast boli len na rovníku (5 °C). Z prvého výsevu vyrástli sedmokrásky obidvoch farieb. Pre pohlcovanie tepla boli vo výhode tmavé, kým biele vädli. V ďalšej sezóne rástli len tmavé sedmokrásky, pohlcovaním tepla ohrievali planétu a rozširovali sa ďalej od rovníka. A to už bola dostatočná teplota aj pre biele sedmokrásky. Ako teplota rástla, stávala sa neúnosná pre tmavé sedmokrásky, ale optimálna pre biele. S rastom teploty slnka sa menil pomer tmavých a bielych sedmokrások v prospech bielych. Napokon už ani samotné biele sedmokrásky neboli schopné odraziť toľko energie, aby teplota nestúpla nad 40 °C. Planéta sa opäť stala mŕtvou. Jednoduchá súťaživosť tmavých a bielych sedmokrások účinne regulovala klímu. Autor k tomuto veľmi zjednodušenému modelu pridáva ďalšie parametre, viac farieb sedmokrások, konzumenta sedmokrások, katastrofické udalosti atď. Takéto zjednodušené systémy možno modelovať sústavami diferenciálnych rovníc. Z matematických modelov vychodí, že čím je systém zložitejší, tým je pri zmene podmienok zraniteľnejší. Ale príroda elegantné teoretické modely akosi nechce dodržiavať a aj zložité ekosystémy reálneho sveta sú stabilné, čo hovorí v prospech autorovej teórie.

Na druhú námietku odporcov teórie Gaia J. Lovelock odpovedá v 4. až 8. kapitole. V prvých troch z nich podáva chronologický pohľad na históriu Zeme očami geofyziológa, čiže vidí zloženie a procesy na Zemi vo vzájomnej interakcii. Pre rozsah problematiky vyberám iba niektoré otázky dotýkajúce sa najmä geológie.

Archean (4,5 - 2,5 mld. r.). Planéta bola červenohnedá, zahmlená, lebo atmosféru vybieľuje a vyjasňuje len kyslík. Slnko sa javilo zo Zeme oranžové, obloha mala ružový nádych a more - zrkadlo neba - malo hnedastú farbu. Od skoro 4 mld. r. celý povrch

pokrývali jednobunkové primitívne organizmy. Boli to baktérie rozkladajúce organickú hmotu a produkujúce kysličník uhličitý a metán a sinice premieňajúce slnečnú energiu a produkujúce kyslík. Kyslík sa ihneď spotrebúval na oxidáciu redukujúcich látok na súši a v oceánoch.

Autor vyvracia v geologickej verejnosti dosť rozšírený mýtus, že pre ultrafialové žiarenie v tom období nemohol život na súši existovať. Sám sa totiž zúčastnil na pokusoch, pri ktorých sa zistilo, že ani väčšie dávky UV žiarenia baktérie nezabili, lebo ich chránili hlienisté výlučky a látky z okolitého prostredia. A navyše v archeane mohli vlastnosti chýbajúcej ozónovej vrstvy nahrádzať rozkladné produkty metánu vo forme „stratosférického smogu".

Proterozoikum (2,5 - 0,6 mld. r.). Po skončení oxidácie redukujúcich látok sa do atmosféry dostáva kyslík (0,1 - 1 %). Splynutím niekoľkých prokaryotných buniek vznikali zložité jednobunkové organizmy s organelami - eukaryotá. Tvorili sa organizmy závislé od kyslíka - aeróbne baktérie.

Na toxický účinok katiónov vápnika reagovali niektoré organizmy jeho vyzrážavaním, čiže organizmy vytvárali stromatolitové nárasty. Autor cituje veľmi extrémny názor, že veľké množstvo ukladaného vápenca stačilo pozmeniť chemické a fyzikálne zloženie oceánskeho podložia pri okraji kontinentov a to odštartovalo pohyb kontinentálnych krýh (podrobnejšie o tom v článku D. Andersona z roku 1984 v časopise Science).

Zaujímavý je spôsob odbúravania toxického chloridového aniónu z morskej vody. Najlepšie to možno urobiť chemickým vyzrážavaním v podobe soli v lagúnach. Aby sa vytvorili lagúny, treba zahradiť more stromatolitovými nárastami. Niektoré baktérie pokrývajú uloženú soľ v lagúnach a bránia dažďovej vode, aby ju rozpúšťala. Akokeby organizmy navzájom spolupracovali.

Z tohto obdobia je známy aj prírodný jadrový reaktor z Gabunu, spustený do chodu organizmami. V kyslíkatom prostredí sa ľahko rozpustné zlúčeniny uránu vymývali do vody. V plytkom jazere žil istý druh baktérií, ktoré dokázali akumulovať urán. Po nahromadení kritického množstva uránu 235 nastala reťazová reakcia, ale regulovaná prítomnosťou vody.

Fanerozoikum (0,6 - 0 mld. r.). V atmosfére sa objavilo - - nevedno prečo väčšie množstvo kyslíka. Možno to súviselo s objavením sa nových organických zlúčenín, odolnejších voči rozkladu, a preto bolo pochované väčšie množstvo uhlíka. Tak sa mohlo dostať do ovzdušia viac kyslíka, to umožnilo existenciu mnohobunkových organizmov, ich aktívny pohyb a tie zmenili povrch Zeme a životné tempo po nej.

Hladinu kyslíka v atmosfére mohli regulovať lesné požiare. Keď je kyslíka menej ako 15 %, nemožno zapáliť ani suché vetvičky, ak je ho viac ako 25 %, horí aj vlhké drevo. Vie sa, že isté stromy produkujú veľmi horľavé ihličie a listy, ktoré sa ľahko vznietia. Takýmto stromom oheň neuškodí, ale zbavujú sa konkurentov. Slnko sa stále viac zahrievalo, a preto sa Zem musela brániť rastu teploty znižovaním množstva skleníkových plynov v atmosfére, hlavne kysličníka uhličitého. Rastliny fungujú ako obrovská pumpa, ktorá ho odvádza do pôdy. Časť bola v podobe organických zlúčenín uväznená v sedimentoch a časť sa v podobe hydrouhličitanu vápenatého dostala do mora a tam činnosťou organizmov vznikal vápenec. Obsah kysličníka uhličitého v atmosfére bol blízky najnižšej hladine, pri ktorej sú ešte schopné žiť rastliny. Preto sa od miocénu vyvinuli rastliny s metabolizmom prispôsobeným nižšej koncentrácii oxidu uhličitého. Išlo o niektoré druhy trávy, ako je napríklad kukurica, cukrová trstina a bambus.

Diskutabilný náhľad vyslovuje autor na príčinu striedania sa ľadových a medziľadových dôb. Ľadovú dobu pokladá za normálny stav, keď sa Zem bráni pretepleniu, a medziľadovú dobu za stav horúčky, keď zlyháva obranný mechanizmus Zeme. Autor argumentuje dosť nepresvedčivo a zmätene.

Zaujímavý je nový objav pri kolobehu síry v prírode. Doteraz sa myslelo, že sa síra dostáva späť na pevninu vo forme sírovodíka, ale novšie sa zistilo, že hlavným prenášačom je dimetylsulfid (páchne ako čerstvé morské ryby), ktorý vzniká rozkladom betaínu, hlavne z morských rias. Betaín je pozoruhodná zlúčenina, ktorú si vytvorili organizmy, aby sa bránili rozdielnej koncentrácii roztokov chloridu sodného v morskej vode a v bunke. Na rozdiel od NaCl je betaín pri vyššej koncentrácii pre bunku neškodná látka. Keď sa dimetyl sulfid dostával zo šíreho oceána, kde bolo málo živín, do atmosféry, reagoval s hydroxylovým radikálom a vznikla kyselina sírová a metasulfónová. Ich kvapôčky slúžili ako jadrá na kondenzáciu vodnej pary. To vyvolalo zvýšenú oblačnosť, následne vznik silnejších vetrov, ktoré premiešavali vodu, a tak sa dostávalo viac živín organizmom.

Na zaujímavé zistenie prišli vedci meraním dĺžky morských vĺn pri koralových útesoch. Zvyčajné parametre vĺn spôsobuje vrstvička tukovitej látky hrubej jednu molekulu, ktorú vylučujú koraly, čím zrejme znižujú deštrukčný účinok vĺn.

V 7. kapitole Gaia a dnešek poukazuje J. Lovelock na dôsledky zásahu človeka do organizmu Gaie. Hovorí, že sa Gaia dokázala vo svojej histórii vyrovnať s väčšími narušeniami, než aké spôsobuje človek (napr. dopadmi asteroidov na Zem). Gaia prežije, ale čo človek, ktorý nerešpektuje jej tvrdé zákony? Preto sa autor domnieva, že je dnes potrebná nová disciplína - planetárna medicína, ktorá sa má zaoberať diagnózou a liečbou chorôb Zeme.

V 8. kapitole Druhý domov sa autor zaoberá možnosťou alebo nemožnosťou premeny Marsu na obývateľnú planétu.

Teóriu Gaia nepochopila široká verejnosť len ako vedu. Sám autor hovorí, že dve tretiny listov, ktoré dostáva, sú o význame Gaie v kontexte náboženstva. Preto v 9. kapitole Boh a Gaia opisuje svoje teologické a filozofické predstavy v spojitosti s Gaiou.

Nedá mi, aby som sa nevrátil k otázke, či sú procesy na Zemi nevedomé a automatické alebo predvídané a plánované. Osobne si taký zložitý systém, ako je Zem, nedokážem bez predvídania predstaviť. Použijem parelelu. Je fungovanie ľudskej spoločnosti s celou zložitosťou jej materiálnych a nemateriálnych vzťahov automatické a nevedomé, alebo je prejavom vedomej, rozumom obdarenej bytosti? A ako odpovieme, pokiaľ ide o Zem, ktorej systém je zložitejší ako ľudská spoločnosť?

J. Lovelock predstavuje odvážnu teóriu s radom otáznikov. Mnohé autorove tvrdenia sú príliš zjednodušené, vytrhnuté z kontextu systému Zeme, s nedostatočnou argumentáciou, ale iné sú veľmi logické a originálne. Lenže pri súčasných poznatkoch nemožno teóriu Gaia ani úplne potvrdiť, ani úplne vyvrátiť. Autor píše: „Pre roztrieštenosť, ktorá spôsobuje izoláciu vedných disciplín, ignorujú biológovia zostrojujúci modely kompetitívneho rastu druhov fyzikálne a chemické vlastnosti prostredia. Geochemici modelujúci kolobeh prvkov a geofyzici modelujúci klímu zase zanedbali dynamické interakcie s organizmami." „Nezáleží príliš na tom, či sa teória Gaia ukáže pravdivou alebo nepravdivou, už dnes poskytuje nový a ucelenejší pohľad na Zem a na ostatné planéty."

Tým, ktorí by chceli teóriu Gaia odvrhnúť šmahom ruky, pripomínam, ako reagovali mnohí geológovia, keď sa objavila teória litosférických dosiek. Odmietli ju a označili ako geopoéziu.

D. Pivko

M. CHOVAN, M. HÁBER, S. JELEŇ a I. ROJKOVIČ

Ore textures in the Western Carpathians

(Bratislava, Slovac Academic Press, 1994, 219 s., 4 tab., 391 obr.)

V týchto dňoch vyšla očakávaná monografia o textúrach a štrutúrach rúd najznámejších ložísk Západných Karpát.

Jej prvé dve kapitoly sú stručným historickým úvodom a definujú sa v nich základné termíny. Popri stručnej informácii o vývoji klasifikácie textúr od začiatku 20. stor. sa tu poukazuje na nejednotný výklad termínu štruktúra a textúra a na ich genetickú klasifikáciu podľa Craiga a Vaughana (1981). Autori opisujú aj spôsob využitia moderných metód na genetický výskum. Spoločné vystupovanie sulfidov v istých systémoch (párové minerály) využívajú ako termobarometre na určovanie teploty, tlaku a fugacity S a kysličníkov aj na určenie aktivity O. Prítomnosťou stopových prvkov v dvojiciach sulfidov indikujú ich kryštalizačnú teplotu. Pomocou stabilných izotopov S, C, O a H riešia zdroj a pôvod rúd a roztokov, či ide o magmatické, metamorfné, morské, meteorické alebo organické, ako aj spôsob a podmienky transportu a uloženia minerálnych látok. Teplotu vzniku minerálov určujú pomocou izotopickej frakcionácie S najmä v spoločne vystupujúcich sfaleritoch a galenitoch. Izotopickú termometriu podporujú výsledky štúdia fluidných inklúzií, zloženia ich roztokov a dcérskych minerálov. Autori určili ich chronológiu, primárne a sekundárne formy, stupeň maturácie, homogenitu či heterogenitu uzavrenín, teplotu homogenizácie, tlak z mikrotermometrických údajov a ďalšie parametre. Metódy sa demonštrujú inštruktívnymi obrázkami a grafmi.

Autori stručným opisom geológie a metalogenézy Západných Karpát ako súčasti alpsko-mediteránnej metalogenetickej provincie uvádzajú problematiku a v ďalších kapitolách ju riešia. Rámcovú charakteristiku geologickej stavby zón dopĺňajú ich metalogenetickým obsahom s udaním hlavných prvkov rúd, výskytom kaustobiolitov a nerudných surovín. Hodnotia význam kaledónskej, hercýnskej a alpínskej metalogenetickej epochy, poukazujú na ložiská najdôležitejších druhov surovín, ich genetické typy a predstavujú viaceré názory na ich genézu a vek.

Hlavnou náplňou publikácie sú ďalšie štyri kapitoly. Zaoberajú sa typmi ložísk. Sú to: 4. Rudná mineralizácia v ultramafických horninách, 5. Stratiformná mineralizácia, 6. Skarnový a porfýrový typ mineralizácie, 7. Hydrotermálna žilná a žilníková mineralizácia. V ich úvode je prehľad genetických typov zastúpených v metalogenetických epochách. Nasledujúci opis mineralizácie je rozdelený podľa hlavných tektonických jednotiek a surovinových typov. Pri každom type sa uvádzajú hlavné, sprievodné, žilné a sekundárne minerály, geologická pozícia ložiskových telies, hlavné výskyty a ložiská, charakteristické rudné textúry a štruktúry dokumentované opisom a bohatým súborom fotografií makroskopických aj mikroskopických vzoriek. Tie tvoria najinštruktívnejšiu a najvýznamnejšiu náplň knihy. Dôležitejšie ložiská sa dokumentujú sukcesnými schémami a v závere každého surovinového typu sa podávajú náhľady na jeho pôvod, vývoj a vek.

Kapitola o rudnej mineralizácii v ultramafických horninách sa podrobnejšie zaoberá niklonosnými ultramafickými telesami gabroperidotitovej formácie z kryštalinika Malej Fatry a severnej časti veporika a chromonosnými zo Spišsko-gemerského rudohoria a malého telesa v paleogéne Šarišskej vrchoviny. Uvádzajú sa vývojové štádiá ultramafických hornín od magmatického po supergénne a postavenie mineralizácie vo vzťahu k nim.

Široko koncipovanú kapitolu o stratiformnej mineralizácii otvára prehľad surovinových a genetických typov v jednotlivých metalogenetických epochách. Prvú časť venujú autori sulfidickej mineralizácii vo vrstvách staršieho paleozoika a jej kaledónsky vek dokladajú výsledkami rozborov izotopov Pb. V gemeriku ju reprezentujú pyritovo-chalkopyritové a polymetalické rudy v typovom ložisku Smolník, Bystrý potok a v rudnom poli Mníšek nad Hnilcom - - Prakovce - Kojšov. Okrem typických textúr a štruktúr poukazujú na prejavy zonálnosti. Mineralizáciu odvodzujú od submarinných exhalačných procesov s nasledujúcim metamorfným prepracovaním a definujú ju ako metamorfno-vulkanogénno-hydrotermálnu.

Z pezinsko-perneckého kryštalinika Malých Karpát uvádzajú textúry a štruktúry pyritovo-pyrotínovej mineralizácie odrážajúce synsedimentárny pôvod spätý s bázickým submarinným vulkanizmom, ako aj neskoršiu metamorfnú deformáciu a rekryštalizáciu. Detailnejšie je spracovaná Sb-Au mineralizácia, reprezentovaná šiestimi paragenetickými asociáciami, a to vysokoteplotnou arzenopyritovou cez zlatonosnú, nízkoteplotnú, antimonitovú až po finálnu karbonátovo--markazitovú. Podľa izotopových rozborov vznikla zo zmiešaných meteorických a hlbinných rudonosných roztokov odvodených pravdepodobne od granitoidov alebo regionálnej metamorfózy.

Druhá časť sa zaoberá U-Mo-Cu mineralizáciou v perme gemerika na príklade ložiska Novoveská Huta. Autori dokumentujú textúry a štruktúry aj pomocou rádiografov a alfarádiografov. Študujú formy uraninitu, morfologické typy pyritu, fázy U, Ti oxidov a i. Za potenciálny zdroj U a Mo pokladajú kyslé vulkanity a ich pyroklastiká. Vo vrchnopermskej diagenetickej transformácii vidia vývoj chudobnej stratiformnej U, Mo, Cu mineralizácie a považujú ju za zdroj epigenetickej žilníkovej mineralizácie mobilizovanej alpínskymi tektonometamorfnými procesmi v kriede. Tak demonštrujú polygénny a polyfázový charakter.

Autori ďalej opisujú U mineralizáciu v permských pieskovcoch chočského príkrovu z polôh bohatých na organickú hmotu, s ktorou vytvára zaujímave typické textúry a štruktúry. Napokon uvádzajú Cu mineralizáciu v andezitoch a bazaltoch chočského príkrovu, kde tvorí výplň mandlí, intergranulárnych priestorov a žiliek. Geneticky sa viaže na reziduálne roztoky bázického magmatizmu.

Kapitola 6 je o mineralizácii skarnového a porfýrového typu. Železonosné skarny reprezentuje ložisko Vyhne - Klokoč, vyvinuté na kontakte granodioritových telies s vápencami krížňanského príkrovu. Štádiá skarnizácie (izochemické, metasomatické a retrográdne), ako aj nasledujúce hydrotermálne štádium, zložené z niekoľkých subštádií, sa dokumentujú typickými textúrami.

Porfýrový medenonosný typ je známy z niekoľkých lokalít v metalogenetickej zóne neovulkanitov a najznámejším ložiskom je Zlatno. Geologicky aj štruktúrne sa mineralizácia spája s intrúziou granodioritového porfýru a lokalizuje miesta jeho prieniku cez sekvencie vrchnotriasových hornín. Predstavujú sa tu názory niektorých autorov, ktorí v ňom vidia skôr kontaktnometasomatické ako typické porfýrové ložisko.

Najrozsiahlejšia je 7. kapitola (zaberá polovicu diela). Zaoberá sa hydrotermálnou žilnou a žilníkovoimpregnačnou mineralizáciou, čo zodpovedá počtu, veľkosti a významu týchto ložísk v Západných Karpatoch. Je rozdelená na tri základné časti, a to podľa príslušnosti k tektonickým jednotkám - gemeriku, tatriku, veporiku a neogénnym vulkanitom.

Z gemerika sa opisujú textúry, štruktúry a ďalšie charakteristické údaje sideritovej, Sb-Au, Sn-W-Mo a Cu mineralizácie. V úvode je stručná charakteristika geologickej stavby po skupinách a formáciách. Sideritovú mineralizáciu autori dokumentujú na ložiskách rudného poľa Dobšiná, Rudňany, Slovinky - Gelnica a Prakovce - Kojšov a dokladajú ju detailnými sukcesnými schémami. Uvažujú o zdroji a veku, poukazujú najmä na predpoklady o metamorfnom pôvode rudonosných roztokov s mobilizáciou v podmienkach amfibolitovej fácie, pričom dôležitú úlohu pri konvekčnom prúdení fluid hrali anatektické granity. Výsledky izotopových rozborov, homogenizačnej teploty inklúzií, dekrepitačných analýz a i. približujú podmienky pôvodu a tvorby mineralizácie.

Textúry a štruktúry Sb-Au mineralizácie sa opisujú z banského revíru Betliar - Čučma a Dobšiná-Hlboká dolka zo žilných a žilníkovoimpregnačných telies s bohatým zastúpením minerálov štyroch vývojových štádií vymenovaných v sukcesných schémach.

Na apofýzy mladopaleozoických a kriedových granitov autori viažu v gemeriku Sn-W-Mo mineralizáciu na malom, ale prvom ložisku v Západných Karpatoch Hnilec - Medvedí potok a neskôr objavenom

a preskúmanom W-Mo ložisku Rochovce vo veporiku. Typické textúry a štruktúry doplňajú výsledkami ďalších metód, čím doplňajú obraz o mineralizácii a o ložiskách.

Z viacerých ložísk Cu mineralizácie gemerika sa autori zamerali najmä na Novoveskú Hutu (opísanú aj pri U, Mo, Cu mineralizácii), na hydrotermálne žily s Fe dolomitom, kremeňom a sulfidmi v perme, ktoré sa sformovali počas niekoľkých fáz alpínskeho orogénu. O početnom zastúpení minerálov svedčí sukcesná schéma a celkový obraz o charaktere mineralizácie dopĺňa tabuľka parageneticých asociácií žíl severného gemerika.

Stať o hydrotermálnej mineralizácii v tatriku a veporiku obsahuje W-Au, Sb-Au a Au-nosnú sulfidickú mineralizáciu. Prvé nájdené ložisko W-Au rúd v Západných Karpatoch je Jasenie - Kyslá, s troma typmi rudnej mineralizácie. Autori sa opierajú o výsledky mnohých výskumných a prieskumných prác a uvádzajú sukcesnú schému a obrázky len najcharakteristickejších textúr a štruktúr. Detailnejšie dokumentujú Sb, Au typ mineralizácie, najmä z ložiska Dúbrava, ktoré patrilo medzi najväčšie ložiská tohto typu v Európe. Žilný a žilníkový typ je vyvinutý v hercýnskych granitoidoch a vo viacerých ložiskách v metamorfitoch, najmä v rule. Obrázky textúr a štruktúr doplňajú napr. sukcesnou schémou, štúdiami morfológie pyritu, meraniami mikrotvrdosti, izotopickými údajmi, homogenizačnou teplotou fluidných inklúzií, ich chemickým zložením a stupňom salinity.

Zlatonosnú sulfidickú mineralizáciu autori uvádzajú z paleozoických metamorfovaných hornín veporika, hlavne zo širšieho okolia Hnúšte. Opisujú dva typy textúry a štruktúry - metasomatický, z magnezitových ložísk, a žilný, spätý so zlomami smeru V - Z a SV - JZ. Za typové vybrali magnezitovo-mastencové ložisko Mútnik, charakterizujú jeho minerály a výsledky štúdia zhŕňajú v šiestich bodoch. Pôvod vidia v cirkulácii hydrotermálnych roztokov spätých s tektonometamorfnými procesmi alpínskeho orogénu.

Posledná kapitola je o hydrotermálnej mineralizácii v neogénnych vulkanogénnych horninách. Je spracovaná detailne najmodernejšími metódami výskumu. Po úvode o metalogenetickom vývoji sa charakterizujú dva typy mineralizácie. Predstaviteľom Pb, Zn, Cu (Au, Ag) mineralizácie je rudné pole Banská Štiavnica - Hodruša v stredoslovenských a ložisko Zlatá Baňa vo východoslovenských neovulkanitoch. Vyznačujú sa najpestejšou mineralizáciou a pestrými textúrami a štruktúrami. Ich geologická pozícia a pôvod sa predstavujú prehľadne a sú opreté o dôkazový materiál a výsledky viacerých autorov.

Kremnica, v minulosti svetoznáme ložisko Au, predstavuje typ Au, Ag (Pb, Zn, Cu, Sb, Hg) mineralizácie. Je spracovaný podobne ako predchádzajúci, ale štúdium textúry a štruktúry je, prirodzene, zamerané na Au a drahokovové minerály.

Štúdium recenzovanej publikácie provokuje myšlienky na doplnenie textúr a štruktúr ďalších typických mineralizácií. Sú to napr. sedimentárne Mg rudy paleogénu Kišovce - Švábovce, Michalová, z liasu Malých Karpát Borinka, svojrázna polymetalická mineralizácia v mezozoických karbonátoch Ardovo, Poniky, Nová Maša, Banská Štiavnica, sedimentárne oolitické Fe rudy v réte a liase Oravice, Al rudy - bauxit od Drienovca, Hg rudy zo sedimentov paleogénu Veľká studňa a z neovulkanitov Dubník a pod.

Kladom knihy je aj jej skladba, ktorá dovoľuje systematicky rozvíjať nové výsledky buď formou ďalšej publikácie, alebo doplnením v jej prípadnom druhom vydaní.

Monografia je dielom širokého kolektívu vysokokvalifikovaných odborníkov a redigovala ju štvorčlenná skupina uvedená v záhlaví. Anglický text prezrádza zámer autorov rozšíriť poznatky o mineralizácii Západných Karpát medzi zahraničných odborníkov, špecialistov, pedagógov, ale aj študentov, a tak zvýšiť ich publicitu. Stručným slovenským resumé by sa kvalita ani úroveň knihy neznížila. O jej užitočnosti a o tom, že sa bude využívať, niet pochýb. Môže slúžiť aj ako atlas textúr a štruktúr vybratých zrudnení, ako etalón pre geológov, mineralógov, ložiskových geológov, ako učebnica pre pedagógov a študentov vysokých škôl, vhodná príručka a kľúč pri mineralogických mikroskopických štúdiách a pod.

Autorom slúži ku cti, že monografiu venovali prof. mineralógie Univerzity Komenského v Bratislave dr. Miroslavovi Koděrovi, zosnulému roku 1993, na zachovanie jeho pamiatky.

Miroslav Slavkay

SLOVENSKÁ GEOTERMÁLNA ASOCIÁCIA ZALOŽENÁ

Slovenská geotermálna asociácia (SGA) bola založená 28. júna 1994. Slovenská spoločnosť pre techniku prostredia usporiadala 6. konferenciu na tému Nízkoteplotné vykurovanie 1994 s podtémou Možnosti využitia energie geotermálnych vôd na Slovensku. Konferencia sa konala v Diakovciach (60 km na V od Bratislavy) 28. - 29. júna 1994.

Geotermálna energia sa na tejto lokalite využíva na vykurovanie ubytovacieho zariadenia s reštauráciou a v bazénoch cestovného ruchu. V prvý deň konferencie sa vo večerných hodinách konalo zakladajúce zhromaždenie SGA. Zorganizoval ho prípravný výbor na čele s predsedom dr. Ondrejom Frankom, DrSc., členom Informačnej komisie Medzinárodnej geotermálnej asociácie (IGA). Na základe stanov SGA, ktoré vypracoval prípravný výbor, bola asociácia zaregistrovaná na Ministerstve vnútra Slovenskej republiky 27. mája 1994. Stanovy SGA sú v jej postavení, poslaní a v hlavných cieľoch totožné so stanovami IGA. SGA je dobrovoľná nezávislá stavovská vedecká, vzdelávacia, kultúrna nepolitická nevládna a nezárobková organizácia združujúca vedeckých a odborných pracovníkov v oblasti geotermálnej energie a príbuzných disciplín a zastupuje všetky ich profesionálne záujmy. Poslaním SGA je:

- Povzbudzovať, uľahčovať a podporovať koordináciu činností zameraných na výskum, rozvoj a využitie geotermálnej energie.
- Rozširovať nové poznatky z oblasti geotermálnej energie a aktívne spolupracovať pri rozvoji medzných vedných disciplín.
- Prispievať k zvyšovaniu odbornej a profesionálnoetickej úrovne členov SGA s osobitným zreteľom na začínajúcich pracovníkov.
- Usporadúvať národné a medzinárodné konferencie, semináre, sympóziá, kurzy, prednášky, exkurzie, diskusie a iné akcie.
- Integrovať a propagovať výsledky dosiahnuté pri výskume, rozvoji a využívaní geotermálnej energie.
- Rozvíjať publikačnú a edičnú činnosť.
- Hájiť profesionálne záujmy geotermie a členov SGA.
- Pri plnení úloh spolupracovať s príbuznými organizáciami.
- Poskytovať odborníkov do komisií pri ústredných orgánoch.
- Reprezentovať slovenskú geotermiu na medzinárodných podujatiach.
- Zastupovať členov SGA a odbornú geotermálnu verejnosť v medzinárodných nevládnych organizáciách a v Medzinárodnej geotermálnej asociácii (IGA).

Na zakladajúcom zhromaždení bolo prítomných 38 odborníkov pracujúcich v geotermálnej energii. V tajnom hlasovaní zvolili 9-členný výbor SGA a prijali program činnosti na roky 1994 - 1995. Vo výbore sú zastúpení manažéri, geológovia, vrtní inžinieri, technológovia, energetici a pedagógovia.

Program na roky 1994 - 1995:

November 1994: 2-dňový seminár s exkurziou Využívanie geotermálnej energie v rybnom hospodárstve

Február 1995: Valné zhromaždenie SGS, 1-dňový seminár Reinjektáž v Podhájskej

Máj 1995: 5-dňová slovensko-poľská predkongresová (WGC'95) exkurzia

September 1995: 1-dňová exkurzia do Rakúska

Výbor SGA na prvom zasadaní v Bratislave 8. júla 1994 zvolil funkcionárov SGA. Za predsedu bol v tajnom hlasovaní zvolený dr. Oto Halás, riaditeľ a. s. SLOVGEOTERM. Sídlom SGA je Bratislava so sekretariátom v SLOVGEOTERMe.

Adresa asociácie: Slovenská geotermálna asociácia, Mlynské nivy 42, 821 09 Bratislava.
Telefón: 686 20, 2035 340, Fax: 07 686 20

K 15. 7. 1994 má SGA 42 členov. Záujemcovia o členstvo sa môžu obrátiť písomne, faxom alebo telefonicky na uvedenú adresu. Sekretariát im pošle prihlášku za člena SGA.

Ondrej Franko

Ešte raz o presile plurálu

Našu poznámku O hypertrofii plurálu (Geovestník, príl. čas. Mineralia slovaca, 26, 1994, č. 1, s. 15) sme uzavreli touto praktickou radou autorom odborných textov z geológie, mineralógie a z príbuzných vedných oblastí: „Ak pri pravých abstraktách a materiáliách nie je nevyhnutný plurál (v prípadoch s plurálom ide vždy o významový posun), treba použiť singulár."

Škoda, že si citované odporúčanie, ale aj iné časti našej poznámky neprečítal oveľa pozornejšie J. Knésl, resp. že im z väčšej časti prisúdil iný význam, ako naozaj majú. Reakcia J. Knésla (O hypertrofii plurálu - - diskusia, Geovestník, príl. čas. Mineralia slovaca, 26, 1994, č. 3, s. 16) totiž vyznieva tak, ako by nám plurál ležal hlboko v žalúdku a ako by sme nechápali, čo je zdravý rozum, jazykový cit alebo vkus, čo je odborný význam termínu a pod. (pozri jeho štylizáciu v riadku 22 až 25 a jej takmer doslovné opakovanie v štyroch posledných riadkoch). J. Knésla náramne prekvapil termín kolektíva a materiáliá, a tak ironizuje *„aké to krásne výrazy!"*, čím nechtiac prezrádza, z akej pozície či úrovne vstupuje do diskusie alebo až do polemiky. Ozaj, prečo namiesto termínu **geológia** nepoužíva termín *náuka o Zemi*, prečo neuprednostňuje *nerastopis* pred **mineralógiou**, *lučbu* pred **chémiou**, *počty* pred **matematikou**, prečo neprerába internacionálne názvy minerálov, ktoré sú v absolútnej prevahe nad tými, čo sú od pôvodu domáce, na číročisto slovenské? A aby opätovne nevzniklo nedorozumenie, dodávame, že to od neho nežiadame a že proti internacionalizácii geologickej terminológie (a nie iba jej) nik z rozhľadenejších v jazykovej problematike nič nenamieta.

Inými slovami opakujeme, že nie sme proti plurálu vôbec, ako sa o tom usiluje presvedčiť čitateľov J. Knésl, ale sme proti nesprávnemu, nevhodnému, nekorektnému, módnemu, nadmernému plurálu, proti jeho zneužívaniu, a to v rozličných oblastiach, nie iba v geológii, mineralógii, pedológii atď. Veď iba nedávno istý krasokorčuliarsky tréner v rozhlase vážne a poriadne nahlas uvažoval: *„Aké hudby sme mali vybrať pre túto jazdu?"* Nezdá sa nám, že mal na mysli kapely.

Niektoré konštatácie J. Knésla potvrdzujú naše tušenie, že si časť odborníkov z viacerých vedných disciplín a po nich kde-tu aj širšia verejnosť neprípustne pletie teoretický náučný štýl, akým sa patrí písať vedecké monografie alebo štúdie do výsostne vedeckých periodík, za aké okrem iných azda možno pokladať časopis Mineralia slovaca (na jeho hodnotenie z odborného hľadiska nám naozaj chýba papierová i reálna kvalifikácia), so slangom či s bežným vyjadrovaním sa odborníkov toho istého zamerania v každodennom pracovnom styku. Iba tak si možno vysvetliť, že J. Knésl stuha obhajuje vetu *„obsahy Au na jednotlivých žilách sa výrazne líšia od priemerného obsahu Au na ložisku"* ako nie pomýlenie, lež *„špecifikáciu určitej skutočnosti."* Citovaná veta je totiž bezcenná a pre dvojnásobné nekorektné použitie predložky *na* sa nemôže objaviť v serióznejšom časopise vychádzajúcom v spisovnej slovenčine. Tak sa smie hovoriť a vari sa aj hovorí v úzkom kruhu odborníkov, ale to je do očí bijúci slang. A ten si neradno mýliť s odborným vyjadrovaním.

Dobré jazykové povedomie je vzácna vlastnosť, ale nezdá sa nám, že by sa mal J. Knésl na to svoje veľmi spoliehať. Okrem iného to signalizuje posledný odsek jeho poznámky, v ktorom je spojenie *"... autor príspevku o hypertrofii plurálu použil skôr biologickej terminológie ..."*, hoci len málokto zo Slovákov nevie necíti (to druhé je horšie), že sa v ňom patrilo použiť akuzatív (teda **biologickú terminológiu**), nie genitív.

Pokus J. Knésla ironizovať uprednostňovanie singuláru pred plurálom v časopise Mineralia slovaca v istých prípadoch vyznieva hlucho, ba trápne, lebo demaskuje autorovu nepripravenosť argumentovať vecne, ba - ak vylúčime zlý úmysel - neschopnosť rozlíšiť dve úplne samostatné, hoci formálne sa podobajúce slová. J. Knésl tvrdí, že ak by sme v používaní singuláru išli v intenciách redakcie Mineralia slovaca ešte ďalej, nemali by sme písať *„geologické a štruktúrne pomery"*, ale *„geologický a štruktúrny pomer."* A to je naozaj priveľa. Nebolo by od veci, keby si J. Knésl aspoň dodatočne nalistoval Krátky slovník slovenského jazyka (1. vyd. Bratislava, Veda, VSAV 1987, s. 309) a v ňom na tej istej strane zistil, že jedno samostatné heslo je **pomer** (s významom 1. vzťah, postoj k ľuďom ..., 2. množstvo, relácia, vzťah, proporcia, 3. odb. zákonom normovaný vzťah ..., 4. intímny ľúbostný vzťah) a o päť hesiel nižšie je iné heslové slovo **pomery** (to je pomnožné, teda nemá singulár, s významom celková situácia, súhrn životných a iných podmienok, stav, okolnosti, postavenie). A tak je namieste tvrdiť, že v istej rodine sú čudné **pomery** (nie *pomer*), lebo hlava rodiny má ľúbostný **pomer** (nie *pomery*) s Marou, Ančou a Vierou (aj keď sú milenky tri, singulár zostáva). Vyzerá to tak, že sa dočkáme obvinenia, že ako nepriatelia plurálu nosíme nie **nohavice**, lež *nohavic*. Na margo stotožňovateľov reálneho čísla s gramatickým poznamenávame, že nie je pravda, že nohavice sú hore singulár, ale dolu plurál (to je, isteže, triviálny vtip známy z mnohých jazykov).

Súhlasíme s tým, že aj pôvodné materiálium sa môže stať nemateriáliom, ak získa vlastnosť počítateľnosti. Ale práve preto treba rozlišovať **vápenec** ako materiálium označujúce súvislé množstvo (**vagón vápenca, hromada vápenca, tona vápenca** ...), ale **vápence** (**tri útvary z vápenca, tri druhy vápenca** ...), **pieskovec** (**tona pieskovca, vagón pieskovca**), ale **pieskovce** (**tri útvary z pieskovca**) atď. Načim si uvedomiť, že v kameňolome sa láme či ťaží **kameň** (nie *kamene*), ale že sa do futbalového alebo iného rozhodcu niekedy (bohužiaľ) hádžu **kamene** (dajú sa počítať na kusy, napr. **tri kamene, sedemnásť kameňov** ...), že nám na stavbu priviezli **piesok a štrk** (**fúru piesku, tonu štrku**), nie *piesky* (kto by rátal zrnká piesku!), že sme v piesku našli **diamant** (jeden) alebo **diamanty** (napr. **tri, šesť**, počítajú sa na kusy), že nám **piesok** doviezli zo **Zlatých pieskov** (áno, plurál, lenže to je názov lokality, nie matérie, plurál je tu v poriadku). Pomaly sa začíname obávať, že sa zjaví nejaký „hyperodborník" a celkom vážne nás bude presviedčať, že si logika žiada dať do plurálu aj ono biblické **„Prach** si a na **prach** sa obrátiš."

Naozaj nemôže byť rozhodujúce, že istý minister - inak s príkladnou jazykovou kultúrou a publikujúci aj v časopise Mineralia slovaca - aj iný kvalifikovaný pracovník tohože ministerstva, ako aj mnohé vyhlášky a predpisy hovoria o *odpadoch* (nečudo, vyhlášky a predpisy pripravujú odborníci z oblastí, ktoré nás zaujímajú), ako to žiada aj J. Knésl (a na to, prirodzene, má plné právo), nie o **odpade**, ale plurálový tvar *odpady* nie je širší (ako to tvrdí J. Knésl) a bude lepší ako singulárová podoba **odpad**, ak sa bude dať vyhlásiť, že niekde na skládke leží *sedem, deväť* alebo aj *sto* odpadov.

J. Knésl má pravdu o tom, že v používaní singuláru a plurálu pri pravých abstraktách a materiáliách nie je jednotnosť ani v textoch publikovaných v časopise Mineralia slovaca. Isto by to mohol podoprieť aj príkladmi z čísla, ktoré má čitateľ práve pred sebou. Lenže to by sa mohlo napraviť iba tak, že by nejaký superodborník zorientovaný aj v terminologických a jazykových otázkach napísal štúdie (z radu odborov, akýsi menší polyhistor) nanovo. A nielen to. Terminológia istej vednej disciplíny patrí, ako je všeobecne známe, do kompetencie jej odborníkov. Výsledná terminológia, pravdaže, nesmie ignorovať všeobecne platné zákonitosti príslušného jazyka. Aj preto redakcia pri oprave termínov (vrátane singuláru a plurálu) zasahuje spravidla vtedy, ak si protirečí sám autor (ak napríklad v tom istom význame raz hovorí o **kremenci**, ale inokedy o *kremencoch*), resp. ak sa použité termíny odlišujú od tých, ktoré kodifikuje oficiálna terminológia (tej by sa patrilo venovať pozornosť na oveľa väčšej ploche).

Východisko vidíme iba v tom, že sa nad svojimi textami (osobitne nad použitou terminológiou) vždy zamyslia sami autori. Z etických a iných príčin neprezrádzame autorov, ktorí sa v rukopisoch často a niekedy aj nepochopiteľne mýlia (nie iba v používaní singuláru a plurálu), ale ani tých, ktorí rukopisy svojich vedeckých prác určených na publikovanie pripravujú z každej stránky starostlivo a zodpovedne. A naozaj sú aj takí.

P. Kušnír

Textúry a štruktúry rúd ložísk Západných Karpát

Kniha prezentuje výsledky mnohoročného systematického výskumu rudných mineralizácií v Západných Karpatoch a je dielom širokého autorského kolektívu. Hlavným subjektom štúdia sú textúry a štruktúry rúd, ktoré sú opísané na 250-tich stranách textu a dokumentované na viac ako 400 fotografiách. Genetická interpretácia tohto štúdia je doplnená geologickoložiskovou charakteristikou a výsledkami výskumu fluidných inklúzií, stabilných izotopov a koexistujúcich minerálov.

Práca má dva diely. Prvá - metodická časť obsahuje spôsob štúdia textúr a štruktúr rúd a vysvetlenie základných pojmov, opis metód výskumu fluidných inklúzií, koexistujúcich minerálov a stabilných izotopov a ich využitie v rudnej mineralógii. Druhý diel je členený do kapitol podľa genetických typov ložísk, ktoré sú ďalej opísané v rámci regionálnych geotektonických jednotiek a minerálnych paragenéz: Geológia a metalogenéza Západných Karpát - Rudné mineralizácie v ultramafických telesách - Stratiformná mineralizácia (pyritové, Cu a polymetalické a Sb-Au mineralizácie staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria a Malých Karpát, U-Mo a Cu mineralizácie mladšieho paleozoika gemerika a tatrika) - Skarny (Fe-skarny a Cu mineralizácia štiavnického stratovulkánu) - Hydrotermálna žilná a žilníková mineralizácia (Spišsko-gemerské rudohorie - Fe-Cu, Sb-Au, Sn-W-Mo, Cu mineralizácie, tatroveporikum - W-Au, Sb-Au, Au-sulfidická mineralizácia, neovulkanity, Pb-Zn-Cu, Au-Ag mineralizácie).

Predkladané dielo je významným príspevkom k štúdiu rudných mineralizácií, ale aj k metalogenéze Západných Karpát. Môže zaujať špecialistov v rudnej mineralógii, ako aj ložiskových geológov a regionálnych geológov, ktorí študujú alpsko-karpatský systém, jeho vznik a vývoj. Práca je vhodná aj ako učebný text pre študentov vyšších ročníkov geológie. Kniha je uceleným prehľadom textúr a štruktúr rúd a genetického vývoja všetkých významných typov rudných mineralizácií Západných Karpát a obsahuje mnohé, dosiaľ nepublikované údaje.

Objednávky posielajte na adresu: Slovak academic press,
P. O. Box 57,
Nám. Slobody 6,
810 05 Bratislava

Cena knižnej monografie: 150,— Sk