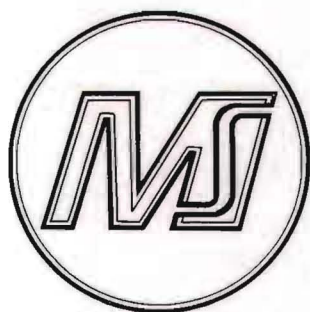


3/23/1991
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca



MINERALIA SLOVACA

MONOGRAPHY

DEPOSITS OF OIL AND NATURAL GAS IN CENTRAL EUROPE

By D. Ďurica, J. G. Namestník, I. Pagáč, Z. Roth, 1986

Contents:

- Fundamental features of the geological structure of Central Europe
 - Platforms of Central Europe
 - The Region of Alpine folding
 - The Alpine system
 - The Tertiary foredeeps
 - Tertiary intermontane basins
- Oil-gas geological zonation of Central Europe
- Oil-gas basins of the platform area
 - The basin of the European platform
 - The Thuringian minor basin
 - The oil-gas basin of the Rhine graben
- Oil-gas basins of the Alpine-folded areas
 - The Carpathian oil-gas basin
 - The Vienna basin
 - The oil-gas bearing Pannonian basin
 - The Transylvanian gas-bearing basin
- Oil-gas bearing basins in the contact zones between platforms and Alpine folded regions
 - The oil-gas bearing subprovince of the northern Alpine-Carpathian foredeep
 - The basin of the Alpine foredeep
 - The northern pre-Carpathian oil- and gas-bearing basin
 - The southern pre-Carpathian-Balkan oil-gas-bearing basin
 - The northern peri-Black Sea oil- and gas-bearing basin

The western peri-Black Sea oil- and gas-bearing basin
The Adriatic oil-gas bearing basin

- Some regularities in the distribution of oil and gas deposits in Central Europe

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 60 pages)

284 p., 107 figs.

Price: 16 USD

METALLOGENESIS OF NEOVOLCANITES IN SLOVAKIA

By J. Burian, M. Slavkay, J. Štohl, J. Tözsér, 1985

Contents:

- Neogene Magmatism in Geological Development of the West Carpathians
- Metallogenesis of Neovolcanic Areas
- Ore District Characterization
 - The Banská Štiavnica Strato-volcano Ore District
 - The Kremnica Mts. Ore District
 - The Javorie Ore District
 - The Poľana Ore District
 - The Vepor Mts. Ore District
 - Ore District of the Slanské vrchy Mts.
 - Ore District of the Vihorlat Mts.
 - Ore District of the Zemplínske vrchy Mts.
 - Ore Fields and Deposits of Unclear Position
- Forecast evaluation of the Metallogenic Zone

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 77 pages)

269 p., 1 colour map, 45 figs., 8 tabs.

Price: 15 USD

GEMERICUM – SEGMENT OF THE PALEOTETHYAN RIFTOGENOUS BASIN

By P. Grecula, 1982

Contents:

- Lithostratigraphy of the Lower Paleozoic of the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.
- Volcanism and its geotectonic setting
- A paleogeographical and paleotectonic reconstruction of the Lower Paleozoic sedimentation province of Gemericum
- The tectonic pattern of the Variscan orogeny
- Tectonic styles of the Variscan and Alpine deformation stages
- Neogenic faults and the block pattern
- Some remarks to the metamorphic development
- Metallogenesis: genesis, age and tectonic position of mineralization

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 55 pages)

263 p., 4 colour maps, 17 plates, 83 figs.

Price: 20 USD

-
- | | | |
|-----|---|-----------------------------------|
| 189 | Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts.
(Western Carpathians)
<i>Miocénna strike-slipová tektonika a rotácia blokov v Brezovských Karpatoch (Západné Karpaty)</i> | F. Marko
L. Fodór
M. Kovács |
|-----|---|-----------------------------------|
-
- | | | |
|-----|--|--------------------|
| 201 | Zmeny v sedimentárnom zázname spodného miocénu v dobrovodskej depresii
<i>Lower Miocene events in the sedimentary record of the Dobrá Voda Depression</i> | M. Kováč
et al. |
|-----|--|--------------------|
-
- | | | |
|-----|--|----------|
| 215 | Sladkovodné vápencové horizonty v súľovských zlepencoch pružinskej oblasti a ich význam pre
paleogeograficko-tektonický vývoj územia
<i>Lacustrine limestone horizons in Súľov conglomerates of the Pružina area and their significance for
paleogeographical-tectonical evolution of the area</i> | J. Salaj |
|-----|--|----------|
-
- | | | |
|-----|--|------------|
| 223 | Chemizmus a zonálnosť Ni-Co mineralizácie v úhornianskom rudnom poli
<i>Chemistry and zonality of nickel-cobalt ores in the Úhorná Ore Field, Central Spišsko-gemerské rudohorie Mts.,
Eastern Slovakia</i> | D. Peterec |
|-----|--|------------|
-
- | | | |
|-----|--|--|
| 237 | Geofyzikálne indikácie žilného typu zrudnenia v severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria
<i>Geophysical indications of ore veins in the north-eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.</i> | L. Kucharič
P. Grecula
M. Hojnoš |
|-----|--|--|
-
- | | | |
|-----|--|---------------------------|
| 245 | Biostratigrafia príbelských vrstiev
<i>Biostratigraphy of the Příbelce Member</i> | A. Zlinská
K. Šutovská |
|-----|--|---------------------------|
-
- | | | |
|-----|--|-------------|
| 251 | Sedimentogenéza spraší
<i>Sedimentogenesis of loesses</i> | J. Šajgalík |
|-----|--|-------------|
-
- | | | |
|-----|--|--|
| 255 | Inžinierskogeologické aspekty ochrany podzemných vôd pred znečistením v územiach intenzívnej
antropogénnej činnosti
<i>Engineering geological aspects of protection of groundwater against pollution in areas with intensive</i> | V. I. Sergejev
T. G. Šimko
A. T. Sokolovskij |
|-----|--|--|
-
- | | | |
|-----|---|--|
| 263 | Úlohy inžinierskej geológie pri hospodárskej výstavbe a ochrane životného prostredia
<i>Tasks of engineering geology in sustainable development and environmental planning</i> | R. Ondrášik
I. Modlitba
I. Šarík |
|-----|---|--|
-
- | | | |
|-----|--|--|
| 267 | Zmiešanovrstevnatý minerál typu illit/smektit: separácia, identifikácia, využitie
<i>Mixed layer mineral of illite/smectite type: separation, identification, use</i> | V. Šucha
J. Srodoň
V. Zatkalíková
J. Francú |
|-----|--|--|
-
- | | | |
|-----|--|---|
| 275 | Diskuse k interpretaci reflexních seizmických profilů v Západních Karpatech
<i>Discussion to the interpretation of reflexion seismic profiles in the West Carpathians</i> | T. Buday
V. Bezák
M. Potfaj
M. Suk |
|-----|--|---|
-
- | | | |
|-----|--|-----------------------|
| 277 | Zmeny prostredia, sedimentácie a života na hranicu jurského a kriedového útvaru
<i>Environmental-, sedimentational-, and life changes during the Jurassic - Cretaceous boundary</i> | J. Michalík
et al. |
|-----|--|-----------------------|
-
- | | | |
|-----|--------------------|--|
| 213 | Zo života SGS | |
| 222 | The Society's life | |
| 236 | | |
-

OBÁLKA: Drúza kryštálov epidotu. Lok. Hodruša. Zbierka: R. Žákovský. Foto: D. Slivka

COVER: Druse of epidote crystals. Loc. Hodruša, polymetallic deposit, Middle Slovakian Neovolcanites, Collection: R. Žákovský. Photograph by D. Slivka



Mineralia slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií

Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:
Published by Mineralia slovaca corporation:

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geofond, Bratislava
Geofyzika, š. p., Bratislava
Geofyzika, š. p., Brno
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina
Ingeo, š. p., Žilina
Geokonzult, š. p., Košice
Nafta, š. p., Gbely
Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Rudné bane, š. p., Banská Bystrica
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenský geologický úrad, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice
Úránpres, š. p., Spišská Nová Ves
Výskum a vyhľadávanie nafty, š. p., Bratislava
Železorudné bane, š. p., Spišská Nová Ves

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne vo vydavateľstve Alfa. Vydavateľ: Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Tlačia Východoslovenské tlačiarne Košice.
Predplatné pre rok 1991: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78.- Kčs, študenti 40.- Kčs, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228.- Kčs. Cena jednotlivého čísla je 38.- Kčs. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii.
Adresa redakcie: Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice. Telefón 095 - 437 846.

Vedúci redaktor – Chief editor

PAVOL GRECULA

Geologický prieskum
Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakčná rada – Editorial board

Predseda – Chairman

JÁN BURIAN

Slovenský geologický úrad
Bukureštská 4
817 62 Bratislava

Členovia – Members:

Ján Bartalský, Geologický prieskum, Spišská Nová Ves
Rudolf Ďuďa, Východoslovenské múzeum, Košice
Karol Együd, Geologický prieskum, Spišská Nová Ves
Miroslav Harman, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Dušan Hovorka, Geologický ústav PFUK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Marián Jančura, Železorudné bane, Spišská Nová Ves
Jozef Karch, Slovenské magnezitové závody, Košice
Vlastimil Konečný, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Melioris, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Alfonz Mihalič, Geologický prieskum, ATNS, Košice
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Dušan Obernauer, Geofyzika, Bratislava
Peter Ondris, Rudné bane, Banská Bystrica
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty, Bratislava
Dominik Polakovič, Geofond, Bratislava
Miroslav Račický, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Slavkay, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Pavol Tkáčik, IGHP, Žilina
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Redakcia – Editorial staff

Mária Grečulová

Mária Dryjová

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves in Publishing House ALFA Bratislava.

Subscription for 1991 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscriptions can be sent to Slovart Ltd., nám. Slobody 6, 817 64 Bratislava, CSFR or to Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, CSFR.

Advertising: Contact managing editor.

Address of the Editorial office: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, CSFR; Phone 095 - 437 846.

© ALFA Bratislava

Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians)

FRANTIŠEK MARKO¹, LÁSZLÓ FODOR², MICHAL KOVÁČ¹

¹ Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, ČSFR

² Eötvös Loránd University, Department of Geology, Budapest, Múzeum krt. 4/A, H-1088, Hungary

(Doručené 25. 1. 1991)

Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians)

Analysis of brittle structures and paleostress field allowed to recognize of three tectonic phases affecting the area of the Brezovské Karpaty Mts., which are situated at the transitional zone between the Eastern Alps and the Western Carpathians. Dextral strike-slip and reverse faults were generated in originally NNW–SSE oriented compression during Late Oligocene – Lowermost Miocene time span. Early Miocene sedimentary filling of Dobrá Voda depression was formed due to N–S compression, when Dobrá Voda fault zone bordering the depression on the north was reactivated as a reverse fault. Then the stress axes of these two phases rotated counterclockwise to the actual WNW–ESE and NNW–SSE position. Middle Miocene NNE–SSW compression and ESE–WNW extension induced left slip of the main shear zones. Between these strike-slip faults counterclockwise block rotation was accommodated by parallel sets of dextral faults.

Introduction

During the Miocene brittle deformation of the Carpatho-Pannonian area, strike-slip faulting was predominant. It was proved by microtectonic analysis in the northwestern part of the Western Carpathians, in the Vienna Basin and in the Hungarian Midmountains (Kováč et al., 1989; Nemčok et al., 1989; Bergerat-Csontos, 1988; Csontos et al., in press, respectively). Other structures, like normal and reverse faults and folds were associated with them, although they also had great importance for development of sedimentary basins. In consequence, the opening of Neogene basins was initiated by strike-slip faulting in the northwestern part of the Western Carpathians (Kováč et al., 1989) as well as in the Pannonian Basin system (Rumpler and Horváth, 1988). Formation of these transtensional and sometimes transpressional depressions culminated with different episodes during Early to Middle Miocene in different parts of the area (Fig. 1).

Multiple rotation of stress field (clockwise during the Early-Middle Miocene and probably counterclockwise during the Late Miocene) was determined in the Pannonian area. Also paleomagnetic data from the northwestern part of the Western Carpathians and North Pannonian domain prove counterclockwise rotation of the region during the Cenozoic (Túnyi and Kováč, in press; Márton, 1987).

In our paper we present the structural analysis of the Dobrá Voda depression and Brezovské Karpaty Mts., which gives a new example of block rotation and allows, as we hope, the reconstruction of the original position of stress axes.

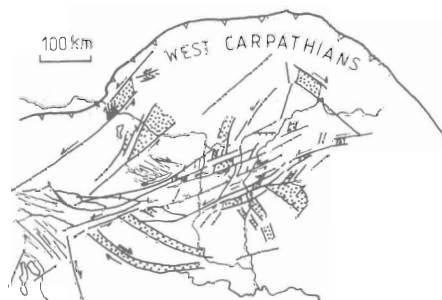


Fig. 1. Neogene basins in the northwestern part of the Western Carpathians and North Pannonian region. Dotted areas represent the basins, which are related to strike-slip faults.

Obr. 1. Neogénne bazény v severozápadnej časti Západných Karpát a severopanónskej oblasti. Tmavé polia reprezentujú bazény, ktoré sa geneticky viažu na strike-slipové zlomy.

Geological setting

The Brezovské Karpaty Mts. are situated in the broader area of transition zone between the Eastern Alps and the Western Carpathians. Alpine cover units, which form the pre-Neogene basement of the neighbouring Vienna Basin are exposed here on the surface. The Mesozoic com-

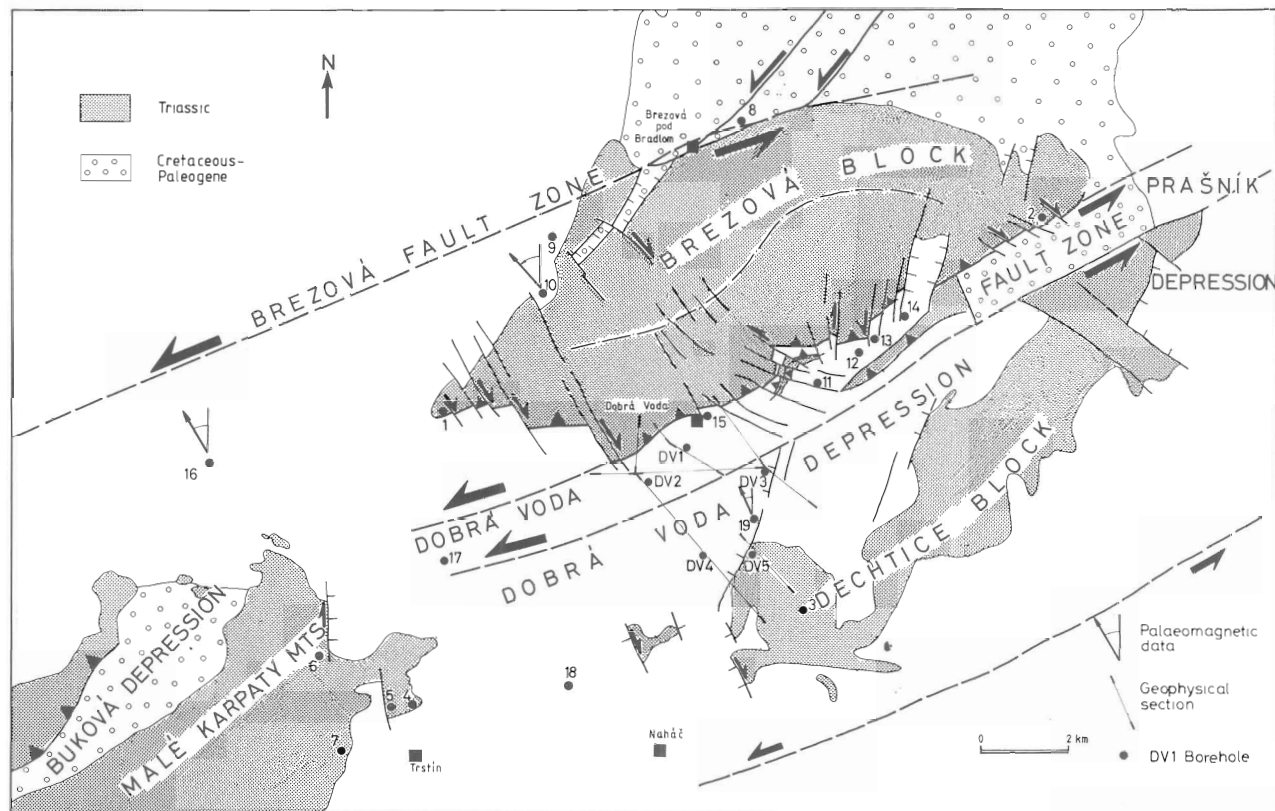


Fig. 2. Tectonic structure of the Brezovské Karpaty Mts. and the Dobrá Voda depression (after Began et al., 1984; Michalík et al., 1987; reinterpreted by Kováč et al., 1990). Unornamented areas represent the Neogene and Quaternary sediments. Arrows show the paleomagnetic directions measured in the Lower Miocene rocks (after Túnyi and Kováč, in press). DV 1–5 – boreholes. Geophysical sections after Mišík and Zverka (1989). 1 – Jablonica, 2 – U Fajnorov quarry, 3 – Dechtice, 4 – Trstín, 5 – Trstín, 6 – Horné Mlyny, 7 – Lipiny quarry, 8 – Brezová pod Bradlom (Baranec), 9 – Hradište pod Vrátnom, (1–9 – Mesozoic rocks), 10 – Hradište pod Vrátnom, 11 – Dobrá Voda (Skalky), 12 – Čhtelnica (Trianova dolina), 13 – Čhtelnica, 14 – Čhtelnica (Drieňový vrch), 15 – Dobrá Voda, (10–15 – Eggenburgian sediments), 16 – Cerová, 17 – Trstín (Raková), 18 – Naháč, 19 – Vlasáčka (16–19 – Karpatian sediments).

Obr. 2. Tektonická štruktúra Brezovských Karpát a dobrovodskej depresie (podľa Begana et al., 1984; Michalíka et al., 1987; reinterpretované Kováčom et al., 1990). Svetlé polia reprezentujú neogénne a kvartérne sedimenty. Šípky znázorňujú paleomagnetické smery merané v spodnomiocénnych horninách (podľa Túnyiho a Kováča, v tlačí). DV 1–5 – vrty. Geofyzikálne rezy podľa Mišíka a Zverku (1989). 1 – Jablonica, 2 – lom U Fajnorov, 3 – Dechtice, 4 – Trstín, 5 – Trstín, 6 – Horné Mlyny, 7 – lom Lipiny, 8 – Brezová pod Bradlom (Baranec), 9 – Hradište pod Vrátnom, (1–9 – mezozoické horniny), 10 – Hradište pod Vrátnom, 11 – Dobrá Voda (Skalky), 12 – Čhtelnica (Trianova dolina), 13 – Čhtelnica, 14 – Čhtelnica (Drieňový vrch), 15 – Dobrá Voda. (10–15 – egeňburské sedimenty), 16 – Cerová, 17 – Trstín (Raková), 18 – Naháč, 19 – Vlasáčka (16–19 – sedimenty karpátu)

plexes of the Brezová elevation belong to the Jablonica unit, known to occur in the Malé Karpaty Mts. (Fig. 2). Mesozoic series of neighbouring Dechtice elevation have an affinity to the Choč unit, similar to the Alpine Lunz unit, which are, in contrast to the Jablonica unit, of deepwater facies (Michalík et al., 1987). Facial differences between the Brezová and Dechtice Mesozoic blocks support the presumption of tectonic convergence in this area. The above mentioned blocks are separated by the Dobrá Voda depression and its north-eastern continuation, the Prašník depression (Fig. 2). The Neogene sedimentary filling of the depressions covers the immediate tectonic contact of the Brezová and Dechtice blocks. According to Michalík et al. (1987), this contact is represented

by the steeply dipping south-vergent reverse Dobrá Voda fault zone (Fig. 3). Tectonic slices of Mesozoic rocks, determining the morphology of the basement of the Dobrá Voda depression are well documented by the geophysics (Mišík and Zverka, 1989).

Detailed structural investigations carried out in Brezovské Karpaty Mts. and Dobrá Voda depression led to the reconstruction of Oligocene and Neogene tectonic evolution of the area. Brittle structures, such as faults, slickenside lineations, joints, stylolitic planes, have been measured at 19 sites of the area, in Mesozoic and Lower Miocene rocks. They were used for a kinematic analysis of mesoscopic faults determined by geological mapping (Began et al., 1984; Michalík et al., 1987) and

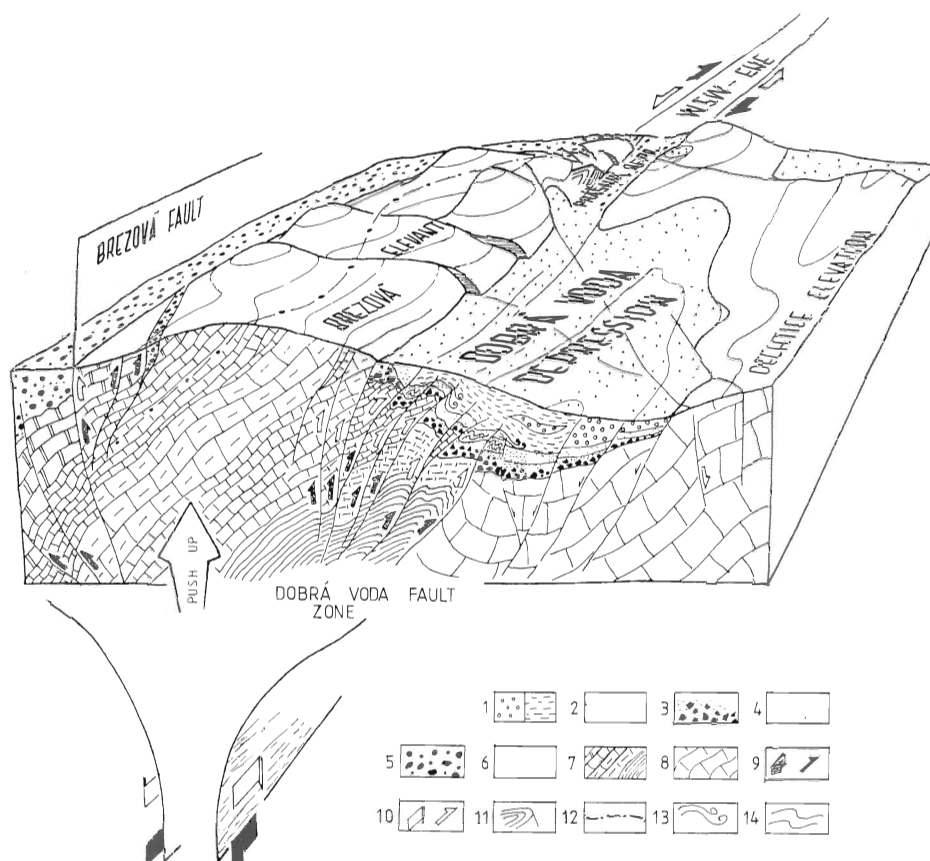


Fig. 3. Schematic block diagram of the area: 1 – Karpatian sediments, 2 – Otnangian sediments, 3 – Eggenburgian sediments, 4 – Neogene sediments as a whole, 5 – Upper Cretaceous sediments, 6 – Mesozoic units as a whole, 7 – Jablonica unit, 8 – Mesozoic unit with affinity to Choč unit, 9 – sense of movement during Upper Oligocene and Lower Miocene, 10 – sense of movement during Middle Miocene, 11 – en-echelon folds due to dextral shearing at U Fajnorov quarry, 12 – bended axis of the paleoalpine units due to sinistral shearing, 13 – slump bodies, 14 – folded sediments.

Obr. 3. Schematický blokdiagram oblasti: 1 – sedimenty karpátu, 2 – sedimenty otnangu, 3 – sedimenty egenburgu, 4 – neogén v celku, 5 – vrchnokriedové sedimenty, 6 – mezozoické jednotky v celku, 7 – jablonická jednotka, 8 – mezozoická jednotka podobná chočskej jednotke, 9 – zmysel pohybov vo vrchnom oligocéne až spodnom miocéne, 10 – zmysel pohybov v strednom miocéne, 11 – vrásky typu en-echelon spôsobené dextrálnym strihom v lome U Fajnorov, 12 – ohnutá os paleoalpínskych štruktúr v dôsledku sinistralného strihu, 13 – sklzové telesá, 14 – zvrásnené sedimenty.

geophysical research (Mišík and Zverka, 1989). Based on measurements of fault slip data, stress axes were calculated by Angelier's (1979, 1984) numerical methods.

Structures

The dominant brittle structures of the investigated area are ENE–WSW trending fault zones. The Brezová fault zone forms the northern margin of the Brezová elevation, while its southern border with the Dobrá Voda depression is represented by the very distinctive Dobrá Voda fault zone (Fig. 2, 3). A similar fault zone is assumed on the southern margin of the Dechtice elevation.

Most of the microscale brittle structures can be interpreted as the result of single tectonic phase. Nevertheless, traces of earlier deformations are present locally. At the “U Fajnorov” quarry, near

the Dobrá Voda fault zone, asymmetric mesoscale folds have been observed (Fig. 4, 5). These folds have axes steeply plunging to NNE, oriented obliquely to the Dobrá Voda fault zone. That is why we consider them to be en-echelon folds generated by dextral shearing along the Dobrá Voda fault. These structures were formed in a compressional paleostress field, today oriented in WNW–ESE direction (Fig. 4).

On the Dobrá Voda fault zone the reverse component of motion was associated with more important left slip. It is evidenced by microfaults affecting Eggenburgian and Karpatian sediments (Fig. 6, 7). Near Chtelnica (site 12) a NE trending, 2 m thick shear zone was formed in this phase. The shally fault gouge surrounds soft, weathered, sheared limestone fragments derived from intact rocks.

The Dobrá Voda fault zone itself continues to

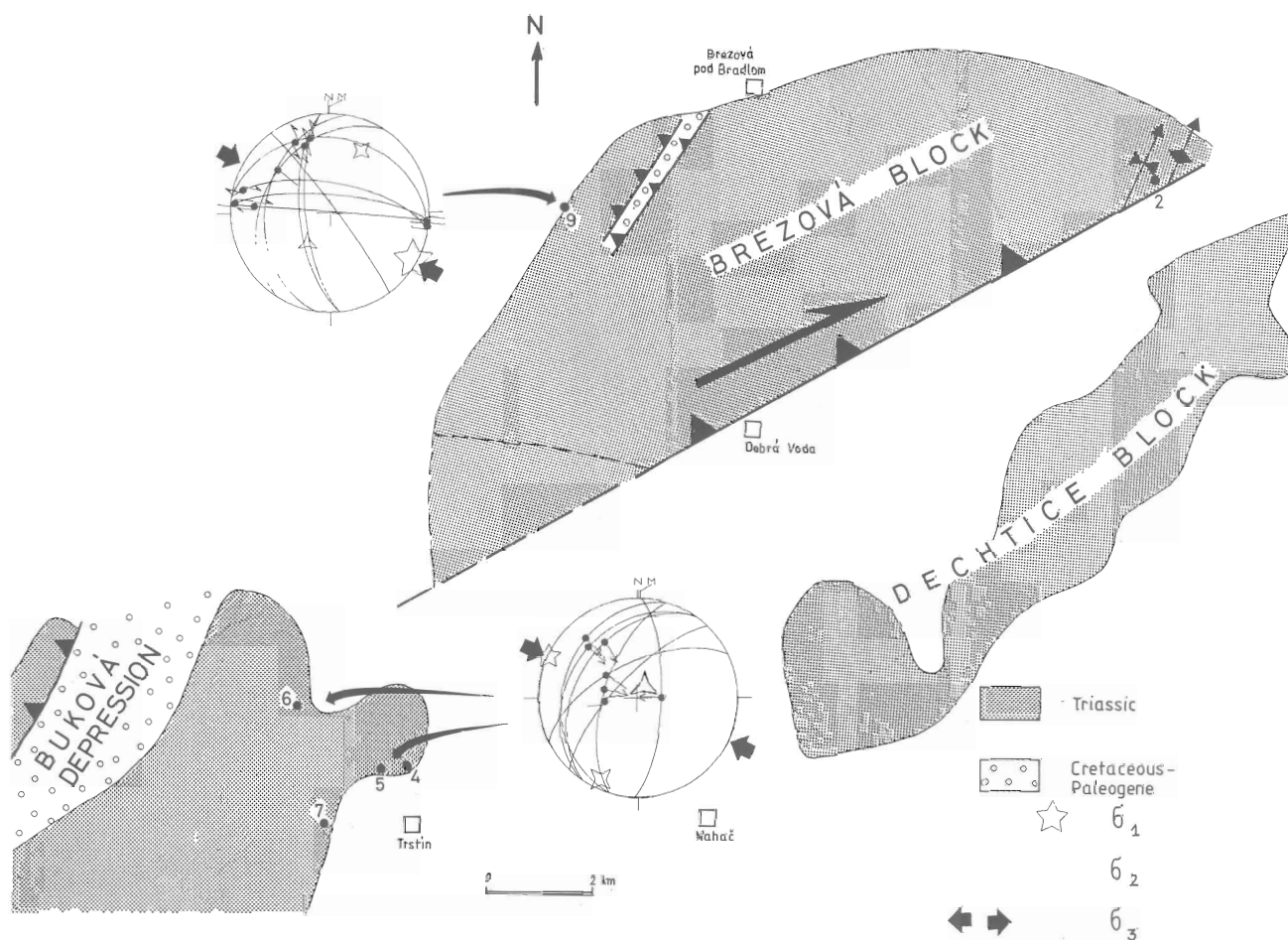


Fig. 4. Deformations in WNW-ESE oriented compression and SSW-NNE extension. Faults are shown by cyclographic projection of Schmidt net, lower hemisphere. Arrows pointing toward and out from the centre of the net: reverse and normal faults, double arrows: strike-slip faults. σ_1 , σ_2 , σ_3 represent the maximal, medium and minimal stress axes.

Obr. 4. Deformácia pri kompresii smeru ZSZ-VJV a extenzii JJZ-SSV smeru. Zlomy sú znázornené v stereografickej projekcii, Schmidtovej sieti, v spodnej hemisfére. Šípky smerujúce do centra a von z centra siete vyjadrujú prešmyky a poklesy, dvojité šípky vyjadrujú strike-slipy. σ_1 , σ_2 , σ_3 reprezentujú maximálne, stredné a minimálne osi napätí.

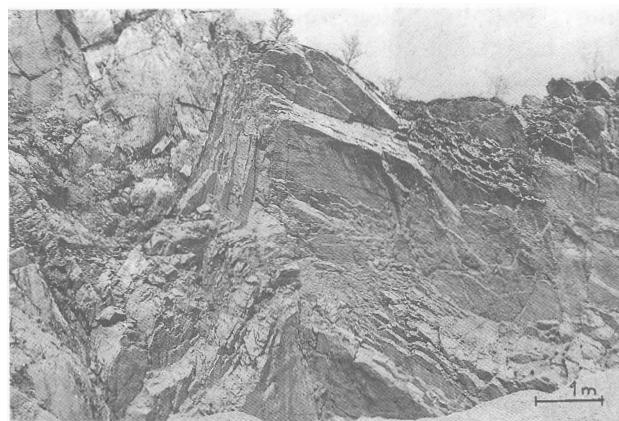


Fig. 5. En-echelon folds at U Fajnorov quarry due to dextral shearing on the Dobrá Voda fault.

Obr. 5. En-echelon vrásky v lome U Fajnorov generované dextrálnymi strižmi pozdĺž dobrovodského zlomu.

ENE, while it seems to terminate to the west after changing its direction to E-W. Microfaults at Jablonica suggest reverse motion on this segment (Fig. 6, site 1). This fault termination can accommodate left slip along the main fault.

On the Brezová fault, limiting the Mesozoic to the N, sinistral slip occurred, as shown by microstructures at Brezová pod Bradlom (Marko, 1987). Narrow stripes of Cretaceous sediments triggered into the fault zone can represent strike-slip duplexes indicating as well wrench-faulting (Woodcock and Fischer, 1986). Towards the NE to Brezová we suggest the fault branches out into several NE trending segments, which represent the horse tail splaying of the fault. To the WSW the fault could continue toward the Vienna Basin.

In this manner the Mesozoic rocks of the Brezovské Karpaty Mts. are limited by two right-stepping left lateral faults. Structurally the Brezovské

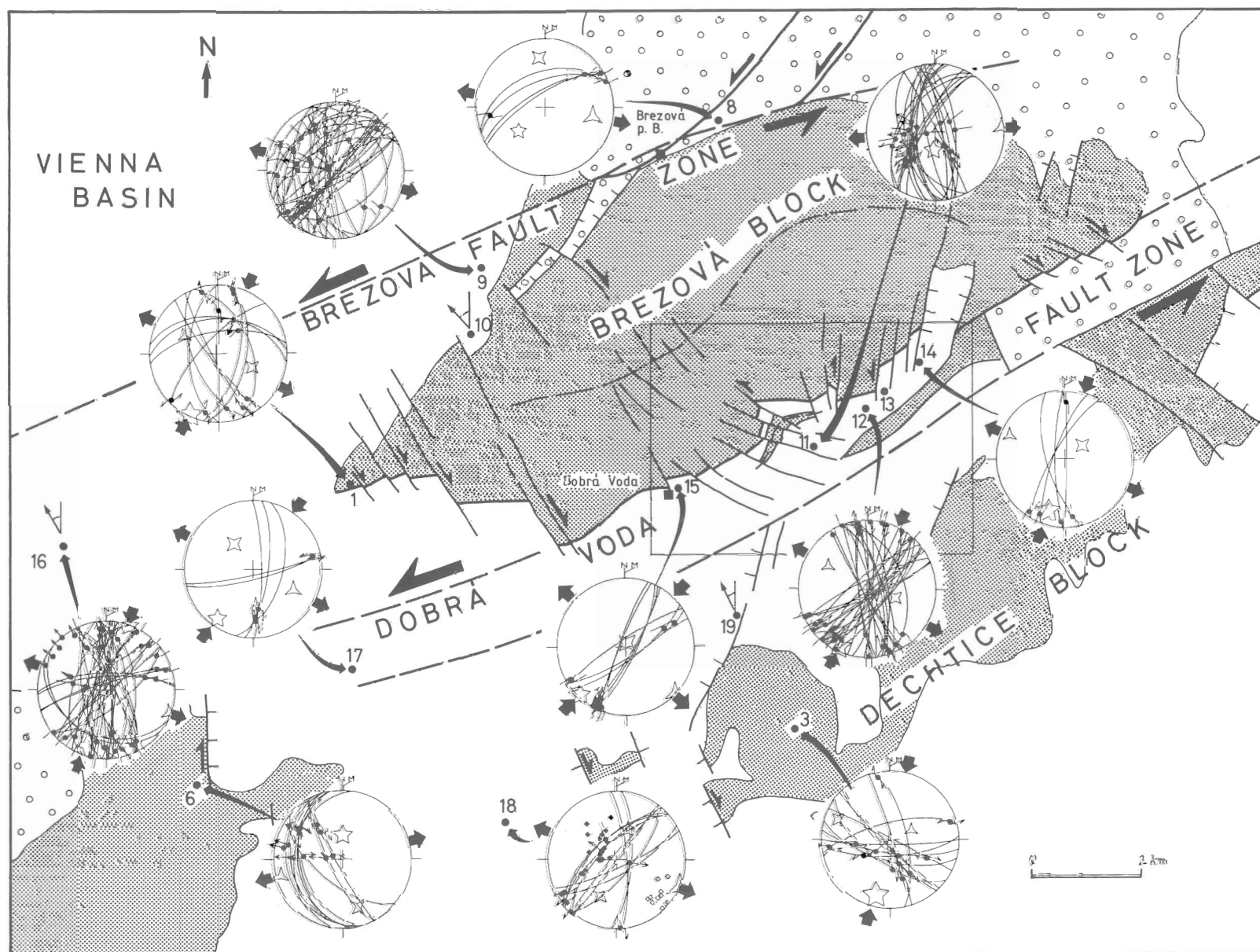


Fig. 6. Structures formed in NNE-SSW compression and ESE-WNW extension. Symbols as in Fig. 4.

Obr. 6. Štruktúry formované pri kompresii smeru SSV-JJZ a extenzii smeru VJV-ZSZ. Symboly ako na obr. 4.



Obr. 7. Riedlove strihy pozdĺ ľavostranného posunu v egenburskom pieskovci na Dobrej Vode – Skalkách, lokalita 11.

Obr. 7. Riedlove strihy pozdĺ ľavostranného posunu v egenburskom pieskovci na Dobrej Vode – Skalkách, lokalita 11.

Karpaty Mts. form a transpressional elevation (Fig. 3), a push-up dome (in the sense of Segall and Pollard, 1980). The slight S-shape bending in the strike of Triassic and Cretaceous rocks of this dome can be interpreted as a drag fold due to left slip on border faults (Fig. 6). NE of Dobrá Voda local compression occurring at the core of this concentric fold was accommodated by a system of fan-spaced sinistral and dextral faults.

The area between Brezová and Dobrá Voda faults is dissected by NW to NE trending minor faults. Microfaults demonstrate that they could be either dextral or normal faults (Fig. 6). Their evolution can be best understood by the concept of block rotation.

Block rotation

Paleomagnetic data

Three paleomagnetic poles show decreasing, 43°, 28°, 26° counterclockwise rotation of Eggenburgian, Early Karpatian, Late Karpatian sediments at Hradište, Cerová-Lieskové, Vlasáčka sites. 86° counterclockwise rotation at the Naháč site is highly questionable because of large dispersion of the data (Túnyi and Kováč, in press). We suppose that part of the counterclockwise rotation in the investigated area took place during the Early Miocene (Ottungian?), while other part during the Latest Karpatian-Badenian.

However, it is a quite difficult to explain the mechanism of this apparent rotation of the paleomagnetic data. A substantial question is, whether rotation affected large blocks of crust, or rotation was accommodated by small block rotation inside unrotated strike-slip fault zones. The se-

cond possibility is assumed at least for a part of stress-field rotation in the Pannonian domain (Csontos et al., in press). Tari (1989) found as well that the Bakony Mts. (Hungary) are dissected by two sets of W and NW trending dextral faults. This fault pattern is well-known at several parts of the world (e. g. Freund, 1970, 1974; Ron and Eyal, 1985 etc.). It was interpreted in terms of block rotation between boundary strike-slip faults (Ron et al., 1984). This interpretation is also suggested for the Bakony Mts. (Tari, in press). A simplified explanation was the rotation of the whole NW part of the Western Carpathians Mts. as a single block (Kováč et al., 1989). This rotation could create the curved front at the Alpine-Carpathian nappes, which was originally more rectilinear. This idea considered the rotation to have been compensated by thrusting in the Carpathian Flysch Belt, to NW and N to the studied area.

In the light of the new structural knowledge about the investigated area the rotation of paleomagnetic data seems to have been caused mainly by the mechanism of internal block rotation (domino-type) between WSW–ENE oriented boundary strike-slip faults.

Rotated structures

The kinematic condition of such block rotation is that the region between boundary strike-slips is characterized by only one kind of parallel set of strike-slip faults, the sense of which is opposite to main faults (Ron et al., 1984). This geometry is essentially typical of the Brezovské Karpaty Mts., where NW trending parallel faults displace right-laterally the main sinistral Dobrá Voda faults at its western and eastern part as well (Fig. 6).

But in the area we can find not one, but 2 or 3 sets of faults, trending to NW, N, NNE. The angle between the sets is 20–30°. In this case the theoretical model suggests multiple rotation (Nur et al., 1986). A new set forms because the older one was rotated so much that slip could not take place on kinematically unsuitable planes.

On the basis of microtectonic observations we suggest a little different explanations. Even prior to block rotation the area was already dissected by not only one, but several sets of faults due to NNE–SSW compression and ESE–WNW extension. E. g. the originally NNE trending fractures could originate as normal faults, the N–S to NNW–SSE oriented ones as a dextral strike-slips (Fig. 8A). Nur et al. (1986) determined the maximum angle of rotation, at which rotating faults can remain active 45°. In the area under study the rotation seems to be smaller than this theoretical value thus the dextral slip could be retained during all of the rotational deformation.

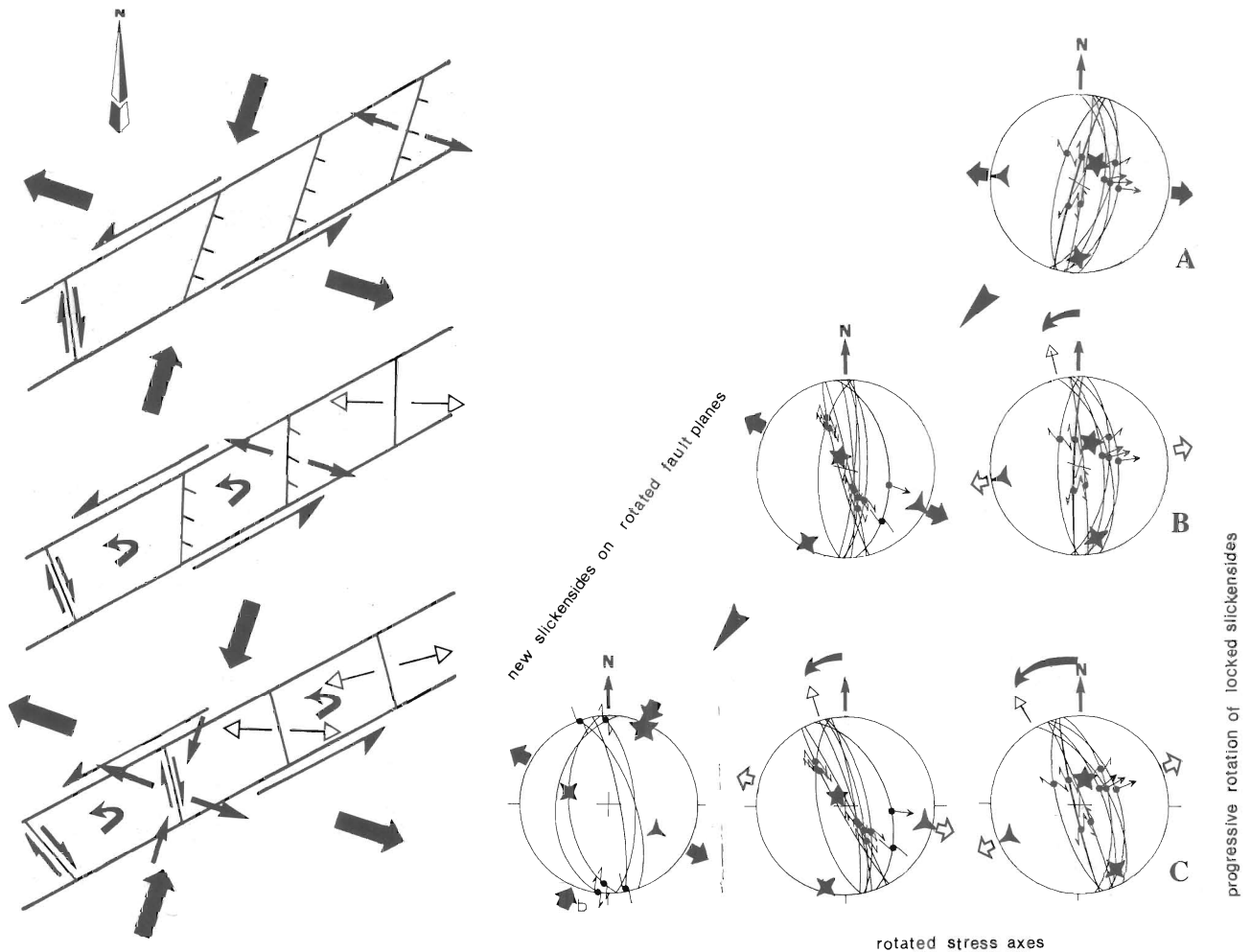


Fig. 8. Rotation of faults, slickensides and stress axes „freeze” in rotating blocks. Black arrows indicate the stress axes which are effective during the figured phase, while white arrows demonstrate the rotated, inactive, „irregular” axes.

Obr. 8. Rotácia zlomov, tektonické zrkadlá a osi napätí „zamrznuté” v rotujúcich blokoch. Čierne šípky znázorňujú osi napätí, ktoré pôsobili v čase znázornenej fázy, biele šípky demonštrujú rotované osi napätí.

NNE trending normal faults could only be rotated “passively” during the first stage of rotation. However after 10–15° of rotation, oblique dextral normal slip could take place on the ancient normal fault planes oriented at this time in N–S direction (Fig. 8B). The slip was dominantly dextral, so that these faults could actively accommodate the deformation by rotation (as it was observed by McKenzie and Jackson, 1983). With continuing rotation, fault slip could become purely dextral on NNW directed planes (Fig. 8C). We observed both the “twostage” evolution and the “direct” change from normal to pure dextral slip (A–B–C and A–C in Fig 8). After rotational deformation NNE to NE oriented normal faults could form the boundaries of small grabens (Fig. 6).

Compensating structures

During rotation, the problem of space arises at

the corner of rotating blocks. In the simplified model of Nicholson et al. (1986), local compression and/or extension occur in a triangular area (Fig. 9/A). Small, low-angle reverse faults affected Eggenburgian sediments (Fig. 9/C) at the sites 11, 14, 15. These structures could probably accommodate the compression at block corners. They are parallel to the border faults; in this way, lateral slip could be retained on them (Fig. 9/B). Maximal stress axes are perpendicular to the fault zone and do not represent the general stress field. At the site 15 (Fig. 9/B), N–S extension can represent local phenomena according to the model of Nicholson et al. (1986).

We summarised the microtectonic phenomena occurring NE to Dobrá Voda, explaining the mismatching pattern of the stress axes. There are microfaults characterizing the general stress field (site 12, at Fig. 9/B). At the edge of rotating blocks, local compression and extension can alter-

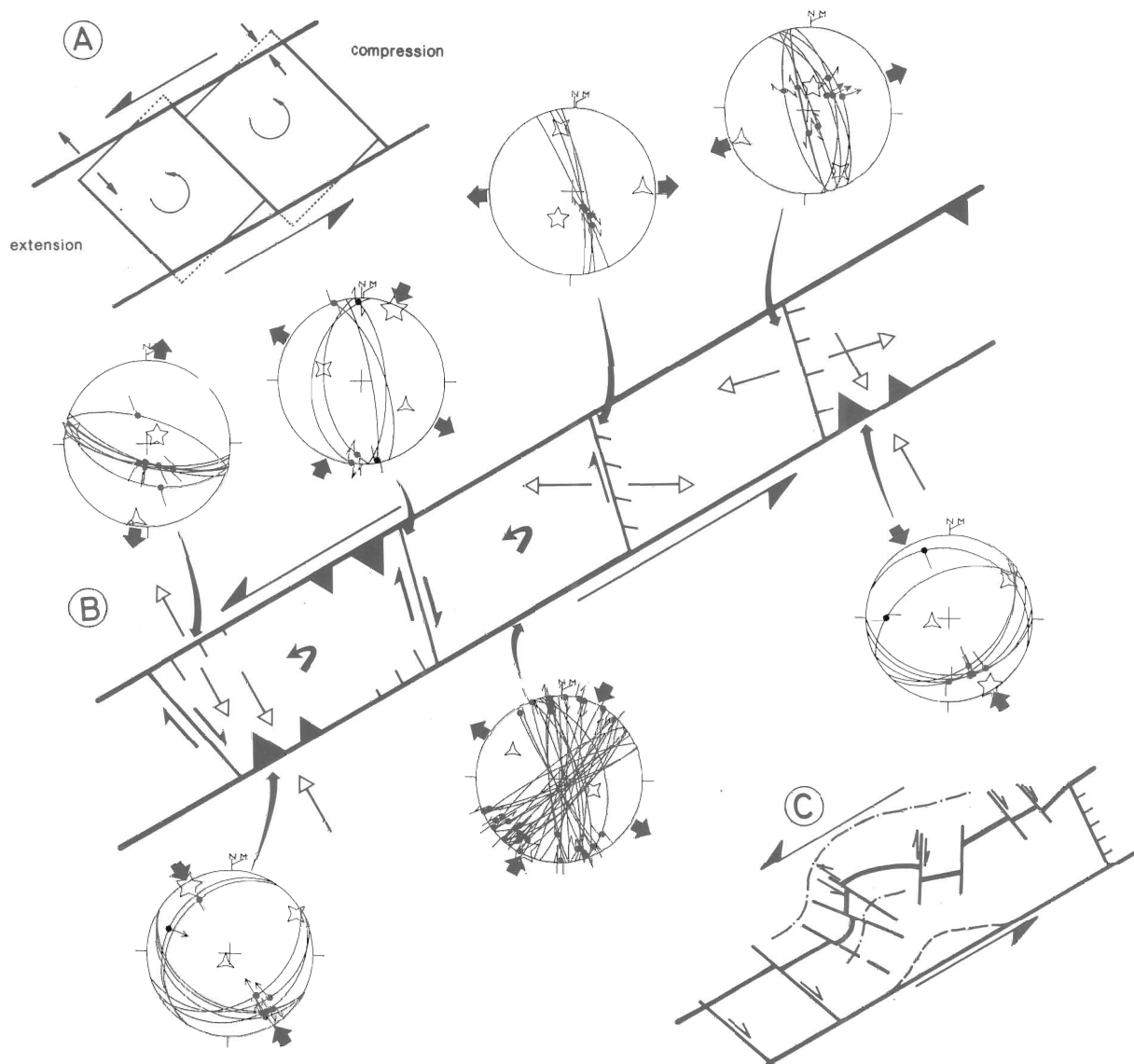


Fig. 9. Possible model for the explanation of the microtectonic fault pattern observed at NE to Dobrá Voda by the concept of block rotation. A – model of Nicholson et al. (1986); B – NE of Dobrá Voda, along sinistral strike-slip faults local compressional and extensional stress fields vary. Inactive, locked slickensides determine „irregular“ stress axes which were rotated. New, kinematically suitable slip occurred on rotated faults; C – deformations after rotation due to the bending of the Brezová block.

Obr. 9. Pravdepodobný model vysvetľujúci charakter mikrotektonických pozorovaní SV od Dobrej Vody, založený na koncepcii rotácie blokov. A – model Nicholsona et al. (1986); B – SV od Dobrej Vody pozdĺž sinistrálnych strike-slipov sa vyskytujú lokálne kompresné a extenzné polia napätí. Neaktívne tektonické zrkadlá sú produktmi napätí, ktoré boli rotované. Na rotovaných zrkadlách došlo k mladším kinematicky vhodným pohybom; C – deformácie po rotáciách spôsobené ohybom brezovského bloku.

nate, σ_1 or σ_3 are perpendicular to border faults (site 14, 15). Older slickensides could be locked during rotation; they determine older, already rotated stress axes (site 13). This old generation of slickensides is progressively superimposed during rotation by new ones, which were formed in the same, stable stress field (site 11).

Tectonic evolution of the area and reconstruction of the paleostress directions

In the Brezovské Karpaty Mts., right lateral

strike-slip faults and associated structures, formed by a WNW to NW oriented compression, can be observed. En-echelon folding of Lower Oligocene sediments along a similar fault zone in the Buková depression suggests Upper Oligocene-Lowermost Miocene age of this deformation (Marko et al., 1990). However, we could not measure the original orientation of the Lower Miocene stress axes, since after Oligocene the area was affected by at least 43° counterclockwise rotation documented by paleomagnetic study of Eggenburgian sediments from Hradište pod Vrátnom (Túnyi and Kováč,

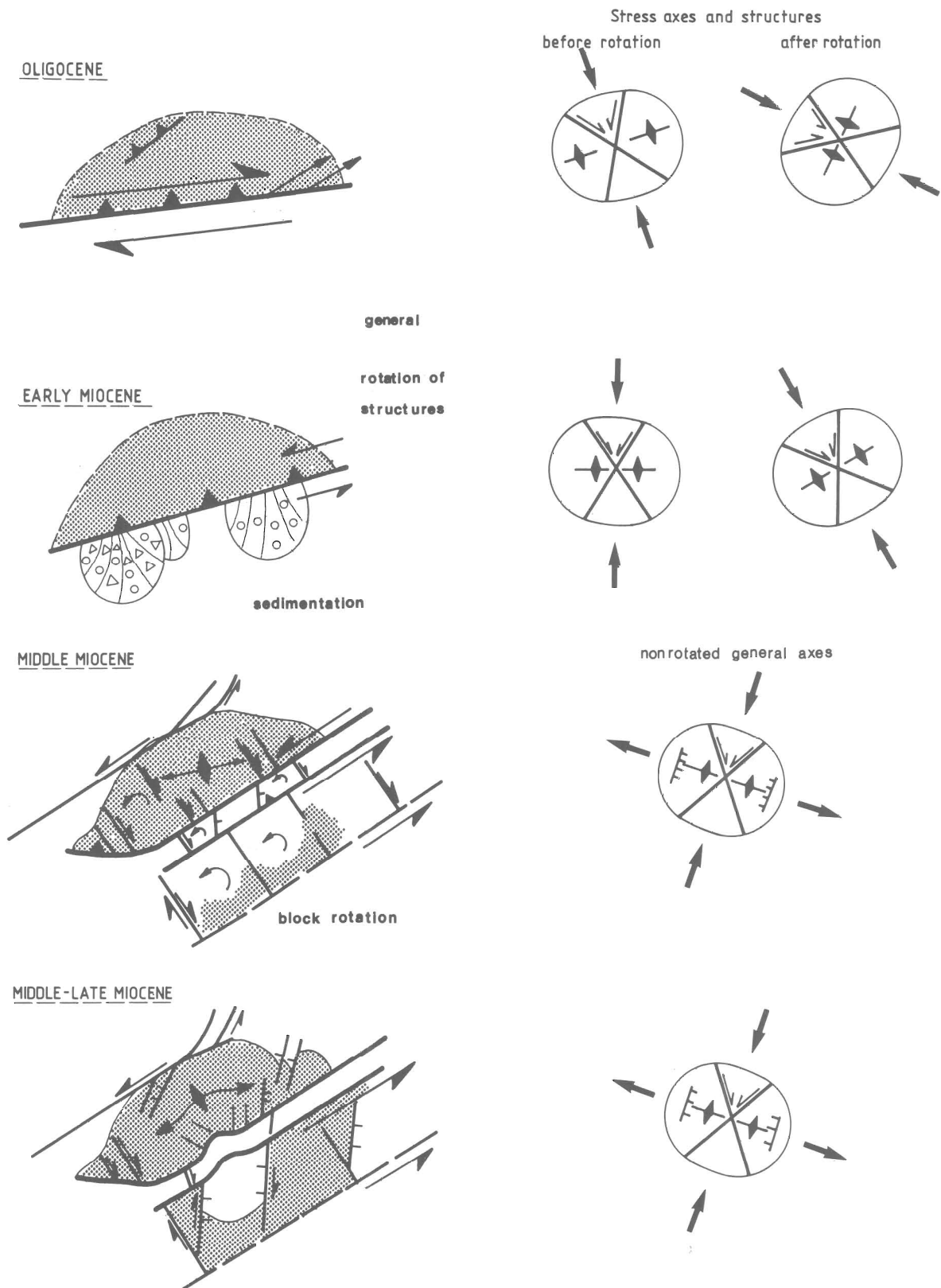


Fig. 10. History of the evolution of the stress field and its rotation in the Brezovské Karpaty Mts. and the Dobrá Voda depression. Detailed explanations see in the text.

Obr. 10. História evolúcie napätového poľa a jeho rotácie v Brezovských Karpatoch a dobrovodskej depresii. Detailné vysvetlivky sú v texte.

1990). To obtain the original position of the stress axes, they have to be clockwise rotated back. Compensating the rotation, the Upper Oligocene-Lowermost Miocene stress axis (σ_1) operated in NNW-SSE direction (Fig. 10A). This orientation is in a good agreement with the direction of kinematic shearing indicators in the Alps during the Cenozoic (Platt et al., 1989). The same structural evolution in Tatric complexes south of the studied area has been proposed by Plašienka (1990). This similarity reflects strong kinematic and dynamic connections existing between the Alps and NW part of the Western Carpathians during this time.

We can compensate rotational effect also in the case of NW-SE to NNW-SSE compression which affected Eggenburgian sediments at NE part of the Vienna Basin during Ottnangian and Karpatian (Nemčok et al., 1989). Eliminating the effect of the block rotation, we can estimate that the maximal horizontal stress axis should have been originally oriented somewhere between NNW-SSE and N-S, if rotation really affected also this area (Fig. 10B).

The Lower Miocene filling of the Dobrá Voda depression is represented by Eggenburgian transgressive clastic sediments, folded Ottnangian aleurolites and Karpatian pelites alternating with pebbly mudstones and conglomerates, frequently containing slump bodies (Kováč et al., 1991). The sedimentation was largely influenced by the activity of the northern border fault, the Dobrá Voda fault, which was according to the orientation of stress axes a reverse fault, probably with a strike-slip component. Consequently, the asymmetric sedimentary wedge of the Dobrá Voda depression was formed in a compressive basin (Fig. 10B), which can be classified as a wrench furrow basin (in the sense of Montenat et al., 1987).

Middle Miocene structures were formed by NNE-SSW compression and WNW-ESE extension. Similar stress field was determined in other regions inside the Carpathian loop (Csontos et al., in press). It seems to prevail after block rotation during the Upper Miocene and Pliocene (Fig. 10C, D).

Mesozoic rocks of the Brezovské Karpaty Mts. form a transpressional push-up between ENE trending, left lateral, right-stepping Brezová and Dobrá Voda fault zones. Between these two faults and a third one situated in the south, block rotation took place (Fig. 10C). Rotation was taken up by NNW trending dextral faults rotating to present NW oriented positions. Normal faults, trending originally in NNE-SSW, progressively participated at accommodation of rotation; oblique dextral and pure dextral slips were generated on these fault

planes. Along through going strike-slips, alternation of extensional and compressional structures can be observed, which are characterized by local or rotated stress axes. These structures are thought to be typical for rotated blocks.

Counterclockwise block rotation was determined in Hungary, in the Bakony Mts. by Tari (in press). Strong similarity exist between the two regions; the rotation occurred in Middle Miocene between NE to ENE trending sinistral strike-slips, local compression arised at block edges and half of the 35–40° rotation was taken up by this process. We can thus agree with Tari's assumption that block rotation between strike-slip faults was a common deformational process in the Carpatho-Pannonian area during the Middle Miocene.

After the block rotation, the continuing left slip on the Dobrá Voda fault zone and the Brezová fault zone induced a drag fold in the Brezová block. This fold slightly deformed the "block rotation fault pattern", fan-shape spaced faults were superimposed on the deformed sets of parallel strike-slips resulting in a more complicated system of sinistral, dextral faults (Fig. 10D).

Conclusions

By methods of structural analysis we have found out that strike-slips dominated during Miocene in the Brezovské Karpaty Mts. As major structures we have found recently WSW-ENE trending faults, which operated during the Upper Oligocene – Lower Miocene deformation period as dextral strike-slips with important reverse component of motion. The direction of compression was NNW-SSE to N-S. One of these major faults, the Dobrá Voda fault, rimmed the creating Dobrá Voda depression as an active dynamical border, which strongly influenced the Dobrá Voda basin. It can be classified as a compressional basin.

Structural and paleomagnetic data suggest that at least a part of the observed 25–45° counterclockwise rotation of Brezovské Karpaty Mts. and Dobrá Voda depression was accommodated by block rotation between major strike-slip faults. Block rotation occurred in Middle Miocene, due to NNE-SSW oriented compression and ESE-WNW extension. In this stress field, the Mesozoic of Brezová block formed a transpressional push-up dome bordered by sinistral, ENE trending Brezová and Dobrá Voda fault zones. Between these through-going faults, pure dextral or dextral normal faults compensated the deformation by rotation. Genetically and temporarily comparable rotations were recorded also in the Pannonian realm; thus it can be regarded as a common Middle Miocene event in Alpine orogene.

Traces of NNW-SSE oriented compression dur-

ing the Oligocene and N-S during Early Miocene were affected by counterclockwise rotation, that is why their present position is WNW-ESE and NNW-SSE. Thus we can generalize, that the recently measured Lower Miocene compression of strange NW-SE direction in SW part of the Western Carpathians is a result of counterclockwise rotation of rocks bearing traces of this compression. The origin of the rotation is in two processes, at least 20° affected the area as a single block rotation, while the Middle Miocene one was significantly accommodated by the above mentioned small-block rotation along strike-slip faults.

In the investigated area we recognized a set of important WSW-ESE faults. In the realm of the Western Carpathians it seems to be an unusual trend, but we can guess close relatedness of this direction with the Eastern Alpine region. The front of the Alpine orogen and important discontinuities inside the Eastern Alps having a similar trend, and displaying the same kinematical activity of so trending faults during contemporary stages were found both in the Eastern Alps and in the southwestern part of the Western Carpathians. Thus we consider this structural direction in the Western Carpathians as a feature of Eastern Alpine tectonic structure which was during Cenozoic occupation of the Western Carpathian space broken and rotated.

References

- Angelier, J. 1979: Neotectonics de l'arc Egéen. *Spec. Publ. Soc. geol. Nord, Villeneuve d'Ascq*, 3, 418 p.
- Angelier, J. 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. geophys. Res. (Washington)*, 8, B7, 5 835-5 848.
- Began, A., Hanáček, J., Mello, J. and Salaj, J. 1984: Geological map of Myjavská pahorkatina upland, Brezovské and Čachtické Karpaty Mts. *Slov. Kartograf., Bratislava*.
- Bergerat, F. and Csontos, L. 1988: Brittle Tectonics and Paleostress field in the Mecsek and Villány Mts. (Hungary): Correlation with the opening mechanism of the Pannonian Basin. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 31, 1-2, 81-100.
- Csontos, L., Bergerat, F., Tari, G. and Fodor, L. (in press): Neogene Tectonic Evolution of the Carpatho-Pannonian Area. *Tectonophysics (Amsterdam)*.
- Fodor, L., Marko, F. and Nemčok, M., 1990: Evolution microtectonique et paleo-champ de contrainte dans le Bassin de Vienne. *Paris, Geodynamica Acta*, 4, 3, 147-158.
- Freund, R. 1970: Rotation of strike-slip faults in Sistan, southeastern Iran. *J. Geol.*, 78, 188-200.
- Freund, R. 1974: Kinematics of transform and transeurrent faults. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 21, 93-134.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F., Tünyi, I. 1989: Basin opening in the lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 1, 37-62.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F., Lintnerová, O., Šucha, V., Šutovská, K. and Uher, P. 1990: Geologicko-geochemické vyhodnotenie vrstev IGHP v oblasti Dobrej Vody a štruktúrno-tektonická charakteristika Dobrovodskej depresie (Malé Karpaty Mts.). *Manuskript - SAV Bratislava*, 58 s.
- Kováč, M., Baráth, I., Šutovská, K., Uher, P. 1991: Spodnomiocénne eventy v sedimentárnom zázname dobrovodskej depresie. *Mineralia slov. (v tlači)*.
- Marko, F. 1989: Brezová pod Bradlom - Baranec. In: *Guide to Excursions of international conference Structural development of the Carpathian-Balkan Orogenic Belt. Bratislava*, 27-29.
- Marko, F., Kováč, M., Šutovská, K. and Fodor, L. 1990: Deformation and kinematics of lower Miocene shear zone (Hrabník beds, Buková depression). *Mineralia slov.*, 22, 5, 399-410.
- Márton, E. 1987: Paleomagnetism and tectonics in the Mediterranean region. *J. Geodyn.*, 7, 33-57.
- McKenzie, D. and Jackson, J. 1983: The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain, and fault movements within a deforming zone. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 65, 182-202.
- Michalík, J., Masaryk, P., Jendrejáková, O., Papšová, J., Broska, I., Lintnerová, O., Planderová, E., Kochanová, M., Soták, J., Bužek, S., Kováčová, J. and Šucha, V. 1987: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu DV-1 (Dobrá Voda). *Manuskript - Geofond Bratislava*, 239 s.
- Mišík, M. and Zverka, P. 1989: Dobrá Voda - Dechtice - hgp - geofyzikálne práce. *Manuskript - Geofond Bratislava*, 23 s.
- Montenat, Ch., Ott D' Esteve, P. and Masse, P. 1987: Tectonic-sedimentary characters of the betic Neogene basins evolving in a crustal transect shear zone (SE Spain). *Bull. Cent. Rech. Pau*, 11, 1, 1-2, 1-22.
- Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. and Fodor, L. 1989: Neogene Tectonics and Paleostress changes in the Czechoslovakian Part of the Vienna Basin. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 132, 2, 443-458.
- Nicholson, C., Seeber, L., Williams, P. and Sykes, L. R. 1986: Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas fault system, southern California. *Tectonics*, 5, 629-648.
- Nur, A., Ron, H. and Scotti, O. 1986: Fault mechanics and the kinematics of block rotations. *Geology*, 14, 746-749.
- Plašienka, D. 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatríku Malých Karpát. *Mineralia slov.*, 22, 1, 55-62.
- Platt, J. P., Behrmann, J. H., Cunningham, P. C., Dewey, J. F., Helman, M., Parish, M., Shopley, M. G., Wallis, S. and Weston, P. J. 1989: Kinematics of the Alpine arc and motion history of Adria. *Nature (London)*, 337, 158-161.
- Ron, H., Freund, Z., Garfunkel, and Nur, A. 1984: Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence. *J. geophys. Res. (Richmond Va.)* 89, 6 256-6 270.
- Ron, H. and Eyal, Y. 1985: Interplate deformation by block rotation and mesostructures along the Dead-Sea Transform, northern Israel. *Tectonics*, 4, 1, 85-105.
- Ron, H. 1987: Deformation along the Yammuneh, the restraining bend of the Dead Sea transform, northern Israel. *Tectonics*, 4, 85-105.
- Rümpel, J. and Horváth, F. 1988: Representative Seismic Reflection Lines and Their Structural Interpretations. In: Royden, L. H. and Horváth, F. (Eds.): *The Pannonian Basin. Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 45, 153-170.
- Segall, P. and Pollard, D. D. 1980: Mechanism of discontinuous faulting. *J. geophys. Res.*, (Richmond Va.) 85, 4 337-4 350.
- Tari, G. 1989: Multiple Neogene block rotations in the Transdanubian Central Range, Hungary. *Terra, Abstract*, 1, 52 p.
- Tari, G. (in press): Multiple Miocene Block Rotation in the Bakony Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). *Tectonophysics (Amsterdam)*.
- Tünyí, I. and Kováč, M. (in press): Paleomagnetic investigation of the Neogene sediments from Malé Karpaty Mts. *Contrib. Geophys. Inst. SAV Bratislava*.
- Woodcock, N. H. 1986: Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geology (London)*, 8, 7, 725-735.

Miocénna strike-slipová tektonika a rotácia blokov v Brezovských Karpatoch

Mikrotektonickou analýzou sa dokázalo, že v priebehu miocénu v karpatsko-panónskej oblasti dominovala strike-slipová krehká tektonika (Kováč et al., 1989; Nemček et al., 1989; Bergerat a Csontos, 1988; Csontos et al., in press). Ostatné štruktúry, ako sú poklesy, prešmyky a vrásky, boli s nimi späté geneticky, ale mali veľký význam aj pre vývin sedimentárnych bazénov. V konečnom dôsledku bolo otvorenie neogénnych sedimentárnych bazénov iniciované aktivitou strike-slipových zlomov v severozápadnej časti Západných Karpát (Kováč et al., 1989), ako aj v panónskom bazéne (Rumpler a Horváth, 1988). Formovanie týchto transtenných a miestami aj transpresných depresí kulminovalo v priebehu spodného a stredného miocénu v rozličných častiach tejto oblasti.

Brezovské Karpaty sú situované v širšej oblasti prechodnej zóny medzi Východnými Alpami a Západnými Karpátmi, kde sú alpské jednotky formujúce predneogénne podložie viedenskej panvy odkryté na povrchu. Mezozoické komplexy brezovskej elevácie patria do jabloňickej jednotky, známej v Malých Karpatoch, kým mezozoické série susednej dechtickej elevácie majú afinitu k chočskej jednotke, hlbokovodnejšieho vývinu (Michalík et al., 1987). Neogénna sedimentárna výplň dobrovodskej depresie prekrýva tektonický styk brezovského a dechtického bloku, reprezentovaný dobrovodským zlomovým systémom (obr. 3). Ten je súčasťou VSV–ZJZ systému zlomov, ktoré sú v skúmanej oblasti dominantnými krehkými štruktúrami. Brezovský zlom lemuje severný okraj brezovskej elevácie, dobrovodský zlom jeho južný okraj na styku s dobrovodskou depresiou (obr. 2, 3).

V Brezovských Karpatoch došlo na týchto zlomoch počas ZSZ až SZ orientovanej kompresie k dextrálnym posunom a k vzniku s nimi asociujúcich štruktúr (obr. 4, 5, 6, 10A). En echelon zvrásnené oligocénne sedimenty pozdĺž podobnej zlomovej zóny v bukavskej brázde dokladajú vrchnooligocénny až spodnomiocénny vek tejto deformácie (Marko et al., 1990). V dôsledku postoligocénnej rotácie blokov, doloženej paleomagneticky (Túnyi a Kováč, v tlači), sme však nemohli merať pôvodnú pozíciu spodnomiocénnych osí napätí, pretože tie boli rotované proti hodinovým ručičkám zhruba o 40°. Ak kompenzujeme túto rotáciu, dostávame pôvodný smer pôsobenia vrchnooligocénnej až spodnomiocénnej kompresie, ktorý bol SSZ–JJV (obr. 10A).

Tento smer je v súlade s kinematickými indikátormi pohybov v Alpách v období terciéru (Platt et al., 1989), čo odráža úzku kinematickú a dynamickú spätosť medzi Alpami a skúmanou časťou Západných Karpát v tomto

období. Podobne možno kompenzovať rotačný efekt v prípade kompresii smeru SZ–JV, a smeru SSZ–JJV, ktoré deformovali sedimenty egenburgu v otnangu a karpate v JV časti viedenskej panvy (Nemček et al., 1989). Ak sa odstráni rotačný efekt, možno odhadnúť, že maximálne kompresné napätie v tomto období originálne pôsobilo v smere SSZ–JJV až S–J (obr. 10B). Spodnomiocénna výplň dobrovodskej depresie reprezentujú transgresívne klastické sedimenty egenburgu, zvrásnené otnanské aleuropelity a pelity karpátu striedajúce sa s obliakovým ílom a konglomerátmi často obsahujúcimi sklzové telesá (Kováč et al., 1991). Sedimentáciu teda významne ovplyvnila aktivita severného okrajového dobrovodského zlomu, ktorý fungoval ako prešmyk s výrazným strike-slipovým komponentom pohybu. V dôsledku toho sa sedimentárna výplň dobrovodskej depresie formovala v kompresnom bazéne (obr. 10B) typu wrench furrow (v zmysle Montenata et al., 1987). Stredne miocénne štruktúry sa formovali pri kompresii smeru SSV–JJZ a extenzii smeru ZSZ–VJV. Podobné napätové pole bolo určené aj v iných oblastiach vnútri karpatského oblúka (Csontos et al., in press). Toto napätie formovalo štruktúry v študovanej oblasti v období miocénu počas rotácie blokov a hlavne po nej, mohli sme ho teda merať v pôvodnej pozícii (obr. 10C, D). Mezozoické horniny Brezovských Karpát sa formovali ako transpresná elevácia medzi sinistrálnym brezovským a dobrovodským strike-slipom smeru VSV–ZJZ. Medzi týmito dvoma poruchami a ďalšou, ktorú predpokladáme južnejšie, nastala rotácia blokov (obr. 10C). Rotácia sa realizovala vďaka SSZ–JJV dextrálnym strike-slipom, ktoré zrotovali do ich dnešnej pozície smeru SZ–JV (obr. 9). Poklesové zlomy orientované pôvodne v smere SSV–JJZ sa tiež uplatnili pri rotáciách a generovali sa na nich šikmé, ale aj čisté dextrálne posuny (obr. 8). Lavostranná rotácia sa zistila aj v Maďarsku v Bakonskom lese (Tari, v tlači) a uplatnila sa tiež počas stredného miocénu medzi SV–JZ až VSV–ZJZ sinistrálnymi strike-slipmi. Možno teda súhlasiť s Tariho predpokladom, že rotácia blokov medzi strike-slipovými zlomami bola typickým deformačným procesom v karpatsko-panónskej oblasti v období stredného miocénu. Sinistrálny posun pokračujúci po rotácii blokov pozdĺž zlomov VSV–ZJZ smeru spôsobil čosväte ohnutie paleoalpínskych štruktúr v brezovskej elevácii (obr. 10D). Tento ohyb mierne deformoval zlomy aranžované v strižnej zóne pri rotácii blokov. V mieste najväčšieho ohybu vznikli vejárovito usporiadané sinistrálne aj dextrálne strike-slipy generované ohybom (obr. 9C).

Zmeny v sedimentárnom zázname spodného miocénu v dobrovodskej depresii

MICHAL KOVÁČ¹, IVAN BARÁTH¹, KATARÍNA ŠUTOVSKÁ², PAVEL UHER¹

¹ Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

² Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina – G, 845 15 Bratislava

(Doručené 25. 1. 1991, revidovaná verzia doručená 26. 2. 1991)

Lower Miocene events in the sedimentary record of the Dobrá Voda Depression

The Dobrá Voda Depression is situated in the northern part of the Malé Karpaty Mts. Its formation, similarly as the Lower Miocene sedimentation, was controlled by the activity of the Dobrá Voda Fault at its northern boundary. Sedimentological, micropaleontological, heavy-mineral studies and structural analysis allowed to distinguish and correlate bio-, litho- and tectonoevents recorded in the Lower Miocene filling of the depression.

Úvod

Poloha dobrovodskej depresie (obr. 1) na styku alpských a centrálno-karpatských jednotiek v blízkosti akrečnej prizmy tvorenej flyšovými príkrovmi, ako aj eventy zaznamenané v jej spodnomiocénnej sedimentárnej výplni poskytujú dobrú možnosť na pochopenie terciérneho vývoja alpsko-karpatskej kolíznej zóny.

Tectonic escape – únik západokarpatského segmentu

V oligocéne nastala na rozhraní Východných Álp a Západných Karpát významná paleogeografická zmena. Únik západokarpatského segmentu z alpského priestoru sprevádzalo formovanie akrečnej prizmy tvorenej flyšovými príkrovmi na čele orogénu a štruktúrna prestavba paleoalpínsky konsolidovanej časti Centrálnych Západných Karpát. Pod vplyvom kompresie smeru SSZ–JJV v akrečnej prizme dominovala násunová a prešmyková tektonika (Nemčok, 1990). V západnej časti Centrálnych Západných Karpát ľavostranné horizontálne posuny smeru SSV–JJZ sprevádzali pravostranné posuny smeru VJV–ZSZ a spätné prešmyky s vergenciou dovnútra Karpát (Marko et al., 1990). S redukciou priestoru späť výzdvih akrečnej prizmy spôsobil migráciu depozičných centier do jej frontálnej a tylovej oblasti.

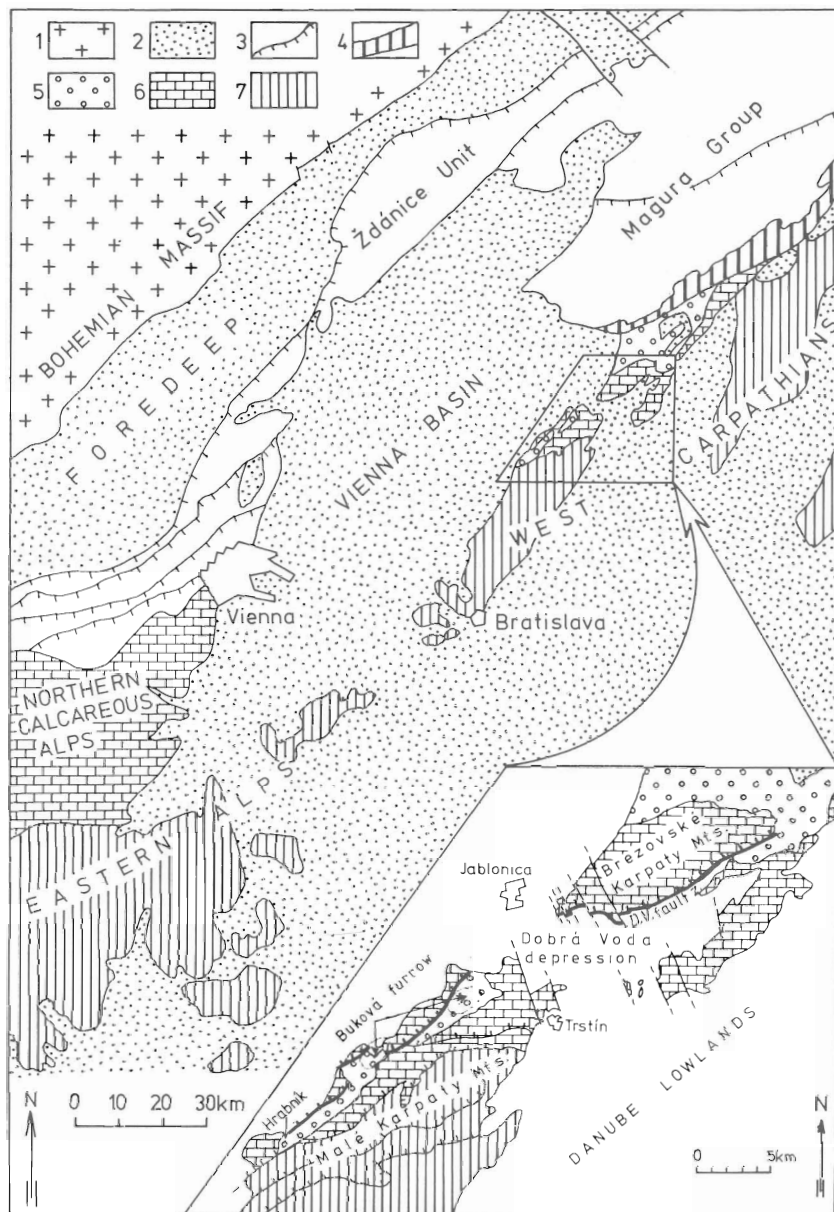
V tylovej oblasti akrečnej prizmy za najmladšie paleogénne sedimenty obsahujúce autochtónne spoločenstvo vápňitého nanoplanktónu považujeme turbidity hrabníckych vrstiev (Marko et al., 1990) v bukovskej brázde JZ od dobrovodskej depresie. Chudobné spoločenstvo zóny NP 23

s prevahou *Cyclicargolithus floridanus* svojou podobnosťou so spoločenstvami zo ždánickej jednotky naznačuje prepojenie frontálnych šíromorských oblastí s tylovou časťou akrečnej prizmy. Ďalšie výskyty vápňitého nanoplanktónu zóny NP 23 z Centrálnych Západných Karpát sú známe z Turčianskej, Zvolenskej a Banskobystrickej kotliny, ale tie už naznačujú plytšie, príbrežnejšie prostredie, napr. rodom *Zyghrabdulus* a *Pontosphaera* (Bystrická, 1979, 1990).

Napriek tomu, že v západnej časti Centrálnych Karpát nie sú známe autochtónne sedimenty ege-ru, najmladšie redepozície vápňitého nanoplanktónu zón NP 24 a NP 25 do spodnomiocénnych sedimentov dobrovodskej depresie s typickými druhmi *Discolithina enormis* a *Cyclicargolithus abisectus* nás oprávňujú uvažovať, že časť akrečnej prizmy a k nej prilahlej oblasti bola zaplavená až do tohto obdobia.

Kišelský vek hrabníckych vrstiev a jeho vrásová deformácia (Marko et al., 1990) datuje začiatok štruktúrnej prestavby alpsko-karpatskej styčnej zóny v oblasti dobrovodskej depresie. Redukciu priestoru koncom oligocénu (a v spodnom miocéne) tu sprevádzal výzdvih akrečnej prizmy a vznik spodnomiocénneho sedimentačného priestoru.

Postupnú denudáciu flyšových súvrství dobre dokumentujú preplavené spoločenstvá nanoplanktónu do spodnomiocénnych sedimentov dobrovodskej depresie. Sedimenty egenburgu sa vyznačujú redepozíciami zón NP 24 a NP 25, otanské a spodnokarpatské sedimenty obsahujú druhy vrchnoeocénnych zón NP 19 a NP 20, kým v sedimentoch najvyššej časti karpátu sa vyskytujú aj druhy zóny NP 16 redeponované zo sedimentov stredného eocénu (obr. 2).



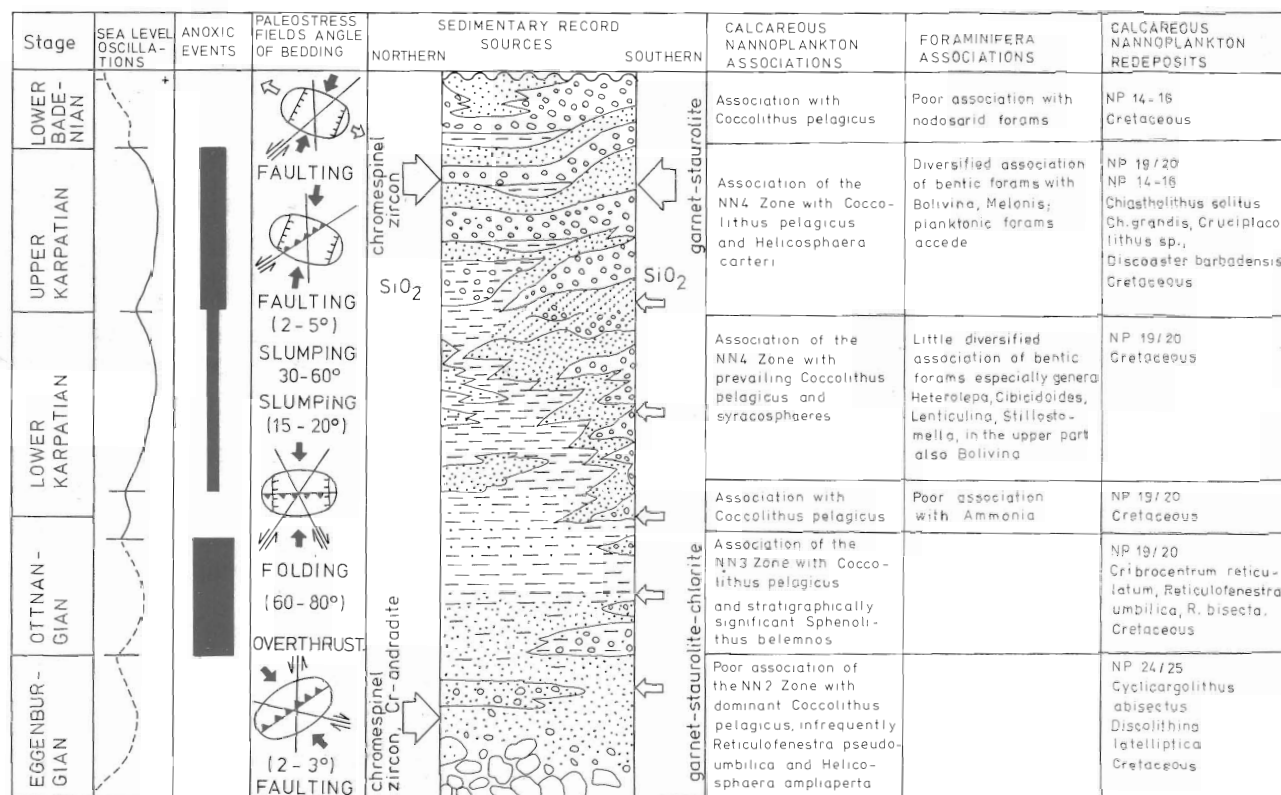
Obr. 1. Geologická situácia v alpsko-karpatskej prechodnej zóne. 1 – Český masív, 2 – neogénne panvy (predhľbeň, viedenská panva, podunajská panva), 3 – flyšové pásmo – akrečná prizma, 4 – bradlové pásmo, 5 – vrchnokriedové a paleogénne jednotky, 6 – jednotky Severných Vápencových Álp, 7 – jednotky Východných Álp a Západných Karpát.

Fig. 1. Geological situation in the Alpine-Carpathian transitional zone. 1 – Bohemian Massif, 2 – Neogene basins (foredeep, Vienna Basin, Danube Basin), 3 – Flysch Zone – accretion prism, 4 – Klippen Belt, 5 – Upper Cretaceous and Paleogene Units, 6 – Northern Calcareous Alps, West Carpathians Units.

Predpoklad väčšieho rozšírenia paleogénnych sedimentov v západnej časti Centrálnych Karpát priľahlých k akrečnej prizme a ich spodnomiocénnu eróziu potvrdzuje okrem iného zvýšený obsah kremeňových zŕn v egenburskom pieskovi transgredujúcom na karbonátové horniny v oblasti dobrovodskej depresie, ako aj v nich sa nachádzajúce závalky ílovca, asociácie ťažkých minerálov poukazujúce svojím zložením na pôvod zo senón-

ských a paleogénnych hornín, aké sú dnes známe v oblasti bradlového pásma, brezovskej a myjavskej skupiny, ako aj na mnohých miestach prítomnosť paleogénnych hornín v obliakoch jablonických zlepencov.

Významnou udalosťou sprevádzajúcou únik západokarpatského segmentu z alpskej oblasti bola transgresia egenburského mora cez front flyšových príkrovov magurskej skupiny do otvárajúcich sa



Obr. 2. Eventy a zmeny v sedimentárnom zázname, paleontologickom obsahu a tektonike.

Fig. 2. Events and changes in sedimentary record, paleontological content and tectonics.

spodnomiocénnych sedimentárnych priestorov na území Centrálnych Západných Karpát.

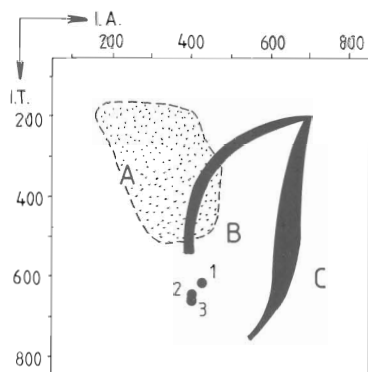
Bazálne zlepenec v oblasti dobrovodskej depresie sú hrubozrnné až balvanité s netriedeným, zle opracovaným klastickým materiálom. Morský príbrežný vývoj s častou vrtavou činnosťou organizmov sa laterálne zastupuje so sutinovými kužeľmi viažúcimi sa na prešmyky s vergenciou do vnútra Karpát (Kováč et al., 1988; Baráth a Kováč, 1989). Obliaky zlepenecov a brekcií obsahujú výlučne horniny priameho podložja, triasové vápence a dolomity najvyšších subtranskarpátových príkrovov. Smerom do nadložja prechádzajú do masívnych pieskovcov s polohami zlepenecov. Dobrá vytriedenosť pieskovcov, zvýšený obsah kremeňových zŕn, väčšia diverzita obliakového materiálu zlepenecov, ktoré okrem triasových obsahujú aj jurské a kriedové karbonáty, poukazujú na rozšírenie zdrojovej oblasti (Kováč et al., 1990).

Asociáciu ťažkých minerálov charakterizuje najmä zirkón, chrómspinelidy, rutíl, turmalín, granát a ilmenit, pričom od bázy smerom do nadložja sa zrná ťažkých minerálov postupne znižujú a pestrosť asociácie sa redukuje. Typologická analýza zirkónu (najmä typy a subtypy S_{17} – S_{25} , J_2 – J_5 , D, P_3 – P_5 a i., Pupin a Turco, 1972; Pupin, 1980) indikuje ako materské horniny granitoidy a kyslé vul-

kanity vápenato-alkalickej, prípadne až alkalickej série. Výskyty zirkónu sú typologicky výrazne odlišné od zirkónu anatektických granitoidov hercýnskeho veku Centrálnych Západných Karpát (obr. 3). Navyše výskyty chrómspinelidov a Cr-andraditu indikujú prítomnosť ultrabázických hornín. Pôvod týchto minerálov nás oprávňuje predpokladať, že pochádzajú z primárneho zdroja, za ktorý Marschalko (1986) pokladá produkty subdukčného magmatizmu typu ostrovných oblúkov alebo okrajov kontinentu s oceánickým trencom. Horniny redeponované z tohto zdroja do kriedových a paleogénnych sedimentov sa dnes nachádzajú v bradlovom pásme (Mišík et al., 1980; Masaryk, 1980; Krivý, 1969; Šimová, 1985), v brezovskej a myjavskej skupine. Z nich, ako aj z hornín, ktoré sa im podobajú, odvodzujeme „severný zdroj“ ťažkých minerálov v oblasti dobrovodskej depresie. „Južný zdroj“, z ktorého pochádza menšia časť asociácie najmä vo vyššej časti vrstvového sledu egenburských sedimentov, odvodzujeme z dnešného podložja Podunajskej nížiny, kryštalinika Malých Karpát, prípadne Považského Inovca.

Spoločenstvá vápnného nanoplanktónu obsahujú prevažne druh *Coccolithus pelagicus*, zriedkavo sú prítomné stratigraficky dôležité druhy zóny

NN 2 *Helicosphaera ampliaperta* a *Reticulofenestra pseudoumbilica*. Chudobné spoločenstvá nanoplanktónu, neprítomnosť foraminifer, typ sedimentu, v ktorom sa miestami nachádzajú zvyšky hrubostenných molúsk (*Ostrea* sp., *Cardium* sp.), zriedkavé čerinové a šikmé zvrstvenie poukazujú na to, že oblasť dnešnej dobrovodskej depresie predstavovala v egenburgu okraj sedimentačného priestoru. Podľa našich predpokladov jeho hlbšie časti, resp. depocentrá, sa dnes nachádzajú v severnej časti viedenskej panvy. Tu prítomné spoločenstvá aglutinovaných foraminifer (batisifónovo-cyklamínové spol.) naznačujú prostredie bohaté na živiny, hojný terigénny znos, prípadne prítomnosť studených prúdov.



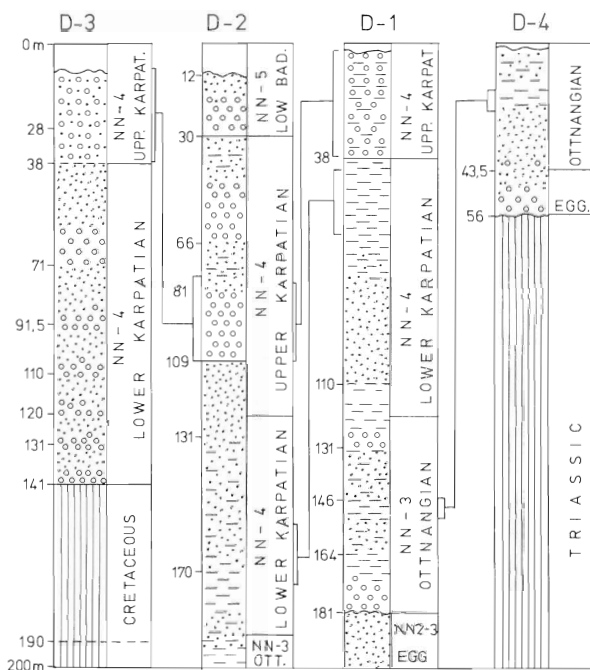
Obr. 3. Typologické ťažiská zirkónov zo sedimentov karpatu v oblasti Dobrej Vody. A – oblasť granitoidov kôrového alebo najmä kôrového pôvodu (orogénne anatektické aluminózne granitoidy), B – oblasť granitoidov kôrovo-plášťového pôvodu, hybridné granitoidy (orogénne granitoidy vápenato-alkalickej série), C – oblasť granitoidov plášťového alebo najmä plášťového pôvodu (anorogénne granitoidy alkalickej a tholeiitickej série), I. T. – index teploty, I. A. – index alkalinity (Pupin, 1980, 1985 – upravené). 1 – Dobrá Voda – vrt, vzorka D3/48, 2 – Naháč-Prekážka, vzorka N7, 3 – Dobrá Voda-Vlasáčka, vzorka N3. Bodkovaná oblasť – pole typologických ťažísk zirkónov z hercýnskych granitoidov Centrálnych Západných Karpát (Broska a Uher – nepublikované údaje).

Fig. 3. Typologic mean points of zircons from Karpatian sediments in the Dobrá Voda region. A – field of crustal or predominantly crustal granitoids (orogenic aluminous granitoids), B – field of crustal-mantle granitoids, hybrid granitoids (orogenic granitoids of calc-alkaline series), C – field of mantle or predominantly mantle granitoids (anorogenic granitoids of alkaline and tholeiitic series), I. T. – temperature index, I. A. – alkalinity index (Pupin, 1980, 1985 – adjusted). 1 – Dobrá Voda – borehole, sample D3/48, 2 – Naháč-Prekážka, sample N7, 3 – Dobrá Voda-Vlasáčka, sample N3. Spotted area – field of typologic mean points of zircons from Hercynian granitoids of the Central Western Carpathians (Broska, Uher, unpublished data).

Smerom na V od dnešnej dobrovodskej depresie zasahovala transgresia egenburského mora na Považie, do Bánovskej kotliny a do oblasti Hornej Nitry. More bolo na rozdiel od viedenskej panvy plytšie, s podmienkami vhodnejšími na rozvoj foraminifer s vápnitou schránkou. Jeho najhlbší vývoj charakterizujú lentikulínové a lentikulínovo-

cibicidové spoločenstvá (Cícha et al., 1971, in Steininger a Seneš, 1971). Vyšší obsah CaCO_3 dokumentujú aj výskyt balanových a extraklastových vápencov plytkého litorálu na severných okrajoch dobrovodskej depresie a v okolí Nového Mesta nad Váhom.

V otnangu predpokladáme podobne ako vo viedenskej panve (Jiríček a Tomek, 1981) a Bánovskej kotline (Brestenská, 1980) neprerušenu sedimentáciu aj v oblasti dobrovodskej depresie (Kováč et al., 1990). Na tektonickú aktivitu kontrolujúcu rozsah sedimentačného priestoru upozorňujú bazálne zlepenec s ílovitým tmelom vo vrte D-1 transportované z okraja do hlbších častí panvy. Vo vrte D-4 prechádzajú egenburské siltovce do siltovcov otnanského veku. V spoločenstve nanoplanktónu sa objavuje stratigraficky významný druh zóny NN 3 *Sphenolithus belemnus*, foraminifery nie sú prítomné (obr. 4).



Obr. 4. Schematické vŕtné profily D-1, D-2, D-3, D-4 a ich korelácia na základe vyhotovenia vápnitého nanoplanktónu a foraminiferových asociácií.

Fig. 4. Schematic drilling profiles D-1, D-2, D-3, D-4 and their correlation based on calcareous nannoplankton and foraminifera associations evaluation.

Smerom do nadložia v obidvoch vŕtoch prevládajú siltovce postupne prechádzajúce do ílovcov, ktoré obsahujú bohaté a diverzifikované spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu a môžu svedčiť o prehĺbení sedimentačného priestoru.

Pre vrstvový sled je charakteristická prítomnosť čerinového, flaserového a šikmého zvrstvenia,

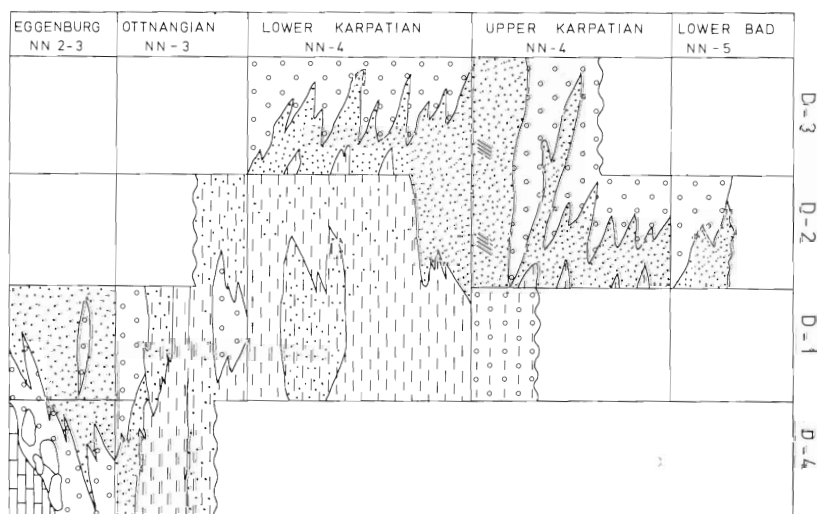
hojné stopy po bioturbácii, častý je výskyt rybích šupín, zvyškov molúsk, zuhoľnatených rastlín, zriedkavé sú ihlice hubiek. Čierna farba sedimentu s relatívne vysokým obsahom pyritu spolu so sporadickou prítomnosťou bentosu (bez foraminifer) naznačujú anoxický režim pri dne (obr. 2). Podobný vývoj ako v oblasti dobrovodskej depresie je známy aj z Bánovskej kotliny, kým sedimenty v S časti viedenskej panvy vznikali v dobre prevzdušnenom prostredí a obsahujú diverzifikované spoločenstvo bentózných foraminifer (Cícha et al., in Papp, Seneš a Rögl, 1973). Príčinou zníženého obsahu kyslíka v spodnej časti vodného stĺpca v sedimentačnom priestore na území Centrálnych Karpát si vysvetľujeme izoláciou tejto časti otnanského sedimentačného priestoru. Zaujímavosťou pritom je, že na rozdiel od viedenskej panvy obsah bóru v otnanských sedimentoch dobrovodskej depresie s výnimkou ich najvrchnejšej časti dokladá prostredie s normálnou salinitou (Šucha in Kováč et al., 1990).

Petrografické zloženie obliakového materiálu otnanských zlepencov sa okrem prítomnosti triasových dolomitov a vápencov, jurských a spodnokriedových vápencov vyznačuje zvýšeným obsahom triasových kremencov a pieskovcov, žilného kremeňa a miestami aj granitov. Vyšší stupeň vytriedenia zlepencov, tvoriacich menšie polohy v siltovcoch, naznačuje relatívne dlhý transport z J a JV (oblasť Malých Karpát a podľožia Podunajskej nížiny). Prevaha siltovcov a ílovcov so sedimentárnymi textúrami plochého pobrežia wotového mora naznačuje mierny reliéf zdrojovej oblasti. Častú pyritovú kôrku na povrchu obliakov spôsobil anoxický režim sedimentácie.

V asociácii ťažkých minerálov z oblasti dobrovodskej depresie prevláda autigénny pyrit (obr. 8). Detritické ťažké minerály tvoria v otnanských sedimentoch nevýraznú asociáciu hlavne s granátom, staurolitom a chloritom. Ich zdrojom boli zrejme granaticko-staurolitické svory až pararuly viac alebo menej postihnuté retrográdnou chloritizáciou. Na metamorfný pôvod granátu poukazujú typické inklúzie ilmenitu opísané z granátov kryštalických bridlíc Malých Karpát, ako aj jeho chemické zloženie (Miklós, 1985; Veselý et al., 1986). Prítomnosť turmalínu možno odvodzovať rovnako z metapelitov, ako aj z hornín so zvýšeným obsahom kremeňa. Sú to alebo metamorfované kvacity, alebo spodnotriasové kremence vyznačujúce sa v Malých Karpatoch zvýšeným obsahom turmalínu (Mišík a Jablonský, 1978), čo dobre korešponduje s petrografickým zložením obliakového materiálu zlepencov.

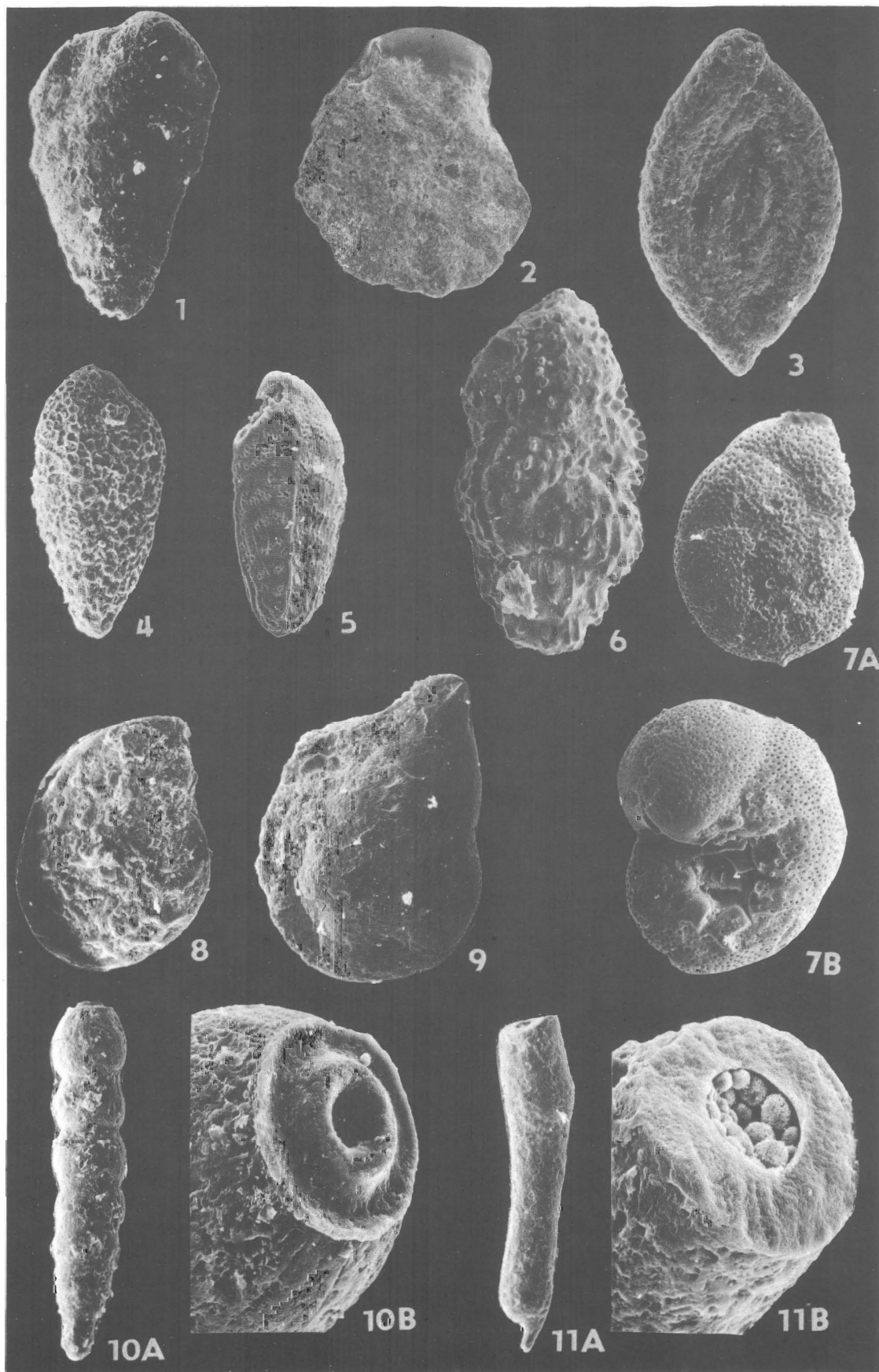
Vrstvový sled otnangu ukončujú ílovce s popraškom siltu na vrstvových plochách až laminkami siltovcov s hyposalinnou mikrofaunou (*Amonia*) a úlomkami molúsk, nie však rzehákií. Vznikli v prostredí s dobrou aeráciou. Sú bez pyritu, svetlejšej farby a obsahujú bohaté spoločenstvá bentózných foraminifer. Podobné vrstvy s amonií sú aj v Bánovskej kotline (Brestenská, 1977) a pokladáme ich za ekvivalent rzehákiových vrstiev z viedenskej panvy.

Táto časť sedimentov otnangu z biostratigrafického hľadiska dokumentuje novú osciláciu morskéj hladiny (obr. 2). Zmenu paleoekologických podmienok sprevádzala čiastočná zmena dynamiky sedimentačného prostredia v úzkej súvislosti so zmenou tektonického režimu. Aktivizáciu zlomu



Obr. 5. Distribúcia facií na základe vrtňových profilov D-1, D-2, D-3, D-4. (Litologické symboly: krúžky – zlepence, bodky – pieskovce a siltovce, čiarky – íly, ílovce).

Fig. 5. Facies distribution based on drilling profiles D-1, D-2, D-3, D-4. (Lithological symbols: circles – conglomerates, dots – sandstones and siltstones, dashes – clay, claystones).



na severnom okraji dobrovodskej depresie komotnang a v karpate dokumentuje zvrásnenie otnanských sedimentov vo vrte D-1. Sklony vrstiev tu dosahujú 60–80°, častý je výskyt tektonických zrkadiel.

Intramontane basin opening – vznik vnútrohorskej panvy

Ukončenie vývoja akrečnej prizmy v alpsko-karpatskej prechodnej zóne v spodnom miocéne dokumentuje posledné dosunutie čiel príkrovov na predhlbeň (Jiríček, 1979) a vznik vnútrohorského sedimentačného priestoru, ktorý zjednotil pôvodnú panvu typu piggy-back v akrečnej prizme s panvou v jej tylovej oblasti.

Karpatský vývoj vnútrohorskej panvy bol pod vplyvom kompresie smeru S–J (Marko et al. v tomto čísle). Jej tvar a sedimentáciu kontrolovali hlavne lavostranné horizontálne posuny smeru SV–JZ a spätné prešmyky smeru ZJZ–VSV, ku ktorým patrilo aj dobrovodske zlomové pásmo.

Transgresia sa prejavila len v okrajových častiach panvy. Dokumentuje ju erozívny styk hruboklastických zlepcov spodného karpátu so senónskymi arkózovými pieskovecami vo vrte D-3 (obr. 4, 5).

Obliakový materiál zlepcov na báze karpátu má podobné zloženie ako v otnangu. Prevažujú triasové vápence a dolomity, menej je jurských, prevažne rádioláriových a kriedových kalpionelových vápencov. Časté sú obliaky zelených arkózových pieskovcov senónu z priameho podložja. Hojná je aj prítomnosť kremencov, rohovcov, žilného kremeňa a kremitých pieskovcov, ktoré v distálnejšej fáci vo vrte D-2 dominujú (obr. 4). Štúdium ťažkých minerálov potvrdilo podobne ako v otnanských sedimentoch chudobnú metamorfogénnu asociáciu granát, staurolit, chlorit z „južného zdroja“.

Dynamiku pobrežia charakterizuje množstvo opakujúcich sa gradačných cyklov, ktoré sa začínajú zlepcami až brekciami smerom do nadložja prechádzajúcimi do pieskovcov, siltovcov a ílovcov. Farba sedimentov je zelenosivá, sivá až čierna. Prítomné sú laminky a vrstvičky zuhoľnatenej organickej hmoty, zvyšky rastlín a vysoký obsah pyritu vznikajúceho v anoxickom prostredí. Na občasné zásahy mora do okrajovej lagúnarnej čas-

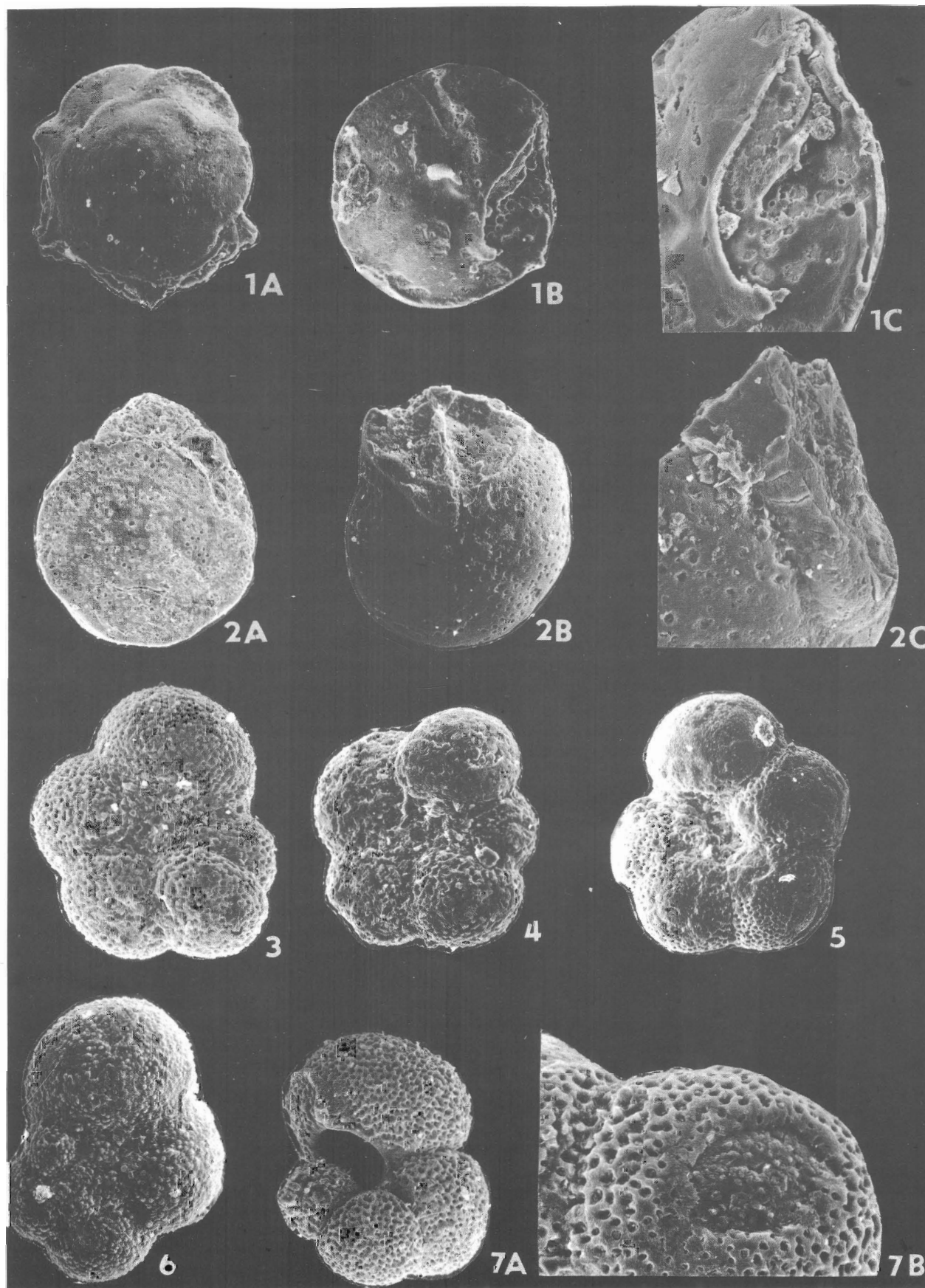
ti poukazuje zvýšený obsah glaukonitu, zvyšky molúsk a mikrofauna.

V panvovej fáci pokračovala neprerušená sedimentácia z otnangu do karpátu. Usadili sa siltovce s vrstvičkami pieskovcov a ílovcov s častým výskytom schránok molúsk, stopami po bioturbácii, zuhoľnatými zvyškami rastlín a zriedkavo šupinami rýb. Na osciláciu morskej hladiny poukazuje len zmena mikropaleontologického obsahu. Asociácie vápňitého nanoplanktónu zóny NN 4 charakterizuje spoločenstvo s prevažujúcim *Coccolithus pelagicus* a syrakosférami. Málo diverzifikované, skoro monošpecifické spoločenstvá bentónnych foraminifer s rodmi *Heterolepa*, *Cibicidoides*, *Lenticulina*, *Stillostomella* vo vyššej časti aj *Bolivina*, spolu s hojnou prítomnosťou pyritu indikujú znížený obsah kyslíka pri dne. Spoločenstvá foraminifer z oblasti dobrovodskej depresie možno porovnávať so spodnokarpatskými tanatocenózami z viedenskej panvy (Cícha, Seneš a Tejkal, 1967) a Bánovskej kotliny (Brestenská, 1977). Tie sú však oveľa diverzifikovanejšie, čo vyplýva z prevládajúceho morského režimu v západnej časti Karpát. Zhoršenie paleoekologických faktorov (horšia aerácia) a zväčšenie rýchlosti sedimentácie v oblasti dobrovodskej depresie mohla spôsobiť čiastočná izolácia v dôsledku tektonickej aktivity (obr. 2).

Prevládajúce siltovce vo vrte D-1 smerom do nadložja prechádzajú do ílovcov s popraškom siltu na vrstvomých plochách známe pod názvom „karpatský šlíř“, ktoré sa usadili počas kulminácie morskej transgresie. Na povrchu ich poznáme zo SV okraja viedenskej panvy pri Čerovej-Lieskovom. Teleso pieskovcov v ich spodnej časti, na ktorého báze sú závalky ílovcov z erodovaného podložja, bolo transportované z okraja do panvy a naznačuje tektonickú kontrolu sedimentácie počas spodného karpátu. Podobne vo vrte D-2 v nadložných siltovcoch striedajúcich sa s ílovcami sú časté sklzové textúry a polohy synsedimentárnych brekcií. Oproti podložia so sklonom vrstiev 15–20° vrstvy so sklonom 30–60° vykazujú uhlovú diskordanciu podobne ako s nadložnými vrstvami sklonenými 2–3°. Spolu s paleoekologickými ukazovateľmi objavenie sa plytkovodnejších spoločenstiev foraminifer ako v okolitej hornine jednoznačne dokazuje prítomnosť sklzových telies.

Vrstvomý sled spodného karpátu ukončujú pies-

◀ Obr. 6. 1 – *Textularia ex gr. gramen* ORB., celkový pohľad, D-1, 38 m, zv. 190×; 2 – *Cribrostornoides kjurendagensis* (MORGS.), celkový pohľad, D-1, 16 m, zv. 70×; 3 – *Sigmolopsis celata* (COSTA), celkový pohľad, D-1, 30 m, zv. 120×; 4 – *Bolivina hebes* MACFAD., celkový pohľad, D-1, 17 m, zv. 120×; 5 – *Bolivina scalprata* SCHWAGER, celkový pohľad, D-1, 17 m, zv. 110×; 6 – *Uvigerina scutellata* (ORB.), celkový pohľad, D-1, 45 m, zv. 110×; 7 – *Vatulinaria akneria* (ORB.), D-1, 17 m. a – špirálna strana, zv. 130×, b – umbilikálna strana, zv. 140×; 8 – *Elphidium* sp., celkový pohľad, D-1, 116 m, zv. 150×; 9 – *Lenticulina* sp., celkový pohľad, D-1, 40 m, zv. 100×; 10 – *Stillostomella elegans* (ORB.), D-1, 42 m. a – celkový pohľad, zv. 100×, b – detail medzikomôrrovej priehradky, zv. 400×; 11 – *Stillostomella pauperata* (ORB.), D-1, 64 m, a – celkový pohľad, zv. 130×, b – detail ústia s framboidálnymi pyritmi, zv. 400×.



kovce s častými rozmyvmi na vrstvových plochách gradačným a šikmým zvrstvením. Objavujú sa laminárne zuhoľnatenej organickej hmoty a zuhoľnatené zvyšky rastlín v panvovej (D-2) aj v príbrežnej (D-3) fácií (obr. 2). Na základe paleontologických ukazovateľov (náhla zmena v zložení vápnitého nanoplanktónu a o niečo vyššie aj spoločenstiev foraminifer) sem kladieme priechod zo spodného do vrchného karpátu. Zmena charakteru sedimentácie spätá s osciláciou hladiny sa dá interpretovať ako otvorenie sedimentačného priestoru dobrovodskej depresie v dôsledku tektonickej aktivity širomorskému prostrediu viedenskej panvy, Bánovskej kotliny a panvám na južnom Slovensku, kde sú podobné spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu s rodom *Coccolithus pelagicus* a syrakosféricami nahradené spoločenstvami s hojnou *Helicosphaera carteri*.

Od vrchného karpátu znovu nastávali zmeny v paleogeografii alpsko-karpatskej prechodnej oblasti. Podobne ako vo vnútrohorských panvách Západných Karpát aj tu nastala batymetrická diferenciácia (Šutovská, 1990), ktorá viedla k novému usporiadaniu sedimentačných priestorov v bádene.

Druhú osciláciu morskej hladiny v karpate charakterizuje v spoločenstve vápnitého nanoplanktónu hojná *Helicosphaera carteri*, ktorá podobne ako hojný výskyt planktonických foraminifer a pestrejších spoločenstiev bentónnych foraminifer s rodom *Melonis* indikuje prehĺbenie v oblasti dobrovodskej depresie. Rýchlu subsidenciu sprevádzanú akumuláciou usadenín bohatých na organickú hmotu okrem hrúbky sedimentov indikuje aj vysoký obsah autigénneho pyritu (obr. 2).

Na J a JV okraji dobrovodskej depresie pokračovala aj vo vrchnom karpate cyklická sedimentácia zlepenecov a pieskovcov, sčasti v podobe aluviálnych náplavových kužeľov, v ktorých niektoré obliaky dosahujú miestami až 30–40 cm. Petrografické zloženie zlepenecov, ktoré stotožňujeme s jablonickými zlepencami (Buday et al., 1962), je veľmi pestré. Gradačné cykly sa začínajú zlepencami, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do pieskovcov, siltovcov až ílovcov obsahujúcich laminárne zuhoľnatenej organickej hmoty, zvyšky rastlín, sporadicky výskyt schránok molúsk a stopy po bioturbácii. Sklon vrstiev 2–5° môže zodpovedať pôvodným paleosklonom náplavových kužeľov, ktorých sedimentácia svedčí o transporte klastického materiálu ovplyvnenom humídnou klímou.

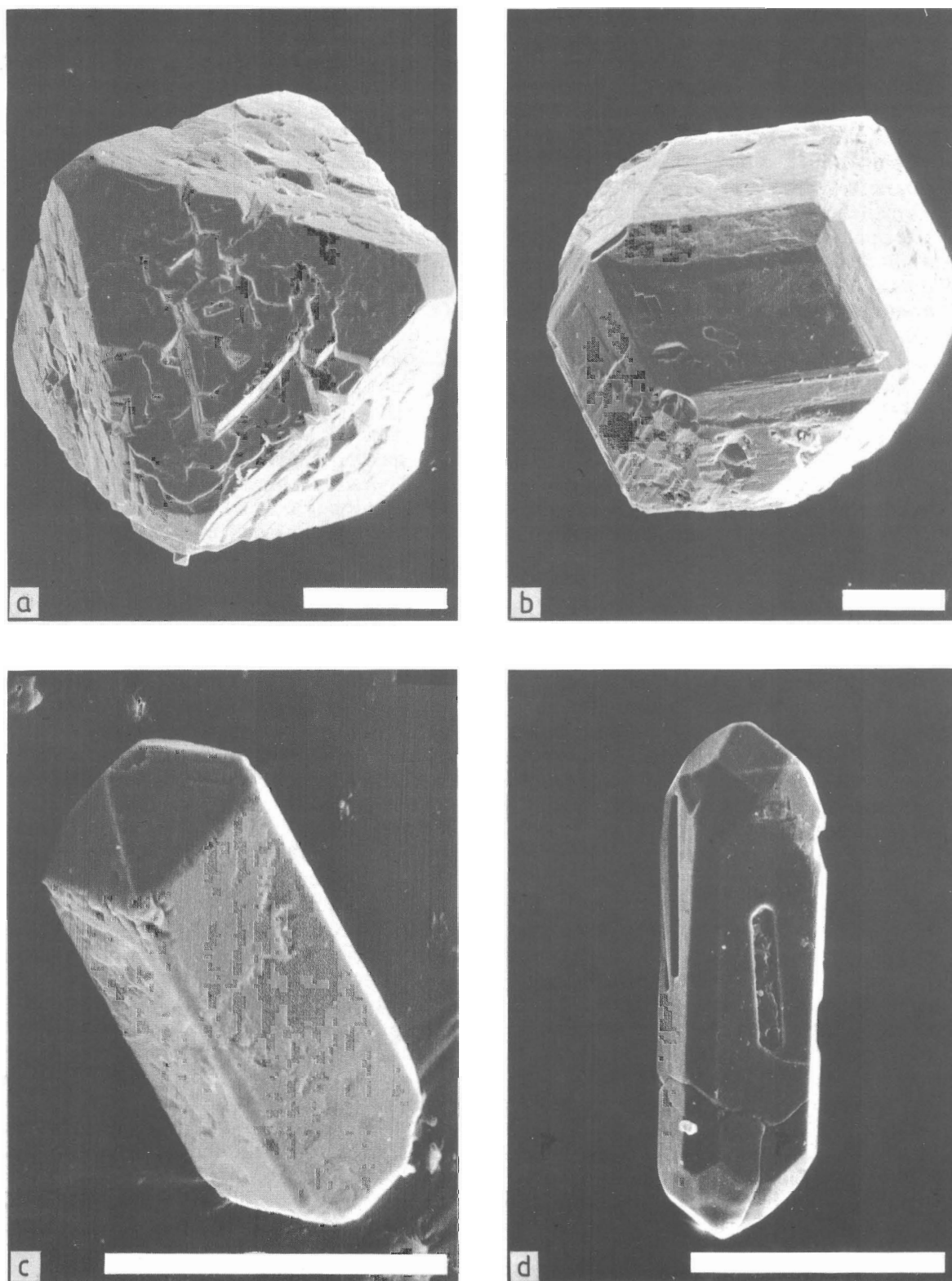
Výrazná zmena v zložení obliakového materiálu začiatkom vrchného karpátu vo vrte D-3 indikuje výzdvih zdrojových oblastí podmienený tektonickou aktivitou. Okrem triasových vápencov a dolomitov, jurských a kriedových vápencov, triasových a permských klastík sa stále častejšie objavujú senónske a paleogénne klastiká, granity, kyslé aj bazické vulkanity. V spodnej časti sú zlepence často silicifikované a slúžia ako korelačný horizont medzi vrtní D-1, D-2, D-3. Zdrojom SiO₂ mohli byť rozpúšťané kremeňové klasty, ale pravdepodobnejšie išlo o rozpúšťanie schránok rozsievok, ktorých hojný výskyt je známy z tzv. koscinodiskových bridlíc ležiacich v priamom podloží jablonických zlepenecov a pieskovcov (Buday et al., 1962).

Za distálnejšiu fáciu pokladáme obliakové ílovce z vrtní D-1, kam sa klastický materiál transportoval z okraja do hlbších častí panvy. Zaujímavý je tu nález redeponovaných numulitov, diskocyklin a koralinných rias spodného eocénu, ktoré pravdepodobne pochádzajú z paleogénnych súborov bukovskej brázdy (obr. 4, 5).

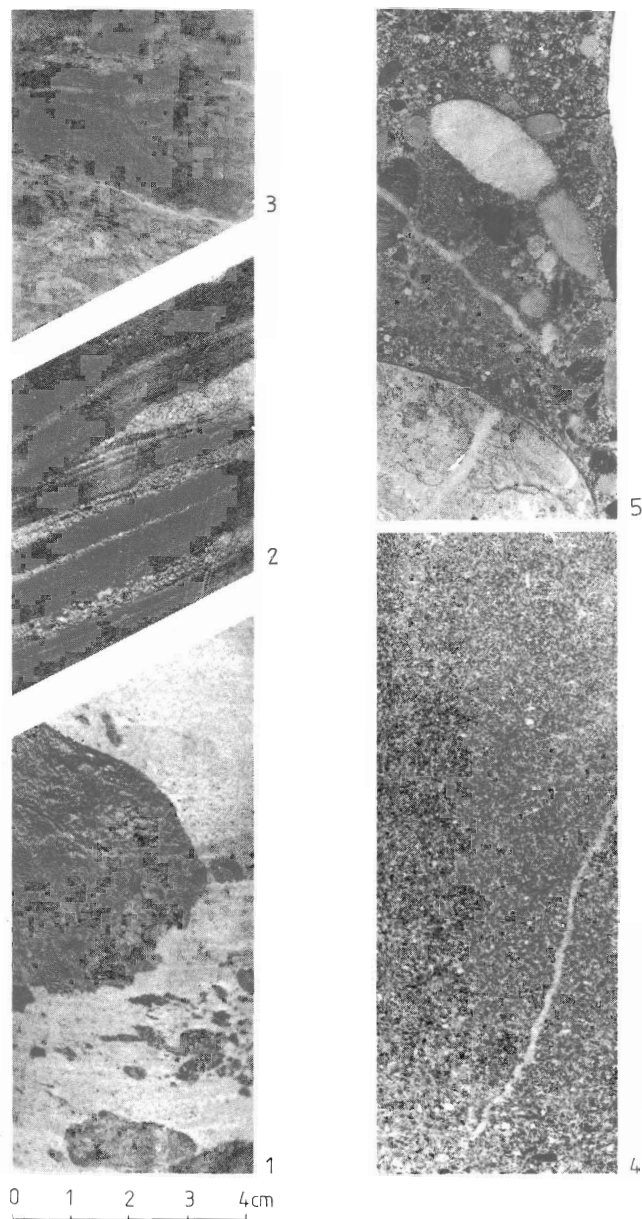
Paleogeograficky výraznú zmenu vo vrchnom karpate indikuje aj zloženie ťažkých minerálov. Asociácia je bohatá, zrná majú väčšie rozmery a slabé až nezreteľné opracovanie naznačujúce krátky transport. Zastúpený je najmä granát, staurolit, zirkón, apatit, turmalín, rutil, ilmenit a leucoxén. Výrazný kvantitatívny rast granátov a staurolitu poukazuje na výzdvih Malých Karpát a časti kryštalinika v podloží Podunajskej nížiny. Popri prevládajúcej metamorfnej asociácii ťažkých minerálov „južného zdroja“ sa vo veľkej miere opäť uplatňujú minerály „severného zdroja“, chrómspinelidy a zirkón, ktorý je analogickým výskytom na báze egenburgu, teda s vápenato-alkalickým typom zdrojových granitoidov a vulkanitov (obr. 8/3).

Podľa štúdia smerov paleotransportu a porovnania so zdrojovými oblasťami podstatnej časti obliakového materiálu jablonických zlepenecov (Kováč, 1985; Mišík, 1986; Kováč, 1986), ako aj na základe najnovších poznatkov o rozšírení najmä senónskych sedimentov pravdepodobne brezovskej skupiny v podloží dobrovodskej depresie (obr. 4) a na severnom okraji Pezinských Karpát (Köhler a Borza, 1984) by sa dalo uvažovať o redepozícii obliakov exotických magmatogénnych hornín (granitoidy, ryolity), ako aj fácie ťažkých minerálov „severného zdroja“ z južných a lokálnych zdrojov. Vynorenie bradlového pásma a jeho oko-

◀ Obr. 7. 1 – *Eponides umbonatus* (RSS.), D-1, 52 m. a – špirálna strana, zv. 140×, b – umbilikálna strana, zv. 120×, c – detail ústia, vyplnené pyritom, zv. 250×; 2 – *Heterolepa ex gr. dutemplei* (ORB.), D-1, 57 m. a – špirálna strana, zv. 80×, b – umbilikálna strana, zv. 140×, c – detail ústia, zv. 270×; 3 – 5 – *Globigerina concinna* RSS.; 3 – umbilikálna strana, D-1, 19 m, zv. 200×; 4 – umbilikálna strana, D-1, 7 m, zv. 220×; 5 – umbilikálna strana, D-1, 15 m, zv. 180×; 6 – *Globigerina obesa* BOLLÉ, špirálna strana, D-1, 15 m, zv. 340×; 7 – *Globigerina praebulloides* BLOW, D-1, 70 m. a – umbilikálna strana, zv. 160×, b – detail steny, zv. 440×.



Obr. 8. Morfológia niektorých ťažkých minerálov spodnomiocénnych sedimentov z vrtoŧ pri Dobrej Vode. Mierka = 100 μm . (Rastrovací elektrónový mikroskop – SEM, foto Holický, GÚ SAV). a – oktaédrický kryštál pyritu, vzorka D2/35–45, b – granát, D2/35–45, c – zirkón, subtyp P₅, D3/48, d – zirkón, subtyp S₂₃, D3/48.



Obr. 9. 1 – Egenburský pieskovec s fľovito-siltovými závalkami (D-1, 197 m); 2 – Otnangský siltovec, rozmyvy, gradačné pieskovcové vložky (D-1, 155 m); 3 – Spodnokarpatský siltovec, bioturbácia (D-2, 124 m); 4 – Vrchnokarpatský hrubozrnný pieskovec, gradačné zvrstvenie (D-2, 110 m); 5 – Vrchnokarpatský zlepenec (D-2, 30 m).

lia vo vrchnom karpate ako možnej zdrojovej oblasti však nemožno vylúčiť.

Najvyšší úsek vrtu D-2, ktorý tvoria hlavne polymiktné zlepence, obliakové pieskovce a pieskovce jablonického typu okrovej farby, sa mohol usadiť začiatkom spodného bádenu. K takémuto predpokladu nás vedie objavenie sa nodosaridných foraminifer – žiaľ, bez väčšieho stratigrafického významu – v pelitickejších polohách pieskovcov. V tomto období zároveň predpokladáme za-

klesnutie spodnomiocénnych sedimentov dobrovodskej depresie do severnej časti dnešného hrasťu Malých Karpát.

Záver

Oligocénny vývoj alpsko-karpatskej prechodnej zóny kontrolovala kompresia smeru SSZ–JJV. Formovanie akrečnej prizmy tvorenej fľyšovými príkrovmi malo za následok sťahovanie sedimentačných centier do jej frontálnej a tylovej časti (waschberská, ždánická jednotka – bukovská brázda). Štruktúrna prestavba paleoalpínsky konsolidovanej západnej časti Centrálnych Karpát spôsobila uzavretie paleogénnych sedimentačných priestorov v kišceli, resp. v spodnom egeri (hrabnícke vrstvy, redepozície vápnnitého nanoplanktónu zón NP 24 a NP 25 do spodnomiocénnych sedimentov dobrovodskej depresie).

Únik západokarpatského segmentu z alpskej oblasti mal za následok výzdvih časti akrečnej prizmy a otvorenie egenbursko-otnanského sedimentačného priestoru v západnej časti Karpát. Morský režim v predhľbni a panve typu piggy-back situovanej v akrečnej prizme sa odlišoval od režimu sedimentačného priestoru na území Centrálnych Karpát.

– V egenburgu tu prevládalo plytkomorské prostredie archipelágového mora s dobrou aeráciou a vysokým obsahom CaCO_3 . Okrem miestnych sa uplatnili zdrojové oblasti na S a J od sedimentačného priestoru.

– V otnangu prevládalo prostredie wotového mora s anoxickým režimom zapríčineným izoláciou. Ploché pobrežie dodávalo klastický materiál predovšetkým zo zdrojov na J od sedimentačného priestoru.

– V najvyššej časti otnangu nastala zmena. Brackické, dobre prevzdušnené more charakterizujú amóniové foraminiferové spoločenstvá. Zdrojová oblasť klastického materiálu sa nezmenila.

– V spodnom karpate vznikla v alpsko-karpatskej prechodnej zóne vnútrohorská depresia pod vplyvom kompresie smeru S–J. Morský režim kulminoval vo viedenskej panve a oblasti dobrovodskej depresie usadením „karpatského šlíru“. Na dynamiku sedimentačného prostredia kontrolovaného tektonickou aktivitou poukazuje častá prítomnosť sklzových telies v panvovej fáci a cyklická sedimentácia zlepenecov, pieskovcov a fľovcov na okraji panvy. Čiastočná izolácia dobrovodskej depresie sa prejavila zníženým obsahom kyslíka pri dne. Klastický materiál pochádzal z miestnych zdrojov a zdrojov na J od sedimentačného priestoru.

Vo vrchnom karpate nastala výrazná paleogeografická zmena v oblasti dobrovodskej depresie. Tektonická aktivita mala za následok prehĺbenie

a rýchlu akumuláciu sedimentov bohatých na organickú hmotu. Cyklická sedimentácia zlepcov, pieskocov a ílovcov prebiehala v podmienkach humídnej klímy. Pestrosť obliakového materiálu a asociácie ťažkých minerálov poukazujú na zdroje ležiace dnes na J a S od dobrovodskej depresie. Postupné zanášanie sedimentačného priestoru predpokladáme až do spodného bádenu.

Literatúra

- Baráth, I. a Kováč, M. 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpát. *Knih. Zem. Plyn Nafta*, 9, *Miscellanea micropalaentolog.* IV, *Hodonin*, 55–86.
- Brestenská, E. 1977: Mikrostratigrafia miocénu bánovskej kotliny. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Brestenská, E. 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny M = 1 : 50 000. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Buday, T., Cambel, B., Mahel, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR M = 1 : 200 000 Wien – Bratislava. *Bratislava, GÚDŠ*, 122–151.
- Bystrická, H. 1979: Rupelian in the Banská Bystrica basin. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 30, 1, 109–122.
- Bystrická, H. 1990: The first finding of Rupelian nannoflora in the Turčianska kotlina depression. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 14, 47–56.
- Cicha, I., Seneš, J. and Tejkal, J. 1967: Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozän der Zentralen Paratethys. M 3 Karpation. *Bratislava, Veda*, 1–312.
- Jiříček, R. 1979: Tektogenetický vývoj karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. In: *Mahel, M., Ed. (1979): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 205.
- Jiříček, R. and Tomek, Č. 1981: Sedimentary and Structural Evolution of the Vienna Basin. *Earth Evolution Sci.*, 3–4, 195–204.
- Kováč, M. 1985: Origin of Jablonica formation conglomerates in the light of pebble analysis. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 36, 1, 95–105.
- Kováč, M. 1986: Lower Miocene sedimentation in the area of Jablonica depression – a model bound to oblique slip mobile zone. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 1, 3–15.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. a Túnyi, I. 1988: Stratigrafická a paleogeografická korelácia vývoja egenburských sedimentov SV časti Malých Karpát, Trnavskej tabule a Považia. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F., Lintnerová, O., Šucha, V., Šutovská, K. a Uher, P. 1990: Geologicko-geochemické vyhodnotenie vrstov IGHP v oblasti Dobrej Vody a štruktúrno-tektonická charakteristika Dobrovodskej depresie (Malé Karpaty). *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Krivý, M. 1969: Exotické valúny magmatických hornín západnej časti bradlového pásma. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, *Geol.*, 18, 165–197.
- Köhler, E. and Borza, K. 1984: Oberkreide mit Orbitoiden in den Kleinen Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, *Bratislava*, 35, 2, 165–195.
- Marko, F., Kováč, M., Šutovská, K. and Fodor, L. 1990: Deformation and kinematics of Lower Miocene shear zone (Hrabník beds, Buková depression). *Mineralia slov.*, 399–410.
- Marko, F., Kováč, M. and Fodor, L. 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské pohorie Mts. (West Carpathians). *Mineralia slov.*, 189–200.
- Marschalko, R. 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Bratislava, Veda*, 140 s.
- Masaryk, P. 1980: Ťažké minerály z flyšových súvrství albu – cenomanu bradlového pásma a krížňanského príkrovu. [Diplomová práca.] *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Mikloš, J. 1985: Metamorfne procesy v oblasti Malých Karpát: petrografia a geochemia kryštalických bridlíc. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – GÚ SAV Bratislava*.
- Mišík, M. 1986: 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, 405–449.
- Mišík, M. a Jablonský, J. 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenca Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, *Geol.*, 33, 5–36.
- Mišík, M., Jablonský, J., Fejdi, P. and Sýkora, M. 1980: Chromian and ferrian spinells from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Mineralia slov.*, 12, 209–228.
- Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. and Fodor, L. 1989: Neogene Tectonics and Paleostress Changes in the Czechoslovakian Part of the Vienna Basin. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 132, 2, 443–458.
- Nemčok, M. 1990: Štruktúrny výskum na liste 35-211 (Nemšová). *Geol. Práce, Spr., Bratislava (v tlači)*.
- Papp, A., Rögl, F. and Seneš, J. 1973: Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozän der Zentralen Paratethys. M 2 Otnangien. *Bratislava, Veda*, 1–841.
- Pupin, J. P. 1980: Zircon and Granite Petrology. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin – Heidelberg – New York)*, 73, 207–220.
- Pupin, J. P. 1985: Magmatic Zoning of Hercynian Granitoids in France based on Zircon Typology. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 65, 29–56.
- Pupin, J. P. and Turco, G. 1972: Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.*, 95, 348–359.
- Steininger, F. and Seneš, J. 1971: Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozän der Zentralen Paratethys. M 1. Eggenburgian. *Bratislava, Veda*, 1–627.
- Šimová, M. 1985: Magmatogénne horniny kriedových zlepcov západnej časti bradlového a manínskeho pásma. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochem. Metalogen.*, 10, 9–110.
- Šutovská, K. 1990: Paleoeológia bentózných foraminifer oligocénu a miocénu tylovej a vnútornej molasy Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – PF UK Bratislava*.
- Veselý, J., Broska, I. and Határ, J. 1986: Accessory minerals in metapelites of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 2, 175–188.

Lower Miocene events in the sedimentary record of the Dobrá Voda Depression

Oligocene development of the Alpine-Carpathian transitional (zone Fig. 1) was controlled by a NNW–SSE compression. The formation of an accretion prism consisting of flysch nappes resulted in the migration of sedimentary centres to its fore- and hinterland (the Waschberg, Ždánice units in foreland – Buková Depression in hinterland). Structural rebuilding of the Palealpine-consolidated western part of the Central Carpathians

caused the closing of Paleogene sedimentary basins in the Kiscelian, or Lower Egerian (Hrabník Beds in the Buková Depression, redeposition of calcareous nannoplankton zones NP 24 and NP 25 into Lower Miocene sediments of the Dobrá Voda Depression).

The tectonic escape of the Western Carpathian segment from the Alpine area resulted in an uplift of a part of the accretion prism and opening of the Eggenburgian-

Ottungian basins in the western part of the Carpathians. Marine regime in the foredeep and piggy-back-type basin situated in the accretion prism was different from the environments on the territory of the Central Carpathians.

In the Eggenburgian, shallow-sea environment of an archipelago sea with good aeration and high CaCO_3 contents was predominant in the western part of the Central Carpathians, in contrast to the open deep-marine regime of the foredeep and piggy-back basins. Clastic material was derived, except from local ones, also from sources lying at the present north and south of the sedimentation area (Fig. 2).

In the Ottungian, the environment of „wadden“ tidal flat dominated sea with anoxic regime caused by isolation was predominant in the western part of the Central Carpathians. Flat shores provided clastic material, above all, from sources lying south of the basin (Fig. 2).

The conditions changed in the uppermost Ottungian. Brackish, well-aerated sea is characterized by *Ammonia* Foraminifera communities. The source region of the clastic material did not change (Fig. 2).

In the Lower Karpathian, an intramontane depression

formed in the Alpine-Carpathian transitional zone as a result of N-S compression. Marine regime culminated in the Vienna Basin and in the Dobrá Voda Depression by the sedimentation of „Karpathian schlier“ (Fig. 4). The dynamics of the environment is indicated by the frequent occurrence of slump bodies in the basin facies and cyclic sedimentation of conglomerates, sandstones and claystones on the margin of the basin (Fig. 5). Data derived from the diversity of Foraminifera fauna suggest partial isolation of the Dobrá Voda Depression. The source of the clastic material was situated still south of the basin.

A marked paleogeographic change occurred in the Upper Karpathian. Quick subsidence of the basin and high sediment accumulation rate resulted in good preservation of organic material (Fig. 2). The composition of Foraminifera fauna suggests oxygen-poor conditions in the bottom water. Cyclic sedimentation of conglomerates, sandstones and claystones indicates that fan material was transported in humid climatic conditions. The diversity of pebble matter and heavy-mineral associations points to sources situated recently south and north of the Dobrá Voda Depression. The basin was gradually filled during the Upper Karpathian and Lower Badenian.

ZO ŽIVOTA SGS

Seminár 10 rokov pôsobenia ONS GÚ SAV v regióne stredného Slovenska

Seminár usporiadala pobočka SGS v Banskej Bystrici 18. apríla 1991 pri príležitosti 10. výročia založenia oddelenia nerastných surovín Geologického ústavu SAV.

V úvodnom príhovore dr. Milan Háber, CSc., stručne zhodnotil vedecký prínos kolektívu pracovníkov pri riešení petrologických a metalogenetických otázok v regióne stredoslovenských neovulkanitov, nízkotatranského a veporského kryštalinika a v perme severného gemerika. Vyzdvihol výsledky výskumu aplikovateľné pri komplexnom a racionálnejšom využívaní ťažených nerastných surovín a minimalizujúce negatívny vplyv na krajinu a človeka. Získané poznatky zverejnili pracovníci oddelenia v 130 publikáciách, v 63 referátoch a posteroch na seminároch a konferenciách v ČSFR aj v zahraničí. Geologickej a banickej praxi odovzdali 55 správ, z ktorých mnohé sa stali priamym podkladom na vedenie geologickoprieskumných a technologických prác. Za 10 rokov sa na pracovisku obhájilo 7 kandidátskych dizertačných prác. Oddelenie samo alebo v spolupráci s ďalšími organizáciami (RB, GP, GÚDŠ, PF UK) zorganizovalo 10 vedeckých konferencií, pracovných seminárov a škôl. Medzi najvýznamnejšie patrili seminár o zlate na Slovensku (1985), škola paleotermometrie a paleobarometrie (1986), konferencia o rádioaktívnych surovinách (1987), 2. petrologické kolokvium (1988) a celoštátna konferencia o scheelitovej mineralizácii v Československu (1989).

Z odborných prednášok na seminári prinášame stručné abstrakty.

J. Spišiak a P. Pitoňák: Petrologia niektorých horninových typov kryštalinika Nízkych Tatier a veporid

Štúdium tzv. páskovaných amfibolických hornín z oblasti ložiska Jasenie-Kyslá ukázalo, že tento typ hornín má primitívnu distribúciu obsahu lantanoidov a vysoký obsah Cr a Ni. Autori predpokladajú, že ide o primitívny materiál plášťového pôvodu implantovaný do komplexu migmatitov pred metamorfózou. Tzv. skarny z oblasti Jasenie vznikli zo špecifického protolitu metamorfózou v amfibolitovej fácií. Nie sú to kontaktné horniny a ich vznik nemá priamu súvislosť s volfrámovým zrudnením tejto oblasti.

Z hronského komplexu v Kamenistej doline boli opísané karbonatické fylity. Karbonát (siderit) autori považujú za predmetamorfnný. Tieto horniny boli progresívne metamorfované vo fácií zelených bridlíc.

J. Dupej: Metamorfnný vývoj horninových komplexov v oblasti Hnúšte (veporidy)

Výsledky petrologických, geologických a geochemických výskumov v kohútiskom kryštaliniku v oblasti Hnúšte (IV časť veporid) ukázali, že spodnopaleozoické vulkanickosedimentárne komplexy Ostrej, Hladomornej doliny a klenovecký prekonalí jednotný metamorfnný vývoj s dominantným uplatnením sa variskeho metamorfnného cyklu pri teplote cca 430–460°C a tlaku 5 kbar. V protolite svorových hornín komplexu Ostrej prevláda

filovitá frakcia, protolit fylitov komplexu Hladomornej doliny a biotitických albitických rúd klenoveckého komplexu bol v porovnaní so svormi bohatší na kremeň. Kontaktný účinok rimavického granitoidu varíského veku bol najvýraznejší na fylity komplexu Hladomornej doliny, ale aj tu bol pomerne slabý, čo zrejme súvisí s jeho intrúziou zo zóny anatexie na pomerne veľkú vzdialenosť. Autometasomatické procesy, ktorými bol postihnutý, mali charakter kyslého vylúhovania pri vysokej aktivite K. Synchronne s autometasomatózou granitoidu prebiehali v okolitých metamorfitech retrográdne procesy, ktoré mali rovnaký charakter ako metasomatické. To naznačuje, že zdrojom fluíd nevyhnutných pre tieto premeny boli predovšetkým chladnúce granitoidné masívy, ale sčasti zrejme aj samotné metasedimenty. Alpínska metamorfóza dosiahla podmienky chloritovo-sericitovej subfacie, čo dokazuje aj absencia biotitu a granátu v metadrobách a bridliciach mladopaleozoického sineckého komplexu.

M. Ragan: Zákonitosti distribúcie zlata a striebra v ložisku Dúbrava a v oblasti Hnúšťa

V ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách okrem hlavného antimónového zrudnenia vznikli aj mineralizácie, ktoré sú významnými nositeľmi drahých kovov. Zlato sa skoncentrovalo hlavne v arzenopyrite a pyrite 1. periódy a v ďalších periódach je vo výrazne nižšom obsahu. Striebro sa uplatnilo vo zvýšených koncentráciách na začiatku 2. periódy pri kryštalizácii zinckenitu, a najmä v 3. perióde pri vzniku tetraedritu. V sulfidickej mineralizácii v JV časti veporika v okolí mastencových ložísk je zlato a striebro zastúpené významne. Zlato sa viaže na arzenopyritovo-pyritové (Ostrá) a chalkopyritové (Mútnik) zrudnenie, striebro na galenit (Ostrá, Samo Mútnik), tetraedrit (Medené pri Klenovci, Mútnik) a niektoré Pb-Bi/Sb sulfosoli (Mútnik).

Nové poznatky umožnili zostaviť základné schémy distribúcie Au a Ag v hydrotermálnom procese. Okrem prínosu zo zdroja sa uplatnila aj ich redistribúcia pri rozklade starších minerálov.

L. Maťo a J. Bebej: Nové poznatky o metalogenetickú schému Kremnických vrchov

Na základe podrobného petrologicko-geochemicko-mineralogického štúdia sa v oblasti kremnického rudného poľa (KRP) zistili dve časovo, priestorovo a geneticky odlišné prejavy zovretia hydrotermálnych fluíd. Časovo staršie prejavy magmaticko-hydrotermálnej brekciácie sú v horninovom prostredí intruzívneho komplexu a geneticky s ním súvisí formovanie polymetalickej (+ Au, -Ag, +Te) mineralizácie. Časovo mladšie prejavy hydrotermálnoerupčnej aktivity v podobe andezitových a hydrotermálnožilných brekcií sa zistili v centrálnych zónach KRP a geneticky súvisia s Au-Ag epitermálnou mineralizáciou.

Pri štúdiu distribúcie metasomatitov (hĺbka), Fe-Ti oxidov, ako aj pri štúdiu akcesorického magnetitu v horninách intruzívneho komplexu sa potvrdil predpoklad o polyfázovom magmaticko-hydrotermálnom vývoji intruzívneho komplexu.

S. Jeleň a M. Kalinaj: Fyzikálnochemický model formovania sa Au-Ag-polymetalického zrudnenia ložiska Banská Štiavnica

Termometrické a kryometrické štúdiu fluidných inklúzií v mineráloch ukázalo, že mineralizácia, rozčlenená do piatich periód, prebiehala pri znížení teploty od 380 do 100°C a nižšie, pri tlaku od 125 do 15 barov a variácii salinity od 0,5 do 11,5 hmot. % NaCl ekv., s charakteristickými prejavmi heterogenizácie (zovretia) hydrotermálneho roztoku a jeho zmiešania s chladnou, slabokonzentrovanou meteorickou vodou. Rudotvorný proces počas II. periódy prebiehal v podstatne väčšej hĺbke (0,75–1,6 km) od paleopovrchu ako počas IV. periódy (0,4–1,1 km). Tento fakt sa vysvetľuje predpokladom podstatného výzdvihu bloku hornín obsahujúceho rudné štruktúry, ktorý nastal v časovom úseku medzi obidvoma periódami.

Termodynamickými výpočtami sa kvantifikovala aktivnosť síry a kyslíka a zároveň aj pH roztoku, z ktorého sa vylučovali minerály II., IV. a V. periódy.

Štúdiom izotopového zloženia síry, kyslíka a uhlíka hydrotermálnych minerálov vypočítanými hodnotami $\delta 18O_{H_2O}$ rudotvorného fluida, ako aj údajmi analýz

δD v uzavreninách minerálov sa dokazuje, že podiel meteorickej vody v zložení rudotvorného fluida progresívne narastal od starších periód po mladšie periódy procesu mineralizácie.

Výnimočne uniformné zloženie olova rúd ložiska poukazuje na magmatický, dobre homogenizovaný a mohutný zdroj olova. Izotopový vzťah $^{87}Sr/^{86}Sr$ analyzovaných žilných karbonátov leží v intervale hodnôt charakteristických pre morské karbonáty.

I. Križáni: Zlato v produktoch flotačného zušľachtovania polymetalických rúd

Zlato vo forme elektra submikroskopických až mm rozmerov (rýdzosť 430 – 910) prechádza do Pb, Cu a Zn koncentrátov prevažne v zrastoch s hlavnými sulfidmi. Výťažnosť kolíše okolo 50% Pb, Cu koncentrát obsahuje priemerne X0 – X00 ppm a až 90 hmot. % získaného zlata. Voľné zlatinky v ňom sú veľmi drobné ($D_m = 0,03$ mm), prevažne izometrické a majú úzky interval rýdzosti (709 – 721). Odpad obsahuje 0,0X až 0,X ppm Au. Tvarové a rozmerové spektrum voľných zlatiniek v ňom je veľmi široké, ich rýdzosť veľmi variabilná (400 – 900) a povrch majú povlečený filmom až kôrkou hydroxidov. Na odkalisku sa zlato koncentruje v sedimentoch náplavových kuželov priameho vtoku rmutu ($\bar{x} = 1,2$ ppm), kým piesok zvyšovacích hrádzok a pláže sú ochudobnené ($\bar{x} = 0,16$ ppm). Nepatrný priemerný obsah Au v sedimentoch odkaliska Lintich ($\bar{x} = 0,027$ ppm) svedčí o jeho vylúhovaní pôsobením zvyškového NaCN.

Laboratórnym aj modelovým overovaním účinnosti gravitačných obohacovacích postupov sa dosahovalo 10 až 20-násobné obohatenie produktov. Prevádzkový experiment ukázal, že iba 5–10 hmot. % zlata z odpadového rmutu produkovaného úpravňou prechádza do pies-

Pokračovanie na str. 222

Sladkovodné vápencové horizonty v súľovských zlepencoch pružinskej oblasti a ich význam pre paleogeograficko-tektonický vývoj územia

JOZEF SALAJ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 5. 10. 1990, revidovaná verzia doručená 20. 2. 1991)

Lacustrine limestone horizons in Súľov conglomerates of the Pružina area and their significance for paleogeographical-tectonical evolution of the area

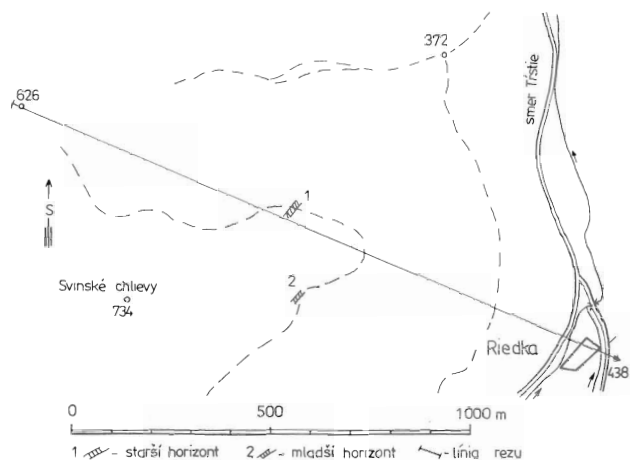
The first evidence of two lacustrine thin laminated coloured limestone horizons, 10–20 cm thick, in the Paleogene Súľov conglomerates is presented documenting the boundaries of single sedimentation cycles and hiatuses between them.

Úvod

Súľovské zlepence v pružinskej oblasti spodno-eocénného až spodnolutétskeho veku majú mocnosť do 500 m (Gross, 1982, in Maheľ, 1985; s. 107) a všeobecne sa považujú za morské sedimenty. V niektorých iných oblastiach sú známe aj výskyty kontinentálnych, prípadne brakických sedimentov (Andrusov, 1965). Zistenie vrchnopaleocénnych transgresívnych sedimentov centrálno-karpatského paleogénu pri kostole sv. Heleny v Považskej Bystrici (Salaj, 1960; Samuel a Salaj, 1963; Samuel, Borza a Köhler, 1972) a spodnoeocénného veku (bazálny kuis) pri Mojtíne s *Alveolina oblonga* d'Orbigny a *Alveolina ruetimayeri* Hottinger (Samuel a Salaj, 1963) potvrdilo, že sa transgresia centrálno-karpatského paleogénneho mora stáva postupne od S na J mladšou (Samuel a Salaj, 1963; Andrusov a Köhler, 1963).

Geologicko-litologický prehľad

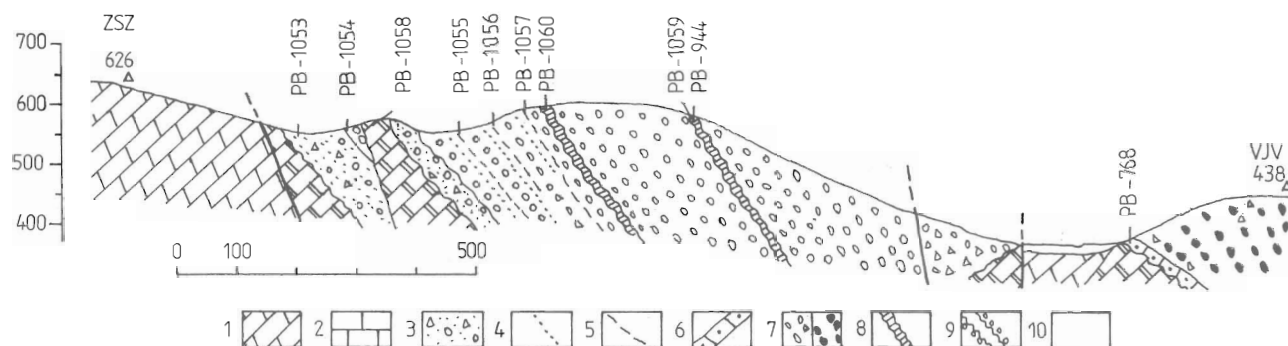
Aj keď je všeobecne známe, že súľovské zlepence západného Slovenska sú na fosílie chudobné, prípadne sterilné, o ich inom ako morskom pôvode sa neuvažovalo. V priebehu nového geologického mapovania listu Pružina, ktoré vykonáva autor, sa v komplexe súľovských zlepenčov vystupujúcich v zalesnenom teréne na Z od Pružiny, ktorý tvoria rozlámané bloky (so sklonom vrstiev 45–65° a generálnym smerom JZ–SV so sklonom na JV), našli vo vrstvovom komplexe horského masívu Svinské chlievy (obr. 1, 2, 3, 4) dva výskyty sladkovodných sedimentov reprezentované vrstvitými pruhovanými pestrofarebnými, prevažne hnedastými vápencami (obr. 5).



Obr. 1. Lokalizácia sladkovodných laminovaných vápencov v súľovských zlepencoch. 1 – starší horizont, 2 – mladší horizont, 3 – línia rezu.

Fig. 1. Localization of sweet-water laminated carbonates in the Súľov conglomerate. 1 – older horizon, 2 – younger horizon, 3 – section line.

Pôvodný predpoklad autora, že by mohlo ísť o aragonity, sa nepotvrdil. Rtg analýza vykonaná v GÚDŠ (Gavenda) potvrdila, že ide o kalcitovú modifikáciu CaCO_3 . Celkový chemizmus dvoch vzoriek z pestrofarebných (hlavne hnedastých) a svetlých pásikov týchto vápencov (spodný horizont) je zrejmy z pripojených analýz (tab. 1). Nie je vylúčené, že pôvodne mohlo ísť o aragonity, ktoré v dôsledku vrásniaceho tlaku a zvrásnenia mohli nadobudnúť kalcitovú modifikáciu. Na overenie tohto predpokladu by bolo treba nájsť reliktu zachovaného aragonitu. Dôležitý je poznatok, že tieto doteraz len vzácne preukázané výskyty sladkovodného vápence rozčleňujú súľovské zlepence



Obr. 2. Geologický rez centrálnokarpatským paleogénom (Svinské chlievy – kóta Stráže). Trias: 1 – hlavný dolomit, 2 – wetternsteinské vápence; Paleogén: 3 – brekciovitý až zlepenčovitý bauxit, 4 – premytý horizonty bauxitu, 5 – zelené ílovce (PB-1055–1057), 6 – organodetritické transgresívne vápence najvrhnejšieho paleocénu, 7a – súľovské zlepence a brekie (kontinentálne jazerné sedimenty), 7b – súľovské (= borovské súvrstvie) morské sedimenty, 8 – horizonty sladkovodných pestrofarebných vápencov, 9 – regresívne a transgresívne plochy; Kvartér: 10 – sedimenty údolnej nivy.

Fig. 2. Geological cross-section through the Central Carpathian Paleogene (Svinské chlievy – Stráža elevation point). Triassic: 1 – hauptdolomite, 2 – Wetterstein limestones; Paleogene: 3 – breccia to conglomerate bauxite, 4 – redeposited bauxite horizons, 5 – green claystones (PB-1055–1057), 6 – organo-detrital transgressive limestones of the Uppermost Paleocene, 7a – Súľov conglomerates and breccia (continental lacustrine sediments), 7b – Súľov marine sediments (the Borové Formation), 8 – horizons of lacustrine motley limestones, 9 – regressive and transgressive planes; Quaternary: 10 – alluvial sediments.

aspoň lokálne na tri samostatné sedimentačné cykly. Z nich spodný a stredný sedimentačný cyklus súľovských zlepenčov bez fauny sa usádzal v relatívne veľkých a plytkovodných sladkovodných medzihorských, zrejme tektonicky predisponovaných bazénach. Tie sa aspoň v istých miestach vysušili, resp. vynorili, ale boli nezvrásnené a vystavené časovo nerovnako dlhšej a slabšej erózii.

Po ukončení prvého sedimentačného cyklu súľovských zlepenčov vznikla vynorená zóna prakticky na úpätí pevniny reprezentovanej mezozoikom (hlavne triasom) dnešných Strážovských vrchov a manínskej sedimentačnej zóny s. 1. (kostolecká, manínska a podhájska jednotka; Salaj, 1990). Potôčiky povrchovej chladnejšej minerálne presýtennej vody vytekajúcej z tejto laramsky vynorenej zóny v lete dopĺňala najmä teplá voda z monsúnových dažďov tejto, vtedy subtropickej humídnej oblasti (Činčura, 1989). Nastávalo vyžrážanie minerálnych látok a sedimentácia spodného komplexu laminovaných vápencov viac-menej konkordantne uložených na vtedy nezvrásnených podložných zlepencoch. Tmavšie, prevažne hnedasté pružky (vzhľadom pripomínajúce aragonit) – laminy sú vyžrážané z teplejšej až horúcej vody, kým svetlé pružky (majúce charakter sintra) zodpovedajú vyžrážaniu zo studenej vody. Je zrejme, že ich vznik je odrazom sedimentácie v letnom a zimnom období.

Sedimentáciu tohto typu laminovaných sladkovodných vápencov z rôznych paleokrasových oblastí, a to pred transgresiou centrálnokarpatského paleogénu v oblasti Centrálnych Karpát, opísal Činčura (1987, 1990). Tie však boli v dôsledku transgresie zničené a sú známe z druhotných pre-

plavených výskytov, podobne ako bauxit a červená paleopôda, prakticky zo zón blízkych pobrežným líniam krasových planín (Činčura, 1990).

Je teda zrejme, že po usadení prvého (rovnako ako aj druhého) cyklu jazerných súľovských zlepenčov a vyschnutí jazera, prípadne jazier medzi-horských depresii Strážovských vrchov, bol ich vynorený priestor zahrnutý do vodného režimu krasových planín. Tie, ako je známe, fungovali už pred transgresiou centrálnokarpatského paleogénu, teda v období usádzania sa bauxitu, bauxitických brekcií a červenej paleopôdy, viažúcich sa svojím vznikom na paleokrasové oblasti (Činčura, 1990).

Treba poznamenať, že laminované vápence (obr. 5b–g), ktoré vznikali v dôsledku tečúcej vody, prechádzajú vo finálnom štádiu do celistvých 2–3 cm hrubých akoby hrčkovitých vápencov (obr. 5h), ktoré sa zrejme usádzali v pokojnom a veľmi plytkom jazernom bahnitom prostredí, do ktorého vtekali potôčiky zúčastňujúce sa predtým na formovaní laminovaných vápencov. Takéto jazierko (resp. pokojná riečna bahnitá zóna) po krátkom čase vyschlo. Na jeho nerovnom, ryhami zbrázdnom vyschnutom povrchu znova dochádza z malých pramienkov k vyžrážaniu a k sedimentácii jemne laminovaného pestrofarebného vápencu (obr. 5ch). Ide o finálne ukončenie sedimentácie sladkovodných vápencov. Nadložný sivozelený íl (3–5 cm) s voľne rozptýlenými 1–3 cm veľkými úlomkami zo zvetraného súľovského zlepenca (obr. 4, foto 3c) zodpovedá krátkodobému časovému úseku jazerne, ale bahnitej sedimentácie. Po vysušení jazierka (resp. potôčika) a spevnení jeho sedimentov sa pred transgresiou cyklu súľov-



Obr. 3. 1 – Súvrstvie laminovaných sladkovodných vápencov (cca 15–20 cm hrubé) na rozhraní prvého a druhého sedimentačného cyklu súľovských zlepencoch. Lok.: zárez lesnej cesty pod kótou Svinské chlievy; 2 – Detail súvrstvia laminovaných sladkovodných vápencov. a – bazálna časť sa vyvíja zo zlepencoch, b – transgresia súľovských zlepencoch.

Fig. 3. 1 – Formation of laminated lacustrine limestones (ca 15–20 cm thick) at the boundary of the first and second sedimentation cycle of the Súľov conglomerates. Loc.: cut of drive below Svinské chlievy elevation point; 2 – Detail of beds of laminated lacustrine limestones. a – basal part is developing from conglomerates, b – transgression of Súľov conglomerates.

ských zlepencoch obnovila sedimentácia páskovaných sladkovodných vápencov (2–3 cm). Sú vlnovito zvrstvené (obr. 5j), čo je odrazom predchádzajúceho nerovného a zvlneného povrchu sladkovodných sedimentov. Sú v nich dve vrstvičky preplaveného bauxitu a „terra rossa“. Ich sedimentáciu prerušilo obnovenie jazerného režimu v celej oblasti a rýchlo nastúpil druhý sedimentačný cyklus jazerných súľovských zlepencoch (obr. 5j). Krátkodobé morské inkurzcie, ktoré bývajú predzvesťou morského režimu sedimentácie, nie sú vylúčené. Doteraz sa v týchto zlepencoch nepreukázala nijaká morská fauna.

Po ukončení sedimentácie súľovských zlepencoch druhého sedimentačného cyklu došlo k ich vynoreniu a k erózii. Druhý komplex sladkovodných páskovaných vápencov (hrubý 10–15 cm), podobného charakteru ako predchádzajúci, sa usadil na nerovnom povrchu podloží zlepencoch (obr. 2, PB-944). Tento horizont, tvorený tiež tenkovrstvovitými pestrofarebnými, prevažne hnedastými a svetlými vápencami, postupne prechádza do zlepencoch (prechodná pasáž je hrubá asi 3–5 cm a vo vápenci sa vyskytujú voľné úlomky). Treba poznamenať, že aj spodná časť tohto tretieho cyklu v oblasti Svinských chlievov je bezfosílna, kým na Z od kóty Stráže tento cyklus transgreduje priamo na wetternsteinské vápence. Bázu tvoria detritické piesčité až zlepenčovité vápence (PB-768) s faunou veľkých foraminifer najvrchnejšieho paleocénu s *Miscellanea*, *Daviesina*, *Operculina*, *Alveolina* a *Orthophragmina seunesi* (Douvillé). Ide o horizont, ktorý je o niečo starší ako v Mojtíne.

Vyššie je vyvinutý mohutný, cca 350–400 m mocný komplex prevažne morských zlepencoch (= borovská formácia; Gross, Köhler a Samuel, 1984), pozvoľne prechádzajúcich do flyšových sedimentov stredného eocénu, študovaného na lokalite Riedka, doložených bohatou faunou malých a veľkých foraminifer (Vaňová in Samuel; Salaj, 1968).

Hranice sedimentačných cyklov súľovských zlepencoch

V záreze novej lesnej cesty v horskom masíve Svinské chlievy (obr. 1) vystupujú hrubolavicovité súľovské zlepence.

Spodný, resp. prvý sedimentačný cyklus má cca 300 m. Jeho litologický vývoj je nasledujúci:

Na wetternsteinských vápencoch, príp. nadložitých hauptdolomitoch sú vyvinuté:

a) Bazálne bauxitické brekcie mocné do 80 m, stmelené bauxitickým tmelom, príp. „terra rossa“ (= preplavená paleopôda). Tmel miestami prevláda, takže môže v hornine tvoriť 40–60 %. Brekciovitý materiál je prevažne drobný, najmä z wetternsteinských vápencov a hauptdolomitov.

b) Hlavná zlepencová masa, mocná cca 260–300 m s tromi 20–50 cm mocnými preplavenými bauxitovými horizontmi a s tromi horizontmi zelenkastého ílu.

Tento spodný cyklus súľovských zlepencoch tvorí dve tektonické šupiny (obr. 2). Vo vyššej vystupuje, resp. je zachovaný spodný komplex limnických páskovaných vápencov (obr. 3, 4).

Už v rámci negradačne zvrstvených zlepencoch z najvrchnejšej časti prvého cyklu súľovských zlepencoch posledná pasáž 5–6 cm jemnozrnných zlepencoch v hrubolavicovitom zlepeneci je diskontinuálne uložená (obr. 5a). Je oddelená od podložínych



Obr. 4. Detaily prierezu sústavy laminovaných sladkovodných vápencov na rozhraní prvého a druhého sedimentačného cyklu súľovských zlepenčov. a – podložné zlepence, z ktorých sa laminované vápence vyvíjajú, b – transgresia druhého cyklu zlepenčov na báze stmelenej sladkovodných vápencov, c – zelený íl s rozptýlenými obliakmi.

Fig. 4. Details across beds of laminated lacustrine limestones at the boundary of the first and second sedimentation cycles of the Súľov conglomerates, a – underlying conglomerates from which laminated limestones are developing, b – transgression of the second cycle of conglomerates, cemented with lacustrine limestone at their base, c – green clays with dispersed pebbles.

TAB. 1
Chemické analýzy bauxitu a sladkovodných limnických vápencov,
spodný horizont. (Podľa M. Ďuriša, 1990)
Chemical analyses of bauxites and lacustrine limestones, bottom
horizon. (According to M. Ďuriš, 1990)

	PB-1053/A	PB-1053/B	PB-1060/C	PB-1060/A	PB-1060/B	PB-1060/D	PB-1060/E
SiO ₂	4,02	8,56	10,34	1,23	0,52	–	–
Al ₂ O ₃	2,64	2,57	5,45	–	–	–	–
Fe ₂ O ₃	1,75	1,27	2,3	0,17	0,10	0,001	0,001
MnO	0,06	0,03	0,03	–	–	–	–
CaO	47,31	45,10	39,61	54,90	54,00	54,39	54,03
MgO	0,79	1,79	1,57	0,26	1,24	0,61	0,53
K ₂ O	0,12	0,17	0,36	0,04	0,02	–	–
Na ₂ O	0,03	0,01	0,03	0,01	0,04	–	–
Sr	–	0,01	–	–	–	0,007	0,15
Cu	–	0,01	–	–	–	–	–
Zn	–	–	–	–	–	0,005	0,004
Str. s. 105 °C	0,18	1,09	1,18	0,14	0,10	0,28	0,23
Str. s. 600 °C	4,15	4,01	12,78	–	–	1,22	3,01
Str. s. 900 °C	26,82	35,25	26,82	42,93	43,52	42,70	42,02
Spolu	99,82	99,87	99,82	99,68	99,54	99,213	99,995

PB-1053/A, B – červenkastohnedý „bauxitický“ tmel (60–70%) z bazálnych mojtínskych bauxitických brekcií;

PB-1060/C – preplavený bauxit v komplexe sladkovodných vápencov spodného karbonátového horizontu (obr. 5, horizont f);

PB-1060/A – svetlá lamina (sintrového charakteru) z komplexu sladkovodných laminovaných vápencov;

PB-1060/B – hnedastý laminovaný sladkovodný vápenec (aragonitového charakteru) z bazálnej časti laminovaného komplexu (obr. 5g);

PB-1060/D – hnedastý vápenec z najvrchnejšej časti laminovaného komplexu (obr. 5g, bezprostredne pod horizontom h);

PB-1060/E – hnedastý vápenec z komplexu šikmých laminovaných sladkovodných vápencov (aragonitového charakteru) (obr. 5, horizont d).

zlepenčov diskontinuálnou 1 mm hrubou polohou svetlého vápenca sintrového charakteru. Ide o prvé preukázateľné krátkodobé vyschnutie aspoň určitej časti sedimentačného priestoru. Túto najvrchnejšiu časť lavice tvoria jemnozrnné zlepence budované prevažne ostrohrannými, prípadne málo opracovanými úlomkami prevažne dolomitov a svetlých wetternsteinských vápencov stmelených sparitickým až dolosparitickým tmeľom. Vrchná hranica zlepenčovej lavice je nerovná, erózna a viditeľná len na vyleštenej ploche (obr. 5b).

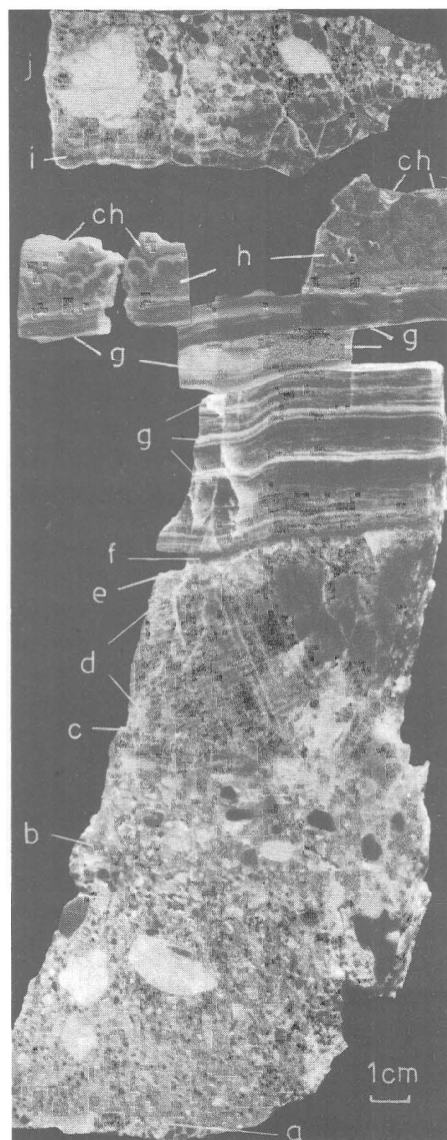
Spodný komplex sladkovodných laminovaných vápencov

Prvá pasáž laminovaných sladkovodných vápencov. Súbor hnedastých a svetlejších pásikov je skoro vodorovný, prípadne v dôsledku rozčerennej tečúcej vody na nerovnom povrchu zlepenčov jemne zvlnený, s ktorým sú dokonale spojené. Ide o 1–4 cm nepravidelne hrubú vápencovú zónu,

v ktorej sú rozptýlené úlomky triasových dolomitov a vápencov, ako aj väčšie 1–2 cm veľké opracované úlomky zlepenčovej horniny.

Po usadení tejto prvej pasáže nepravidelne zvrstvených a tenko laminovaných vápencov sa prerušuje sedimentácia (obr. 5c). Na jej nerovnom eróznom povrchu sedimentuje ďalšia, asi 3–5 cm hrubá pasáž laminovaných sladkovodných vápencov (obr. 5d). Tie však majú na predchádzajúce vrstvičky vápencov kosý priebeh so sklonom asi 60° (inde sú viac-menej vodorovné), svedčiaci o prítoku vody od SZ na JV. Zrejme ide o ich usadzovanie na rozlične modelovanom dne. Po ďalšom vynorení bol aj tento komplex vystavený erózii. Na nerovnom povrchu s kapsičkami je usadená asi 3 mm až 1 cm hrubá vrstvička s obličkami stmelenými vápencom (obr. 5e).

Na novovzniknutom spevnenom a relatívne rovnom povrchu (mierne sklonom do 5°) je usadená prvá jemne premytá 1–2 mm hrubá vrstvička „terra rossy“, tvorená zrejme zvýšeným obsahom bauxitu (obr. 5f). Potvrďuje to aj chemická ana-



Obr. 5. Prierez (naleštené plochy) spodným komplexom laminovaných sladkovodných vápencov oddeľujúcich spodný a stredný cyklus súľovských zlepenčov. Lokalita: zárez lesnej cesty pod kótou Svinské chlievy, západne od Riedky (vysvetlivky k indexom a–j v texte).

Fig. 5. Cross-section (polished planes) through bottom complex of laminated lacustrine limestones separating bottom and middle cycles of the Súľov conglomerates. Localization: cut of the drive below Svinské chlievy elevation point, west of Riedka (explanations to a–j indexes see in the text).

lýza (tab. 1, PB-1060c). Ďalšie 3–4 vrstvičky sa striedajú s hnedastými a svetlejšími laminami vápencových vrstvičiek sintrového charakteru, ktorých spoločná hrúbka v študovanom detaile nepresahuje 7 mm. Prirodzene, ich hrúbka v rámci priestoru varíruje až do 3 cm.

Ďalšiu vápencovú pasáž, hrubú asi 7–10 cm, tvoria tenké laminy hnedastých (prevládajú)

a svetlých vápencových lamín, ktorých komplex z 20–30 lamín (0,8–1,0 cm) oddeľuje ďalšie svetlé 1–2 mm hrubé laminy sintrového typu, ktorých nerovný a drsný povrch tvorí plochy diskontinuity vzniknuté v dôsledku prerušenia prúdenia tečúcej vody (obr. 5g).

Komplex laminovaných vápencov prechádza do celistvých 2–3 cm hrubých hrčkovitých vápencov (obr. 5h). Na jeho povrchu erózne porušenom rôzne modelovanými prehĺbeniami (niekoľko mm až viac cm rozmerov) znova sedimentovali jemno laminované vyzrážaniny malých pramienkov¹ tečúcej vody (obr. 5ch).

Nový sedimentačný cyklus, reprezentovaný jazernými ílovitými sedimentmi malej hrúbky, sa vyznačuje prínosom rozvetraného materiálu zo zlepenčov do nedokonale spevnenej ílovej hliny (obr. 4c). Tvoria záteky, vyplňajú kapsičky a vytvárajú vrstvičky od 1 do 6 cm. Miestami je zreteľné obnovenie činnosti tečúcej vody a krátkodobá sedimentácia laminovaných sladkovodných vápencov (obr. 4/3b), do ktorých tiež padal materiál z rozvetraného zlepenca. V oboch prípadoch išlo o rýchly nástup sedimentácie pravdepodobne druhého cyklu súľovských zlepenčov (bezfosílnych, mocných asi 200–250 m), oddelených od ďalšieho, prevažne už morského cyklu (spodná časť ešte jazerná), ako sme už spomenuli, 10–15 cm hrubým horizontom sladkovodných laminovaných vápencov, reprezentujúcich sedimentačne zrejme iba jeden cyklus rovnakého typu.

Druhý sedimentačný cyklus súľovskej formácie s prevahou hrubolavcovitých zlepenčov sa vyznačuje neprítomnosťou „terra rossa“, bauxitových a ílovcových horizontov. V tomto sedimentačnom cykle nie je vylúčená ani možnosť krátkodobých morských inkurzií, aj keď prítomnosť morskej fauny sa nepreukázala. Je však isté, že plošne tento sladkovodný bazén, v ktorom sa tieto zlepence usadzovali, bol väčší ako bazén prvého sedimentačného cyklu.

Vrchný komplex sladkovodných laminovaných vápencov

Krátkodobé prerušenie v sedimentácii súľovských zlepenčov tohto druhého cyklu spôsobilo eróziu, a tak na nerovnom povrchu najvrchnejšej

¹ Dôležité je poznamenať, že prírastkové laminy narastajú vo vymodelovaných malých korýtkach v jednom smere, teda od bázy k vrcholovej časti karbonátového komplexu. Ten je konkordantne uložený medzi podložnými a nadložnými súľovskými zlepencami, s ktorými je zvrásnený. Tieto údaje vylučujú eventúálnu úvahu, že by sladkovodné laminované vápence mohli reprezentovať žilnú výplň mladších tektonických porúch. Tie síce sú tu evidentne prítomné, ale bez mineralogickej výplne.

zachovanej lavice (s výraznými kapsami) sa usadil 10–15 cm hrubý laminovaný sladkovodný vápenec so svetlejšími a tmavšími hnedastými pásikmi. V jeho vrchnej 3–5 cm hrubej pasáži pribúda obliacikov rýchlo prechádzajúcich do zlepenčovej lavice, ktorá tvorí bázu tretieho sedimentačného cyklu.

Tretí, intermontánný cyklus súľovských zlepenčov (mocný cca 200 m) sa vyznačuje prítomnosťou aj jemnozrnných zlepenčov s karbonátovým tmeľom, jemnodetritickým a jemnozrnnými klastickými piesčitými a zlepenčovitými vápencami. Ten mimo intermontánnnej oblasti súľovských zlepenčov transgreduje priamo na triasové karbonáty Strážovských vrchov, ako je to známe pri Mojťíne a na Z od kóty Stráže a pri Riedke.

Záver

Preukázanie prítomnosti dvoch horizontov sladkovodných laminovaných vápencov v súľovských zlepencoch dovoľuje predpokladať, že spodná a stredná časť súľovských zlepenčov je kontinentálneho pôvodu a je usadená v jazerných podmienkach. Výrazné tektonické procesy, počas ktorých súľovské zlepence sedimentovali, spôsobili prerušovanie v sedimentácii. Vynorené zóny sa vyznačovali výraznou činnosťou minerálnej tečúcej vody. Jej činnosť mohla aspoň na rozhraní 1. a 2. sedimentačného cyklu vo viacerých epizódach trvať pomerne dlho. Pravidelné striedanie vrstvičiek svetlejšej (sintrového charakteru) a tmavšej hnedastej farby (pripomínajúce aragonit) je zrejme späté so zmenou teploty v priebehu ročných období, a teda aj vlhkejších (monsúnových) a suchších období.

Prvý sedimentačný cyklus súľovských zlepenčov možno ako dôsledok laramskej fázy vrásnenia dávať do vzťahu s danom. Vtedy zrejme na pevnine a na báze tohto cyklu vznikli aj ložiská bauxitu. Tie boli aj preplavované (tri horizonty) a niekoľko vrstvičiek „terra rossa“ z takéhoto bauxitu je aj na báze tretieho cyklu (obr. 5f) spodného komplexu laminovaných sladkovodných vápencov.

Spodný komplex sladkovodných vápencov a stratigrafické hiáty, ktoré sa na ňom viažu, dávame do vzťahu s časovým úsekom na rozhraní spodného a stredného paleocénu.

Druhý sedimentačný cyklus súľovských zlepen-

cov možno dať do vzťahu so stredným paleocénom, kým druhý komplex sladkovodných laminovaných vápencov s vrchným paleocénom (landénom, resp. tanetom).

Tretí, už morský sedimentačný cyklus by svojou fázou v pružinskej oblasti zodpovedal najvrchnejšiemu paleocénu, kým v oblasti Mojťína najspodnejšiemu kuisu. Tento cyklus zodpovedá všeobecnej transgresii centrálno-karpatského paleogénu študovanej oblasti. Transgreduje mimo územia zatopeného jazernými sedimentmi. Všeobecne sa však medziorské jazerá prepojili a v dôsledku inkurzcie morskej vody získali normálnu salinitu. Objavenie veľkých foraminifer v tejto oblasti určuje bázu tohto morského sedimentačného cyklu (najvrchnejší paleocén – spodný eocén). Transgresia však zaplavuje postupne do tej doby vynorené zóny (blok Stráže–Riedka–Predhorie) a preniká ďalej JZ smerom do oblasti Strážovských vrchov (napr. oblasť Mojťína).

Literatúra

- Andrusov, D. 1951: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Považská Bystrica 4361/3. Bratislava, GÚDŠ.
- Andrusov, D. 1965: Geológia Československých Karpát. III. diel. Bratislava, SAV, 392 s.
- Andrusov, D. a Köhler, E. 1963: Nummulites facies et développement pré-tectonique des Carpates occidentales au Paléogène. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 14, 1, 175–192.
- Began, A., Salaj, J., Rakus, M. et al. 1963: Základný výskum a mapovanie v M = 1 : 25 000 a 1 : 50 000, spojený s edíciou máp 1 : 50 000, list M-34-97-D Považská Bystrica. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Činčura, J. 1987: Climate dynamics in the beginning of neoid geomorphologic state in the West Carpathian Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 5, 601–614.
- Činčura, J. 1990: Characteristic features of paleoalpine and epipaleoalpine landmass of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 1, 29–38.
- Maheľ, M. 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. Bratislava, GÚDŠ, 221 s.
- Salaj, J. 1960: Stručná správa o geologickom mapovaní na liste Považská Bystrica. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Samuel, O., Borza, K. and Köhler, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphie of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). Bratislava, GÚDŠ, 246 s.
- Samuel, O. and Salaj, J. 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, Vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 14, 1, 149–163.
- Samuel, O. and Salaj, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathians Paleogene. Bratislava, GÚDŠ, 232 s.

Lacustrine limestone horizons in Súľov conglomerates of the Pružina area and their significance for paleogeographical-tectonic evolution of the area

The presence of two lacustrine limestone horizons (Fig. 3, 4) deposited concordantly in the Súľov conglomerates of the Pružina area (Svinské chlievy) indicates the possibility of distinguishing-at least locally – three inde-

erates of the Pružina area (Svinské chlievy) indicates the possibility of distinguishing-at least locally – three inde-

pendent depositional cycles. The two bottom cycles correspond to continental sediments deposited under lacustrine conditions. At the base of the lowermost cycle there are breccias cemented with red redeposited paleosoils and bauxites, overlain by conglomerates with three resedimented red palaeosoil and bauxites horizons. The second cycle is devoid of red palaeosoils and bauxites. The third cycle is predominantly (in the

upper part) marine (Borové Formation, Gross, Köhler, Samuel, 1984). Intermontane areas with lacustrine sediments were connected with the sea and acquired normal salinity as a results of sea-water incursion. The appearance of foraminifers is thus indirectly indicative of the base of the marine cycle. The sea transgression flooded the formerly emerged zones (block Stráže – Predhorie) and extended into the area of the Strážovské vrchy Mts.

ZO ŽIVOTA SGS

Pokračovanie zo str. 214

kového produktu tupokónického hydrocyklónu, pričom iba tento produkt obsahoval voľné zlatinky s rozmermi nad 0,05 mm. Voči podaniu badateľný rast obsahu Au v tuhej fáze zlivu hydrocyklónu (0,7–0,8 ppm) ukázal, že drobnozrnné elektrum uniká do prachovitej až ílovi-tej frakcie ako vrastené, zamleté alebo sekundárne sflo-kulované.

Predbežné výsledky laboratórnych experimentov na-značujú, že hydroxidickú kôrku aj sekundárne flokuly možno účinne deštruovať ultrazvukom.

P. Andráš a M. Hrnčárová : Príspevok laboratór-ných analytických a optických metód k vedeckovýskum-nej činnosti ONS

Laboratóriá oddelenia tvorí laboratórium emisnej spektrometrie (ES), atómovej absorpčnej spektrometrie (AAS), difrakčnej termickej analýzy (DTA), Rtg a optické laboratórium.

Laboratórium ES analyzuje vzorky rozličných geolo-

gických materiálov (rôzne typy hornín, sulfidické a oxi-dické minerály a pod.). Pri kvantitatívnom hodnotení výsledkov využíva výpočtovú techniku. Laboratórium vyvíja aj nové metodiky podľa potrieb zadávateľov (napr. metodiku analýzy magnetitov, nízkych koncentrácií W a Au).

AAS laboratórium stanovuje v geologických materiá-loch odpadových a banských vodách, v pôdnych vzor-kách a priemyselných kaloch rad prvkov (Pb, Zn, Cu, Na, K, Li, Ca, Cr, Fe, Mn, Cd, Bi, Sb, Ni, Ag, Mg) v koncentračnom rozmedzí X0 % – 0,X ppm. Najväčšia pozornosť sa venuje stanovovaniu stopových koncentrá-cií Au priemerne v obsahu 0,X – 0,0X ppm pomocou elektrotermického atomizátora. Laboratórium sa zaoberá aj stanovovaním katiónov vo výluhoch z plynných a tekutých uzavrenín, ktoré sa paleotermometricky štu-dujú za pomoci komôrky Linkam Th-600 (do 600°C). Laboratórium disponuje aj vysokoteplotnou komôrkou do 1 100–1 200 °C.

Milan Háber

Chemizmus a zonálnosť Ni-Co mineralizácie v úhornianskom rudnom poli

DUŠAN PETEREC

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 3. 8. 1990, revidovaná verzia doručená 4. 2. 1991)

Chemistry and zonality of nickel-cobalt ores in the Úhorná Ore Field, Central Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia

In the result of regional metamorphism reaching the upper part of green-schist facies in the area investigated, also textural and structural changes of primary strata-bound sulphidic base-metal ores were produced leading to partial remobilisation and to the generation of epigenetic ore veins. This remobilisation induced vertical differentiation of generating mineral assemblages. The presence of single minerals in veinlets is depending on the position of the original, stratabound, ores. In the central parts of the ore field, the strata-bound ores are containing more cobalt and nickel from which the cobalt content preserved in the strata-bound ore owing to its lower migration ability whereas the nickel content together with part of cobalt migrated into the epigenetic veinlets to compose Ni- and Ni-Co sulphoarsenides and sulphoantimonids.

Úvod

Územie medzi Úhornou a Smolníkom sa vyznačuje prítomnosťou veľkého množstva píng, odvalov a prieskumných štôlní. Do tejto oblasti, ktorá bezprostredne susedí s pyritovým ložiskom Smolník, sa v minulosti sústreďovala pozornosť prospektorov vyhľadávajúcich podobné typy zrudnenia, resp. západné pokračovanie ložiska Smolník. Pretože zrudnenie v tejto oblasti nedosahuje takú intenzitu ako v ložisku Smolník, roku 1953 sa prieskumné práce ukončili. Jedným z ich výsledkov bolo aj zistenie zvýšeného obsahu Ni a Co v rudných vzorkách z niektorých štôlní (Ilavský, 1954).

Mineralogicko-ložiskovo sa táto oblasť prehodnotila v rámci projektu SGR-geofyzika. Jednotlivé typy mineralizácie sme študovali na základe štruktúrno-textúrnych znakov prítomných minerálnych asociácií a chemického zloženia niektorých sulfidických minerálov.

Rudné výskyty

V zmysle metalogenetického rajónovania (Peterc in Grecula et al., 1989) začleňujeme úhornianské rudné pole: do medzevskej rudnej zóny, ktorá sa ťahne od Poproča cez Baňu Luciu, Vysoké Čelo, Štóske vrch, Kotlinec, Úhornú až po Krásnohorské Podhradie. Rudné výskyty v tejto oblasti študovali viacerí autori (Macek, 1938; Bergfest, 1951; Čillík, 1951; Fillip a Beráts, 1951; Čillík et

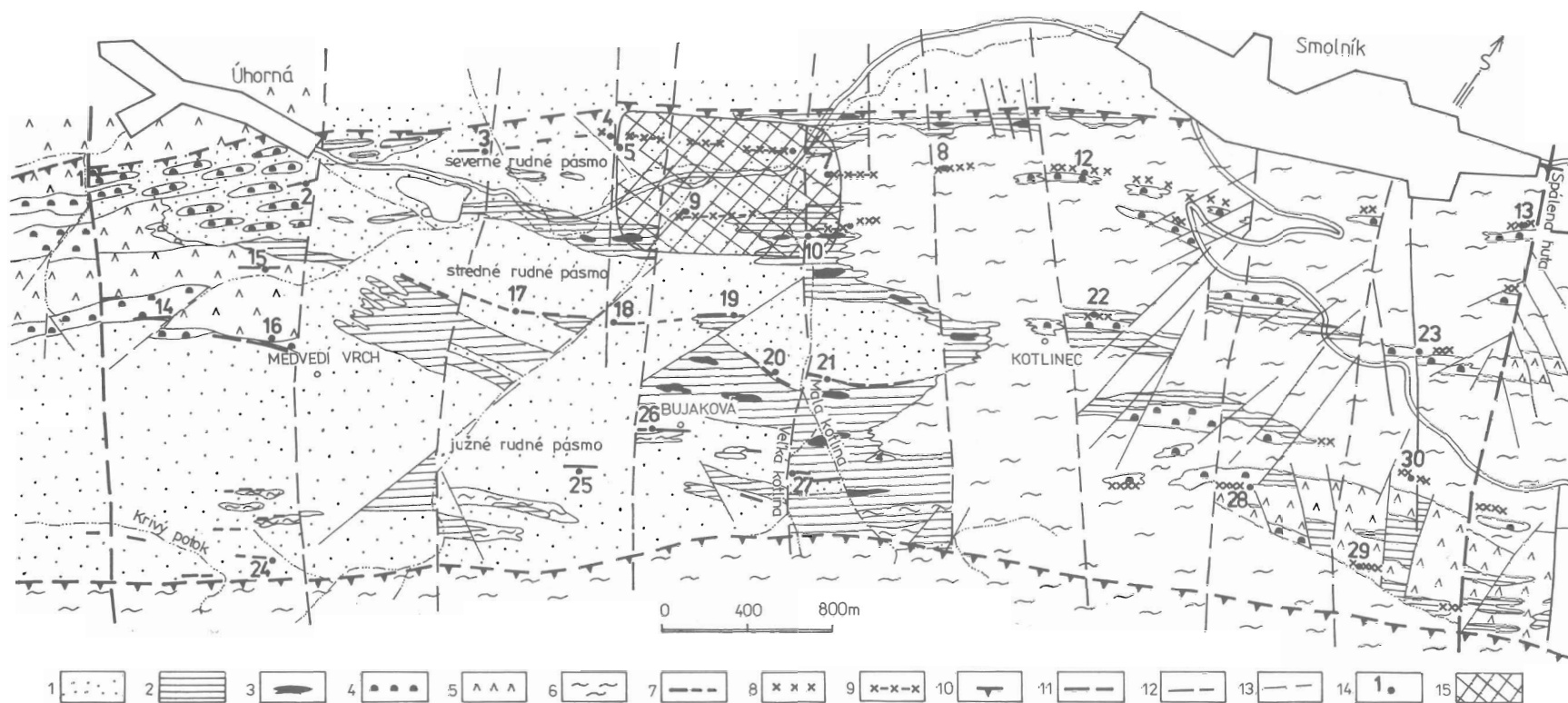
al., 1951; Okál a Pašteka, 1951; Novák, 1955; Ilavský, 1954, 1956, 1962; Beňo, 1953).

V úhornianskom rudnom poli rozoznávame 30 rudných výskytov (tab. 1). Miesta odberu študovaných vzoriek uvádzame v geologickej mape na obr. 1 pod číslom zodpovedajúcim číslu rudného výskytu v tab. 1. Na označenie rudných výskytov používame v texte len ich poradové číslo. Podrobnejšiu charakteristiku rudných výskytov uvádzame v čiastkovej správe (Peterc, 1990). V úhornianskom rudnom poli vyčleňujeme severné, stredné a južné rudné pásma. Najintenzívnejšie mineralizovaná je stredná časť severného rudného pásma, v ktorom rozoznávame severnejší a južnejší rudný ťah.

Na základe štruktúrno-textúrnej analýzy rudného materiálu z rudných výskytov rozlišujeme v tejto oblasti tri základné typy mineralizácie.

1. Sulfidické zrudnenie stratiformného typu viažuce sa na rudonosný horizont, ktorý sa vyznačuje pestrú škálou litofaciálnych typov (silicity, chloritické silicity, silicifikované fylity, resp. vulkanosilicity). Zrudnenie má polymetalický charakter a reprezentuje ho najmä pyrit, v menšej miere aj arzenopyrit, pyrotín, chalkopyrit a iné minerály.

2. Žilný typ mineralizácie reprezentujú sideritovo-kremeňovo-sulfidické žily s nerovnakým zastúpením sideritu a kremeňa ako hlavných zložiek žíl. Obsah sulfidov je zanedbateľný (ojedinele dosahuje niekoľko %). Akcesoricky možno pozorovať aj chlorit, albit, turmalín, sericit a rutíl.



Obr. 1. Geologická mapa úhornianskeho rudného poľa (Peterec, Gazdačko, Németh, Kobulský, 1986) s vyznačeným priebehom rudných štruktúr a miestami odberu vzoriek. 1 – metapsamity, 2 – grafitické fylity, 3 – lydity, 4 – pestrý vulkanický komplex, 5 – kyslé metapyroklastiká, 6 – chloriticko-sericitické fylity (2, 3 – betliarske súvrstvie; 1, 4–6 – smolnícke súvrstvie volovskej skupiny gemerika podľa Greclu, 1982), 7 – žilný typ mineralizácie, 8 – stratiformný typ mineralizácie, 9 – prechodný typ mineralizácie, 10 – príkrovové plochy, 11 – tektonická hranica rudného poľa, 12 – tektonické hranice blokovej stavby, 13 – ostatné zlomy, 14 – miesta odberu vzoriek, 15 – centrálna časť mineralizácie.

Fig. 1. Geological map of the Úhorná Ore Field (Peterec, Gazdačko, Németh, Kobulský, 1986), with ore structures and sampling points. 1 – metapsammite, 2 – graphite phyllite, 3 – lydite, 4 – variegated volcanic complex, 5 – acidic metapyroclastics, 6 – chlorite-sericite phyllite (2, 3 – Betliar Formation, 1, 4–6 – Smolník Formation of the Volovec Group sensu Greclu, 1982), 7 – vein ores, 8 – strata-bound ores, 9 – transitional ores, 10 – nappe basal surface, 11 – tectonic boundary of the ore field, 12 – tectonic boundary of the block structure, 13 – other fault, 14 – sampling site, 15 – central part of ore mineralization.

TAB. 1
Rudné výskyty rudnianskeho rudného poľa
Ore occurrences in the Úhorná Ore Field

P. č.	Názov	Typ zrudnenia
<i>Severné rudné pásmo</i>		
1	Úhorná – Bodnárisko	žilný
2	Paulína	žilný
3	Bella	žilný
4	Rákoczy západ	prechodný
5	Rákoczy východ	prechodný
6	Katarína	prechodný
7	Beckenhüh	prechodný
8	Magda	stratiformný
9	Sv. Kríž	prechodný
10	Kompas	prechodný
11	Lenka	stratiformný
12	Šmolník – kaplnka 698	stratiformný
13	Špálená Huta 620	stratiformný
<i>Stredné rudné pásmo</i>		
14	Saturnus	žilný
15	Medvedia dolina	žilný
16	Michal	žilný
17	Vysoká úboč	žilný
18	Šarlota	žilný
19	Eleonóra	žilný
20	Róza	žilný
21	Ludovika	žilný
22	Kotlínek	stratiformný
23	Šmolník – kaplnka 725	stratiformný
<i>Južné rudné pásmo</i>		
24	Krivý potok – Pavol	žilný
25	Šalma	žilný
26	Bujaková	žilný
27	Veľká kotlina	žilný
28	Tupý vrch	stratiformný
29	Štós – Medvedia dolina	stratiformný
30	Štóske hrebene	stratiformný

3. Prechodný typ mineralizácie predstavuje textúrne a štruktúrne prepracovaný, pôvodne stratiformný typ. Bližšie ho charakterizujeme v nasledujúcej kapitole.

Všeobecne platí, že v západnej časti rudného poľa je sústredený žilný typ mineralizácie, stratiformné výskyty zasa v jeho východnej časti.

Okrem sulfidického zrudnenia stratiformného typu sa hlavne v periférnych oblastiach rudného poľa vyskytujú aj impregnácie magnetitov a hematitové kvarcity (Ilavský, 1956; Pauk in Ilavský, 1954; a tiež v blízkosti lok. 14, 29, 30). Na Kotlínci (najbližšie k lok. 12) je známa indícia Mo, Sn mineralizácie viažúca sa na bazaltovo-keratofýrové pyroklastiká (Radvanec a Grecula, 1985). Na prítomnosť anomálnych koncentrácií menazitu na J a Z od Štósu, ktoré sa zistili regionálnou šľachovou prospekciou, poukázal Matula (in Grecula a Kucharski, 1981). Predpokladáme, že aj tento

typ vzácno-prvkovej mineralizácie sa viaže na rudonosný horizont, ktorý sme zmapovali v Medvedej doline. Monazit a xenotím sme analyzovali aj v rudnej vzorke zo žilného typu na lok. 21 (Peterec, 1990), čo môže poukazovať na genetickú spätosť medzi stratiformnou a žilnou mineralizáciou. Tieto typy stratiformnej mineralizácie však neboli predmetom nášho štúdia.

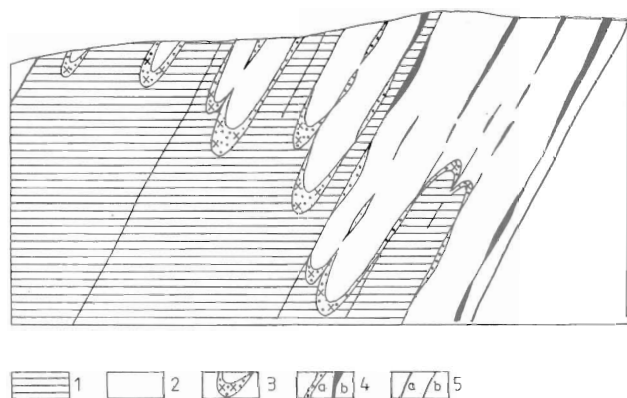
Štruktúry a textúry rúd

Štruktúrne-textúrne znaky mineralizácie sú zdrojom informácií o podmienkach vzniku a nasledujúcich procesoch premeny. Prehľadnú charakteristiku štruktúr a textúr niektorých stratiformných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria podala Drnzíková (in Hudáček, 1965), Drnzíková a Mandáková (1968), Hurný (1977, 1980). Výsledkom ich štúdia je poznatok, že rudonosné horniny a nahromadené sulfidy stratiformného typu na sledovaných ložiskách v Spišsko-gemerskom rudohorí boli metamorfované. V dôsledku toho sa premenili pôvodné a vznikli nové štruktúrne-textúrne znaky hornín, ale hlavne sulfidickej mineralizácie, ktorá je pri metamorfóze citlivejšia. Títo autori vyčlenili niekoľko generácií minerálov a stanovili polygénny charakter zrudnenia.

V študovanej oblasti sa v minulosti neurobila podrobná štruktúrne-textúrna analýza rudných výskytov. Rudné výskyty sa zaradovali do hydrotermálne žilného, sideritovo-kremeňového typu, miestami s hojnejším zastúpením pyritu a Cu sulfidických minerálov (Abónyi in Bartalský et al., 1973). Na to, že nejde o jediný typ mineralizácie, poukázal už Ilavský (1954, 1962). Časti žíl (lok. 4, 5, 6, 9, 10), hlavne ich spodné časti označil ako „ložné žily“ s páskovanou textúrou žilnej výplne.

Štúdium textúr a štruktúr rúd v skúmanom území potvrdilo, že sulfidické zrudnenie z niektorých štôlní zodpovedá stratiformnému typu. Textúry týchto primárnych zrudnení sú najčastejšie vtrúseninové a vrstvitité. Predstavujú impregnácie a vtrúseniny rudných minerálov, hlavne pyritu, v menšej miere arzenopyritu, kobaltínu, pyrotínu a chalkopyritu, ojedinele aj tetraedritu, galenitu a sfaleritu v silne kremitej rudonosnej hornine s karbonátmi. Často majú pásikový, prúžkový, zriedkavejšie aj masívny charakter. Najviac sú znaky primárnych textúr zachované v severnom rudnom pásme, v jeho východnej (lok. 8, 11, 12, 13) a čiastočne aj strednej časti (lok. 4, 5, 6, 7, 9, 10). V strednom a južnom rudnom pásme ich pozorujeme len v najvýchodnejších blokoch na Kotlínci (lok. 22, 23, 28, 29, 30), kde v smernom pokračovaní žilných štruktúr vystupujú ako reliktý rudonosného horizontu s ojedinelými rudnými indíciami.

Primárne textúrne znaky sú v dôsledku meta-



Obr. 2. Priečny schematický rez rudnej zóny s výskytom primárneho a epigenetického typu zrudnenia. 1 – betliarske súvrstvie, 2 – smolnícke súvrstvie, 3 – pestrý vulkanický komplex s primárnym typom zrudnenia, 4 – prechodný typ zrudnenia (a), epigenetické zrudnenie žilného typu (b), 5 – hranice rudnej zóny – príkrovy (a), hranice rudných pásiem – čiastkové príkrovy a prešmyky (b).

Fig. 2. Transversal schematic geological profile of the ore zone with the position of primary and epigenetic ores. 1 – Betliars Formation, 2 – Smolník Formation, 3 – variegated volcanic complex with primary ores, 4 – transitional ores (a) and epigenetic ore veins (b), 5 – boundary of the ore zone, nappe (a), boundary of ore zones, partial nappe and thrust (b).

morfného prepracovania zatlačané sekundárnymi, takže častejšie nachádzame už len relikty týchto textúr. Na spoločných výskytoch sa prelínajú primárne štruktúrno-textúrne znaky so sekundárnymi. Tento typ zrudnenia označujeme ako „prechodný“. Vznik sekundárnych štruktúrno-textúrnych znakov je výsledkom pôsobenia deformácie, korózie, kryštalizácie, rekryštalizácie, mobilizácie a remobilizácie rudného materiálu, ku ktorým dochádza počas metamorfózy. Z jemnozrnných vtrúseninových typov vznikajú ako výsledok rekryštalizácie kryštály typu metakryštálov. Objavujú sa agregáty mladšej generácie sulfidických minerálov v podobe novotvarov, zhlukov, lemov a žiliek. Vznikajú škvrnité, masívne, zriedkavejšie brekciovité textúry. S takýmto typom zrudnenia sa stretávame na lok. 4, 5, 6, 7, 9, 10.

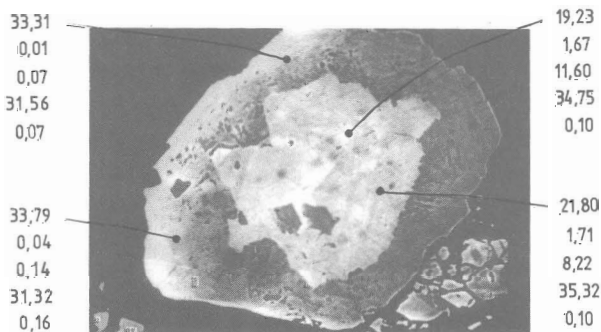
S javmi rekryštalizácie úzko súvisí mobilizácia a remobilizácia, ktorá sa vyznačuje prenosom rudného materiálu na iné miesto počas metamorfózy. V dôsledku remobilizácie vznikajú metamorfné žilky a za vhodných štruktúrno-metamorfných podmienok aj epigenetické žily. Tomuto procesu pomáha šupinovitý tektonický štýl územia s izoklinálnymi, často strmo uloženými, miestami silne stlačenými až budinovanými vrásami. Prejavuje sa úzkymi antiklinálami čiernych a rudonosných fylitov, resp. metapyroklastík v psamitickeskom komplexe smolníckeho súvrstvia (obr. 1). Tieto strmo uložené pásy rudonosných fylitov v blízkosti grafických fylitov a metapyroklastík obsahujú sulfi-

dické zrudnenie stratiformného charakteru, ktoré bolo v dôsledku metamorfózy remobilizované. Vzniká epigenetická mineralizácia žilného typu viažúca sa na strmo uložené štruktúry, z väčšej časti konformné s okolitými horninami, ktorá si v spodnejších častiach zachováva aj svoju pôvodnú pozíciu, to je rozhranie betliarskeho a smolníckeho súvrstvia, resp. vystupuje v jeho nadloží. Tieto žily nachádzame v smernom pokračovaní rudonosného horizontu v rámci jedného rudného pásma (obr. 1). Schematický rez územím s výskytom rôznych typov zrudnenia znázorňuje obr. 2.

Chemizmus minerálov

V dôsledku rekryštalizácie a remobilizácie dochádza okrem štruktúrno-textúrnych zmien rúd aj k zmene chemického zloženia minerálov. Kvantitatívnymi analýzami na rtg mikroanalýzátore sme sledovali závislosť medzi chemickým zložením niektorých sulfidických minerálov a ich príslušnosťou k jednotlivým štruktúrno-textúrnym typom mineralizácie, resp. k primárnej alebo epigenetickej paragenéze minerálov. Sledovanie chemického zloženia bolo zamerané na distribúciu Fe, Ni, Co v sulfoarzenidoch a sulfoantimonidoch, kde bola distribúcia zjavná. Zmena chemického zloženia ostatných sledovaných sulfidov (pyrit, pyrotín, chalkopyrit, galenit, sfalerit a komplexné sulfosolí) už nebola taká výrazná (Peterec, 1990).

Väčšina analýz (v tab. označených S) bola vyhotovená na energiovo-disperznom mikroanalýzátore LINK AN 10 000, VVÚ – Stráž pod Ralskem, analyzovali Scharmová, Sulovský, Hájková. Ostatné analýzy (v tab. označené B) boli vyhotovené na rtg mikroanalýzátore Super probe, 773, Jeol, GÚDŠ Bratislava, analytik Caňo.



Obr. 3. Lem arzenopyritu (epigenetickej generácie) okolo danaitu (primárna generácia) s kvantitatívnym obsahom (zhora Fe, Ni, Co, As, Sb v at. %) z vyznačených bodov (CLEM GÚDŠ Bratislava, zväčš. 720X).

Fig. 3. Rim of arsenopyrite (epigenetic ore) around danaite (primary ore) with contents of elements in indicated points (from above: Fe, Ni, Co, As, Sb in atomic %). CLEM, D. Štúr Institute of Geology Bratislava, magn. X720.

TAB. 2
Chemické zloženie sulfoarzenidov a sulfoantimonidov Co, Ni, Fe
Chemical composition of Co, Ni, Fe sulphoarsenids and sulphoantimonids

Ča	Čl	Ma	Fe	Ni	Co	As	Sb	S	Suma	Kryštalochemický vzorec
62	7	S	3,96	0,58	32,56	42,61		19,11	98,82	(Co _{0,92} Ni _{0,02} Fe _{0,12}) _{1,06} As _{0,95} S _{0,99}
63	22	B	4,51	0,23	31,07	43,11	0,01	21,41	100,34	(Co _{0,85} Ni _{0,01} Fe _{0,13}) _{0,99} As _{0,93} S _{1,08}
64	22	B	4,39	0,29	30,58	43,46	–	21,53	100,25	(Co _{0,84} Ni _{0,01} Fe _{0,13}) _{0,98} As _{0,93} S _{1,09}
65	4	S	4,46	1,13	31,36	42,69	–	20,04	99,68	(Co _{0,87} Ni _{0,03} Fe _{0,13}) _{1,03} As _{0,94} S _{1,03}
66	4	S	3,86	1,17	31,34	42,47	–	19,24	98,10	(Co _{0,89} Ni _{0,03} Fe _{0,12}) _{1,04} As _{0,95} S _{1,01}
67	4	B	4,79	0,93	30,70	42,28	0,02	21,43	100,15	(Co _{0,84} Ni _{0,02} Fe _{0,14}) _{1,00} As _{0,92} S _{1,08}
68	15	S	6,68	5,25	25,87	42,63	–	20,46	100,89	(Co _{0,71} Ni _{0,14} Fe _{0,19}) _{1,04} As _{0,93} S _{1,03}
69	15	S	7,02	7,57	23,50	43,81	–	20,47	102,37	(Co _{0,64} Ni _{0,26} Fe _{0,20}) _{1,04} As _{0,94} S _{1,02}
70	9	S	1,12	22,72	3,50	1,56	56,44	12,88	98,22	(Ni _{0,86} Co _{0,13} Fe _{0,04}) _{1,03} (Sb _{1,03} As _{0,04}) _{1,07} S _{0,90}
71	9	S	2,62	5,29	20,09	0,70	56,58	13,29	98,57	(Co _{0,75} Ni _{0,20} Fe _{0,10}) _{1,05} (Sb _{1,01} As _{0,02}) _{1,03} S _{0,92}
72	9	S	2,62	5,30	20,13	0,73	56,39	13,43	98,60	(Co _{0,75} Ni _{0,20} Fe _{0,10}) _{1,05} (Sb _{1,01} As _{0,02}) _{1,03} S _{0,92}
73	9	S	3,72	4,05	19,87	1,99	56,39	14,66	100,68	(Co _{0,73} Ni _{0,15} Fe _{0,14}) _{1,02} (Sb _{1,00} As _{0,06}) _{1,06} S _{0,92}
74	9	S	5,00	3,28	20,39	0,62	54,73	14,92	98,94	(Co _{0,73} Ni _{0,12} Fe _{0,19}) _{1,04} (Sb _{0,95} As _{0,02}) _{0,97} S _{0,99}
75	9	S	3,73	4,06	19,91	1,99	56,17	13,66	99,52	(Co _{0,73} Ni _{0,15} Fe _{0,14}) _{1,02} (Sb _{0,99} As _{0,06}) _{1,05} S _{0,93}
76	9	S	5,01	3,29	20,44	1,08	53,08	15,16	98,06	(Co _{0,73} Ni _{0,12} Fe _{0,19}) _{1,04} (Sb _{0,93} As _{0,03}) _{0,96} S _{1,00}
77	16	S	0,76	27,50	–	Bi ₃ ,11	56,83	13,56	101,74	(Ni _{1,01} Fe _{0,03}) _{1,04} (Sb _{1,01} Bi _{0,03}) _{1,04} S _{0,92}
78	19	S	1,70	26,70	–	–	57,86	13,53	99,79	(Ni _{0,99} Fe _{0,06}) _{1,05} Sb _{1,02} S _{0,93}
79	19	S	0,95	26,96	–	–	57,98	13,54	99,43	(Ni _{1,00} Fe _{0,04}) _{1,04} Sb _{1,03} S _{0,93}
80	20	S	–	25,72	2,95	–	59,41	13,58	101,66	(Ni _{0,94} Co _{0,11}) _{1,05} Sb _{1,04} S _{0,91}
81	20	S	1,15	26,86	1,51	–	59,05	13,72	102,29	(Ni _{0,97} Co _{0,05} Fe _{0,04}) _{1,06} Sb _{1,02} S _{0,92}
82	20	S	1,54	26,06	0,39	–	59,36	13,78	101,13	(Ni _{1,00} Co _{0,01} Fe _{0,06}) _{1,07} Sb _{1,02} S _{0,91}
83	20	S	–	23,49	5,18	–	58,15	13,48	100,30	(Ni _{0,86} Co _{0,19}) _{1,05} (Sb _{1,02} As _{0,03}) _{1,05} S _{0,90}
84	20	S	–	23,89	4,65	1,24	57,62	13,48	100,88	(Ni _{0,87} Co _{0,17}) _{1,04} (Sb _{1,02} As _{0,03}) _{1,05} S _{0,91}
85	20	S	–	22,40	6,35	–	58,00	13,55	100,30	(Ni _{0,82} Co _{0,23}) _{1,05} Sb _{1,03} S _{0,92}
86	20	S	–	31,81	4,54	42,10	4,15	18,03	100,63	(Ni _{0,91} Co _{0,13}) _{1,04} (As _{0,95} Sb _{0,06}) _{1,01} S _{0,95}
87	20	S	–	31,20	5,50	43,11	5,12	18,01	102,94	(Ni _{0,88} Co _{0,16}) _{1,04} (As _{0,95} Sb _{0,07}) _{1,02} S _{0,94}
88	20	S	–	31,96	5,03	41,53	5,01	17,68	101,21	(Ni _{0,92} Co _{0,14}) _{1,06} (As _{0,93} Sb _{0,07}) _{1,09} S _{0,94}
89	20	S	–	33,06	3,54	35,49	4,95	17,80	94,84	(Ni _{1,00} Co _{0,10}) _{1,10} (As _{0,84} Sb _{0,07}) _{0,91} S _{0,99}
90	20	S	1,36	23,26	13,37	44,28	0,80	18,60	101,67	(Ni _{0,65} Co _{0,37} Fe _{0,04}) _{1,06} (As _{0,97} Sb _{0,01}) _{0,98} S _{0,96}
91	20	B	0,13	20,41	4,15	0,63	59,03	14,10	98,45	(Ni _{0,77} Co _{0,15}) _{0,92} (Sb _{1,07} As _{0,02}) _{1,09} S _{0,99}
92	20	B	0,12	20,92	4,35	0,85	59,00	14,24	99,48	(Ni _{0,78} Co _{0,16}) _{0,94} (Sb _{1,06} As _{0,02}) _{1,08} S _{0,98}

Ča – číslo analýzy, Čl – číslo lokality, Ma – miesto analyzovania: S – Stráž pod Ralskem, B – Bratislava

Sulfoarzenidy Fe, Ni, Co

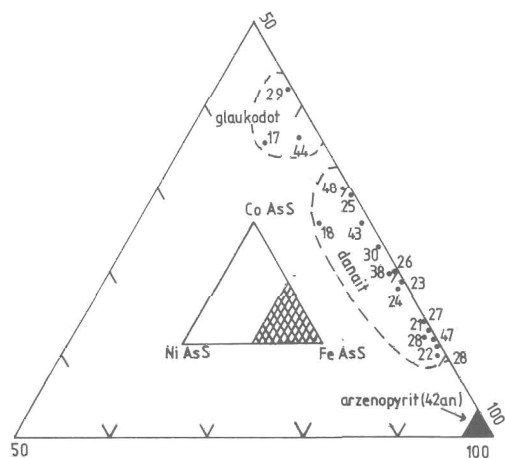
Arzenopyrit. Pri mikroskopickom štúdiu sme najmä na arzenopyritoch z prechodného typu zrudnenia pozorovali zjavnú odrazovú heterogenitu (vytváranie svetlejšieho lemu, obr. 3). Kvantitatívnymi analýzami na rtg mikroanalýzátore sa preukázalo, že je odrazom chemickej heterogenity. Rozdiely sme zaznamenali najmä v obsahu Co, Fe (obr. 3, 8a, b) menšie rozdiely v obsahu Sb (obr. 9c, d). Na základe tohto pozorovania sme vyčlenili dve generácie arzenopyritu: staršiu, primárnu, resp. minerálne členy radu arzenopyrit-alloklazit, zastúpenú danaitom a glaukodotom, a mladšiu, epigenetickú, tvorenú arzenopyritom. Príslušnosť k jednotlivým členom je zjavná z trojuholníkového diagramu (obr. 4).

Danait a glaukodot vystupujú na stratiformnom a prechodnom type zrudnenia a chýbajú na žilnom type. Najčastejšie vytvárajú nepravidelne ohraničené zrná, agregáty zrn, často kataklázované v asociácii s pyritom, pyrotínom, kobaltínom a chalkopyritom. Na prechodnom type zrudnenia

tvoria často jadrá obrastené arzenopyritom mladšej generácie (obr. 3).

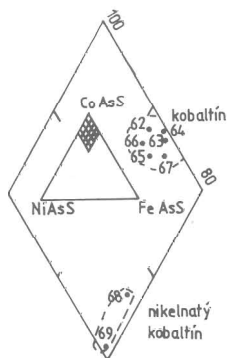
Mladšia, epigenetická generácia arzenopyritu je odlišná svojím habitom a chemizmom. Na prechodnom type zrudnenia vytvára lemy okolo staršej generácie sulfoarzenidov (obr. 3, 8a, b, c, d), ale aj okolo pyritu (obr. 8e) a ďalších sulfidov patriacich do staršej generácie. Pre žilný typ zrudnenia sú charakteristické často idiomorfne zrná, samostatné prizmatické kryštály, zhľuky a zrasty kryštálov (obr. 9a, b, c). Táto mladšia generácia arzenopyritu najčastejšie asociuje s chalkopyritom, tetradritom a pyrotínom. Lemy arzenopyritu často obsahujú uzavreniny galenitu (obr. 8f) a sulfosolí. Mladšia generácia arzenopyritu sa od staršej generácie odlišuje okrem absencie Co aj nižším obsahom Ni (obr. 3). Distribúcia Sb v arzenopyrite je nerovnomerná a vykazuje zjavnú zonálnosť (oscilačná zonálnosť, obr. 9c, d). Spravidla centrálna časť kryštálov je bohatšia na Sb ako vonkajšia. Rozdiel v obsahu Sb dosahuje až 3 hmot. %.

Kobaltín CoAsS. Podobne ako minerály izo-



Obr. 4. Diagram NiAsS-FeAsS-CoAsS s vyznačenými projekčnými bodmi glaucodotu, danaitu (primárna generácia) a arsenopyritu (epigenetická generácia minerálov).

Fig. 4. NiAsS-FeAsS-CoAsS diagram with projection points of glaucodote, danait (primary generation) and arsenopyrite (epigenetic generation).

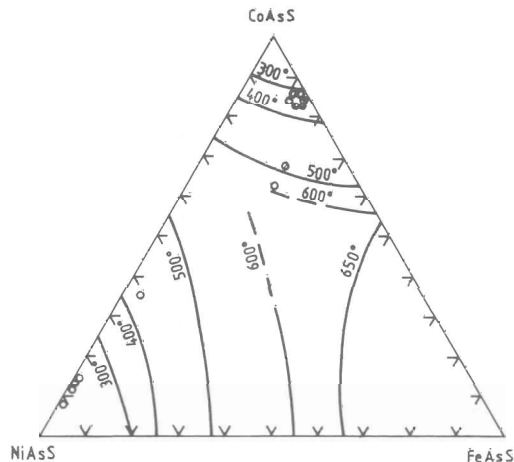


Obr. 6. Diagram NiAsS-FeAsS-CoAsS s vyznačenými projekčnými bodmi kobaltínu (primárna generácia) a nikelnatého kobaltínu (epigenetická generácia minerálov).

Fig. 6. NiAsS-FeAsS-CoAsS diagram with projection points of kobaltín (primary generation) and Ni-cobaltite (epigenetic generation).

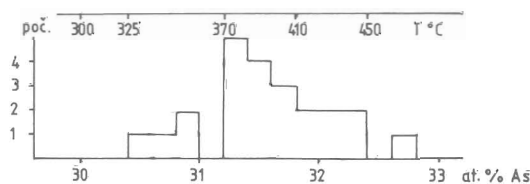
morfného radu arsenopyrit – allokazit, aj analyzované členy radu kobaltín – gersdorffit rozdeľujeme na základe chemického zloženia (prítomnosti Ni) do dvoch generácií. Ich chemické zloženie uvádza tab. 2. Do primárnej generácie patria kobaltíny (an. 62–67) zo stratiformného a prechodného typu zrudnenia, do epigenetickej nikelnatého kobaltínu (an. 68, 69), kobaltový gersdorffit (an. 90) a korynit, resp. wolfachit (an. 86–89) zo žilného typu zrudnenia.

Pole bodov analýz kobaltínu z primárnej generácie (body 62–67) v diagrame na obr. 6 sa rozkladá na strane Co-Fe v blízkosti vrcholu Co. Obsah Ni v kobaltíne z epigenetickej generácie (body 68, 69) je vyšší. Body tohto nikelnatého kobaltínu sa posúvajú bližšie k vrcholu Ni. Obsah Fe je v ob-



Obr. 5. Projekčné body niektorých analyzovaných sulfoarzenidov v diagrame kubických sulfoarzenidov syntetizovaných pri rozličnej teplote (Klemm, 1965).

Fig. 5. Projection points of some analyzed sulphoarsenides in the plot of cubic sulphoarsenides synthesized at various temperatures (Klemm, 1985).



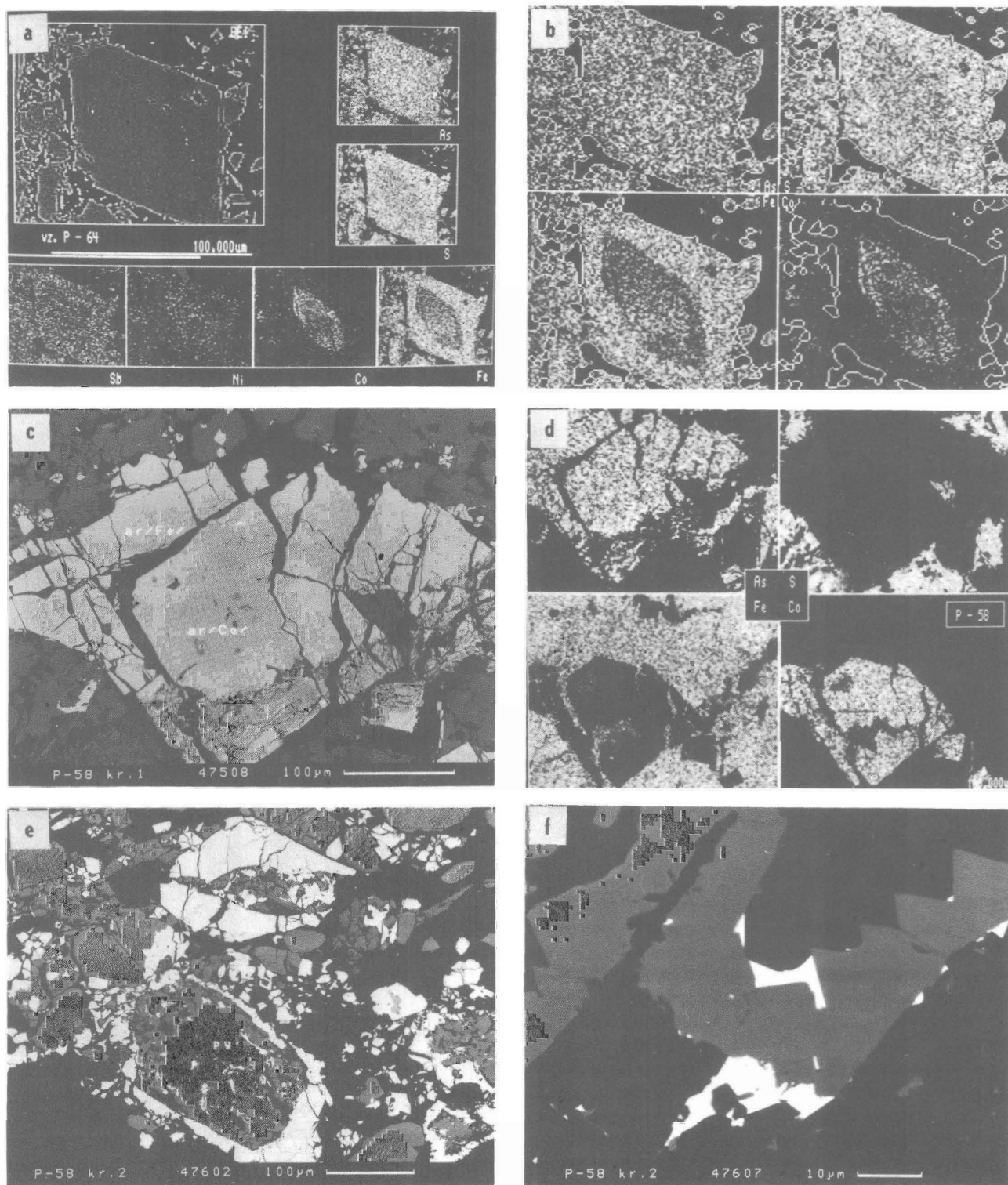
Obr. 7. Histogram teplôt na základe rozdelenia obsahu As v arsenopyrite (teplota odvodená podľa Kretschmar a Scotta, 1976).

Fig. 7. Frequency distribution of crystallisation temperatures deduced from the distribution of As contents in arsenopyrite (temperatures according to Kretschmar, Scott, 1976).

dvoch generáciách kobaltínu približne rovnaký.

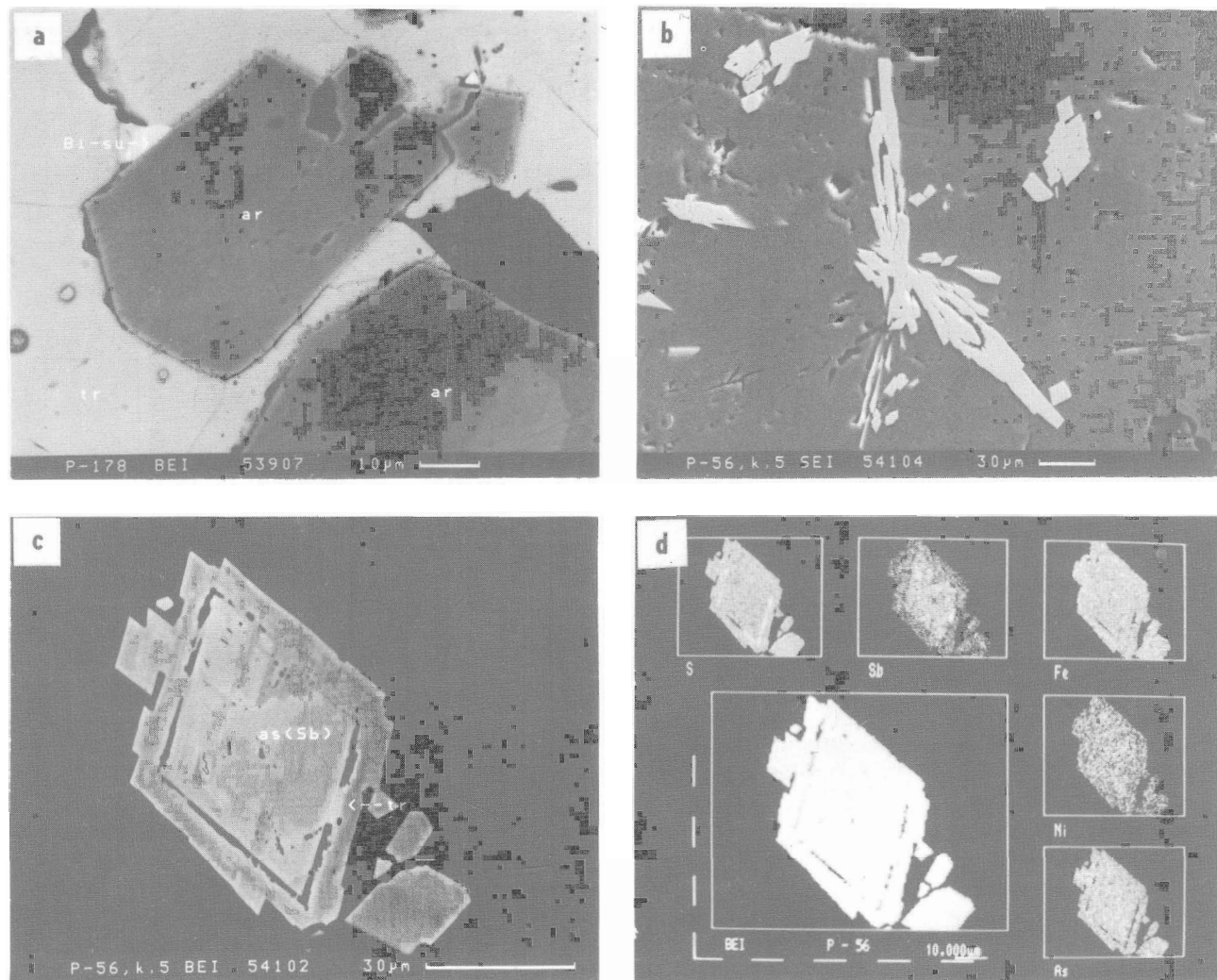
Gersdorffit NiAsS. V oblasti úhornianskeho rudného poľa možno pozorovať gersdorffity veľmi zriedka. Vystupujú výlučne v asociácii s epigenetickou paragenézou minerálov v žilnom type zrudnenia vo forme ojedinelých zŕn alebo zhlukov zŕn.

Pre gersdorffit (an. 90) je charakteristická prímies Co, čo ho zaraďuje ku kobaltovému gersdorffitu. Zvýšený obsah Co je aj pri an. 86–89. V týchto analýzach je pozorovateľná izomorfia medzi Sb a As, čo charakterizuje prechod gersdorffitu ku korynitu Ni (As, Sb) S. Tento štruktúrne bližšie neurčený minerál vystupuje v úzkej asociácii s wilyamitom (Co, Ni) SbS, an. 91, 92. Gersdorffity z lok. 24 majú výraznú zonálnu stavbu, ktorá sa prejavuje striedaním svetlejších a tmavších zón rôznej hrúbky. Tento jav odráža premenlivosť chemického zloženia. Bodovými kvantitatívnymi EDS analýzami na spektrometri firmy Edax sme zistili, že zóny v centrálnej časti zŕn sú spravidla bohatšie na Sb (až 6 hmot. %) pri absencii Fe.



Obr. 8. a – rtg distribúcia As, S, Sb, Ni, Co, Fe v arsenopyrite (lok. 5) doplnená digitálnym prepísom elektrónového obrazu v spätné odrazených elektrónoch (BEI), b – detail distribúcie As, S, Fe, Co (zvýraznenie kontúr obrysovou linkou), c – kataklázovaný agregát kobaltínu I [ar/Co] s arsenopyritovým lemom (ar/Fe) vyhojený sideritom z lok. 5, d – rtg distribúcia As, S, Fe, Co, e – lem arsenopyritu II (svetlý) okolo reliktných pyritových zŕn (tmavé) z lok. 5, f – detail arsenopyritového lemu s galenitom (svetlý).

Fig. 8. a – X-ray distribution of As, S, Sb, Ni, Co, Fe in arsenopyrite (locality No 5) complemented by digital record of electron picture in refracted electrons (BEI), b – detail of distribution for As, S, Fe, Co (contours pronounced by line drawing), c – cataclased aggregate of cobaltite I [ar/Co] with arsenopyrite rim [ar/Fe], sealed by siderite from locality No 5, d – X-ray distribution of As, S, Fe, Co, e – rim of arsenopyrite II (light) around pyrite grains (relic pyrite with dark colour), locality No 5, f – detail of arsenopyrite rim with galenite (light).



Obr. 9. a – prizmatické jedince arzenopyritu II v tetraedrite z lok. 21, b – náznak hviezdčovitého trojčatného zrastu arzenopyritu II podľa (012) z lok. 4, c – kryštál arzenopyritu II v späťne odrazených elektrónoch so zonálnou stavbou z lok. 4, d – rtg distribúcia S, Sb, Fe, Ni, As.

Fig. 9. a – prismatic individuals of arsenopyrite II in tetraedrite, locality No 21, b – indication of stellate trilling in arsenopyrite II along (012), locality No 4, c – arsenopyrite II crystal in reflected electrons with zonal structure, locality No 4, d – X-ray distribution of S, Sb, Fe, Ni and As.

Vonkajšie zóny neobsahujú žiadnu Sb, pričom obsah Fe stúpa až do 7 hmot. %. Obsah Co je v tomto gersdorffite z periférnej časti rudného poľa v porovnaní s predchádzajúcimi analýzami zanedbateľný a pohybuje sa v 0,1 hmot. %. Deficit Co v sulfoarzenidoch z periférnej časti pravdepodobne súvisí so vzdďľovaním sa od centra mineralizácie primárne obohatenej o Co a tiež od horšej migračnej schopnosti tohto prvku v porovnaní s Ni.

Sulfoantimonidy Ni, Co

Počas metamorfózy nastáva aj rekryštalizácia a remobilizácia sulfoarzenidov radu arzenopyrit-alloklazit zo stratiformného typu zrudnenia. Časť

Co a Ni z tohto primárneho zdroja migruje a vstupuje do štruktúrnej mriežky sulfoantimonidov Ni, Co. Tie sa bežne nachádzajú na žilnom type, ojedinele už na prechodnom type zrudnenia (lok. 9) vo forme malých zrníček (obr. 10a, b, d) v asociácii s arzenopyritom, pyrotínom, tetraedritom, chalkopyritom, alebo vo forme žíliek týchto minerálov v chalkopyrite (obr. 10c). Chemické zloženie analyzovaných sulfoantimonidov je v tab. 2. Bodovými rtg mikroanalýzami sme na prechodnom type (lok. 9) analyzovali costibit CoSbS (an. 71–76) a ullmannit NiSbS s izomorfným obsahom Co (an. 70). Na žilnom type ullmannit (an. 78–82), ullmannit s Bi – kalilit Ni (Sb, Bi) S (an. 77), willyamit (Co, Ni) SbS (an. 83–85, 91,

92) a niektoré členy z radu ullmannit-gersdorffit, kde v štruktúre nastáva substitúcia As za Sb ako korynit Ni (As, Sb) S, resp. kobaltový korynit (an. 86–89), o ktorom sme sa zmienili pri gersdorffite.

Zonálnosť mineralizácie

Vznik stratiformnej polymetalickej sulfidickej mineralizácie súvisí s významnými hlboko siahajúcimi diskontinuitami, resp. zónami diskontinuit transkrustálneho významu, ktoré boli súčasťou vyvíjajúceho sa staropaleozoického riftového systému. Hydrotermálny model konvekčných tokov v zónach magmatickej aktivity vzniku stratiformnej sulfidickej mineralizácie na základe paleogeografickej a paleotektonickej rekonštrukcie staropaleozoickej sedimentačnej provincie gemerika vypracoval Grecula (1982). V miestach výlevu hydroteriem na morské dno nastávajú ich reakcie s morskou vodou a postupné vypadávanie minerálov. Predpokladá sa, že najväčšie koncentrácie zrudnenia sú v oblastiach, kde sú výlevy bazaltov, teda v blízkosti vulkanických centier.

Zmena charakteru sulfidickej mineralizácie, jej zonálnosť v oblasti úhornianskeho rudného poľa viedla viacerých autorov k vyhľadávaniu centier mineralizácie. Ilavský (1954) predpokladá takéto centrum v priestore štôlne Sv. Kríž a Kompas (lok. 9, 10), kde do hĺbky kladie malú intrúziu gemeridnej žuly. Obsah Co v rude z tejto oblasti dosahuje 0,5 až 0,6 %. Na základe geochemickej zonálnosti predpokladá Radvanec et al. (1987) vulkanické centrum v oblasti Kotlinca (v blízkosti Štóskej kaplnky, najbližšie k lok. 12), kde je vyvinutá Sn aureola s vysokým obsahom Mo.

Zonálnosť stratiformnej mineralizácie chápeme ako odraz charakteru riftového systému s množstvom prívodových kanálov hydroteriem a vulkanického materiálu, ktoré sa môžu prelínať a kde vzniká široké spektrum polymetalických rudných a nerudných ložísk a výskytov rozličných textúrnych a morfológických typov sulfidického, sulfátového, karbonátového, silikátového alebo oxidického zloženia, a to v závislosti od povahy hydroteriem, litologického zloženia a tektonického prepracovania prostredia. Jedným z faktorov, ktoré poukazujú na charakter riftového systému, je aj vulkanizmus.

V procese metamorfózy, ktorá v Spišsko-gemerskom rudohorí dosiahla podmienky amfibolovej fácie (Grecula, 1973, 1982; Hovorka et al., 1979; Dianiška a Grecula, 1979; Rozložník, 1965), vznikajú geochemicky aktívne fluidá, ktoré korodujú a rozkladajú pôvodné rudné minerály. Na uplatnenie tektonicko-metamorfných procesov pri vzniku epigenetických ložísk poukázal už Schneiderhöhn (1951, 1952). Podľa Greculu (1982) bolo hydroter-

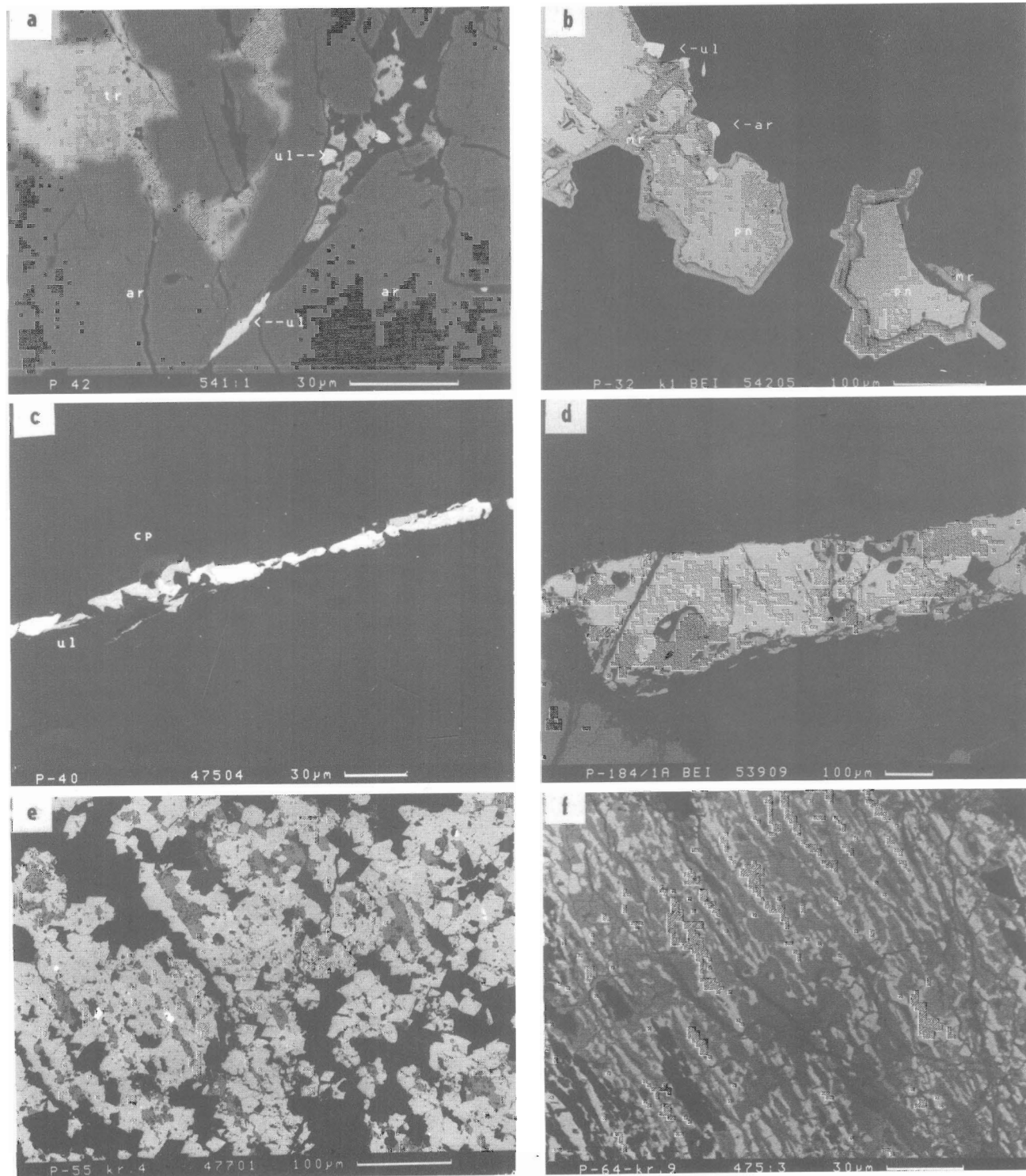
málo-exhalačné zrudnenie tzv. spodného rudonosného horizontu varisky metamorfne prepracované. S variským metamorfným procesom spája aj generovanie žilných kremeňovo-sideritovo-sulfidických ložísk.

Znaky metamorfného prepracovania nesú aj stratiformné výskyty v študovanej oblasti. Teplota vzniku analyzovaných sulfoarzenidov sa podľa diagramu (obr. 5) pohybuje väčšinou do 400 °C. Ojedinelé analýzy poukazujú aj na vyššiu teplotu vzniku. Na rozpätie teploty 325 °C až 450 °C s maximom početnosti pri 370 °C poukazuje histogram na obr. 6. Dehydratácia hornín a metamorfné reakcie vedúce k vzniku geochemicky aktívnych fluidá nastávajú v procese regionálnej metamorfózy, vo vrchnej časti fácie zelených bridlíc. Fluidá korodujú a rozkladajú pôvodné rudné minerály, resp. stratiformné zrudnenie rudonosného horizontu, ktorý je hlavným zdrojom rudných prvkov. Nastáva ich mobilizácia, premiestňovanie a koncentrácia vo vhodných štruktúrach, ako to znázorňuje model na obr. 2.

Výsledkom regionálnej metamorfózy sú štruktúrno-textúrne zmeny pôvodných stratiformných rúd, zmena chemického zloženia niektorých minerálov spojená s ich rekryštalizáciou, na čo sme poukázali v predchádzajúcich kapitolách. Vzniká epigenetická mineralizácia so svojou vlastnou „sekundárnou“ zonálnosťou, závislosťou na migračnej schopnosti komponentov v konkrétnych podmienkach, ktorá kopíruje základné prvky pôvodnej zonálnosti.

Výrazným deštruktívnym prvkom tohto systému je prešmyková a zlomová tektonika. Zastierajú relikty primárnej a znaky sekundárnej zonálnosti. Jedným z dôsledkov porudnej priečnej zlomovej tektoniky s výrazným posunom po stranách je aj bloková stavba, ktorá v závislosti od veľkosti výzdvihu, resp. poklesu a intenzity denudácie formuje tzv. „terciérnu zonálnosť“. Výrazná je najmä v regionálnom meradle, (t. j. v mierke 1 : 50 000 a väčšej). Prejavuje sa vzájomným rýchlym prechodom rozličných typov zrudnenia alebo vyklinením zrudnenia v jednom rudnom pásme pri prechode z jedného bloku do druhého. Príkladom je stratiformné zrudnenie severného rudného pásma, ktoré prechádza za východnou hranicou rudného poľa (Spálena Huta) do žilného typu reprezentovaného žilami Mária Snežná.

V dôsledku strižnej tektoniky nastala silná deštrukcia rudného materiálu, vznikla asociácia prevažne nerudných minerálov (kremeň, karbonát, albit, chlorit, muskovit, turmalín a iné), v menšej miere rudných minerálov (prevažne markazitu). Niektoré sulfidické minerály postihla najmä kataláza (obr. 8c, e), korózia a sú zatláčané markazitom (obr. 10e, f). Výraznejšie ložiskové akumulácie však nepozorujeme.



Obr. 10. a – ullmannit na okrajoch korodovaných zŕn arzenopyritu I (ktorý asociuje s tetraedritom) na prechodnom type zrudnenia (lok. 9), b – ullmannit a arzenopyrit v asociácii s pyrrhotinom na žilnom type zrudnenia (lok. 16), pozorovateľné je selektívne zatlačanie pyrrhotinu markazitom, c – žilka tvorená ullmannitom (svetlejší) a violaritom (tmavší) v chalkopyrite zo žilného typu zrudnenia (lok. 19), d – agregát willyamitu (vi) s gersdorffitom (ge) v žilnom type zrudnenia (lok. 20), e – intenzívna markazitizácia reliktov primárneho pyritového zrudnenia (lok. 4), f – markazitizované reliktné zrnó chalkopyritu (lok. 10).

Fig. 10. a – ullmannite along the margins of corroded arsenopyrite I grains (associating with tetraedrite) in transitional type of ore (locality No 9), b – ullmannite and arsenopyrite in association with pyrrhotite in vein type of ore (locality No 16), selective replacement of pyrrhotite by marcasite, c – veinlet of ullmannite (light) and violarite (dark) in chalcopyrite from vein type of ore (locality No 19), d – aggregate of willyamite (vi) and gersdorffite (ge) in vein type of ore (locality No 20), e – strong marcasitization of relic primary pyrite ore (locality No 4), f – marcasitized relic chalcopyrite grain (locality No 10).

Na základe nášho štúdia sme stanovili zonálnosť mineralizácie v úhornianskom rudnom poli, ktorej centrum generálne zodpovedá centru mineralizácie, ktoré zistil Ilavský (1954), ale geneticky sa interpretuje odlišne.

Primárnym zrudňovacím procesom je najintenzívnejšie postihnutá centrálna časť severného rudného pásma (lok. 5, 6, 7, 9, 10), kde vystupuje stratiformný a prechodný typ mineralizácie s pyritovo-pyrotínovo-Co arzenopyritovo-kobaltínovými rudami, v menšej miere s chalkopyritom, sfaleritom, galenitom, tetraedritom a so sulfosolami. Vo východnom smernom pokračovaní tohto rudného pásma nachádzame impregnácie stratiformných pyritových rúd s malým množstvom chalkopyritov. Tieto výskyty sa viažu na rudonosné fylity a bazaltovo-keratofýrové pyroklastiká. Reprezentujú okrajové pásmo. V priamom západnom smernom pokračovaní nachádzame žilný typ mineralizácie (lok. 1, 2, 3). Vystupujú tu kremeňovo-sideritovo-sulfidické žily malého rozsahu. Zo sulfidov je prítomný pyrotín, arzenopyrit, pyrit a ojedinele chalkopyrit. Západným smerom žilné pásmo vyznieva, čo môže byť dôkazom aj o vyznievaní primárneho zrudňovacieho procesu.

V strednom rudnom pásme má prevahu žilný typ mineralizácie zastúpený sideritovo-kremeňovo-sulfidickými žilami. Zo sulfidov je prítomný najmä chalkopyrit, pyrotín, arzenopyrit, pyrit a tetraedrit. Najintenzívnejšie zrudnená je centrálna časť rudného pásma (lok. 17, 18, 19, 20, 21) podobne ako v severnom rudnom pásme, čo môže poukazovať na spoločný prírodný kanál (systém prírodných kanálov) pre hydrotermy, od ktorého možno odvodzovať pôvodnú zonálnosť celého rudného poľa. Na žilných štruktúrach v tomto pásme je najväčšie zastúpenie Sb, Pb minerálov (tetraedritu a sulfosolí). Niektoré sulfosoli a galenity z lokalít 17 a 21 obsahujú Bi a Se. Na týchto lokalitách boli identifikované aj samostatné Se, Te, Bi minerály (Peterec, 1990). Prvky, ako je Sb, Se, Te, Bi, s najlepšou migračnou schopnosťou sa hromadia v „zberných mineráloch“ (tetraedrite a sulfosoliach), ktoré kryštalizujú v závere mineralizačného procesu vo vrchnej časti žíl. V centrálnej časti stredného rudného pásma (lok. 19, 20, ktoré predstavujú nižšiu etáž žilnej mineralizácie) nachádzame aj najviac remobilizovaných sulfoarzenidov a sulfoantimonidov Ni, Co. Západným smerom pozorujeme vyznievanie tohto žilného pásma. Stratiformná mineralizácia je v tomto rudnom pásme zastúpená len niekoľkými výskytmi vo východnej časti územia. Je reprezentovaná impregnačným typom pyritových rúd s postupným vyznievaním zrudnenia na V.

Južné rudné pásmo predstavuje najexternejšiu zónu mineralizácie. V západnej časti sú to indicie kremeňovo-sideritových žiľiek a šošoviek s nepatr-

ným zastúpením sulfidov. Na lok. 24 sa EDS kvantitatívnou analýzou identifikoval gersdorffit bez obsahu Co a galenit bez obsahu Se, Te, Bi. Vo východnej časti tohto rudného pásma reliktné vystupuje aj stratiformný typ mineralizácie.

Záver

Ložiskovo-geologický výskum v oblasti úhornianskeho rudného poľa poukázal na priestorovú spätosť medzi stratiformným a žilným typom mineralizácie v rámci jednotlivých rudných pásiem. Textúrne-štruktúrna analýza rudného materiálu potvrdila, že stratiformný typ mineralizácie bol metamorfovaný, v dôsledku čoho došlo k zatlačaniu primárnych a k vzniku nových štruktúrno-textúrnych znakov. Tieto metamorfné procesy viedli k remobilizácii kovových prvkov v podmienkach vrchnej časti faciie zelených bridlíc a vzniku epigenetickej žilnej mineralizácie. Zdrojom rudných prvkov pre epigenetickú mineralizáciu bolo v rozhodujúcej miere stratiformné polymetalické zrudnenie. Spolu so vznikom nových štruktúrno-textúrnych znakov vzniká mladšia epigenetická generácia minerálov. Sledovanie chemického zloženia Fe, Co, Ni sulfidov preukázalo chemickú odlišnosť týchto sulfidov patriacich do epigenetickej generácie od sulfidov primárnej generácie. Niektoré Co sulfoarzenidy sa spozorovali len v primárnej paragenéze, napríklad danait, glaukodot, kobaltín. Arzenopyrit, Ni a Ni-Co minerály, ako je gersdorffit, williamit, ullmannit, korynit, costibit a Ni-kobaltín, sa identifikovali v epigenetickej paragenéze.

Minerálnu zonálnosť v úhornianskom rudnom poli možno odvodzovať od zonálnosti primárneho zrudnenia, ktoré sa v centrálnej časti vyznačuje prítomnosťou páskovitých, vrstvovitých až masívnych textúrnych typov rúd. Tieto typy s bohatým zastúpením sulfidických minerálov v kremitej rudonosnej hornine s karbonátmi a chloritom reprezentuje asociácie pyrit, danait, glaukodot, pyrotín, kobaltín. V menšej miere je prítomný chalkopyrit, sfalerit, tetraedrit a ďalšie minerály. V periférnej časti má zrudnenie impregnačný charakter. Klesá početné zastúpenie sulfidov, ich chemická pestrosť, klesá obsah Co, ale aj obsah karbonátov.

Zonálnosť primárnej mineralizácie je zastieraná metamorfózou, ktorej dôsledkom je vznik žilnej mineralizácie. Minerálne zastúpenie v žilách závisí od toho, ktorá časť stratiformného zrudnenia sa remobilizovala, to znamená, či patrila do centrálnej, alebo periférnej časti. Počas remobilizácie dochádza v dôsledku rôznej „migračnej schopnosti“ jednotlivých komponentov k vertikálnej diferenciácii minerálnych asociácií, čo je podstatou zonálnosti epigenetickej mineralizácie. Všeobecne platí, že v spodnejších častiach žíl prevažuje kreme-

ňová výplň nad sideritovou, ojedinele sa vyskytujú Fe, Co, Ni, As sulfidy. Vo vrchnejších častiach možno pozorovať pribúdanie sideritu a Cu sulfidov. V najvrchnejších častiach sa nachádza sideritová výplň s malým zastúpením kremeňa, zo sulfidov sa tu akumulujú najmä Cu, Sb, Bi, Pb, Se, Te minerály.

Co-Ni, no najmä Co minerály sú v štruktúrach, ktoré sú bližšie k centru primárnej mineralizácie, kde bolo zrudnenie viac obohatené o Co a Ni. Ni minerály sú aj v periférnych častiach, kde chýbajú Co minerály. To svedčí o lepšej „migračnej schopnosti“ Ni v porovnaní s Co, resp. o možnosti výraznejšej akumulácie Ni minerálov na žilách a Co na stratiformných typoch zrudnenia.

Novozistené ložiskovo-mineralogické poznatky je vhodné aplikovať na niektoré mineralogicky podobné rudné polia v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Literatúra

- Bartalský, J. et al. 1973: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Beňo, J. 1953: Geochemia a genéza pyritového ložiska v Smolníku. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Bergfest, A. 1951: Kutacie práce prevedené v okolí Smolníka. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Čillík, I. 1951: Zpráva o Ludovik štôľňach v doline Beckengrundskej. Zpráva o štôľni Šarlota a žile Šarlota. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Čillík, I., Dostál, V. a Porubec, Š. 1951: Zpráva o výsledkoch povrchového výskumu Medvedej doliny a štôľne Anton pod Pipitkou. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Dianiška, I. a Grecula, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov.*, 11, 405–425.
- Drnčíková, L. a Mandáková, K. 1968: Mineralogicko-petrografické štúdium kyzovej mineralizácie v priestore Jalovického vrchu. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Filiip, F. a Beráts, E. 1951: Zpráva o povrchovom geologickom mapovaní starých povrchových baňských prací – pingových tahu medzi obcami Smolník a Úhorná. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia slov.*, 5, 221–245.
- Grecula, P. 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetidy. *Mineralia slov. – Monogr., Bratislava, Alfa*, 263.
- Grecula, P. a Kucharski, R. 1981: Komplexná geologicko-geofyzikálna interpretácia východnej časti SGR. [Záverečná správa.] *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*, 301 s.
- Grecula, P. et al. 1989: Komplexná geologicko-geofyzikálna interpretácia západnej časti SGR, VP rudy a nerudy. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Hovorka, D., Mihalov, J. a Ondrejko, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnians. *Mineralia slov.*, 11, 481–504.
- Hudáček, J. 1965: Záverečná správa a výpočet zásob Slovinky – impregnačné Cu rudy. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*, 138 s.
- Hurný, J. 1977: Príspevok k mineralógii a geochemii pyritovo-polymetalického zrudnenia stratiformného typu pri Mníšku nad Hnilcom. *Mineralia slov.*, 9, 93–121.
- Hurný, J. 1980: Stratiformné zrudnenie kyzovej formácie v Gelnickej sérii východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Ilavský, J. 1954: Smolník – okrajové lokality, pyrit. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*, 187 s.
- Ilavský, J. 1956: Predbežné výsledky detailného geologického mapovania okolia Smolníka. *Geol. Práce, Zpr.*, 8.
- Ilavský, J. 1962: Štruktúro-geologický a mineralogicko-paragenetický výskum rudného rajónu Smolník–Úhorná. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Klemm, D. D. 1965: Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS – CoAsS – NiAsS und FeS₂ – CoS₂ – NiS₂. *Neu. Jb. Mineral., Abh.*, 103, 205–255.
- Kretschmar, H. and Scott, S. D. 1976: Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe – As – S and their application. *Canad. Mineralogist*, 14, 3, 364–386.
- Macek, L. 1938: Zpráva o prohlídce důlního majetku firmy Pyrit. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Novák, F. 1955: Zpráva o mineralogickém a petrografickém rozboru materialu z lokality Smolník. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Okál, M. a Pašteka, V. 1951: Zpráva o geofyzikálních meraniích v oblasti Smolník–Úhorná. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Peterec, D. 1990: Ložiskovo-geologický a mineralogicko-paragenetický výskum úhornianského rudného poľa. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*, 29 s.
- Radvanec, M. a Grecula, P. 1985: Geochemické anomálie Sn a Mo v rudonesnom vulkanickom horizonte staršieho paleozoika Gemerika. *Mineralia slov.*, 17, 565–571.
- Radvanec, M. a Bartalský, B. 1987: Geochemická zonálnosť stratiformnej sulfidickej mineralizácie Smolník–Štós–Medzev. *Mineralia slov.*, 19, 443–455.
- Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. geol. vied, Západ. Karpaty*, 4, 93–144.
- Schneiderhöhn, H. 1951: Metallepochen, Metallprovinzen und sekundär hydrothermale Vorgänge. *Re. Soc. Ital. Mineral. Petrologia, Soc. Mineral. Ital.*, 7, 109–114.
- Schneiderhöhn, H. 1952: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. *Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh.*, 2, 3, 47–89.

Chemistry and zonality of nickel-cobalt ores in the Úhorná Ore Field, Central Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia

Strata-bound and vein ores occur in close spatial relations in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. between Úhorná and Smolník villages. The strata-bound ores are represented by base-metal ones composed of pyrite and lesser amounts of arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and other minerals.

Veins are made of quartz-siderite-sulphidic ore. A transitional type of ore is formed by the original strata-bound ores with reworked textures and structures. The ores display distinct spatial relations.

Ore textures and structures

Investigations into the textures and structures of ore confirmed that frequently only relics of the primary structures are detectable and that the changes are the result of metamorphic reworking. In the transitional type of ore, the primary textural and structural pattern is alternating with secondary ones. The most frequent primary ore structures are bedded and disseminated. Disseminated ores are most frequently made of pyrite, less arsenopyrite, pyrrhotite and chalcopyrite, rare tetraedrite, galena and sphalerite within a strongly silicic mother rock with carbonate admixture. Bedded structures are characterized by alternating laminae of ore and intercalations of the barren rock mostly composed of quartz, siderite and ankerite. Ore structures are laminated, banded or, rarely, massive.

In the result of metamorphic reworking, the new crystallization produced metacrysts and new sulphidic minerals composing new crystal forms, chambers or veinlets. The process led to the generation of mottled, spotted, massive and rarely brecciated structures. Frequently, only the remnants of sulphides were preserved and pseudomorphs or new crystal forms grew together with rims and zones of younger minerals around the older grains. In the result of remobilization also metamorphic veinlets or single ore veins have been produced. The model of epigenetic vein generation is shown in Fig. 2.

Chemical composition

Mineralogical and microchemical investigation was aimed at the discovery of distributions of iron, nickel and cobalt in sulphoarsenids and sulphoantimonids.

Fe, Ni, Co sulphoarsenids

Arsenopyrite is present in two generations of different composition. The first, primary, one corresponds by composition to the arsenopyrite – allosclerite series referring to *danaite* and *glauco-dote*. The younger, epigenetic, generation is more pure arsenopyrite. *Danaite* and *glauco-dote* compose the strata-bound ores but are absent in the veins. The younger arsenopyrite generation occurs as rims around the grains of older sulphides (Figs. 3, 8 and 9) and it is present in transitional and vein ores. The composition of this arsenopyrite is different from that of the older generation by the absence of cobalt and lesser content of nickel in the composition whereas the content of antimony is higher. Differences in chemical composition are shown in Fig. 4.

Cobaltite creates also two generations from which the primary one in strata-bound and transitional ores is nickel-free. To the contrary, nickeliferous cobaltite, Co-

gersdorffite and corynite, or wolfachite, are the ore minerals of the second generation in veinlets (Tab. 2).

Gersdorffite occurs only with minerals of epigenetic assemblage in the veinlets. For the central part of the ore field, gersdorffite with admixture of cobalt is typical. On the other hand, gersdorffite in the periphery of the ore field is cobalt-free.

Ni, Co sulphoantimonids

Due to the recrystallization processes, cobalt but namely nickel from the Fe, Co, Ni sulphoarsenids migrated and these elements accumulated in the veinlets composing Ni, Co sulphoantimonids. X-ray microprobe analysis identified some mineral species of the ullmannite group (ullmannite NiSbS , willyamite (Co, Ni) SbS , costibite CoSbS) and some members of the ullmannite-gersdorffite series where arsenic is substituted in the structure by antimony (Co-corynite and wolfachite $\text{Ni}(\text{As}, \text{Sb})\text{S}$). Also the occurrence of Bi-ullmannite (*kallilite*) is worth of mention.

Ore Zonality

Mineral zonality within the Úhorná Ore Field may be deduced from an original, primary zonality of the strata-bound ores carrying a variegated, mostly Fe, As, Co, Cu sulphidic, mineral assemblage in the central part. Towards the periphery, the number of sulphide species gradually diminishes together with a decreasing variability of chemical composition. In the veinlets generated by metamorphic reworking of the strata-bound ores, vertical differentiation is the result of different "migration ability" of single components. Generally, differentiation of Co, Ni, As minerals into the lower levels and the separation of Cu into a higher one may be stated. In the uppermost levels, minerals composed of Cu, Sb, Bi, Pb, Sb and Te are present. However, the presence of single mineral species in the veinlets is mostly due to their position within the primary distribution in the strata-bound ores, which is either central or peripheral.

Some sulphidic minerals are cataclased (Fig. 8c, e) and replaced by marcasite (Fig. 10e, f). Crystallization temperatures of sulphoarsenids are mostly up to 400 °C (Figs. 5, 7). The chemical composition is remarkably different for the Fe, Co, Ni sulphides in epigenetic ores in comparison with that of primary ore generation. Some Co-sulphoarsenids were observed only in the primary assemblages (e. g. *danaite*, *glauco-dote* and *cobaltite*). Nickel-bearing as well as Ni-Co minerals, as gersdorffite, willyamite, ullmannite, corynite, costibite and Ni-cobaltite, are present in the epigenetic ore assemblages what points to better migration ability of nickel in comparison with that of cobalt in metamorphic conditions.

ZO ŽIVOTA SGS

M. V ů j t a: Sedimentologie paleogenní výplně nesvačilského příkopu

Nesvačilský příkop je depresní lineární struktura na jihovýchodním okraji Českého masívu směru SZ–JV. Je vyplněn několik set metrů mocnými (maximální zjištěná mocnost kolem 1 600 m) sedimenty, které jsou stratigraficky řazeny do maastrichtu? až spodního oligocénu. Tyto sedimenty jsou dosud často označovány pracovním názvem autochtonní paleogén; litostratigrafická jednotka nesvačilské souvrství se prozatím neujala. Sedimenty nikde nevystupují na povrch; v posledních letech byly zastíženy větším množstvím naftových vrtů, které se staly zdrojem materiálu k sedimentologickému studiu.

V nesvačilském souvrství byly vyčleněny tři litologicko-stratigrafické komplexy, kdy každý mladší komplex má vždy větší plošné rozšíření. Nejnížší komplex je omezen jen na osní části příkopu a některých bočních údolí; dosahuje šířku několika málo kilometrů. Je tvořen slepenci s podpůrnou strukturou matrix s několika-metrovými vložkami prachovců. Komplex se vyznačuje celkovým zjemňováním do nadloží, ale horní hranice je ostrá. Stratigraficky sahá do maastrichtu? až spodního paleocénu.

Druhý komplex šedých laminovaných a masivních prachovců je rozšířen jednak jako ekvivalent slepenco-

vého komplexu na svazích příkopu, jednak v nadloží slepenců, kde se prachovce ukládaly po náhlém ukončení jejich sedimentace. Na okraji byly na omezené ploše uloženy vytříděné křemenné pískovce interpretované jako bariérové těleso. Sedimentace prostředního komplexu probíhala ve spodním paleocénu až spodním eocénu.

Třetí, nejvyšší komplex šedohnědých prachovců a prachovitých jílovců překrývá jak prostřední komplex, tak nasedá přímo na podloží. Litologicky i geochemicky je značně odlišný. Jeho sedimentace začíná na hranici spodní – střední eocén a končí ve spodním oligocénu.

Základní charakteristikou sedimentace nesvačilského souvrství je postupná transgrese od jihovýchodu směrem na Český masív. Podle paleontologických i geochemických dokladů byla po celou dobu sedimentace v příkopu normální salinita a klidné, málo prokysličené prostředí. Struktury a textury slepenců ukazují na sedimenty přemístěné a uložené gravitačními proudy. Z neznámého důvodu, snad pro zvýšení hladiny nebo odříznutí zdroje došlo k nahrazení jejich sedimentace laminovanými a masivními prachovci, které nemají znaky sedimentace z turbiditních proudů. Při paleogeografické změně, doprovázené dalším zvýšením hladiny, byly tyto sedimenty opět nahrazeny šedohnědými prachovci až prachovitými jílovcí. Sedimentace skončila náhle ve spodním oligocénu.

Geofyzikálne indikácie žilného typu zrudnenia v severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

LUDOVÍT KUCHARIČ¹, PAVOL GREČULA², MARIÁN HOJNOŠ¹

¹ Geofyzika, š. p., Geologická 18, 822 07 Bratislava

² Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 24. 5. 1990)

Geophysical indications of ore veins in the north-eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

The first information on a probable hidden mineralized structure in the Early Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. is discussed in the paper. This structure has been detected by a laboratory variant of mercury content determination. This method is one of a number of geological-geophysical-geochemical methods carried out in the whole area of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. The form of the Hg anomalous field is narrow, elongated up to the length of 6 km. Its interpretation has been performed according to results of the above mentioned methods. Differential thermic analysis has been used for determination of the origin of Hg. According to results of the above methods and the other geophysical, geochemical and geological data, the occurrence of vein mineralization with quartz-siderite-sulphides (cinnabar, tetrahedrite) paragenesis is possible.

Úvod

Severovýchodná časť oblasti Spišsko-gemerského rudohoria (medzi Slovinkami a Jaklovcami) je známa hlavne dvomi štruktúrami, a to Klippbersko-žakarovským a Záhurským žilníkom s paragenézou kremeň, siderit, baryt a sulfidy Cu, Hg. Vo východnej časti predmetnej oblasti sa okrem toho nachádza krátka sideritovo-kremeňová žila Mária-Terézia s Cu, Hg minerálmi a západnejšie od nej nevýznamná žila Rumanay s výplňou kremeň a siderit. V súčasnosti sa na žilách neťaží pre vyčerpanie rudnej zásoby.

Žilné štruktúry sú vyvinuté v horninách rakoveckého príkrovu, a to hlavne v diabázových pyroklastikách (povrchová situácia). V oblasti Klippbersko-žakarovského žilníka sa v hlbších častiach očakávajú horniny gelnického komplexu košovského príkrovu. Generálny smer žilníka je V–Z s úklonom 60–85° na J. Ložisko tvorí mohutný žilník pozostávajúci z piatich, navzájom poprepájaných žíl. Mocnosť žilného pásma je 40–50 m a je pomerne konštantná v celom smernom rozsahu (viac ako 5 000 m). Mocnosť jednotlivých žilných telies je ale veľmi variabilná a kolíše od 30 po 1 m. Najbohatšie časti boli pod vrcholom Krompaškého vrchu (Klippbergu) a v centrálnej časti. Východné krídlo ložiska vykazovalo viac hluchých a nedobývateľných partií. V kremeňovej výplni sú okrem sideritu aj pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a vo vrchných častiach baryt a rumelka. Zmena mine-

ralizácie do hĺbky s pribúdaním Cu–Pb–Zn sa nepotvrdila.

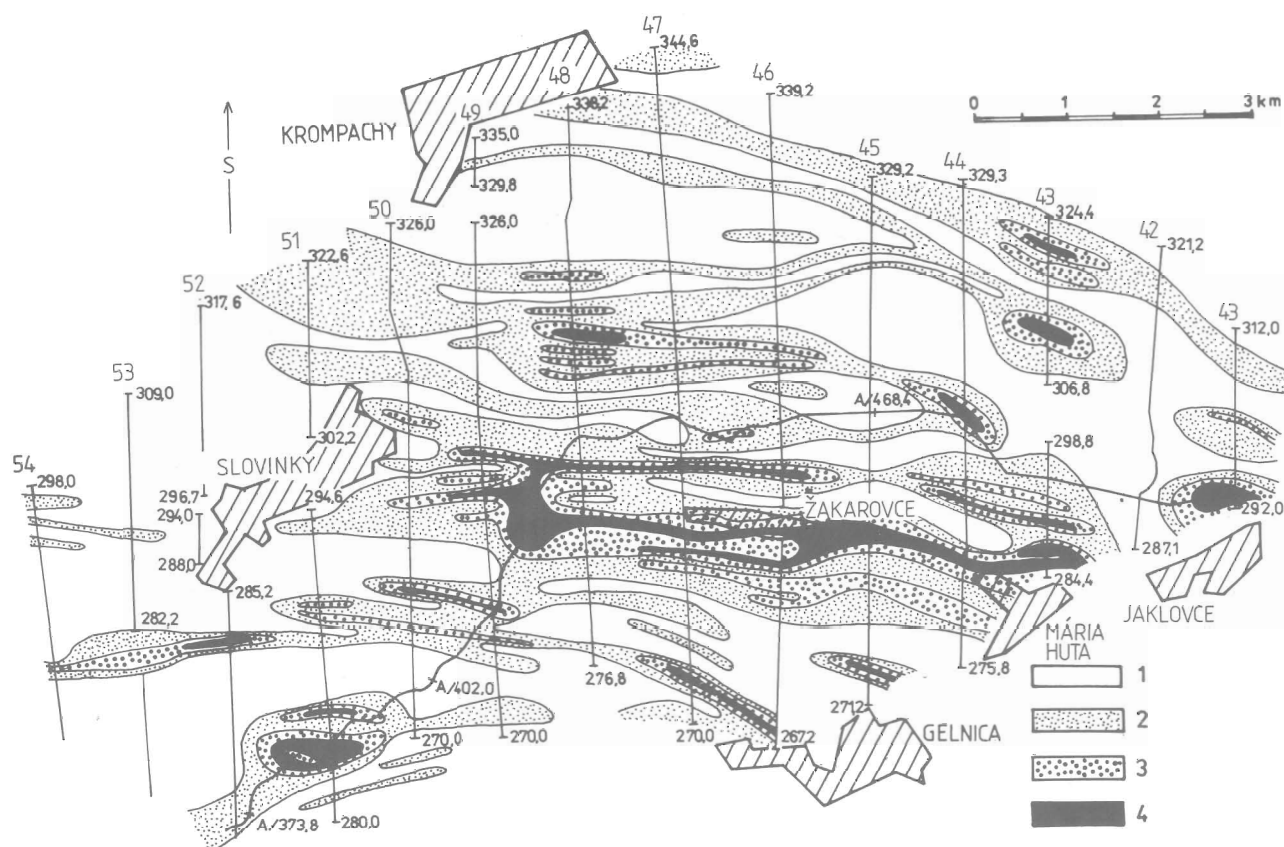
Severnejší Záhurský žilník je síce 5 km dlhý, ale sa nachádza v tektonicky intenzívnejšie prepracovanej oblasti, v dôsledku čoho sú žily a žilky segmentované a zošošovkovatené, s variabilnou mocnosťou. Šírka žilného pásma je 300–500 m, pričom sklon žíl kolíše od 40 po 85° na J. Obsahom úžitkových komponentov je chudobnejší ako jeho južnejšie ležiaci Klippbersko-žakarovský žilník, hlavne obsahom Cu a Hg (Hudáček, 1970).

Žila Mária-Terézia pri predpokladanej dĺžke 1 km má generálny smer V–Z. Jej vývoj je šošovkový, s mocnosťou nepresahujúcou 2 m, pri hĺbkovom dosahu zrudnenia do 200 m. Jej úklon je 60–75° na J. Z Hg minerálov je tu opísaná rumelka a tetraedrit (Abonyi, A. et al., 1973).

Žila Rumanay je veľmi výrazne segmentovaná s nepravidelným šošovkovým vývojom sledovaným na dĺžke asi 800 m pri smere ZSZ–VJV. V kremeňovej výplni bol zistený siderit (Hudáček, 1970).

Geofyzikálne údaje a ich interpretácia

Predmetná oblasť sa skúmala v rámci komplexných geologicko-geofyzikálnych prác v celom regióne Spišsko-gemerského rudohoria. Podobne ako v iných územiach, aj tu sa zistili významnejšie geochemické a gyofyzikálne anomálie, ktoré sme obhajovali aj geologickými prácami. Zaujímavosťou



Obr. 1. Mapa izolíní koncentrácií Hg. 1 – koncentrácia Hg < 20 ppb, 2 – koncentrácia Hg 20–40 ppb, 3 – koncentrácia Hg 40–60 ppb, 4 – koncentrácia Hg > 60 ppb.

Fig. 1. Map of isoline of Hg concentration. 1 – concentration of Hg < 20 ppb, 2 – concentration of Hg 20–40 ppb, 3 – concentration of Hg 40–60 ppb, 4 – concentration of Hg > 60 ppb.

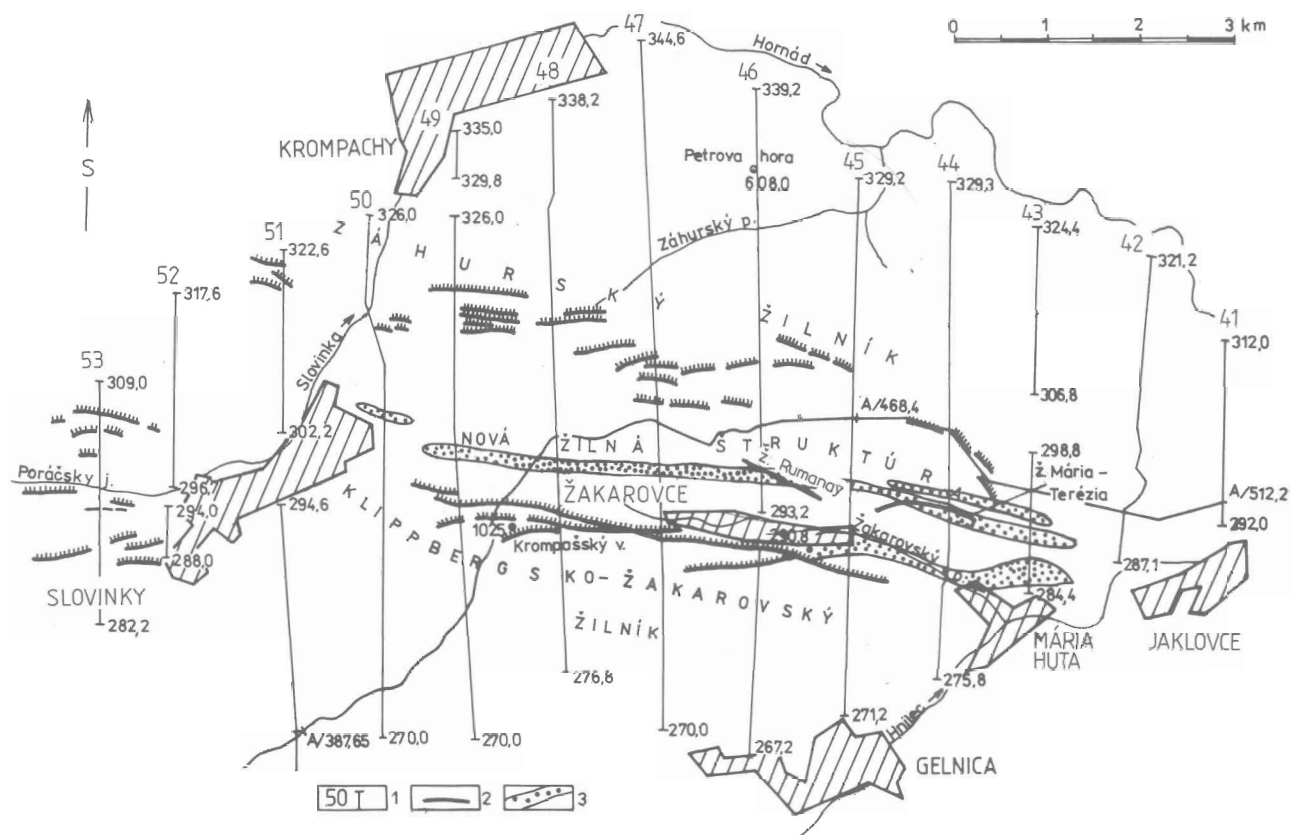
anomálií severne od Žakaroviec je, že sú veľmi podobné anomáliám nad Klippbersko-žakarovským žilníkom, a že v anomálnych oblastiach sú iba dve málo významné žilné indície. To nás viedlo pri interpretácii anomálií, že možno tu očakávať významnejšiu žilnú štruktúru. Naše úvahy sa zakladajú na nižšie uvedených geofyzikálnych podkladoch.

Interpretácia mapy izolíní koncentrácie Hg

Koncentrácia Hg sa stanovila laboratórnym spôsobom (merkurometer HGG-3 fy Scintrex) zo vzoriek pôdy odobraných z horizontu B. Základné typy anomálnych polí Hg v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria sme stanovili v práci Kucharič a Hojnoš (1989). Pre danú lokalitu taktiež platí, že detekcia kremeňovo-sideritovo-(ankeritovo)-sulfidických žíl pomocou tejto metódy nie je podmienená obsahom Hg minerálov v nich, ale postačujúcou podmienkou na ich detekciu je zastúpenie sulfidov v žilnej výplni, resp. prítomnosť Hg v tektonickej štruktúre, v ktorej sa žila nachádza. Ak však žily obsahujú Hg minerál (rumelka, tetra-

edrit), je tento podmieňujúcim faktorom pre detekciu veľmi výrazných anomálií koncentrácie Hg, čo podstatným spôsobom zvyšuje hodnovernosť detekovaného objektu.

Vo výreze mapy izolíní obsahu Hg (obr. 1) môžeme sledovať tri výrazné anomálne štruktúry. Najmarkantnejšie sa prejavuje najjužnejšia, patriaca známemu Klippbersko-žakarovskému žilníku, ktorý prebieha západne od Krompaškého vrchu cez južný okraj Žakaroviec po osadu Mária Huta. Početné odžilky hlavných žíl spôsobili, že celá anomálna oblasť je pomerne široká. K jej šírke prispeli aj odvaly (haldy) intenzívnych kutacích prác realizovaných v minulosti. Najväčšiu šírku anomálnych obsahov sme zistili v oblasti Krompaškého vrchu (500 m), kde bolo vyvinutých najviac odžilkov žilníka. Výrazný podiel na deformácii anomálneho poľa Hg pripadá na bývalú pražiarň rudy, ktorá pracovala v týchto miestach (Lázár, 1973). Najzápadnejšie indikácie Hg sú východne od Sloviniek, kde sa žilník triští do množstva drobných žiliek a vyznieva. Pokračovanie západne od Sloviniek môžu reprezentovať žilky na severnom svahu Hrbku, ktoré majú rovnakú mi-



Obr. 2. Schéma mineralizovaných objektov medzi Slovinkami a Jaklovcami. 1 – geofyzikálny profil, 2 – rudné žily, 3 – nová žilná štruktúra.

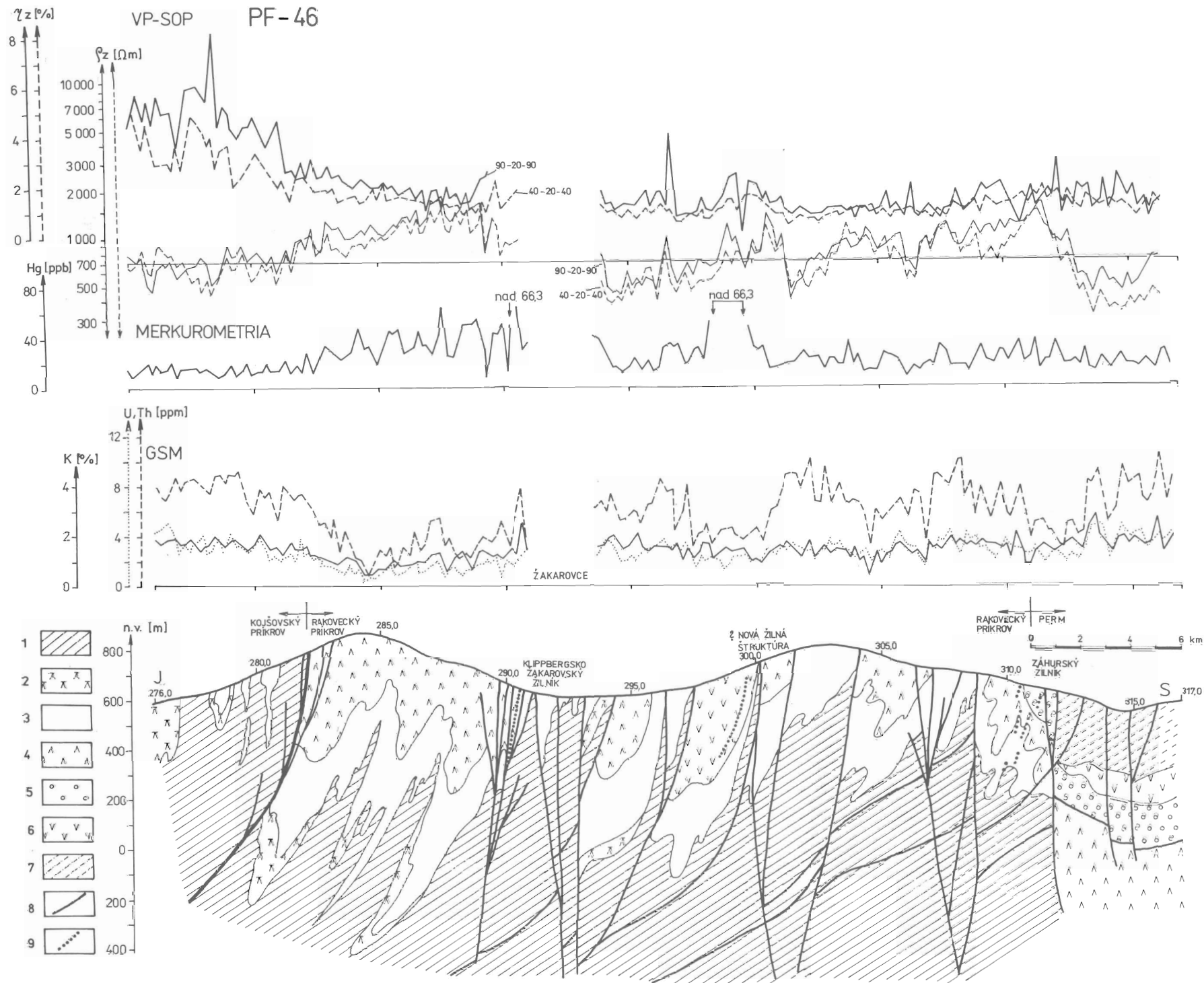
Fig. 2. Scheme of mineralized structures between Slovinky and Jaklovce. 1 – geophysical profile, 2 – ore veins, 3 – new vein structure.

neralizáciu, ale sú značne tektonicky deštruované. Ich možnú príslušnosť k žilníku predpokladáme aj podľa smerného pokračovania a rovnakého obrazu štruktúry v geofyzikálnych poliach (väzba na rovnakú štruktúru – kontakt anomálie indukovanej polarizácie – prejav kontaktu čiernych fylitov). V tejto súvislosti by bolo zaujímavé riešenie jeho ďalšieho západného pokračovania pod mezozoikum Galmusa. Východné ukončenie žilníka je na západnom okraji osady Mária Huta. Anomálne pole Hg ale pokračuje ďalej na V až do oblasti Jakloviec. V tomto úseku sa nerealizovali v minulosti žiadne banské práce, resp. nemáme o nich evidenciu. Je možné, že táto časť anomálneho poľa už nesúvisí so žilníkom, ale svojím vysokým obsahom (nad rozsah prístroja), tvarom a smerom si zasluhuje pozornosť. Geologické prostredie anomálie tvoria diabázové pyroklastiká rakoveckého príkrovu.

Najsevernejšia zóna patriaca Záhurskému žilníku sa prejavuje pomerne širokým anomálnym pásmom (500–700 m), ktoré dosahuje tiež dĺžku okolo 5 km, ale oproti vyššie opísanej štruktúre vykazuje nižšie koncentrácie Hg segmentované na dielčie bloky. Toto je v súlade s vývojom žilníka,

ktorý je sústavou rudných telies s dĺžkou rádovo niekoľko sto metrov. Z ekonomického hľadiska sa po realizácii vyhľadávacieho prieskumu klasifikuje ako neperspektívny (Hudáček, 1970).

Medzi týmito dvoma anomálnymi poľami sme zistili tretiu anomálnu štruktúru, ktorá doteraz nemá zistený ložiskový ekvivalent. Svojou dĺžkou (takmer 6 km) je zrovnateľná so žilníkom Klippbersko-žakarovským. Jej západné ukončenie vyznieva východne od Sloviniek, svojou polohou smeruje do Poráčskej doliny, ale jej pokračovanie sme pre zástavbu obce Slovinky ďalej na Z nemohli sledovať. Pozične by tejto štruktúre mohli zodpovedať žilky južne od Poráčskeho jarku, ktorých účinkov sme detekovali ešte na PF 54. Aj ďalšie pokračovanie na Z je prikrývané mezozoikom Galmusa. Obraz štruktúry v geofyzikálnych poliach na V a Z od Sloviniek je rovnaký (Kucharič et al., 1990). Predmetom nášho záujmu je ale časť na V od Sloviniek, ktorá síce nedosahuje šírku Klippbersko-žakarovskej štruktúry, ale svoju výraznosť (koncentrácie Hg nad rozsah prístroja), okrem jednej výnimky, si udržiava v celom svojom priebehu. Východné pokračovanie anomálneho poľa sa napája na priesečník profilu so



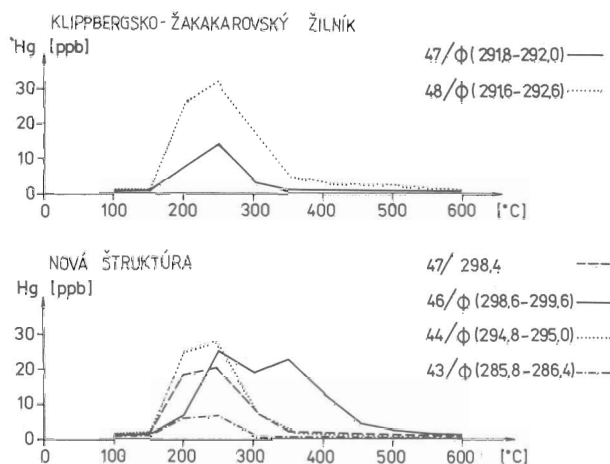
žilou Rumanay a ďalej naväzuje na priebeh žily Mária-Terézia (PF 44) a pokračuje ešte minimálne 1 km jv. smerom k Jaklovciam. V celom svojom rozsahu je štruktúra vyvinutá v diabázových pyroklastikách rakoveckého príkrovu. Keďže na jej ploche sme v západnej časti PF 49–47 nezistili žiadne staré kutacie práce, predpokladáme vzhľadom na morfológiu anomálnej zóny, že môže ísť o štruktúru žilného typu so zrudnením obdobným Klippbersko-žakarovskému žilníku, ktorá však nevychádza na povrch. Pôdna metalometria vykazuje zvýšenie obsahov Ag, Cu, Bi, Sb, menej Sn a Zn (Radvanec – ústne oznámenie). Ďalšou alternatívou príčiny anomálnej zóny môže byť lokálne obohatenie diabázových pyroklastík ortuťou. Antropogénny faktor sme v dôsledku tvaru štruktúry, jej lokalizácie voči morfológii terénu a v neposlednom rade aj získaným skúsenostiam zo širšej oblasti (Kucharič a Hojnoš, 1989), vylúčili. Interpretovaný priebeh novej, skrytej mineralizovanej štruktúry je znázornený na obr. 2.

Rez mineralizovanými štruktúrami (PF 46) ako výsledok syntézy geologicko-geofyzikálnych poznatkov je na obr. 3.

Výsledky diferenčnotermickej analýzy

Na zistenie pôvodu detekovanej anomálie Hg sme na vybraných častiach anomálnych zón realizovali diferenčnotermickú analýzu (DTA). Stredné hodnoty koncentrácie pri jednotlivých teplotách zo žakarovského žilníka sú z PF 47 (2 vz.) a 48 (6 vz.). Obr. 4 dokumentuje maximum vylučovania sa Hg pri teplote okolo 250 °C (PF 48). Podľa doteraz známych údajov (Borodin, 1976; Fursov, 1983; Varecamp a Buseck, 1984) možno zistené maximum kvalifikovať ako ortuť pochádzajúcu zo sírníkov Hg, v danom prípade z metacinnabaritu, alebo ide o kovovú formu Hg⁰. Rovnaký charakter sme zistili analýzou „Novej“ štruktúry, ktorú sme otestovali na niekoľkých miestach. V jednom prípade (PF 46) sme okrem maxima 250 °C zistili posun vylučovania Hg do vyšších teplôt, s maximom 350 °C (v tomto úseku je anomálny objekt na povrchu najširší – ide o oblasť priesečníka so žilou Rumanay). Vyššie teplotné maximum pokladáme za prejav možnej existencie tetraedritu v danom úseku. Teplotné maximum v intervale 200–250 °C vykazujú aj vzorky z východnej časti oblasti.

Z uvedeného vychádza, že s výnimkou jedného



Obr. 4. Výsledky diferenčnotermickej analýzy.

Fig. 4. Results of differential thermal analysis.

prípady sa zo všetkých analyzovaných vzoriek Hg uvoľňuje pri teplote 200–250 °C, z čoho možno usudzovať, že pôvod ortuti vytvárajúcej anomálie nad „Novou“ štruktúrou je taký istý, ako v Klippbersko-žakarovskom žilníku, a teda Hg anomálie nad „Novou“ štruktúrou by mohli indikovať aj rovnaký typ mineralizácie.

Diskusia výsledkov

Väčšina Hg rúd v žilných ložiskách sa nachádza vo vrchnejších častiach, kde sa vyzrážali z roztokov pri relatívne nízkej teplote. Ak je ortuť v inej forme, napr. ak je viazaná v mriežke sulfidov, vyzráža sa pri vyššej teplote. Hg ako pomerne mobilný prvok v geotermálnom prostredí je vo vode málo rozpustný, ak sa vykytuje v sulfidickej forme. Rozpustnosť sa však so stúpajúcou teplotou zvyšuje, a preto sú jednoduché typy Hg²⁺ pre transport Hg málo dôležité (Aylett, 1975). Ale tieto typy veľmi ľahko disociujú do Hg⁰ (kovovej), ktorá je reaktívne dobre rozpustná v roztoku (Glew a Hames, 1971). Varecamp a Buseck (1984) na základe pozorovaní uvádzajú prechod HgS na Hg⁰, pričom sa Hg vylúhuje fluidami z hornín pri T = 250 °C. Tento typ (Hg⁰) môže existovať so všetkými Fe oxidmi a sulfidmi. Barnes (1979) uvádza, že HgS komplexy sú hojné vo fluidách s vysokým obsahom S. Tento prvok sa získava mobilizáciou z okolitých hornín pod morským dnom alebo čiastočnou redukciou morského sulfátu (Ohmoto et al., 1983). Najnovšie izotopické štúdium

◀ Obr. 3. Geologický rez podľa geofyzikálneho profilu 46. 1 – čierne fylity veľka, 2 – keratofýty a ich pyroklastiky, 3 – zelené fylity veľka, 4 – diabázové pyroklastiky (1–4 – staršie paleozoikum), 5 – zlepenec, 6 – vulkanické súvrstvie veľka, 7 – bridličnato-piesčivá súvrstvie (5–7 – mladšie paleozoikum; perm), 8 – zlomy, prešmyky, 9 – žilná mineralizácia.

Fig. 3. Geological section through geophysical profile No. 46. 1 – black phyllites, 2 – keratophytes and their pyroclastics, 3 – green phyllites, 4 – diabase pyroclastics (1–4 – Early Paleozoic), 5 – conglomerates, 6 – volcanic formation, 7 – shaly and sandy formation (5–7 – Late Paleozoic), 8 – faults, overthrust faults, 9 – vein mineralization.

vykonané v Spišsko-gemerskom rudohorí (Žák et al., 1989) potvrdzuje, že horniny tejto oblasti sú rezervoárom síry s pozitívnymi hodnotami $\delta^{34}\text{S}$. Analýza vody z HgS ložiskových systémov poukazuje na pohyb Hg až po maximálnu salinitu 3 000 ppm Cl. Ak je salinita vyššia, je Hg⁰ zastúpené v oveľa menšom množstve a ortuť je transportovaná v HgCl komplexoch (White, 1967, 1981).

Za istých nevymedzených podmienok, pri ktorých sa Hg nerozpúšťa, si Varecamp a Buseck (1984) predstavujú transport pozdĺž vhodných zón, pričom je systém uzatvorený – nedochádza k ovplyvneniu okolnými horninami. Ak je v systéme dostatok organickej hmoty, tá umožňuje udržiavať ho konsekvantne redukčným, čím je zabezpečená dostatočná koncentrácia Hg⁰, ako aj kapacita systému na transport Hg (White, 1981); podľa údajov z čiernych bridlic rakoveckého príkrovu (Grecula, Kucharski et al., 1981) obsahujú tieto horniny okolo 10 % bituminóznej substancie. Z novších termodynamických dát (Wells a Ghiorso, 1988) vychodí, že organické Hg komplexy sú v redukčných podmienkach typických pre hydrotermálny systém nestabilné. V našom prípade to predstavuje oblasti, resp. zóny, ktorými sa roztok privádza bližšie k povrchu – t. j. všetky vhodné tektonické štruktúry, ich hlbšie časti. Vo vrchných častiach týchto štruktúr dochádza k vyzrážaniu Hg z roztoku ako výsledok jeho ochladenia na 100–150 °C, čo je výsledok pomalej straty kinetickej energie, ako aj primiešania meteorickej a atmosferickej vody (zníženie Ph). Hg⁰ prechádza do HgS a časť Hg vo forme plynnej fázy uniká do okolia vytvárajúc Hg plynú aureolu obklopujúcu ložiskové objekty a horúce pramene (Varecamp a Buseck, 1984). Podľa týchto autorov sa asociácia HgS + pyrit môže formovať len v rozsahu teploty nad 200 °C v relatívne okysličenom prostredí, s nízkym Ph a obohatením sírou.

Okolorudné alterácie zistené na ložisku Sulphur Bank (California), kde možno stále sledovať vyzrážanie rudných minerálov v roztoku, sú alunitizácia, kaolinitizácia a prekremenenie, a to od internej po externú zónu (Wells a Ghiorso, 1988).

Aby nastal prenos fluíd a vyzrážanie Hg minerálov, treba, prirodzene, aj vhodnú tektonickú štruktúru, ale aj príhodnú hĺbku generovania týchto fluíd a ich prenosu do vyšších, chladnejších častí kôry, aby sa z nich mohli vyzrážať minerálne fázy. Zdroj Hg treba hľadať v tých istých horninách ako aj ostatných kovov, ktoré sa na žilných ložiskách gemerika vyskytujú, t. j. v podstate v čiernych bridliciach a v pestrých vulkanických komplexoch (na možný zdroj Hg z čiernych bridlic upozornil aj White, 1981). To zároveň naznačuje aj spôsob generovania fluíd a kovov (včítane Hg), ktorý by v gemeriku mal byť metamorfogénny. Ako zdrojo-

vé horniny Hg by sa mohli hodnotiť aj diabázové horniny rakoveckého komplexu, v ktorom sú žily aj geochemické anomálie. Diabázové horniny v tejto oblasti majú zvýšený obsah Hg, ale ten bol pravdepodobne spôsobený prínosom Hg z hydrotermálnych roztokov a plynov a dané horniny poslúžili iba ako vhodný kolektor.

Ako vychodí z priloženého rezu (obr. 3), príhodné zóny v danej oblasti sme detekovali komplexom geofyzikálnych metód. Oblasť okolorudných alterácií sme na povrchu nepozorovali. Na profile sme detekovali veľmi širokú zónu anomálneho obsahu Hg, čo možno interpretovať ako už spomenutú plynú aureolu. V danom mieste možno podľa grafu indukovanej polarizácie vidieť priblíženie čiernych fylitov k povrchu, čo sa dá interpretovať ako čiastková prešmyková štruktúra. Zaujímavé je aj zvýšenie zdanlivého merného odporu na predmetnom úseku, ktoré by bolo možno vysvetliť jedným z už uvedených faktorov, lenže túto fyzikálnu veličinu ovplyvňuje toľko geologických faktorov, že jej interpretáciu nachádzame v tomto štádiu otvorenú.

Naše úvahy sme doteraz zamerali len na Hg mineralizáciu, ale vzhľadom na paragenetický typ, nachádzajúci sa v predmetnom území, ako aj na výsledok diferenčno-termickej analýzy predpokladáme, že Hg mineralizácia tvorí vrchnú časť žilnej, pravdepodobne kremeňovo-siderítovo-sulfidickej štruktúry.

O hlbkovom pokračovaní štruktúry nemáme priame údaje, vychádzame len z analógie už známych štruktúr a celkového chápania geologickej stavby v sledovanej oblasti. Nepredpokladáme väčšiu smernú hĺbku ako má Klippbersko-žakarovský žilník.

Podľa nepriamych údajov (indukovaná polarizácia) predpokladáme strop štruktúry v hĺbke do 50 m, pričom jeho nadmorská výška v rozličných profiloch je daná blokovou stavbou územia.

Ak akceptujeme predpoklad, že štruktúry Rumanay a Mária-Terézia sú spodné časti žíl a tvoria pri terajšom reliéfe povrchový ekvivalent diskutovanej anomálnej zóny, tak na západ od PF 46 by táto mala mať potencionálne vyšší stupeň nádejnosti, pretože týmto smerom stúpa nadmorská výška terénu (žila Rumanay je v nadmorskej výške 600–650 m, priesečíky anomálnej zóny s PF 48 a 49 sú na výške okolo 850 m). Takúto interpretáciu podporuje aj analógia s Klippbersko-žakarovským žilníkom, kde hlavná časť rudnej zásoby bola zistená a ťažená v jeho západnej časti (Klippberg).

Je pravdepodobné, že priebeh anomálnej zóny je vzhľadom na vzdialenosť profilov generalizovaný, aj keď je nápadná náhodnosť indikácie v rovnakej zemepisnej šírke. Z toho dôvodu by bolo prospešné jestvujúcu prieskumnú sieť zahustiť, pretože v území sú zistené aj indukované zlomové

štruktúry SZ–JV, S–J smeru formujúce blokovú stavbu. Smer V–Z indikovaný merkurometriou a IP pokladáme za starší (variský) zodpovedajúci prešmykovým, mineralizovaným štruktúram.

Záver

Z diskusie vychodí niekoľko interpretácii získaných údajov.

Podobnosť tvaru, intenzity a pôvodu Hg anomálií naznačuje, že môže ísť o novú žilnú štruktúru nachádzajúcu sa v diabázových horninách rakoveckého prikrovu medzi žakarovským a záhurským žilníkom. Hg anomália by sa mohla viazať na zlomový systém prebiehajúci pozdĺž Žakarovského potoka, ktorý je súčasťou mohutnej košicko-margecianskej strižnej zóny. Podľa údajov plošnej gravimetrie (Mikuška et al., 1984) je štruktúra situovaná na južnej hranici výrazného tiažového gradientu regionálneho významu sz. smeru. Bolo by však čudné, keby tak výrazne presýtený ortuťou bol iba tento úsek. DTA analýza vzoriek pripúšťa aj takúto interpretáciu Hg anomálií, pretože uvoľňovanie Hg zo vzoriek pri teplote okolo 250 °C je typické nielen pre sirníky Hg, ale čiastočne aj pre kovovú ortuť prenášanú vo vodnej a plynnej fáze. Avšak veľká podobnosť Hg anomálií nad „Novou“ štruktúrou s anomáliami nad žakarovským žilníkom umožňuje sa viac prikloniť k náhľadu, že ide o prejav rudnej žily s minerálmi Hg. Podporuje to aj údaj z DTA, a to, že sme na profile 46 zistili teplotu uvoľňovania Hg zo vzorky okolo 350 °C, čo by už zodpovedalo ortuti uvoľnenej z tetraedritu.

Ťažko vysvetliť fakt, že ak anomálie zodpovedajú rudnej žile, prečo nebola objavená už v minulosti. Azda iba interpretácia, že žila je vyvinutá pod povrchom 50–150 m, prezrádza dôvod, prečo táto predpokladaná žila nebola objavená a vyťažená. Ďalšia možnosť je, že ide o najspodnejšie časti žíl, resp. iba rozptýlené žilky, o ktoré v minulosti nebol záujem, o čom by svedčili kutacie práce na žile Mária-Terézia vo východnej časti územia. Proti tejto interpretácii sú argumenty, a to nielen zo žíl gemerika, ale aj zo zovšeobecňujúcich dát Varecampa a Busecka (1984), podľa ktorých sa Hg vyskytuje najmä vo vrchnejších častiach žíl.

Pravdepodobnejšie sa nám vidí, že Hg anomália severne od Žakaroviec reprezentuje „Novú“ žilnú štruktúru, ktorá je minerálnou paragenézou podobná Klippbersko-žakarovskému žilníku.

Literatúra

- Abonyi, A. et. al. 1973: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria, kniha IV. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*, 209 s.
- Aelett, B. J. 1975: The chemistry of zinc, cadmium and mercury. In: Pergamon Text Inorganic chemistry. Pergamon Press, 18, 275–328.
- Barnes, H. L. 1979: Solubilities of ore minerals. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, second edition*. Wiley, 404–460.
- Borodin, V. A. et al. 1976: Opredelenije Hg orudnenia na osnovanii geochemičeskich oreolov. *Razvedka i ochrana nedr.*, 4, Moskva.
- Fursov, V. Z. 1975: Otčet o rezul'tatach opytных gazoortutных issledovanij na rudnych mestoroždenijach SSSR. *Moskva*, 210 s.
- Glew, D. N. a Hames, D. A. 1971: Aqueous nonelectrolyte solutions. Part X. Mercury solubility in water. *Can. J. Chem.*, 49, 3 114–3 118.
- Grecula, P. a Kucharski, R. et al. 1981: Závěrečná správa z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie východnej časti SGR. *Manuskript – archív GP Spiš. Nová Ves*, 301 s.
- Grecula, P. a Kucharič, L. et al. 1985: SGR-geofyzika VP. Rudy a nerudy. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript – archív GP Spiš. Nová Ves*, 292 s.
- Helgeson, H. C. 1969: Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 267, 729–804.
- Hudáček, J. 1970: Závěrečná správa Záhura VP-Fe. Stav k 31. 12. 1967. *Manuskript – archív GP Spiš. Nová Ves*, 85 s.
- Kucharič, L. a Hojnoš, M. 1989: K doterajšiemu využitiu výsledkov modifikácie laboratórnej merkurometrie pôd v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Průzk.*, 11, 335–337.
- Kucharič, L., Hojnoš, M., Mikuška, J., Hitka, S., Pokorný, L., Zíma, L. a Krémář, B. 1990: SGR-geofyzika – Etapová správa za rok 1988. *Manuskript – archív Geofyzika Bratislava*, 45 s.
- Mikuška, J., Kucharič, L., Špaček, B. a Kišš, J. 1984: SGR-geofyzika II. – Doplnujúce gravimetrické práce v M 1 : 25 000. *Manuskript – archív Geofyzika Bratislava*, 38 s.
- Lázár, V. 1973: História baníctva. In: J. Bartalský, P. Grecula (Red.): Geologicko-ložisková štúdia SGR, kniha XI. *Manuskript – archív GP Spiš. Nová Ves*, 211 s.
- Ohmoto, H. a Skinner, B. J. (Eds.) 1983: The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits. *Econ. Geol. Monogr.*, 5, 604 p.
- Varekamp, J. C. a Buseck, P. R. 1984: The speciation of mercury in hydrothermal systems, with applications to ore deposition. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, Pergamon Press Ltd., 48, 177–185.
- Wells, J. T. a Ghiorso, M. S. 1988: Rock Alteration, Mercury Transport and Metal Deposition at Sulphur Bank. California. *Econ. Geol.*, 83, 606–618.
- White, D. E. 1967: Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters. In: H. L. Barnes (Ed.): *Geochemistry of Hydrothermal ore Deposits*. Wiley, 575–631.
- White, D. E. 1981: Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. 75-th. Ann. Vol. *Econ. Geol.*, 392–423.
- Žák, K., Grecula, P., Radvanec, M. a Bartalský, B. 1989: Metamorfnohydrotermálny model vzniku žilných rudných ložísk gemerika vo svetle poznatkov izotopickéj geochemie. In: P. Grecula, L. Kucharič: Čiastková záverečná správa SGR-geofyzika. *Manuskript – archív GP Spiš. Nová Ves*, 26 s.

Geophysical indications of ore veins in the north-eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

The part of area of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. in question is well-known for its two mineralized structures, namely the Klippberg-Žakarovce and Zahura stockwork. These structures are developed in rocks of the Rakovec nappe, in diabase pyroclastics with quartz-siderite-barite-sulphide mineral paragenesis (pyrite, chalcopyrite, tetrahedrite, cinnabar). The length of both structures is more than 5 km. The dip ranges from 60° to 85° towards the south, while the ascertained depth of mineralization reaches maximally 300 m. The Klippberg-Žakarovce stockwork represents the huge lode with the thickness of 40–50 m. The Zahura stockwork, situated north of the previous one, is not so mighty.

Beside the above two structures, the Mária-Terézia vein is present in the eastern part of the area. Its mineral assemblage is similar to the above mentioned. Nowadays the veins are abandoned.

The laboratory variant of mercury content determination is one of the methods of complex geological, geophysical and geochemical works, which have been performed in the whole area of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. The determination of the Hg content has been carried out using HGG-3 device (fy Scintrex). Soil horizon B has been sampled.

The map of Hg concentrations (Fig. 1) reflects three anomalous zones. The marginal anomalies belong to the Klippberg-Žakarovce stockwork (the southern one) and to the Zahura stockwork (the northern one). Between these two structures the third one is present, which does not belong to any known ore body. The length of this anomaly is comparable with the length of known structures (more than 5 km). It is in the same environment (diabase pyroclastics) as the above mentioned bodies. No abandoned workings have been observed in the area of this anomaly. Because the character of the field of Hg concentration is the same as above the known structures, we suppose that this anomaly could indicate a new blind vein. Interpretation of this structure

with use of results of geological-geophysical works is demonstrated in Fig. 3.

Differential thermic analysis has been done for the sake of ascertainment of the origin of mercury. This new structure can be compared with the Klippenberg-Žakarovce stockwork. According to Borodin (1976), Fursov (1983), Varecamp, Buseck (1984) it is possible to consider sulphides (cinnabar) or metallic Hg the source of this anomaly. In one case the blast temperature of 350 °C has been ascertained. This is interpreted as a demonstration of tetrahedrite.

Generally, ore bodies were formed at shallow depths and at relatively low temperatures between 100–200 °C (Varecamp, Buseck, 1984). This area is no exception. Metallic Hg can coexist with all Fe oxides and current sulphides. According to Barnes (1979) the abundance of Hg-S complexes is conditional on high content of S in fluids. Investigation of sulphur isotopes from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. has confirmed the sufficient amount of this element (Žák et al., 1989).

There are two possibilities as to the source of mineralization: black shales or diabase pyroclastics. The origin of the other metallic elements in the area is derived from black shales, too. The common association of Hg ores with organic constituents (White, 1981) could be derived from black shales. Diabase pyroclastics have increased content of Hg in this area, but we assume that they served as suitable rock traps only.

According to indirect data, we have judged that the top part of the structure is situated about 50 m under the surface. The bottom of this structure could be situated, according to analogy with the Klippberg-Žakarovce stockwork, about 200 m under the surface.

The similarity of form, concentration and origin of Hg, obtained from the well-known structures, has enabled to interpret the new anomaly of Hg as a possible occurrence of hidden ore vein with quartz-siderite-barite-sulphides paragenesis.

Biostratigrafia príbelských vrstiev

ADRIENA ZLINSKÁ¹, KATARÍNA ŠUTOVSKÁ²

¹ Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

² Katedra geológie a paleontológie PF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 9. 10. 1990, revidovaná verzia doručená 14. 11. 1990)

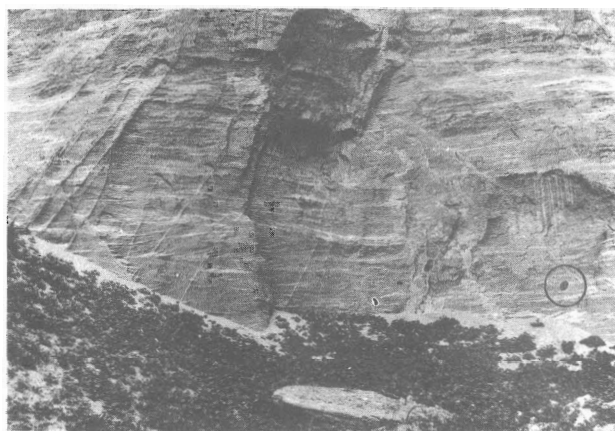
Biostratigraphy of the Príbelce Member

Foraminifers and calcareous nannoplankton were for the first time found in the Príbelce beds at the Horné Príbelce locality. They are associated in biostratigraphical boundary assemblages, characteristic of the sea basin in the South Slovakian Basin.

Úvod

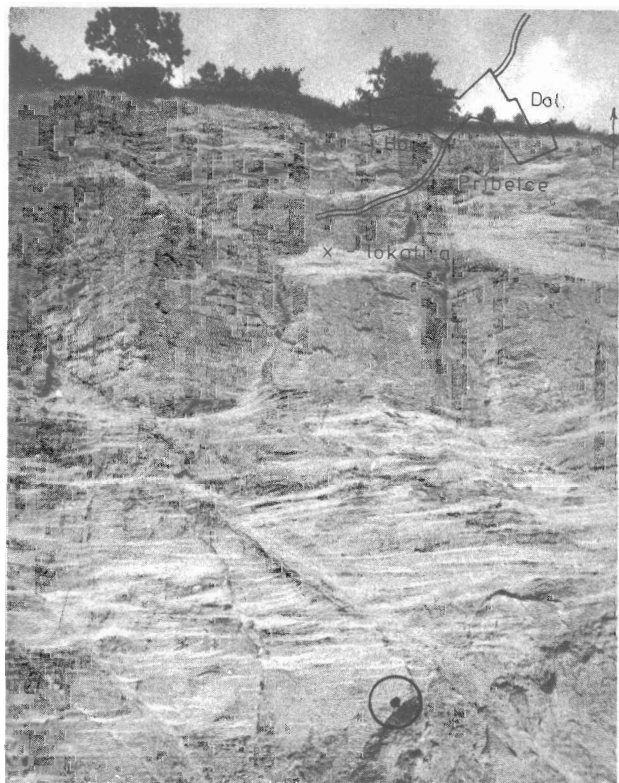
Príbelské vrstvy definoval Vass (1977) ako bazálne vrstvy spodného bádenu, do ktorého ich zaradil na základe interpozície. Organické zvyšky sa v nich obmedzujú na úlomky molúsk, koralov, rybích a žraločích zubov a makroflóry (Čechovič, Seneš, 1950; Hano, 1950; Němejc, 1962, in Vass, Šefara, Konečný, 1979), ktoré však nemajú väčšiu stratigrafickú hodnotu.

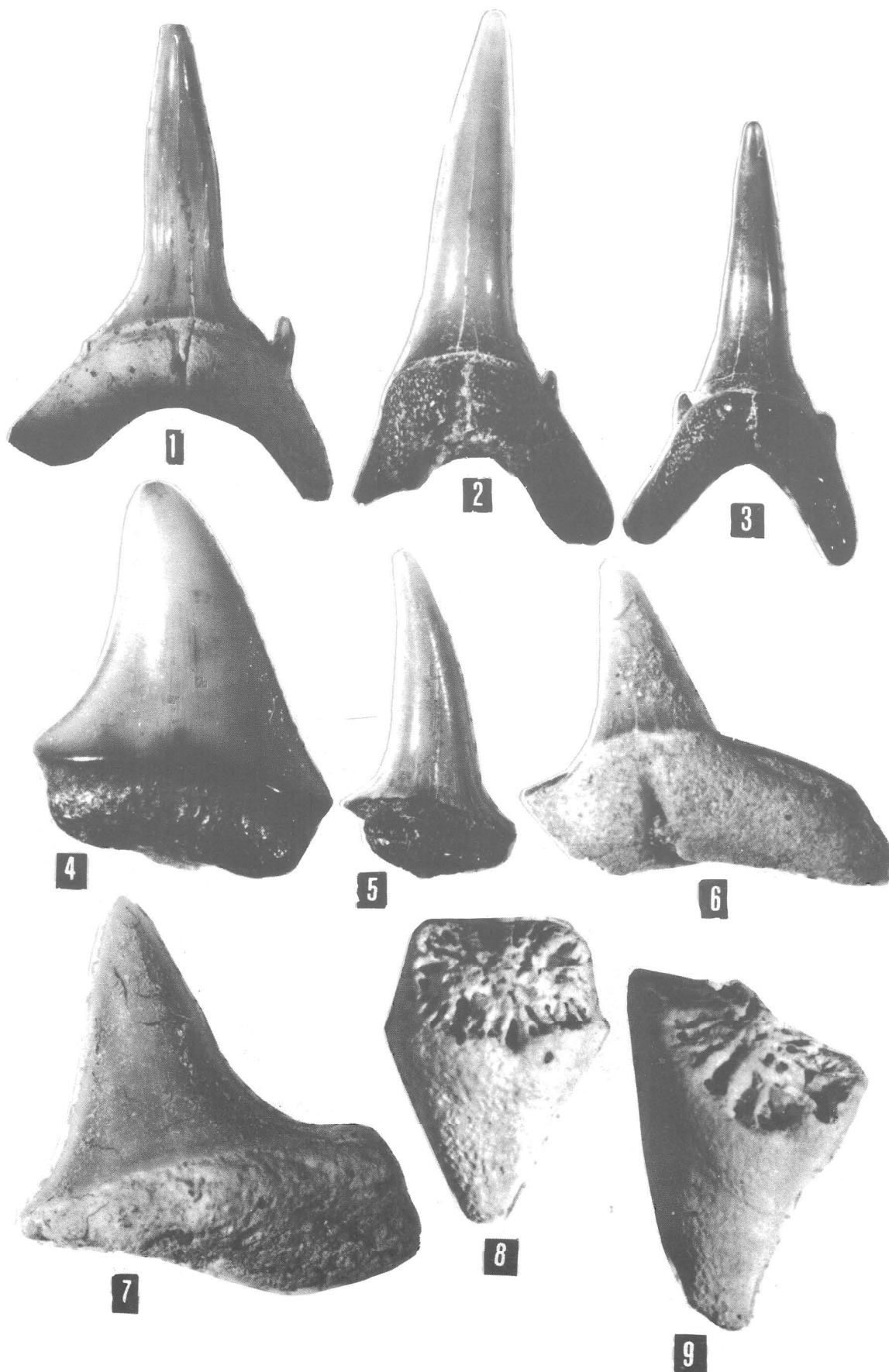
Vass (1977) na základe sedimentárnych textúr

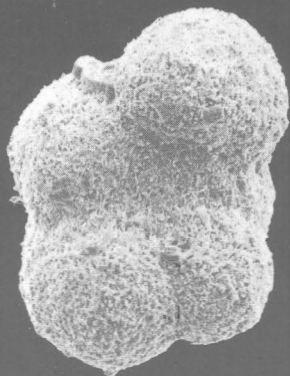


Obr. 1–3. Miesta odberu vzoriek v pieskovni Horné Príbelce.
Fig. 1–3. Sample localities in the Horné Príbelce sand pit.

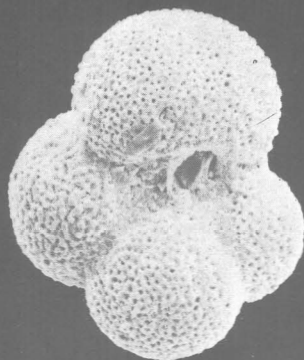
a štruktúr pokladá príbelské vrstvy za plytkovodné sedimenty. Predpokladá striedanie rôznych typov paleoprostredia od deltového až po normálne morské. Táto variabilita pravdepodobne spôsobila, že sa morská mikrofauna ani nanoflóra v príbelských vrstvách doteraz nezistila.



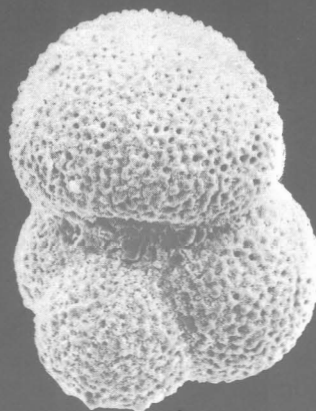




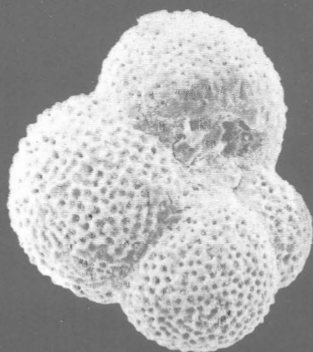
10



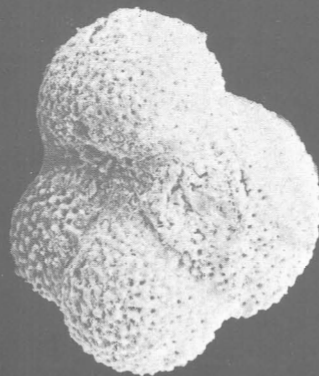
11



12



13



14



15



16



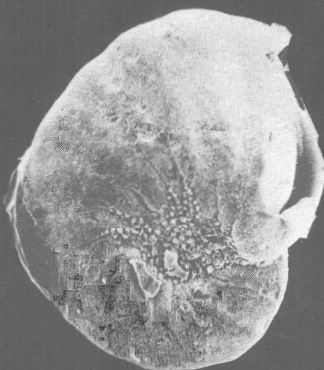
17



18



19



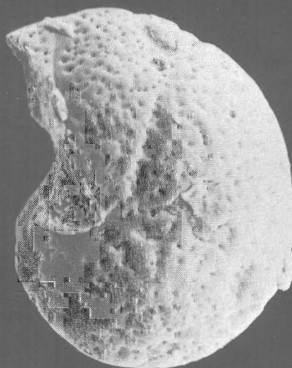
20



21



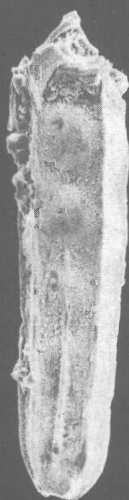
22



23



24



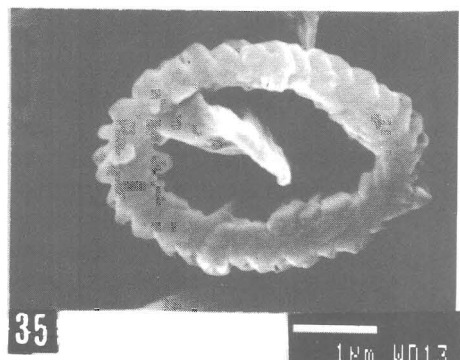
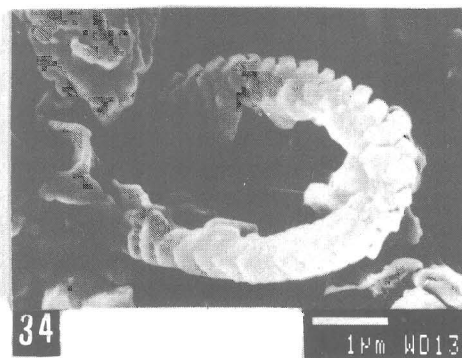
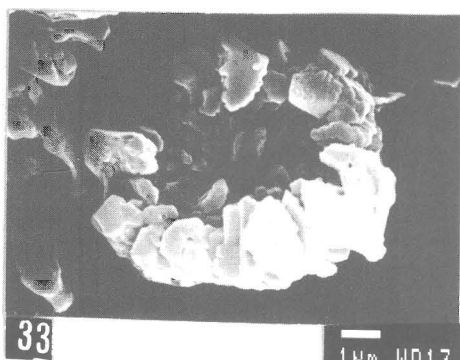
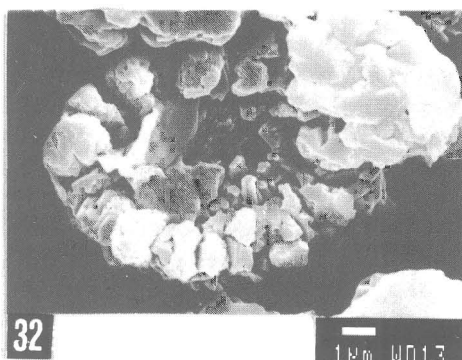
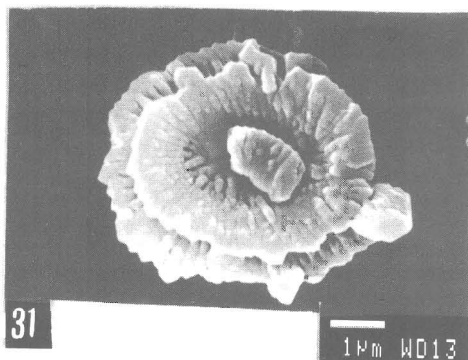
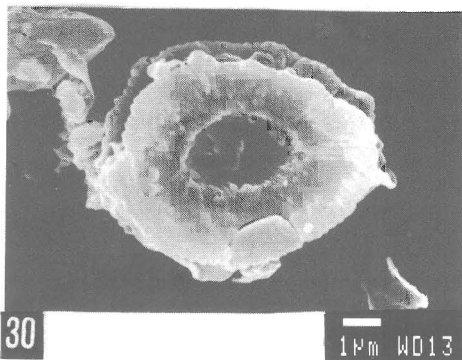
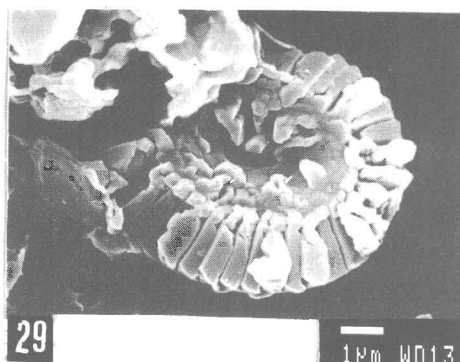
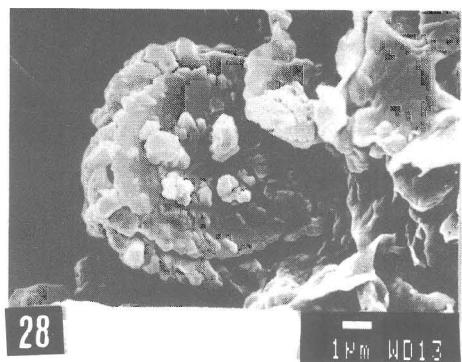
25



26



27



Biostratigrafické zhodnotenie

Po viacerých neúspešných pokusoch nájsť v príbelských vrstvách morskú faunu väčšieho biostratigrafického významu (na lokalitách Horné Strháre a Stredné Plachtince) sa nám podarilo získať ju na lokalite Horné Príbelce-pieskovňa na severnom

okraji obce (obr. 1). Vzorky sa odobrali z piesčitych aj pelitických polôh (obr. 1–3).

Foraminiferové spoločenstvá sú diverzifikované, ale častá je rekryštalizácia schránok, ktorá určenie ich druhovej príslušnosti sťažuje. Početnejšie druhy sú:

Globigerina concinna Reuss, *G. bulloides* Or-

Tab. I–IV. – 1 – *Odonaspis* (*Synodontaspis*) *acutissima acutissima* (AG.), 1 : 5; 2, 3, 5 – *Odonaspis* (*Synodontaspis*) *cuspidata cuspidata* (AG.), 1 : 5; 4 – *Isurus hastalis hastalis* (AG.), 1 : 5; 6, 7 – *Isurus*?, 1 : 5; 8, 9 – koral, 1 : 5; 10 – *Globigerina concinna* Reuss, 70x; 11 – *Globigerina bulloides* Orbnig, 110x; 12 – *Globigerina praebulloides* Blow, 110x; 13 – *Globigerina diplostoma* Reuss, 110x; 14 – *Globigerina* sp., 110x; 15 – *Lagena sulcata* (Walker et Jacob), 135x; 16 – *Lenticulina cultrata* (Montfort), 100x; 17 – *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), 55x; 18 – *Elphidium* sp., 50x; 19 – *Nonion tuberculatum* (Orbnig), 110x; 20, 21 – *Nonion boueanum* (Orbnig), 20 – 65x, 21 – 75x; 22, 23, 24 – *Cibicides* sp., 22 – 110x, 23 – 100x, 24 – 65x; 25 – *Amphimorphina haueriana* Neugeboren, 115x; 26 – *Bulimina* sp., 85x; 27 – *Dimorphina variabilis* (Neugeboren), 110x; 28, 29 – *Coccolithus* ex gr. pelagicus (Wallich Schiller); 30 – *Reticulofenestra* cf. *pseudumbilica* (Gartner); 31 – *Reticulofenestra* sp.; 32, 33 – *Syracosphaera* sp., silne rekryštalizované; 34, 35 – *Cricolitus jonesi* Cohen.

Dĺžka úsečky v spodnej časti obr. 28–35 zodpovedá 1 μ. SEM snímky zhotovil Horák.

bigny, *G. praebulloides* Blow, *G. diplostoma* Reuss, *Lagenula sulcata* (Walker et Jacob), *Lenticulina cultrata* (Montfort), *L. vortex* (Fichtel et Moll), *L. inornata* (Orbigny), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *E. fichtelianum* (Orbigny), *E. crispum* (Linné), *Ammonia beccarii* (Linné), *Nonion tuberculatum* (Orbigny), *N. boueanum* (Orbigny), *Cibicidoides* sp., *Lobatula lobatula* (Walker et Jacob), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Plectofrondicularia diversicostata* (Neugeboren), *Amphimorphina haueriana* Neugeboren, *Bulimina elongata* Orbigny (pozri fototab.).

Stratigraficky významné sú *Dimorphina variabilis* Neugeboren a *Amphistegina lessoni* Orbigny, ktoré sa v Západných Karpatoch obmedzujú na morav (Cicha et al., 1983).

Podobné spoločenstvo s *Amphistegina* sp. a lenticulínami sme zistili na lokalite Hámor v sivých aleuropelitoch a opisuje ho aj Kantorová (1970) z vrhu GK-4 Bzovík a Kučerová (1985) z vrhu BE-2 Muľa. Obidve autorky označujú takéto spoločenstvá ako prechodné medzi karpatom a spodným bádénom.

Izolovanosť výskytu mikrofauny nás viedla k úvahe o možnosti redepozície nájdených foraminifer do príbelských vrstiev. Ale spoločenstvá obsahujú taxóny tvarovo diverzifikované (čiže by nemali byť vytriedené transportom) bez stôp opracovania, čo svedčí skôr o autochtónnosti opísaných spoločenstiev.

Nanoplanktónové spoločenstvá sú chudobné, s výnimkou spoločenstva z pelitickej polohy. Nanoplanktón je rekryštalizovaný, a preto zo skenových snímok zle určiteľný. Vzhľadom na jeho rekryštalizáciu, ako aj malú početnosť sme ho určovali hlavne na optickom mikroskope. V spoločenstvách prevážuje druh *Coccolithus pelagicus* (Walich) Schiller a *Helicosphaera carteri* (Walich) Kamptner. Ďalej sa vyskytuje *Syracosphaera* sp., *Cricolithus jonesi* Cohen, *Reticulofenestra* cf. *pseudoumbilica* (Gartner), *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon a *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry.

Redepozície sú veľmi zriedkavé, vrchnopaleogénne (*Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival. Nanoplanktónové spoločenstvá majú charakter spoločenstiev opísaných pre túto oblasť z vrchnej časti zóny NN 4 (Lehotayová, 1982). Vzhľadom na neprítomnosť *Helicosphaera ampliaptera* by sa však mohli zaradiť aj do zóny NN 5. Preto nemôžeme jednoznačne špecifikovať, či študované vrstvy patria karpatu alebo spodnému bádenu.

Okrem foraminifer sa vo výplavoch zistili aj koral a žraločie zúbky (tab. 1), ktoré určil Holec.

Pri biostratigrafickom hodnotení vzoriek z juho-

slovenského bazénu, ktorý len epizodicky komunikoval s otvoreným morom, berieme do úvahy, že nástup spoločenstiev charakterizujúcich nové biozóny je spätý s obdobím komunikácie s otvoreným morom. Je možné, že spoločenstvá podobné karpatským, bez typických spodnobádenských druhov, mohli v spracúvanom území pretrvávať aj v spodnom bádene, pokiaľ nenastalo prepojenie s otvoreným morom. Tým si vysvetľujeme existenciu uvedených prechodných spoločenstiev karpatu a spodného bádenu.

Typické bádenské spoločenstvá s rodmi *Orbulina* Orbigny a druhom *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turnovsky sa objavujú až vo vinickom súvrství (vrť IGHP A-2 z podložia vulkanitov Krupinskej planiny, povrchové lokality Trenč a Hámor). Tie však považujeme za vyšší spodný bádén.

Záver

1. Autori v príbelských vrstvách prvýkrát opísali diverzifikované spoločenstvá foraminifer s *Dimorphina variabilis* Neugeboren a *Amphistegina lessoni* Orbigny a nanoplanktón s prevažujúcimi druhmi *Coccolithus pelagicus* (Walich) Schiller a *Helicosphaera carteri* (Walich) Kamptner.

2. Foraminiferové spoločenstvá biostratigraficky zaraďujeme do prechodných vrstiev karpatu a spodného bádenu, nanoplanktónové spoločenstvá patria vrchnej časti zóny NN 4.

3. Domnievame sa, že typické bádenské prvky do študovanej oblasti prenikali až vo vyššom spodnom bádene v čase sedimentácie vinických vrstiev. Na hranici karpatu a spodného bádenu bol sedimentačný priestor izolovaný od otvoreného mora, čo znemožnilo prienik nových taxónov, a preto určiť hranicu karpát – spodný bádén bude zrejme problematické aj v budúcnosti.

Literatúra

- Cicha, I., Zapletalová, I., Molčfková, V., Brzobohatý, R. 1963: Stratigraphical range of Eggenburgian – Badenian foraminifera in West Carpathian basins. *Hodonín, Miscellanea micropaleontologica*, 4, 99–144.
- Čechovič, V., Seneš, J. 1950: Torton okolia Modrého Kameňa. *Geol. Sbor.*, 2, 3, 4, 130–166.
- Hano, V. 1950: Tortonská fauna od Kosihooviec na južnom Slovensku. *Geol. Sbor.*, 1, 70–73.
- Kantorová, V. 1970: Foraminifery a ich sprievodné mikrofósiie z podložja tortonských vulkanitov Krupinskej vrchoviny z vrhu GK-4 pri Bzovíku. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Kučerová, K. 1985: Mikropaleontologické a biostratigrafické zhodnotenie BE-2 Muľa. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Lehotayová, R. 1982: Miocene Nannoplankton zones in West Carpathians. *Západ. Karpaty, Sér. Paleontol.*, 8, 91–110.
- Rögl, F., Steininger, F. F. 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paleogeographie und Palinspastic des zirkum-mediterranen Raumes. *Ann. Naturhist. Mus. Wien.*, 85/A, 135–163.
- Vass, D. 1977: Príbelské vrstvy, ich sedimentárne textúry a geneza. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 2, 145–198.
- Vass, D., Šefara, J., Konečný, V. 1979: Geologická stavba Ipelskej kotliny a Krupinskej planiny. *Bratislava, GÚDŠ*, 239 s.

Sedimentogenéza spraší

JÁN ŠAJGALÍK

Katedra geotechniky, Stavebná fakulta SŤŠT, Radlinského 11, 813 68 Bratislava

(Doručené 29. 9. 1990, revidovaná verzia doručená 12. 10. 1990)

Sedimentogenesis of loesses

Interactions of other agents were omitted in respecting of eolian hypothesis of the origin of loesses for many times, namely the interaction of the river activity during sedimentogenesis. It has been ascertained, by the analysis of loess accumulations of principal world rivers, which flow through the loess areas, that primary eolian sediment was transported by the river interaction, resedimented and transformed.

Spraš je zložitý systém charakteristický istými podmienkami sedimentácie. Tento systém citlivo reaguje na okolité prostredie. Spraš má areál podobný živému organizmu a prispôsobujúci sa geologickému prostrediu. Spraš je obrazom krajiny, kde vznikala, a podlieha zákonom geologickej zónalnosti a cyklickosti.

Pri štúdiu neslobodno spraš vytrhávať z kontextu sedimentogenézy kyprých usadených hornín. Tieto sedimenty na prvý pohľad vyzerajú ako chaotické nahromadeniny, ale v skutočnosti majú prísnu zákonitosť. Výskumy z oblasti litológie, petrografie a fyzikálnej chémie dovoľujú tvrdiť, že pod zdanlivo chaotickým zložením kyprých hornín sa skrývajú pravidelné systémy. Niektoré zákonitosti sú už objasnené, iné sa riešia v súčasnosti.

Problematica spraše je zložitým komplexom rozličných otázok. Na ich riešenie sa zúčastňujú rôzne vedné odbory, čo sa prejavuje aj v obrovskom množstve literatúry. Variabilnosť prístupov viedla aj k dosť rozporným výsledkom, a k uplatneniu rozličných lokálnych hľadísk. Preto treba výskum robiť tak, aby jeho výsledky rešpektovali to, čo sa už vykonalo, a aby sa rozumne vytriedili a vylúčili nie celkom isté údaje.

Po klasickom terénnom výskume, založenom na mapovaní, analýze profilov a odbere vzoriek na laboratórne spracovanie, by malo nasledovať komplexné systémové štúdium sprašového fenoménu.

Spraš z rozličných oblastí má veľa spoločného a práve to zvädza porovnávať aj vzdialené sprašové sedimenty, napr. Číny, Argentíny, USA a pod. Podobnosť sprašových sedimentov svedčí o pôsobení spoločných prírodných procesov a ich poznávanie je úlohou kvartérno-geologických vedných disciplín. Keby sme však zostali na pozícii, že je spraš všade na svete rovnaká, teda že vznikla za rovnakých procesov, ako sa to v minulosti neraz

konštatovalo, viedlo by to k nesystémovému prístupu k tejto problematike.

Z literatúry je známych dosť príkladov, že bádatelia namiesto charakteristicky konkrétneho sprašového sedimentu predkladajú všeobecnú charakteristiku sprašových pokryvov, pretože ich stotožňujú. V skutočnosti sú medzi sprašovými oblasťami niekedy značné rozdiely. Tak napr. Swineford a Frye (1955) porovnávali americké spraše (Kansas) so sprašami Belgicka, Talianska, Francúzska a zistili, že sa odlišujú mineralogicky, a to najmä zastúpením ílových minerálov. Aby sa dali určiť špecifické faktory pri sedimentácii, treba analyzovať jednotlivé sprašové nánosy aspoň v hrubých črtách. Preto si na porovnanie vybral Smalley (1972) šesť najvýznamnejších svetových sprašových oblastí, a to povodie Žltej rieky (Huang Ho) v Číne, systém Mississippi v USA, povodie Rýnu, Dunaja, Pádu a Rhôny v Európe.

Pri eolickej hypotéze vzniku spraše sa často vynechávala alebo aspoň zanedbávala interakcia rozličných činiteľov pri sedimentogenéze, čím sa problém sedimentácie spraše zjednodušoval a schematizoval. História formovania svetových sprašových lokalít nás utvrdzuje v presvedčení, že pri ich sedimentácii je zjavná interakcia riečnej činnosti. Nikto hádam nepoprie, že rozsiahle vnútrozemské sprašové sedimenty v provinciách Kansu a Šensi v severnej Číne boli uložené eolickou činnosťou, ale je rovnako pravdou, že obrovské množstvo sprašového materiálu, ktoré tvorí Severočínsku nížinu a spája polostrov Šantung s pevninou, prichádza zo sedimentov Žltej rieky. Spraš rieky Mississippi by bez prispenia riečného transportu neexistovala.

Transport materiálu eolickou cestou bol v istom období formovania týchto sedimentov prvoradou udalosťou, ale pritom nemožno vynechať ani ostat-

né činitele, ktoré pri vzniku a vývoji spolupôsobia. Dosť často sa obchádza dôležitosť pôsobenia riečného transportu na sprašový fenomén. Spomenuté sprašové oblasti veľkých šiestich riek majú spoločnú jednu vec. Vo všetkých prípadoch primárny eolický sediment rieka transportovala, resedimentovala a transformovala.

Huang Ho (Huang – žltý, Ho – rieka) – pozhnanie a zároveň aj nešťastie Číny, pretože sa ustavične vylieva z brehov, mení svoje koryto a údolnú nivu, ničí úrodu a ľudí, berie sprašový materiál vytvorený nielen ľadovcovou činnosťou, ale aj púšťovým zvetrávaním, transportuje ho, resedimentuje a transformuje. Na obr. 1 možno vidieť 5 štádií, do ktorých sa dostala primárna spraš:

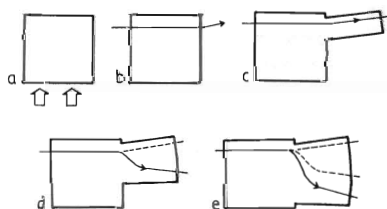
a) eolické uloženie primárnej spraše, ktorých materiál vznikol glaciálnym drvením hornín a púšťnym rozpadom,

b) interakcia tohto materiálu s riekou,

c) materiál transportovaný a uložený do údolnej nivy,

d) sekundárne sprašové materiály sa v údolnej nive rozširujú zmenou kurzu a rozšírením riečného koryta a údolnej nivy,

e) proces sedimentácie a rozširovanie sedimentov pokračuje.



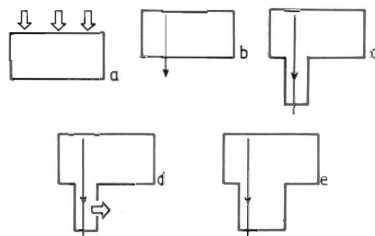
Obr. 1. Štádiá distribúcie primárnej spraše v oblasti rieky Huang Ho. Vysvetlivky v texte.

Fig. 1. Stages of distribution of primary loess in the Huang Ho river area. Explanations see in the text.

Severoamerická sprašová oblasť (riečny systém Mississippi) sa v istej miere podobá systému severnej Číny, ale sú medzi nimi aj veľké, ba až kritické rozdiely. Už Matthes (1951) poukázal na rozdiely pri transporte sedimentov riekou Mississippi a Huang Ho. Mississippi zbiera vodu z povodia s plochou 1 244 000 štvorcových míľ (Smalley, 1972), čo sa rovná až 41 % plochy USA, a každý rok transportuje 400 000 000 t sedimentu (90 % jemného materiálu v suspenzii). Prevažná väčšina materiálu v suspenzii prichádza z povodia Missouri a hodne z tohto materiálu je odvodeného z primárnych vnútrozemských sedimentov. Povodie Žltej rieky je menšie, preto je aj menšie množstvo transportovaného materiálu. Kingsmill (1906) ho odhadol na 75 000 000 t ročne.

Podstatný rozdiel v charakteristike transportu materiálu oboch riek je v tom, že Žltá rieka má oveľa bezprostrednejší účinok na primárne sprašové

vé sedimenty vo svojej blízkosti ako rieka Mississippi. Hlavné koryto Žltej rieky preteká mohutnými sprašovými sedimentmi, ktoré pokrývajú podstatnú časť povodia. Povodie Mississippi je také rozsiahle, že primárne sprašové sedimenty sú tu relatívne bezvýznamné. Je aj výrazný rozdiel v type koryta, resp. riečného údolia. Korytá bazénov severoamerických riek sú uzavretejšie, bez veľkých možností meandrovania a zmien tokov a slobody pohybu. Korytá riek v bazéne Žltej rieky majú oveľa väčšiu možnosť meandrovania a zmien riečnej siete.



Obr. 2. Etapy vývoja severoamerického sprašového sedimentu (Smalley, 1972). Vysvetlivky v texte.

Fig. 2. Stages of the development of loess sediment in North America (Smalley, 1972). Explanations see in the text.

Na obr. 2 znázorňuje Smalley (1972) etapy vývoja formovania severoamerického sprašového sedimentu:

a) Glaciálne drobenie a vznik sprašovej hmoty možno považovať s väčšou istotou za hlavného zásobovateľa sprašového materiálu. Tento materiál prichádza zo severu od Skalnatých hôr eolickým transportom a tvorí vnútrozemské sedimenty. Treba zdôrazniť, že každý postup ľadovca poskytuje hodne materiálu, takže sa cykly tvorby opakujú.

b) Určitý sprašový materiál uložený v drenážnom systéme Mississippi a Missouri je odnášaný do hlavného bazénu povodia smerom na J.

c) Sprašový materiál sa potom ukladá do údolných nív.

d) V ďalšej fáze sa tento sprašový materiál transportuje z údolných nív eolickou činnosťou.

e) Sekundárna sedimentácia spraše druhého cyklu.

Spraš v bazéne povodia rieky Mississippi sa ne-transportuje ďaleko od rieky, a tak sa vzniknuté sedimenty ľahko asociujú so svojím zdrojom, resp. s ich zdanlivým zdrojom. Je známe, že väčšinu sprašového materiálu v sedimentoch rieky Mississippi vytvorila ľadovcová činnosť na severe a že materiál bol kedysi súčasťou primárneho sedimentu. Preto, ak by sme chceli byť rigorózní, spraš v povodí rieky Mississippi by sa mala pokladať za spraš druhého cyklu. Pri spraši tohto cyklu je riečna etapa aspoň taká dôležitá ako krátky eolický transport (Smalley, 1972).

Hlavné pleistocénne zaľadnenia v Európe tiež

vznikali na severe. Škandinávsky ľadovec sa pohyboval na J a pokrýval značnú časť severnej Európy. Okrem tohto kontinentálneho ľadovca boli aj vysokohorské ľadodnenia, a to predovšetkým v Alpách, ktoré tak isto poskytovali sprašový materiál. Hlavné európske sprašové sedimenty prejavujú určitú asociáciu so severoeurópskymi ľadovcami. Vietor odvíal materiál spreď čiel ľadovcov a uložil spraš blízko okraja ľadodnenej oblasti.

Rýn. Keby sprašový materiál v povodí Rýna pochádzal len z kontinentálneho ľadodnenia, spraš by sa pravdepodobne rozprestierala len pri Kolíne, Koblenzi alebo Mainzi, ale ďalej nie. A predsa je prítomný na juhu až po Kaiserstuhle, pri Freiburgu a v okolí Mníchova. Táto spraš je v priamej závislosti od materiálu alpského ľadodnenia, ktorý na J transportoval Rýn.

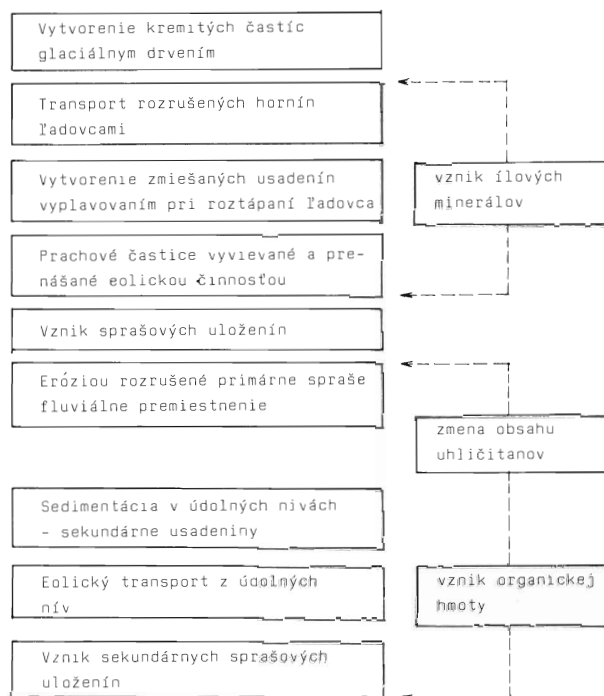
Dunaj. Dunaj dostal veľké množstvo sprašového materiálu z vysokohorského alpského ľadodnenia. Tam, kde je tok povodia rieky blízko okraja severoeurópskeho ľadodnenia, mohol čerpať materiál aj z tohto zdroja. Dunaj pôsobí ako prenášač alpského sprašového materiálu východným smerom. Veľké sprašové oblasti vo východnej Európe poukazujú na to, že na východe prešli veľké kontinentálne ľadovce väčšími územiami, ako sa predpokladá, a tak mohli obrátiť na prach vhodný horninový materiál, pretože Alpy sú ďaleko, alebo ide o spraš druhého cyklu. Z tohto hľadiska sú veľmi zaujímavé sedimenty v Rumunsku v blízkosti dunajskej delty. Delta sa nachádza ďaleko na J od ľadodnených oblastí, možno ju porovnať so Severočínskou nížinou, a tak vysloviť názor, že ide prevažne o redeponovaný sprašový materiál.

Pád a Rhôna. Talianski bádatelia (predovšetkým Orombelli, 1970) opisujú spraš z okolia Coprena, ďalej medzi Comom a Milánom, v Piemonte a Lombardii. Rieka Pád cez tieto sprašové oblasti skoro ani nepretieká, ale tečie veľmi blízko v úplne uzatvorenom údolí. Aj napriek tomu sa zdá, že mnoho sprašového materiálu odtransportovala do Jadranského mora rieka Pád. Plocha primárnej spraše je relatívne malá a pravdepodobne je malá aj plocha sekundárnych sedimentov v oblasti delty rieky. Porovnávacíe analýzy spätosti medzi severotalianskymi sprašovými sedimentmi sa ešte nerobí. Jasné je, že na oblasť rieky Pád kontinentálne ľadodnenie nevplyvalo.

Sprašový materiál uložený na Z od Álp ovplyvnila rieka Rhôna, ktorá ho podstatne transportovala južným smerom k Stredozemnému moru.

Systémová analýza ukazuje, že sprašové oblasti

v povodiach veľkých riek sa formovali v týchto cykloch:



Záver

Dlhé roky ostrých sporov o pôvode sprašových sedimentov viedli k prílišnému zjednodušeniu koncepcie eolickej sedimentácie. Na tento spor sa teraz možno pozeráť z nadhľadu a čerpať z neho poučenie, že sa nehodno sústreďovať len na jeden dôležitý aspekt histórie vývinu spraše. Orientácia len na eolickú sedimentáciu môže zatemniť dôležitú úlohu, ktorú pri transporte sprašového materiálu hrala riečna činnosť. To však neznamena, že by sa eolické prenášanie nemalo pokladať za najdôležitejší transportný činiteľ pri formovaní sprašových sedimentov, ale treba poukázať aj na iné geologické dôležité udalosti.

Literatúra

- Kingsmill, T. W. 1906: The hydraulics of Great Rivers flowing through alluvial Plains. *The Shanghai Society of Engineers and Architects 1905-1906*, 41 s.
- Matthes, G. H. 1951: Paradoxa of the Mississippi. *J. Sci. Amer.*, 184 (4), 19-23.
- Orombelli, G. 1970: I depositi loessici di Copreno (Milano). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 89, 529-546.
- Smalley, I. J. 1972: The interaction of Great Rivers and large Deposits of primary Loess, New York. *Acad. of Sci., Ser. 2*, 34 (6), 534-542.
- Swineford, A., Frye, J. C. 1951: Petrography of the Peorian Loess in Kansas. *Geol. J.*, 59, 4, 306-322.

Sedimentogenesis of loesses

Loesses form very complicated system, which is characterized by conditions of sedimentations. Similarity of loess sediments witnesses about the activity of common processes, however, it does not mean that all loesses of the world are the same, as one believes in the past. There are remarkable differences between individual loess areas, above all in mineralogical composition. It is necessary to analyse individual loess accumulations, at least in rough features, in order to determine special factors of their sedimentation.

Interactions of various agents of sedimentogenesis were omitted many times in eolian hypothesis of the origin of loesses, which simplified and schematized the problem of sedimentation of loesses. It has been ascertained, by the analysis of loess areas in river basins of principal

ivers of the world, namely the Hwang Ho in China, the Mississippi in the USA, the Rhine, the Danube, the Po and the Rhone, that the loess area of the above mentioned rivers have one common thing. In all cases primary eolian sediment was transported, resedimented and transformed by the river. The formation of loess sediments can be divided into five stages. In the first stage primary loesses originated by eolian way. Loess material originated by glacial grinding of rocks and desert disintegration. In the second stage this material interacted with the river. The third stage is represented by transport of primary loesses and their sedimentation in fluvial plain. In further stage this material is wind-blown from fluvial plains by eolian activity. In the last stage loesses of second cycle are resedimented.

Inžinierskogeologické aspekty ochrany podzemných vôd pred znečistením v územiach intenzívnej antropogénnej činnosti

VALERIJ IVANVIČ SERGEJEV, TAŤJANA GEORGIJEVNÁ ŠIMKO, ALEXANDER TIMOFEJEVIČ SOKOLOVSKIJ

Moskovská štátna univerzita, Geologická fakulta, Problémové laboratórium ochrany geologického prostredia, 119 899 Moskva

(Doručené 22. 3. 1990)

Engineering geological aspects of protection of groundwater against pollution in areas with intensive anthropogeneous activity

Sorption properties of soils is influenced by their mineral composition. In nature, fine-grained soils can form naturally geochemical barrier against migration of surrounding rock pollutants. Artificial barriers are based on the principle of technical reclamation of soils. by their compaction, sealing from gelatinized chemical solutions with high sorption ability and by building up vertical seal elements. Geophysical methods and hydrodynamic measurements enable to check the quality of sealing.

Úvod

Podzemné vody sú jednou zo základných zložiek prostredia a s povrchovými vodami sú neoddeliteľnou súčasťou životného prostredia človeka. V posledných rokoch sa v súvislosti so znečistením alebo vyčerpaním povrchových vodných nádrží stala podzemná voda jediným zdrojom vody mnohých oblastí a priemyselných centier. Avšak aj na ňu záporne vplyva rozličná antropogénna činnosť, čo sa intenzívne prejavuje najmä v banských oblastiach a v miestach so sústredeným spracovateľským a chemickým priemyslom, v ktorých sú základnými zdrojmi znečistenia skládky tuhého aj tekutého odpadu priemyslových závodov. Intenzitu znečistenia vody podmieňuje priepustnosť a pohlcujúca schopnosť vrstvy zeminy tvoriacej podložie skládky odpadu. Zdrojom škodlivých látok bývajú aj trasy potrubia, v ktorom sú možné poruchy.

Problematika ochrany geologického prostredia

Štúdiom ochrany geologického prostredia a jeho významnej súčasti – podzemnej vody – sa zaoberajú prakticky všetky významnejšie geologické organizácie v ZSSR a v iných krajinách. Hlavný dôraz sa zvyčajne kladie na monitoring (t. j. zaznamenanie rozsahu znečistenia), alebo v lepšom prípade na prognózy odstraňovania znečistenia v dôsledku technogénnych opatrení. V súčasnosti je však takýto prístup už nedostačujúci a vyžadujú sa účinné prostriedky, ktoré by vzniku a rozšíreniu znečistenia podzemnej vody zabránili. Medzi takéto opatrenia ochraňujúce prostredie v miestach

skládkovania odpadu patrí najmä ílové (bentonitové) tesnenie, ktoré je schopné nielen znížiť intenzitu filtrácie znečisťujúcich prvkov do zeminy, ale aj v značnej miere ich pohlcovať. Podobné tesnenia sa často projektujú bez potrebných podkladov – spravidla sa neberie do úvahy pohlcovacia schopnosť ílového materiálu vo vzťahu k rôznym toxickým prvkom, neprognozuje sa kritické dovolené zaťaženie na tesnenie, a preto nemožno predpovedať ani obdobie efektívnej činnosti tesnenia, teda čas, po ktorého uplynutí začnú toxické prvky do podzemnej vody prenikať. To značí, že sa neuvádza hraničný časový úsek, počas ktorého je prevádzka odkaliska bezpečná, neurčuje sa nevyhnutná mocnosť ílového tesnenia dostatočne ochraňujúceho podzemnú vodu v istom konkrétnom časovom úseku prevádzky odkaliska.

Rovnako nájostojivo vystupuje do popredia aj otázka výberu vhodných lokalít na ukladanie toxického odpadu, ako aj situovania trás potrubia so škodlivými látkami.

Tradičné metódy inžinierskogeologického výskumu a rajónovania území prijaté v ZSSR a ďalších krajinách nedovoľujú v dostatočnej miere odpovedať na otázku, či bude prirodzená mocnosť zeminy spoľahlivým tesnením, či ochráni podzemnú vodu od znečistenia. Charakteristika zeminy vo vyčlenených rajónoch údajmi o ich minerálnom zložení, hustote a hustote pevných častíc, štruktúrnych zvláštnostiach, koeficiente filtrácie a pod. nedovoľuje zhodnotiť zeminu ako prirodzené tesnenie pri konkrétnych typoch znečistenia. Analogický nedostatok inžinierskogeologickej informácie sa prejavuje aj pri projektovaní trás potrubia s toxickými látkami. Nedostatok údajov o tesnia-

cej (pohlcovacej) schopnosti zeminy nedovoľuje predvídavo realizovať opatrenia, ktoré by znemožňovali znečistenie podzemnej vody na najnebezpečnejších úsekoch trasy potrubia v prípade jeho porušenia.

Pri posudzovaní možného prenikania toxických prvkov do podzemnej vody z odkalísk alebo z miest poškodenia potrubia je nevyhnutné zhodnotiť vrstvu zeminy predovšetkým ako prirodzenú geochemickú bariéru migrácie znečisťujúcich prvkov. Viaceré inžinierskogeologické štúdie poukázali na to, že mnohé typy zeminy obsahujúce organické látky a ílové minerály (predovšetkým montmorillonit) majú vo vzťahu k viacerým chemickým prvkom, nevylučujúc asi toxické, vysokú pohlcovaciu schopnosť. Ale na kvantitatívne zhodnotenie istej mocnosti zeminy z hľadiska jej funkcie ako prirodzenej geochemickej bariéry, určenie jej tesniacej schopnosti, prognózovanie migrácie toxických elementov v zemine a, prirodzene, určenie dovoleného časového úseku bezpečnej prevádzky odkalísk sú samotné metódy inžinierskej geológie nedostatočné. Takéto úlohy možno riešiť iba v spolupráci odborníkov rozličných vedných disciplín. Úloha inžinierskych geológov spočíva najmä v typizácii zeminy daného územia na základe jej genézy a faciálneho zloženia, v štúdiu štruktúrno-textúrnych osobitostí a minerálneho zloženia zeminy. Spolupráca špecialistov geochemického zamerania a chemikov je nevyhnutná pri štúdiu fyzikálno-chemických procesov prebiehajúcich pri migrácii znečisťujúcich elementov vo vrstve zeminy, spolupráca mikrobiológov zasa pri štúdiu vplyvu mikrobiologického faktora na proces pohlcovania a stability sorbujúcich sa polôh hornín a nakoncom spolupráca fyzikov a matematikov vyúsťuje do vypracovania matematických modelov imitujúcich proces migrácie znečisťujúcich elementov vo vrstvách zeminy rôzneho zloženia a štruktúry. V prípadoch, keď treba tesniace vlastnosti prirodzenej zeminy zvýšiť, vystupuje do popredia spolupráca s odborníkmi na technickú melioráciu, ktorí používajú metódy zhutňovania, injektáže zeminy a pod. Spolupráca uvedených špecialistov dovoľuje zdôvodnene zhodnotiť vrstvu zeminy ako prirodzenú chemickú bariéru alebo umelú tesniacu clonu.

Ochrana podzemných vôd pred znečistením sa skúma v Problémovom laboratóriu ochrany Geologického prostredia (PLOGP) geologickej fakulty Moskovskej štátnej univerzity.

Vedeckovýskumná práca súvisiaca s ochranou podzemných vôd sa rozvíja v štyroch hlavných smeroch:

1. inžinierskogeologický výskum územia na skládkovanie priemyselného odpadu,
2. typizácia územia na základe litologicko-faciálnych a geomorfologicko-tektonických príznakov,

3. štúdium vrstiev zeminy ako prirodzenej geochemickej bariéry voči migrácii chemických prvkov znečisťujúcich podzemnú vodu,

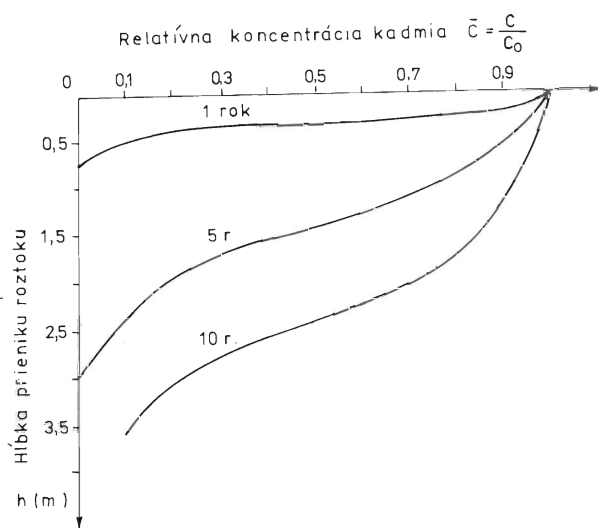
4. vytváranie a štúdium činnosti umelých geochemických bariér proti migrácii znečisťujúcich prvkov.

Prvé dva okruhy problémov sa riešia v podstate na základe metodík rozpracovaných v predchádzajúcom období v oblasti inžinierskej geológie, ďalšie dva odzrkadľujú nové smery v oblasti ochrany podzemnej vody. Práve na ich podrobnejšiu analýzu sa sústreďíme v ďalšom texte.

Štúdium vrstvy zeminy ako prirodzenej geochemickej bariéry proti migrácii chemických kontaminátov podzemnej vody

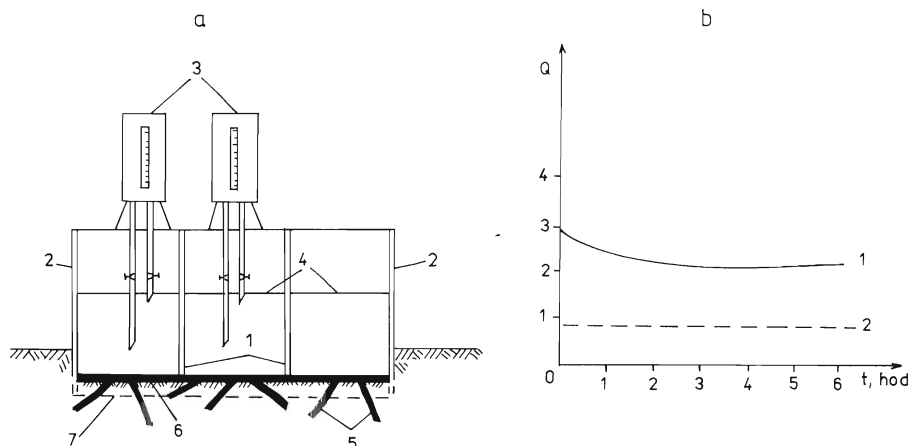
Štúdium sorpčných schopností zeminy sa začína odberom vzoriek nenarušenej štruktúry z vyčlenených charakteristických častí územia, v ktorom sa napríklad predpokladá realizácia odkalísk.

Ďalej sa vo vzorkách odobraných z rozličnej hĺbky podľa geologického rezu v laboratóriu určujú fyzikálne a mechanické vlastnosti zeminy a migračné parametre toxických prvkov, ktoré sú v odpade z konkrétneho závodu. Sorpčná schopnosť zeminy sa zisťuje podľa nasledujúcej metodiky: Cez vzorku zeminy nenarušenej štruktúry sa filtruje roztok obsahujúci toxické prvky. Na získanie vstupnej krivky koncentrácie je zostrojené zariadenie obsahujúce filtračný valec, systém privodu roztoku a systém odberu vzoriek. V jednotlivých dávkach vytekajúceho filtrátu sa pomocou aktívneho absorbéra určuje koncentrácia toxického elementu. Na základe týchto údajov sa zostrojuje závislosť relatívnej koncentrácie roztoku od prefil-



Obr. 1. Zmena koncentrácie kadmia s hĺbkou.

Fig. 1. Correlation between cadmium concentration and the depth.



Obr. 2. Schéma určenia prietoku vody cez zeminu prirodzenej štruktúry a utesnenú gélotvorným roztokom (podľa modifikovanej metodiky Nesterova-Boldyreva). a) schéma experimentu: 1 – vnútorný kruh, 2 – vonkajší kruh, 3 – merné nádoby s kvapalinou, 4 – úrovne vody vo vnútornom a vonkajšom kruhu, 5 – výrazné prvky nerovnorodosti zeminy, ktoré sa v druhom štádiu určenia priepustnosti zaplňajú gélotvorným roztokom, 6 – zóna nasýtenia zeminy gélotvorným roztokom, ktorá sa odstraňuje v treťom štádiu pokusu, 7 – hĺbka osadenia kruhov v treťom štádiu pokusu; b) údaje v priebehu nalievacieho pokusu: 1 – zmeny prietoku vody v čase v zemine prirodzenej štruktúry, 2 – zmeny prietoku vody v čase v zemine, ktorej výrazné póry a dutiny utesňuje gél chemického roztoku.

Fig. 2. Scheme of water discharge determination through soil with natural structure sealed with gel forming solution (according to Nesterov-Boldyrev's modified method). a) scheme of experiment: 1 – inner circle, 2 – outer circle, 3 – measuring vessels with liquid, 4 – water levels in inner and outer circle respectively, 5 – distinct elements of non-uniformity of soil, which are filled with gel forming solution in the second stage of determination, 6 – zone of saturation of soil with gel forming solution, which is removed in the third stage of experiment, 7 – depth of tighten of circles in third stage of experiment; b) data on course of pouring test: 1 – chronological variations of water discharge in soils with natural texture, 2 – chronological variations of water discharge in soils with sealed pores and interstices by chemical solution.

trovaného objemu alebo od času filtrácie. Táto vstupná krivka predstavuje základ na výpočet migračných parametrov. Pomocou existujúceho matematického aparátu založeného na metóde etalónových kriviek s použitím špeciálnych matematických funkcií sa môžu vypočítať tieto migračné parametre: N – veličina sorpčného objemu zeminy vo vzťahu ku konkrétnemu chemickému komponentu, n_0 – aktívna pórovitosť, n_e – efektívna pórovitosť, w – objem stagnačných zón v pórovitom prostredí, δ – štruktúrny parameter prostredia, β – koeficient distribúcie, α – koeficient rýchlosti sorpcie.

Ďalší postup spracúvania údajov sa zakladá na použití rovníc opisujúcich matematické modely procesu migrácie toxických prvkov v zemine. Ich riešenie dovoľuje prognózovať migráciu prvkov. Chápeme tým prognózovanie priestorovo-časových zákonitostí zmeny koncentrácie znečisťovateľov kontaminátov v systéme roztok – zemina. Zostavovanie modelu je späté so súborom prejavov rôznych fyzikálno-chemických procesov. V závislosti od prírodných zvláštností objektu, zloženia migrujúcich roztokov, priestorovo-časovej mierky a charakteru okrajových podmienok sa v každom jednotlivom prípade používa konkrétny model. Model závisí aj od heterogenity posudzovaného horninového prostredia. Ak sa nepodarí nájsť čisto analytické riešenie alebo funkciu, toto riešenie

aproximujúce daný matematický model s určenými migračnými parametrami sa rieši na osobných počítačoch najmodernejšími výpočtovými metódami. Na základe vybraného riešenia sa zostavujú nevyhnutné závislosti a grafy. Metodika výpočtov vychádza z teoretických prác Šestakova, Mironenka, Rošafa a Freuda.

V problémovom laboratóriu ochrany geologického prostredia sa štúdium podľa opísanej metodiky vykonávalo v sprašových zeminách s použitím roztokov obsahujúcich Cd, Zn, Pb, Cu, Mn, Fe, Co. Na obr. 1 sú údaje z výpočtu zmeny koncentrácie Cd smerom do hĺbky vo vrstve spraše použitej ako sorpčné tesnenie v období za jeden, päť a desať rokov. Ako vyplýva z obrázka, sorpčné vlastnosti zeminy vo vzťahu k Cd sú natoľko veľké, že už prvé 3 m pohlcujú počas desiatich rokov všetko prenikajúce kadmium. Pritom vstupná koncentrácia roztoku predstavovala 500 000 npk (npk – najvyššia prípustná koncentrácia kadmia v podzemných vodách predstavuje 0,001 mg l⁻¹).

Napriek tomu treba vziať do úvahy, že sa prienik znečistenia vykonal pre sprašovú zeminu rovnorodej štruktúry zodpovedajúcu laboratórnej vzorke. Táto metodika je preto vhodná na zhodnotenie účinnosti ílových umelých tesnení s rovnorodou štruktúrou. V prirodzených zeminách, najmä v spraši, treba zohľadňovať makronerovnorodost vrstvy v reálnych prírodných podmienkach,

najmä prítomnosť puklín, veľkých pórov a iných porušení súvisiacich s činnosťou zvierat a rastlín. V dôsledku takejto nerovnorodosti sa značná časť tekutej fázy toxických odpadov filtruje cez uvedené prvky nerovnorodosti, preto nie je dostatočný kontakt roztoku so zemínou, a tak sa toxické prvky nepohlcujú a môžu prenikať do podzemnej vody. To vedie aj k ťažkostiam pri určovaní objemu roztoku, ktorý preniká cez veľké póry, pukliny, atď., a na ktorý sorpčná schopnosť základného objemu zeminy nevplyva. Určiť túto časť roztoku možno pomocou samostatného zmerania prietoku cez základnú hmotu zeminy a cez už uvedené prvky nerovnorodosti.

V súvislosti s tým sa v laboratóriu vypracovala metodika dovoľujúca pri terénnom určovaní priepustnosti vylúčiť na istej ploche prietok vody cez dutiny, otvory po živočíchoch a iné porušenia v štruktúre zeminy. Základným predpokladom je zaplniť dutiny a iné otvory gélotvorným roztokom, ktorý ich dostatočne utesní. Schéma takéhoto postupu je na obr. 2. Má tri štádiá, pričom sa používa zariadenie na zisťovanie priepustnosti zeminy pomocou metódy Nesterova – Boldyreva. V prvom štádiu sa určí prietok vody, v druhom sa vykoná tamponáž veľkých pórov gélotvorným roztokom a v treťom sa určí prietok vody cez utesnenú zeminu. Takto zistené údaje o rozdielnych hodnotách priepustnosti dovoľujú upravovať matematický model opisujúci proces migrácie znečistenia v zemine.

Štúdium vrstvy zeminy ako prirodzenej geochemickej bariéry podľa opísanej metodiky môže poskytnúť kladné aj záporné výsledky. Za kladný sa pokladá výsledok, pri ktorom sorpčná schopnosť vrstvy zeminy zabezpečuje dostatočné utesnenie, a teda aj ochranu podzemnej vody počas prevádzky odkaliska. Za záporný sa považuje výsledok, pri ktorom je sorpčná a s tým súvisiaca tesniaca schopnosť zeminy nedostatočná. V takom prípade je nevyhnutné vytvoriť umelú geochemickú bariéru.

Vytváranie a štúdium účinnosti umelých bariér proti migrácii znečistenia

Na vytváranie umelých bariér sa môžu používať rozličné spôsoby úpravy zeminy známe z technickej meliorácie, a to predovšetkým zhutnenie zeminy a vytváranie umelých geochemických bariér pomocou špeciálnych gélotvorných roztokov.

Zhutnenie zeminy sa vykonáva s cieľom znížiť hodnotu aktívnej pórovitosti (n_0) a zvýšiť efektívnu pórovitosť (n_e). Dosahuje sa to zmenšením veľkých pórov v zemine, likvidáciou dutín a otvorov súvisiacich s činnosťou rastlín, živočíchov a pod. Zhutnenie sa vykonáva ubíjacími zariadeniami, porušením s predbežným zvlhčením a inými

metódami podľa rozpracovaných technológií.

Základnou výskumnou úlohou laboratória je štúdium migračných parametrov toxických prvkov v zhutnenej zemine. Metodika určovania týchto parametrov a prognóza rozšírenia znečistenia je analogická ako pri už opísaných postupoch.

Umelé geochemické bariéry pomocou gélotvorných roztokov sa vytvárajú s dvoma základnými zámermi: a) zaplniť veľké póry, otvory a iné narušenia rovnorodosti zeminy gélom špeciálneho chemického zloženia; tento spôsob sa používa, ak má základná hmota zeminy vysokú sorpčnú schopnosť a malú priepustnosť; b) zaplniť gélom všetky póry vo vrchnej časti vrstvy zeminy pod dnom projektovaného odkaliska; táto metóda sa používa pri nemalej sorpčnej schopnosti zeminy a pri jej veľkej priepustnosti.

Chemický gélotvorný roztok musí mať vo vzťahu k toxickým látkam vysokú sorpčnú schopnosť. Patria medzi ne napr. roztoky na báze tekutého skla ($\text{Na}_2\text{O} \cdot n \cdot \text{SiO}_2$), šťaveľovej kyseliny ($\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) a síranu hlinitého ($\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$). Vstupná viskozita tohto roztoku nepresahuje $1,5 \tau$, je teda blízka viskozite vody. Čas potrebný na tvorbu gélu sa ľahko reguluje vzájomným vzťahom komponentov. Koeficient filtrácie gélu neprevyšuje $1,2 \cdot 10^{-5} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$. Štúdiá vykonané v laboratóriu preukázali, že gél takéhoto roztoku má vysokú sorpčnú schopnosť voči takým prvkom, ako sú Mn, Cu, Fe, Co, Ni, Cd. Tab. 1 udáva výšku stĺpca roztoku obsahujúceho ťažké kovy v množstve 100 npk, ktoré môžu byť pohltené gélovým tesnením hrúbky 10 cm.

V laboratóriu sa rozpracúva aj metodika určovania migračných parametrov toxických prvkov v systéme zemina – gél chemického roztoku.

Povrchová úprava zeminy veľkej pórovitosti gélotvorným roztokom dovoľuje znížiť koeficient filtrácie až po hodnotu $1,2 \cdot 10^{-5} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$. V súčasnosti sú k dispozícii výsledky terénneho overovania tejto metódy v piesčitej zemine. V tab. 2 sú výsledky zmenšenia priepustnosti piesčitej vrstvy po jej nasýtení gélotvorným roztokom

TAB. 1

Rozdielna schopnosť prieniku niektorých prvkov gélovým tesnením hrúbky 10 cm
Different penetration ability of some elements through gel sealing of 10 cm thickness

Kontaminát vstupujúci do odkaliska v koncentrácii 100 npk	Mn	Cu	Fe	Co	Ni	Cd
Výška stĺpca roztoku s kontaminátom (m), negatívny vplyv, ktorého môže gélové tesnenie hrúbky 10 cm eliminovať	~60	~50	~50	~60	~100	~300

TAB. 2

Hodnoty koeficientov filtrácie pieskov do nasýtenia roztokom a po ňom (na báze tekutého skla)
 Values of filtration coefficients for sands both until and after saturation by solution (on the basis of sodium silicate)

	Číslo skúšobnej plochy							
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Koeficient filtrácie piesku do nasýtenia roztokom, k_f (cm.s ⁻¹)	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$
Technológia predbežnej prípravy skúšobných plôch	prirodzený stav so zvlhčením	zvlhčenie s prekyprením do hĺbky 5 cm	prirodzený stav so zvlhčením	prirodzený stav so zvlhčením	prirodzený stav so zvlhčením	zvlhčenie s kyprením do hĺbky 5 cm a zhutnenie po napustení roztoku	prirodzený stav so zvlhčením	prirodzený stav so zvlhčením
Technológia spracovania gélotvorným roztokom	rozstrek až do vytvorenia kaluží	rozstrek až do vytvorenia kaluží	rozstrek až do vytvorenia kaluží	do úplného prekrytia celého povrchu skúšobnej plochy	do úplného prekrytia celého povrchu skúšobnej plochy	rozstrek až do vytvorenia kaluží	do úplného prekrytia celého povrchu skúšobnej plochy	
Dĺžka tvorenia gélov (hod.)	24	2	2	24	1,25	2	2	
Množstvo spotrebovaného roztoku (l)	24	30	12	100	130	30	80	
Koeficient filtrácie piesku 24 dní po jeho úprave gélotvorným roztokom k_F (cm . s ⁻¹)	$0,011 \cdot 10^{-3}$	$0,12 \cdot 10^{-3}$	$0,17 \cdot 10^{-3}$	$0,608 \cdot 10^{-3}$	$0,02 \cdot 10^{-3}$	$0,12 \cdot 10^{-3}$	$0,01 \cdot 10^{-3}$	
k_F/k_f	580	53	37	775	305	53	580	

Poznámka: k_f sa na skúšobnej ploche VII určoval po jej úprave roztokom KOH 0,001 N, pH = 10. Experimenty vykonané v učebno-výskumnom stredisku Štátnej moskovskej univerzity v Meščiariach.

silikátu sodíka malej koncentrácie. Štúdium sa vykonalo na siedmich skúšobných plochách rozmerov $1,5 \times 1,5$ m. Ako vyplýva z tabuľky, priepustnosť piesku sa v niektorých prípadoch znížila 500 až 700-krát.

Positívne výsledky sa prejavili až po vyplnení otvorov v hlinitej zemine. V tab. 3 sú údaje o koeficiente filtrácie hlinitej zeminy pred úpravou a po úprave gélotvorným roztokom. V takomto prípade je efekt menší (zmenšenie koeficienta filtrácie 15 až 30-krát), pretože roztok nevniká bezprostredne do pórov zeminy, ale nasycuje iba väčšie otvory.

Vytváranie vertikálnych protifiltračných sorpčných tesnení zabráňujúcich migrácii kontaminátov

Vytvoriť vertikálnu stenu v zemine pomocou špeciálnych mechanizmov nemožno napríklad v prípade, ak sa vyžaduje veľká hĺbka steny alebo ak je zloženie zeminy nevhodné. V takých prípadoch sa v PLOGP skúmajú možnosti vytvoriť vertikálne tesnenie pomocou injektovania gélotvornými roztokmi s charakteristickou vysokou sorpčnou schopnosťou. Technológia realizácie ta-

kýchto tesnení spočíva v umelom vytváraní porúch, ktoré sa zaplnia gélom injekčného roztoku. Podmienkou vzniku vertikálnych porúch je, že horizontálne napätie v mieste injektovania ($\sigma_{x,y}$) je menšie ako vertikálne napätie (σ_z). Ako je známe, tento vzťah sa určuje výrazom

$$\sigma_{x,y} \approx 0,4 \gamma H,$$

kde γ je objem. tiaž zeminy a H je hĺbka injektovania.

V podmienkach zachovania tejto závislosti pri prekročení kritického tlaku vzniká v zemine porušenie v smere kolmom na minimálne hlavné napätie, t. j. orientované vertikálne. Takýto vzťah hlavných napätí v zemine existuje iba v prípade, ak nepôsobí tektonické napätie, nevplyvajú na ňu inžinierske diela a ďalšie faktory. Konkrétne prírodné podmienky sú zvyčajne zložitejšie. Jednou z úloh laboratória je rozpracovať technológiu vytvárania vertikálnych tesnení pri zohľadnení rozličných variantov napätového stavu v zóne injekčných prác. Efektívnosť činnosti vertikálneho viaceradového sorpčného tesnenia je založená na znižovaní rýchlosti filtračného prietoku a zväčšovaní jeho kontaktu so sorpčným povrchom plôch poruše-

TAB. 3

Koeficienty filtrácie hlinitého piesku do nasýtenia a po ich nasýtení gélotvorným roztokom (na báze tekutého skla) určené na odkalisku pri meste Plast
 Filtration coefficients of loamy sands both until and after their saturation with gel forming solution (on the basis of sodium silicate) determined on the setting pit near the town of Plast

	Číslo skúšobnej plochy			
	I.	II.	III.	IV.
Koeficient filtrácie hlinitého piesku do úpravy roztokom k_f (cm · s ⁻¹)	$0,44 \cdot 10^{-3}$	$0,44 \cdot 10^{-3}$	$0,31 \cdot 10^{-3}$	$0,19 \cdot 10^{-3}$
Technológia predbežnej prípravy skúšobných plôch	skypenie do hĺbky 3 cm a zhutnenie po pôsobení roztoku	skypenie do hĺbky 3 cm	skypenie do hĺbky 7–10 cm	skypenie do hĺbky 7–10 cm a zhutnenie po pôsobení roztoku
Technológia spracovania gélotvorným roztokom	rozstrek až do vytvorenia kaluží	rozstrek až do vytvorenia kaluží	rozstrek až do vytvorenia kaluží	rozstrek až do vytvorenia kaluží
Dĺžka tvorenia gélov (hod.)	1	1	1	1
Množstvo spotrebovaného roztoku (l)	15	15	400	40
Rozmer skúšobných plôch (m ²)	2,25	2,25	25,0	2,25
Koeficient filtrácie piesku 24 hodín po jeho úprave gélotvorným roztokom, k_r (cm · s ⁻¹)	$0,15 \cdot 10^{-4}$	$0,18 \cdot 10^{-4}$	$0,21 \cdot 10^{-4}$	$0,24 \cdot 10^{-4}$
k_r/k_f	30	24	15	8

nia. Takéto tesnenia sa môžu používať pri nevyhnutnosti odvieť alebo zachytiť prúdenie znečistenej podzemnej vody.

Riešenia súvisiace s vytváraním podobných tesnení sú v štádiu rozpracovania a experimentálneho overovania.

Kontrola kvality umelých geochemických bariér

Rozpracovanie metód vytvárania umelých tesnení predpokladá aj zostavenie metodiky kontroly kvality týchto tesnení. V súvislosti s tým sa v laboratóriu vykonáva výskum v dvoch smeroch: s použitím geofyzikálnych metód a metód hydrodynamической kontroly.

Geofyzikálne metódy

Na kontrolu efektívnosti umelého tesnenia sa používajú elektrické, akustické a nukleárne metódy. Elektrické metódy sú založené na tom, že injekčný roztok používaný na vytvorenie tesnenia má zvyčajne v porovnaní s pôrovou výplňou zeminy podstatne nižší (až rádovo) merný elektrický odpor. Používajú sa metódy nabitého telesa, prechodných odporov a bočnej karotážnej sondáže.

Akustické metódy vychádzajú z faktu, že pre

spevnenú zemínu – ako to ukázali laboratórne skúšky – sú charakteristické zvýšené hodnoty rýchlosti pozdĺžnych vln, v niektorých prípadoch dokonca aj v porovnaní so zemínou nasýtenou vodou. Vďaka tomu možno identifikovať nespevnené úseky medzi susednými injekčnými vrtmi. V súčasnosti sa rozpracúva metodika medzivrtného prezvúčovania v akustickom a ultrazvukovom rozsahu.

Laboratórne štúdium možností použitia nukleárnych metód poukázalo na to, že pri všetkých typoch chemických injekčných roztokov prechod z tekutého stavu do gélotvorného sprevádza prudké (o 1–2 rády) zmenšenie času pozdĺžnej relaxácie. Pri hlbšej lokalizácii sond je možná efektívna kontrola metódou jadrovej magnetickej rezonancie. Okrem toho sa študujú možnosti gama a neutrónových metód, prevažne citlivých na zmeny minerálneho zloženia zemín.

Hydrodynamické metódy

Metodika hydrodynamической kontroly vertikálnych protifiltrážnych tesnení sa zakladá na riešení obrátenej úlohy nestacionárnej profilovej geofiltrácie s určením parametrov vrstvy do vytvorenia tesnenia a po vytvorení. Úloha sa rieši modelovaním

reakcie úrovni v pozorovacích vrtoch hydrogeologického kríža rozloženého naprieč línii tesnenia. Zmena úrovni sa vyvoláva v centrálnom vrte hydrogeologického kríža. Dynamika zmeny úrovni sa zaznamenáva na obidvoch stranách tesniacej steny. Modelovanie profilovej nestacionárnej filtrácie sa rieši metódou hraničných prvkov na počítači Torch (V. Británia) v jazyku Fortran-77.

Mikrobiologické faktory v činnosti prirodzených a umelých geochemických bariér

Významná úloha mikroorganizmov je dobre známa pri transformáciách zlúčenín v biosfére. Ak v zemi prebiehajú také biochemické procesy, ako je okysličovanie Fe^{2+} , Mn^{2+} , redukcia Cr^{6+} , metylizácia zlúčenín ortuti, arzenu a iných prvkov, dochádza k zvýšeniu jej efektívnosti z hľadiska pôsobenia ako prirodzenej geochemickej bariéry. Po nasýtení vrstvy zeminy kontaminátmi sú mikroorganizmy jediným činiteľom, ktorý perspektívne obnovuje jej sorpčné a čistiacie schopnosti. V laboratóriu sa študovala sorpčná schopnosť mikroorganizmov vo vzťahu k Mn, Fe, Cr, Cd. Určilo sa, že v prípade organických znečistení je možné výlučne mikrobiologické očistenie a samoočistenie. Štúdium mikrobiologických transformácií v rôznych podmienkach aerácie, zvodnenia atď., dovoľuje zhodnotiť prínos činnosti mikróbov vzhľadom na efektívnosť práce geochemickej clony a prognózovať zmeny tejto efektívnosti.

Dôležitým prvkom ovplyvňujúcim efektívnosť činnosti umelých bariér je stabilita materiálu bariér, ako aj pohltených zlúčenín v čase. Existuje metodika hodnotenia stability materiálu bariéry (clony) voči mikrobiologickej degradácii a rozpracované sú postupy na odstraňovanie takejto degradácie. Znížiť alebo odstrániť desorpciu z umelej bariéry možno vďaka mikrobiologickým transformáciám adsorbovaných látok do nepohyblivého stavu. Zvýšiť pohlcujúcu schopnosť bariéry možno pomocou biomasy mikroorganizmov, ktorých schopnosť viazať (koncentrovať) kontamináty je známa.

Záver

Článok naznačuje iba základné smery výskum-

ných prác Problémového laboratória ochrany geologického prostredia Geologickej fakulty Štátnej moskovskej univerzity súvisiace s ochranou podzemných vôd od znečistenia v územiach s intenzívnou technogénnou činnosťou. Niektoré z úloh sa dokončievajú, iné rozpracúvajú. V súčasnosti sa hlavný dôraz kladie na ťažké kovy, ale komplexný prístup k riešeniu problematiky sa môže použiť aj pri iných znečisťujúcich elementoch.

Základné princípy späté s ochranou podzemných vôd sú:

1. V podmienkach aktívneho technogénneho vplyvu na okolité prostredie je nevyhnutné prejsť od monitoringu k rozpracovaniu konkrétnych opatrení na oslabenie intenzity znečistenia prostredia, predovšetkým podzemnej vody.

2. V štádiu inžinierskogeologického prieskumu v oblastiach znečistenia geologického prostredia treba vykonávať výskum dovoľujúci zhodnotiť sorpčnú schopnosť vrstiev zeminy a migračné parametre kontaminátov.

3. Vyberať miesta skládok a odkališkov a rozpracovať opatrenia na ochranu podzemných vôd možno iba na základe komplexného výskumu za účasti špecialistov z rozličných vedných odborov – geológov, chemikov, fyzikov, matematikov.

4. Je nevyhnutné študovať prirodzené vrstvy zeminy z hľadiska ich pôsobenia ako geochemických bariér a venovať pozornosť aj sorpčným vlastnostiam umelého ílového (bentonitového) tesnenia a tesnenia z gélotvorných chemických roztokov, ktoré majú vysokú sorpčnú schopnosť.

5. Na zabezpečenie spoľahlivej efektívnej činnosti vertikálneho umelého tesnenia je nevyhnutné rozvíjať metódy kontroly jeho kvality. Tieto metódy môžu byť založené na geofyzikálnych a hydrodynamických meraniach.

6. Komplexné zhodnotenie efektívnosti opatrení na ochranu podzemných vôd pred znečistením musí vychádzať z moderných metód modelovania procesov filtrácie podzemnej vody a migrácie kontaminátov. V súvislosti s tým je nevyhnutné rozvíjať metódy matematického modelovania, ktoré umožňujú riešiť otázky o najefektívnejšej uľahnutosti umelých sorpčných bariér a ich najvhodnejšom umiestnení z hľadiska ekologickej ochrany.

Engineering geological aspects of protection of groundwater against pollution in areas with intensive anthropogeneous activity

Present situation in protection of geological environment requires transition from research and prognosis of pollution to particular measures for protection of environment against anthropogeneous influences. Both theoretical explanation and formation of practical meas-

ures for decreasing of groundwater pollution by toxic wastes of mining industry are dealt with in the Laboratory for protection of geological environment of the Faculty of Geology of Moscow University.

Research work is aimed at four thematic fields:

1. Engineering geological investigation of an area for industrial waste disposal;
2. Typization of an area on the basis of lithological-facial and geomorphologic-tectonic characteristics with the aim at selection of localities for setting pits or other similar objects;
3. Investigation of soil layers as natural geochemical barrier against migration of chemical elements, which pollute groundwater;
4. Investigation of operation of artificial geochemical barriers from clay materials and gel forming materials.

Solution of tasks is complex, with specialists from geology, engineering geology, hydrogeology, technical reclamation and also from chemistry, physics, mathematics and microbiology.

The article is aimed at the third and fourth of the above fields.

The investigation of a layer of soil as a geochemical barrier starts with collection of samples of soil with undisturbed texture from typical parts of investigated area. Migration parameters of toxic elements, present in industrial wastes, are determined on these samples under laboratory conditions. Furthermore, changes in concen-

tration of pollutants in a layer of soil are predicted on the basis of the above mentioned parameters using mathematic model of the process of migration of elements in soil. Results of calculation of changes of cadmium (Cd) concentrations in loess for different times of setting pit operation are given in Fig. 1.

One of the most important parameters, which influence the accuracy of prediction is the permeability of soil, which forms sealing of setting pit. The method of differentiated determination of the permeability of a layer of loess with non-uniform structure (large pores, openings due to animal activity, weakened zones etc.) was prepared in laboratory.

When natural soil has unsatisfactory sealing abilities, it is possible to use various methods of its processing, known from technical reclamation. Method of investigation of sorption ability of a such artificial sealing is analogous to the above one.

Geophysical and hydrodynamic check methods have been prepared for the investigation of quality of artificial geochemical barriers.

The investigation of sorption complexes in time is also done regarding microbiological factor.

Úlohy inžinierskej geológie pri hospodárskej výstavbe a ochrane životného prostredia

RUDOLF ONDRÁŠIK¹, IGOR MODLITBA², IVAN ŠARÍK³

¹ Katedra inžinierskej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

² Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

³ Slovenský geologický úrad, Bukureštská 4, 817 62 Bratislava

(Doručené 26. 11. 1990)

Tasks of engineering geology in sustainable development and environmental planning

Tasks of engineering geology with regard to social and economic changes, such as administrative decentralization and the forthcoming free market, were discussed at the fifth Slovak geological conference in 1990. It was stated that in addition to site investigation engineering geology prepares a lot of inevitable common data for rational land-use and environmental planning. That is why specific activities, such as regional engineering geological research, mapping and evaluation of geodynamic phenomena, require central direction henceforth.

Úvod

Inžinierska geológia ako interdisciplinárny odbor na rozhraní prírodných a technických vied sa za posledných desať rokov stala jedným z nosných odborov geologických vied transformujúcim poznatky geológie do technických disciplín, a hlavne zapojením sa aj do riešenia problémov tvorby a ochrany životného prostredia.

Uplatňovanie zákona o ochrane pôdneho fondu posúva stále náročnejšiu výstavbu na svahy a do zložitých inžinierskogeologických podmienok. Preto popri bežných úlohách musí inžinierska geológia venovať zvýšené úsilie prognóze interakcií medzi stavebnými a inými dielami s ich geologickým prostredím a navrhovaniu účinných opatrení na reguláciu správania geologického prostredia.

Inžinierska geológia a ochrana životného prostredia

V súvislosti s riešením otázok tvorby a ochrany životného prostredia spoločnosti inžinierska geológia prednostne rieši nasledujúce okruhy otázok:

1. Ochrana spoločnosti pred priamymi následkami ničivých geologických procesov, u nás najmä zosunov. Ich výskumu a prieskumu sa venuje systematická dlhodobá pozornosť. V seizmických oblastiach treba navyše väčšiu pozornosť venovať najmä inžinierskogeologickým aspektom seizmickej mikrorajonizácie a brať do ohľadu seizmografické javy. V nížinách a kotlinách sa pozornosť venuje aj presadaniu spráše, objemovým zmenám

hornín, sufózií a ďalším procesom ohrozujúcim stavby.

2. Príprava komplexných podkladov o geologickom prostredí na ovládanie jeho interakcií s technickými dielami, najmä takými, ktoré výrazne ovplyvňujú dynamickú rovnováhu geologického prostredia s následným spätným vplyvom nielen na samostatné technické diela, ale aj na rovnováhu v ekosystémoch živej zložky prírody. Aj keď sa v tejto oblasti vykonalo veľa, treba vyvinúť ešte väčšie úsilie, aby sa nestalo napr. to, čo v prípade vodného diela Gabčíkovo, kde inžinierskogeologický prieskum splnil napr. požiadavky projektantov bez zvyšku, ale širšie súvislosti nerešpektoval. Bola to napr. zmena režimu vodného toku Dunaja následkom vybudovania sústavy vodných diel na Dunaji a jeho prítokoch v Rakúsku v 60-ych rokoch, čím nastalo vyrovnanie prietokov bez povodňových vln a redukcia pohybu štrku v koryte vodného toku. Následné zarezanie koryta Dunaja o 1 m a viac na našom území a pokles hladiny podzemnej vody sa odrazili v narušení režimu podzemných vôd a ekosystému živej zložky prírody na Žitnom ostrove. Výstavba vodného diela do toho vnáša ďalšie vplyvy. V súvislosti s jeho dokončením treba v súčasnosti riešiť rad problémov, s ktorými pôvodný projekt nerátal. Je pochopiteľné, že to nemožno pripísať iba na vrub inžinierskogeologického prieskumu. Inžinierskogeologické podklady sú súčasťou predprojektovej prípravy, v rámci ktorej sa musia sledovať aj uvedené súvislosti. Dal by sa uviesť aj rad ďalších príkladov, ktoré sa v minulosti zanedbávali často aj napriek

upozornovaní inžinierskych geológov, ba vyskytli sa aj prípady zjavnej nekompetentnosti riešiteľov. Sú to drahé poučenia, a preto sa v budúcnosti musí vytvoriť taký mechanizmus, aby sa k náročným projektom a ich častiam, teda aj k inžinierskogeologickému prieskumu a jeho výsledkom mohla vyjadriť široká verejnosť. Potom sa závery musia stať záväznými pre všetky orgány aj verejnosť a výstavba sa musí stať výlučne vecou poverenej stavebnej organizácie a odborného dozoru.

3. Ochrana geologického prostredia a krajiny pred rozrušením a znečistením sa čoraz viac spája najmä s rozsiahlou ťažbou nerastných surovín a s odkladaním ťažobného, priemyslového a obrovských máš komunálneho odpadu. V tejto súvislosti sa začalo s registráciou doterajších zmien geologického prostredia, ale zatiaľ sa vykonáva iba v obmedzenom rozsahu. Je to najmä registrácia skládok vo vybraných územiach a ovplyvnenie povrchu územia nad vyťaženými ložiskami uhlia v handlovskom revíri. Hodnotenie zmien geologického prostredia treba rozšíriť na celé územie Slovenska, vypracovať prognózu ďalších zmien a v najviac ohrozených územiach navrhnúť opatrenia na zlepšenie alebo aspoň zachovanie terajšieho stavu. Je nevyhnutné urýchlene usmerňovať nové skládky do území, kde je najmenšie ohrozenie z hľadiska znečistenia podzemných vôd, a navrhnúť opatrenia na konštrukciu skládok a ich kontrolu. Pozornosť treba venovať aj reakciám odpadov, najmä ich výluhov s podloží, pretože v niektorých prípadoch sa môže zvýšiť priepustnosť aj pôvodne málo priepustných vrstiev, ktoré sa pokladali za dostatočné izolátory. Nemožno vylúčiť, že sa pôsobením výluhov z odpadov zmenia aj ďalšie inžinierskogeologické vlastnosti hornín, ako je pevnosť, stlačiteľnosť a pod.

Pri riešení týchto otázok je nevyhnutná spolupráca so širokým okruhom odborníkov z iných oblastí. Popri tradičnej spolupráci s geológmi iných odborov a stavebnými inžiniermi treba užšie spolupracovať najmä s pedológmi, mikrobiológmi, sociológmi a inými, pre inžiniersku geológiu netradičnými odbormi spolupráce.

Základnou metódou inžinierskogeologického výskumu a prieskumu je, bolo a bude inžinierskogeologické mapovanie. Význam máp pre správne umiestnenie a projektovanie obytných komplexov, komunikácií, priemyselných, hydrotechnických a iných stavieb ustavične rastie. Inžinierskogeologické mapy nadobúdajú stále väčší význam aj ako dôležitý článok v komplexnom systéme tvorby a ochrany životného prostredia.

Slovenský geologický úrad v súlade s Projektom hlavných smerov urbanizácie Slovenska zabezpečuje inžinierskogeologické mapy 13 urbanizačných oblastí. Zásluhou kolektívu odborníkov IGHP, š. p., Žilina, GÚDŠ Bratislava, Katedry

inžinierskej geológie PF UK Bratislava a Katedry geotechniky SF SVŠT Bratislava tento program úspešne realizuje. Inžinierskogeologické mapy v mierke 1 : 10 000, zostavované a tlačené najmodernejšou reprografickou technikou v tlačiarňach, budú ukončené do roku 1995.

Významným je aj atlas Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska v mierke 1 : 200 000, ktorý na základe požiadavky Slovenského geologického úradu vypracovala Katedra inžinierskej geológie PF UK. Oceňujeme tieto mapy nielen ako odborný podklad na plánovanie, urbanizáciu a ďalšiu investičnú výstavbu u nás, ale aj ako odbornovo-vedecký a reprezentačný materiál našej geológie.

Dlhodobý vedecký výskum, praktické inžinierskogeologické mapovanie a účasť našich odborníkov na medzinárodnej unifikácii metód inžinierskogeologického mapovania dokumentuje vysokú úroveň československej mapovacej školy. V súlade s uvedeným vývojom novelizoval Slovenský geologický úrad aj Smernice o inžinierskogeologickom mapovaní z roku 1970.

Medzi základné a úspešné programy, ktoré riadi a koordinuje Slovenský geologický úrad, už tradične patrí výskum svahových deformácií, na ktorom sa zúčastňovali pracovníci IGHP, š. p., Žilina, Katedry geotechniky SVŠT a GÚDŠ Bratislava. V poslednom desaťročí prebiehal v troch hlavných smeroch:

1. Hodnotenie a prognóza stability svahov, a to najmä z hľadiska ťažby nerastných surovín a výstavby sídlisk. Realizačným výstupom boli hlavne prognózy stability svahov po vybudovaní inžinierskych diel. Výsledky sa využívali na usmerňovanie situovania stavebných objektov a stavebnej činnosti v ohrozených územiach.

2. Tretia etapa registrácie svahových deformácií na území Slovenska. Jej cieľom bolo doplniť register novými údajmi o rozmiestnení a vývoji svahových deformácií. V súčasnosti je registrácia inovovaná asi na 70 % územia SR. Zaregistrovaných je 12 594 svahových porúch, ktoré zaberajú rozlohu 1 619 km². Okrem doplnenia registra je jej prínosom prevedenie údajov registra na strojopočetné spracovanie vrátane grafických výstupov a regionálne hodnotenie stability svahov vybraných území formou inžinierskogeologických rajónov máp pravdepodobnosti vzniku svahových deformácií v mierke 1 : 10 000 (Liptovská a Breznianska kotlina, okolie Zázrivej a stredného Považia a i.). Vydávaním výsledných máp farebnou tlačou stúpla efektívnosť výstupov ich širším používaním v praxi. Metodiku zostavovania týchto máp s uznaním ocenili aj v zahraničí.

3. Výskum a prieskum regionálnych zosuvných území a vybraných zosunov SR s overovaním monitorovacích a sanačných opatrení a pokusnou sa-

náciou (okolie Hlohovca, Žilinská kotlina, Liptovská kotlina, Blžsko-pokoradská planina a i.). V súčasnosti takto zameraný prieskum pokračuje a počíta sa s ním aj v nasledujúcom období v Žiarскеj a Zvolenskej kotline, povodí Oravy, Kysuce, v Javorníkoch, pahorkatinách východoslovenského flyšu, v Bielych Karpatoch a v Myjavskej pahorkatine.

Prieskum pre jednotlivé stavby sa vykonával na základe dodávateľsko-odberateľských vzťahov medzi investormi a prieskumnými aj projektovými organizáciami. Veľký objem prác sa vykonal najmä pri zabezpečovaní bytovej výstavby, výstavby a rekonštrukcii cestnej siete, energetických a vodohospodárskych stavieb. Medzi dôležitejšie patrí vodárenská nádrž Nová Bystrica, Turček, Starina, Tichý potok, Plachtince, PVE Ipeľ, JE Severné Slovensko, JE Kecerovce, mosty cez Dunaj, rýchlodráha Bratislava a ďalšie. Pri prieskume sa, žiaľ, postupovalo prevažne rutinne a prieskumná technika sa modernizovala len v malom rozsahu. Možno konštatovať, že aj napriek istému metodickému a technologickému zlepšeniu a niekoľkým moderným vrtným súpravám sme pri hodnotení výnosu a kvality vrtných jadier, ako aj pri odbere vzoriek v rozpakoch. Určitú spokojnosť možno vyjadriť s pokrokom vo vývoji zariadení laboratórií modernou prístrojovou technikou v rámci rezortu SGÚ. Za týmito čiastkovými úspechmi treba vidieť v prvom rade zanietenosť jednotlivcov.

Nežiadúcim javom bolo neúmerne narastanie cien prieskumných prác pri súčasnom nedocenení intelektuálnej práce geológa a pretrvávajúci extenzívny prístup k inžinierskogeologickému prieskumu, čo zbytočne zvyšovalo náklady a predlžovalo termíny prieskumných prác. Špecializovaný podnik rezortu SGÚ IGHP, š. p., Žilina sa orientoval na prieskumné programy financované zo štátneho rozpočtu. Pretože nebol schopný pokryť aj požiadavky ostatných investorských a projektových organizácií, začali vznikať inžinierskogeologické prieskumné zložky pri projektových organizáciách, ako je Hydroconsult, Dopravoprojekt, Stavoprojekt a v rámci pridruženej výroby aj v družstvách. To viedlo k väčšej operatívosti a k zvýšeniu konkurencie, ale nedostatočná kontrola výstupov a nerešpektovanie kvality prác pri oceňovaní riešiteľov sa prejavili v infiltrovaní nekvalifikovaných pracovníkov do viacerých organizácií mimo rezortu SGÚ zaoberajúcich sa inžinierskogeologickým prieskumom a prípravou geologických podkladov na projekty stavebných diel. V súčasnosti sa tieto zložky v dôsledku obmedzenia a prehodnocovania zámerov investičnej výstavby dostali do zložitej situácie.

Veľa sa vykonalo v oblasti unifikácie klasifikácie, noriem a skúšobníctva. Najmä ČSN 73 1001 Základová pôda pod plošnými základmi a ČSN

72 1001 Pomenovanie a opis hornín rešpektujú medzinárodné klasifikácie, na ktorých vypracúvaní sa zúčastnili aj naši odborníci. V súvislosti s plánovaným prechodom do Európskeho spoločenstva však bude treba zosúladiť ďalšie naše normy a predpisy s medzinárodnými.

Výsledky výskumu a prieskumu boli odovzdané do Geofondu, kde sa časť z nich ďalej spracovala vo forme bánk údajov. Ale napriek vynaloženému úsiliu sa stále nedarí realizovať špecializovanú inžinierskogeologickú banku dát. Jej potreba vyplýva v prvom rade z odlišných klasifikácií hornín používaných v inžinierskej geológii, ako aj zo špeciálnych požiadaviek na sledovanie vlastností hornín.

Problémy sú aj v tom, že existujúce podklady projektanti a príslušné odbory samosprávnych orgánov (národných výborov) nevyužívajú dostatočne, na čom majú svoj podiel aj riadiace orgány geologického rezortu. Negatívnu úlohu tu zohralo zrušenie odboru inžinierskej geológie a hydrogeológie na SGÚ roku 1982. Tento odbor spolu s problematikou životného prostredia bol znova zriadený až roku 1990. Hodnotenie zásahov do geologického prostredia a vypracúvanie opatrení na zachovanie dynamickej rovnováhy vyžadujú stále kvalifikovanejší a komplexnejší prístup k hodnoteniu geologického prostredia v lokálnom aj v regionálnom rozsahu. To sa musí vo zvýšenej miere prejať aj v požiadavkách na odbornú spôsobilosť pri udeľovaní oprávnenia na vykonávanie inžinierskogeologického prieskumu a konzultačnú činnosť. Túto otázku bude sledovať aj stavovská organizácia, ktorú zriaďujú orgány podľa vzoru príbuzných stavebných odborov. Vznikla už Česká asociácia inžinierskych geológov a Slovenská asociácia inžinierskych geológov. Budú dbať o profesionalitu, dodržiavanie etiky, informovanosť a ochranu svojich členov.

Prípravovaný prechod na trhovú mechanizmus, otvorenie sa zahraničiu a konkurzný spôsob zadávania geologických prác postavil našu inžiniersku geológiu pred náhly prechod na racionalizáciu prieskumu v situácii, keď bola obmedzená investičná výstavba.

Organizácie praxe stoja pred riešením nielen problémov náplne práce, ale najmä rentability prieskumu v tvrdej konkurencii. Predpokladá to v prvom rade vnútornú reštrukturalizáciu a špecializáciu v nadväznosti na požadovaný sortiment prác doma a možnosti uplatnenia sa v zahraničí. V súčasnej hospodárskej situácii nemôžu rátať so štátnymi dotáciami na technické vybavenie. Svoju účasť na riešení projektov zo štátneho rozpočtu budú musieť presadzovať na konkurzoch za účasti konkurencie a vykonanie prác zabezpečiť s existujúcim vybavením prieskumnou a laboratórnou technikou. Podobne budú zadávať práce zrejme aj investori, aj keď budú naďalej fungovať aj iné for-

my uchádzania sa o priazeň investorov a stavebných organizácií.

V najbližšom období bude najväčší objem prác zrejme súvisieť s riešením naliehavých úloh tvorby a ochrany životného prostredia, najmä s výberom vhodných lokalít a realizáciou skládok a ochranou podzemných vôd pred znečistením. V iných oblastiach to bude najmä prieskum zameraný na výstavbu v intravilánoch miest, budovanie podzemných kolektorov, garáží, skladových priestorov a pod. Rozvoj ostatných druhov stavebnej činnosti, ktorý sa spomalil alebo obmedzil, bude pokračovať až v závislosti od hospodárskeho rozvoja a bude v rozhodujúcej miere predmetom odberateľskododávateľských vzťahov. V tomto smere začne oveľa významnejšiu úlohu hrať marketing a včasná orientácia vnútorného rozvoja prieskumných organizácií z hľadiska budúcich potrieb na inžinierskogeologické práce.

Úloha SGÚ ako centrálneho geologického orgánu zostáva, ale pri väčšej samostatnosti prieskumných organizácií. Centrálne riadiace orgány sa budú musieť naďalej sústrediť na presadzovanie celospoločensky prospešných projektov a ich zabezpečenie zo štátnych prostriedkov, zvýšenú pozornosť budú musieť venovať kontrole kvality vykonaných prác a vytvoriť mechanizmus na verejnú oponentúru, udeľovanie oprávnení na samostatnú činnosť v inžinierskej geológii iba odborne spôsobilým jednotlivcom a organizáciám a na odobranie oprávnení pri nedostatočnej kvalite výstupov.

Na potreby praxe musí byť zameraný aj výskum. Inžinierskogeologické pomery územia svojou špecifickosťou a významom pri riešení otázok racionálneho využívania územia vyžadujú ustavičné prehlbovanie poznatkov a vytváranie banky dát. Stavby nemožno optimálne zosúladiť s geologickým prostredím bez poznania regionálnych súvislostí. Z pragmatických záujmov stavebníctva vychodí, že sa touto otázkou zaoberať nebude, a preto na prípravu podkladov na optimálne umiestňovanie stavieb a riešenie problémov súvisiacich s tvorbou a ochranou životného prostredia bude treba aj naďalej rozvíjať regionálny a bádateľský výskum a to bude vyžadovať uvážlivé usmernenie zdrojov zo štátneho rozpočtu aj na túto oblasť.

Výskum sa musí zamerať na hlbšie poznávanie štruktúry a dynamiky geologického prostredia, v ktorom prebiehajú interakcie s inžinierskymi

dielami. Aj naďalej bude treba skúmať vlastnosti a stav hornín, technicky významné geodynamické javy, najmä svahové deformácie, prehlbovať regionálny inžinierskogeologický výskum a zvyšovať exaktnosť hodnotenia geologického prostredia a prognózovania antropogénnych zmien. Prvoradý musí byť najmä výskum štruktúry, dynamiky a inžinierskogeologického charakteru hornín zlomových porúch a oslabených zón, ktoré ako defektné zóny spôsobujú najviac problémov hospodárnosti, trvácnosti a bezpečnosti stavieb. Ďalej sa pozornosť musí sústrediť na prognózovanie a ovládanie geodynamických javov ako významnej integrálnej časti riešenia úloh racionálneho využitia geosystémov a ochrany životného prostredia. V tomto smere musia upraviť svoje výstupy aj zostavovatelia geologických máp rozličného typu tak, aby sa dali využiť aj v inžinierskej geológii.

Na nové požiadavky vývoja musí okamžite reagovať aj škola pri výchove odborníkov. Prechodom na dvojstupňové vysokoškolské štúdium (po troch rokoch bakalár a po ďalších dvoch rokoch magister) a nadväzných postgraduálnych formách štúdia bude možná diferencovaná a variabilná príprava rôzne zameraných odborníkov. Bude to však vyžadovať ešte dôslednejšie spojenie školy s praxou a svetovou vedou, ako aj vybavenie školy najmodernejšou technikou.

Záver

Požiadavky na inžiniersku geológiu narastajú v nebváľej miere v celosvetovom rozsahu. Možno s uspokojením konštatovať, že slovenská inžinierska geológia zachytila vývoj, a to najmä v oblasti prípravy mapových podkladov na racionálne využívanie územia, ako aj pri výskume stability svahov a ich zabezpečovaní. Požiadavky na prieskum pre rozličné druhy výstavby sa plnia.

Aj napriek prechodnému útlmu investičnej výstavby treba aj naďalej počítať s ďalším rozvojom v tradičných oblastiach zabezpečovania predprojektovej prípravy všetkých druhov stavieb, pravda, v zmenených podmienkach a v nadväznosti na hospodársky vývoj.

V najbližšom období je nevyhnutná rýchla orientácia na rozširovanie činností v oblasti tvorby a ochrany životného prostredia, najmä pri ekologických stavbách, a to v úzkej spolupráci s hydrogeológiou, ale aj inými, i netradičnými odborníkmi.

Zmiešanovrstevnatý minerál typu illit/smektit: separácia, identifikácia, využitie

VLADIMÍR ŠUCHA¹, JAN ŠRODOŇ², VIERA ZATKALÍKOVÁ¹, JURAJ FRANČU¹

¹ Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

² Institut Nauk Geologicznych Polska Akademia Nauk, Senacka 3, Kraków, Poľsko

(Doručené 29. 8. 1990, revidovaná verzia doručená 5. 10. 1990)

Mixed layer mineral of illite/smectite type: separation, identification, use

Correct separation and identification is the basis for successful investigation of illite and mixed layer mineral illite/smectite. The article gives detail information on methods, which are most spread in this respect in the world. Special attention has been paid to the problematics of illite crystallization.

Úvod

Zmiešanovrstevnaté minerály prvýkrát opísal Gruner (1934 in Dric, Sacharov, 1976), ale najväčší záujem vzbudzujú najmä posledných 20 rokov. Spomedzi množstva známych zmiešanovrstevnatých minerálov sa vo svete najviac pozornosti venuje zmiešanovrstevnatému minerálu typu illit/smektit. Tento fakt vychodí hlavne z veľkého rozšírenia týchto minerálov. Vyskytujú sa prakticky vo všetkých jemnejších sedimentoch, v pôdach a nezriedka tvoria aj podstatné zložky ílových ložiskových akumulácií (pochované alebo hydrotermálne premenené bentonity).

Potreba študovať a dôkladne poznať zmiešanovrstevné minerály tohto typu často siaha až za hranice geológie (pôdoznanectvo, keramický priemysel, stavebníctvo atď.). V tejto práci chceme ozrejmiť niekoľko faktov o samom zmiešanovrstevnatom mineráli a názory na jeho vznik a podrobnejšie vysvetliť zásady jeho separácie a identifikácie, lebo sú najvýznamnejším krokom pri získavaní správnych údajov o ňom.

Zmiešanovrstevnatý minerál illit/smektit a názory na jeho vznik

Zmiešanovrstevnatý minerál illit/smektit predstavuje prechodný rad s meniacim sa zastúpením proporcií (illitových a smektitových vrstiev). Obidva koncové členy tohto radu (smektit, illit) patria do skupiny vrstevnatých silikátov tzv. typu 2:1. To značí, že štruktúru tvoria dve siete tetraédrov a medzi nimi umiestnená sieť oktaédrov. Centrálnymi atómami v tetraédroch sú Si a Al. Ich vzájomný pomer sa v priebehu premeny smektitu na illit mení. Najtypickejšou vlastnosťou smektitov, ktorou sa od ostatných ílových minerálov odlišujú,

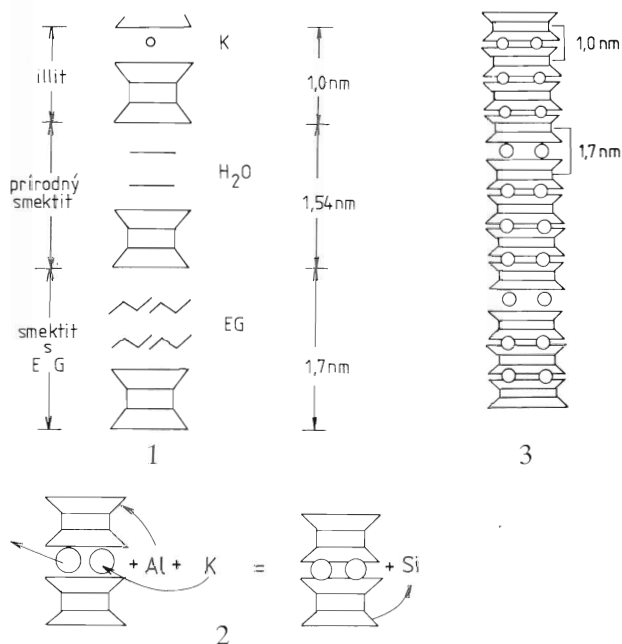
je ich schopnosť expandovať, to znamená, že môžu do medzivrstvia prijímať vodu, vymeniteľné nefixované kationy (Na, Ca, Mg, . . .), organické látky, a tak meniť svoju veľkosť v smere osi c (obr. 1). V procese premeny smektitu na illit sa táto vlastnosť postupne stráca a množstvo fixovaného draslíka sa zvyšuje.

Premena smektitu na illit v najrôznejších prostrediach je bežnou a veľmi významnou reakciou a opisuje ju rad prác. Napriek tomu doteraz nie je problém mechanizmu tejto premeny objasnený. Názory, ktoré sa sformulovali zhruba v posledných 20 rokoch, možno rozdeliť takto:

1. transformácia v tuhom stave,
2. neoformácia – proces rozpúšťania a rastu kryštálov,
3. uplatnenie transformácie a neoformácie súčasne.

1. Transformácia v tuhom stave predstavuje prvý a najstarší názor, ktorý sa na objasnenie prechodu smektitu na illit sformuloval (Perry, Hower, 1970; Hower et al., 1976). Základným procesom je kolaps štruktúry smektitu spôsobený zvyšovaním hustoty záporného náboja za súčasnej fixácie draslíka (obr. 2). Prednostná fixácia draslíka je možná hlavne pre podobnosť veľkosti iónového polomeru a veľkosti medzivrstvia a nízku hydratačnú energiu draslíka (Eberl, 1980). Riadiacim faktorom fixácie draslíka je existencia nehomogénne rozdeleného záporného náboja v štruktúre smektitu (Čičel et al., 1981). Premena týmto spôsobom by mala prebiehať vrstva po vrstve a to vyžaduje pripustiť existenciu tzv. MacEwanovho kryštalitu (obr. 3), čo je v podstate kryštalit, v ktorom sa v istom poradí za sebou (v závislosti od stupňa usporiadania) vyskytujú illitové a smektitové vrstvy.

2. Neoformačný model (Nadeau et al., 1984a,



Obr. 1. Schematické znázornenie stavby zmiešanovrstevnatého minerálu typu illit/smektit.

Fig. 1. Schematic illustration of structure of mixed layer mineral of illite/smectite type.

Obr. 2. Znáznornenie priebehu transformácie smektitu na illit v tuhom stave.

Fig. 2. Illustration of transformation of smectite into illite in solid state.

Obr. 3. Schéma MacEwanovho kryštálu (po sýtení etylénglykolom).

Fig. 3. Scheme of MacEwan's crystallite (after saturation by ethylene glycol).

1984b, 1985) znamenal v pohľade na možné spôsoby vzniku zmiešanovrstevnatých minerálov typu illit/smektit menšiu revolúciu. Autori predpokladajú výskyt len základných častíc pozostávajúcich z určitého množstva illitových vrstiev. Existencia MacEwanovho kryštálu je podľa nich artefaktom. Predpokladajú, že v priebehu premeny nastáva rozpúšťanie a rast kryštálov. V súvislosti s teóriou rastu a rozpúšťania kryštálov treba spomenúť aj teóriu Ostwaldovho zrenia (Barronet, 1982), ktorá takéto procesy pri vzniku kryštálov predpokladá. Pre rast kryštálov v procese premeny smektitu na illit ju aplikoval Inoue et al. (1988), Eberl, Šrodoň (1988) a Eberl et al. (1990).

3. Tretí názor spája obidva predchádzajúce náhľady do jedného (Inoue, 1986; Inoue et al., 1987). Autori predpokladajú, že sa v počiatočnej etape uplatňuje hlavne fixácia draslíka (v tejto fáze predpokladajú prítomnosť kolapsovaného K-smektitu). Neskôr sa podľa nich začína uplatňovať postup prezentovaný neoformačným modelom.

Na záver prehľadu súčasných názorov by bolo vhodné pripomenúť najnovšie údaje (Šrodoň et

al., 1990), ktoré na základe vysokorozlišovacej TEM dokazujú, že väčšinu kryštálov tvoria MacEwanove kryštality a výskyt základných častíc (v zmysle neoformačného modelu) je veľmi zriedkavý.

Pri súčasnom stave poznania nemožno ani jeden z uvedených názorov označiť za nesprávny, resp. úplne správny, lebo pri každom sú dôkazy pre aj proti.

Metódy separácie vzoriek

Ílové minerály sú všeobecne známe malými rozmermi. Smektity spolu s novotvorenými illitmi v tom priam vynikajú, a preto aj separácia a príprava vzoriek na analýzu je pomerne zložitá.

V prvom rade sa musí vzorka rozdrúžiť tak, aby sa získalo potrebné množstvo práškovej vzorky (10 g zrnitosti pod 0,2 mm). Potom sa materiál podrobí preparácii podľa čiastočne modifikovanej Jacksonovej metódy (1975).

A. Odstraňovanie karbonátov:

1. 10 g vzorky zalejeme sodno-octanovým pufrum na niekoľko hodín – najlepšie cez noc (na 5 g vzorky 50 ml roztoku).

2. Pomocou centrifúgy odstránime zreagovaný roztok. Vzorku zalejeme novým roztokom pufru v rovnakom pomere a ponorným ultrazvukovým dezintegrátorom rozdrúžujeme 2–3 minúty.

3. Po použití ultrazvuku vzorku za stáleho miešania zohrejeme na teplotu 80–90 °C na 30 minút.

4. Roztok pomocou centrifúgy oddelíme a vylejeme. Roztok 3-krát vzorku zalejeme pufrum v rovnakom pomere, premyjeme a roztok oddelíme.

B. Odstraňovanie organickej hmoty:

Vzorku zalejeme sodno-octanovým pufrum (50 ml na 5 g vzorky) a pridáme H₂O₂ (5 ml na 5 g vzorky). Celú zmes zahrievame pri teplote 70 °C. Prebieha búrlivá reakcia a po jej utíšení pridáme rovnakú dávku H₂O₂. Po opätovnom utíšení pridáme dvojnásobnú dávku H₂O₂ a zahrievame 3 hodiny pri rovnakej teplote za občasného miešania. Na záver zreagovaný roztok odstránime pomocou centrifúgy.

C. Odstraňovanie voľných oxidov železa:

1. Vzorku zalejeme roztokom citrónanového pufru (na 5 g pôvodnej vzorky 45 ml pufru). Zahrievame na teplotu 75–80 °C. Po zahriatí pridáme práškový ditioničitan sodný (na 5 g pôvodnej vzorky 1 g ditioničitanu) a miešame 5 minút. Potom pridáme rovnaké množstvo ditioničitanu a znovu miešame 5 minút za stálej kontroly teploty. Na záver pridáme dvojnásobnú dávku ditioničitanu a 5 minút miešame.

2. Pridáme nasýtený roztok NaCl (na 5 g pôvodnej vzorky 10 ml roztoku NaCl). Vzorku oddelíme od roztoku v centrifúge.

3. Do vzorky prilejeme 1M roztok NaCl (na 5 g pôvodnej vzorky 50 ml roztoku), premiešame a po niekoľkých minútach vzorku oddelíme od roztoku v centrifúge.

(Použitie roztoky: sodno-octanový pufer – 82 g CH_3COONa + 27 ml CH_3COOH do 1 litra destilovanej vody; citrónanový pufer – 88 g citrónanu sodného na 1 liter vody, 84 g NaHCO_3 na 1 liter vody; roztoky sa zmiešajú v pomere 8:1).

Účelom procedúr je získať kvalitný materiál na ďalšiu analýzu. Spomenuté postupy sa nemusia použiť vždy. Základom je pôsobenie octanového pufru a ostatné kroky sa volia podľa okolností.

Po odstránení tmeľu možno frakciu separovať za použitia centrifúgy. Väčšina ťvých špecialistov používa frakciu menšiu ako 2 mikrometre a menšiu ako 0,2 mikrometra. Na presné stanovenie obsahu expandujúcej zložky v zmiešanovrstevnatom mineráli typu I/S treba používať frakciu <0,2 mikrometra. Platí to hlavne pre vzorky, v ktorých sa predpokladá prítomnosť detritického illitu. Separáciou jemnej frakcie sa jeho vplyv čiastočne potlačí. Frakcia <2 mikrometre sa môže využiť pri štúdiu čistých minerálov, resp. pri meraní kryštalinity illitu.

Čas potrebný na centrifugáciu sa vypočíta podľa vzorca

$$t = \frac{9 \tau \varrho_n \frac{x_2}{x_1}}{2 r^2 (\varrho_c - \varrho_v) \omega^2},$$

kde t je čas centrifugácie, τ – dynamická viskozita prostredia (destilovanej vody), x_2 – polomer otáčania dna kyvety, x_1 – polomer otáčania hladiny, r – polomer častice, ϱ_c – hustota častice, ϱ_v – hustota vody, ω – uhlová rýchlosť, $\omega = 2 \pi f$, kde f je frekvencia v otáčkach za sekundu.

Supernatant získaný centrifugáciou sa koaguluje pridaním približne 50 ml nasýteného roztoku NaCl (do 1 l). Po koagulácii sa zo vzorky musia odstrániť ióny pomocou dialýzy (vzorky uzatvorené v dialyzačnej fólii ponoríme na niekoľko hodín, resp. dní do destilovanej vody). Priebeh dialýzy sa kontroluje pridávaním 0,1 M roztoku AgNO_3 . Na záver sa vzorky vysušia na mikroténovej fólii pri teplote 60 °C.

Rtg difrakčná analýza vzoriek

Rtg difrakčné metódy a spomedzi nich najmä prášková rtg difrakcia má pri identifikácii zmiešanovrstevnatých minerálov typu I/S zásadný význam. Základom úspechu pri získavaní dobrého difrakčného záznamu je okrem správnej separácie aj kvalitne pripravený preparát. Pri štúdiu zmiešanovrstevnatých minerálov typu I/S sa najčastejšie používajú orientované preparáty, a to preto, lebo

pomalou sedimentáciou vodnej suspenzie na sklíčko prednostne kryštály orientujeme, a tým zvýrazňujeme bazálne (001) reflexy. Orientované preparáty sa pripravujú na sklené doštičky tak, že sa príslušné množstvo vzorky rozdisperguje pomocou ultrazvuku v 1–2 ml destilovanej vody a nanesie sa na sklíčko. Pri príprave treba dbať na to, aby bolo vzorky 10 mg na 1 cm^2 sklíčka (Brindley, Brown, 1980) a aby sa získal nekonečne hrubý preparát na rtg difrakciu.

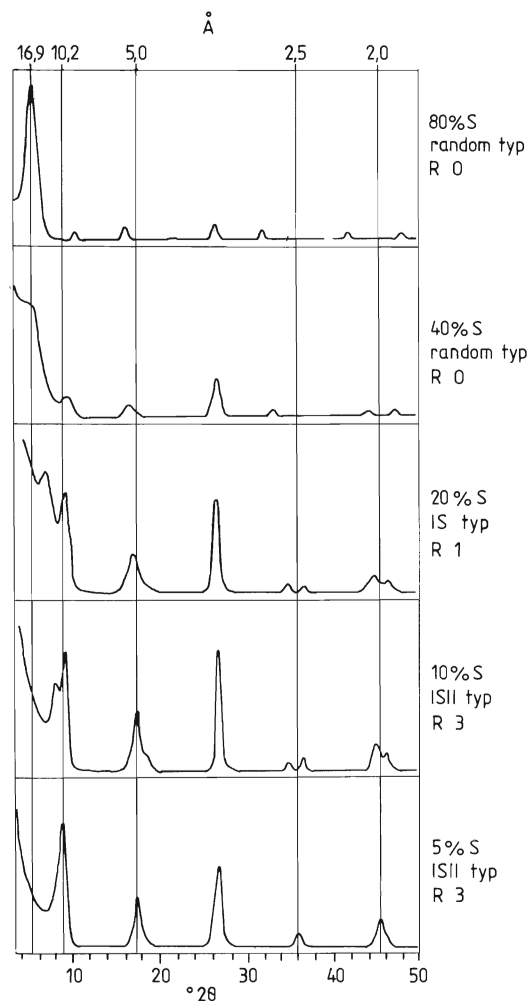
Pri používaní rtg difrakčných metód sa snímajú preparáty v prírodnom stave (v medzivrství je voda) alebo sa pred analýzou sýtia etylenglykolom (EG). Takáto úprava spôsobuje zmenu medzivrstvových vzdialeností v smere osi c pri smektitových vrstvách, ktoré sú schopné EG do svojej štruktúry prijať. To vlastne umožní odlíšiť expandujúce (smektitové) a neexpandujúce (illitové) vrstvy. Na základe viacerých experimentálnych prác možno odporučiť sýtenie EG nasledujúcim spôsobom:

Vzorku pripravenú na sklíčko postriekame rozprašovačom tak, aby sa na povrchu vytvoril veľmi jemný film EG (pozor, EG je jedovatý). Potom sklíčko vložíme do uzavretej nádoby, vzorku v nej ohrievame v parách EG ešte zhruba 8 hodín pri teplote 60 °C. Po vybratí vzoriek na vzduch ich treba analyzovať čo najskôr, aby nenastalo prílišné odparenie EG, a tým skreslené výsledky.

Vhodné difrakčné záznamy závisia aj od podmienok snímání. Najvhodnejšie je používať Cu K_α žiarenie a rýchlosť otáčania goniometra nie väčšiu ako 2° 2 θ za minútu (pri rýchlosti posunu papiera 1 200 mm/h). Najúžitečnejší je rozsah od 3 do 50° 2 θ . Od 30 do 50° 2 θ sa osvedčilo zvýšiť citlivosť prístroja.

Identifikácia I/S minerálov

Metód a postupov na identifikáciu a opis zmiešanovrstevnatých minerálov je viac, ale najrozšírenejšia je metóda založená na porovnávaní modelových a experimentálne nameraných difraktogramov. Najvýznamnejší krok pri zavádzaní tejto metódy urobili Reynolds a Hower (1970). Vypočítali difrakčné záznamy pre čistý smektit a čistý illit a zároveň aj pre medzičleny s rozličným obsahom oboch zložiek (obr. 4). Johns a Kurzweil (1979) z výpočtov Reynolds a Howera zostavili diagramy, ktoré zjednodušili hodnotenie. Šrodoň (1980, 1981, 1984) zostrojil postupne hodnotiace diagramy pre všetky typy usporiadania a pre zmesi I/S s detritickým illitom, pre ktoré štandardné metódy neplatia. Typ usporiadania je spôsob uloženia vrstvičiek v kryštáľite. Možno ho opísať matematickou pravdepodobnosťou (Drič, Sacharov, 1976; Reynolds, 1980; Watanabe, 1988). Charakterizuje ho matematické vyjadrenie zodpovedajúceho ter-



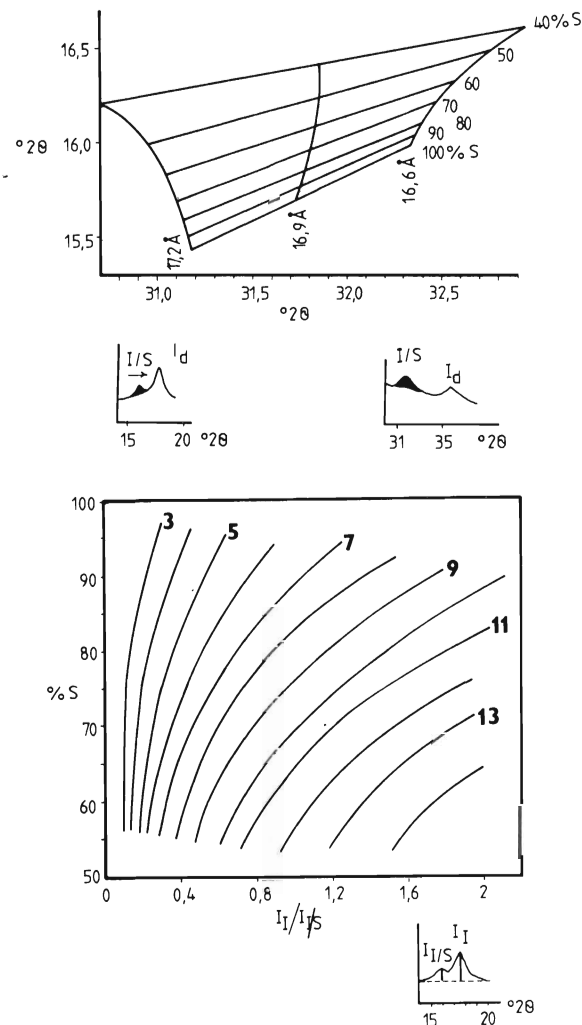
Obr. 4. Priebeh modelových rtg difrakčných záznamov I/S minerálov s rôznou proporciou a usporiadaním jednotlivých zložiek (podľa Reynoldsa a Howera, 1970).

Fig. 4. Course of model of X-ray diffraction patterns of I/S minerals with different proportion and arrangement of individual constituents (according to Reynolds and Hower, 1970).

mínu „Reichweite“ (Jagodzinski, 1949 in Reynolds, 1980), ktoré predstavuje najvzdialenejšiu vrstvu v postupnosti zmiešaných vrstiev vplyvajúcu na pravdepodobnosť výskytu sledovanej vrstvy. Označuje sa písmenom R (Reynolds, 1980), S (Dric, Sacharov, 1976) alebo g (Watanabe, 1988). K písmenu sa zároveň priraduje číselná hodnota 0, 1, 2, 3 . . . My sa pridrižujeme najčastejšieho označenia R. Označenie R0 sa používa pre neusporiadané typy zmiešaných štruktúr, R1 pre usporiadané štruktúry typu IS, R2 pre štruktúry typu IIS a R3 pre štruktúry typu ISII.

Postup vhodný pri hodnotení rtg difrakčných záznamov možno zhrnúť do nasledujúcich bodov (podrobnosti pozri in Šrodoň, 1980, 1981, 1984):

1. Presne zmerať polohy reflexov na rtg difrakčnom zázname a vypočítať príslušné hodnoty me-

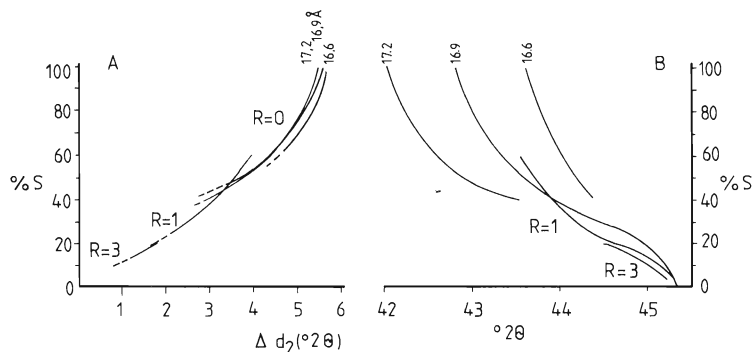


Obr. 5. Diagram na stanovenie obsahu expandujúcich vrstiev pre neusporiadanú interstratifikáciu (hore). Korekcia (dolu) na odstránenie skreslenia spôsobeného interferenciou s detritickým illitom (I_I – intenzita reflexu detritického illitu, $I_{I/S}$ – intenzita reflexu I/S minerálu. Hodnota, ktorá sa takto získava pripočítava k pôvodne zistenému obsahu expandability).

Fig. 5. Diagram for determination of content of expanding layers for disordered interstratification (above). Correction (below) of deformation due to interference with detritic illite (I_I – reflex intensity of detritic illite, $I_{I/S}$ – reflex intensity of I/S mineral. Obtained value is added to originally ascertained content of expandability).

dzivstvových vzdialeností. Podľa toho identifikovať jednotlivé minerálne fázy (najčastejšie detritický illit, chlorit, kaolinit . . .).

2. Zistiť, či je prítomný reflex v oblasti $5 \pm 0,5^\circ$ 2θ (cca 1,7 nm), ktorý indikuje prítomnosť smektitu alebo neusporiadanej interstratifikácie I/S minerálov. Ak je prítomný, t. j. vzorka obsahuje I/S minerály s vysokým obsahom expandujúcich vrstiev (nad 40–50 %), postupuje sa podľa bodu 3. V prípade absencie 1,7 nm reflexu sa postupuje podľa bodu 4 alebo 5.



Obr. 6. Graf umožňujúci určiť obsah napučiajúcich vrstiev na základe merania uhlovej vzdialenosti Δd_2 medzi reflexmi $42\text{--}48^\circ 2\theta$ (vľavo). Obrázok vpravo umožňuje stanoviť hrúbku expandujúceho komplexu.

Fig. 6. Diagram for determination of the content of expanding layers on the basis of measurement of angular distance Δd_2 between reflex of $42\text{--}48^\circ 2\theta$ (left). Right figure enables to determine the thickness of expanding complex.

3. Stanoviť množstvo expandujúcich vrstiev pri neusporiadanej interstratifikácii (RO):

Najskôr preveríme prítomnosť detritického illitu (reflexy 1,0 nm, 0,5 nm, 0,25 nm, 0,2 nm . . .). Ak sa vyskytuje, postupujeme podľa a, ak sa nevyskytuje, postupujeme podľa b alebo c.

a) Identifikujeme reflexy v oblasti $31\text{ až }32,5^\circ 2\theta$ a v oblasti $15,5\text{ až }16,5^\circ 2\theta$. Na odhad obsahu expandujúcich vrstiev možno použiť diagram na obr. 5.

b) V oblasti $42\text{ až }48^\circ 2\theta$ by sme mali nájsť dva reflexy. Určujúca je jednak ich poloha, ale aj ich vzájomná vzdialenosť Δd_2 (obr. 6).

c) Na základe diagramov na obrázku 7 a 8 možno rovnako stanoviť obsah expandujúcich vrstiev, ale treba pripomenúť, že diagram na obrázku 7 nezohľadňuje hrúbku expandujúceho komplexu, a preto sú výsledky menej presné.

4. Ak nie je prítomný reflex v oblasti $5 \pm 0,5^\circ 2\theta$, ide o usporiadaný typ interstratifikácie (menej ako 40–50 % expandujúcich vrstiev). V prípade, že detritický illit nie je prítomný, možno použiť diagramy opísané v bode 3b, príp. v bode 3c. Ak je detritický illit prítomný, treba použiť reflex medzi $33,5\text{--}36^\circ 2\theta$ a hodnotiaci diagram na obrázku 9. Tento reflex je značne široký, preto vyžaduje čo najlepšiu orientáciu preparátu a pozornú registráciu.

5. Pri poklese obsahu expandujúcich vrstiev približne pod 15 % nastáva zmena interstratifikácie z typu I/S na ISII. Na rtg difrakčnom zázname sa to prejaví v podobe asymetrie 1,0 nm reflexu illitu v smere k nižším uhlom 2θ (obr. 4.). V prípade, keď sú už reflexy I/S minerálu nemerateľné, možno použiť parameter BB1, ktorý predstavuje spojenú šírku reflexu plochy (001) illitu a príslušného I/S reflexu vyjadrenú v stupňoch 2θ . Platí, že ak je hodnota BB1 menšia ako $4^\circ 2\theta$, ide už o interstratifikáciu ISII (v percentuálnom vyjadrení to predstavuje menej ako 15–

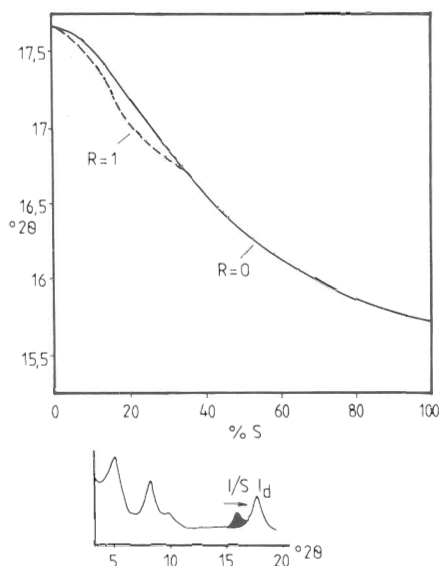
20 % expandujúcich vrstiev). Pri tejto príležitosti je vhodné spomenúť aj tzv. Ir index, ktorý umožňuje zistiť prítomnosť stopového množstva expandujúcich vrstiev (0–10 %).

$$Ir = \frac{I(001)/I(003) \text{ prír.}}{I(001)/I(003) \text{ EG}}$$

Ak sa Ir rovná 1, expandujúce vrstvy nie sú prítomné. Ak je väčšie ako 1, expandujúce vrstvy v štruktúre prítomné sú.

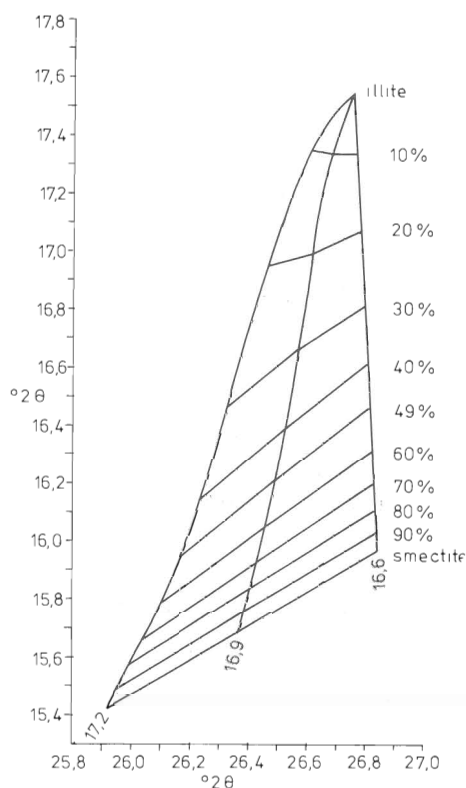
6. S meraním obsahu expandujúcich vrstiev je úzko späté aj meranie kryštalinity illitu, ktoré má význam začínať až v prípade, že všetky merania obsahu napučiajúcich vrstiev poukazujú na ich zastúpenie menšie ako 10 %. Mnohí špecialisti v práškovej rtg difrakcii sa pozerajú na túto metódu skepticky, ale pri dodržaní určitých zásad prípravy a výberu vzoriek je veľmi užitočná. Po prvýkrát sa zmenou geometrie 1,0 nm reflexu illitu v závislosti od stupňa postsedimentárnej premeny podrobnejšie zaoberal Weaver (1961) a potom Kubler (1967, 1968). Podľa návrhu Kublera sa meria polšírka 1,0 nm illitového reflexu v milimetroch, alebo v súčasnosti častejšie v stupňoch 2θ . Vo všeobecnosti možno povedať, že ostrosť prvého bazálneho reflexu illitu v rozhodujúcej miere závisí od množstva, resp. hrúbky spoločne difraktujúcich domén (MacEwanov kryštálov) a od hrúbky základných illitových častíc.

Na správne využívanie a interpretáciu kryštalinity illitu je nevyhnutné si uvedomiť základné faktory vplyvajúce na výsledky merania. V prvom rade je to vplyv prístroja. Ten možno eliminovať štandardizáciou používaného prístroja na difraktometer pôvodného autora (prof. Kubler). Robí sa to jednoducho tak, že sa niekoľko stabilných vzoriek zmeria na obidvoch prístrojoch a vytvorí sa kalibračná krivka, pomocou ktorej sa ostatné výsledky korigujú. Niektoré ďalšie problémy, kto-



Obr. 7. Graf na orientačný odhad obsahu expandujúcich vrstiev bez ohľadu na hrúbku expandujúcich komplexov.

Fig. 7. Diagram for preliminary determination of the content of expanding layers without regarding of the thickness of expanded complexes.



Obr. 8. Diagram na stanovenie pomeru I : S na základe reflexov migrujúcich v intervaloch 15,4–17,8° 2 θ a 25,8–27,0° 2 θ s ohľadom na rôznu hrúbku expandujúceho komplexu.

Fig. 8. Diagram for determination of I : S ratio on the basis of reflexes migrated in intervals of 15.4–17.8° 2 θ and 25.8–27.0° 2 θ regarding different thickness of expanded complex.

ré by mohli pri aplikácii kryštalinity illitu vzniknúť, sme na základe prác Webera (1972), Árkaia (1983), Árkaia a Tóthovej (1983, 1985), Kisch (1983), Šrodoňa a Eberla (1984) zhrnuli do niekoľkých bodov:

1. Vplyv detritickej sludy, ktorej kryštalinita je vždy vyššia ako autigénneho illitu. Pritom však odráža procesy predchádzajúceho geologického cyklu. Na minimalizáciu tohto vplyvu je nevyhnutné používať jemnú frakciu vždy rovnakej zrnitosti. Najčastejšie sa používa frakcia <2 mikrometre.

2. Vplyv litológie a s tým súvisiaca dostupnosť draslíka. V horninách, kde je lepší styk s pórovými vodami (pieskovce), je kryštalinita illitu vyššia. Rovnako v evaporitickom prostredí, kde sa predpokladá vysoký obsah draslíka, môže byť kryštalinita vyššia.

3. Prítomnosť expandujúcich vrstiev v illite zásadne ovplyvňuje šírku jeho 1,0 nm reflexu. Je nevhodné používať index kryštalinity illitu v prípade, že obsah napučiavajúcich vrstiev presahuje 10 %. Zároveň treba pracovať vždy s homoiónovými vzorkami (myslí sa tým rovnaký vymeniteľný kation), aby sa dosiahla stabilná hrúbka expandujúceho komplexu.

4. Prítomnosť vrstevnatých minerálov s vyšším obsahom Na (resp. Ca) – paragonit, margarit spôsobujú rozšírenie sledovaného reflexu – znižujú kryštalinitu.

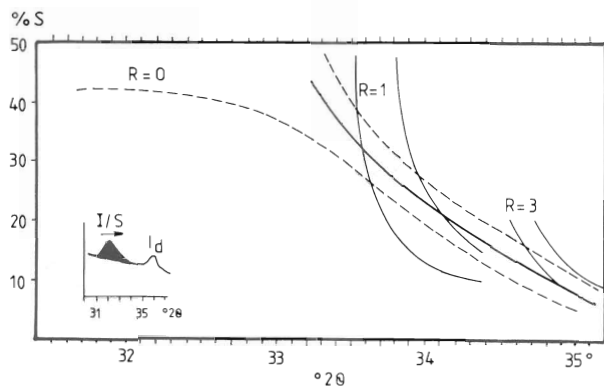
V súvislosti s kryštalinitou illitu treba spomenúť aj zatiaľ najnovšiu prácu Eberl a Velde (1989), v ktorej autori dávajú do vzájomných súvislostí polšírku illitového reflexu, Ir index a hrúbku illitových kryštálov. Použitie tohto prístupu možno odporučiť hlavne pri vzorkách, v ktorých sa nevyskytuje detritický illit.

Význam štúdia zmiešanovrstevnatých minerálov typu illit/smektit

Zmiešanovrstevnaté minerály illit/smektit – prechodná séria vznikajúca pri premene smektitu na illit – vznikajú počas pravdepodobne najvýznamnejšej reakcie ílových minerálov v sedimentoch. Minerály tohto typu sa vyskytujú v rozličných podmienkach a prostrediach.

Najviac informácií môže poskytnúť štúdium I/S minerálov v sedimentárnom prostredí. Väčšina prác publikovaných vo svete sa týka najmä sedimentárneho prostredia. Zmiešanovrstevnaté I/S poskytujú cenné informácie o procese diagenézy až slabej metamorfózy (anchimetamorfózy) klastických sedimentov. Najvýznamnejším faktorom, ktorý možno touto cestou sledovať, je teplota, ktorá ovplyvňuje proces premeny smektitu na illit veľmi výrazne.

Proces illitizácie sa prvý raz spozoroval v sedimentárnom prostredí Gulf Coast (Burst, 1959 in



Obr. 9. Diagram na stanovenie expandability I/S minerálov s usporiadanou interstratifikáciou pomocou reflexu pohybujúceho sa medzi 32–35° 2θ.

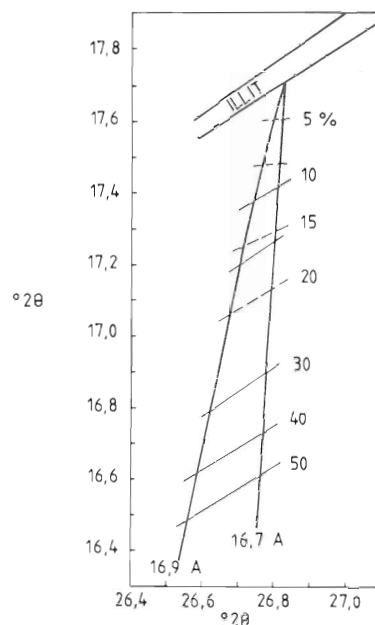
Fig. 9. Diagram for determination of expandability of I/S minerals with ordered interstratification using reflex moving between 32–35° 2θ.

Šrodoň, Eberl, 1984). Podrobnejšie ho študoval Šutov et al. (1969) a Perry a Hower (1970). Po týchto prácach vznikli stovky ďalších, v ktorých sa autori zaoberajú štúdiom I/S v diagenetických podmienkach. Z najznámejších je treba spomenúť aspoň práce týchto autorov: Dunoyer de Segonzac (1970), Hower et al. (1976), Eslinger et al. (1979), Boles a Franks (1979), Šrodoň (1979), McDowell a Elders (1980), Jennings a Thompson (1986), Weaver a Broekstra (1984), Pollastro (1985) a i.

V spomenutých prácach sa jednoznačne potvrdila závislosť rastu premeny smektitu na illit (znižovanie obsahu expandujúcich vrstiev) s rastúcou hĺbkou pochovania, a tým aj s rastúcou teplotou. Tento fakt podporujú aj výsledky, v ktorých sa porovnáva premena organickej hmoty a ílových minerálov v závislosti od teploty (Smart, Clayton, 1985; Burtner, Warner, 1986; Velde, Espitalié, 1989, atď.).

Štúdium premien v mineráloch I/S v oblastiach, kde možno súčasne merať teplotu aj expandabilitu, vytvára základ pre možnosti odhadovať teplotu len na základe obsahu napučievajúcich vrstiev v horninách, ktoré nie sú in situ, resp. v hydrotermálnych prostrediach (Horton, 1985; Eberl et al., 1987; Šucha et al., 1990).

Odhad teploty na základe I/S minerálov v hydrotermálnom prostredí umožňuje aj sledovanie a vymedzenie vertikálneho aj horizontálneho rozsahu pôsobenia hydrotermálnych roztokov (napr. Whitney, Northrop, 1986). Okrem toho sú významné aj informácie o chemizme hydrotermálneho prostredia (Altaner et al., 1984). Čisté hydrotermálne minerály zároveň umožňujú riešiť základné problémy týkajúce sa štruktúry alebo mechanizmu vzniku I/S minerálov (Inoue, 1986; Inoue et al., 1987, 1988; Eberl et al., 1987; Eberl, Šrodoň, 1988). Často sa I/S minerály vyskytujú



Obr. 10. Diagram na odhad obsahu napučievajúcej zložky v I/S minerále s ohľadom na hrúbku expandujúceho komplexu.

Fig. 10. Diagram for estimation of content of expanded constituent in I/S mineral regarding the thickness of expanded complex.

v spojitosti s rudnými ložiskami a umožňujú ich detailnejší výskum (Inoue, Utada, 1983; Kraus et al., 1982).

Literatúra

- Altaner, S. P., Hower, J., Whitney, G., Aronson, J. L. 1984: Model for K-bentonite formation: Evidence from zoned K-bentonites in the disturbed belt. *Montana, Geology*, 12, 412–425.
- Árkai, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic Formations of the Bükkium, NE-Hungary. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 26, 83–101.
- Árkai, P., Tóth, N. M. 1983: Illite crystallinity: combined effects of domain size and lattice distortion. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 26, 341–358.
- Árkai, P., Tóth, N. M. 1985: The variance method investigation of illite crystallinity. In: J. Konta (Ed.): *5th Meeting of the European Clay Groups*. Prague, 1983, 91–98.
- Baronnet, A. 1982: Ostwald ripening in solution. The case of calcite and mica. *Estud. geol. (Inst. Invest. geol. Lucas Malada Madrid)*, 38, 185–198.
- Boles, J. R., Franks, S. G. 1979: Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *J. sed. Petrology*, 49, 55–70.
- Brindley, G. W., Brown, G. 1980: Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. *London, Miner. Soc.*, 409 s.
- Burtner, R. L., Warner, M. A. 1986: Relationship between illite/smectite diagenesis and hydrocarbon generation in Lower Cretaceous Mowry and Skull Creek Shales of the northern Rocky Mountain area. *Clays and Clay Miner. (New York)*, 34, 390–402.
- Čičel, B., Horváth, L., Novák, I. 1981: Mineralógia a kryštalochémia ílov. *Bratislava, Alfa*, 381 s.

- Dric, V. A., Sacharov, B. A. 1976: Röntgenoštruktúrna analýza zmiešanovrstevnatých minerálov. *Moskva, Nauka*, 255 s.
- Dunoyer de Segonzac, C. 1970: The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review. *Sedimentology* 15, 281–346.
- Eberl, D. D. 1980: Alkali cation selectivity and fixation by clay minerals. *Clays and Clay Miner. (New York)*, 26, 327–340.
- Eberl, D. D., Šrodoň, J. 1988: Ostwald ripening and interparticle-diffraction effects for illite crystals. *Amer. Mineralogist*, 73, 1 335–1 345.
- Eberl, D. D., Šrodoň, J., Lee, M., Nadeau, P. H., Northrop, H. R. 1987: Sericite from the Silverton caldera, Colorado. In: *Correlation among structure, composition, origin and particle thickness*. *Amer. Mineralogist*, 72, 914–934.
- Eberl, D. D., Šrodoň, J., Kralik, M., Taylor, B. E., Peterman, Z. E. 1990: Ostwald ripening of clays and Metamorphic minerals. *Science (Washington)*, 248, 474–477.
- Eberl, D. D., Velde, B. 1989: Beyond the Kubler index. *Clay Miner. (Oxford-Edinburgh)*, 25.
- Eslinger, E., Higgs, P., Albers, D., deMayo, B. 1979: Role of the iron reduction in conversion of smectite to illite in bentonites in the Disturbed Belt, Montana. *Clays and Clay Miner. (New York)*, 27, 327–338.
- Horton, D. G. 1985: Mixed-layer illite/smectite as a paleotemperature indicator in the Amethyst vein system, Creed district, Colorado, USA. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin-New York)*, 91, 171–179.
- Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E., Perry, E. A. 1976: Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 725–737.
- Inoue, A. 1986: Morphological change in a continuous smectite-to-illite conversion series by scanning and transmission electron microscopies. *J. of Coll. of Arts and Sci. Chiba Univ.*, B-19, 23–33.
- Inoue, A., Utada, M. 1983: Further investigation of a conversion series of dioctahedral mica/smectites in the Sinzan hydrothermal alteration area, northeast Japan. *Clays and Clay Miner. (New York)*, 31, 401–412.
- Inoue, A., Kohyama, N., Kitagawa, R., Watanabe, T. 1987: Chemical and morphological evidence for the conversion of smectite to illite. *Clays and Clay Miner. (New York)*, 35, 111–120.
- Inoue, A., Velde, B., Meunier, A., Touchard, G. 1988: Mechanism of illite formation during smectite-to-illite conversion in a hydrothermal system. *Amer. Mineralogist*, 73, 1 325–1 334.
- Jackson, M. L. 1975: Soil chemical analysis – advanced course. *Madison, Wisconsin*, 386 s.
- Jennings, S., Thompson, G. R. 1986: Diagenesis of Plio-Pleistocene sediments of the Colorado river delta, southern California. *J. sediment. Petrology*, 56, 89–98.
- Johns, W. D., Kurzweil, H. 1979: Quantitative estimation of illite-smectite mixed phases formed during burial diagenesis. *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt. TMPM*, 26, 203–215.
- Kisch, H. J. 1983: Mineralogy and petrology of burial diagenesis and incipient metamorphism in clastic rocks. In: *Larsen, G., Chilingar, G. V. (Eds.): Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. Amsterdam, Elsevier, 289–493.
- Kraus, I., Čičel, B., Šamajová, E., Machajdík, D. 1982b: Origin and distribution of clays resulting from alteration of rhyolite volcanic rocks in Central Slovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 3, 269–275.
- Kübler, B. 1967: La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: *Etages tectoniques*. Neuchâtel, A la Baconnière, 105–121.
- Kübler, B. 1968: Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Cent. Rech., Pau*, 2, 385–397.
- McDowell, S. D., Elders, W. A. 1980: Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1. Salton Sea geothermal field, California, USA. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin-New York)*, 74, 293–310.
- Nadeau, P. H., Wilson, M. J., McHardy, W. J., Tait, J. M. 1984a: Interparticle diffraction: A new concept for interstratified clays. *Clay Miner. (Oxford-Edinburgh)*, 19, 757–769.
- Nadeau, P. H. 1984b: Interstratified clays as fundamental particles. *Science (Washington)*, 225, 923–925.
- Nadeau, P. H. 1985: The conversion of smectite to illite during diagenesis: evidence from some illitic clays from bentonites and sandstones. *Mineral. Mag. (London)*, 49, 393–400.
- Perry, E. A., Hower, J. 1970: Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays and Clay Miner. (New York)*, 18, 165–177.
- Pollastro, R. M. 1985: Mineralogical and morphological evidence for the formation of illite at the expense of illite/smectite. *Clays and Clay Miner. (New York)*, 33, 265–274.
- Reynolds, R. C., Hower, J. 1970: The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. *Clays and Clay Miner. (New York)*, 18, 25–36.
- Reynolds, R. C. 1980: Interstratified clay minerals. In: *Brindley, G. W., Brown, G. (Eds.): Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification*. (London), *Miner. Soc.*, 249–303.
- Smart, G., Clayton, T. 1985: The progressive illitization of interstratified illite/smectite from Carboniferous sediments of Northern England and its relationships to organic maturity indicators. *Clay Miner. (Oxford-Edinburgh)*, 20, 455–466.
- Šrodoň, J. 1979: Correlation between coal and clay diagenesis in the Carboniferous of Upper Silesian Coal Basin. *Proc. Int. Clay Conf., Oxford*, 25–260.
- Šrodoň, J. 1980: Precise identification of illite/smectite interstratification by X-ray powder diffraction. *Clays and Clay Miner. (Oxford-Edinburgh)*, 28, 401–411.
- Šrodoň, J. 1981: X-ray identification of randomly interstratified illite/smectite in mixture with discrete illite. *Clay Miner. (Oxford-Edinburgh)*, 16, 297–304.
- Šrodoň, J. 1984: X-ray identification of illitic materials. *Clays and Clay Miner. (New York)*, 32, 337–349.
- Šrodoň, J., Eberl, D. D. 1984: Illite. *Miner. Soc. of Amer., Rev. Miner.*, 495–544.
- Šrodoň, J., Andreoli, C., Elsass, F., Robert, M. 1990: Direct HRTEM measurement of expandability of mixed-layer illite/smectite in bentonite rock. *Clays and Clay Miner. New York*, 38, 373–379.
- Šucha, V., Širáňová, V., Toman, B. 1990: Illite as an indicator of burial metamorphism of Permian sediments in northern gemericum, West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* 41, 547–560.
- Šutov, V. D., Dric, V. A., Sacharov, B. A. 1969: On the mechanism of a postsedimentary transformation of montmorillonite into hydromica. *Proc. Int. Clay Conf. Tokyo*, 523–532.
- Velde, B., Espitalié, J. 1989: Comparison of kerogen maturation and illite/smectite composition in diagenesis. *J. Petrol. Geol.*, 12, 103–110.
- Watanabe, T. 1988: The structural model of illite/smectite interstratified mineral and diagrams for its identification. *Clay Sci. (Tokyo)*, 7, 97–114.
- Weaver, C. E. 1961: Clay minerals of the Ouachita structural belt and adjacent foreland. In: *Flawn, P. T., Golstein, A., King, P. B., Weaver, C. E. (Eds.): The Ouachita Belt*. Univ. Texas, publ. 6 120, 147–160.
- Weaver, C. E., Broekstra, B. R. 1984: Illite-mica. In: *Weaver, C. E. (Ed.): Shale slate Metamorphism in Southern Appalachians*. Elsevier, 67–199.
- Weber, K. 1972: Notes on determination of illite crystallinity. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 141, 267–276.
- Whitney, G., Northrop, H. R. 1987: Diagenesis and fluid flow in the San Juan Basin, New Mexico – regional zonation in the Mineralogy and stable isotope composition of clay minerals in sandstone. *Amer. J. Sci.*, 287, 353–382.

DISKUSIA

Diskuse k interpretaci reflexních seizmických profilů v Západních Karpatech

TIBOR BUDAY¹, VLADIMÍR BEZÁK², MICHAL POTFAJ², MILOŠ SUK³¹ Karpatská 6, 100 00 Praha² Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava³ Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, 611 37 Brno

(Doručené 1. 2. 1991)

Závěry vyplývající z interpretace seizmického profilu 2 T a z diskuse k ní (Mineralia slovac, 21, 3–29, 1989) chceme doplnit několika poznámkami, protože se domníváme, že i předložená seizmická data umožňují více alternativních interpretací, a teprve z jejich konfrontace může vzejít nejpravděpodobnější verze.

Geologická stavba Západních Karpat se ve fanerozoiku vyvíjela na vysoce diferencované kontinentální kůře, která se dnes uplatňuje především ve střední (tzv. granitové) části kůry. Je to doloženo ponořováním prekambričských jednotek pod vnější Karpaty na severozápadě na Moravě, na severu a východě v Polsku a na jv. v Dobruďi. Hranici rozsahu tohoto patra kůry, jak ji znázornili Roth (1977) a Grecula, Roth (1978), potvrdila i syntéza tíhových dat a interpretace reziduálních anomálií (Šefara, 1987; Pospíšil, 1990). Z tohoto hlediska je podle našeho názoru třeba jinak koncipovat hlubší stavbu kůry v severní části profilu 2 T až po hranici středoslovenských vulkanitů, na jejichž význam pro ukončení okraje platformy v hloubce upozornil již Roth (1977). Je ovšem třeba vzít v úvahu i další možnosti. Patří k nim např. možné ukončení platformy v zóně hloubkového dosahu bradlového pásma, nebo naopak pokračování v omezené mocnosti do oblasti panonské pánve, kde existenci prekambričských hornin předpokládal již Jantski (1974). Ať už však přijmeme kteroukoliv z těchto možností, nejde o subdukcii, ale o přesunutí karpatských příkrovů přes platformu. Relikty subdukčních, popř. kolizních zón je proto nutné hledat v oblastech, z nichž byly Západní Karpaty přes platformu přesunuty.

Z této interpretace pak vyplývá i nutnost rozlišit prekambričská a hercynská (variská) strukturní patra při každé interpretaci profilů bez ohledu na jejich alpinské přepracování. Z tohoto hlediska nejsou pro starší kolizní jizvy ve veporiku v interpretovaném profilu dostatečné důkazy. Ve skutečnosti jde ve veporiku o násuny „megašupin“, tvo-

řených různými elementy krystalinika. Smysl těchto násunů není zatím zcela dešifrovatelný. Hraniční reflexy (v Tomkově profilu) připouštějí jak interpretaci přesouvání severnějších jednotek přes jižní, tak i interpretaci opačnou. Ani v paleozoických komplexech tatrovaporika není důkazů pro existenci oceánské kůry a kolizní jizvy, protože spodnopaleozoické pánve se vyvíjely již na kontinentální kůře (typ intrakratonického orogénu; Bezák, 1988). Proto nemůžeme souhlasit s interpretací veporika jako „celkové kolizní jizvy“. Takovou jizvou by snad mohlo být jediné pásmo insubrického lineamentu v Alpách, jehož geofyzikální obraz lépe odpovídá projevům kolizních jizev v Appalačském pohoří či v Himálaji.

Vyhodnocení geologického profilu vrtu Oravská Polhora – 1 (Potfaj et al., 1989) ukázalo, že reflexy A 2 (Tomek et al., 1989) nemohou být rozhraním magurského a krosněnského flyše. Jsou hluboko pod magurským násunem, který je v prostoru profilu extrémně mělký. Zřejmě jde o rozhraní vnitroobidovské, tedy litologické povahy, nebo o tektonické rozhraní mezi obidovskou a slezskou (?) jednotkou. Tento reflexní horizont se rozprostírá pod celou severní Oravou, jak vyplývá z dalších reflexních profilů (Kadlečík et al., 1989). Nemůžeme akceptovat ani miocenní (tj. štýrskou) „subdukcii krosněnského moře“. Tuto formulaci považujeme za nesprávnou z mnoha příčin. Je nevhodná už terminologicky (nelze hovořit o subdukcii moře), ale hlavně proto, že subdukcce se vztahuje na interakci mezi oceánskou a kontinentální kůrou, zatímco na profilu 2 T jsou v opozici dva typy kontinentálních bloků: severoevropská platforma a karpatský blok. Mohlo by tedy jít spíše o kolizní jevy mezi kontinenty, s případnými obdukčními strukturami. Ohyby ve svrchní části kůry, vyplývající z interpretace časového řezu, však sotva mohou odpovídat subdukcii (ta by se musela projevit v hlubších úrovních). Jde spíše o projev levého bočního posunu, který konec

konců předpokládají i Tomek et al. (1989). Tento boční posun oddělil jižní okraj severoevropské desky i s přesunutými masami alochtonního flyše a zastavil tak proces narůstání akrečního klínu v této oblasti. Tomu nasvědčují geologické údaje i seizmický obraz, zejména ostré ukončení reflexů A, B i M v severní části profilu 2 T (Tomek et al., 1989, obr. 3). Podobný obraz poskytuje i profil 512/86, který probíhá jen několik km východněji (Kadlečík et al., 1988; Potfaj, 1988). Projevy bočního posunu můžeme vidět i v tektonické zóně (melanži) na severním svahu Oravské Magury a v ostrém kontaktu (odříznutí) vnitrokarpatského paleogénu od bradlového pásma (Potfaj et al., 1987; Gross, 1975). Argumentem není ani analogie s Černým mořem (Tomek et al., 1989). Zásadní rozdíl je v tektonické pozici: zatímco Západní Karpaty mají v předpolí platformu, v předpolí Černého moře jsou alpidy Kavkazu. V takto chápaném modelu by celý soubor magurských a bradlových šupin tvořil strukturní komplex vázaný nikoliv na podsouvající se kůru, nýbrž na vyšší zónu bočního posunu, ve které horniny unikají a jsou vytlačovány za vzniku tzv. kyticové struktury (flower structure).

Chtěli bychom konečně upozornit i na to, že „anomální zpětné úklony“ v čelech příkrovů vnějších Karpat, jak je interpretuje Tomek et al. (1989) z profilu 2 T, nejsou novinkou. Na základě geologických dat je popsali Menčík a Pesl (1966). Jsou vysvětlovány mechanickými podmínkami v čelech příkrovů (zbrzdování), pootočením ker karpatského bloku při nasouvání na platformu (Roth, 1977) nebo účinkem podsouvání spodní stavby pod příkrovy.

Shrňme-li naše připomínky, pak je podle našeho názoru v citované interpretaci hlubinných seizmických profilů:

- podceňena role základu (basement) v geologickém vývoji a stavbě Západních Karpat;
- nedořešena funkce středního (granitového či granit-rulového) patra kůry;
- přeceněn význam subdukčních a kolizních zón v dnešní stavbě Západních Karpat na území Slovenské republiky;

- není dostatečně vzata v úvahu zásadně rozdílná tektonická pozice a role prekambriického základu a jednotlivých částí hercynid v krystaliniku tatroveporika;

- v některých případech není interpretace stavby svrchního patra kůry (tzv. brittle crust) v souladu s údaji z vrtů a dostupnými geologickými daty;
- diskutované interpretace málo odpovídají výsledkům dalších geofyzikálních metod, např. regionální gravimetrie, magnetometrie, aeromagnetiky apod. Právě v konfrontaci s těmito údaji vidíme cestu k dosažení nejobektivnější interpretace seizmických dat.

Literatura

- Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov.*, 20, 131–142.
- Bezák, V. 1989: Predmetamorfny charakter hornín kohútскеj zóny veporika. *Mineralia slov.*, 21, 247–250.
- Bezák, V. 1990: Problematika variských tektonických procesov v kryštaliniku tatrika a veporika. *Mineralia slov.*, 87–88.
- Grecula, P. and Roth, Z. 1978: Kinematic model of the West Carpathians. *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 32, 57–86.
- Gross, P. et al. 1975: Vysvětlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Trstená-2. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Jantski, B. 1974: Der Präkambrischen Untergrund des Pannonischen Beckens. – Precambrian des zones mobiles, Liblice. *Liblice*, 229–232.
- Kadlečík, J. et al. 1988: Reflexně seizmický průzkum flyšového pásma a vnitrokarpatských jednotek – etapová správa za r. 1984–1986. *Manuskript – Geofyzika Brno*.
- Menčík, E. a Pesl, V. 1966: Geologická stavba mezi slezským a magurským příkrovem v oblasti Bílá. *Geol. Práce, Spr.*, 38, 99–110.
- Potfaj, M. 1989: Štruktúrny výskum flyšového pásma Západného Slovenska s využitím interpretácie geofyzikálnych prác (Orava). [Kand. diz. práca.] *Manuskript – GÚDŠ Bratislava*.
- Potfaj, M., Haško, J., Gašpariková, V., Snopková, P. and Samuel, O. 1981: Vysvětlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Trstená 1. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Potfaj, M. et al. 1989: Komplexné geologické vyhodnotenie štruktúrno-hydrogeologického vrtu EPJ-1, Oravská Polhora. *Manuskript – GÚDŠ Bratislava*.
- Roth, Z. 1977: Struktury styku platformy a karpatského bloku. *Čas. Mineral. Geol.*, 22, 110–111.
- Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát. Text k súboru máp. *Manuskript – Geofyzika Bratislava*.
- Tomek, Č., Ibrmajer, J., Koráb, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J. a Zbořil, A. 1989: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu T 2. *Mineralia slov.*, 21, 3–26.

ZO ŽIVOTA SGS

Zmeny prostredia, sedimentácie a života na hranici jurského a kriedového útvaru

JOZEF MICHALÍK¹, JÁN SOTÁK¹, EVA HALÁSOVÁ², LADISLAVA OŽVOLDOVÁ², ANNA ONDREJÍČKOVÁ³, MÁRIA PETERČÁKOVÁ¹, DANIELA REHÁKOVÁ¹, VLADIMÍR BORZA¹

¹ Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

² Katedra geológie a paleontológie UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

³ Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Súhrnný referát z príspevkov zo seminára SGS v Bratislave 15. 3. 1990)

Environmental-, sedimentational-, and life changes during the Jurassic – Cretaceous boundary

The paper deals with the possibility of correlation of parabiostatigraphic scales based on Upper Jurassic – Lower Cretaceous radiolarians, calcareous nannoplankton, calpionellids, foraminifers, dasycladaceans, ostracods and ammonites. The authors recommend to complete detailed examination of four national reference sections of the Jurassic/Cretaceous boundary beds in the Western Carpathians, which have been elected in the Western Slovakia.

Úvod

Pri zostavovaní časovej škály fanerozoika sústredili stratigrafiu pozornosť na krátke obdobia paleotektonických, paleoklimatických, paleobiologických a faciálnych zvrátov, ktoré udávali ráz desiatkam a stovkám rokov pokojného evolučného vývoja medzi nimi. Takéto globálne korelovateľné „revolučné epizódy“ bolo možno použiť na vymedzenie stratigrafických érov, stupňov aj podstupňov – prvkov konštrukcie geologickej časovej škály, ktorá pomohla pochopiť následnosť udalostí vo vývoji oblastí a korelovať ich so susednými regiónmi. Ťažšie už bolo interpretovať príčinu ich vzniku a spôsob, akým mohli tak závažne ovplyvniť celý vtedajší svet. Vznikali hypotézy o impaktoch gigantických kozmických telies, o preletoch našej slnečnej sústavy zónami kozmického prachu, o megacykloch slnečnej aktivity a i.

Hranica jurskej a kriedovej periódy je jedným z tých časových rozhraní v geologickej minulosti Zeme, o ktorých podstate sa v súčasnosti často vedú ostré diskusie.

Cooper (1977) sumarizoval oscilačné pohyby hladiny svetového oceánu počas kriedy a uviedol do súvislosti poznatky globálnej tektoniky, sedimentológie, oceánografie, vulkanológie, paleoklimatológie a paleontológie. Podľa neho sú pohyby litosférických dosiek veľmi epizodické. Transgresie, sprevádzajúce zvyčajne oživenie subdukčnej aktivity (a tým i oceánskeho vulkanizmu, vzostup hladiny CCD v oceánoch, upwelling, rozširovanie

karbonátovej a piesčitej sedimentácie často s fosfátovými konkréciami a glaukonitom), prebiehajú často veľmi náhle v periódach normálnej magnetickej polaroty. V moriach vzrastá diverzita a provincionalizmus morského planktónu spôsobený zrýchlenou evolúciou a adaptívnou radiáciou. Na druhej strane regresie sprevádzajú zníženie aktivity stredooceánskych chrbtov. V moriach sa usadzujú sliene, slieňovce a íly, časté sú anoxické fácie, v sedimentoch sa častejšie zachovávali aragonitové schránky. Regresie bývajú nezriedka späté s kontinentálnym vulkanizmom niekedy so zaľadnením. Tempo evolúcie sa spomaľuje, časté bývajú organizmy s kozmopolitným rozšírením.

Počas rozhrania titónu a beriasu vyvrcholili v severotetýdnej oblasti mladokimeridžské tektonické pohyby. V mnohých oblastiach spôsobili úplný zvrát v sedimentácii, zánik starých sedimentačných oblastí, hiáty a rozmyvy. Spodnokriedová sedimentácia sa v mnohých oblastiach začala transgresiou. Je pravda, že diachronicnosť transgresií zvyčajne prináša rad stratigrafických problémov. Vo svete sa často diskutuje o variantoch možnej korelácie boreálnych a mediteránnych sekvencií (Jeletzky, 1973; Surlyk, 1973; Hoedemacker, 1987, etc.). Na základe fylogenetických radov rozličných organizmov sa hľadajú najlepšie možnosti korelácie a najpriateľnejšia hranica medzi titónskym a beriaským stupňom. Tejto tematike sa má venovať medzinárodné sympóziu na jeseň 1992 na Štramberku. Exkurzia povedie dolinou Váhu a navštívi štyri detailne zhodnotené oporné profily

hranice titónskych a beriaských uloženín v odlišných sekvenciách (Brodno, Manín, Strážovce, Hlboč).

Distribúcia organických zvyškov

Robiť všeobecné závery znemožňuje fakt, že distribúcia skupín fosílií je v rozličných oblastiach sveta známa veľmi nerovnomerne. Preto aj korelácia jursko-kriedových hraničných vrstiev v medzi-regionálnom meradle naráža na často nečakané problémy. „Popolovité vrstvy“ (Cinder Beds) boreálnej oblasti sú morskou vložkou na rozhraní spodného a stredného purbeku. Hoedemaeker (1987) ich koreluje s vrchnou časťou mediteránnej zóny jacobi. Anderson (1973) z nej opísal bohatú asociáciu ostrakódov. Obsahuje prevažne nové, nastupujúce formy, ktoré sa potom rozvíjali až do konca kriedového obdobia. Tento autor predpokladal, že takéto klimaticky kontrolované asociácie tvorili na začiatku kriedového obdobia súvislý cirkumglobálny pruh, ale neskôr sa podmienky na ich rozvoj zhoršili, o čom svedčí pribúdanie kaolinitu v nadložných súvrstviach. Detailná korelácia s tetýdnymi mikrofaunami však pred nedostatočné poznanie zvyškov ostrakódov vo väčšine oblastí zväčša nie je možná.

Foraminifery (Basov et al., 1973) boli tiež zastúpené poväčšine len faciálne kontrolovanými typmi (nová radiácia vznikla až na hranici berias – valanžin). Aj to býva príčinou nepresností v stratigrafickom zónovaní výskytov foraminifer: zvyčajná tolerancia v tetýdnej oblasti predstavuje dve amonitové zóny, kým v boreálnych profiloch nezriedka až päť zón!

Lituolidné foraminifery a dazykladálne riasy ako benthické organizmy síce nedosahujú takú fenetickú variabilitu a adaptívnu radiáciu ako planktické formy, ale rozpätia ich sukcesívnych druhov a zmeny skladby asociácií možno úspešne využiť na rámcové stanovovanie veku plytkovodných vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov (*Salpingoporellae*, *Clypeininae*, *Triploporellae*, *Cyclamininae*, *Pfenderininae*, *Loblichiiinae* atď.). Niektoré z nich dosahujú parastratigrafickú hodnotu planktónnych biozón (napr. *Protopeneroplis trochangulata* = *Calpionella alpina*, *Choffatella pyrenaica* = hranica *Calpionellopsis* a *Calpionellites* a pod.). Tieto organizmy tiež dobre indikujú čiastkové niky vo faciálnych pásmach karbonátových platforiem. Preukázal sa aj ich výrazný provincializmus sledujúci paleogeografické pásma (napríklad pyrenejsko-provensálska provincia s *Pfenderina neocomiensis* a *Valdanchella miliani*, dinaridná provincia so *Salpingoporella dinarica* a pod.). Tieto poznatky možno ilustrovať aj na vývoji vrchnojursko-spodnokriedových karbonátových platforiem Vonkajších Západných Karpát

(Soták, 1987, 1988, 1989; Soták et al., 1988).

Distribúciu *belemnitov* (Saks, Shulgina, 1973; Saks, Nalnyaeva, 1973) podobne ovplyvnil provincializmus. Na hranici jura – krieda bežnú boreálnu asociáciu *Pachyteuthis*, *Simobelus* a *Lagonibelus* charakterizoval v strednom Rusku rod *Microbelus*, v Anglicku *Acroteuthis*, na území Kanady a USA rod *Cylindroteuthis*.

Ani distribúcia amonitov – fosílií, na ktorých je založená ortostratigrafická škála, sa počas jursko-kriedovej hranice nevyhla obmedzeniam. Hlavné centrá radiácie týchto živočíchov (Nikolov, 1982) ležali v severnej časti Tetýdy (od SV Francúzska po Bulharsko), odtiaľ cez Predkaukaz prenikali do boreálnej oblasti. V perigondwanskej zóne boli najdôležitejšími priestormi Andy, Himaláje a východná Afrika (Madagaskar). Na základe rozborov amonitovej fauny z tejto oblasti dospel Wiedmann (1980) k názoru o úzkej spätosti beriaských a titónskych evolučných línií a kládol hranicu jura – krieda až na bázu prvej valanžinskej amonitovej zóny *Thurmanniceras thurmanni*. Charakteristický bol vysoký provincializmus amonitovej fauny v tej dobe (Kotetišvili, 1986), vzťahujúci sa aj na dôležitý rod *Berriassella*. Výskyt druhov práve tohto rodu vymedzuje (podľa uznesenia stratigrafického kolokvia Lyon – Neuchatel, 1973) šesť beriaských zón: jacobi – euxina – paramimounum – privasensis – picteti – callisto. V oblasti mimo tetýdnej provincie sa však ako indexné fosílie museli použiť amonity rodu *Spiticeras*, *Argentiniceras*, *Sarasinella*, *Himalayites*, *Negrelliceras*, *Cuyaniceras*, *Kilianiceras* a ďalšie (cf. Hoedemaeker, 1987).

V Západných Karpatoch sú výskyty beriaských amonitov príliš veľkou vzácnosťou, a preto sa pri stratigrafickom členení nedali využiť (Eristavi, 1967; Vašíček et al., 1983; Borza, Michalík, 1986; Michalík, Vašíček, 1989). Ich bohatší výskyt sa zaznamenal až vo vrchnovalanžinských až spodnoaptských uloženinách.

Medzi *brachiopódami* niet foriem, ktoré by mohli bližšie špecifikovať titónsko-beriaske rozhranie. Príčinou je (Middlemiss, 1973; Owen, 1973) spomalenie evolúcie skupiny. Tak ako pri viacerých iných skupinách pretrvali vrchnojurské formy do spodnokriedového obdobia. Ich zánik a radiácia nových foriem nastala až počas barému.

Oveľa lepšie možnosti na široké paleogeografické a stratigrafické korelácie oceánskych oblastí ponúkajú rádiolárie. Pretože však vertikálne rozpätie distribúcie jednotlivých druhov je príliš široké, vytvoril Baumgartner (1984, 1987) 15 „assemblage“ – zón atď., umožňujúcich zonálne členenie batských až hoterivských uloženín.

Na sklonku jurského obdobia sa paleoceánografické podmienky zmenili a rádiolárie postupne stratili horninotvorný význam (De Wever, 1989). Najvýraznejšie zmeny rádioláriových asociácií

TAB. 1

Porovnanie biostratigrafických škál podľa rozličných skupín organizmov,
používaných pre datovanie jursko-kriedových hraničných vrstiev
Comparison of biostratigraphical scales according to different assemblages of organisms
for dating of Jurassic/ Cretaceous boundary beds

TITÓN		BERIAS						VALANŽIN	
Virgatites transitorius		Pseudos. grandis		Tirnovella occitanica		Riasanites riasanensis		Thurmanniceras	
Durangites		Berriasella							
		jacobi	euxina	privas.	param.	picteti	caljis	otopeta	pertrans.
Buchia									
blanford.	piochii	fischer.	terebratul.	okensis	uncit.	tolmatsch.	pacifica		
taimir.		obliqua	unschensis		jasikovi		inflata		
A:		B:		C:		D:		E:	
Crassicollaria intermedia		Calpionella				Calpionellopsis		Calpionellites darderi	
		alpina		elliptica		simplex	oblonga		
Nannoconus steinmanni		Nannoconus colomi			Stradneria crenulata			Calcicalathina oblongata	
JA 11: Ristola cretacea Parv. cosmoconica Obesac. rotunda Alievium helenae		JA 12: Holocryptocanium barbui Thanarla pulchra						JA 13: Cecrops septemporatus	

prebehli na hranici kalpionelových zón B/C₁ (oxford – kimeridž) a C₂/D (vrchný titón – berias). V kimeridžskej zóne JA 9 nastupujú *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Sethocapsa cetia* Foreman, *Acaeniotyle umbilicata* (Ruest), *Triactoma echioides* Foreman a *Podocapsa amphitreptera* Foreman. Takúto rádiolárovú asociáciu sme našli na lokalite Hrušové, v rohovcových barmsteinských vápencoch s alodapickými vložkami v nedzovskom príkrove Čachtických Karpát.

Asociácia JA 11 nastupuje v najvyššom titóne pod hranicou kalpionelových zón A a B (Remane et al., 1986). Je charakteristická nástupom druhu *Ristola cretacea* (Baumgartner), *Parvicingula cosmoconica* (Foreman), *Obesocapsula rotunda* (Hinde), *O. rusconensis* Baumgartner, *Pseudodictyomitra depressa* Baumg., *P. carpathica* (Lozyniak), *Ditrabs sansalvatorensis* (Pessagno), *Alievium helenae* Schaaf atď. Podobný typ spoločenstva sme našli v Šipkovskom háji v Čachtických Karpatoch spolu s beriaskou kalpionelou *Remaniella cadischiana* (Colom) (Ožvoldová, Sýkora, 1984). Chá-

panie jursko-kriedového rozhrania v rádiolárových zonáciách nie je však ešte celkom ustálené (Baumgartner, 1984, 1987; Pessagno et al., 1984).

Veľa nádejí sa často vkladá do distribúcie vápnitého nanoplanktónu, ktorého zvyšky charakterizujú pelagické jurské aj kriedové uloženiny. Thierstein (1975) stanovil zónu *Conusphaera mexicana*, ktorá indikuje spodnotitónske až ranovrchnotitónske uloženiny. Okrem typovej formy sa v mnohých oblastiach objavil *Zeugrhabdotus embergeri* (Noel/Perch Nielsen) a *Polycostella beckmanni* Thierstein. Počas titónu zmizol *Crepidolithus crassus* (Defl/Noel), iné druhy prežili aj jursko-kriedové rozhranie. Počas vrchného titónu sa začala rozvíjať významná čeľaď *Nannoconaceae* a v spodnom berias *Braarudospheraceae*; obidve počas spodnej kriedy zohrávali rolu horninotvorných organizmov. Worsley (1971), Thierstein (1971) a Singsingh (1977) stanovil blízko bázy kalpionelovej zóny B vrchnotitónsku zónu *Nannoconus steinmanni*. Okrem nanokónov indikujú titónsko-beriasku hranicu novovzniknuté formy *Lithraphitides carni-*

olensis Deflandre, *Rotelapillus lafittei* Noel/Noel a posledný výskyt *Polycostella beckmanni*. Na úrovni kalpionelidovej zóny D1 vyčlenil Thierstein (1975) zónu *Stradneria crenulata* nom. corr. Perch Nielsen 1985 (vrchný berias až spodný valanžin). Okrem indexového druhu sa tu objavila *Vekshinella stradneri* Rood et al. a niektoré ďalšie formy. Spoločným charakteristickým znakom titónskoberiasových asociácií je dominancia čeľade *Ellipsa-gelosphaeraceae*.

Niektoré charakteristické črty uvedených zón možno rozoznať v asociáciách vápnitého planktónu z profilu Hlboč: výskyt *Polycostella beckmanni* v titónskych horizontoch, nástup nanokónov, objavenie sa *Micrantolithus obtusus*, *Rhagodus asper* či prvé objavenie sa rodu *Stradneria*.

Od publikovania klasickej parabiostatigrafickej škály Remaneho (1971, 1974), ktorú na západokarpatskú oblasť aplikoval Borza (1984), sa mnohí autori pri členení vrchnojurských a spodnokriedových úložnín opierajú o distribúciu zvyškov vápnitého mikrop planktónu (tintinín, fibrosfér, stomiosfér, kadosín). Túto možnosť sme využili aj pri detailnom štúdiu referenčných profilov jursko-kriedovej hranice v Západných Karpatoch (Brodno, Hlboč, Strážovce, cf. Borza, Michalík, 1986; Michalík et al., 1990a, b, c).

Kimeridžské uloženiny zastupuje v profiloch Brodno a Hlboč czorsztynské súvrstvie, v profile Strážovce jaseninské súvrstvie. Czorsztynské súvrstvie (Birkenmajer, 1977) charakterizovala pomalá sedimentácia červených hľuznatých vápencov (biomikrity: packestones – až biomikrosparity: wackestones) s veľmi obmedzeným prísunom terigénneho materiálu. Časté sú závalky, prechádzajúce miestami až do brekciovitých a (Brodno) alodapických polôh. Bohatá asociácia mikrofossilí dovolila v súvrství rozoznať všetky kimeridžské a titónske zóny. Len podzóna boneti v profile Brodno nebola dostatočne preukázateľne zachytená.

V jaseninskom súvrství (Michalík et al., 1989; Borza, Peterčáková, 1990), pozostávajúcom z tmavých silne slienitých vápencov až slieňovcov, sa podarilo vyčleniť sakokómovo-rádiolárovú mikrofáciu s poslednými protoglobigerínami (spodný kimeridž) a sakokómovo-globochétovú mikrofáciu s vrchnokimeridžskou zónou moluccana, spodnotitónskou zónou *malmica* a vrchnotitónskou zónou *Crassicollaria*. Strednotitónske zóny *Chitinoidella* a *Praetintinnopsella* sa v súbore vzoriek nepodarilo zachytiť.

Nadložné pelagické súvrstvia (pieninské, Padlej Vody a osnické) indikujú hlbokomorské podmienky na začiatku kriedového obdobia. Biomikrity typu wackestone až packestone s globochétovo-kalpionelovou a kalpionelovo-globochétovou mikrofáciou obsahujú nespočetné loriky planktických

mikroorganizmov zóny *Calpionella* s podzónami alpina, *Remaniella* a *elliptica* (Pop, 1976). Horniny obsahujú časté intraklasty so zhodnou asociáciou tintinidnej mikrofauny. Okrem nich sa však vyskytujú aj stratiformné polohy mikroklastických až brekciovitých vápencov s úlomkami starších hornín (stredný a vrchný titón), indikujúce denivelizáciu dna počas starokimeridžských pohybov. Sekvencia profilu Hlboč obsahuje však stály podiel klastických úlomkov, ktoré ťažko vysvetliť inak ako odraz sedimentácie v oblasti podmorského svahu.

Záver

Presné datovanie a interpretácia jursko-kriedovej hranice v súvrstviach Západných Karpát ostáva zatiaľ stále spornou otázkou. Spôsobujú to nielen medzery v poznaní distribúcie viacerých dôležitých skupín fosílnych organizmov (ostrakódy, dinoflageláty atď.), ale aj nedostatok korelácií s inými metódami (magnetostatigrafia, chemostratigrafia, eventostatigrafia). Bolo by naivné sa domnievať, že stačí počkať na podrobné rozpracovanie parabiostatigrafických škál v susedných krajinách a potom výsledky aplikovať na naše podmienky. Šírenie sa organizmov vždy záviselo od komplexu fyzikálnych, chemických, biologických a ďalších osobitostí životného prostredia a preto sa každá oblasť vyznačuje špecifikami v histórii osídľovania, migrácie a vymierania spoločenstiev organizmov, ktoré ju obývali. Aj preto pokladáme úsilie o hľadanie jediného ideálneho chronostratigrafického bioindikátora za honbu za chimérou. Priblížiť sa k vierohodnému odhadu veku sedimentárnej horniny možno len komplexným zhodnotením distribúcie všetkých v nej obsiahnutých biozložiek v kombinácii s inými dostupnými stratigrafickými metódami. Je samozrejme, že takéto stanovenie je podmienené zodpovedajúcou interpretáciou histórie sedimentácie a postsedimentárnych premien.

Detailná korelácia rozličných parabiostatigrafických škál bude vždy narážať na diachronizmus rozšírenia prvkov flóry a fauny. Preto je nevyhnutné v každej oblasti komplexne a detailne spracovať distribúciu organických zvyškov v kľúčových referenčných profiloch, z ktorých možno vychádzať pri jej biostratigrafickom štúdiu. Na štúdium jursko-kriedových hraničných súvrství v Západných Karpatoch navrhujeme ako referenčné profily odkryvy pri Brodne, Maníne, Strážovciach a Hlboči (publikované v prácach Michalík et al., 1990a, b, c).

Literatúra

- Anderson, F. W. 1973: Jurassic – Cretaceous transition: the non marine ostracod faunas. In: Casey R. and Rawson, P. F. (Eds.): *The Boreal Lower Cretaceous*. Seel House Press, Liverpool, 101–110.

- Basov, V. A., Bulinnikova, S. P. and Kuznetsova, K. I. 1973: Foraminifera from the Jurassic – Cretaceous boundary beds in the USSR (Boreal Realm). In: Casey, R. and Rawson, P. F. (Eds.): *The Boreal L. Cretaceous*. Seel House Press, Liverpool, 401–406.
- 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, 3, 729–837.
- Baumgartner, P. O. 1987: Age and genesis of tethyan Jurassic radiolarites. *Eclogae geol. Helv.*, 80, 3, 831–879.
- Birkenmajer, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 45, 1–159.
- Borza, K., Gašparíková, V., Michalík, J. and Vašíček, Z. 1980: Upper Jurassic – Lower Cretaceous sequence of the Krížna Nappe (Fatic) in the Strážovce section, Strážovské Vrchy Mts. (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 541–562.
- Borza, K. 1984: The Upper Jurassic – Lower Cretaceous parabiostrophic scale on the basis of Tintinninae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 5, 539–550.
- Borza, K., Michalík, J. 1986: Problems with delimitation of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Western Carpathians. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 29, 1–2, 133–149.
- Borza, V., Peterčáková, M. 1990: The Jurassic/Cretaceous boundary in the Strážovce section (Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians). *Atti 3. Conv. Int. F. E. A., Pergola '90, v tlači*.
- Cooper, M. R. 1977: Eustacy during Cretaceous: its implications and importance. *Palaeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* (Amsterdam), 22, 1–60.
- De Wever, P. 1989: Radiolarians, radiolarites and Mesozoic paleogeography of the Circum-Mediterranean Alpine Belts. In: Hein, J. R., Obradović, J. (Eds.): *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*. New York – Berlin – Heidelberg – London – Paris – Tokyo, Springer Verlag, 31–49.
- Eristavi, M. S. 1961: Nekotoryje nižnemelovyje golovonogie Centralnyh Karpát. *Geol. Práce, Zpr.*, 21, 81–108.
- Hoedemaeker, P. J. 1987: Correlation possibilities around the Jurassic/Cretaceous boundary. *Scr. geol. (Leiden)*, 84, 55 p.
- Jeletzky, J. A. 1973: Biochronology of the marine boreal latest Jurassic, Berriasian and Valanginian in Canada. In: Casey, R. and Rawson, P. F. (Eds.): *The Boreal Lower Cretaceous*. Seel House Press, Liverpool, 41–80.
- Kotetišvili, E. V. 1986: Zonalnaja stratigrafija nižnemelovyh otloženij Gruzii i paleozoogeografija rannemelovyh bassejnov Sredizemnomorskij oblasti. *Tr. Geol. Inst. AN Gruz. SSR, n. s.*, 91, 160 p.
- Michalík, J. and Vašíček, Z. 1989: Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeography of the Czechoslovakian Western Carpathians. In: Wiedmann, J. (Ed.): *Cretaceous of the western Tethys*. Schweizerb. V., Stuttgart, 505–523.
- Michalík, J., Vašíček, Z. a Borza, V. 1990: Aptychy, tintinidy a stratigrafia hraničných jursko-kriedových súvrství v profile Strážovca (zliechovská jednotka krížňanského príkrovu, Strážovské vrchy, centrálna Západné Karpaty). *Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonin)*, 9a, 69–92.
- Michalík, J., Reháková, D. a Peterčáková, M. 1990: Ku stratigrafii hraničných jursko-kriedových súvrství v kysuckej sekvencii bradlového pásma Západných Karpát, profil Brodno pri Ziline. *Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonin)*, 9b, 57–71.
- Middlemiss, F. A. 1973: The geographical distribution of Lower Cretaceous Terebratulacea in Western Europe. In: Casey, R. and Rawson, P. F. (Eds.): *The Boreal Lower Cretaceous*. Seel House Press, Liverpool, 111–120.
- Nikolov, T. G. 1982: Les ammonites de la famille Beriasellidae Spath, 1922. Tithonique supérieur – Berriasien. *Bulg. Akad. Nauk., Sofia*, 251 p.
- Owen, E. F. 1973: The distribution of Lower Cretaceous (Berriasian – Barremian) rhynchonellid and terebratulid brachiopods in the northern hemisphere. In: Casey, R. and Rawson, P. F. (Eds.): *The Boreal Lower Cretaceous*. Seel House Press, Liverpool, 121–130.
- Ožvoldová, L. and Sýkora, M. 1984: The radiolarian assemblage from Čachtické Karpaty Mts. limestones (the locality Šipkovský Háj). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 2, 259–290.
- Perch-Nielsen, K. 1985: Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H. M., Saunders, J. B. and Perch-Nielsen, K. (Eds.): *Plankton stratigraphy*. Cambr. Univ. Press., 329–424.
- Pessagno, E. A., Blome, C. D. and Longoria, J. F. 1984: A revised radiolarian zonation for the Upper Jurassic of Western North America. *Bull. Amer. Paleont. (Ithaca)*, 87, 52 p.
- Pop, G. 1976: Tithonian-Valanginian calpionellid zones from Cuba. *D. S. Sedim. (București)*, 62, 237–285.
- Remane, J. 1971: Les Calpionelles, protozoaires planctoniques des mers Mesogéennes de l'époque secondaire. *Ann. Guébhard (Neuchâtel)*, 47, 369–393.
- Remane, J. 1974: Les Calpionelles II. Cours de 3 cycle en Sci. de la terre Paléontologie. *Ann. Univ. Genève*, 58 p.
- Remane, J., Bakalova-Ivanova, D. and Borza, K. et al. 1986: Agreement on the subdivision of the standard calpionellid zones defined at the 2nd planktonic conference, Roma 1970. *Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest)*, 29, 1–2, 5–14.
- Saks, V. N. and Nalynjeva, T. I. 1973: Belemnite assemblage from the Jurassic – Cretaceous boundary beds in the Boreal Realm. In: Casey, R. and Rawson, P. F. (Eds.): *The Boreal Lower Cretaceous*. Seel House Press, Liverpool., 393–400.
- Saks, V. N. and Shulgina, N. I. 1973: Correlation of the Jurassic – Cretaceous boundary beds in the Boreal Realm. In: Casey, R. and Rawson, P. F. (Eds.): *The Boreal Lower Cretaceous*, Seel House Press, Liverpool, 387–392.
- Sissingh, W. 1977: Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geol. en Mijnb.*, 56, 37–65.
- Soták, J. 1987: Protopenopliid foraminifers from lowermost Cretaceous of the Štramberk carbonate platform (Outer West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 6, 651–657.
- Soták, J. 1988: K distribúcii dazykladálnych rias v plytkovodných vápencoch jury a spodnej kriedy z produktov sliezskej kordilery (vonkajšie Západné Karpaty). *Knih. Zem. Plyn Nafta, Misc. micropal.*, 2, 1, 215–249.
- Soták, J., Houša, V., Mišík, M. and Sýkora, M. 1988: West Carpathian algae of the genus *Triploporella* Steinmann 1880 – application to Barratolo's classification. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 3, 323–352.
- Soták, J. 1989: Nálezy spodnokriedových zástupcov čeľade Pfenderinidae Smout and Sugden (Foraminiferida) vo valúnoch flyšových zlepcov vonkajších Západných Karpát. In: Samuel, O. (Ed.): *Zborník z paleontologickej konferencie. GÚDŠ Bratislava*, 37–45.
- Surlyk, F. 1973: The Jurassic-Cretaceous boundary in Jameson Land, E. Greenland. In: Casey, R. and Rawson, P. F. (Eds.): *The Boreal Lower Cretaceous*. Seel House Press, Liverpool, 81–100.
- Thierstein, H. R. 1971: Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. *Eclogae geol. Helv.*, 64, 3, 459–488.
- Thierstein, H. R. 1975: Calcareous nannoplankton biostratigraphy at the Jurassic-Cretaceous boundary. *Mém. Bur. Rech. géol. min. (Paris)*, 86, 84–94.
- Vašíček, Z., Michalík, J. and Borza, K. 1983: To the “Neocomian” biostratigraphy in the Krížna Nappe of the Strážovské vrchy Mountains (northwestern Central Carpathians). *Zitteliana (München)*, 10, 467–483.
- Wiedmann, J. 1980: Paläogeographie und Stratigraphie im Grenzbeereich Jura/Kreide Südamerikas. *Münstersche Forsch. Geol. Paleont.*, 51, 27–61.
- Worsley, T. R. 1971: Calcareous nannofossil zonation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments from western Atlantic. In: Farinacci, A. (Ed.): *Proc. 2nd Plankt. Confer. Roma 1970*, 1 201–1 231.

Environmental-, Sedimentational-, and life changes during the Jurassic-Cretaceous boundary

Jurassic-Cretaceous boundary belongs to abrupt changes in the earth's history. Its causes are variably interpreted by different authors. According to the most widely accepted hypothesis, early Late Jurassic decrease of oceanic spreading has been connected with regression on the shelves. In contrast, Late Kimmerian rejuvenation of tectonic movements caused a new transgression, upwelling and accelerated evolution and diversification of marine plankton. Radiolarians have lost their rock-forming importance. Despite of this, their subsequent diversification allows us to recognize several Upper Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian assemblage zones ("Unitary Assemblages"). On the other hand, the coccolitophorids, nannoconaceans and other nannoplankton have obtained a rock-forming importance at the same time. However, the detailed knowledge of the distribution of both the groups in our area needs more refining in bed-by-bed sampled sections. More attention has been paid to calcitic microplanktic remains, especially to the calpionellids. They can serve

as an effective microbiostratigraphical tool in pelagic carbonate sequences. The same can not be said about the ostracods, which have not been studied in the West Carpathian sequences yet.

Uppermost Jurassic – Lowermost Cretaceous foraminifers were mostly facies bounded, like dasycladacean algae. Nevertheless, both these groups can be used as paleobiogeographical indicators in shallow marine eventostratigraphical correlations.

Macrofossils are infrequent in the West Carpathian Jurassic-Cretaceous boundary beds. The brachiopods of this age have very limited stratigraphic importance. The ammonites, as the main "ostratigraphical group", occur very rarely in our outcrops and their preservation is usually very poor.

The authors suggest the election of four national reference sections of the Jurassic-Cretaceous boundary beds in the Western Carpathians, which will be presented during excursion of the "Jurassic-Cretaceous Boundary International Colloquium" in 1992, held in Štramberk.

MINERALIA SLOVACA

MONOGRAPHY

PRE-VARISCAN AND VARISCAN EVENTS IN THE ALPINE-MEDITERRANEAN MOUNTAIN BELTS

Edited by H. W. Flügel, F. P. Sassi and P. Grecula, 1987

The final results of IGCP Project No. 5 are being published in two volumes. The present volume includes a series of regional papers which either focus on different aspects of the pre-Alpine area, or summarize pre-Alpine situations occurring in several areas: (Pre-Carboniferous rocks in the Catalonian coastal range; Pre-Mesozoic events in the Northern Alps; Hercynian plutonism in the Western Alps; Caledonian basement and events in the Eastern Alps; pre-Alpine complexes and metamorphic events in the Eastern Alps; Early and Late Paleozoic sequences and Variscan and Alpine nappe tectonic in the Western and Eastern Carpathians, Balcan region, Caucasus and Pannonian basin; stratigraphy and tectonics of the Ghomorides; correlation between the Alpine segment of the Hellenides, Balcanides and Pontides; pre-Alpine paleomagnetic character of the Alpine-Mediterranean belt). The data discussed in the volume (34 papers) will contribute to better knowledge of the Variscan and pre-Variscan situations within Mediterranean region, and will give a more complete and systematic picture of them.

In English language, 487 p., 189 figs., 33 tabs.

Price: 27 USD include postage

CALCULATION OF STRUCTURE SETTLEMENT BY MEANS OF INFLUENCE QUANTITIES

By B. Groma, 1990

Contents:

- Analysis and principles of standard, classical and modern methods of calculation of structure settlement
- Evolution of geological, geotechnical and hydrogeological conditions of construction site for calculation of settlement
- Natural state of stress in foundation soil
- Methods of determination of deformation characteristics of foundation soil
- Interaction and relations between structure and foundation soil
- Summary data elaboration for determination of state of stress from surcharge in elastic half-space
- Method of structure settlement calculation by means of influence quantities
- Confrontation of results of settlement calculation determined by various methods

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 36 pages)

221 p., 43 figs., 24 tabs.

Price: 13 USD

CRUDE OIL, NATURAL GAS AND GEOTHERMAL ENERGY RESOURCES IN EASTERN SLOVAKIA

By R. Rudinec, 1989

Contents:

- Geological characteristics of investigated areas
- Characteristic of single areas from the viewpoint of hydrocarbon geology
 - Neogene basin filling
 - Pre-Neogene basement
 - The Central Carpathian Paleogene and its basement
 - The Pieniny Klippen Belt
 - The Flysch Belt
- Hydrocarbon deposits of Eastern Slovakia
- Temperature-pressure relations in the investigated areas
- Pressure conditions
- Some general remarks on the deep structure of the West Carpathians and its genetic relations with hydrocarbons
- Forecasts of hydrocarbon occurrence in the view of heat distribution pattern
- Prospective areas for oil and natural gas.

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 18 pages)

162 p., 37 figs.

Price: 11 USD

Orders and requests for informations should be sent to:

Geopriestup - Mineralia slovac
P. O. Box 13, Garbanova 1
040 11 Košice, Czechoslovakia