4/33/2001
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca

Anatomy of chert nodules in Mesozoic limestones (Western Carpathians)

Anatómia rohovcových hľúz z vápencov mezozoika Západných Karpát

Raw materials of Aeneolithic stone polished artefacts found on type locality of the Lengyel culture: Svodín, Slovakia

Suroviny neolitických brúsených kamenných nástrojov z typovej lokality Lengyelskej kultúry: Svodín, Slovensko

Kampánsky rod *Praesiderolites* zo Západných Karpát

Genus *Praesiderolites* from the West Carpathian Campanian

Geologické riziká a ich hodnotenie v projektovej príprave

Geological risks and their pre-design assessment

Antimón v prírodných vodách oblasti antimonitových žíl v Petrovej doline pri Poproči

Antimony in natural waters of antimonite veins area in the Petrova dolina valley near Poproč

Mezozoické bazalty z Čebrate pri Ružomberku

Mesozoic basalts from the Čebrať hill near Ružomberok

Granitologie - věda o granitech na konci druhého tisíciletí

Granitology - the granite science at the end of the second millennium

Mineralia Slovaca

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

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia Slovaca Corporation

Vedúci redaktor – Chief editor
PAVOL GRECULA
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman
Michal Kaličiak
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava
Jozef Franzen, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Jozef Daniel, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Juraj Janočko, Štátny geologický ústav D. Štúra, Košice
Vlastimil Konečný, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Jozef Lanc, Geocomplex, a. s., Bratislava
František Marko, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Karol Marsina, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV, Bratislava
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra, Košice
Miroslav Pereszlényi, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Sp. N. Ves
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Igor Rojkovič, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ján Soták, Geologický ústav SAV, Banská Bystrica
Dionýz Vass, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Vrubel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava
Ján Zuberec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor
Alena Wolfová
Redaktor – Editorial assistent
Mária Dryjová
Technické spracovanie – Production editor
Alena Wolfová
Jazykový redaktor – Lingual editor
Pavol Kušnír – Zoltán Németh

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda – Chairman
Jozef Franzen
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Členovia združenia – Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
MŽP SR, Bratislava
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica
Envigeo, s. r. o., Banská Bystrica
Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafika, s. r. o., Košice.
Predplatné v roku 2001. Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 90,- Sk (+ 10 % DPH), organizácie 250,- Sk (+ 10 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 50,- Sk (+ 10 % DPH), cena dvojčísla je 100,- Sk (+ 10 % DPH). Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava.Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.
Subscription for 2001 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava.
Advertising: Contact managing editor Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia, Phone:++ 421/55/625 00 46. © Geocomplex, a. s., Bratislava.

Mišík, M.
Anatomy of chert nodules in Mesozoic limestones (Western Carpathians)
Anatómia rohovcových hľúz z vápencov mezozoika Západných Karpát 313

Hovorka, D., Illášová, Ľ. & Pavúk, J.
Raw materials of Aeneolithic stone polished artefacts found on type locality of the Lengyel culture: Svodín, Slovakia
Suroviny neolitických brúsených kamenných nástrojov z typovej lokality Lengyelskej kultúry: Svodín, Slovensko 343

Salaj, J. & Köhler, E.
Kampánsky rod *Praesiderolites* zo Západných Karpát
Genus *Praesiderolites* from the West Carpathian Campanian 351

Ondrášik, R. & Gajdoš, V.
Geologické riziká a ich hodnotenie v projektovej príprave
Geological risks and their pre-design assessment 361

Bačová, N.
Antimón v prírodných vodách oblasti antimonitových žíl v Petrovej doline pri Poproči
Antimony in natural waters of antimonite veins area in the Petrova dolina valley near Poproč 369

Spišiak, J. & Hovorka, D.
Mezozoické bazalty z Čebrate pri Ružomberku
Mesozoic basalts from the Čebrať hill near Ružomberok 377

Hovorka, D. & Šamajová, E.
Radiálnolatkovitý antigorit zo serpentinitového telesa na Bôrčoku pri Brezničke (paleozoikum, gemerikum, Západné Karpaty)
Radially-lathy antigorite from the antigorite serpentinite body at Bôrčok near Breznička (Paleozoic, Gemeric Unit, Western Carpathians) 385

SÚHRNNÝ REFERÁT – COMPREHENSIVE REVIEW

Palivcová, M., Waldhausrová, J. & Ledvinková, V.
Granitologie – věda o granitech na konci druhého tisíciletí (Ke druhému vydání Pitcherova díla o granitu 1997 a ke Clarkovu hodnocení granitového paradigmatu 1996)
Granitology – the granite science at the end of the second millennium 389

SÚHRNNÝ REFERÁT – COMPREHENSIVE REVIEW

Babčan, J.
Kozmické, geologické a geochemické anomálie vzácnych zemín
Cosmic, geological and geochemical anomalies of rare earths 403

OBÁLKA: Zlatožlté vláknité agregáty nemalitu (odroda brucitu – $Mg(OH)_2$ v serpentinite. Dĺžka vlákien do 3 cm. Lokalita Jaklovce. Zo zbierky Ing. Zdeňka Mrázka, Praha. Foto D. Slivka.

COVER: Gold-yellow fibroidal aggregates of nemalite (species of brucite $Mg(OH)_2$) in serpentinite. The maximal fibre length reaches 3 cm. Locality Jaklovce. Collection of Dipl. Eng. Zdeněk Mrázek, Praha. Photo by D. Slivka.

Oznam

Redakcia Mineralia Slovaca má od 1. septembra 2001 novú adresu:

MINERALIA SLOVACA
JESENSKÉHO 8
040 01 KOŠICE

Telefón: +421 55 625 00 46
Fax: od decembra 2001
E-mail: od decembra 2001

Notice

Editorial office of Mineralia Slovaca has by September 1, 2001 changed address:

MINERALIA SLOVACA
JESENSKÉHO 8
040 01 KOŠICE

Telephone: +421 55 625 00 46
Fax: by december 2001
E-mail: by december 2001

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 313–342

Anatomy of chert nodules in Mesozoic limestones (Western Carpathians)

MILAN MIŠÍK

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

(Received February, 1, 2001, revised version received March 16, 2001)

Abstract

Forms and transition zones from limestones to chert nodules are treated. Special attention was paid to wood-grained cherts originated by self-organized process. Abundant examples of lepisheres remnants point to opal-CT precursor of microquartz in chert nodules. Various phenomena on carbonate rhombohedra, typical components of cherts, render possible to decipher the oscillations of conditions in the course of nodule formation. In this "reactive stage" of silica accumulation also several special types of syngenetic veinlets originated, as well as small apatite crystals found in a half of thin sections of cherts proceeding from Neocomian "biancone" limestones. Attention was paid to various ways of fossil preservation. Syntaxial overgrowths on crinoidal plates can be pre-chert or syngenetic with chert. Chitinous dinocysts, Fungisporonites, pollen grains and chitinous foraminiferal linings were currently found in thin sections of Jurassic and Lower Cretaceous chert nodules and missing in those from their surrounding limestones. A comparative study of organic matter (C_{org}, C_{bit}, oils, pitch and asphaltens) of chert and neighbouring limestones was carried out. Brecciated chert nodules with two phases of silica accumulation testify the early origin of cherts. The effect of slight metamorphism on cherts are mentioned (e. g. index of crystallinity). Frequences of microfacial elements from two sets of thin sections (one of shallow-water and other from deep-water limestones) are compared. Some remarks to the genesis of chert nodules were summarized.

Key words: nodular cherts, limestone diagenesis, Mesozoic, Western Carpathians

Introduction

In spite of the frequent occurrence of chert nodules in carbonate rocks their origin is not satisfactory understood. The solution of the problem was partially hindered by the surprising absence of chert nodules in recent sediments and they were not found even in the boreholes penetrating marine deposits younger than Paleogene. The main cause of it could be the lack of recent shallow-marine sediments rich in siliceous organisms (Knauth, 1979). I tried to define common features of chert nodules especially by their thin-section study neglected up till now.

In Western Carpathians the chert nodules occur in numerous stratigraphic horizons and various limestone facies from the Anisian to Albian age. Their dominant source in pelagic limestones were evidently radiolarians (e. g. the Tithonian-Neocomian "biancone" facies, Middle Triassic Reifling facies). In somewhat shallower facies (e. g. crinoidal and spiculitic limestones of Liassic to Middle Jurassic age) silicisponges were the main supplier of silica. Cherts occur rarely in some nodular limestones e. g. Anisian Schreyeralm Limestone, Norian Hallstatt Limestone, but they are absent in Liassic Adneth Limestone and Middle-Upper Jurassic Czorsztyn Limestone. Red marly limestone of the Klippen- and Peri-Klippen Zone (facies "couches rouges") are not suitable rocks, they bear cherts only rarely (e. g. Sýkora et al., 1997).

Extremelly shallow-water marine limestones lack chert nodules because radiolarians and silicisponges were absent in those sediments. They are missing in carbonate platform sediments such as Anisian Gutenstein Limestone, or penecontemporaneous Triassic dolomites. The cherts are in an antagonistic relation with bioherm facies like Wetterstein Limestone or Kambühel Limestone. They cannot be found in Rhetian oolitic and coquina limestones, in microoncoidal limestones of Liassic and Upper Jurassic age, Eocene nummulitic limestones, Badenian "Lithothamnium" limestones.

An interesting phenomenon is well known for a long time: abundant chert nodules occur in Tithonian-Neocomian "biancone" facies in Tatric Unit of Veľká and Malá Fatra Mts, meanwhile in Fatric Unit (Krížna nappe) in the same facies and area they are totally absent. A similar case concerning the same facies was observed in the Klippen Belt: black cherts are typical for the Kysuca Succession ("Hornsteinkalk" of previous authors) but are lacking in large areas of Pieniny Succession (e. g. Upper Orava Basin or surroundings of Myjava), although thin sections

from those limestones contain frequent phantoms after dissolved radiolarians.

Forms and structures of chert nodules

Following types were observed : 1. "Normal" type of cherts is relatively homogenous with somewhat purer silica in the nodule centre, it originated by centripetal diffusion.

2. The term "imperfect chert" can be used for cases when pure core (mostly of black colour is enveloped by large transition zone of slightly silicified limestone (usually of light-grey colour contrasting with almost white neighbouring limestone (Fig. 1).

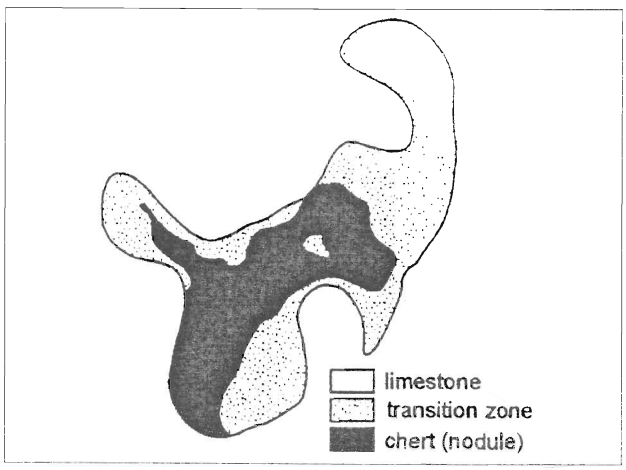


Fig. 1. Imperfect chert with distinct transition zone. Tithonian of the Kysuca Succession, Brodno. Polished section, diminished 0.5x.

3. Chert with enclaves of non-silicified or slightly silicified limestone originated by coalescence of cherts growing from various centers or by enclosing a part of limestone if the diffusion of silica solutions was not equable.

4. Contour cherts (Mišík, 1972, p. 115) originated by centrifugal diffusion. They possess sharp boundaries and contain non-silicified limestone in the centre (Fig. 2). This type was found in Triassic Reifling Limestone, Houterivian (Borza et al., 1987, Fig. 8) and Aptian limestones (e. g. loc. Brodno).

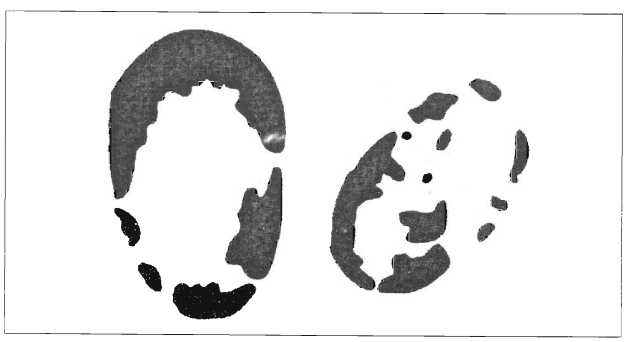


Fig. 2. Countour chert originated by centrifugal diffusion. Triassic Reifling Limestone, Choč nappe, Svätojánska valley. Diminished 0.5x.

5. Rhythmic concentric structure, so-called "wood-grained structure" (DeCelles and Gutschick, 1983) originated by the periodic precipitation. Typical locality of these nodules occurs in Carnian carbonates Turík near Lúčky (Pl. I, Fig. 1, Pl. III, Figs. 1–6), their detail description is on the page 4.

6. Irregularly concentric structure is rare (e. g. Albian limestone, loc. Čierna Lehota, Pl. I. Fig. 2). Chert nodule resembling the cerebroidal structure of Rio (1982) was found only in a pebble probably from exotic source (Pl. I, Fig. 3).

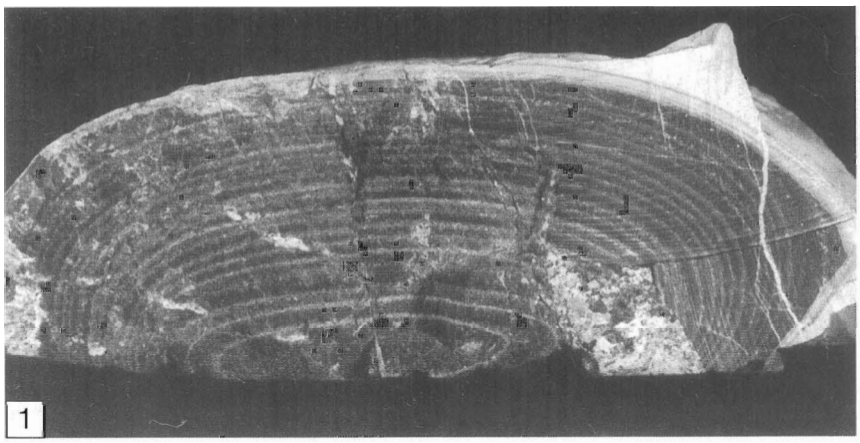
7. Laminated chert originated by selective silicification of several laminae, e. g. allodapic intercalations in Reifling Limestone (Pl. I, Fig. 4).The preferential occurrence of cherts in calciturbidite intercalations is widespread (Bustillo, 1987). From our material they are known in Anisian, Ladinian, Norian (Pl. II, Fig. 4), Upper Jurassic and Neocomian limestones. The granularity of calciturbidites made them better passable for silica solutions and in their redeposited material siliceous organisms missing in the surrounding limestone often occur.

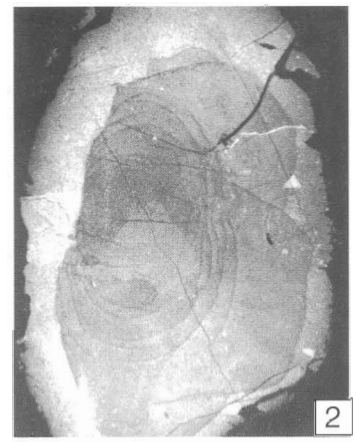
8. Synsedimentary brecciated cherts contain two generations of microquartz aggregates: the older one is represented in clasts and the younger one forms their matrix (Pl. X., Figs. 4–7). They will be treated separately in the chapter concerning deformations in chert nodules (p. 16).

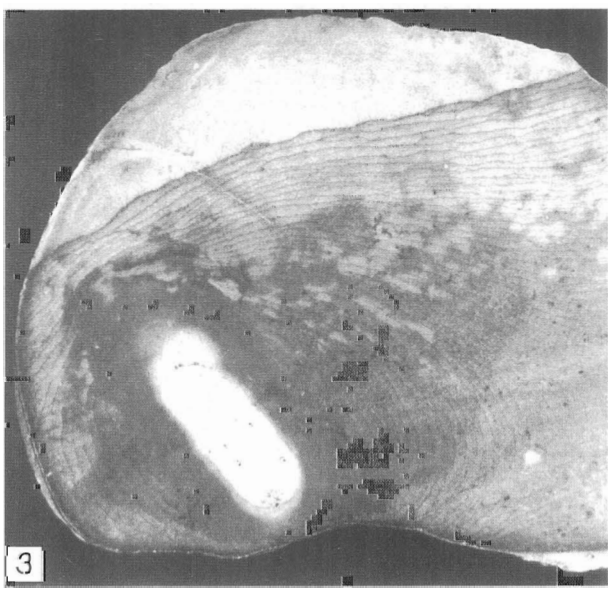
9. Small spherulitic cherts ("Hornsteinkugelchen") in the Middle and Upper Triassic limestones and dolomites replaced micronodules and stellate aggregates of gypsum formed in a hypersaline environment of carbonate platforms (Mišík, 1996, Pl. I–III).

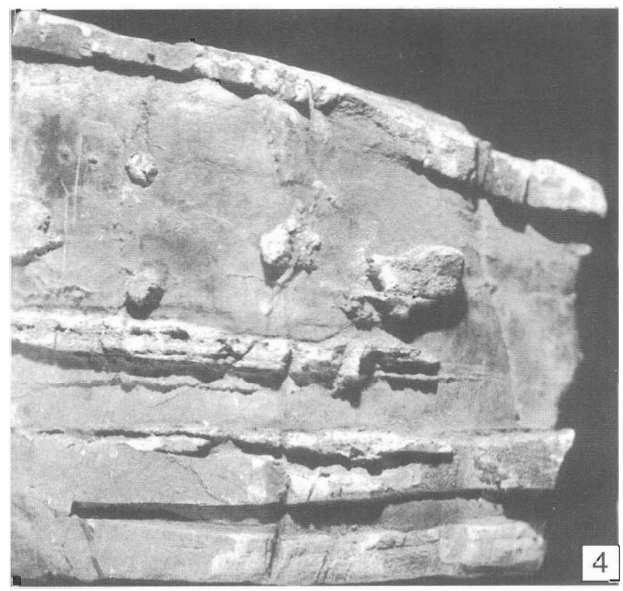
There are various chert forms. The predominating ellipsoidal shape, elongated concordantly with the layering was not caused by compaction (pure carbonate sediment lithifies very early, still before the origin of chert nodules) but by the silica migration preferentially in the layering plane. In the beds of limestone alternating with impermeable clayey intercalations the cherts are usually concentrated in the central part of a limestone bed (Pl. I, Fig. 5). The opposite case is rare, e. g. the beds of marly limestones – "Fleckenmergel" facies used to be bordered by cherts (spongolites), along the boundaries with impermeable intercalations (centrifugal migration).

Pl. I. Several structures of nodular cherts. 1 – Rhythmic concentric structure ("wood-grained chert") in Carnian dolomites (Göstling Beds), Choč nappe. Turík near Lúčky, Choč Mts. Polished section, natural size. 2 – Irregular concentric structure of chert in dark Albian limestones. Krížna nappe, Čierna Lehota, Strážov Mts. Negative image of the thin section, natural size (material of J. Jablonský). 3 – Irregular concentric structure reminding "cerebroidal cherts" of Rio (1982). Chert nodule in Barremian limestone. Pebble from Paleocene Proč Conglomerate of the Pieniny Klippen Belt. Beňatina-I-15. Polished section, slightly magnified (1.5x). 4 – Chert laminae displaying diagonal stratification originated by selective silicification of several laminae in an allodapic intercalation. Ladinian Reifling Limestone, Choč nappe, 900 m ENE from Homolka, Strážov Mts. Weathered surface, natural size. 5 – Chert nodules in a bed containing 26.4 % of cherts. Norian Hallstatt Limestone, Silica nappe. Quarry near Silická Brezová, Slovakian Karst. 6 – Abundant cherts with enclaves of crinoidal limestone. Bajocian-Bathonian crinoidal limestones of Czorsztyn Succession. Pieniny Klippen Belt, Mikušovce.


1

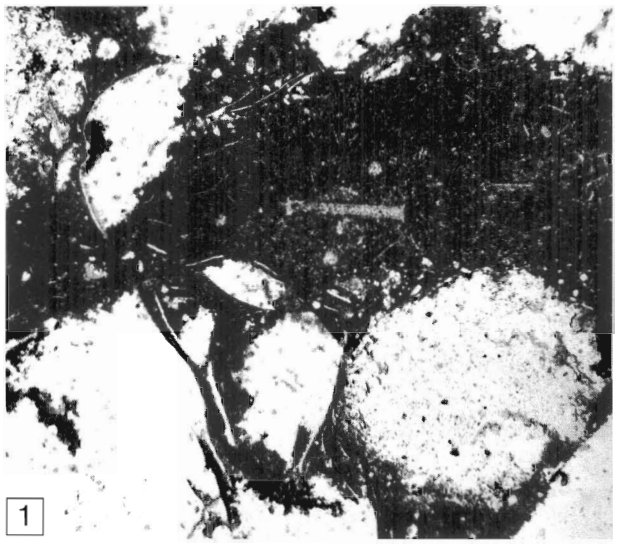

2


3

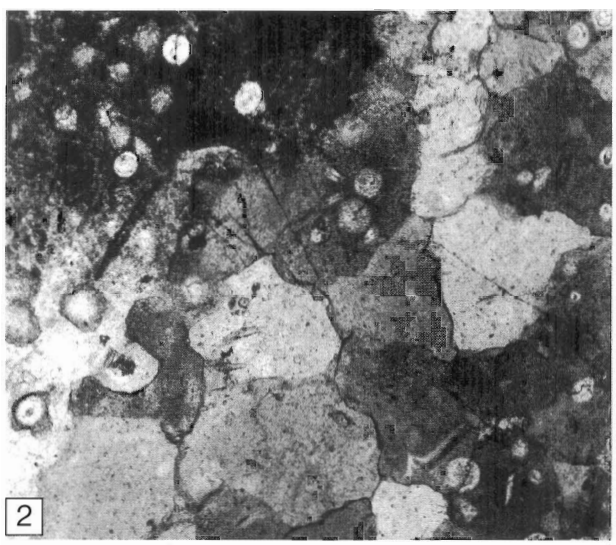

4

5

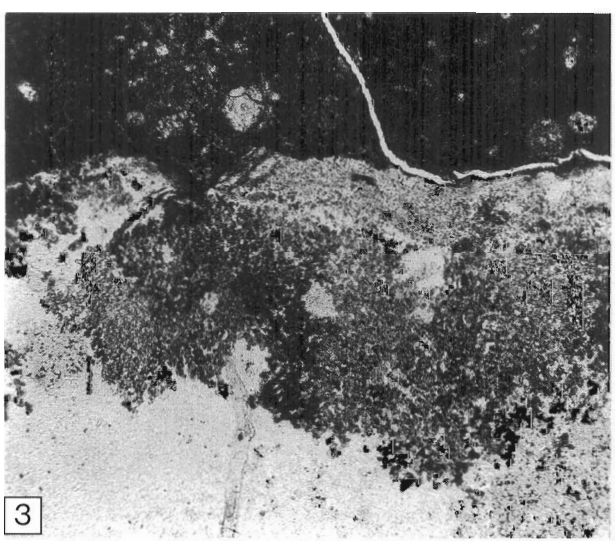
6



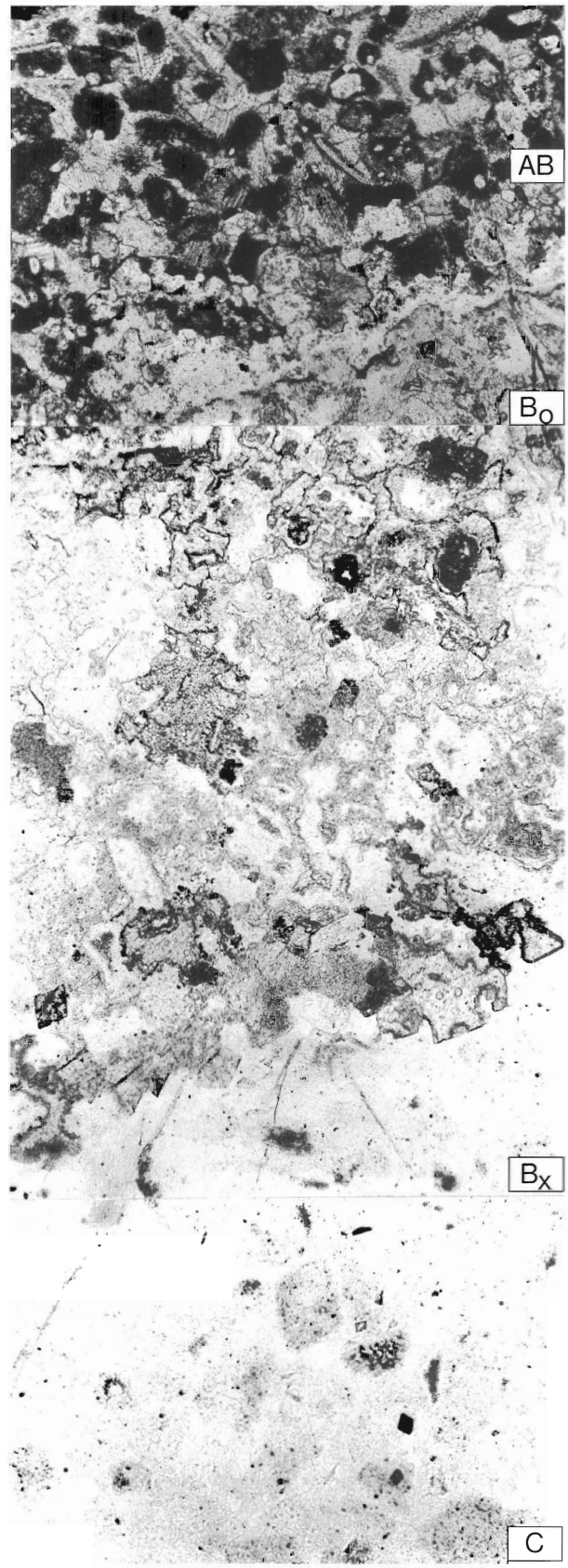
1



2



3



Shells of juvenile pelecypods acted sometimes as obstacles for the diffusion (Pl. II, Fig. 1), they limit the chert nodules. Thin early vein ("pre-chert veinlets" – Mišík, 1998, p. 285) also influenced their form by stopping the growth of the nodules (Pl. XI, Figs. 1–2).

The proportion of cherts in limestones can be ascertained by the planimetric evaluation of photos of slightly weathered outcrop, e. g. the chert nodules represent 26.4 vol. % of a layer of Hallstatt Limestone illustrated on the Plate I, Fig. 5. This cannot be authomatically considered as a proportion of silica in that limestone bed because cherts contain calcite rhombs and veinlets.

Transition zones

Detailed description of the transition zones from limestone to chert in the thin sections was done previously (Mišík, 1973). Following zones can be discerned in case of pelagic Tithonian-Neocomian limestones: A – surrounding micritic limestone without visible microquartz ("chalcedony"), dark in thin section. AB is the transition zone with dispersed microquartz (light-grey in thin section), usually 1.5–3 mm, but by "imperfect cherts" some cm thick. The microquartz fills at least a part of voids after radiolarians and forms thin borders along the older calcite veinlets. At its outer side another zone – B_o, richer in microquartz, can be sometimes discerned ("marginal imbibition"). On the inner side of AB zone a peculiar B_x zone consisting of coarse-grained aggregate of new-formed recrystallized calcite (pseudosparite – Pl. II, Fig. 2) can be observed.

Further transition zone BC is characterized already by the predominance of microquartz. Its typical features are the voids after radiolarians filled by calcite monocrystals. The zone BC is approximately 0.2–5 mm thick. Zone C represents the main part of chert with dominating silica. Slight differences can be between its central and peripheral part, e. g. pyrite crystals occur only in the peripheral part, the size of calcite rhombs grows sometimes towards the central part. An example of the transition between limestone and chert shows Pl. II, Fig. 4. A special variety of transition B zone is the "sieve structure" (Pl. II, Fig. 3) with dendritic calcite grains. It occurred in cherts from Hallstatt Limestone and from Keuper dolomite.

In the polished section both limestone (A) and especially chert (C) acquire the lustre meanwhile the transition zones remain dull.

A passage from microquartz aggregates ("chalcedony") to the crystals of authigenic quartz (megaquartz) at the chert border was rarely observed (e. g. Reifling Limestone, Svätojánska valley, Nízke Tatry Mts.). It render another evidence that the chert nodules were formed during the early diagenesis from the relatively concentrated silica solutions, but in the course of later diagenesis idiomorphic quartz crystals precipitated from the very diluted solutions (Mišík, 1995a). The transition zones are absent in very small cherts (Pl. II, Fig. 1).

Rhythmic cherts with wood-grained structure

This scarce type of chert nodules occurs in an abandoned quarry underneath the elevation point 663.4 Dielce, settlement Turík near Lúčky, Choč Mts. I called attention towards them previously (Mišík, 1972, p. 114–115). Black nodules with concentric patterns occur in dark limestones and dolomites pertaining to lower part of "Aon Beds" (Borza, 1973) of Reifling Formation, or to the Göstling Limestones according to the profile of Masaryk (1993, Fig. 2), but the latter author did not mentioned the cherts. According to the oral communication of M. Havrila their stratigraphic attribution is Lower Carnian (Cordevolian) Similar cherts can be found also in the nearby locality Martinček and another one 7 km N from Korytnica Spa.

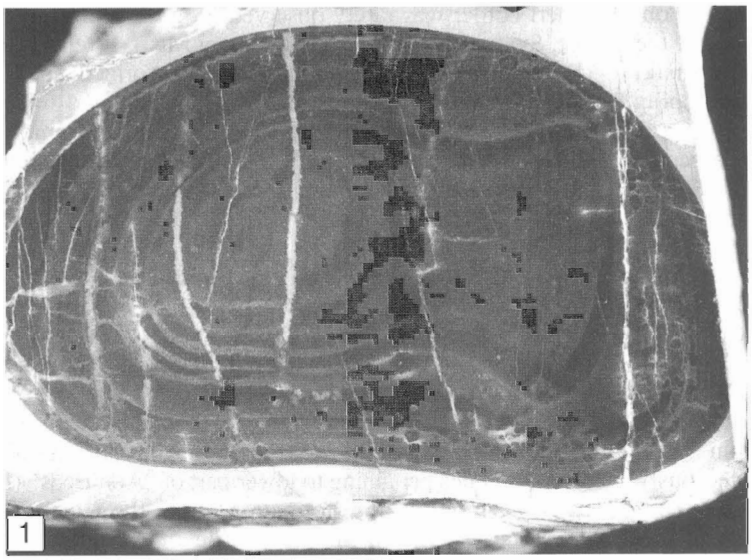
The surrounding rock is represented by micrites and dolomicrites containing scarce radiolarians and spicules of silicisponges (voids after their dissolution filled by calcite) and juvenile bivalves of *Halobia* type.

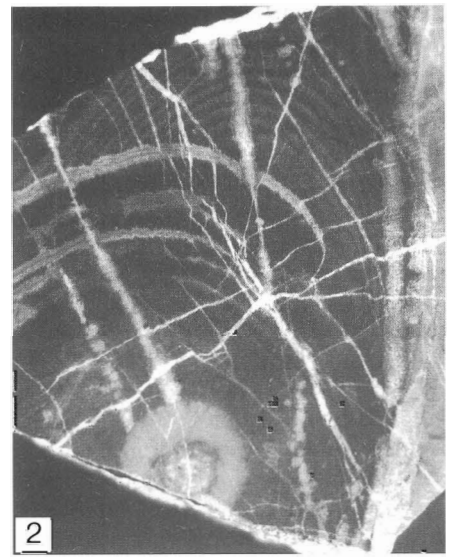
Cherts in dolomite display in polished sections the alternation of black and light-grey rings (Pl. I, Fig. 1, Pl. III, Figs. 1, 3). In thin sections they are white and brown (Pl. III, Fig. 3). Inner limits of the brown stripes (rings) are sharp at the difference to the outer ones. The silica aggregate is extraordinary fine-grained especially in the brown rings where light tiny globules (probably lepispheres) with a diameter of 8–10 μm can be discerned (Pl. III, Fig. 4). The thickness of concentric rings varies between 0.45 to 1.3 mm, the darker brown rings are always somewhat thicker than the light ones. Up to 7 rings can be counted in 1 cm part of the radius.

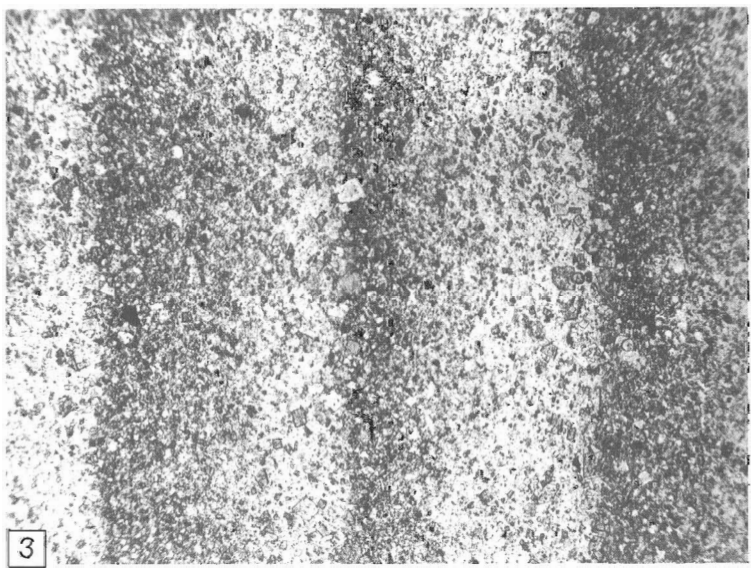
Both types of rings are filled by tiny dolomite rhombs rarely up to 0.25 mm (Pl. III, Figs. 4–5). Their dolomite nature was proved by alizarine and it is also clear from the chemical analysis of the nodule: MgO – 5.19 %. The share of CaO was 12.19 %, then the amount of dolomite in the chert is about 20 % they enclose small older dolomite rhombs without any corrosion.

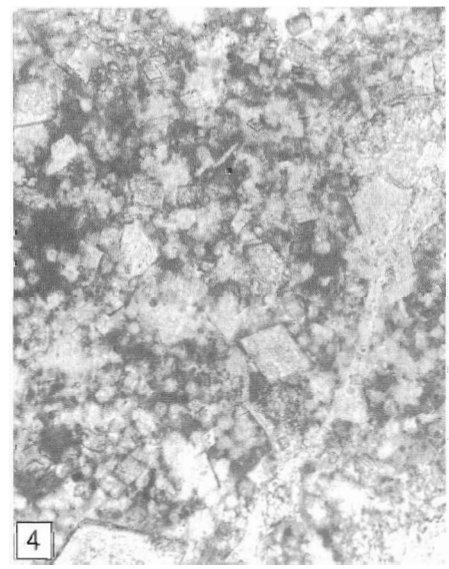
The brown shade is not caused by Fe-compounds. The microprobe profile displayed a perfect correlation between

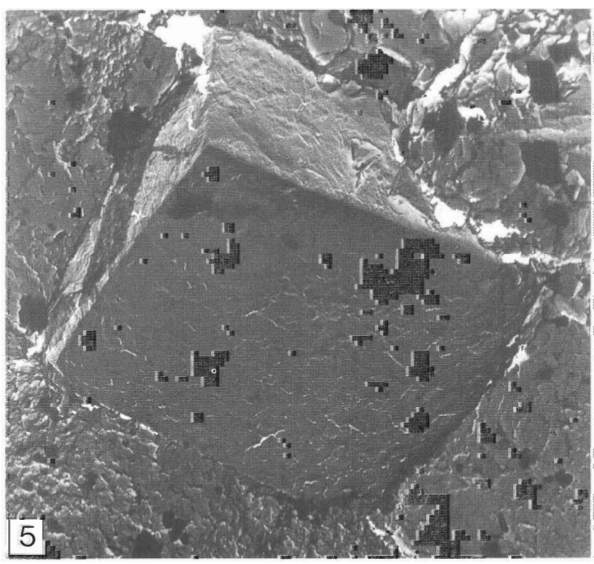
◀ **Pl. II.** Transition zones at the limestone-chert boundary. 1 – The growth of small cherts (white) was stopped at some places by "filaments", shells of juvenile *Halobia* (small chert nodules lack the transition zones). In the centre a brachialium of *Osteocrinus* sp. Upper Carnian – Norian (age proved by extracted conodonts). Pebble of the Albian conglomerates of Klape Unit. Považská Bystrica. T. s. (= thin section) No. 7224, 20x. 2 – Transition zone from limestone to chert. Upper left – zone AB, the rest of the photo – zone B_x consisting from the coarse-grained calcite aggregate (pseudosparite). Chert in pelagic Neocomian limestone, Kysuca Succession, Pieniny Klippen Belt, Milpoš T. s. No. 18594, 40x. 3 – Transition BC-zone with dendritic ("strainer") structure of newly-formed calcite grains at the chert margin. Red nodular Hallstatt Limestone (biomicrites with radiolarian microfacies). Norian, Silica nappe. Quarry near Silická Brezová, Slovakian Karst. T. s. No. 6248, 43x. 4 – Microscopic profile of limestone-chert transition, the same locality. At the difference of the preceding pelagic biomicrite this chert was formed in an calciturbiditic intrasparite (grey allodapic intercalation) in red nodular limestones. AB-zone contains tiny crystals of authigenic quartz, very thin zone B_o is formed by pure microquartz ("chalcedonic marginal impregnation"), B_x zone of newly-formed calcite grains and chert (C) with the ghosts of intraclasts and small carbonate rhombohedra. T. s. No. 6243, 43x.

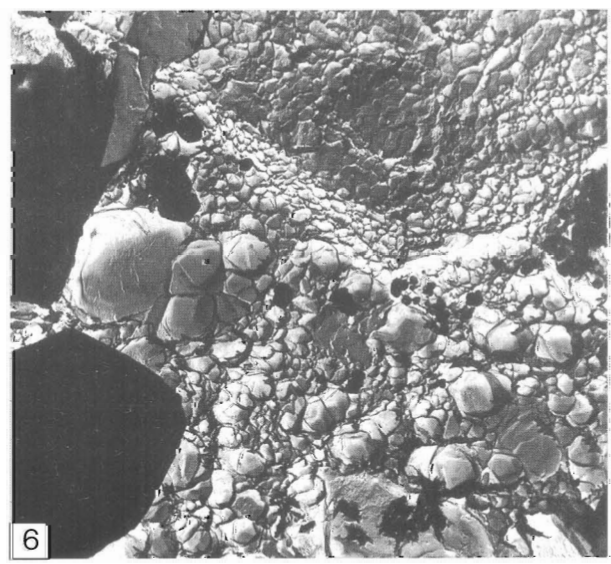

1


2


3


4


5


6

Fe and Mg showing that Fe^{2+} forms an isomorphic admixture in the dolomite rhombs. Single grains of pyrite and kaolinite flakes are exceptional (Pl. III, Fig. 6). Insoluble residue of chert is represented almost exclusively by SiO_2 (66.96 % and 64.50 % from two specimens), Fe_2O_3 was only 0.029 %. The brown shade is then caused by the presence of organic matter: C_{org} – 1.57 %. Its contain of bitumens – 224 ppm is formed by oils – 25.9 %, pitch – 17.2 % and asphaltites – 56.1 % (anal. RNDr. V. Širáňová).

Rare syngenetic calcite veinlets were formed by metasomatic replacement of chert along the submicroscopical cracks and therefore contain also the mentioned dolomite rhombs. They are sometimes concordant with rings (concentric veinlets of dehydratation – Pl. III, Fig. 2). The chert nodules are disturbed also by a set of young parallel extensional calcite veinlets (Pl. III, Fig. 1) formed during the tectonic pressures as the result of higher rigidity of cherts comparing with the surrounding carbonate rock.

The granularity of microquartz from both types of stripes can be observed from replicas on the electronmicroscope image (Pl. III., Fig. 6). The index of crystallinity after Murata and Norman (1976) was 3.0.

The structure of rhythmic concretions originated by tridimensional oscillations, the process was driven by diffusion. The measurements are concordant with the spacing law resulting from the Ostwald-Prager theory of Liesegang phenomenon (Fig. 3):

$x_N = p^N.x_o$ ln x_N = N ln p + ln x_o $x_N = 1.3958^N$. 2.106

N .... sequence number of the stripe

x_N .... distance of N-stripe from the beginning

p, xo .... constants characteristic for the given case

The measurements were carried out by prof. Dr. V. Holba, DrSc.

Similar structures of cherts were formerly designated as "spheroids" (Taliaferro, 1934; Kolodny, 1969). Taliaferro supposed their origin by the dehydratation of gels. Three cases were described in latest years:

1. Our material is most resembling to that described under the name "wood-grained structure" by DeCelles and Gutschick (1983) from the Mississippian dolomites. Their cherts also consist of light and dark rings, the dark ones coloured by bituminous admixture. They also contain abundant dolomite rhombs but at the difference to our material they are much more frequent in white rings. The authors supposed their origin in the foreslope facies between 50 m and 300–500 m under the pycnocline with the opal-CT precursor, but they did not find relicts of lepispheres.

2. Maliva et al. (1999) described cherts with "wood-grained structure" from the Upper Jurassic Portland Limestone of England. They explain the alternation of dark and light stripes by higher abundance of calcite inclusions in the light ones. The cherts originated as self-organization process by early diagenetic metasomatism from compacted carbonate sand with abundant sponge spicules. They also suppose but did not document the opal-CT being the precursor. $\delta^{18}O$ indicates the participation of meteoric waters with the temperatures between 20° and 60 °C. The periodical supersaturation took place along the boundary of the growing nodule what resulted in a light zone formation. The distance between the pair stripes is usually 2–6 mm and becomes higher towards the periphery.

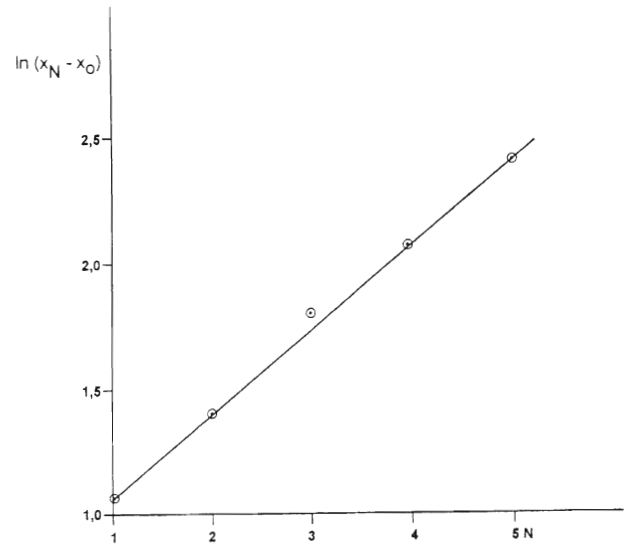


Fig. 3. Measurement of spacing in the wood-grained chert, loc. Turík.

3. McBride et al. (1999) described mentioned structure as "spheroidal chert nodules" from the marine Eocene limestones in Egypt. The size of nodules is 40–120 cm. They supposed without evidence their origin from an opal-CT precursor. No siliceous organisms as the silica source are preserved. The value of $\delta^{18}O$ of calcite and quartz indicate the origin of cherts in the depth about 100 m with the participation of meteoric waters, but dispersion of values points to a complex origin. Some nodules grew from the centre towards the periphery but many of them are supposed to grow simultaneously within the whole space of nodule. The authors designate the process as "self-organized process of enigmatic character".

To complete the information we add that another case of spheroids but from Upper Jurassic radiolarites, probably connected with the hydrothermal activity was described from Slovakia (Mišík et al., 1991, Pl. 4, Fig. 3). Irregu-

Pl. III. Cherts with wood-grained structure. 1 – Alternation of light and dark annular bands (Liesegang figures), wood-grained structure chert in Lower Carnian (Cordevolian) dolomites. The nodule is disturbed by a net of young calcite extension veinlets; they do not continue to the surrounding carbonate rock. Göstling Beds, Choč nappe. Abandoned quarry, Turík near Lúčky, Choč Mts. T. s. No. 21801, slightly magnified (1.5x), polished section. 2 – As previous. Besides younger veinlets, the nodule is cut also by two concentric syngenetic veinlets of contraction. Outward of them the rhythmic structure changed. The same locality. Polished section, 2x. 3 – Thin section of wood-grained chert filled by tiny dolomite rhombohedra and grains. Three pairs of light and dark annular bands. As previous. T s. No. 729/67, 22x. 4 – Dark bands contain besides small rhombohedra also tiny white globules, probably remnants of lepispheres originally from opal-CT As previous, 185x. 5 – Dolomite rhomb in a microquartz aggregate from wood-grained chert. As previous. Replica of a fracture plane. Electronic microscopy, 6800x. 6 – Parts of different granularity of quartz, kaolinite flakes on the left. As previous, 6800x.

lar concentric structures of other cherts have been illustrated at Pl. I, Figs. 2, 3.

To the self-organized structures belong also concentric rings called "beekite" known from the selective silicification of shells. In Western Carpathians, they were found on *Liogryphea* shells and belemnite rostra within the Liassic limestones (Mišík, 1995b, Pl. III, Figs. 1, 2). Similar aggregates of smaller concentric rings were found in several cherts from crinoidal limestones (Pl. XIII, Figs. 3–5).

Remnants of lepispheres in nodular cherts

The study of Tertiary and Quaternary siliceous sediments from the boreholes in the ocean bottom revealed the presence of tiny globular bodies named lepispheres. They represent the overgrowths of cristobalite and tridymite blades designated as opal-CT (Wise and Kelts, 1972; Wise and Weaver, 1977 and others). They occur most frequently as radiolarian filling. The diameter of lepispheres varies between 0.003–0.050 mm. The opal-CT disappeared totally from the sediments older than Cretaceous.

The assumption about the opal-CT as a precursor of microquartz in nodular cherts was accepted at first with scepticism. Neither cristobalite nor tridymite can be expected in Mesozoic cherts of Alpine-Carpathian area (only Bardoši et al., 1965, quoted cristobalite in Jurassic cherts from Bakony Mts., that information was never repeated), but remnants of lepisphere globules can be preserved. They were documented from cherts in Upper Jurassic Portland Limestone by Maliva and Siever (1988), from Ordovician cherts by Gao and Land (1991), from Western Carpathians by Mišík (1993, Fig. 2G-I). Lintnerová and Peterčáková (1994) figured SEM photos of blade-shaped lepispheres from Lower Cretaceous of Western Carpathians. Such a preservation of their forms was found also by Elorza and Garcia-Garmilla (1993) from Upper Turonian platform carbonates and by Michniak (1980) from Turonian platform limestones of Poland.

It is noteworthy that the lepispheres are known also from other environments. Following examples were noted at the territory of Slovakia: Marková (1977, Pl. I–III) documented them from siderite microconcretions in Upper Miocene, their opal-CT nature was confirmed by X-ray analysis. Marková (1978) found them in limnoquartzites, Šamajová (1979, Fig. 12) found globular aggregates of cristobalite-lussatite in the zeolitized Neogene volcanites, Forgáč et al. (1990) identified them in a silicified wood. Chovanec (1991) illustrated perfect photos of blade-shaped lepispheres from the silicified elm wood in andezite tuffs, but did not recognized them.

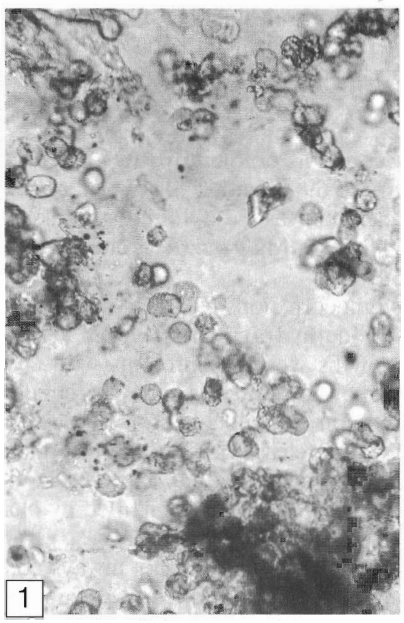
Lepispheres were found also in opalite silcretes of Australia (Thiry and Milnes, 1989, Fig. 7). I attributed to fossil silcretes the specimen with lepispheres in cherts proceeding from Keuper (Norian) dolomite (Pl. IV, Fig. 5). The majority of lepispheres was pseudomorphosed there by dolomite. Some of them conserve the SiO_2 composition due to their closing in tiny dolomite crystals (Mišík, 1996, Pl. IV, Fig. 7).

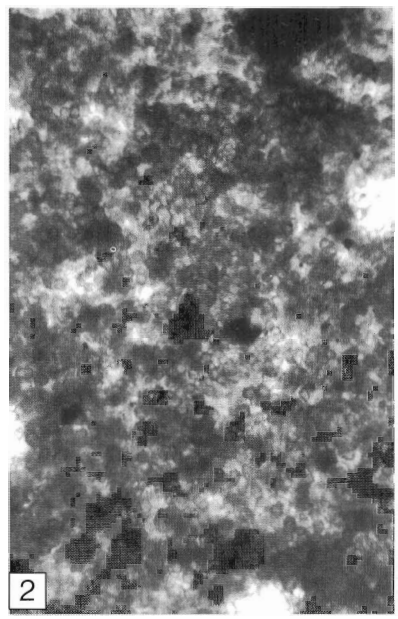
Following ways of lepisphere remnants preservation were ascertained in our material: 1. Most frequent is their early replacement by calcite (Pl. IV, Figs. 1–4, 7), namely in cherts from Lower and Middle Jurassic limestones with echinoderm plates and silicisponge spicules.

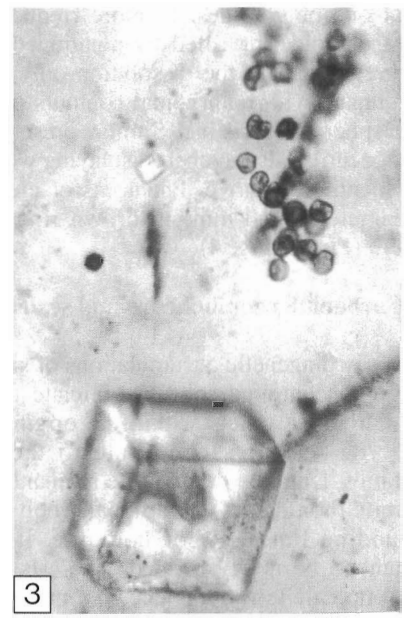
2. Lepispheres closed in early formed calcite rhombs in chert escaped the annihilation (Pl. IV, Figs. 6, 8–9). They can be paramorhosed by microquartz or replaced by calcite, mostly with the same optic orientation as the rhomb. No traces of lepispheres can be found in the surrounding chert matrix. The mentioned case of preservation occurs in cherts from shallow-water crinoidal-spiculitic limestones. They are present also in calciturbidites with the same redeposited elements in pelagic limestones (Pl. IV, Figs. 6, 9). The lepisphere remnants of both mentioned types are relatively rare in chert nodules from Carpathian Mesozoic. They were found in 14 from 165 thin sections. More frequent is the third type.

3. Relicts of lepispheres in radiolarians within the pelagic limestones (Pl. IV, Fig. 10). Cherts from Tithonian-Neocomian biancone facies contained them in seven from fifty thin sections. The diameter of lepispheres was between 0.015 and 0.020 mm. The remnants of lepisphere microglobules are more or less clear enveloped in brown silica mass with somewhat lower index of refraction than

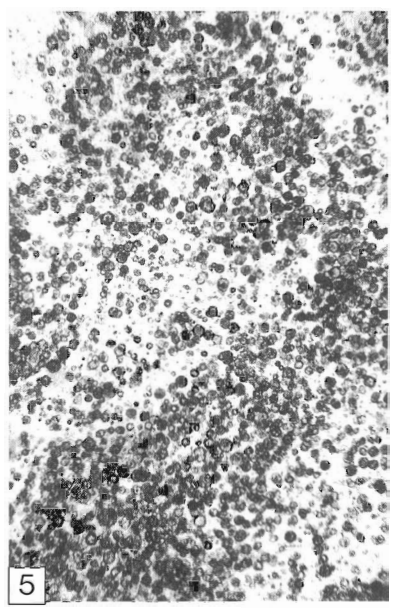
Pl. IV. Globular bodies – remnants of lepispheres in chert nodules. 1 – Remnants of lepispheres preserved as globules filled by calcite (diameter 0.012 mm); the surrounding mass is microquartz aggregate. Chert from Liassic spiculitic limestone. Pebble of Senonian Valchov Conglomerate. Horné Košariská, Brezovské Karpaty Mts. T. s. No. 17907, 185x. 2 – Relicts of lepispheres with the diameter about 0.015 mm pseudomorphosed by calcite; the surrounding mass is formed by microquartz. Lepispheres were preserved only in the central part of the nodule. Chert from pelbiosparitic limestone, Lower Liassic. Choč Nappe. NW slope of Holý vrch near Chtelnica, Čachtické Karpaty Mts. T. s. No. 29825, 86x. 3 – Remnants of lepispheres (about 0.015 mm) pseudomorphosed by calcite. Chert in Liassic crinoidal limestones, Klape Succession, klippe Klape. T s. No. 19635, 240x. 4 – Remnants of lepispheres pseudomorphosed by calcite in Liassic–Middle Jurassic crinoidal limestones. Olistolite of Barremian-Aptian Urgonian Limestone in Cenomanian conglomerates of Klape Unit. Podvážie-II. T. s. No. 6348, 136x. 5 – Relicts of lepispheres (0.015–0.020 mm) mostly replaced by dolomite in chert nodule, probably of silcrete origin. Norian Keuper Dolomite, Krížna nappe. Settlement Zelenáci near Valaská Belá, Strážov Mts. T s. No. 3635, 86x. 6 – Relicts of lepispheres (about 0.018 mm) preserved only in early formed calcite rhombs within a chert nodule. They were replaced by calcite of the same optic orientation as the closing rhomb. Chert in a calciturbiditic intercalation within Norian Hallstatt Limestone. Silica Nappe, Silická Brezová. T. s. No. 6245, 185x. 7 – Relicts of lepispheres replaced by calcite in a microquartz mass. Siliceous spiculitic limestone, Liassic of the Manín Succession. Quarry near Tunežice. T s. No. 7250, 210x. 8 – Remnants of lepispheres preserved only in calcite rhombs. They were pseudomorphosed by calcite but this time with a different optical orientation than the rhombs. Chert from Kimmeridgean–Lower Tithonian limestones with *Saccocoma* microfacies. Kysuca Succession of Klippen Belt. Milpoš. T s. No. 10596, 160x. 9 – Relicts of lepispheres (0.015 mm) preserved only in calcite rhombs and grains, replaced by calcite of different optical orientation. Calciturbiditic intercalation in Upper Berriasian–Valanginian Horná Lysá Limestone, Kysuca Succession, Vršatec. T. s. No. 19796, 120x. 10 – Phantoms of lepispheres in a radiolarian filling are clearer than remaining brownish mass with a different content of water in chalcedony (microquartz). Chert nodule from Upper Tithonian pelagic limestones with *Crassicollaria*. Kysuca Succession. Small klippe 700 m to S of the elevation point 758.1 near Kyjov. T. s. No. 18601, 120x.

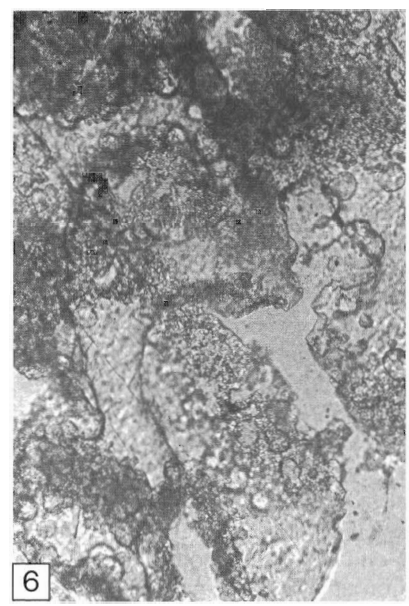

1

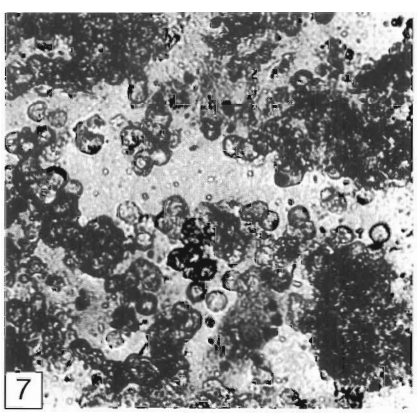

2


3

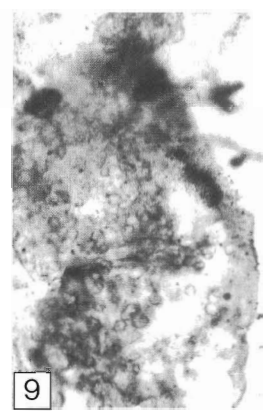
4

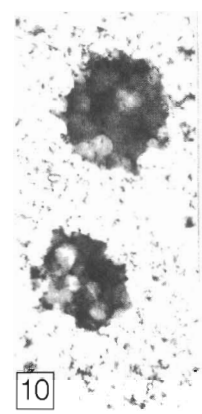

5


6


7

8


9


10

that one of globules. In more frequent case the central part of void was filled by mentioned younger brownish aggregate. After the dissolution only a part of brownish aggregate with bothryoidal contours (negatives of former lepispheres) is visible. Similar preservation of lepispheres occurred also in chert displaying wood-grained structure mentioned above. Phantoms of clearer microglobules (diameter 0.010 mm) in brown rings can be discerned there (Pl. III, Fig. 4).

Carbonate rhombohedra and scalenohedra in cherts

Early diagenetic accumulations of silica from the relatively concentrated solutions iniciate the recrystallization of carbonate relicts within the originating chert nodule. Micrite remnants contribute to the origin of calcite rhombs, from the dolomicrite remnants originated the dolomite rhombs. As no carbonate rhombs occur in the surrounding limestone or dolomite, it is clear that they ought to be newly formed. There is a well known fact that no calcite rhombs occur in marine limestones, only dolomite rhombs may be there in the case of partial dolomitization. Therefore previous authors considered the rhombs in cherts as dolomitic. Mišík (1993) found that all thin sections from 88 chert specimens of Anisian to Albian limestones in Western Carpathians contain only calcite rhombs, rarely accompanied by Fe-dolomite rhombs. This can be easily checked by the alizarine coloration of uncovered thin sections (attention should be paid to very tiny rhombs not reaching the surface of the thin section which remain uncolored). On the other hand all cherts from Triassic dolomites contained only dolomite rhombs what points to a very early dolomitization preceding the chert nodule formation.

The calcite rhombs are often zonal (Pl. V, Fig. 1). The crystallization of calcite rhombs was not a single event. If the limestones contained several admixtures (e. g. Fe, Mg) also another population of Fe-dolomite rhombs originated (Pl. V, Figs. 2, 7). The oscillation of conditions that favor the precipitation of $CaCO_3$ and those favouring SiO_2 is evidenced by the abundance of corrosional features on calcite rhombohedra. Sometimes even their dissolution up to hollow negatives took place (Pl. V, Fig. 5). Such rhombohedra negatives were found in 5 cases from 144 chert nodules. The hollowness is surely not a result of their dissolution by weathering because younger generation of calcite rhombs as well as calcite veinlets were not affected. These voids were mostly filled by microquartz aggregate (Pl. V, Fig. 6). The cores of the older corroded generation bear sometimes syntaxial overgrowths with changed chemical composition (Pl. V, Figs. 3, 4). Two EDAX analyses from the object at the Pl. V, Fig. 4 show that the older core was dolomite (CaO – 46.95 % and 50.79 %, MgO – 20.69 % and 17.45 %, practically without FeO) and the rim was Fe-dolomite to ankerite (CaO – 51.21 % and 48.16 %, MgO – 4.08 % and 11.11 %, FeO – 9.84 % and 3.81 %).

Peculiar cases of slight corrosions represent scalenohedra overgrowing echinoderm fragments (Pl. V, Fig. 8). The syntaxial overgrowths were synchronous with chert nodule formation as they are absent in the surrounding biomicrite. The dissolution of scalenohedron surface was probably caused by water, released during the dehydratation of silica in a closed system. Tiny cavities in the form of "frames" originated and were later filled by clear rims consisting from short-fibrous chalcedony.

Relicts of crinoidal monocrystals were not always completely dissolved, they might be performed in rhombs (Pl. VI, Fig. 2). Ghosts of radiolarians are often visible in rhombs. They proceed from molds of dissolved radiolarians filled with a single crystal of globular shape which was later syntaxially overgrown to rhombohedral shape. Very small rhombs are often present even in voids after dissolved radiolarians filled by fibrous chalcedony (Pl. VI, Fig. 3).

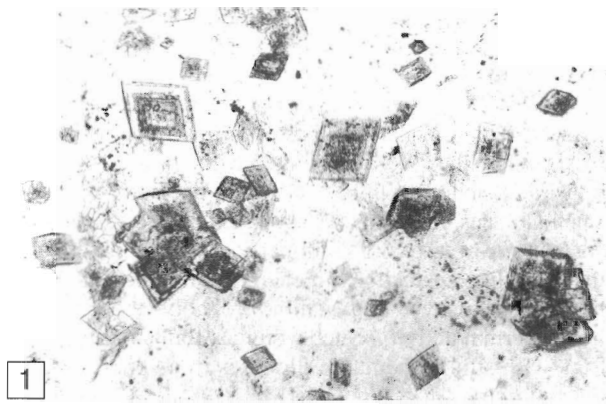
It was already mentioned that the calcite rhombs served for conserving the lepisphere structures (Pl. V, Figs. 6, 8–9) entirely disappeared from surrounding mass of chert nodule.

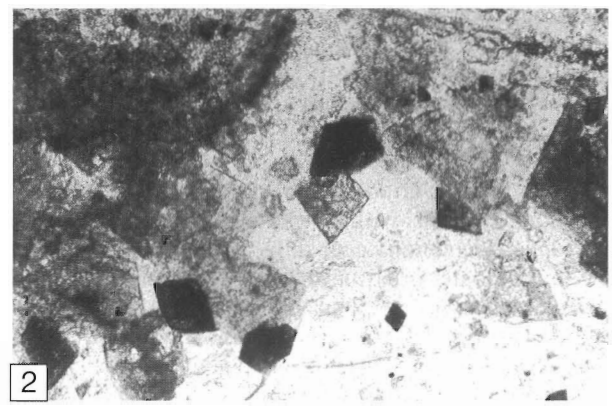
The anchimetamorphism leads to corrosion, partial recrystallization and also to reorientation of rhombs into the foliation plane (Pl. XII, Figs. 3, 4).

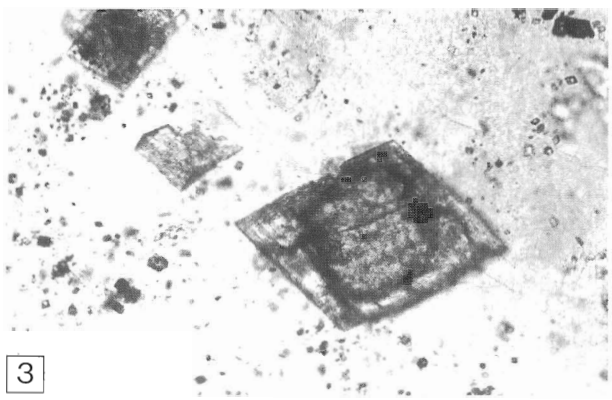
Calcite rhombs are especially frequent in the contact with the syngenetic veinlets crossing the chert ("string-of-pearls type", Mišík, 1971). Hair-thin cracks mostly of dehydratation origin supplied solutions into still "living", reactive accumulation of silica containing a considerable amount of water (Mišík, 1998). Younger veinlets of tectonic origin penetrating already consolidated cherts lack such rhomb borders.

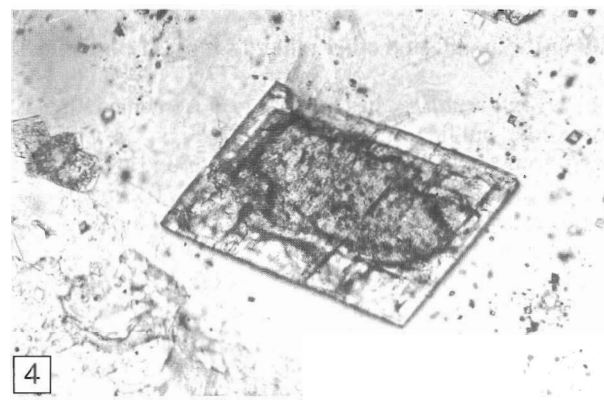
A relation between the size of chert nodules and the presence of calcite rhombs seams to exist. Rhombs bigger than 0.05 mm are missing in the nodules less than 1 cm of diameter, but not all bigger nodules comprise them. The growing size of rhombs toward the centre of nodule was sometimes noted (Mišík, 1973, Fig. 4).

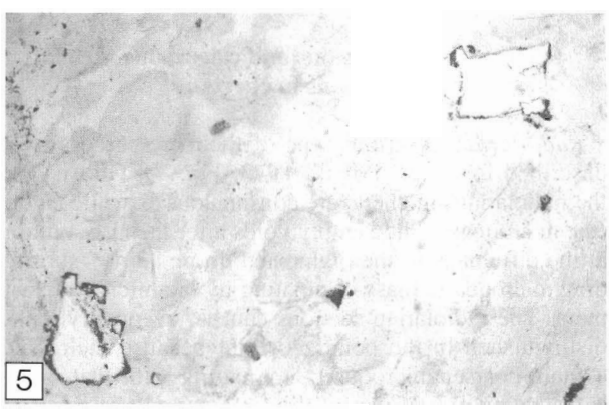
Pl. V. Carbonate rhombs in chert nodules. 1 – Zoned rhombohedra in a chert from Liassic spiculitic-crinoidal limestone. Choč nappe, Svarín, railroad cut, Nízke Tatry Mts. T s. No. 7784, 95x. 2 – Older calcite rhombs (clear) are mostly cut by dark Fe-dolomite rhombs. Chert in Upper Jurassic limestones, Krížna nappe. Čejtach near Smolenice, Malé Karpaty Mts. 55x. 3 – Older corroded rhomb represents the core with a syntaxial rim of carbonate with different chemical composition. Chert nodule from Liassic crinoidal limestones, Krížna (Vysoká) nappe. Prístodolok, Malé Karpaty Mts. T s. No. 6254, 185x. 4 – Syntaxial ankerite rim around a core of corroded dolomite rhomb. Chert nodule from biosparite limestone, Middle Jurassic, Krížna nappe (Ďurčiná Succession), Ďurčiná, Malá Fatra Mts., 185x. 5 – Voids after dissolved rhombs in a chert originated by hydrothermal silicification of the Triassic dolomites. Veľké Pole, settlement Cíger, Tribeč Mts., 55x. 6 – Older generation of calcite rhombs was dissolved and the voids filled by chalcedony. It represents inclusions in large younger calcite rhombs. Chert from crinoidal-spiculitic Liassic limestone, Choč nappe. Svarín, railroad cut, Nízke Tatry Mts. T. s. No. 7714, 95x. 7 – Younger Fe-dolomite rhombs penetrate in the remnants of corroded calcite rhomb. The same as Fig. 3. T s. No. 7876, 80x. 8 – Crinoidal fragment was syntaxially overgrown into scalenohedron in the course of chert nodule forming. The water liberated during the dehydratation slightly corroded the scalenohedron surface and a narrow void originated around it which was finally filled by clear short-fibrous chalcedony. Liassic crinoidal limestone, Nižná Succession of the Pieniny Klippen Belt. Quarry in the klippe Skalka near Sedliacka Dubová. T s. No. 17990, 80x. ▶

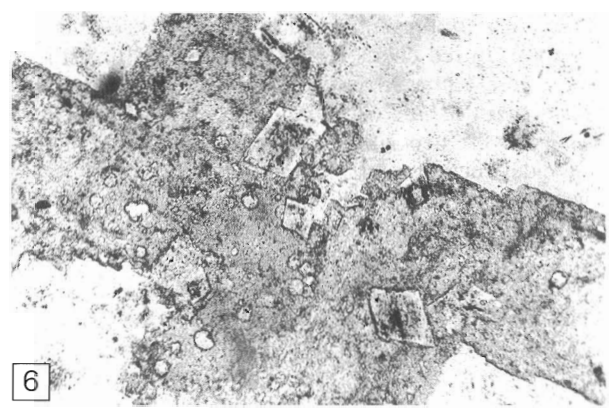

1

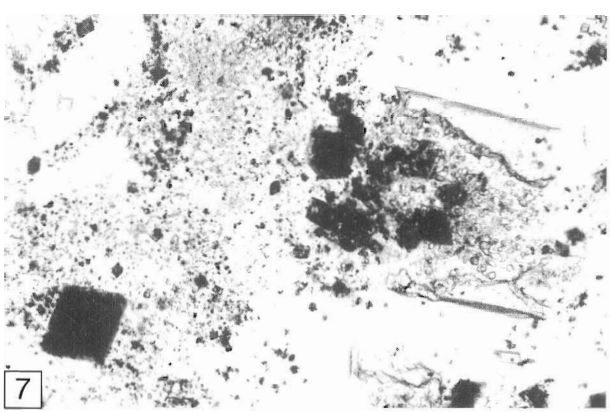

2

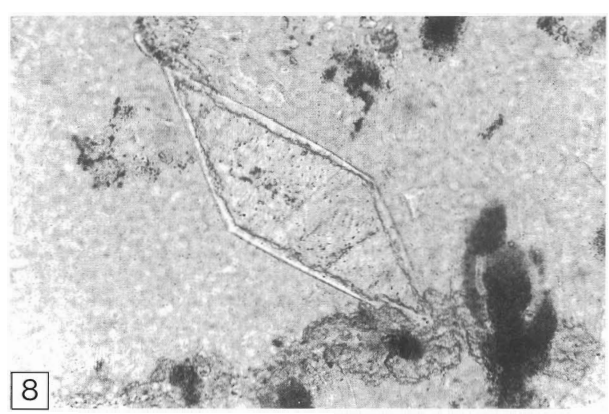

3


4


5


6


7


8

The calcite rhombs frequently enclose abundant, mostly liquid inclusions (e. g. Pl. VI, Figs. 5, 6). The rhombs lack twinning lamellae (a single exception was the biggest 1.3 mm rhomb in chert from Liassic limestones, loc. Svarín). The microquartz aggregate damped the pressures which caused the twinning of crinoidal plates in the surrounding crinoidal limestone (Pl. VI, Fig. 1).

Groups of rhombs without mutual contact but with the same optic orientation occur in facies biancone; they had to communicate previously through submicroscopic cracks. Smaller, strong elongated rhombs with trapezoidal section were noted in the same facies. The most frequent occurrence of rhombs was noted in biancone facies of Tatric Unit; they occur in thin sections from all 13 specimens and surpassed the size 0.2 mm.

Authigenic apatite and other minerals in chert concretions

Authigenic apatites in cherts were documented already in an older publication (Mišík, 1977, Figs. 22 and 23). Tiny idiomorphic apatite crystals were found in 41 cases from all 144 thin sections of cherts (Pl. VII, Figs. 1–6), then in 28.5 % cases but exclusively from the pelagic facies representing deep-water limestones of Middle Jurassic to Albian age. In the Tithonian-Neocomian biancone facies they occurred almost in a half of thin sections (21/42).

The size of crystals rarely surpassed 0.012 mm. The crystals occur frequently in clusters linked on fragments of organic matter supplying the phosphorus (Pl. VII, Fig. 2). They are present not only in black cherts but are current also in red cherts from the variegated limestones of Middle and Upper Jurassic age and in the same frequency (almost in a half of all specimens, 10/21). These limestones were deposited in an oxygenated environment with the destruction of organic matter.

The apatite crystals are absent in cherts from shallow-water limestones like crinoidal-spiculitic ones of Liassic–Middle Jurassic age (with one exception, loc. Prístodolok, Malé Karpaty Mts.). They were not found even in cherts from nodular Reifling Limestone and Hallstatt Limestone. The reason was not the lack of phosphorus in the mentioned sediments but in the fact, that diagenetic processes except the really deep-water sediments did not support its concentration and crystallization of apatite during the reactive stage of chert nodule formation.

Tourmaline. Rare tiny columns of authigenic tourmaline up to 0.04 mm in length occurred in Tithonian-Neocomian cherts.

Rutile was rarely found in very tiny needles in Tithonian-Neocomian cherts and also in those from Middle Jurassic where they were associated with chlorite.

Pyrite is abundant in dark cherts in the form of pigment, small globules, rarely in crystal-shaped grains up to 0.2 mm.

Hematite was found as imperfect tiny globules within the sheaf-like chalcedony in cherts from crinoidal limestones loc. Mikušovce and Manín, probably as a product of hydrothermal activity. Such a suggestion is based on analogy with similar hematite globules in a spheroid within the radiolarite, loc. Trstená (Mišík et al., 1991, p. 351) whose hydrothermal nature was supported by the presence of baryte.

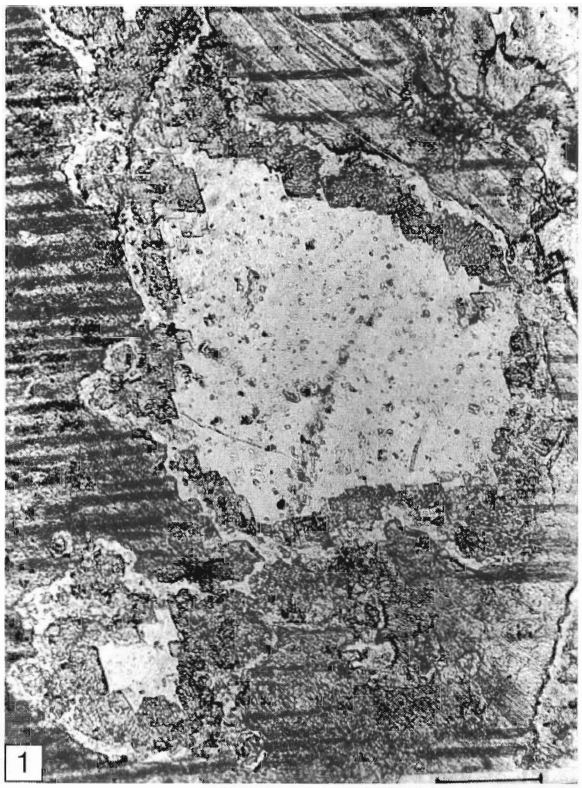
Clay minerals. Very fine flakes of kaolinite are illustrated at the electron-microscopic photo (Pl. III, Fig. 6) as well as those of illite and chlorite identified by microprobe (Mišík, 1973, Fig. 20).

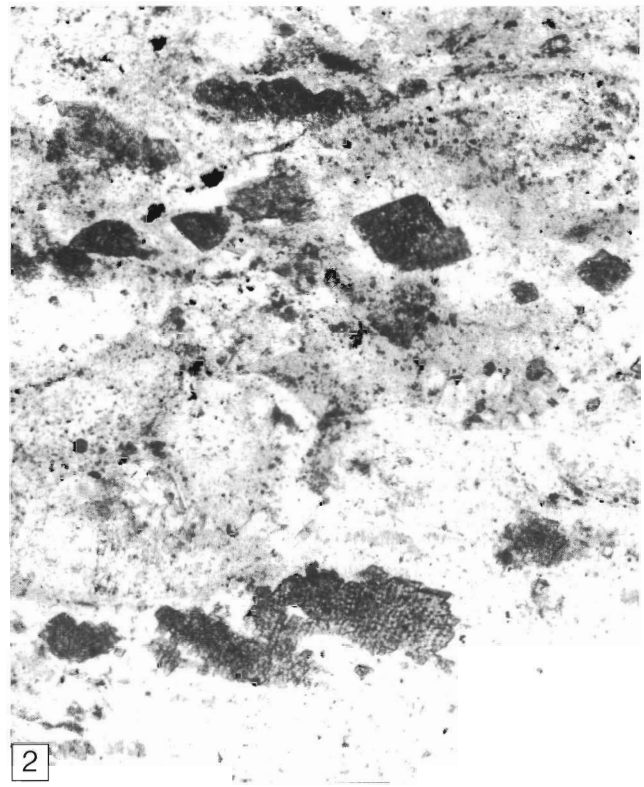
Clastic quartz. Chert nodules from sandy limestones mostly of Liassic age contain enclosed terrigenous clastic quartz grains. The englobing microquartz aggregate is indifferent to them. Syntaxial overgrowths never occurred in spite of their current presence in the same limestone (Mišík, 1995). It testifies once more that authigenic idiomorphic quartz was formed during the late diagenesis from the very diluted solutions meanwhile the chert nodules originated in the course of very early diagenesis from relatively concentrated silica solutions.

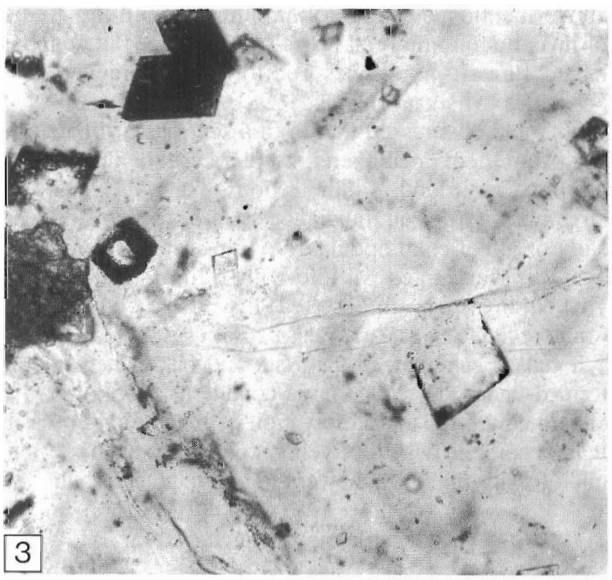
Preservation of siliceous and calcareous skeletal remains in cherts

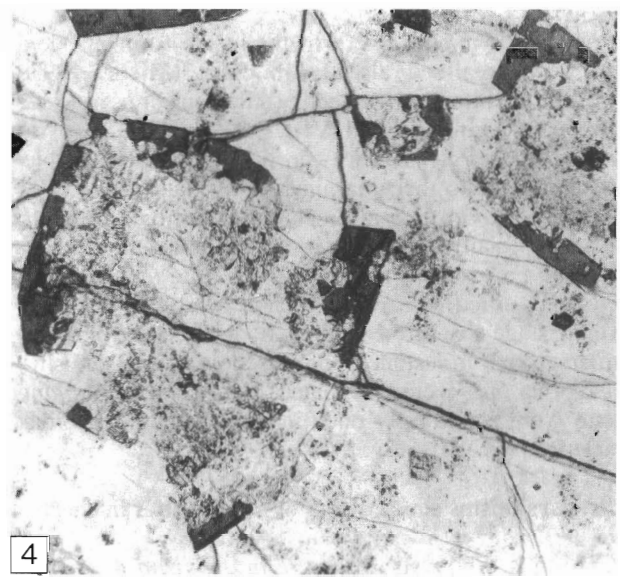
Radiolarians. Various type of their preservation were described long ago (Mišík, 1973, Fig. 7). Ghosts after the radiolarians in cherts are conspicuous as white cercles (the microquartz filled empty voids after their dissolution) at the difference to the pigmented, more "dirty" surrounding microquartz mass originating by the micrite replacement. The radiolarian sections can be, eventually, better distinguished in the polarized light because their voids contain coarser microquartz comparing with that one of surrounding mass. The infilling by a single calcite crystal, especially at the contact with the syngenetic veinlets (Mišík, 1973, Fig. 10) was already mentioned, as well as

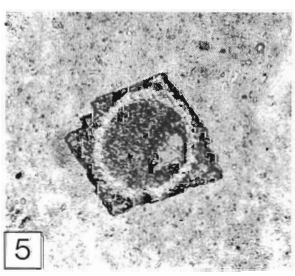
Pl. VI. Carbonate rhombohedra in nodular cherts – continuation. 1 – Partly silicified echinoderm plate. The pressure-twinning lamellae are absent in the inner syntaxial rim of rhomb aggregate which was isolated by thin coating of silica. Liassic crinoidal biosparite, Choč nappe, Nižný Chmelienec, Nízke Tatry Mts., 120x. 2 – Rhombohedra with relict porous structure of crinoidal fragments. Chert nodule in an allodapic intercalation of crinoidal limestone, Flaki Formation, Aalenian of Kysuca Succession, Klippen Belt. Radola, Orava. T. s. No. 20280, 40x. 3 – Contours of dissolved calcite rhomb replaced by microquartz. Chert nodule in fluxoturbiditic Muráň Limestone, Hauterivian-Barremian, Krížna (Havran) nappe. Mount Muráň, Belanské Tatry Mts. T. s. No. 7788., 80x. 4 – Remnant of strongly corroded calcite rhomb. Chert nodule in Liassic crinoidal biosparite. Krížna (Vysoká) nappe. Prístodolok, Malé Karpaty Mts., 50x. 5 – Radiolarian ghost in the calcite rhomb. Chert nodule from Tithonian pelagic limestones, Tatric Unit. Belanská valley, Veľká Fatra Mts. T. s. No. 6794, 136x. 6 – Calcite rhombs with radiolarian phantoms in their core. Chert nodule in Neocomian pelagic limestones, Tatra Unit. Podhradská valley, Veľká Fatra Mts. T. s. No 3709, 55x. 7 – Small calcite rhomb in the radiolarian test filled by brownish sperolitic chalcedony. The external part is preserved as clear short-fibrous chalcedony Pelagic Neocomian limestones, Manín Unit. Belušské Slatiny, Strážov Mts. T. s. No. 3641, 136x. 8 – Collomorphic structure of previous silica replaced by a calcite rhomb, partly corroded during the metamorphic recrystallization (the foliation plane is oriented vertically). Chert nodule in the anchimetamorphosed Upper Jurassic platy limestone of Tatric Unit (Devín Succession). Quarry underneath the Sandberg near Devínska Nová Ves, Malé Karpaty Mts. T. s. No. 19706, 160x.


1

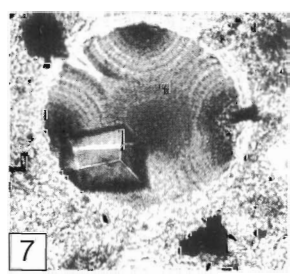

2

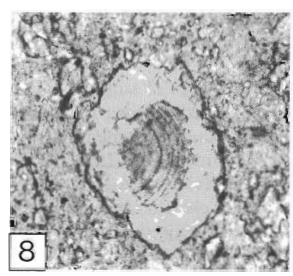

3


4


5

6


7


8

its syntaxial overgrowth to a calcite rhomb (Pl. VI, Fig. 6). Rare internal sediment in the form of framboidal pyrite at the bottom of radiolarian void represent a polarity structure (l. c. Fig. 8). Early replacement of radiolarian tests by pyrite is very rare.

The selective calcitization of radiolarian test, a very early process in chert nodules, was found only in one thin section (1/144) in contrast to the banded radiolarites where it is widespread (Mišík et al., 1991, Pl. 3, Fig. 6 and else). Peterčáková (1990) succeeded in extraction of radiolarians from the chert nodules of Hauterivian limestones but she has not mentioned if they were selectively calcitized and after the treatement with HF converted to fluorite.

Silicisponge spicules display similar ways of preservation. Their central canals are often filled by calcite.

Crinoidal fragments. The silicification proceeded usually from the microquartz patches inside the plate. Phantoms of the original reticulate (porous) structure are often visible (Pl. VIII, Fig. 1). It is an evidence that microquartz accumulation originated by ion-par-ion replacement and not by dissolution of larger voids. Syntaxial overgrowths by rhombic planes usually preceded the formation of chert nodule (Pl. VIII, Fig. 2; Pl. XIII. Fig. 1). Another similar case was previously illustrated (Mišík, 1993, Pl. 2f). On the other hand the scalenohedral overgrowth on the echinoderm plate was realized already in chert nodule (Pl. V, Fig. 8). A considerable part of crinoidal fragments preserves its calcitic composition inside the chert (Pl. VIII, Fig. 3).

Bivalves. Syntaxial overgrowths in the form of "dog teeth" was realized already in chert (Mišík, 1993, Pl. 2E). Juvenile *Bositra* shells ("filaments") used to be well preserved in cherts (Pl. VIII, Fig. 4).

From other organisms we can note *globochets* visible sometimes due to their marginal pigmentation (Pl. VIII, Fig. 7). *Microborings* in bioclasts caused by boring algae are especially expressive in red cherts due to their infilling by Fe-oxides (Pl. VIII, Fig. 6). Rare *foraminifers* are always silicified, except of chitinous linings of their juvenile stage (see further). In the nodular chert from Barremian-Aptian limestones (loc. Jasenovo) ghosts of silicified orbitolines were ascertained. The fragments of *plant tissue* were found only once in a chert from crinoidal limestones (Pl. VIII, Fig. 8).

Microorganisms composed of organic matter in cherts

Chitinous dinocysts, spores *Fungisporonites,* representants of Fungi imperfecti, pollen grains and chitinous linings of juvenile foraminifers ("microforaminifers") were found in chert nodules.

Chitinous dinocysts (Pl. IX, Figs. 1–8) were observed only in chert nodules from younger limestones since Middle Jurassic to Albian. They occur most frequently in dark cherts from Tithonian-Neocomian biancone facies (11/47), namely in Manín Unit – up to a half of cases (5/10). They were surprisingly absent in cherts from the same facies in Kysuca Unit (0/18) where instead of them only single spores and pollen grains were found (5/18).

The determination of several species are in explications to the plate IX. Experiments with the separation of dinocysts using palynological methods were not successful. The same negative experience was quoted by Górka (1982). The organic matter of dinocysts and spores was at least partially silicified, impregnated by silica.

The richest and most varied association was found in black cherts from the Upper Hauterivian – Lower Barremian Muráň Limestone belonging to the Krížna nappe in Belianske Tatry Mts. The fetid smell accompanying the hammer blow betrays the bituminous admixture in limestone: C_{org} – 2.07 %, the share of bitumen – 234 ppm. C_{org} from the chert was 2.15 %. From these cherts Fungi imperfecti (Acrasiomycetes) *Paleoguttulina muranii* Locquin et Mišík (Pl. IX, Figs. 9–12, Mišík and Locquin, 1983), frequent Fungisporonites (Pl. IX, Figs. 13 and 14) and "microforaminifers" (Pl. IX, Figs. 18 and 19) were described. Muráň Limestone is considered to be a fluxoturbiditic sediment (Lefeld, 1974; Michalík et al., 1990).

Pollen grains (Pl. IX, Figs. 15–17) are rare as well as above mentioned "microforaminifers", chitinous linings of juvenile foraminiferal tests. The latter are but abundant in red Jurassic limestones due to their impregnation by Fe-oxides (Mišík and Soták, 1998).

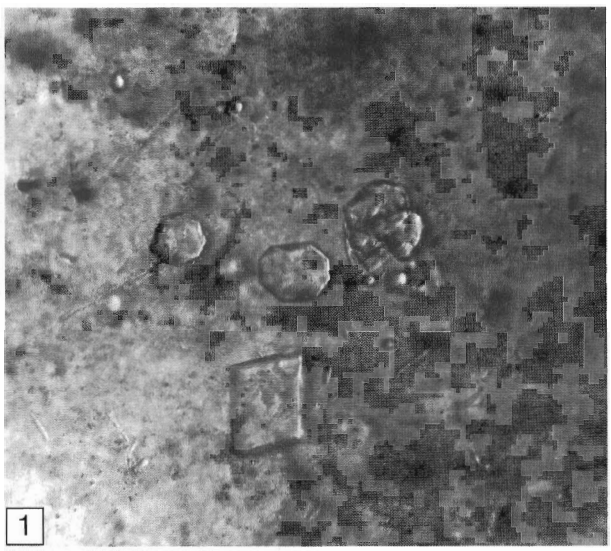
It should be stressed that in thin sections of limestones enclosing mentioned cherts, no dinocysts or other sporomorphs were found in thin sections. They disappeared in large quantity during the diagenesis what affirms the very early origin of chert nodules. No thin section from the red cherts in variegated Middle-Upper Jurassic limestones yielded any sporomorphs (0/21); well oxygenated environment led to their early destruction.

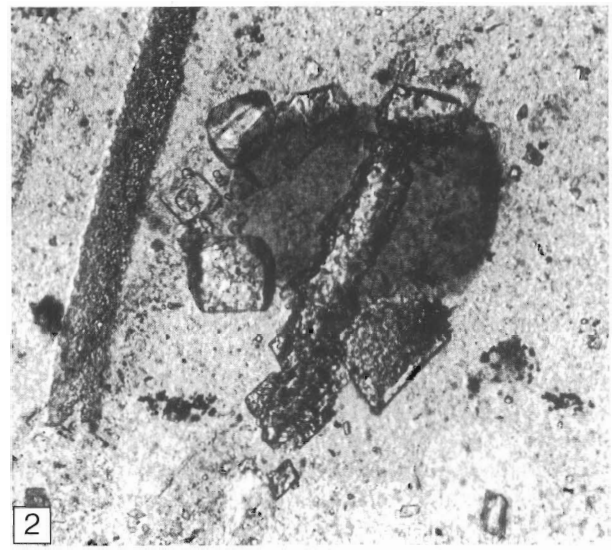
It can be summarized that dark and black chert nodules formed under the reductioning conditions served as a suitable medium for the preservation of organic microfossils. It is accordant with the well known fact that the oldest microfossils on the whole were found in the black silicites.

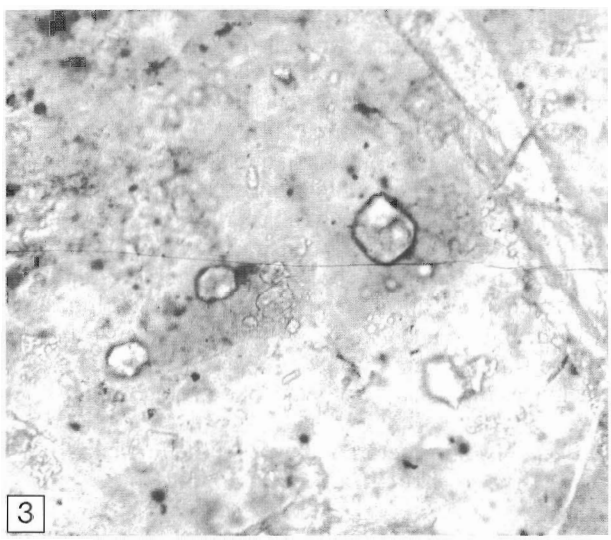
Organic matter in cherts

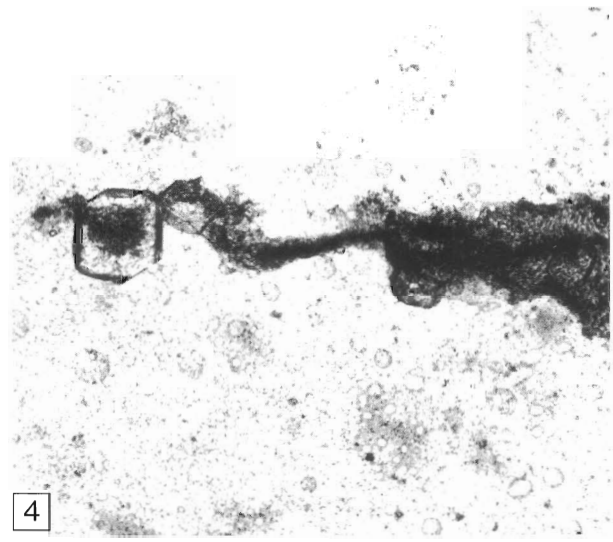
Four pair samples of cherts and limestones from their immediate surrounding were analysed from the same Neocomian "biancone" facies. The analyses of bitumens were

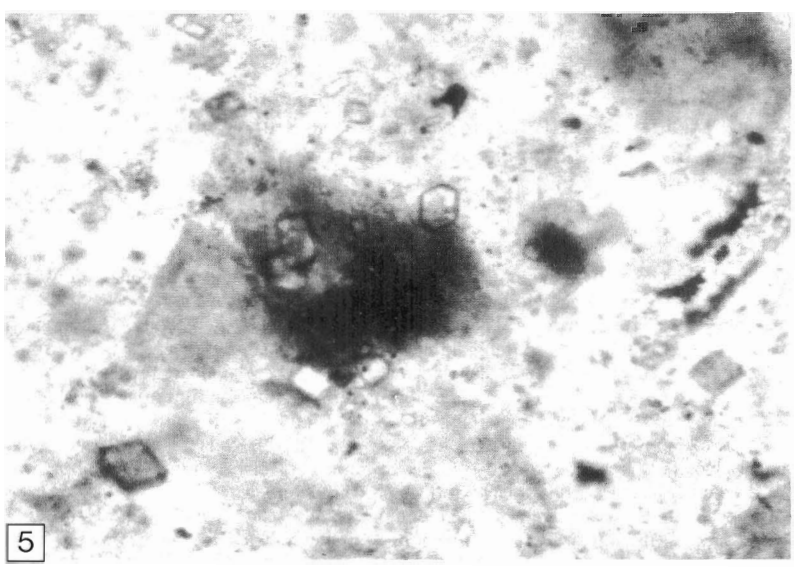
Pl. VII. Crystals of authigenic apatite in chert nodules. 1 – Authigenic apatites, one idiomorphic crystal in the center, calcite rhomb below it. Chert nodule in Middle-Upper Jurassic limestones, Krížna nappe. Sklabiňský Podzámok, Veľká Fatra Mts. T s. No. 4640, 410x. 2 – Newly-formed apatite crystals around a fragment of organic matter; calcite rhombs below them. On the left a syngenetic calcite veinlet corroded by chalcedony. Chert in Tithonian limestones, Tatric Unit. Quarry Bralo, Zázrivianska valley, Malá Fatra Mts. T s. No. 4006, 210x. 3 – Idiomorphic apatite in a chert nodule from Neocomian limestones, Manín Succession. Quarry near Dobrá, Trenčianske Teplice. Strážov Mts. T s. No. 6990, 136x. 4 – Apatite crystal in a chert nodule from Muráň Limestone. Upper Hauterivian – Lower Barremian, Krížna nappe (partial Havran nappe). Southern wall of Mt. Muráň, Belianske Tatry Mts. T s. No. 7123, 136x. 5 – Apatite crystals formed around a fragment of organic matter in chert nodule. Neocomian limestones, Manín Succession. Slopes of Trenčín castle rock, Strážov Mts. T s. 24115, 48x. 6 – Idiomorphic apatite in a chert nodule. The same locality as Fig. 4. T. s. No. 12520, 152x. ▶

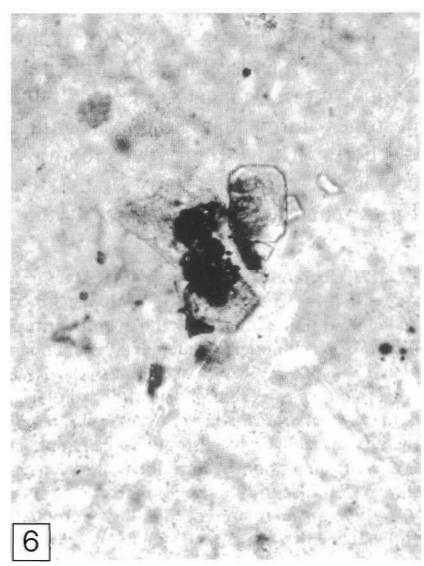

1


2


3


4


5


6

carried out by RNDr. V. Širáňová, those of C_{org} by RNDr. J. Kotásek (Tab. I. and Fig. 4). The value of C_{org} of limestones oscillated between 1.24 and 1.86 %; C_{org} of enclosed cherts was always a little smaller: 0.62 to 1.20 %. It is a little surprising because the black colour of cherts contrasting with light grey limestones suggests the opinion the cherts ought be richer in organic matter. No relation in the contents of bitumens of limestones and their cherts was ascertained (C_{bit} of limestones 112–330 ppm, C_{bit} of cherts 102–388 ppm). There is not even any systematic enrichment or impoverishment in the share of oils, pitch and asphaltenes. The values of asphaltenes in limestones varied between 41.4 ppm and 61.5 ppm; in cherts 47.4–62.5 ppm. Pitch in limestones 5.9–18.9 ppm, in cherts 8.7–22.8 ppm. Oils in limestones 27.3–52.1 ppm, in cherts 25.0–39.1 ppm. With regard to the very early individualization of chert nodules and to the migration of chemical compounds between limestone and originating nodule, more expressive differences could be supposed.

Spectral analyses of samples in pairs (limestone and belonging chert) show a distinct impoverishment of cherts in Sr, Mn, Pb against the limestones and on the contrary an enrichement in Ti, V, B and other elements. More detailed evaluation of 40 analyses in pairs will be done elsewhere.

Synsedimentary, pre-chert and post-chert deformations

Small sliding folds in Neocomian limestones with cherts were found in two localities (Pl. X, Figs. 1–3). They originated without doubts before the formation of chert nodules. Only several laminae in them were selectively replaced by silica. If the silicification took place before the sliding, they would have been certainly broken in result of their rigidity compared with that one of more plastic limestones (see also chapter about veinlets).

Synsedimentary breccias containing fragments of the older cherts and surrounding limestone in the matrix of younger chert occur very rarely (loc. Zadné Skálie – Pl. X, Figs. 4–7). Fragments of nodular cherts were found in calciturbiditic intercalations within the Triassic limestones (quarry Polom near Žilina) and within the Neocomian limestones (monastery Skalka, Manín Succession). Such post-chert synsedimentary deformations originated as cliff breccias by seismic activity or by submarine erosion of lithified calcareous sediments already containing chert nodules. Carozzi et al. (1978) described a synsedimentary chert breccia as tempestite. The cited cases document once more the very early diagenetic origin of chert nodules.

The redeposition of big rounded nodules of black cherts into the Urgonian limestones with other coarse-grained but angular clasts was found in Krivoklát valley as an exceptional case (Mišík, 1990, p. 40). There occur two large olistolites there (more than 20 m in lengths) in "Upohlav" conglomerates of Klape Unit. The redeposited cherts are completely without calcite veinlets at the difference from all other chert nodules in Carpathian Mesozoic. The heterogenous matrix englobing olistolites protected them against the crushing by Alpine pressures.

Pre-chert, syngenetic and post-chert cracks (veinlets)

Very early atectonic cracks filled by calcite in the lithified calcareous sediment, represented an obstacle for the growth of the nodules and bordered them by straight planes (pre-chert veinlets – Pl. XI, Fig. 5).

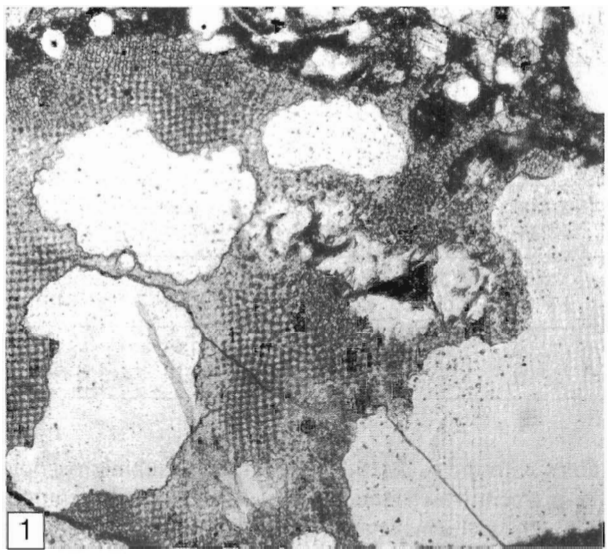
Cracks syngenetic with the chert-forming process originated mainly by dehydratation of silica originally with high water content (opal-CT). Calcite rhombs frequently attached on them point out that the nodule was still in a "reactive stage" at that time (Pl. XI, Fig. 3). Syngenetic veinlets are mostly of metasomatic nature.

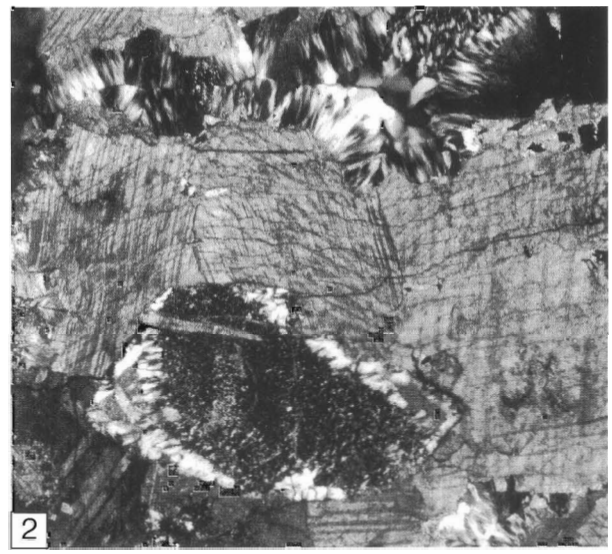
Post-chert calcite veinlets, mostly of tectonic origin, disturbing already the "mature" chert nodules lack such attached rhombs. They are considerably larger and more abundant because rigid cherts were fragmented during the extension at the difference to the more plastic limestones (Pl. XI, Figs. 6 and 7). The post-chert veinlets originated by the filling of empty space (open crack) in contrast to the metasomatic nature of syngenetic veinlets.

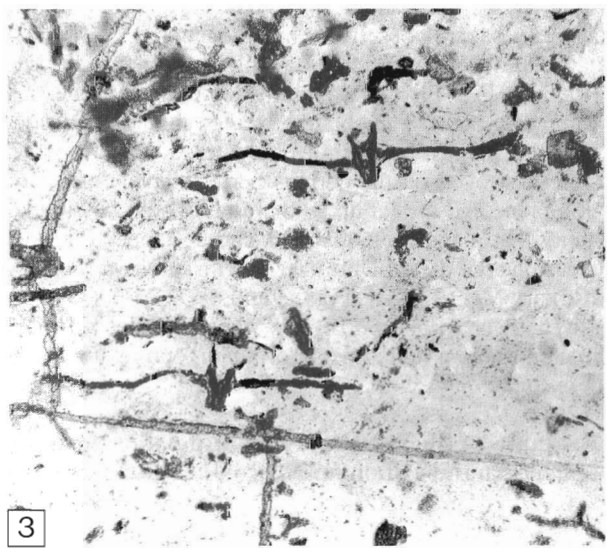
Effects of slight metamorphism on the form and inner structure of chert nodules

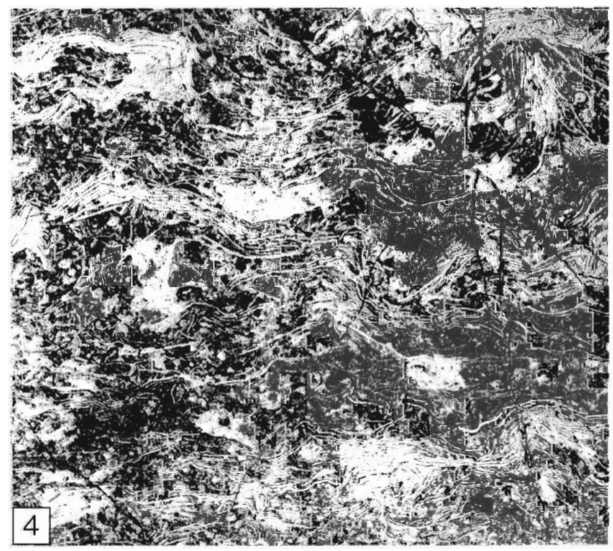
The anchimetamorphism considerably raised the degree of crystallization of silica in chert nodules. The change of almost submicroscopic aggregate of microquartz ("chalcedony") in coarse-grained megaquartz mosaic is conspicuous already in thin sections. The process can be exactly expressed by crystallinity index of Murata and Norman (1976). For instance a chert nodule from slightly metamorphosed Middle-Upper Jurassic limestones from Tribeč Mts. (Tatric Unit, locality Nitra, Pl. XII, Fig. 6)

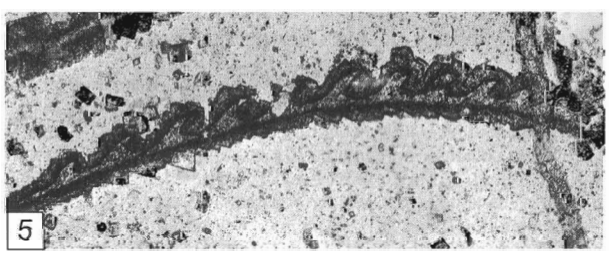
Pl. VIII. Calcareous organisms in chert nodule. 1 – Partly silicified echinoderm plate; in its silicified part (white) phantoms of original porous structure are visible. Chert nodule in crinoidal limestones of Middle Jurassic. Czorsztyn Succession, Klippen Belt, Mikušovce. T s. No. 9578, 48x. 2 – Syntaxial points overgrew the echinoderm plate sooner than the chert was formed. They were replaced by flaky "chalcedony" (microquartz). The silicified echinoderm plate contains abundant calcite inclusions. Chert in the red crinoidal limestones, Liassic, Choč nappe. Predhorie, Strážov Mts. T s. No. 7243, 48x, crossed polars. 3 – Abundant sections of brachialia pertaining to the planctonic crinoid *Saccocoma* are preserved in calcite. Clear cercles represent ghosts after radiolarians in the microquartz mass. Chert from Kimmeridgean–Lower Tithonian limestones. Pebble from Albian conglomerates, Klape Succession. Nosice-IIe. T s. No. 6673, 17x. 4 – Chert containing "filament" microfacies (juvenile shells of *Bositra*) in the Norian Hallstat Limestone. Silica nappe, Budikovany, Slovakian Karst. T s. No. 6257, 11x. 5 – Aptychus with syntaxial calcite overgrowths in a chert from Tithonian limestones, Kysuca Succession, Brodno. T s. No. 5715, 55x. 6 – Traces of boring organisms in the silicified bivalvian shell are well discernible due to their filling by Fe-oxides. Red chert in Liassic limestones, Choč nappe. Predhorie, Strážov Mts. T s. No. 17883, 45x. 7 – *Globochaete* preserved in the microquartz mass as a phantom due to the pigmentation along its contours. Chert from Middle-Upper Jurassic limestones, Krížna nappe, Čejtach near Smolenice, Malé Karpaty Mts., 136x. 8 – Fragments of plant tissue in the chert nodule from the Middle Jurassic crinoidal limestones, Czorsztyn Succession, Klippen Belt. Červený Kameň near Pruské, 80x.


1

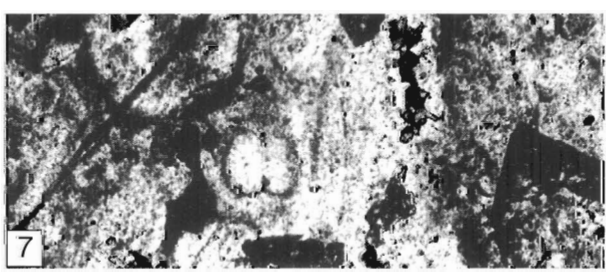

2

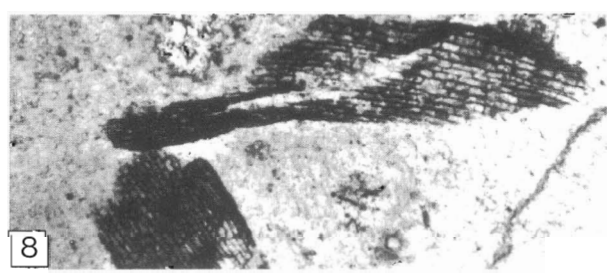

3


4


5

6


7


8

Tab. 1
Composition of organic matter in chert nodules and neighbouring Neocomian limestones (pair samples)

		C_{org} %	C_{bit} ppm	oils %	pitch %	asphaltenes %	carbonates %
1. Marly limestones, Krížna nappe, Zázrivá Valley, Malá Fatra Mts. – I	limestone	1.33	300.00	37.00	5.90	57.10	65.86
	chert	0.62	388.00	25.00	16.90	58.10	33.20
2. Slightly marly limestone, the same locality – II	limestone	1.24	218.00	27.30	11.40	61.30	89.20
	chert	1.20	102.00	29.80	22.80	47.40	31.80
3. Limestone, Manín Unit, Dobrá Strážovské vrchy Mts.	limestone	1.74	320.00	52.10	6.40	41.40	95.80
	chert	0.86	148.00	25.00	12.50	62.50	34.30
4. Slightly marly limestone Kysuca Unit, Istebné	limestone	1.86	112.00	30.20	18.90	50.90	83.20
	chert	0.81	114.00	39.10	8.70	52.10	5.20

had the crystallinity index CI – 7.6, the wood-grained chert from Turík (p. 5) only 3.0. Lintnerová and Peterčáková (1994) quoted from a chert in Neocomian limestone (Tatric Unit, quarry Bralo, Malá Fatra Mts.) CI – 3.0. All mentioned cases proceeded from Central Western Carpathians.

The values of chert nodules in similar Neocomian limestones from the Pieniny Klippen Belt were somewhat lower: loc. Krivá CI – 1.7 and Rochovica CI – 2.5 (Lintnerová and Peterčáková, 1994). The limestones from Klippen Belt generally indicate a less intensive thermic affection than those of Central Carpathian units. The frequency of authigenic feldspars from corresponding limestones of both areas indicate the same (Mišík, 1994, p. 107).

For the comparison purposes an analysis of diagenetic chert nodule from the platform Oxfordian limestones from the surroundings of Kraków CI–1 can be cited (Matyszkiewicz, 1987). But the epigenetical hydrothermal silicification affecting the same limestones along a Tertiary fault gave values CI – 9.2–9.7 (l. c.).

It is necessary to add that the recrystallization of the microquartz aggregate depends not only on the temperature and pressure but also on its purity. The chert nodules from Anisian Schreyeralm Limestone can serve as an example. The most finest aggregate of microquartz is in areas with the highest concentration of submicroscopical Fe-pigment which evidently breaks the recrystallization.

Chert nodules in metamorphosed limestones used to acquire "S" form, e. g. Jurassic limestones of Veporic Unit near Košické Hámre (Pl. XII, Fig. 1). The recrystallization of quartz aggregates is well observable in thin section (Pl. XII, Fig. 2).

Calcite rhombs in cherts acquired granulated margins (Pl. XII, Fig. 5), thin twinning lamellae may be rarely formed in them. The rhombs were sometimes reoriented into the plane of metamorphic recrystallization. They were destroyed on the corners perpendicular to the foliation plane and grown up so that they would be elongated along that plane (e. g. chert in Middle-Upper Jurassic limeastones of Tatric Unit near Devínska Nová Ves, Malé Karpaty Mts., Pl. XII, Figs. 3 and 4).

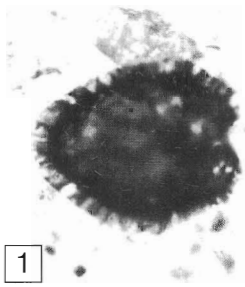
Whatever formation of new chert nodules during the metamorphism (anchimetamorphism, epimetamorphism) is excluded.

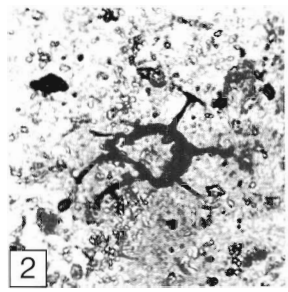
Example of chert nodules from pelagic limestones (Cherts on the Tithonian-Neocomian biancone facies)

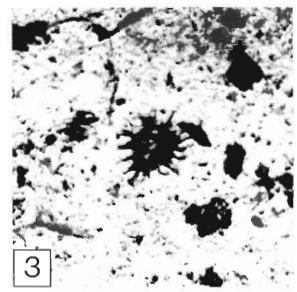
Frequences of selected microfacial elements are summarized in Tab. 2.

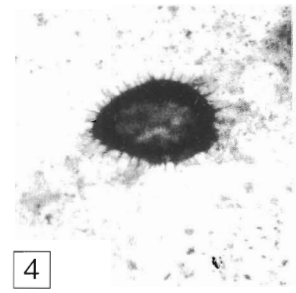
The majority of thin sections includes also a small part of surrounding limestone giving the possibility to more

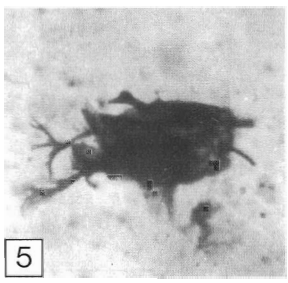
Pl. IX. Microorganisms formed by organic matter in chert nodules. 1–8 – Chitinous dinocysts: 1 – Genus *Chlamydoporella* Cookson et Eisenack, 1958 (determined by H. Górka, Warszawa) in a black chert nodule, Middle Jurassic of Tatricum, Zázrivianska valley near Párnica, Malá Fatra Mts., 370x. 2 – *Oligosphaeridium complex* (Whitei), determined by O. Čorná. Chert nodule from the pelagic Neocomian limestones, Manín Unit. Quarry near Dobrá, Trenčianske Teplice. T. s. No. 2752, 210x. 3 – Chitinous dinocyst. Locality as previous. 210x. 4 – Dinocyst in the chert nodule from Upper Berriasian–Lower Valanginian limestones. Kysuca Succession of Klippen Belt, Vršatec, Horná Lysá. T. s. No. 20266, 210x. 5 – Dinocyst in the chert from Muráň Limestone, Upper Hauterivian – Lower Barremian, Krížna nappe (partial Havran nappe). Southern wall of Mt. Muráň, Belianske Tatry Mts. T. s. No. 7788, 400x. 6 – Dinocyst in chert from Neocomian limestones, Krížna nappe. Podhradská valley, Veľká Fatra Mts. T. s. No. 3709, 210x. 7 – *Cymosphaeridium* cf. *validum* Davey, 1982 (determined by P. Skupiena, Ostrava) in the chert from Hauterivian limestones with *Nannoconus*, Manín Unit. Trenčín, underneath the castle, Strážov Mts. 240x. 8 – *Exochosphaeridium* cf. *muelleri* Yien, 1981 (determined by P. Skupien, Ostrava). The same locality. 625x. 9–12 – Fungi imperfecti *Paleoguttulina murani* Locquin et Mišík, 1983 (Acrasiales) in the chert nodule from the Muráň Limestone, Upper Hauterivian – Lower Barremian, Krížna nappe, Mt. Muráň, Belianske Tatry Mts.. 9–T. s. No. 12527, 190x. 10–T. s. No. 12520, 190x. 11–T. s. No. 5903, 210x. 12–T. s. No. 7236, 136x. 13–14 – Fungisporonites from the cherts, locality as previous: 13–T. s. 7123, 210x. 14–T. s. No. 12527, 190x. 15–17 – Pollen grains: 15 – *Ginkho* (?) determined by V. Sitár, in the chert nodule from Neocomian limestone, Pieniny Succession, Demjata. T. s. No. 17374, 400x. 16 – Coniferae, the same locality. T. s. No. 17374, 400x. Pollen grain from Coniferae, chert from Norian Hauptdolomite, Choč nappe, Malá Fatra Mts. T. s. No. 3381/71, 138x. 18–20 – "Microforaminifers" – chitinous lining of juvenile tests: 18 – Biserial microforaminifer; last chamber is already without organic lining in phantom preservation. Chert nodule from the Muráň Limestone, Upper Hauterivian – Lower Barremian, Muráň Mts., Krížna nappe, Belianske Tatry Mts. T. s. No. 6898, 75x. 19 – Chitinous lining of the foraminifer *Haplophragmoides* aff. *concavus* (Chapman). The same locality. T. s. No. 12527, 152x. 20 – Chitinous lining of the of haplophragmoidal foraminifer in chert nodule from Upper Tithonian limestones, Pieniny Succession. Elevation point 405,0 near Myjava. T. s. No. 19060, 190x.

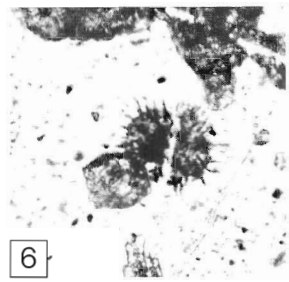

1

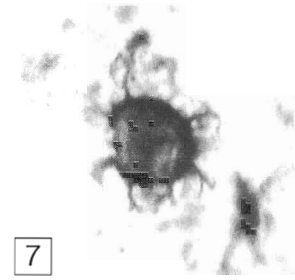

2

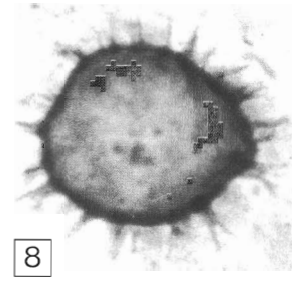

3

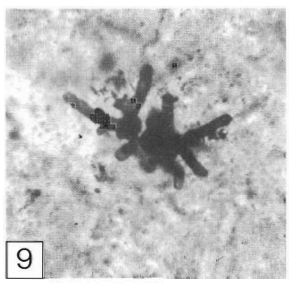

4

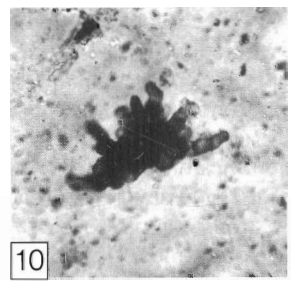

5

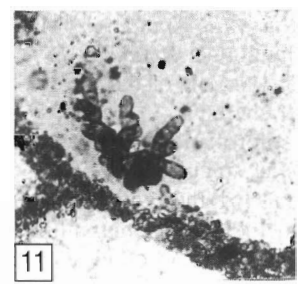

6

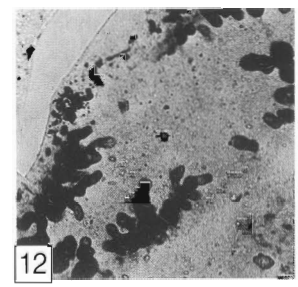

7

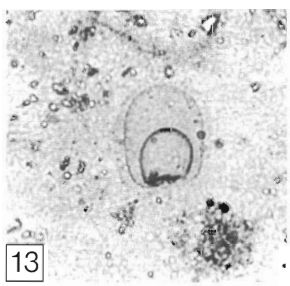

8

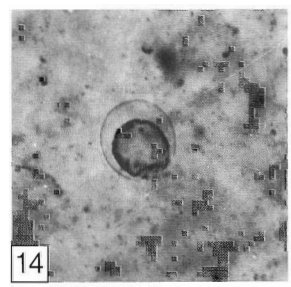

9

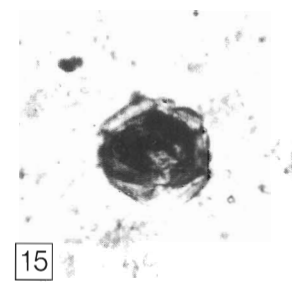

10

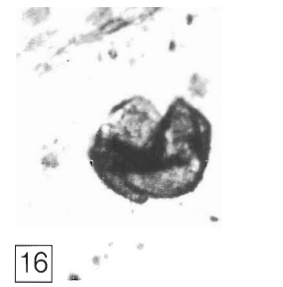

11

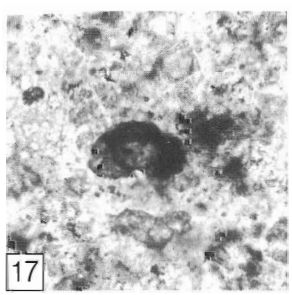

12

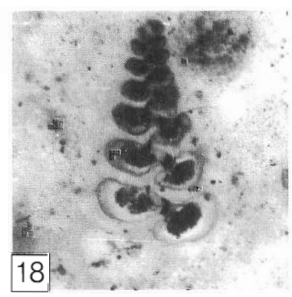

13

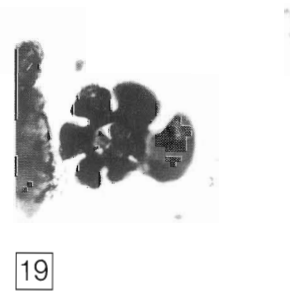

14

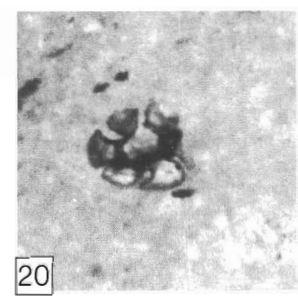

15


16


17


18


19


20

Tab. 2
Frequency – presence of given microfacial element in a set of thin sections, each covering 40 mm² (biancone facies)

number of thin sections	Tatric Unit 13	Krížna nappe 6	Manín Unit 11	Kys.-Pieniny Unit 20	Total 50
Remnants of organisms discernible in cherts					
1. radiolarians	12/13	5/6	10/11	20/20	47/50
2. silicisponge spicules	8/13	3/6	9/11	2/20	22/50
3. foraminifers	2/13	–	2/11	1/20	5/50
4. echinoderm plates	1/13	–	–	3/20	4/50
5. ostracods	1/13	1/6	–	1/20	3/50
6. bivalvian fragments	–	–	–	2/20	2/50
7. aptychi	–	–	–	2/20	2/50
8. chitinous dinocysts	3/13	3/6	6/11	–	13/50
9. spores and pollen grains	3/13	2/6	8/11	5/20	18/50
Mineralogical data:					
1. calcite rhombs over 0.1 mm	3/13	5/6	2/11	3/20	23/50
2. their maximum size in mm	0.7	0.5	0.15	0.2	–
3. brown rhombs (Fe-dolomite) over 0.10 mm	3/13	1/6	2/11	–	6/50
4. authigenic apatite	8/13	2/6	4/11	9/20	22/50
5. authigenic tourmaline	2/13	–	1/11	2/20	5/50
6. pyrite	7/13	4/6	8/11	7/20	25/50
7. clastic quartz	–	–	–	1/20	1/50

detailed stratigraphic attribution: association with *Crassicollaria* – Upper Tithonian, *Calpionella alpina* – Lower Berriasian, *Calpionellopsis* – Valanginian, *Hedbergella* – – Upper Hauterivian to Barremian. No one of these organisms can be discern in the proper chert.

As to the comparison of the microfacies in different tectonic units, the rarity of sponge spicules in Kysuca-Pieniny Unit can be stressed what together with the absence of chitinous dinocysts can indicate its maximum depth comparing with the sedimentary area of other units.

The occurrence of carbonate rhombs over 0.10 mm in all sections from Tatric Unit (13/13) and almost in all from Krížna nappe (Fatric Unit) up to 0.7 mm is noteworthy. They were found only in a fifth of thin sections (max. to 0.15 mm) belonging to Manín and Kysuca-Pieniny units. Brown Fe-dolomite rhombs were never corroded, they occur always together with calcite rhombs. The youngest generation of calcite rhombs is "attached" on the calcite veinlets.

Chitinous dinocysts (11/50) as well as spores and pollen grains (16/50) are symptomatic for biancone facies. It is surprising that they were not found in any from 20 thin sections of Kysuca-Pieniny Unit. Chitinous linings of juvenile foraminifers were found only twice (Pl. IX, Figs. 18–19). Dark colour predominating in cherts from biancone facies was favorable with regard to the preservation of organic microfossils (23/50). For the comparison, it may be quoted that no one from 21 thin sections made from red cherts belonging to Middle-Upper Jurassic pelagic limestones contained them. Evidently, the oxygenic environment was the cause of their destruction.

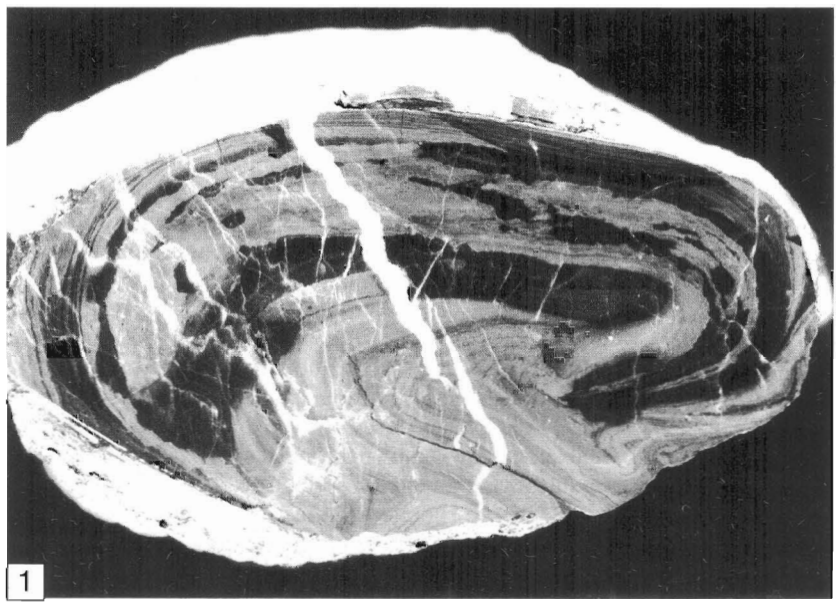
Remnant of lepisheres are absent in cherts from biancone limestones with the exception of their ghosts (Pl. IV, Fig. 10) in several radiolarians (7 from 50 thin sections). A strong compactions of voids after dissolved radiolarians is sometimes visible in the surrounding limestones, meanwhile in cherts their perfect circular sections are preserved (an evidence of early, pre-compactional origin of cherts).

Authigenic apatite was ascertained in about a half of thin sections from black cherts pertaining to biancone facies (Pl. VII, Figs. 2–6) but also in a half of those made from red Middle-Upper Jurassic limestones (Pl. VII, Fig. 1); authigenic tourmaline was found approximately in one seventh of thin sections pertaining to both categories. The relation of both minerals to the oxic vs. anoxic conditions seems to be indifferent.

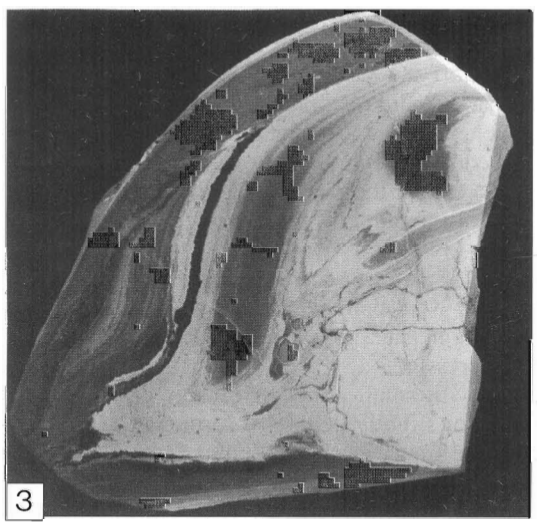
The cherts from biancone facies possess some special forms described as "imperfect", "outlined" and laminated cherts (p. 2).

All cases of mentioned deformations of cherts (p. 16, Pl. X, Figs. 1–7) are related to the biancone facies, and

Pl. X. Pre-chert and post-chert synsedimentary deformation. 1 – After the synsedimentary deformation in the form of small fold the selective silicification of several laminae with structure more favourable for the migration of silica solutions took place. Neocomian limestones, Manín Succession. Abandoned quarry in klippe Butkov, between Belušské Slatiny and Mojtín. Polished section, natural size. 2 – Chert nodule originated in a small synsedimentary fold. Once more silicification affected only certain laminae making expressive the deformation structure of the submarine slide. Neocomian limestones, Kysuca Succession, Pieniny Klippen Belt. Istebné, near the cemetery. Polished section, natural size. 3 – Partial chert nodule in convolute bedded sediment from submarine slide. Neocomian marly limestone, Kysuca Succession, Demjata, pit quarry. Polished section, natural size. 4 – Synsedimentary fragmented chert (white angular clasts) partially engobed by younger silica accumulation (grey) in the Neocomian limestone, Kysuca Succession (Horná Lysá variety). Quarry Zadné Skálie near Kyjov T. s. No. 18535, 20x. 5 – As previous, 40x. 6 – Synsedimentary fragmented chert nodule. Its clasts with ghosts of radiolarians were deposited in the limy mud. Locality as previous, 48x. 7 – Synsedimentary chert breccia. Fragments from older nodule (white) in the lower part of photo are surrounded by partly silicified matrix (grey – younger silica phase) or by micritic limestone (dark). As previous, 30x. ▶

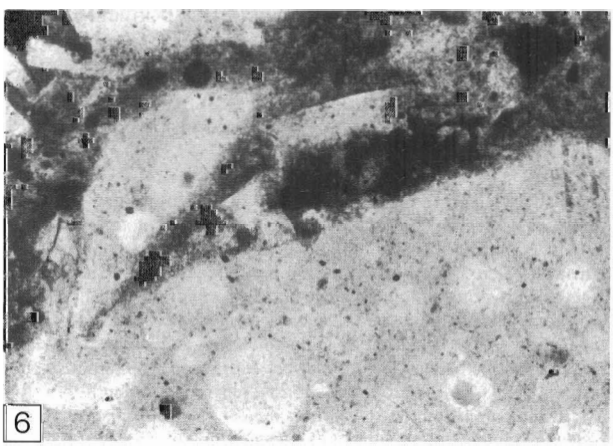

1

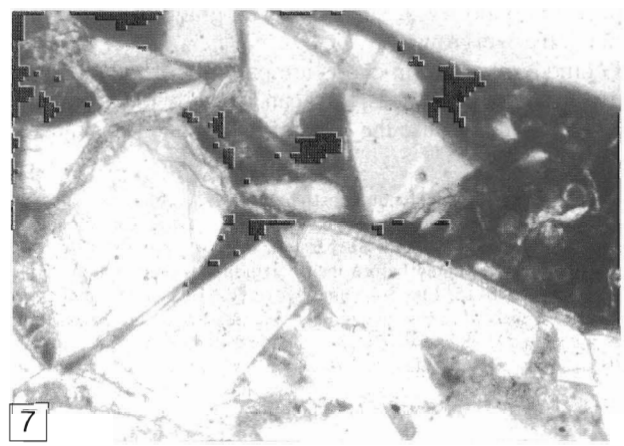
2


3

4

5


6


7

also all types from described synsedimentary veinlets occurred in it (p. 16). A further type "framed veinlet" (loc. Zadné Skálie) can be added now: both margins of a crack are bordered by short-fibrous quartzy and the central part filled by an aggregate of calcite grains. A single case with "chalcedony" veinlets continuing from the chert into the limestone was connected with the submarine slide at the locality Istebné (Pl. X, Fig. 2). An analogic case represents early tensional cracks filled by tiny cherts (Pl. XI, Fig. 5).

Example of chert nodules from the shallow-water limestones (cherts from the crinoidal Liassic – Middle Jurassic biosparites)

The frequency of microfacial elements from 17 thin sections of cherts from various localities:

echinoderm plates	17/17
silicisponge spicules	13/17
foraminifers	8/17
ostracods	8/17
bivalves	6/17
traces of boring algae	5/17
brachiopods	3/17
bryozoans	3/17
"filaments" (juvenile *Bositra*)	2/17
echinid spine	1/17
sheaf-like chalcedony	8/17
remnants of lepispheres	5/17
calcite rhombs	5/17
Fe-dolomite rhombs	4/17
annular-concentric structures	3/17
microstylolites	1/17
authigenic apatite	1/17

The source of silica yielded evidently silicisponge spicules, well visible in most thin sections and in remaining ones the same source is supposed. Clastic quartz is present in the majority of specimens. Its grains were never syntaxially overgrown.

Echinoderm plates in cherts are partially or totally silicified. Even in such cases, they can be easily identified in polarized light because they are formed by the finest-grained microquartz (chalcedony s. l.). The plates were replaced sometimes by oriented, very short fibres with the same extinction as calcitic relicts of plates (partial epitaxial silicification). Phantoms of porous ("sieve") structure of crinoidal plates are frequently observable in red-coloured cherts due to the submicroscopical pigment. Fe-oxides penetrated into empty plates immediately after their deposition. Calcite relicts of plates in cherts without red pigmentation have their pores filled by microquartz. It is an indication that the formation of chert took place frequently before the cementation of plate pores by syntaxial calcite. If the syntaxial overgrowths with crystal shape were formed before the silicification, they would be even better silicified than the original plates (Pl. VIII, Fig. 2; Pl. XIV, Fig. 1). The cases of syntaxial overgrowing to scalenohedral crystals synchronous with the origin of chert nodules were already described (p. 10, Pl. V, Fig. 8). As to the calcite rhombs it is useful to note that they were never formed inside the plates but only in the matrix.

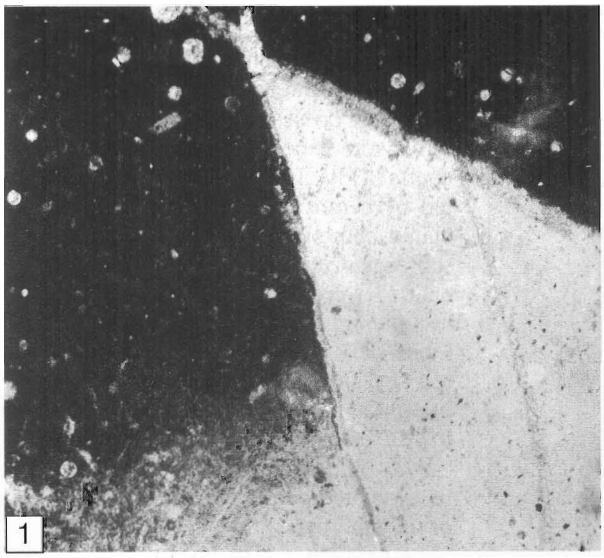
In several silicified crinoidal plates the very tiny rhombs (about 0.007 mm) with high index of refraction are present; they are but missing in non-replaced calcite plates. They represent tiny grains of microdolomite formed by disintegration of solid solution of $MgCO_3$ in $CaCO_3$ (Leutloff and Meyers, 1984).

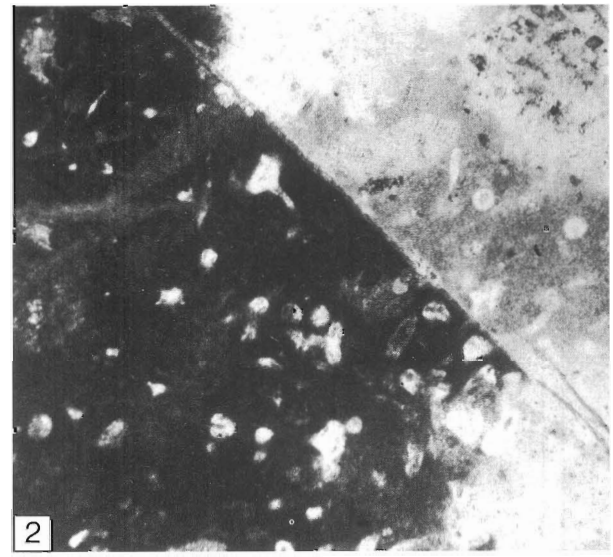
By the partial silicification the microquartz aggregate formed patches inside the echinoderm plates. Phantoms of porous structure can be sometimes observed in them (Pl. VIII, Fig. 1). Then, the patches do not represent the filling of voids originated by the dissolution but a replacement ion-par-ion.

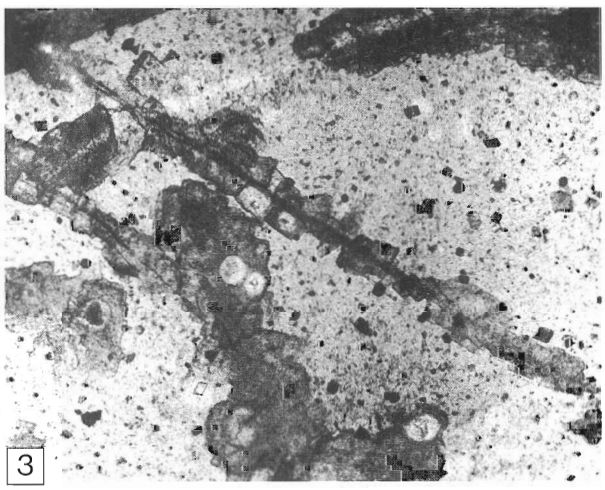
The crinoidal plates in cherts preserved as calcite were never twinned what points to an early origin of nodules; microquartz aggregate protected the calcite crystals during the tectonic pressure.

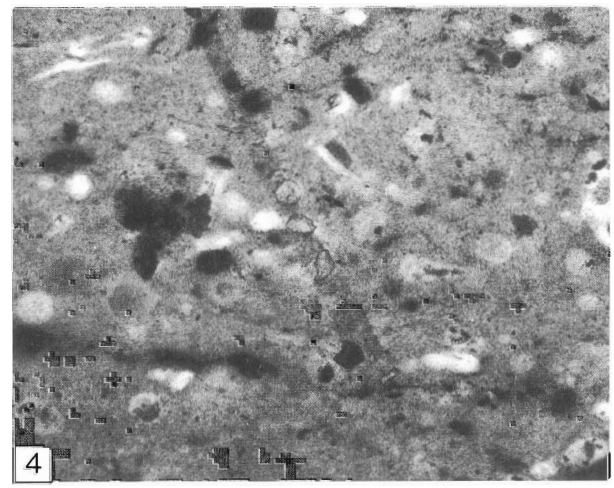
Structure with small concentric rings of regular (Pl. XIV, Fig. 3) or slightly deformed form (Pl. XIV, Fig. 5) occurred three times in chert nodules from crinoidal limestones. They belong to self-organized structures similar to "beekite" – rhythmic rings originated by the silicification of belemnite rostra and oyster shells (Mišík, 1995, Pl. III, Figs. 1 and 2). The silicisponges were the source of silica capable to produce such structures in the mentioned cases as well as in the crinoidal limestones. They are missing in pelagic Jurassic-Cretaceous limestones where the cherts were produced by radiolarians.

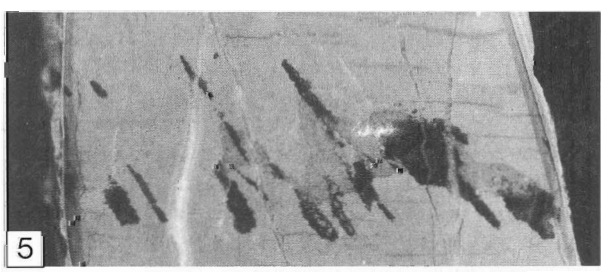
Pl. XI. Pre-chert, syngenetic and post-chert cracks (veinlets). 1 – A part of chert nodule (clear) in the radiolarian biomicritic limestone (dark) was limited by pre-chert calcite veinlets. They formed a barrier for migrating silica solutions. Other parts of nodule possess confused contours (left down). Neocomian limestone, Manín Succession, Butkov quarry, Strážov Mts. 23x. 2 – A part of the chert (clear) is sharply separated by pre-chert calcite veinlet, originated before the chert nodule accumulation. Upper Berriasian–Valanginian limestone, Kysuca Succession. Vršatec, Horná Lysá. T. s. No. 18415, 13x. 3 – Veinlet covered with calcite rhombs (pearl-string type) is syngenetic with chert nodule formation. Ghosts of radiolarians are preserved in calcite aggregate but missing in the chert. Tithonian limestone, Kysuca Succession, Kozinec near Zázrivá. 43x. 4 – Syngenetic metasomatic calcite veinlet cuts the chert nodule. The grey colour of syngenetic veinlets is caused by abundant silica inclusions. The veinlet contains voids after radiolarians filled by calcite, in surrounding chert they are filled by chalcedony (white). Upper Berriasian – Valanginian, Kysuca Succession. Vršatec, Horná Lysá. T s. No. 20266, 30x. 5 – Pre-chert tensional cracks oblique to lamination were formed in semi-consolidated sediment. They were filled by migrating silica solutions as tiny cherts. Upper Tithonian limestone, Choč nappe, Šipkovský Háj near Krajné, Čachtické Karpaty Mts. Polished section, natural size. 6 – Extensional parallel calcite veinlets limited almost exclusively on the chert due to its different rigidity from limestone. Neocomian limestones, Krížna nappe, Hradská valley near Podhradie, Veľká Fatra Mts. Polished section, natural size. 7 – Subparallel calcite veinlets limited on the chert nodule (post-chert veinlets). Albian limestone, Krížna nappe (Belá Succession). Čierna Lehota, Strážov Mts. Polished section, 2x. ▶

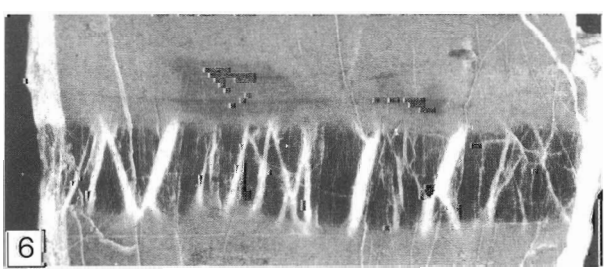

1

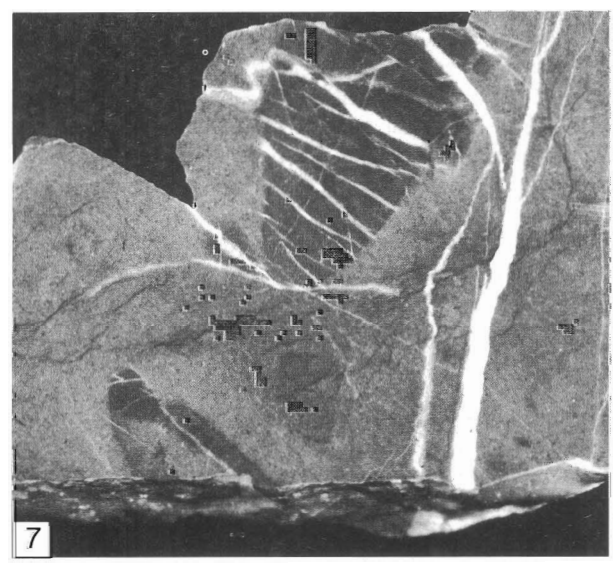

2


3


4


5


6


7

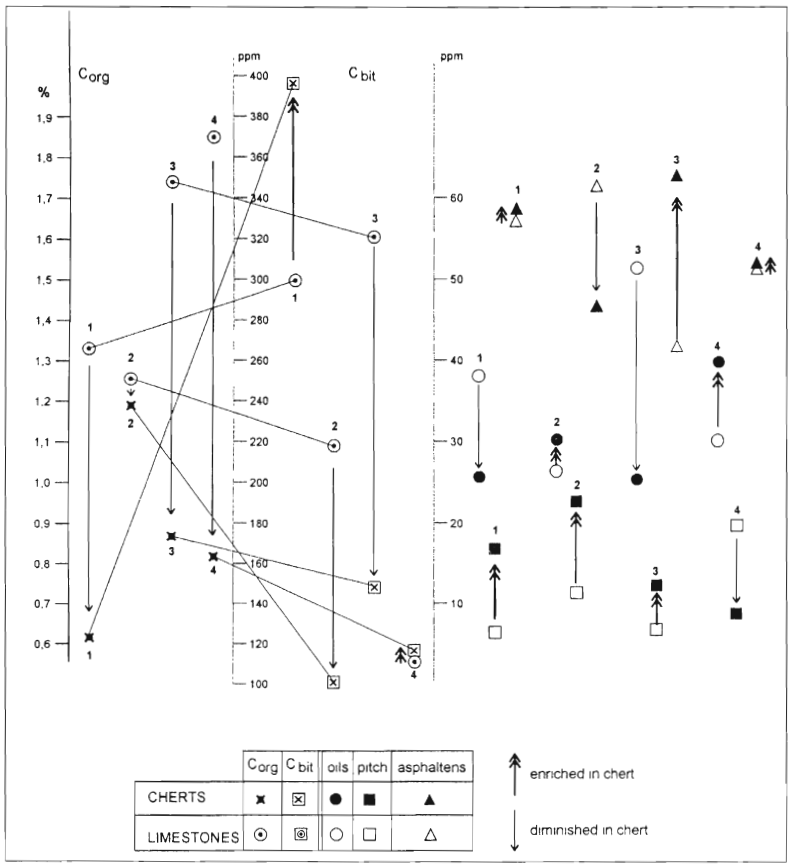


Fig. 4. Composition of organic matter in chert nodules and surrounding limestones (four pair samples; see in the text).

Sponge spicules in crinoidal limestones are predominantly thick, monaxone, filled by short-fibrous chalcedony s. s. (length-fast chalcedony). Central canals are preserved only if they were filled by red oxides. Structure and contours of silicified bivalves in cherts used to disappear entirely but algal microborings filled by red Fe-oxides betray their existence (Pl. VIII, Fig. 6). Rare ostracodes (always silicified) nodosarid foraminifers (mostly silicified), exceptionally agglutinated encrusting foraminifers, fragments of bryozoans and tereratulid brachiopods were encountered.

Remnants of lepispheres occurred about in the third of thin sections, sometimes transformed in calcite microglobules.

Microstylolites probably preceding the silicification occurred only once (Pl. XIII, Fig. 6).

Summary and conclusions

Chert nodules in Western Carpathians occur in limestones from Anisian up to Albian age. Radiolarians were the principal source of silica for deep-water pelagic limestones, meanwhile silicisponges furnished silica for cherts in shallow-water limestones. Chert nodules are missing in shallow-water environments such as Anisian Gutenstein Limestone, penecontemporaneous Triassic dolomites, oolitic limestones (Rhaetian, Upper Jurassic), Eocene nummulitic limestones, Badenian red-algal limestones. Cherts are antagonistic to biothermal facies such as Wetterstein Limestone or Paleocene Kambühel Limestone.

Chert possess various forms and structures, some special types being "imperfect cherts" (Fig. 1), "outlined cherts", originated by centrifugal diffusion (Fig. 2), brecciated cherts (Pl. X, Figs. 4–7); from the self-organized structures the "wood-grained cherts" were thoroughly studied (Pl. III), less the aggregates of small rings (Pl. XIII, Figs. 3–5). The form of cherts can be limited by juvenile pelecypods and early pre-chert veinlets which acted as obstacles for diffusion (Pl. II, Fig. 1; Pl. XI, Figs. 1 and 2). The volume of cherts in a bed can be evaluated planimetrically from the photo of the outcrop.

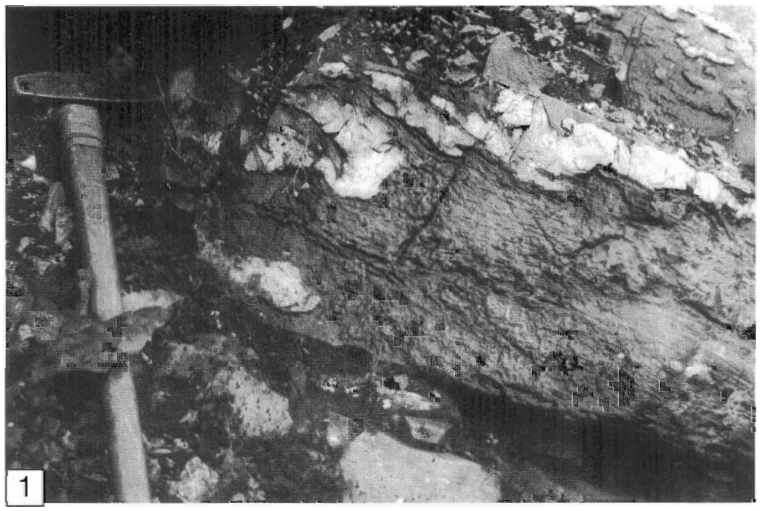
Several types of transition zones were described (Pl. II). Peculiar zones like Bx consisting of newly-formed coarse-grained calcite aggregate and "sieve structure" of dendritic calcite grains (Pl. II, Fig. 3) are noteworthy.

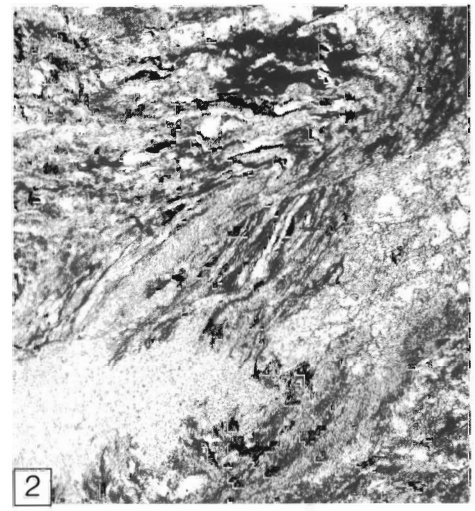
Frequent remnants of lepispheres in nodular cherts (Pl. IV) are surprising. They show that the opal-CT was a common transitional stage from opal-A to microquartz. The preserving of lepisphere globules was rendered possible mostly by their selective replacement by calcite or by their closing in early formed calcite rhombs.

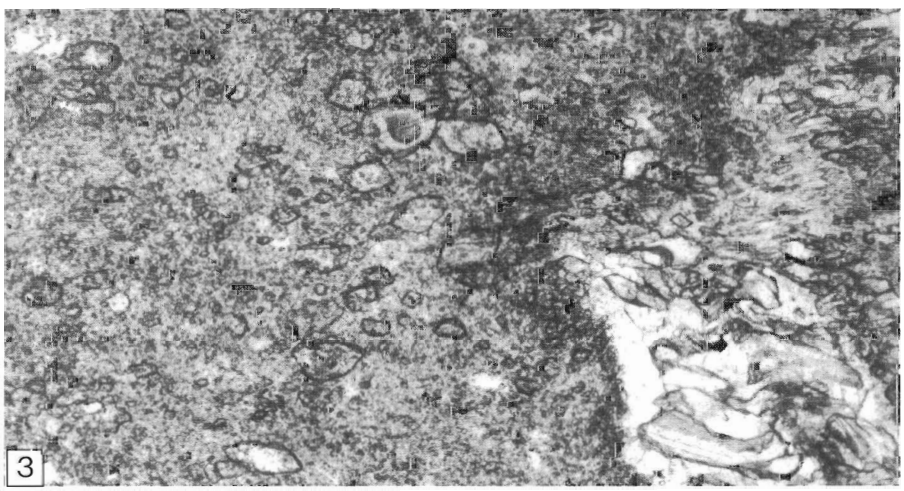
Carbonate rhombohedra originated by recrystallization of the micrite remnants during the silica replacement of limestone. They are one of the most conspicuous features in the thin sections of cherts (Pl. V–VI). The cherts from limestones contain always calcite rhombs sometimes accompanied by Fe-dolomite rhombs. Chert in studied dolomites possess always dolomite rhombs. Several generations of rhombs and their various diagenetic changes can be checked (e. g. dissolution voids in form of "negative rhombs", their casual filling by silica, corroded rhombs with overgrowths of different chemical composition etc.). Peculiar cases represent scalenohedra overgrowing the echinoderm fragments (Pl. V, Fig. 8) during the chert formation; they were slightly corroded by water liberated in the course of silica dehydratation.

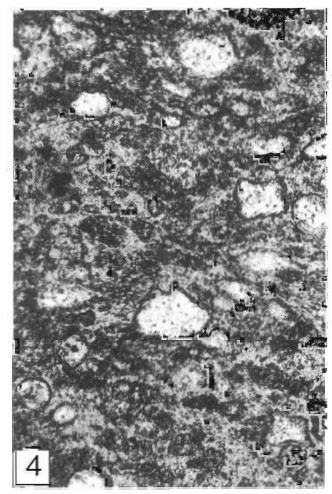
Surprising are the tiny apatite crystals (Pl. VII) in cherts from the deep-water limestones. They were found almost in the half of the studied thin sections (22/50) of "biancone" Tithonian-Neocomian limestones. Tiny columns of authigenic tourmaline are much more rarer in them.

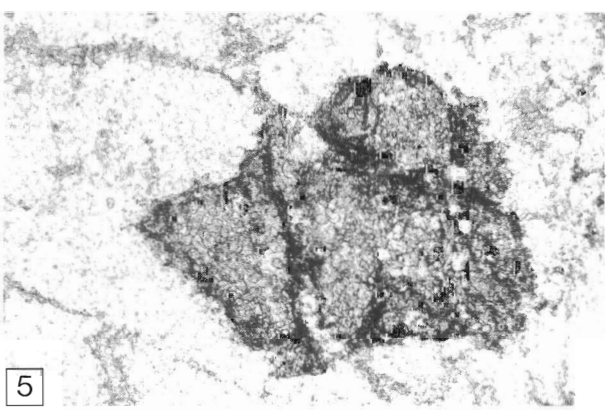
There are many ways of preserving of radiolarians or silicisponge spicules in cherts. The selective calcitization of undissolved radiolarians is almost missing in chert nodules in contrast to its wide distribution in radiolarites. Echinoderm plates in cherts can be preserved in calcite, but their silicification is much more frequent. Phantoms of re-

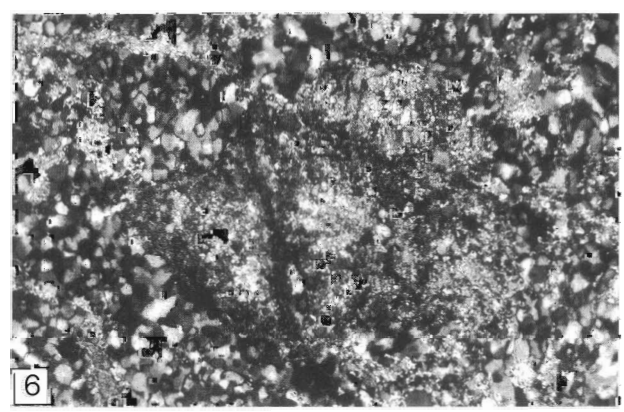












Pl. XII. Chert nodules affected by anchimetamorphism. 1 – Chert nodules displaying "S" deformations (pointed ends) in anchimetamorphosed Middle Jurassic limestones, Veporicum. Road-cut near the Ružín dam, former mouth of brook Belá, N from Košické Hámre. Čierna Hora Mts. 2 – Detailed folding of the chert nodule. The segregation of clay admixture from the microquartz aggregate; radiolarian ghosts on the right. The same locality. T. s. No. 8747, 43x. 3 – Calcite rhombs recrystallized and elongated along the foliation plane. Anchimetamorphosed platy limestones, Middle-Upper Jurassic, Tatricum (Devín Succession). In the middle there is a phantom of metacolloidal structure in the calcite rhomb (magnified on the Pl. VI, Fig. 8). Abandoned quarry underneath the Sandberg near Devínska Nová Ves. Malé Karpaty Mts. T. s. 20315, 60x. 4 – The same locality, 60x. 5 – Corroded and recrystallized calcite rhomb in the chert from anchimetamorphosed Upper Jurassic limestones. Tatricum, Tribeč Succession. Nitra – calvary, Tribeč Mts. T. s. No. 15054, 80x. 6 – The same in the polarized light. The rhomb lost its monocrystal nature, microquartz aggregate is coarse-grained. Index of crystallinity after Murata and Norman (1976) CI = 7.6. As previous.

ticulate (porous) structure are the evidence of an ion-par-ion replacement (Pl. VIII, Fig. 1). Syntaxial overgrowths can be syngenetic (Pl. V, Fig. 1) or of pre-chert origin (Pl. VIII, Fig. 2). The overgrowths on bivalvian shells in the form of dog-teeth were also syngenetic with cherts.

Microorganisms consisting of organic matter are noteworthy presented especially in black cherts and missing in the surrounding limestones: chitinous dinocysts (Pl. IX, Figs. 1–8), Fungi *Paleoguttulina muranii* (Pl. IX, Figs. 9–12), *Fungisporonites* (Pl. IX, Figs. 13 and 14), chitinous linings of juvenile foraminifers ("microforaminifers" – Pl. IX, Figs. 18–20) and pollen grains (Pl. IX, Figs. 15–17). Fossils formed by organic matter are but absent in red cherts in result of their well oxygenated conditions.

For the first time a comparative study concerning quantity of C_{org} and bitumens in four pair samples (black cherts and their surrounding limestones) was carried out (Tab. 1). The value of C_{org} in limestones oscillated between 1.24–1.86 %, in enclosing cherts it was a little smaller: 0.62–1.20 %. Not any clear relation between the bitumens in limestones C_{bit} 112–330 ppm and in cherts C_{bit} 102–380 ppm was found. There was not any systematic enrichment or impoverishment even in the share of oils, pitch and asphaltens (Tab. 1 and Fig. 4). Spectral analyses show a distinct impoverishment of cherts in Sr, Mn, Pb against limestones and enrichment of cherts in Ti, V, B.

Among the synsedimentary deformations both cases were enregistered: pre-chert deformations (cherts were formed in limestones after the origin of slide folds (Pl. X, Figs. 1–3) and post-chert deformations represented by synsedimentary limestone breccias containing fragments of chert and chert breccia with fragments of an older generation cemented by silica of a younger generation (Pl. X, Figs. 4–7).

Pre-chert veinlets of very early origin are rare (Pl. XI, Figs. 1 and 2). Dehydratation cracks – veinlets syngenetic with chert nodule formation are abundant. Calcite rhombs frequently attached on them originated in so-called "reactive stage" of nodule rich in water content (Pl. XI, Fig. 3). The majority of post-chert cracks is of tectonic origin. These extension veinlets are much more abundant in cherts than in the surrounding limestones (Pl. XI, Figs. 6 and 7) what was conditioned by the difference of rigid silicites and plastic limestones.

The effects of the anchimetamorphism on chert nodules were studied only superficially. The degree of crystallinity (index of crystallinity CI after Murata and Norman, 1976) was clearly elevated in a sample of chert from slightly metamorphosed limestone loc. Nitra CI = 7.6. Cherts from Klippen Belt with minimal thermic affection had CI = 1.7 and 2.5, cherts from limestones in "pre-metamorphic stage" of Central Carpathians had CI = 3.0 and 3.0. Chert nodules in metamorphosed complexes used to acquire "S" form (Pl. XII, Fig. 1), the rhombs in them are corroded and partially reoriented into the plane of metamorphic recrystallization (Pl. XII, Figs. 3 and 4).

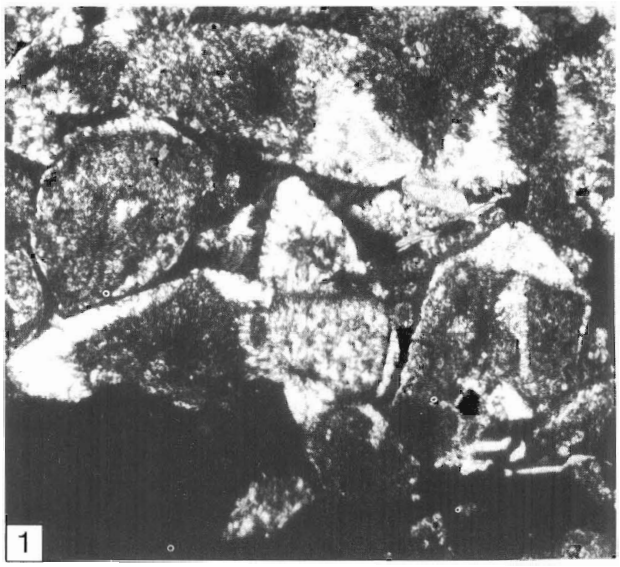
Frequencies of microfacial elements in thin sections from two contrasting environments: pelagic Tithonian-Neocomian limestones (a set of 50 thin sections – Tab. 2) and those from shallow-water Liassic–Middle Jurassic crinoidal biosparites (a set of 17 thin sections – Tab. 3) are commented in the closing chapters.

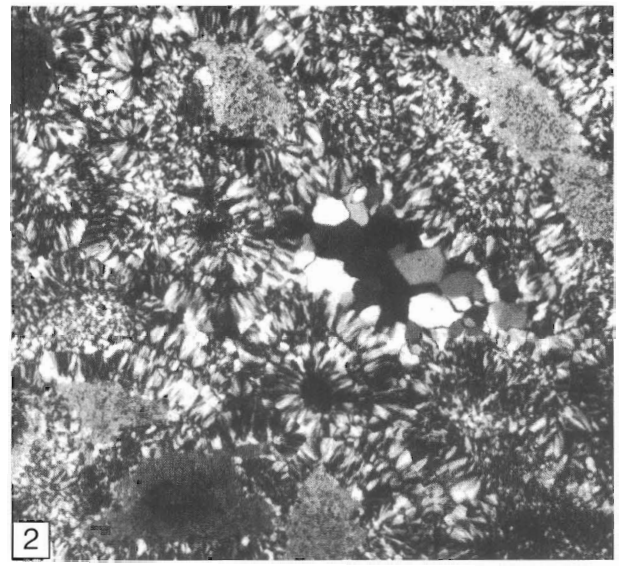
Timing of chert origin. The lack of chert nodules in the recent sediments (the youngest cherts from carbonate facies are from Miocene – Rio, 1982) is a serious handicap. It might seduce us to a faulty conclusion that they are the very late diagenetic products. In fact their missing is caused by a lesser amount of siliceous organisms in actual sediments. It is very probable that besides the favorable physico-chemical conditions of environment the certain minimal concentration of siliceous organisms was a prerequisite to start an accumulation of silica nodules. If the abundance of radiolarians surpassed a higher limit, banded radiolarites were formed. Sometimes there are transitory features provoking incertainity in our differentiation of radiolarites and cherty limestones.

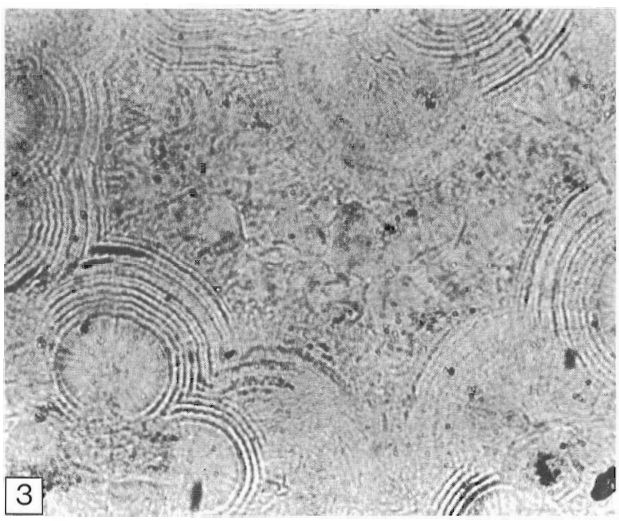
Radiolarites are synsedimentary products. The primary precipitation of silica is provable also by frequent selective calcitization of undissolved radiolarian tests, by small undisturbed sliding folds in radiolarites. There are frequent compactional deformations of voids after radiolarians, meanwhile in chert nodules their sections are always circular.

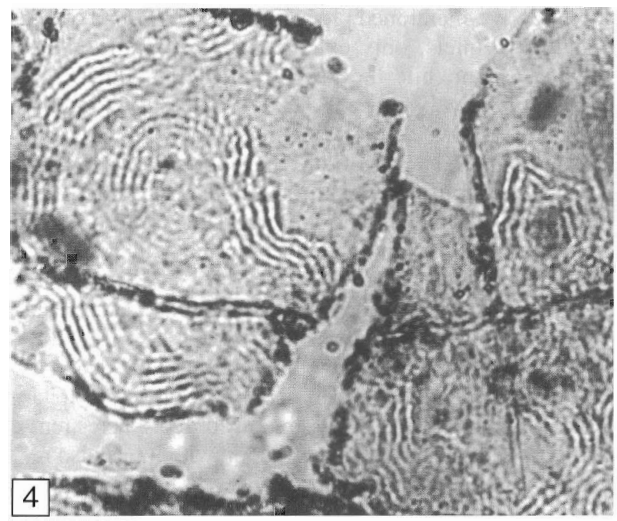
Early diagenetic origin of cherts can be proved by sporadic brecciated cherts (fragments of older silica phase cemented by younger silica phase in limestones), by common preservation of chitinous microorganisms missing in the surrounding limestones, the voids after dissolved radiolarians were still mostly empty during the chert nodule formation etc. The centripetal growth of nodules was governed by concentration gradient caused by local disequilibrium (mostly unidentified "nucleus"). Rare cases of centrifugal migration lead to formation of so-called "contour cherts" (Fig. 2). An exceptional phenomenon some-

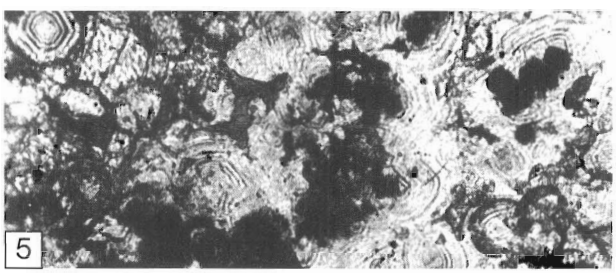
Pl. XIII. Cherts in crinoidal limestones. 1 – Silicification is younger than the syntaxial pointing overgrowths on the crinoidal plates; they were replaced by fibrous silica. Chert in Liassic crinoidal limestone, Manín Succession, Manín Gorge, Strážov Mts. 48x. 2 – Chert in crinoidal limestones. Fragments of crinoids are still mostly of calcite, matrix is partly formed by chalcedony spherolites. Former void in the center is filled by druzy quartz. Liassic limestones, Choč nappe, quarry in Rubaninské valley near Hrušové, Čachtické Karpaty Mts. T. s. No. 11487, 40x, crossed polars. 3 – Small concentric silica rings (self-organized structure) in a chert from Liassic–Middle Jurassic crinoidal limestone. Pebble from the Cenomanian-Turonian conglomerates of Klape Unit, Peri-Klippen Zone. Krivá. T. s. No. 94, 80x. 4 – Irregular rhythmic self-organized structure in a chert nodule from red crinoidal Liassic limestones. Choč nappe. Predhorie near Považská Bystrica, Strážov Mts. T. s. No 7243, 270x. 5 – The same structure with tendency to hexagonal forms. Chert in crinoidal-bryozoan biosparite, Liassic–Middle Jurassic (eventual hydrothermal silicification ?). Pebble from Cenomanian-Turonian conglomerates, Klape Unit, Oravský Podzámok-I-o. T. s. No. 8945, 136x. 6 – Red chert with microstylolites in crinoidal Liassic–Middle Jurassic limestones, Krížna nappe (Vysoká Succession). Majdán near Smolenice, Malé Karpaty Mts. T. s. No. 10327, 30x. 7 – A single case of "zebraic chalcedony" (helical twisting of the crystallographic c-axes about the fibre axis) found among the chert nodules in Western Carpathians. It filled a void in chert (the central part is a druzy megaquartz aggregate) in the Norian Hallstatt Limestone, Silicicum, Silická Brezová, Slovakian Karst. T. s. No. 6250, 14x, crossed polars.

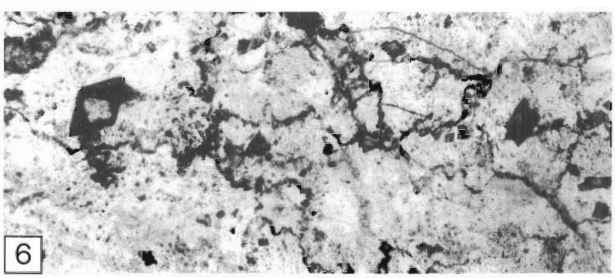

1

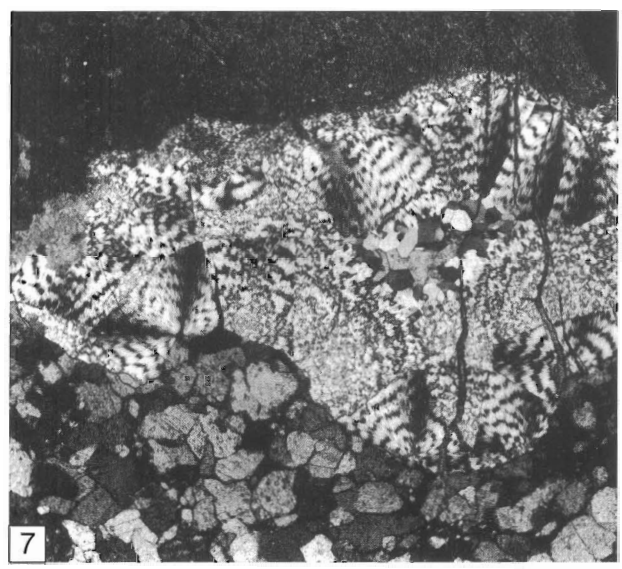

2


3


4


5


6


7

what enigmatic up till now was the periodic oscillation leading to self-organized structures in cherts (Pl. III).

The nodule was in early diagenesis during its growth in a highly reactive stage. The microquartz was preceded by opal-CT as testified common remnants of lepispheres (Pl. IV). The replacement of calcite by silica was sometimes ion-par-ion process what is visible from ghosts of porous structures in crinoidal plates (Pl. VIII, Fig. 1). In rare cases larger parts were firstly dissolved and filled by microquartz aggregate. Silica caused the recrystallization of micrite relicts in future chert nodule forming characteristic carbonate rhombs and coarse-grained calcite aggregates. During this "reactive stage" the conditions (pH) changed several times, calcite rhombs were frequently corroded and again syntaxially overgrown or dissolved and voids after them eventually filled by silica, dehydratation cracks filled by calcite or chalcedony and mutually replaced by both minerals. In the reactive stage also other minerals like apatite (Pl. VII) and tourmaline were formed. Crinoidal plates in cherts lack the pressure twinning.

During the late diagenesis the cherts were already stabilized, the above-mentioned processes ceased. Instead of dehydratation veinlets, only extensional (tectonic) veinlets originated. Meanwhile the growth of chert nodules was realized by relatively concentrated silica solutions and the clastic quartz grains closed in them were never syntaxially overgrown, in the course of late diagenesis the very diluted silica solutions moved through the limestones and authigenetic idiomorphic quartz crystals precipitated. Such crystals are sometimes frequent in the neighbourhood of chert nodules.

The isotope analyses could not be carried out, therefore no speculation about the nature of solutions will be done. Only a short comments to the theory of Knauth (1979). The author postulated the origin of chert nodules by direct precipitation of quartz. Abundant demonstrations of lepispheres remnants in our material are in contradiction with it. He also required the mixing of marine with fresh-water for the forming of chert nodules. The most abundant cherts in Western Carpathians within the deep-water Neocomian limestones (biancone facies) were formed from marine pore waters, surely without any admixture of fresh water. Their complex could not be emerged before Upper Cretaceous when the cherts were already a very long time after their reactive stage.

Acknowledgements. The author wishes to express his gratitude to Prof RNDr. V Holba, DrSc., Department of physical chemistry, Faculty of Sciences UK Bratislava, for the oscillation measurements, RNDr E. Šamajová, CSc. Geological Institute, Faculty of Sciences UK Bratislava, for analyses of crystallinity index and RNDr V. Širáňová, Slovnaft Bratislava for the analyses of bitumens.

References

Bardoši, D., Konda, I., Rapp, I., Šik, Š. & Tolnai, V., 1965: Cristobalite in Bathonian-Callovian radiolarites of the Bakony Mts. *In: Problemy geochimii. Moskva, Nauka, 521–536* (in Russian).

McBride, E. F., Abdel-Wahab, A. & El-Younsy, A. R. M., 1999: Origin of spheroidal chert nodules, Drunka Formation (Lower Eocene), Egypt. *Sedimentology, 46, 4, 733–735.*

Borza, K., 1973: 13. Turík. *In: Bystrický, J. (Ed.): Triassic of the West Carpathian Mts. Guide to excursion D, X. Congress CBGA, Bratislava, 101–103.*

Borza, K., Michalík, J. & Vašíček, Z., 1987: Lithological, biofacial and geochemical characterization of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequence of Mt. Butkov *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 3, 323–348.*

Bustillo, M. A. & Ruiz-Ortiz, P. A., 1987: Chert occurrence in carbonate turbidites: examples from Upper Jurassic of the Betic Mountains (southern Spain). *Sedimentology, 34, 4, 612–621*

Carozzi, A. V. & Gerber, M., 1978: Synsedimentary chert breccia: a Mississippian tempestite. *J. sed. Petrology, 48, 3, 705–708.*

DeCelles, P. A. & Gutschik, R. C., 1983: Mississippian wood grained chert and its significance in the Western Interior United States. *J. sed. Petrology, 53, 1175–1191.*

Chovanec, D., 1991: Fossils formed by volcanic activity of Mt. Poľana. *Vesmír, 70, 11, 633–635* (in Slovak).

Elorza, J. & Garcia-Garmilla, F., 1933: Chert appearance in the Cueva-Bedón carbonates platform (Upper Cretaceous northern Spain). *Geol. Mag., 130, 6, 805–816.*

Forgáč, J., Čurlík, J. & Harman, M., 1990: Recrystallization of SiO_2 in petrified wood. *Mineralia Slov., 22, 273–280* (in Slovak).

Gao, G & Land, L. S., 1991: Nodular chert from Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma: a combined field, petrographic and isotopic study. *Sedimentology, 38, 2, 857–870.*

Górka, H., 1982: Kystes de dinoflagelles, acritarches et algues des silex du Campanien supérieure de Mielnik sur le Bug (Pologne). *Acta paleont. pol., 27, 1–4, 45–58.*

Hesse, R., 1989: Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 26, 253–284.*

Knauth, L. P., 1979: A model for the origin of chert in limestones. *Geology, 7, 274–277.*

Kolodny, Y., 1969: Petrology of siliceous rocks in the Minasha formation (Negev, Israel). *J. sed. Petrology, 39, 1, 166–175.*

Leutloff, A. H. & Meyers, W J., 1984: Regional distribution of microdolomite inclusions in Mississippian echinoderms from southwest New Mexico. *J. sed. Petrology, 54, 432–446.*

Maliva, R. G., Dickinson, J. A. D., Schiavon, N. & Fallick, A. E., 1999: Self-organization origin of wood-grained chert, Portland Formation (Upper Jurassic), southern England. *Geol. Mag., 136, 4, 413–421*

Maliva, R. G. & Siever, R., 1988: Pre-Cenozoic nodular cherts: evidence for opal-CT precursors and direct quartz replacement. *Amer. J. Sci., 288, 798–809.*

Marková, M., 1977: Lussatite – opal-CT in siderite concretions, Lower Miocene, Western Carpathians. *Západ. Karpaty, Sér Mineral Petrogr. Geochem. Metalogen., 3, 197–210* (in Slovak).

Marková, M., 1978: To the problem of lussatite genesis. *Mineralia Slov., 10, 1, 37–46* (in Slovak).

Masaryk, P., 1993: Sedimentology and lithogenesis of Reifling intraplatform depressions in the Central Western Carpathians. *In Rakús, M & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie–Sympóziá–Semináre, GÚDŠ, Bratislava, 71–86* (in Slovak).

Matyszkiewicz, J., 1987: Epigenetic silicification of the Upper Oxfordian limestones in the vicinity of Kraków. *Ann. Soc. geol. Polon., 57, 1–2, 59–87* (in Polish).

Michalík, J., Soták, J., Baráth, I. & Vašíček, Z., 1990: Remarks to the lithology, stratigraphy and biofacies of the Muráň Limestone Formation, its position both in the Lower Cretaceous sequences and in the West Carpathian sedimentary area. *In: Sýkora, M., Jablonský, J. & Samuel, O. (Eds.): Sedimentologické problémy Západných Karpát Konferencie–Sympóziá–Semináre, GÚDŠ, Bratislava, 31–43* (in Slovak).

Michniak, R., 1980: Petrography and genesis of black cherts from Lower Turonian sediments in the vicinity of Ozarow *Arch. mineral. (Warszawa), 36, 83–106.*

Mišík, M., 1971 Observation concerning calcite veinlets in carbonate rocks. *J. sed. Petrology, 41, 2, 450–460.*

Mišík, M., 1972. Lithologische und fazielle Analyse der Mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpathen. *Acta geol. geogr Univ Comen., Geol., 22, 5–154.*

Mišík, M., 1990: Urgonian facies in the West Carpathians. *Knih. Zem. Plyn Nafta, Hodonín, 9a, 25–54.*

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

Mišík, M., 1994: Authigenic feldspars in carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 45, 2, 103–111.*

Mišík, M., 1995a: Authigenic quartz crystals in the Mesozoic and Paleogene carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 46, 4, 227–239.*

Mišík, M., 1995b: Selective silicification of calcitic fossils and bioclasts in the West-Carpathian limestones. *Geol. Carpath., 46, 3, 151–159.*

Mišík, M., 1996: Silica spherulites and fossil silcretes in carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 47, 2, 91–105.*

Mišík, M., 1998: Peculiar types of thin veins in the Mesozoic carbonates and silicites of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 49, 4, 271–278.*

Mišík, M., 1999: Contribution to the lithology and paleogeography of radiolarites in Western Carpathians. *Mineralia Slov., 31, 6, 491–506* (in Slovak).

Mišík, M. & Jablonský, J., 1978: Lower Triassic quartzites and conglomerates in Malé Karpaty Mts. (pebble analysis, transport direction and genesis). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33–36* (in Slovak).

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

Mišík, M. & Locquin, M., 1983: Acrasiales fossiles dans les concrétions siliceuses du Barrémien des Carpathes occidentales (Tchécoslovaquie). Comptes Rendus du 108e Congrès national des sociétés savantes en Grenoble. Fasc. 1, Sect. de la Terre, Paris, 169–173.

Mišík, M. & Soták, J., 1998: "Microforaminifera" – a specific fauna of organic-walled Foraminifera from the Callovian-Oxfordian limestones of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 49, 2, 109–123.*

Murata, K. J. & Norman, M. B., 1976: An index of crystallinity for quartz. *Amer. J. Sci., 276, 1120–1130.*

Peterčáková, M., 1990: Radiolarian from cherts of the Kališčo limestones from the Manín unit (Butkov, West Carpathians). *Geol. Zbor Geol. carpath., 41, 2, 155–169.*

Rad, U. & Rösch, H., 1974: Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the Central Atlantic. *Pelagic sediments on land and under the sea. Spec. Publ. IAS, 1, Oxford etc., 327–348.*

Rio, M., 1982: Les accidents siliceux dans le Crétacé du Bassin Vocontien (Sud-Est de la France). Contribution à l' étude de la silicification des formations calcaires. *Doc. Dept. Sci. de la Terre, Univ. Claude-Bernard, Lyon, 84, 1–149.*

Sýkora, M., Ožvoldová, L. & Boorová, D., 1997: Turonian silicified sediments in the Czorsztyn Succession of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 48, 4, 243–261.*

Šamajová, E., 1979: Zeolites in Neogene volcanoclastics of Slovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 3, 363–377.*

Taliaferro, N. L., 1934: Contraction phenomena in cherts. *Bull. Geol. Soc. Amer., 45, 189–232.*

Thiry, M. & Milnes, A. R., 1991. Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek opal field, South Australia. *J. sed. Petrology, 61, 1, 111–127.*

Wise, S. W. & Kelts, K. R., 1972: Inferred diagenetic history of weekly silicified deep sea chalk. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 22, 177–203.*

Wise, W. & Weaver, F. W., 1977· Origin of cristobalite-rich Tertiary sediments in the Atlantic and Gulf coastal plains. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 23, 305–322.*

Anatómia rohovcových hľúz z vápencov mezozoika Západných Karpát

Rohovcové hľuzy sa v Západných Karpatoch vyskytujú vo vápencových telesách od aniského až do albského veku. V pelagických vápencoch boli ich hlavným zdrojom rádiolária a v plytkovodných silicispongie. Rohovcové hľuzy chýbajú v extrémne plytkovodnom prostredí, v akom sa tvoril napr. gutensteinský vápenec, penekontemporánny triasový dolomit, oolitický vápenec (rét a sarmat), mikroonkoidový vápenec (lias a malm), eocénny numulitový vápenec a litotamniový vápenec bádenu. Rohovce sú antagonistické biohermným fáciám, ako je wettersteinský vápenec alebo paleocénny kambühelský vápenec.

Rohovce majú rozličnú formu a štruktúru. Medzi niektoré špeciálne typy patria napr. „nedorobené rohovce" (obr. 1), „obrysové rohovce", ktoré vznikli centrifugálnou difúziou (obr. 2). Z tzv. samoorganizovaných štruktúr sa podrobne študovala „drevozrnná štruktúra" („wood-grained structure"; pl. III), v menšej miere agregáty malých koncentrických prstencov (pl. XIII, obr. 3, 5), brekciovité rohovce (pl. X, obr. 4–7) atď. Tvar rohovcov môžu obmedzovať juvenilné lastúrniky alebo ranné, predrohovcové žilky, ktoré boli prekážkou difúzie (pl. II, obr. 1; pl. XI, obr. 1–2). Celkový objem rohovcov vo vápencovej vrstve možno zistiť planimetricky z fotografie odkryvu.

Opísalo sa niekoľko typov prechodných zón z vápenca do rohovca (pl. II). Osobitnou je napr. zóna B_1, ktorú tvorí novovykryštalizovaný hrubozrnný agregát kalcitu (pl. II, obr. 2), a pozoruhodnou je aj „sitovitá štruktúra" z dendritických zŕn kalcitu (pl. II, obr. 3).

Prekvapujúce sú časté relikty lepisfér v rohovcových hľuzách (pl. IV), ktoré dokazujú, že opál CT bol bežným prechodným štádiom od opálu A do mikrokremeňa. Relikty lepisférových globuliek sa zväčša zachovali vďaka ich uzavretiu do rannovznikajúcich kalcitových klencov.

Karbonátové klenčeky vznikali rekryštalizáciou mikritových reliktov pri zatláčaní vápenca roztokmi SiO_2 a sú najnápadnejšou črtou vo výbrusoch rohovcov (pl. V–VI). Rohovce z vápenca vždy obsahujú kalcitové klence, niekedy sprevádzané klencami Fe dolomitu. Rohovce zo študovaných dolomitových telies mali vždy dolomitové klenčeky. Rozlíšilo sa viac generácií klenčekov a opísali sa ich početné diagenetické zmeny (napr. dutinky po vylúhovaných klenčekoch v podobe negatívov klencov, ich prípadné vypĺňanie mikrokremeňom, korózia klencov a ich opätovné syntaxiálne dorastanie karbonátom odlišného chemického zloženia atď.). Osobitným prípadom je dorastanie echinodermových úlomkov do skalenoédrov (pl. V, obr. 8) počas tvorby rohovca; boli slabo korodované vodou uvoľnenou pri dehydratácii akumulácie SiO_2.

Prekvapujúca je prítomnosť apatitových kryštálikov (pl. VII) v rohovcoch z hlbokovodného vápenca, ktoré sa našli takmer v polovici skúmaných výbrusov (22/50) z rohovcov fácie biankone (titón – neokóm). Drobné stĺpčeky autigénneho turmalínu sú v nich oveľa zriedkavejšie.

Spôsobov zachovania rádiolárií a spikúl silicispongií v rohovcoch je veľa. Selektívna kalcitizácia schránok rádiolárií neporušených rozpúšťaním sa takmer nikdy nevyskytuje v rohovcových hľuzách, ale v rádiolaritoch je častá. Echinodermové články sa v rohovcoch môžu zachovať v podobe kalcitu, no ich silicifikácia je oveľa častejšia. Fantómy pórovitej štruktúry v silicifikovaných článkoch potvrdzujú zatláčanie typu ión za ión (pl. VIII, obr. 1). Syntaxiálne obrastanie článkov môže byť syngenetické s tvorbou rohovca (pl. V, obr. 8) alebo predrohovcové (pl. VIII, obr. 2). Syngenetické je aj obrastanie typu „psích zubov" (dog teeth) na lastúrnikoch.

Mikroorganizmy, ktoré tvorí organická hmota, sú pozoruhodne zastúpené najmä v čiernych rohovcoch, ale takmer vždy chýbajú v okolitom vápenci: chitinózne dinocysty (pl. IX, obr. 1–8), huby *Paleoguttulina muranii* (pl. IX, obr. 9–12), *Fungisporonites* (pl. IX, obr. 13–14), chitínová výstielka juvenilných schránok foraminifer („mikroforaminifery", pl. IX, obr. 18–19) a peľové zrná (pl. IX, obr. 15–17). Ale mikrofosílie z organickej hmoty (okrem „mikroforaminifer") chýbajú v červených rohovcoch, a to pre dobre oxidované prostredie.

Po prvý raz sa porovnával obsah C_{org} a bitúmenov v štyroch párových vzorkách (rohovce a okolitý vápenec – tab. 1). Hodnota C_{org} vo vápenci oscilovala medzi 1.24–1.86 % a v uzatváraných rohovcoch bola o niečo nižšia (0.62–1.20 %). Medzi bitúmenmi vo vápenci (C_{bit} 112–330 ppm) a v rohovcoch (C_{bit} 102–380 ppm) nie je zreteľný vzťah. Nijaký systematický rast alebo pokles v zastúpení olejov, asfalténov a smoly sa nezistil (tab. 1 a obr. 4). Spektrálna analýza preukázala pokles Sr, Mn a Pb v rohovcoch oproti vápencu a rast obsahu Ti, V a B v nich.

Zaregistrovali sa predrohovcové synsedimentárne deformácie (rohovce sa vo vápenci tvorili až po vzniku sklzových vrás, pl. X, obr. 1–3), ako aj porohovcové deformácie, ktoré reprezentujú synsedimentárne vápencové brekcie obsahujúce úlomky rohovcov, a rohovcová brekcia s úlomkami staršej generácie tmeleným kremitým materiálom mladšej generácie (pl. X, obr. 4–7).

Predrohovcové žilky veľmi raného pôvodu sú zriedkavé (pl. XI, obr. 1, 2). Dehydratačné žilky syngenetické s tvorbou rohovcovej hľuzy sú naopak hojné a bývajú na nich prichytené kalcitové klenčeky, pretože vznikali ešte v tzv. reaktívnom štádiu hľuzy bohatej na vodu (pl. XI, obr. 3). Väčšina porohovcových pukliniek je tektonického pôvodu. Tieto extenzné žilky sú oveľa hojnejšie v rohovcoch ako v okolitom vápenci (pl. XI, obr. 6), čo spôsobila odlišná rigidita silicitov a plastickejšieho vápenca.

Účinok anchimetamorfózy na rohovcové hľuzy sa skúmali iba okrajovo. Stupeň kryštalinity (index kryštalinity CI podľa Muratu a Normana, 1976) je zreteľne vyšší v rohovci zo slabo metamorfovaného vápenca lokality Nitra (CI = 7.6). Rohovce z bradlového pásma, ktoré boli termicky postihnuté iba minimálne, mali CI = 1.7 a 2.5, rohovce z vápencov v „predmetamorfnom" štádiu z centrálnych Karpát 3.0 a 3.0. Rohovce z metamorfovaných komplexov často nadobudli esovitú formu (pl. XII, obr. 1), klenčeky v nich boli korodované a sčasti reorientované do roviny metamorfnej foliácie (pl. XII, obr. 3, 4).

V záverečných častiach sa porovnávajú mikrofaciálne prvky z výbrusov rohovcov dvoch kontrastných prostredí – z pelagických titónsko-neokómskych vápencov (sada 50 výbrusov, tab. 2) a z plytkovodných liasovo-dogerských krinoidových biosparitov (sada 17 výbrusov, s. 22).

Vznik rohovcov sa datuje veľmi ťažko. Chýbanie rohovcových hľúz v recentných sedimentoch (najmladšie rohovce z karbonátových fácií sú známe z miocénu, Rio, 1982) znemožňuje pri riešení otázky ich vzniku využiť princíp aktualizmu, čo by mohlo zvádzať k chybnému záveru, že rohovce sú azda neskorodiagenetickým produktom. V skutočnosti ich absenciu spôsobilo menšie množstvo kremitých organizmov v súčasných sedimentoch. Je veľmi pravdepodobné, že určitá minimálna koncentrácia kremitých organizmov v sedimente je jedným z predpokladov na začatie akumulácie SiO_2 vedúcej k tvorbe rohovcových hľúz. Ak hojnosť rádiolárií prekročila vyššiu medzu, tvorili sa vrstvovité rádiolarity. Niekedy má výsledná hornina prechodné črty vyvolávajúce neistotu v odlišovaní rádiolaritov a rohovcového vápenca.

Rádiolarity sú synsedimentárne produkty. Ich primárne vyzrážavanie signalizuje častá selektívna kalcitizácia ešte neporušených schránok rádiolárií. V ílovitých rádiolaritoch sú hojné kompakčné deformácie dutiniek po rozpustených rádiolériách, kým v rohovcových sú v hľuzách ich prierezy vždy okrúhle.

Rannodiagenetický vznik rohovcových hľúz dokazujú aj sporadické brekciovité rohovce (úlomky staršej fázy rohovca tmelené mladšou silicifikačnou fázou vo vápenci), bežné zachovanie chitinóznych mikroorganizmov chýbajúcich v okolitom vápenci; dutinky po rozpustených rádiolériách boli počas tvorby rohovcovej hľuzy zväčša ešte prázdne atď. Centripetálny rast hľúz bol ovládaný koncentračným gradientom spôsobeným lokálnou nerovnováhou (zväčša neidentifikovateľné „jadro"). Zriedkavé prípady centrifugálnej migrácie viedli k tvorbe tzv. kontúrových rohovcov (obr. 2). Výnimočným a doteraz nie dokonale vysvetleným javom sú periodické oscilácie tvoriace samoorganizované štruktúry v rohovcoch (pl. III).

Pri raste v ranej diagenéze bola hľuza vo vysoko reaktívnom stave. Kryštalizácii mikrokremeňa predchádzal opál CT, o čom svedčia časté relikty lepisfér (pl. IV). Roztoky SiO_2 niekedy kalcit zatláčali procesom ión za ión, čo dokazujú fantómy pórovitej štruktúry krinoidových článkov (pl. VIII, obr. 1). V zriedkavejších prípadoch sa najprv vylúhovali väčšie časti a potom ich vyplnil agregát mikrokremeňa. Roztoky SiO_2 spôsobili rekryštalizáciu reliktov mikritu na charakteristické karbonátové klenčeky, prípadne na hrubozrnný kalcitový agregát. Počas tohto „reaktívneho štádia" sa podmienky (pH a iné) viackrát zmenili, kalcitové klenčeky často korodovali a opäť syntaxiálne dorastali alebo sa celkom rozpustili, alebo ich dutiny vyplnil mikrokremeň a dehydratačné puklinky vyplnené chalcedónom a kalcitom sa vzájomne nahrádzali obidvoma minerálmi. V reaktívnom štádiu sa tvorili aj ďalšie minerály – apatit (pl. VII) a turmalín. Krinoidové články v rohovcoch nemávajú tlakové dvojčatenie.

Pri neskorej diagenéze boli rohovce už stabilizované a spomenuté procesy ustali. Namiesto dehydratačných sa tvorili len extenzné (tektonické) žilky. Kým rast rohovcových hľúz spôsobovali relatívne koncentrované roztoky SiO_2 a v nich uzavreté zrná klastického kremeňa neboli nikdy syntaxiálne obrastané, počas neskorej diagenézy to boli pomaly prúdiace a veľmi zriedené roztoky, z ktorých sa vyzrážavali kryštáliky autigénnych idiomorfných kremeňov. Takéto kryštáliky sa niekedy hromadia v susedstve rohovcových hľúz.

Keďže sa izotopová analýza nevykonala, o povahe roztokov bližšie neuvažujeme a pripájame iba krátky komentár k teórii Knautha (1979). Tento autor postuluje vznik rohovcových hľúz priamym vyzrážaním kremeňa, čomu protirečia hojné ukážky reliktov lepisfér, ktoré uvádzame. Podľa Knautha (1979) rohovcové hľuzy vznikali pri miešaní morskej a sladkej pórovej vody. Najhojnejšie rohovce v Západných Karpatoch vystupujúce v hlbokovodných neokómskych vápencoch fácie biankone sa tvorili z morskej pórovej vody isto bez akejkoľvek prímesi sladkej vody. Komplex týchto hornín sa nemohol vynoriť pred vrchnou kriedou, keď už rohovce boli dlhý čas po reaktívnom štádiu.

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 343–350

Raw materials of Aeneolithic stone polished artefacts found on type locality of the Lengyel culture: Svodín, Slovakia

DUŠAN HOVORKA[1], ĽUDMILA ILLÁŠOVÁ[2] and JURAJ PAVÚK[3]

[1]Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Faculty of Natural Sciences, Constantin Philosopher's University, Trieda A. Hlinku, 949 01 Nitra
[3]Archaeological Institute of Slovak Academy of Sciences, Akademická 2, 949 21 Nitra

(Received March 19, 2001, revised version received October 1, 2001)

Abstract

The site Svodín represents the early Lengyel culture in its classical development. Since first published announcement (Neústupný, 1935) several repeated periods of excavation were realized in the sixties and seventies of the last century (Točík, 1963; Šiška and Lichardus, 1970). Particularly, the excavations guided by Němejcová-Pavúková (1995) brought rich collection of polished stone implements, namely stone bases and crushers as well. Short summary of raw material problems has been summed up most recently (Pavúk et al., 2000). Laboratory petrographical studies documented various raw material types used by Aeneolithic population for implements of daily use construction. Raw materials are of local, distant and very distant sources. While "small" implements are mostly transported on long distances, especially stone bases (being often of several kilograms weight) have their source in geological bodies in the "one-day-walk-distance". Main characteristics and an attempt to correlate raw materials used with field occurrences of appropriate rock types are presented in this paper.

Key words: Aeneolithic, Lengyel culture, stone polished artefacts, raw material types, Svodín, Slovakia

Introduction

The site Svodín is situated in between the river Hron and river Nitra valleys, 25 km to NW of the Štúrovo town (Fig. 1). Extensive archaeological excavations after the 2nd world war brought evidences enabling to rank the oldest horizons of the site to the early Lengyel culture with painted (red, yellow and white) ceramics.

The early Lengyel culture (Lengyel I) excavated in Svodín revealed in the most numerous set of implements (ceramic as well as stone artefacts) known up to now on the country territory.

First mention of the discussed site has been published by Neústupný (1935). In the second half of the last century first rescue field studies (Točík, 1963; Šiška and Lichardus, 1970) were realized. Following systematic excavations were guided by Němejcová-Pavúková in 1971–1983 (Němejcová-Pavúková, 1995). In the excavated area approximately of 30,000 m^2 she defined four stratigraphic as well as cultural-typological horizons: (1) the oldest one preceded building of a small roundel – Svodín I, (2) the horizon of lasting of the roundel, (3) the period of existence of a big roundel with two ditches – Svodín II, (4) settlement constructed after the big roundel destruction.

Fig. 1. Location of site Svodín.

Astronomically oriented roundels were situated in the central part of the site. Houses were constructed probably in several regular circles. The deads were buried within the site. During the excavations (l. c.) almost 150 skeletal graves were found there. Some of them with rich inventories in graves of men and children indicate social stratification of the population. Calibrated C 14 data from a small set offer data 4900–4700 year BC (Quitta, in Pavúk et al., 2000). Chipped industry from the discussed site has been studied in detail by Kaczanowska and Kozlowski (1991) in which monography the contribution by Němejcová-Pavúková (l. c.) is included. Polished industry, namely its raw material, except for short communication by Pavúk et al. (2000), has not been studied yet.

Raw materials of stone implements and their provenance

During excavations numerous finds of stone industry, both of chipped and polished one were collected. The

results of studies dealing with chipped industry have been already published by Kaczanowska and Kozlowski (1991). This paper describes the raw materials of the polished industry. Human communities of the Lengyel culture, based on the tradition of their ancestors were able to use gradually increasing number of raw material types. Lengyel culture people took into account optimal physical properties on the one hand, and the distance of raw material occurrences on the other. While "small" implements are made of raw materials or ready made artefacts, which sometime underwent long to very long distance transport, in the case of "heavy" (e. g. stone crushers and working tables) implements they are brought in all documented cases from "one-day-walk-distance".

Magmatic rocks

Amphibolized basalt (metabasalt)

This rock type being raw material has been documented in the case of one axe only. In described case raw material of axe bears relics of magmatic ophitic pattern though magmatic clinopyroxenes have been chanded into brown monoclinic amphibole. Simultaneously plagioclase laths recrystallized into fine-grained aggregates of albite, quartz, chlorite, clinozoisite-group minerals, calcite ao. Such mimetic recrystallization is known to occur in the oceanic environment around the mid oceanic ridges (= sea floor metamorphism), but it could have undergone continental.

Alkaline basalt

It represents permanent raw material type found in the majority of archaeological Neolithic/Aeneolithic sites located on the territory of western Slovakia. As effusive alkaline olivine basalt has always phyric structure, in the case when it is used as raw material for implements construction, it bears fine-phyric character. Phyric phases are represented by olivines and pyroxenes, meanwhile matrix is composed prevalently of tiny plagioclase laths, glass and opaques. In several cases small (mm dimensions) xenoliths of sedimentary (partly assimilated) as well as deep seated xenoliths of peridotite character have been identified. Quaternary alkaline basalt of above described characteristics is known to occur in the Little Hungarian Lowland, in the Balaton Lake area, and in southern Slovakia. All the above mentioned areas could have been supplyers of this raw material type.

Calc-alkaline basalt

Genetically different basalts of the calc-alkaline clan appear in the central Slovakia Late Tertiary volcanic province in the form of subvolcanic as well as volcanic bodies. They appear among pebbles of the river Hron bed deposits within volcanic mountain ranges and on places when Hron leaves Late Tertiary volcanic province. In the case of small sized implements last mentioned source should be supplyer of the given raw material type. Taking into consideration stone bases and working tables, transport of ready made implements of this category ought to be considered. The most probably source area should have been area around the Žiar basin in the province of central Slovakian Late Tertiary volcanics.

Pyroxene andesite

Similar as in the case of both types of basalts, also fine-phyric pyroxene andesites have been used as the raw material for implements construction. In this case phyric phases are represented by pyroxenes and plagioclases, meanwhile second generation of these minerals together with volcanic glass and opaques form the matrix. For this raw material type is characteristic that only its fresh varieties have been used. Such types are widespread in Late Tertiary central Slovakian volcanic province as well as in the Pohronský Inovec Mts. Both areas are located several tens of kilometers from the site Svodín.

Hornblende-pyroxene-biotite andesite

Phyric pattern of this andesite variety, which represents one of the most acid differentiates of lavas of the calc-alkaline clan in the central Slovakian Late Tertiary volcanic province is characteristic. Also in this case mostly fresh varieties have been used for implements construction. All aspects mentioned in the case of basalts and other andesite types are acceptable also in this case.

Sedimentary rocks

Polymict microconglomerate

This type of clastic sediments is characterized by prevailing quartz clasts several milimetres in size, which leading mineral phase is accompanied with clasts of feldspars, micas and other silicates, respectively. Rock matrix is mostly fine-sandy, in places with admixture of haematite. It ought to be underlined that microconglomerates have been used for construction of "big" implements (stone bases, working tables) only. On account of the petrography of this raw material we identify it with the Permian conglomerates (with their fine-grained varieties) of the Tribeč Mts.

Banded carbonate

Light coarse-grained metamorphic limestone (marble) forms dominant substance of the rock. Other constituents are represented by dark-grey planparallel bands with gradual transitions to light metamorphic limestone. Dark bands are formed by fine-grained silty clastic material with originally organic admixture recrystallized into graphitic substance. The last one simultaneously represents pigmet of dark bands in the given rock. This characteristic raw material type have been used for ball-like bored macehead of approx. 7 cms diameter. Metamorphosed limestones are member of crystalline complexes of the

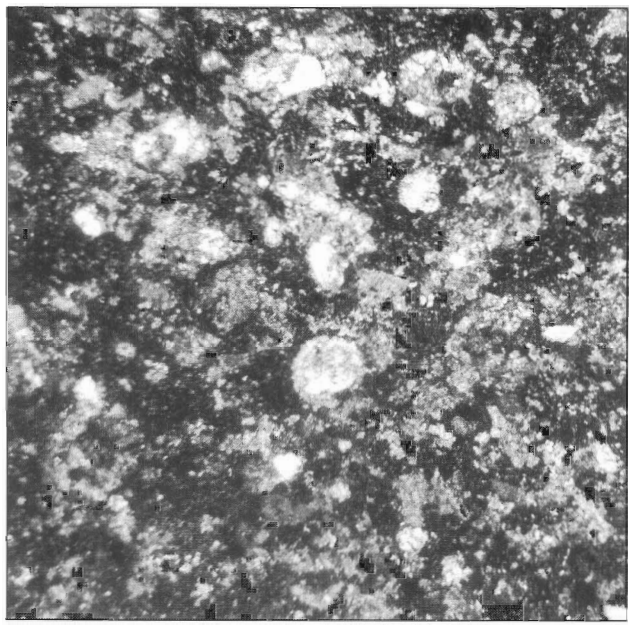


Fig. 2. Altered amygdaloidal alkaline basalt. Magn. 90x, X polars.

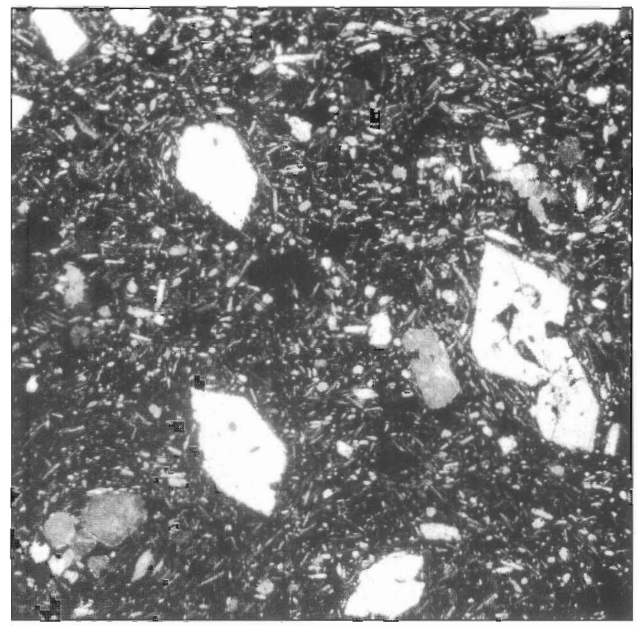


Fig. 3. Olivine phyric alkaline basalt with hemicrystalline matrix. Magn. 45x, X polars.

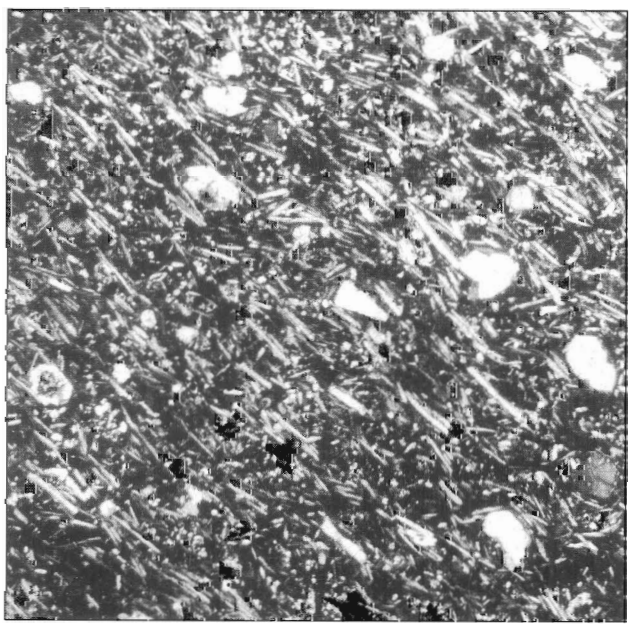


Fig. 4. Fluidal (trachytic) leucobasalt. Magn. 45x, X polars.

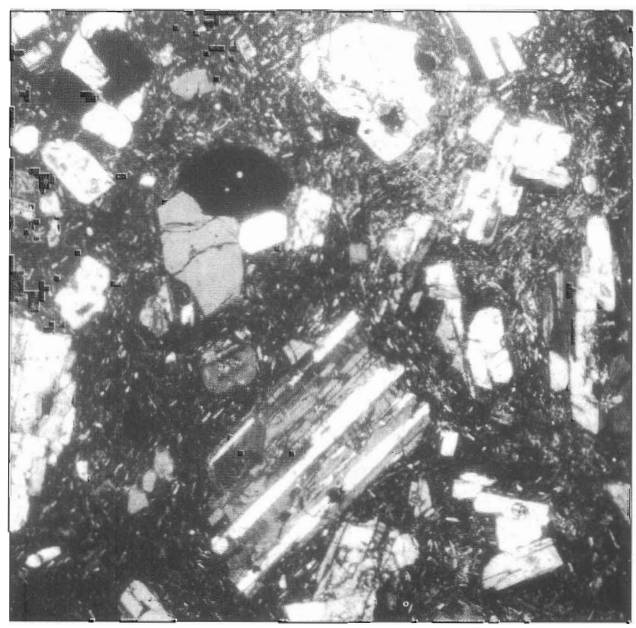


Fig. 5. Clinopyroxene-plagioclase phyric andesite with hemicrystalline matrix. Magn. 27x, X polars.

Bohemian Massif, namely its Moldanubian unit in its southern Bohemian occurrences.

Fine-grained sandstone

This raw material type has been used for construction of stone bases of various size (Hovorka and Illášová, in print) also on this site. Problematic of stone bases have been discussed in detail in connection with their occurrences on site Nitriansky Hrádok-Zámeček in the above cited paper.

Sandstones as raw material type of stone bases and working tables should be described as: a) fine-grained sandstones with quartzy matrix, and b) fine-grained sandstones with carbonaceous matrix.

Sandstones of various types are one of substantial rock types of sequence of Neogene sediments on northern rim of Pannonian basin. So this raw material type

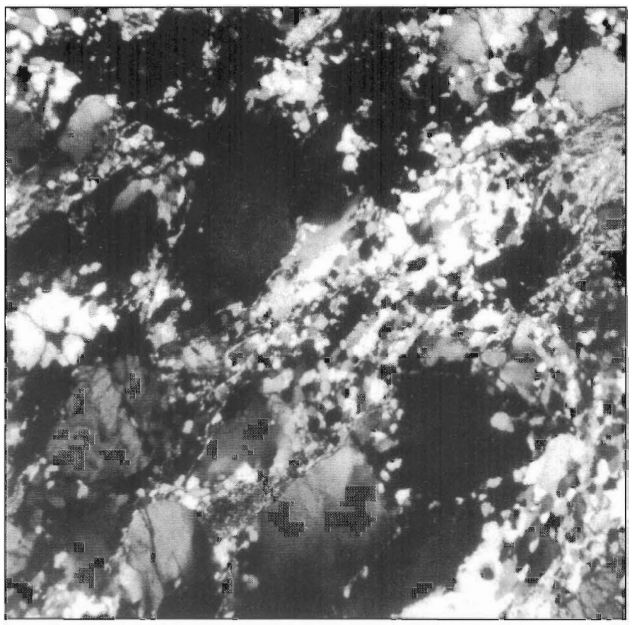


Fig. 6. Polymictic microconglomerate Magn. 27x, X polars.

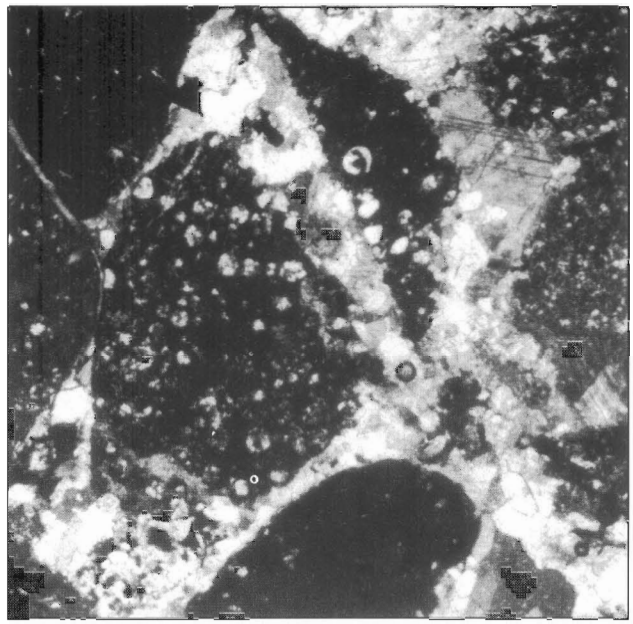


Fig. 7. Anchimonomictic conglomerate composed mostly of fragments of dark pigmented volcanics – Permian Magn 45x, X polars

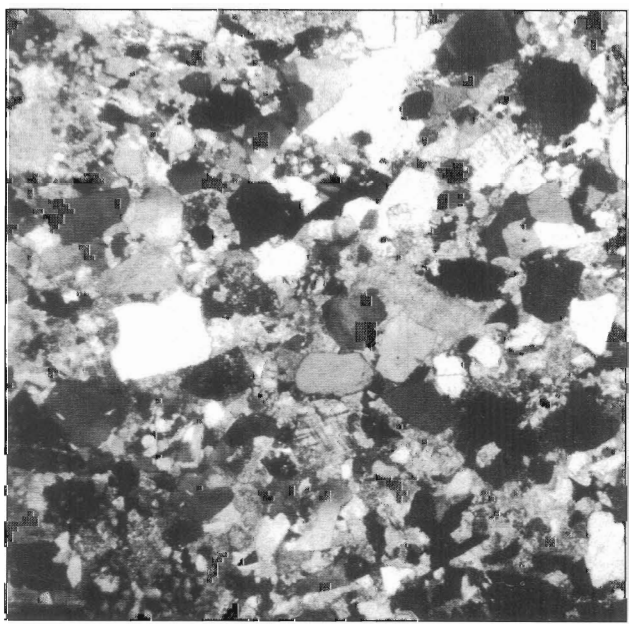


Fig. 8. Sandstone with mostly carbonaceous matrix – Neogene Magn 27x, X polars.

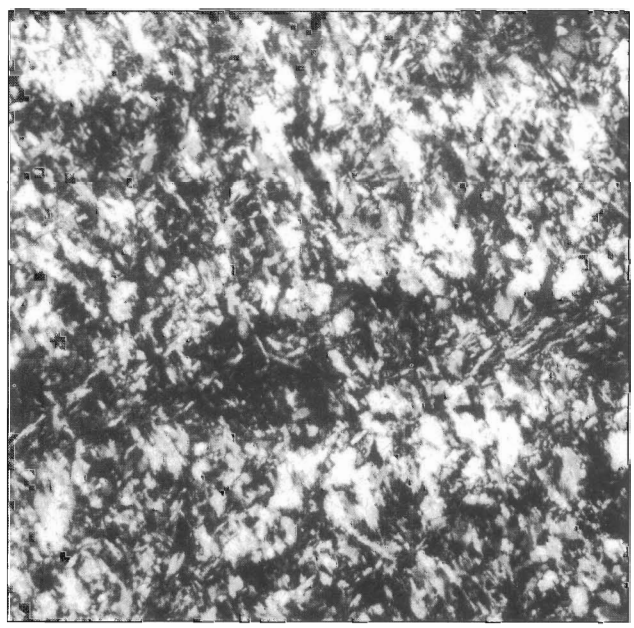


Fig. 9. Antigorite serpentinite with 2 generations of antigorite Magn 45x, X polars.

belongs to local rock types used for "heavy" implements construction.

Limestone with silt admixture
(+ numulites and glauconites)

Limestone with clastic admixture of silty fraction and organism shells (numulites) with characteristic presence of glauconites have been used for stone bases and working tables construction. Also in this case limestones of this type represents rock type characteristic of Late Tertiary filling of the Pannonian basin in its northern periphery. Presence of glauconites documents shallow sea basin environment.

So definition of Late Tertiary limestones as raw material for stone bases and stone tables construction on the site Svodín is in full agreement with results obtained by laboratory study of mentioned implements on other sites of southern Slovakia (e. g. Hovorka and Illášová, in print).

Fine porous crystalline limestone

Also in this case this raw material type has been used for various implements construction, e. g. stone bases and stone tables, but on account of its rough surface based on its rough surface this raw material types were used also for grinders construction. So this is probably the only raw material type known till now used for both "small" and "big" implements construction.

Metamorphic rocks

Antigorite serpentinite

This rock-type belongs among common raw material types for small implements (namely small axes, hammer--axes and maces) construction in the Neolithic and namely in the Aeneolithic. This rock variety has appropriate physical properties based on homogeneity of their mineral composition as well as uniform fabric pattern. Rocks of this category are anchimonomineralic: they are composed of antigorite (one of 3 serpentine-group minerals polytype) and of various (but usually low) amount of relic clinopyroxenes and Cr-spinels. Fine-grained magnetite pigment represents product of Mg-Fe silicates serpentinization.

On account of relic textural pattern as precursors of this serpentinite type, peridotites of lherzolite as well as harzburgite types should be presumed. In the Western Carpathians crystalline complexes antigorite serpentinite bodies are known to occur. Considering their very limited extent and unfavourable topography setting, import of ready-made antigorite serpentinite implements namely from the mountain ranges forming north-eastern rim of the Bohemian Massif (the Sudety Mts.) we suppose to be the most probable.

Greenschist

Greenschists together with amphibolites, antigorite serpentinites and other fine-grained common rock types belong to the mostly used stone raw materials in the Neolithic as well as in the Aeneolithic.

Greenschists represent low-grade metamorphic rocks of various precursors. The most common are fine-grained volcaniclastics of basic volcanics, basaltic effusives, and in pronouncedly less amount also other sediments.

Characteristic mineral association is as follows: albite, chlorite, monoclinic as well as rhombic amphiboles, minerals of the epidote-clinozoisite group, ore and silicate minerals in accessory amount. For all archaeological implements studied made from the various greenschist varieties, absence of chlorite is one of the typical features of raw materials of this category. Chlorite flakes (if present in substantial amount) cause splitting of rock (implement) following the oriented position of chlorite flakes. Other characteristic feature is felty pattern of needle-like amphiboles, which is highly favourable for needed elasticity of ready-made implements.

Based on determined mineral composition as well as on fabric pattern, greenschists should be characterized as the following varieties:

Banded greenschist: In direction perpendicular to the preferently oriented fabric in some implements by naked eyes visible fine banding is observable. It is due to the uneven composition of individual "bands" (of 1–3 mm thickness) composed preferably either of amphiboles or albites.

Albite-actinolite greenschist represents the most common greenschist variety. Implements (mostly axes and hammer-axes) made of this raw material type are mostly greyish-green. Except for albite, monoclinic amphibole of light yellow-green, light green and turquoise-green colours belong to the rock main constituents. In accessory amount there are present also epidote-clinozoisite group minerals, chlorites, ore minerals (opaques), sometimes also carbonates, dark micas ao.

Al-rich spinel-anthophyllite-actinolite greenschist represent, from genetical point of view, peculiar rock type. The site Svodín together with the sites of Nitriansky Hrádok-Zámeček and Bajč are the easternmost places of occurrences of implements made from this greenschist variety on the Slovak Republic territory. This unusual rock variety has been described in detail in the past (Hovorka et al., 1997). In the very last time implements made of this raw material type have been found in northern Hungary, too (Gy. Szákmany, 2000; oral communication). The provenance of the source rock body is still unknown to the authors.

Magnetite-albite-actinolite greenschist is characterized by the presence of fine-grained magnetite pigment distributed either regularly or forming elevated concentrations in bands with unsharp limits. Elevated amount of ore pigment in the rock makes the colour tint of implements darker, mostly dark grey. Particularly in the case of this rock-variety we suppose fine-grained volcaniclastic material of basic volcanics as the protolith of the discussed rock type.

Albite-epidote-actinolite greenschist is characterized by the presence of various epidote-group minerals varieties in the given implement. This rock variety (with the amount of epidote-group minerals over 10 %) is seldom. Characteristic is yellowish tint of the given rock.

Quartz-albite-actinolite greenschist. The presence of quartz in substantial amount in this rock type documents the fine-grained clastic admixture of quartz in the volcaniclastic protolith of basic volcanics of the given rock.

Anthophyllite greenschist represents seldom occurring rock type of light-green or green colour. Except for dominant anthophyllite also various amounts of talk, dark mica, ore minerals, chlorite, albite ao. have been identified in anthophyllite greenschists made implements (mostly axes).

Ash-like andesitic metatuff

This rock type belongs to very rarely used raw material type. This rock-type is represented by very fine-grained, aphanitic, originally mostly glassy rock. As admixture in submicroscopically grained matrix tiny clasts of dark (pyro-

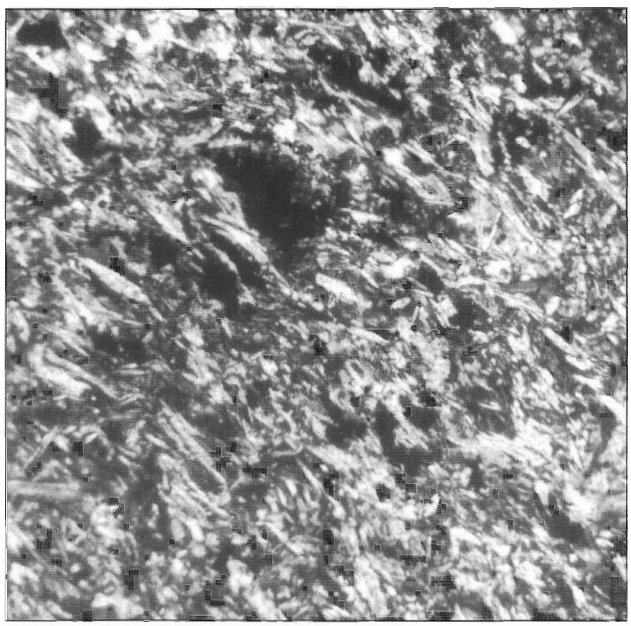


Fig. 10. Albite-actinolite schist. Magn. 90×, X polars.

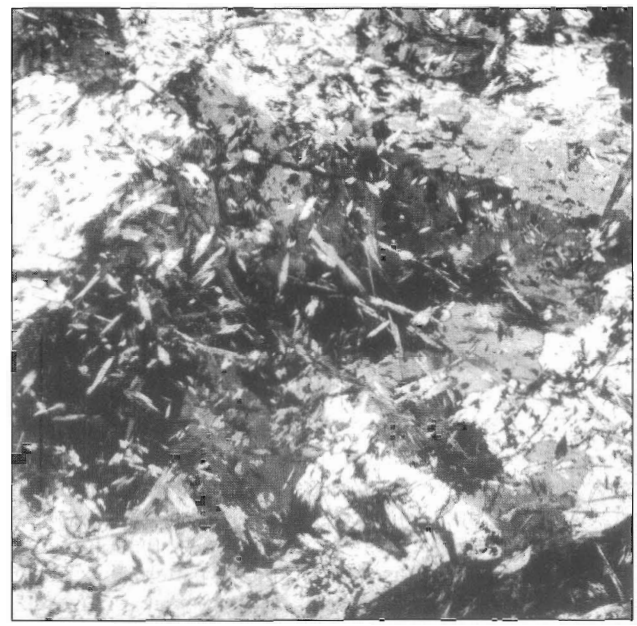


Fig. 11. Actinolite albite schist of massive pattern. Magn. 45×, X polars.

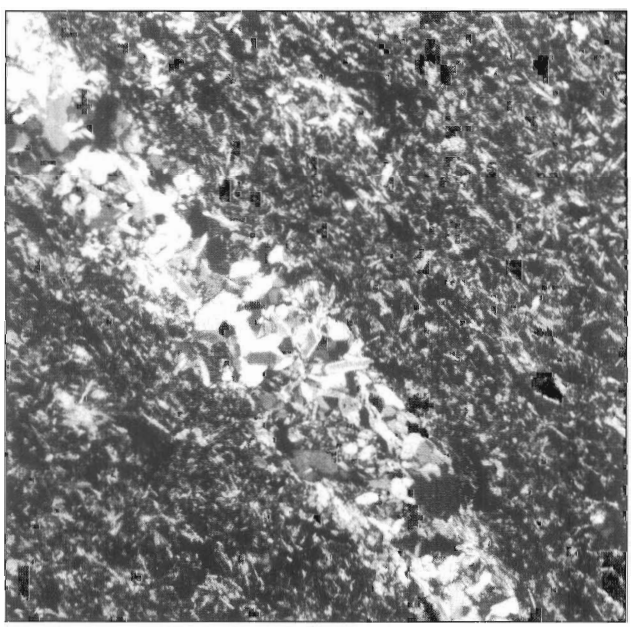


Fig. 12. Albite-actinolite schist with mobilizate of identical composition present in veinlet. Magn. 45×, X polars.

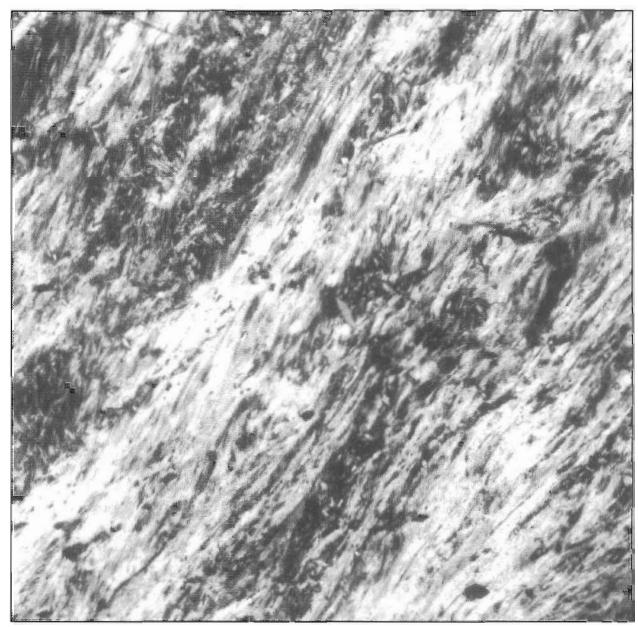


Fig. 13. Schistose monomineralic chlorite schist. Magn. 45×, X polars.

xene, amphibole) and light minerals (mostly feldspars) are detectable under high magnification. Rock of discussed type is massive, more-or-less homogeneous. Under polarizing microscope aggregate polarization of rock is characteristic.

Monomineralic chlorite schist

It has been identified as the raw material of small axe in one case only. Monomineralic chlorite schist is very fine-grained, of schistose character, with accessory amount of ore minerals pigmentation. The described rock type originates under various pTX conditions (e. g. hydrothermal veins, metasomatic alternatives of ultramafic rocks ao.) so that attempt to determine provenance of such rock types is very problematic.

Fine-grained melaamphibolite

This rock (raw material) type has mostly preferably oriented pattern. It is of dark-green to greenish-black

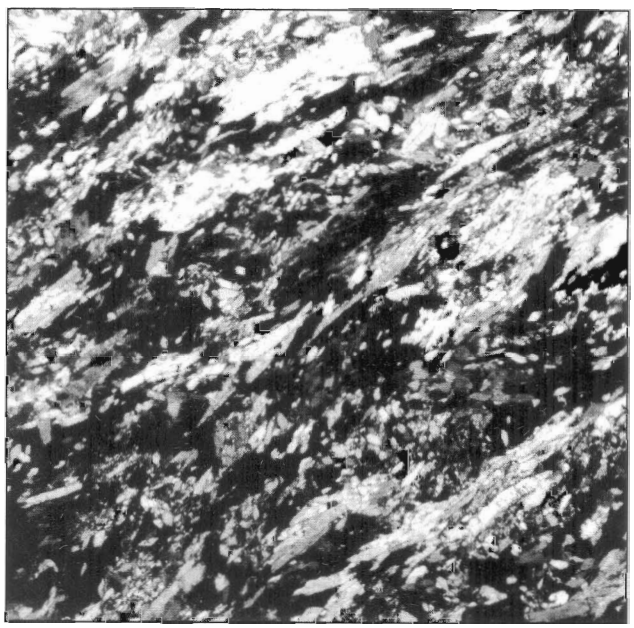


Fig. 14. Fine-grained melaamphibolite. Magn. 27x, X polars.

colour composed of dominant dark-green amphiboles and plagioclases in subordinate amount. Amphibolites and their variety, melaamphibolites, are common, but not dominant rock type in several mountain ranges, e. g. the Tribeč Mts. and the Malé Karpaty Mts. So distance of several tens of kilometres (in the first case) and approx. 120 kms in the second case is real.

Plagioclase-clinopyroxene hornfels

Small non-bored axes are made from this raw material, which is identified for the first time from the Slovak Republic territory. This raw material type is light (ash) grey, inhomogeneous in colour, very hard. Except of monoclinic pyroxene in fine-grained development, equidimensional plagioclase crystals or their aggregates are present (Hovorka et al., in print). The given raw material type has attributes of contact pyroxene hornfelses. Four studied axes made from this raw material have: i) identical or very close shape and size, or i) identical raw material type, so we suppose their construction from on-site transported block of rock just on the given site (Svodín). Described raw material type represents product of contact--thermic recrystallization of rock of appropriate chemical composition. The source of needed heat for metamorphic recrystallization are Late Tartiary effusives of the central Slovakian volcanic field.

Almandine-omphacite eclogite

It represents the other peculiar rock type found on the site Svodín, from which smal flat non bored axe has been constructed. Microprobe analyses (Spišiak and Hovorka, in print) of rock forming minerals enable to rank this raw material type among rock originated under high pressure conditions. In this case long distance transport (the Bohemian Massif, the Eastern Alps) of ready made implements is supposed.

Conclusion

Laboratory (thin sections) petrographical studies of several tens implements of various type and different size from the site Svodín have provided the following conclusions: during the Early Aeneolithic human community settled in the mentioned locality used different abiotic raw materials for daily used stone implements and weapons but also for constructing implements used as a symbol of power or excellency. The used raw material type depends on purpose of implements. While "small" implements (e. g. axes, hammer-axes, chissels, hoes, etc.) or raw material for their construction could be transported on long to very long distances, "heavy" implements as stone crushers and working tables and the others (weighting in the majority of cases over one kilogram, in several cases over 5 kilograms) have their source in geological bodies in "one-day-walk-distance". The last mentioned sources are found in southwestern periphery of Late Tertiary volcanic province of central Slovakia, and on southern slopes of the Tribeč Mts. In addition to technical properties of given raw material type also distance of source was one of limiting aspect of choosing appropriate raw materials.

From the point of view of raw material used, four axes are made from peculiar (in this case exotic) raw material type. It is improbable that 4 "exotic" axes made in distant site would be transported just to one site: so peculiar exotic raw material type enables us to suppose construction of implements from one block of the given rock type just on the discussed site. As raw material of discussed 4 axes is represented by contact-thermic hornfelses, central Slovakian Late Tertiary volcanic field should be the geological unit of such rock occurrences.

From site Svodín also small non-bored axe made from almandine-omphacite eclogite has been described very recently (Spišiak and Hovorka, in print). For almandine garnets their atol-like morphology is characteristic. This exotic high pressure raw material type is imported from the west, the most probably from southwestern part of the Bohemian Massif.

References

Hovorka, D., Illášová, Ľ. & Korikovsky, S., 1997: Spinel-hornblende-anthophyllite (nephritoid) Neolithic axes from Western Slovakia. *Geol. Carpath., 48, 137–140.*

Hovorka, D. & Illášová, Ľ., 2000: What do we know about abiotic raw materials used by the Neolithic/Aeneolithic populations on the territory of nowadays Slovakia? *Krystalinikum, 26, 83–110.*

Hovorka, D., Illášová, Ľ. & Spišiak, J. (in print): Plagioclase-clinopyroxene hornfels: raw material of 4 Lengyel culture axes (Svodín, Slovakia). *Slov. Geol. Mag.*

Kaczanowska, M. & Kozlowski, J. K., 1991: Spaltindustrie der Lengyel-Kultur aus Svodín, Slowakei Panstw wyd. naukowe, 1-116 + 30 non numbered pages of drawings, Warszawa-Kraków

Neústupný, J., 1935: Antropomorfní nádobka bodrogkereszturského typu z Něm. Seldína (okr. Parkan). *Revue, Bratislava, 9, 131–133.*

Němejcová-Pavúková, V., 1995: Svodín. Zwei Kreisgrabenanlagen der Lengyel-Kultur. *Studia archaeologica et Mediaevalia, Tomus II, 1–249.*

Pavúk, J., Hovorka, D. & Illášová, Ľ., 2000: Svodín – raw materials used by population on type locality of the Lengyel culture (Aeneolithic): western Slovakia. 3rd workshop of the IGCP/UNESCO Project No. 442, Abstracts, 19–20, Eggenburg, Austria.

Spišiak, J. & Hovorka, D. (in print): Almandine-omphacite eclogite: raw material of Aeneolithic axe from site Svodín (Slovakia). *Geol. Carpath.*

Šiška, S. & Lichardus, J., 1970: Záchranný výskum pohrebiska a sídliska lengyelskej kultúry vo Svodíne roku 1965. *Slov. Archeol., 18, 2, 311–352.*

Točík, A., 1963: K otázke mladého eneolitu na juhozápadnom Slovensku. *Štud. zvesti Archeologického ústavu SAV, 11, 5–22.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 351–360

Kampánsky rod *Praesiderolites* zo Západných Karpát

JOZEF SALAJ[1] a EDUARD KÖHLER[2]

[1]Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2]Geofyzikálny ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 842 28 Bratislava

(Doručené 19. 10. 2000, revidovaná verzia doručená 12. 3. 2001)

Genus *Praesiderolites* from the West Carpathian Campanian

The descriptions of Homôľka and Lučivný vrch sections from the Orava Klippen Belt are given. In these both sections, below the Púchov Marl Formation and represented by the Campanian Flysch Formation, the larger foraminifers are presents: *Praesiderolites douvillei* Wanner, *Praesiderolites dordoniensis* Wanner, *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé), *Orbitoides tissoti* Schlumberger, *Helicorbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *"Operculina"* sp. and *Dicyclina* sp. The genera *Praesiderolites* and *Dicyclina* sp. are from the Western Carpathians notes for the first time. The Campanian age of the studied sections is proved by small foraminifers too, especially by the globotruncanids. The history of the research and phylogenetic relation of the genus *Praesiderolites* and *Pseudosiderolites* are given. The narrow phylogenetical liaison of these genera is proved on the profiles Homôľka and Lučivný vrch too. The species *Praesiderolites douvillei* Wanner, *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) are briefly paleontologically described.

Key words: Western Carpathians, Klippen Belt, Orava area, Campanian, *Praesiderolites, Pseudosiderolites*

Úvod

Kampánske veľké foraminifery zastúpené rodom *Orbitoides, Lepidorbitoides* a *Pseudosiderolites* sa v západokarpatskej geologickej literatúre spomínajú dosť často. Na primárnych výskytoch sú známe iba z Myjavskej pahorkatiny (Andrusov, 1933, 1950, 1959; Köhler, 1962; Salaj, 1960), Malých Karpát (Köhler a Borza, 1984) a z Považia (Salaj, 1961; Salaj a Began, 1963; Salaj a Samuel, 1966). Z Oravy doteraz boli známe iba z obliakov (Andrusov, 1950; Mišík, Fejdiová a Köhler, 1968; Borza et al., 1977; Köhler a Gross, 1994). Ešte vzácnejšie sú údaje z východného Slovenska, odkiaľ obliaky kampánskych sedimentov s *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) z pročských vrstiev spomína Mišík et al. (1991). V jednom obliaku (z Dukoviec) sa našiel aj rod *Helicorbitoides*. V strihovských vrstvách východného Slovenska sa obliak s *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) našiel iba v Beňatine (Mišík et al., 1991). Z uvedeného vyplýva, že kampánske fácie s veľkými foraminiferami v západokarpatskom úseku lemovali celé bradlové pásmo, a to nie iba z vnútornej, ale miestami asi aj z vonkajšej strany (materiál strihovských zlepencov).

K vzácnym primárnym výskytom kampánskych veľkých foraminifer pribudli dva profily na Orave. Pozornosť sa im v štúdii venuje najmä preto, že sa v nich vyskytujú formy fylogeneticky predchádzajúce *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé), aké sa ešte z Karpát neopísali.

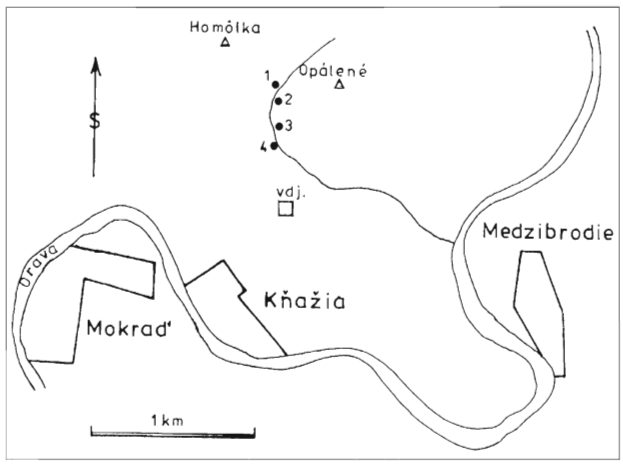
Opis profilov na Orave

Podľa Grossa et al. (1993) profil Homôľka i Lučivný vrch sú v púchovskom (= gbelianskom) súvrství, ktorým sa končí sedimentácia kysuckej sukcesie. V monografii sa vrstvy turbiditného pieskovca a organodetritického vápenca uvádzajú ako vložky vo fácii pestrých púchovských slieňovcov, ale na obidvoch profiloch zreteľne vidieť, že pieskovcové vrstvy sú transgresívne a tvoria priame podložie vrstiev pestrého slieňovca a iba ojedinele sú v nich vložky, resp. sú do nich premiestnené vložky v podobe blokov (profil Lučivný vrch). Preto tieto profily zaraďujeme do senónu vo vývoji Lučivného vrchu, ktorý sa doteraz na Orave nevymedzil.

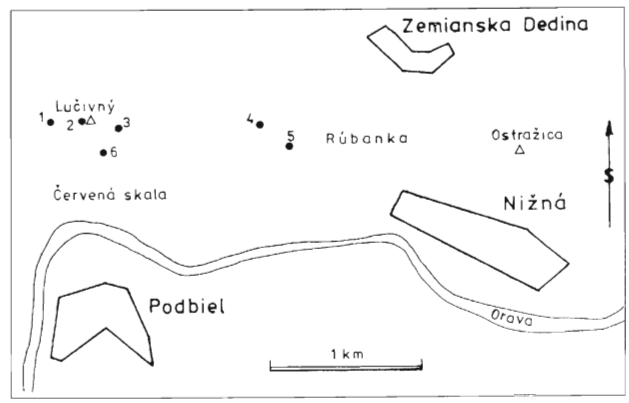
a) Profil Homôľka pri Kňažej

V bezmennom potoku tečúcom v rokline medzi kótou Homôľka (740 m) a Opálený (755 m) na S od obce Kňažia (obr. 1) v dĺžke asi 400 m je odkryté pieskovcové súvrstvie obsahujúce veľké foraminifery. Pri vyústení rokliny sa v nadloží pieskovcových vrstiev objavujú vrstvy pestrého púchovského slieňovca a ich odkryvy možno sledovať až po vodojem. Slieňovcové vrstvy sú mástrichtského veku a neobsahujú vložky ani bloky pieskovca.

Vzorky pieskovca sú zo štyroch miest (vz. 1–4 na obr. 1), pravdepodobne z profilu, z ktorého je aj Andrusovov (1950, s. 79) *Siderolites vidali* Douvillé („z pieskovcovej polohy v púchovských vrstvách pri Mokradi na Orave").



Obr. 1. Lokalizácia profilu Homôľka s vyznačením miest odberu vzoriek.
Fig. 1. Localization of the samples investigated in the section Homôľka.



Obr. 2. Lokalizácia profilu Lučivný vrch s vyznačením miest odberu vzoriek.
Fig. 2. Localization of the samples investigated in the section Lučivný vrch.

Petrografickým zložením je pieskovec vo vzorkách takmer rovnaký. Ide o strednozrnný až hrubozrnný pieskovec preplnený úlomkami titónsko-neokómskeho až albského slienitého vápenca a slieňovca (často s organickými zvyškami, najmä kalpionelami). Zriedka sú to úlomky rekryštalizovaných karbonátov a kremitého pieskovca takmer bez organických zvyškov. Tmel pieskovca je vápnitý, sparitizovaný.

Organickým obsahom sa vzorky trochu odlišujú. Vek organických spoločenstiev od vzorky 1 po vzorku 4 klesá.

Vzorka 1 z vrchnej časti rokliny obsahuje *Praesiderolites douvillei* Wannier, *Praesiderolites dordoniensis* Wannier, *Nummofallotia* sp. a *„Operculina"* sp. Z iných organických zvyškov sú v nej zastúpené drobné úlomky vápnitých rias, *Ethelia* sp., *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, cyklostomátne machovky, úlomky lastúrnikov, rádiolitov, inoceramové doštičky, segmenty krinoidov a ostne ježoviek. Z malých foraminifer sa identifikovala *Anomalina welleri laevis* Vassilenko a rozličné bližšie neurčiteľné aglutinované a rotalidné formy. V intrabioklastoch sú časté kalpionely.

Vzorka 2, skalný prah odobraný pred pravým prítokom občasného potoka, obsahuje iba vzácne prierezy *Praesiderolites dordoniensis* Wannier a *„Operculina"* sp. Zloženie ostatných organických zvyškov je podobné ako vo vzorke 1, ale z malých foraminifer sa identifikovala *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncanita elevata stuartiformis* (Dalbiez), *Gaudryina rugosa* D'Orbigny, *Dorothia crassa* (Marsson), *Lenticulina* sp., ale aj *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Pithonella ovalis* (Kauffman) a premiestnené kalpionely (*Calpionella alpina* Lorenz).

Vzorka 3 sa vybrala z brehu potoka asi 150 m pred záverom rokliny. Z veľkých foraminifer je v nej *Praesiderolites dordoniensis* Wannier a *Dicyclina* sp. Ostatné organické zložky má rovnaké ako vzorka 2.

Vzorka 4 je z brehu potoka asi 50 m pred vyústením rokliny z najvyšších pieskovcových polôh pod pestrým púchovským slieňovcom. Našli sa v nej *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé), *Praesiderolites dordoniensis* Wannier a *Dicyclina* sp.

Ostatné organické zvyšky sú podobné ako vo vzorke 2 a 3, ale z malých foraminifer pribudla ešte *Planorbulina cretae* (Marsson). Zaujímavé je zatláčanie niektorých organických zvyškov chalcedónom.

Vo všetkých štyroch vzorkách sú kampánske spoločenstvá.

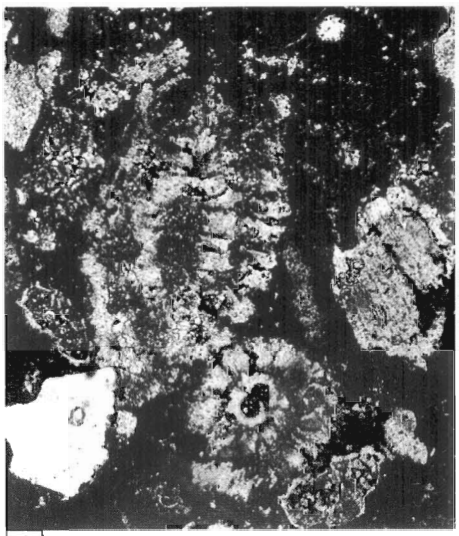
b) Profil Lučivný vrch

Profil je v okolí kóty Lučivný vrch (840 m) 1,3 km na S od obce Podbiel (obr. 2). Poloha karbonátového pieskovca leží na vrstvách titónsko-neokómskeho vápenca. Smerom na V (na obec Nižná) sa končia pieskovcové vrstvy a nastupujú vrstvy pestrého púchovského slieňovca, v ktorom sa vzácne vyskytujú tenké vložky pieskovca (vz. 4 na obr. 2) alebo premiestnené bloky pieskovca (vzorka 5 na obr. 2). Vzorky 3 a 6 sú z voľných úlomkov a blokov ležiacich na južných a jv. svahoch kóty Lučivný vrch. Profil miestami prerušuje vegetácia.

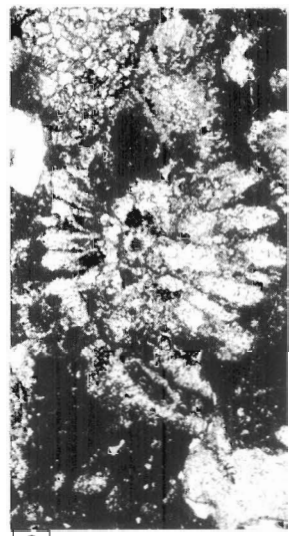
Za najstaršiu možno pokladať vzorku 1 zo svahu 300 m na Z od kóty Lučivný vrch. Pieskovec tam leží v priamom nadloží vrstiev neokómskeho vápenca (vrstvy nie sú zakreslené v geologickej mape, ktorá je prílohou monografie Grossa et al., 1993). Pieskovec tvoria bio-

Tab. 1. 1–2 – *Praesiderolites douvillei* Wannier, šikmé rezy. Profil Homôľka, vzorka 1. 3–4 – *Praesiderolites dordoniensis* Wannier, priečne rezy. ▶ Profil Homôľka, vzorka 1. 5 – *Lenticulina* sp. (vľavo) a šikmý rez *Praesiderolites dordoniensis* Wannier. Profil Homôľka, vzorka 4. 6–7 – *Praesiderolites dordoniensis* Wannier, šikmé rezy. Profil Homôľka, vzorka 3. Všetko kampán, zväčš. 40x.

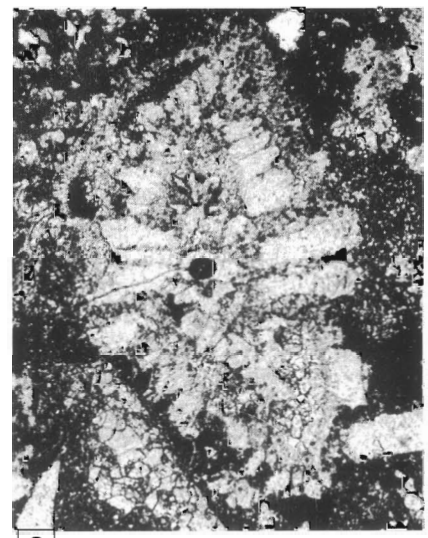
Pl. 1. 1–2 – *Praesiderolites douvillei* Wannier, oblique sections. Homôľka section, sample 1. 3–4 – *Praesiderolites dordoniensis* Wannier, axial sections. Homôľka section, sample 1. 5 – *Lenticulina* sp. (on the left) and oblique section of *Praesiderolites dordoniensis* Wannier. Homôľka section, sample 4. 6–7 – *Praesiderolites dordoniensis* Wannier, oblique sections. Homôľka section, sample 3. All figs. Campanian, magn. 40x.



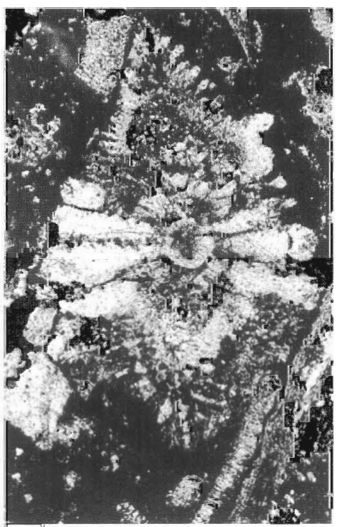
1



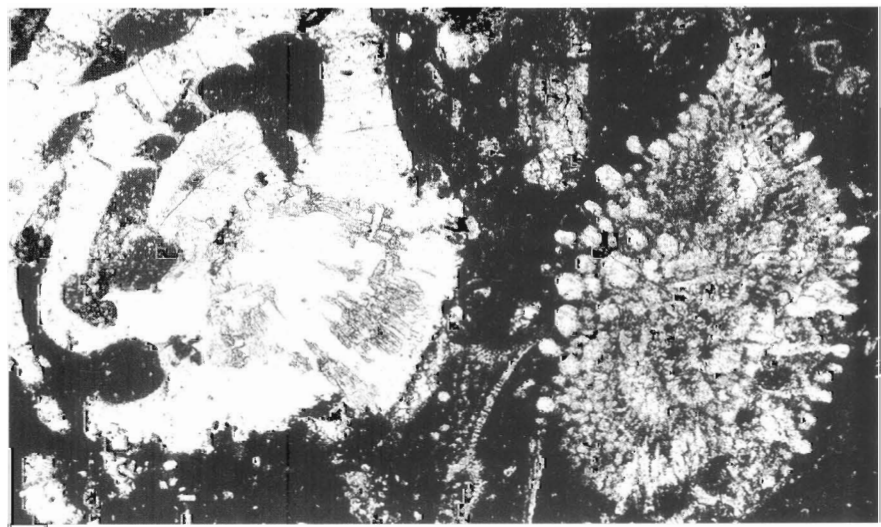
2



3

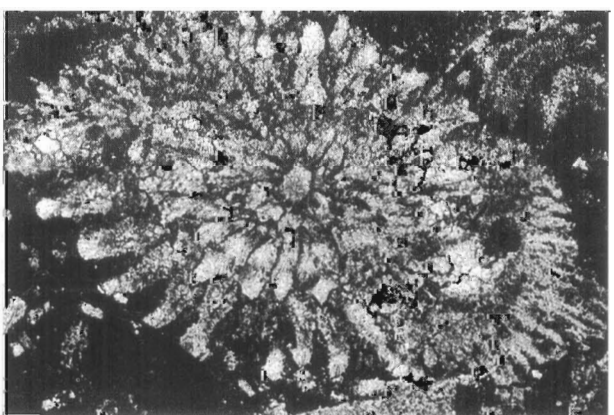


4

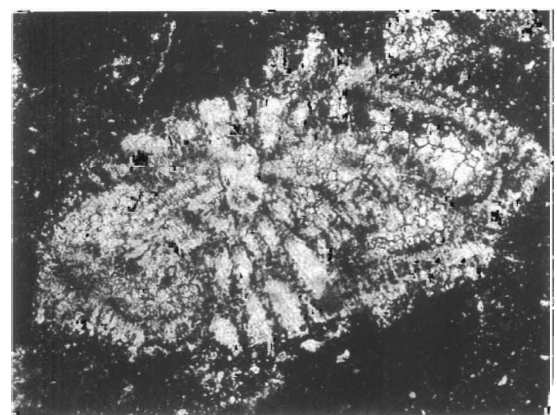


5

1 mm



6



7

klasty podložného mezozoického vápenca. Tmel je vápnitý, sparitový. Z organických zvyškov sú časté prierezy *Praesiderolites douvillei* Wannier a *Praesiderolites dordoniensis* Wannier, vzácne sa vyskytujú úlomky koralinných rias, *Ethelia* sp., *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, úlomky machoviek, lastúrnikov, rádiolitov, nechýbajú inoceramové doštičky, segmenty krinoidov a ostne ježoviek. Z malých foraminifer a iných mikroorganizmov sú zastúpené *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana* cf. *bulloides* Vogler, *Globotruncana* cf. *scutilla* Gandolfi, *Globotruncana* aff. *stephensoni* Pessagno, *Gaudryina rugosa* D'Orbigny, *Pithonella ovalis* (Kauffman) a ďalšie v rezoch neurčiteľné formy mikrofosílií.

Vzorka 2 je priamo z kóty Lučivný vrch a z jej hrebeňového výbežku. Tri vzorky sa odlišujú iba zrnitosťou. Ide o hrubozrnný karbonátový pieskovec až o drobnozrnný zlepenec. Hlavnou zložkou sú bioklasty slienitého vápenca a slieňovca titónsko-neokómskeho veku (s kalpionelami) a slieňovca aptsko-albského veku. Ojedinelé sú úlomky kremeňa, kremenca a kryštalických karbonátov. Tmel je sparitový. Úlomky karbonátov aj organické zvyšky často zatláča chalcedón.

Z veľkých foraminifer sa zistila prítomnosť *Praesiderolites dordoniensis* Wannier a *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé). Z iných organických zvyškov treba spomenúť úlomky vápnitých rias (aj *Archaeolithothamnium* sp.), talusy *Ethelia* sp., telieska *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, úlomky cyklostomátnych machoviek, lastúrnikov, rádiolitov, doštičky inoceramov, krinoidové segmenty a lastúrky ostrakód. Z malých foraminifer sa identifikovala *Globotruncana* cf. *arca* (Cushman), aglutinované a rotalidné formy mikrofosílií z *Pithonella ovalis* (Kauffman) a *Calcisphaerula* sp.

Vzorkou 3 bolo niekoľko blokov veľkých až 1 m na východnom svahu kóty Lučivný vrch, zrejme odtrhnutých z vrcholovej časti. Zložením sa od vzorky 2 neodlišujú, iba prierezy *Praesiderolites dordoniensis* Wannier sú v nich veľmi vzácne.

V zárezе poľnej cesty od kóty Lučivný vrch do Nižnej 150 m na Z od kóty 715 je odkryté súvrstvie pestrého púchovského slieňa s tenkými vložkami pieskovca (vzorka 4). Pieskovec už neobsahuje nijaké veľké foraminifery a aj iné organické zvyšky sú v ňom zriedkavé (úlomky lastúr, polámané schránky *Globotruncana* sp., prierezy *Pithonella ovalis* (Kauffman).

Ďalej na ceste smerom na Nižnú (200 m na JV od kóty 715) vrstvy pestrého púchovského slieňa obklopujú asi 70 cm veľký blok pieskovca (vzorka 5). Ide o redeponovaný blok z podložných pieskovcových vrstiev, preplnený klastmi vápenca a slienitého vápenca. Tmel je sparitový, vzácne vidieť zatláčanie organických zvyškov chalcedónom. Z veľkých foraminifer je tu *Praesiderolites dordoniensis* Wannier, ostatné organické zvyšky sú rovnaké ako vo vzorke 1 a 2. Blok je z pieskovca, ktorý v súčasnosti tvorí vrcholovú časť Lučivného vrchu.

Poslednou lokalitou (6) sú bloky ležiace na južných svahoch kóty Lučivný vrch 200–300 m na J od kóty. Stratigraficky patria do najvyšších polôh pieskovcových telies, ktoré už vo vrcholovej časti Lučivného vrchu nie sú. Je pravdepodobné, že ich primárne výskyty odstránila postupná denudácia. Preskúmalo sa šesť menších blokov hrubozrnného pieskovca zložených z klastov mezozoického vápenca a slieňovca, z kremenca a rekryštalizovaných karbonátov. Tmel je sparitový.

V obliakoch sa vyskytujú schránky *Orbitoides tissoti* Schlumberger, *Lepidorbitoides* sp., *Pseudorbitoides vidali* (Douvillé), *Helicorbitoides* sp. a veľmi vzácne *Praesiderolites dordoniensis* Wannier. Z iných organických zvyškov sú zastúpené úlomky koralinných rias, *Ethelia* sp., *Pieninia oblonga* Borza et Mišík, úlomky machoviek, lastúrnikov, rádiolitov, inoceramových doštičiek a segmentov krinoidov. V spoločenstve malých foraminifer sú miliolidné formy.

Všetky vzorky z profilu Lučivný vrch sú kampánskeho veku. Najmladšie vzorky (lokalita 6) podľa výskytu *Orbitoides tissoti* Schlumberger možno zaradiť na rozhranie spodného a vrchného kampánu. Obdobne ako na predchádzajúcom profile sú vrstvy pestrého púchovského slieňovca prevažne mástrichtského veku a ležia v nadloží pieskovcových vrstiev.

Poznámky k rodu *Praesiderolites* a *Pseudosiderolites*

Roku 1906 Douvillé na základe španielskeho materiálu (Pobla de Segur, provincia Barcelona) vytvoril druh *Siderolites vidali* a k nemu roku 1910 pripojil varietu *minor* na označenie drobných jedincov z Talmontu pri Royane (Francúzsko).

Arni v roku 1932 vytvoril ďalší druh *Siderolites heracleae* (z Erëgli, východné pobrežie Čierneho mora) a roku 1933 k nemu pripojil varietu *pratigoviae* zo švajčiarskeho prätigauského flyšu. Podľa súčasných názorov ide o mladšie synonymum Douvillého druhu *vidali* (Köhler, 1962; Andreieff a Neumann, 1983; De Castro, 1990).

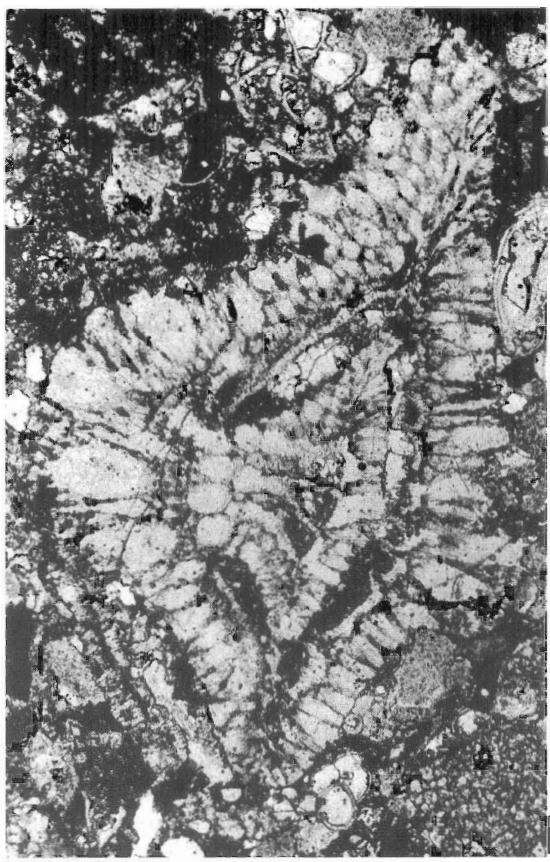
Na prítomnosť *Siderolites vidali* Douvillé v Západných Karpatoch upozornil už Andrusov roku 1933.

Pfenderová (1934) opätovne preštudovala španielsky materiál z Esplugy a spresnila, že kanálový systém v *Siderolites* sa od systému iných rotalidov výrazne odlišuje.

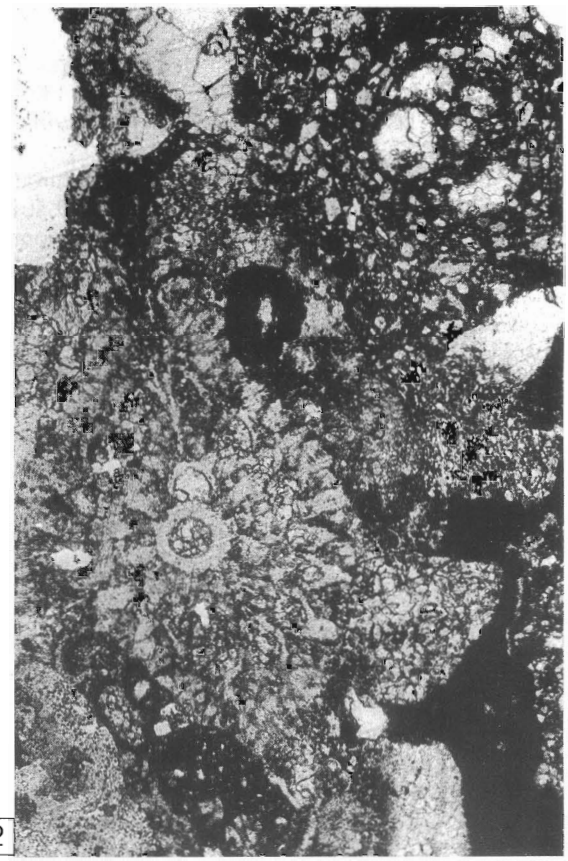
Smout (1955) pri reklasifikácii *Rotalidae* vytvoril nový druh *Pseudosiderolites*, a to na odlíšenie foriem bez ostňov od foriem s ostňami (*Siderolites*). Typovým

Tab. 2. 1–3 – *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) v šikmých rezoch (na obr. 2 vidno embryonálny aparát). Profil Lučivný vrch, vzorka 6. 4 – *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé), priečny rez. Profil Homôľka, vzorka 4. 5 – Prechodná forma medzi *Praesiderolites dordoniensis* Wannier a *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) v trochu šikmom rovníkovom reze. Profil Homôľka, vzorka 4. Všetko kampán, zväčš. 40x. ▶

Pl. 2. 1–3 – *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) in oblique sections (on Fig. 2 is seen the embryonic apparatus). Lučivný vrch section, sample 6. 4 – *Pseudosiderolites vidali* Douvillé), axial section. Homôľka section, sample 4. 5 – The intermediate form between *Praesiderolites dordoniensis* Wannier and *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) in a little oblique equatorial section. Homôľka section, sample 4. All Figs. Campanian, magn. 40x.

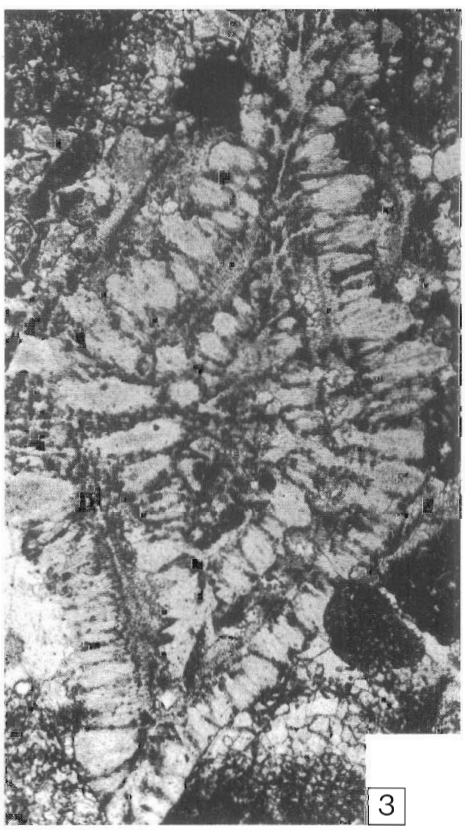


1

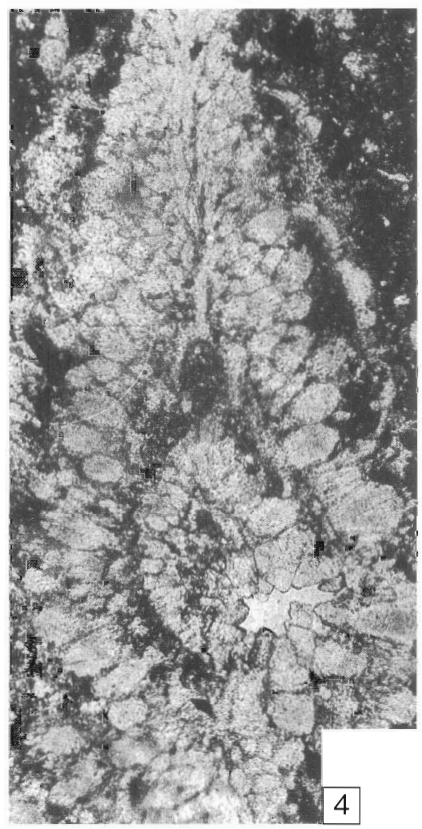


2

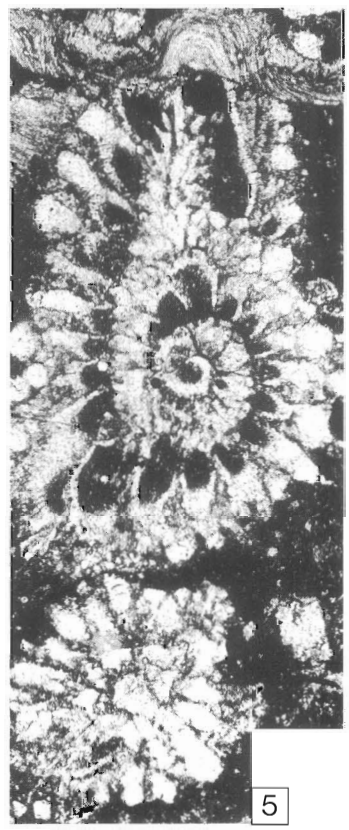
1 mm



3



4



5

druhom nového rodu sa stal *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé).

Roku 1973 Andreieff a Marionnaud použili pomenovanie *Pseudosiderolites „praevidali"*, ale kedže túto formu neopísali ani nezobrazili, označenie sa stalo *nomen nudum*.

Wannier (1980) sa podrobne zaoberal štruktúrou *Siderolitinae* a detailne opísal a zobrazil vnútornú štruktúru *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé). Pod menom *Nov. gen., nov sp.* zobrazil jedince zo santónu Sierry de Montsech (Katalánsko) s primitívnejšou stavbou, ako má *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé).

Roku 1983 nastala kuriózna situácia: Andreieff a Neumann podrobne opísali a zobrazili *Siderolites praevidali* s typom z profilu Brande pri Ponse (Charente-Maritime). Presne odlíšili nový druh od *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) a vzhľadom na jestvujúce prechodné formy medzi *Pseudosiderolites* a *Siderolites* spochybnili existenciu rodu *Pseudosiderolites* a druh *vidali* zaradili medzi *Siderolites*. V tom istom roku sa Wannier (1983) vrátil k rodu, ktorého existenciu signalizoval už roku 1980, a dal mu meno *Praesiderolites*. Vychádzal pritom z podrobného štúdia 1500 orientovaných prierezov schránok zo Španielska, Francúzska, Švajčiarska a Holandska. Na základe nameraných parametrov schránok a aritmetického priemeru hodnôt precízne charakterizoval nový rod. Zistil jeho evolučný trend a vymedzil v ňom tri druhy: *Praesiderolites santoniensis* zo santónu, *Praesiderolites douvillei* z nižšieho a *Praesiderolites dordoniensis* z vyššieho kampánu. Podľa Wanniera (l. c.) je od *Praesiderolites dordoniensis* odvodený *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé) a od neho *Siderolites calcitrapoides* Lamarck. V jeho chápaní *Siderolitinae* tvoria homogénnu skupinu foraminifer s podobnou stavbou schránky, planišpirálovým vinutím a s kanálovým systémom s diferencovanými radiálnymi rovníkovými kanálmi. *Siderolitinae* sa vyvinuli v santóne z rodu *Pararotalia* Le Calvez a od nich sa v kampáne oddelili *Helicorbitoididae* (Gorsel, 1973, 1975). Vývoj rodu *Sirtina* (Brönnimann a Wirtz, 1962) prebiehal nezávisle, ale paralelne so *Siderolitinae* (Gorsel, 1978).

Podľa opisov a ilustrácií nemožno pochybovať o tom, že *Siderolites praevidali* a *Praesiderolites dordoniensis* sú totožné druhy, a tak dilemu, ktorý rodový alebo druhový názov použije, musí riešiť čitateľ. Po roku 1983 záujem o *Siderolites* prudko poklesol, a preto sú údaje v literatúre o nich veľmi skromné (napr. Özcan a Ozkan Altiner, 1997, z tureckej vrchnokriedovej formácie Haymana síce spomínajú *Praesiderolites,* ale bez opisu a bližšej špecifikácie).

Autori tejto štúdie sa museli rozhodnúť, či budú rešpektovať pravidlá priority a skúmať, ktorá z citovaných publikácií z roku 1983 vyšla skôr, alebo prevezmú koncepciu, ktorú pokladajú za logickejšiu a prepracovanejšiu. Priklonili sa k druhej možnosti, lebo Wannier vyšiel z oveľa bohatšieho materiálu, podrobne preskúmal vnútornú štruktúru schránok, študoval fylogenetické vzťahy a opisy oprel o numerické parametre schránok.

Z rámca tejto štúdie sa vymyká otázka, či možno fylogeneticky do seba prechádzajúce rody *Praesiderolites* – – *Pseudosiderolites* – *Siderolites* pokladať za samostatné, alebo ich treba spojiť do jedného rodu (podľa priority do *Siderolites;* pochybnosti v tomto smere vyjadril Gorsel, 1974, ako aj Andreieff a Neumann, 1983). Autori nateraz nechávajú v platnosti tieto rody, ale uznávajú fylogenetickú postupnosť *santoniensis – douvillei – dordoniensis – – vidali – (catalunensis) – calcitrapoides – denticulatus.*

Kým zaradenie druhov rodu *Praesiderolites* do santónu a kampánu je nesporné a potvrdilo sa aj štúdiom materiálu z profilu Homôľka a Lučivný vrch, neistota je okolo horného vekového ohraničenia *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé), lebo niektorí autori (napr. De Castro, 1990) druh zaraďujú skôr do spodného mástrichtu ako do kampánu. Štúdium iných lokalít Západných Karpát (Köhler, 1962) a profiloch na Orave ukazuje, že druh *vidali* neprekročil hranicu kampán/mástricht a je obmedzený na kampán (rovnaký náhľad má aj Gorsel, 1974).

Problematickým ostáva zaradenie Douvillého variety *minor*. Logicky by mala patriť do rodu *Praesiderolites,* ale Gorsel (1974) upozornil na to, že táto varieta v profile Aubeterre (Francúzsko) je stratigraficky mladšia, ako druh *vidali* napr. v Rakúsku.

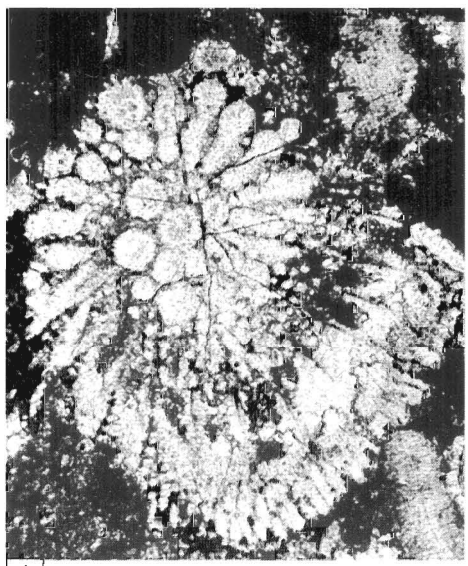
Stručný opis druhu *Praesiderolites* a *Pseudosiderolites* z profilov Homôľka a Lučivný vrch

Opis sa obmedzuje iba na tieto dva rody, lebo ide o prvý opis zástupcov rodu *Praesiderolites* zo Západných Karpát, ako aj preto, že schránky rodu *Orbitoides, Lepidorbitoides, „Operculina", Helicorbitoides* a *Dicyclina* (tiež prvý opísaný výskyt v Západných Karpatoch) sú také zriedkavé, že aj keď sú zobrazené (tab. 3, obr. 4–7, tab. 4, obr. 1–2), detailne sa nedajú opísať. Platí to aj o malých foraminiferách zobrazených na tab. 4 (obr. 3–10).

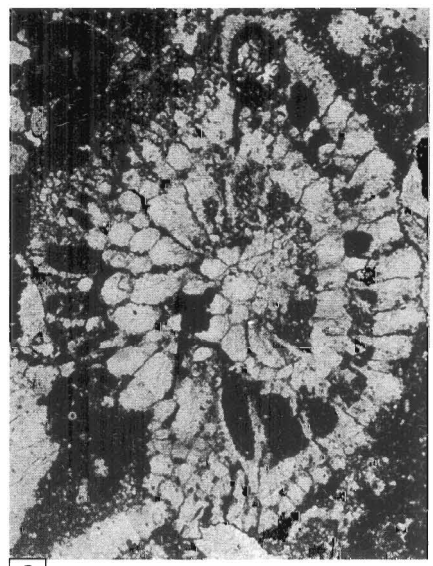
Rod *Praesiderolites* Wannier 1983
Praesiderolites douvillei Wannier 1983
tab. 1, obr. 1–2, tab. 3, obr. 3

Tab. 3. 1 – *Praesiderolites dordoniensis* Wannier v tangenciálnom reze. Profil Homôľka, vzorka 3. 2 – *Praesiderolites dordoniensis* Wannier v šikmom reze. Profil Lučivný vrch, vzorka 1. 3 – *Praesiderolites douvillei* Wannier, šikmý rez. Profil Lučivný vrch, vzorka 1. 4 – *Helicorbitoides* sp. v priečnom reze. Profil Lučivný vrch, vzorka 6. 5 – *Orbitoides tissoti* Schlumberger v priečnom reze (so štvordielnym embryonálnym aparátom). Profil Lučivný vrch, vzorka 6. 6 – *Orbitoides* sp. v priečnom reze. Profil Lučivný vrch, vzorka 6. 7 – *Lepidorbitoides* sp. v priečnom reze. Profil Lučivný vrch, vzorka 6. Všetko kampán, zväčš. 40x. ▶

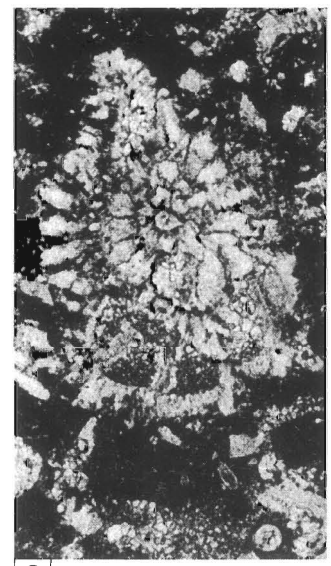
Pl. 3. 1 – *Praesiderolites dordoniensis* Wannier in tangential section. Homôľka section, sample 3. 2 – *Praesiderolites dordoniensis* Wannier in oblique section. Lučivný vrch section, sample 1. 3 – *Praesiderolites douvillei* Wannier, oblique section. Lučivný vrch section, sample 1. 4 – *Helicorbitoides* sp. in axial section. Lučivný vrch section, sample 6. 5 – *Orbitoides tissoti* Schlumberger in axial section (with quadriloculin embryonic apparatus). Lučivný vrch section, sample 6. 6 – *Orbitoides* sp. in axial section. Lučivný vrch section, sample 6. 7 – *Lepidorbitoides* sp. in axial section. Lučivný vrch section, sample 6. All Figs. Campanian, magn. 40x.



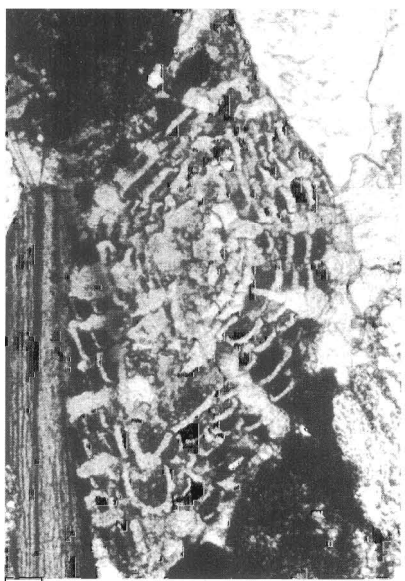
1



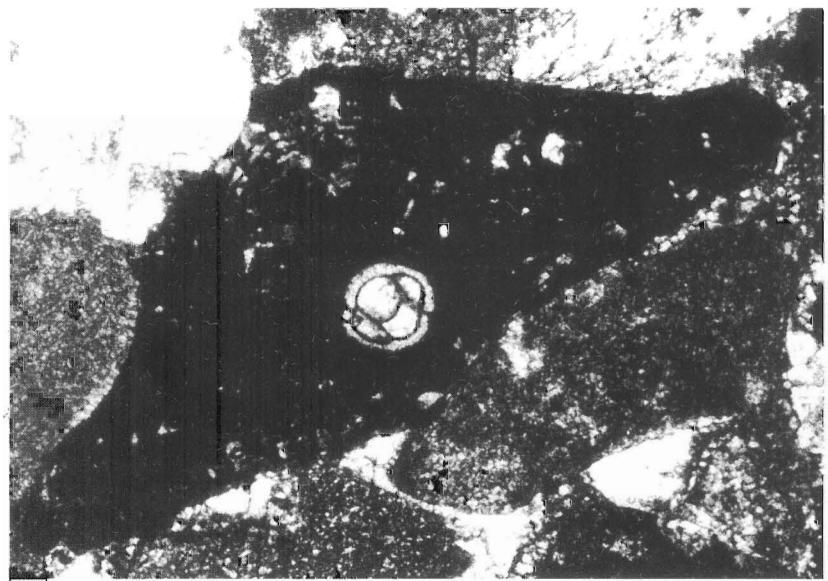
2



3

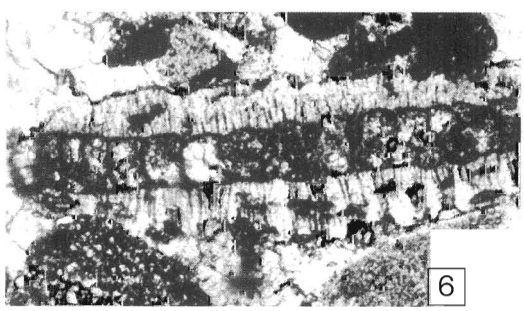


4

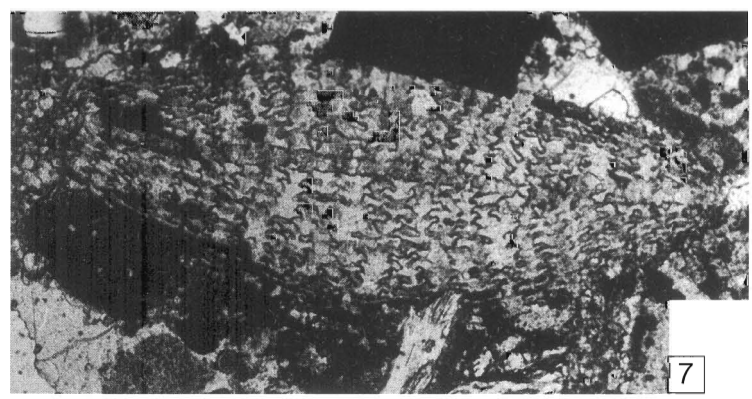


5

1 mm



6



7

1983 *Praesiderolites douvillei* n. gen., n. sp. – Wannier, p. 16–18, textfig. 3 (14–22), 6 (11–16), 7 (4–12), tab. 1, Fig. 4–14, tab. 2, Fig. 1–15, tab. 6, Fig. 1–2, cum synon.

Schránky sú výrazne šošovkovité, okraje ostré, niekedy trochu ohnuté. Priemer schránok je 0,8–1,5 mm a hrúbka 0,4–0,7 mm. V centrálnej časti je výrazná skupina pilierov dosahujúcich na povrchu priemer 0,06–0,10 mm. Embryonálny aparát tvoria dve skoro rovnako veľké komory obklopené výrazne hrubou stenou (0,015–0,025 mm). Priemer prolokula je 0,040–0,055 mm. Schránku tvoria dva až tri závity. Výška vonkajšieho závitu je 0,25–0,30 mm. Steny sú kolmé, vo vrchnej časti trochu ohnuté, komôrky sú vyššie ako dlhé, v prvom závite je 7–8 komôrok.

Od *Praesiderolites santoniensis* sa druh odlišuje väčším a od *Praesideroloites dordoniensis* menším prolokulom.

Výskyt: profil Homôľka, vzorka 1–3, profil Lučivný vrch, vzorka 1.

Praesiderolites dordoniensis Wannier 1983
tab. 1, obr. 3–7, tab. 3, obr. 1–2

1983 *Praesiderolites dordoniensis* n. gen., n. sp. – Wannier, p. 18, textfig. 3 (1–13), 6 (1–10), 8 (4–5), tab. 3, Fig. 1–7, cum synon.

Schránky sú šošovkovité, s ostrými (tab. 1, obr. 4) alebo tupými (tab. 1, obr. 7) okrajmi. Dosahujú priemer 1,2–2,0 mm a hrúbku 0,6–1,0 mm. V centrálnej časti vidieť výraznú skupinu piatich až ôsmich veľkých pilierov (tab. 3, obr. 1), ktorých povrchový priemer neprekračuje 0,10 mm. Embryonálny aparát je bilokulárny a obklopený stenou hrubou 0,02 mm. Priemer prolokula kolíše od 0,055 do 0,070 mm, najčastejšie je okolo 0,060 mm. Schránku tvoria dva až tri rastúce závity. Komôrky sú dva razy také vysoké ako dlhé, steny sú rovné, kolmé, iba vo vrchnej časti trochu ohnuté. Obvodový hrebeň je už pozorovateľný, ale je tenký (vzácne do 0,3 mm), s radiálnym kanálovým systémom.

Praesiderolites santoniensis a *Praesiderolites douvillei* majú menšie schránky aj prolokulus a nemajú obvodový hrebeň. *Pseudosiderolites vidali* má výrazný obvodový hrebeň a väčšie schránky.

Výskyt: profil Homôľka, vzorka 1–4, profil Lučivný vrch, vzorka 1–6.

Rod *Pseudosiderolites* Smout 1955
Pseudosiderolites vidali (Douvillé 1906)
tab. 2, obr. 1–5

1906 *Siderolites vidali* Douvillé – Douvillé, p. 598, 599, tab. 18, Fig. 9

1983 *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé), 1906 – Wannier, p. 20, textfig. 7 (13), 8 (1–3), tab. 4, Fig. 1–8, tab. 6, Fig. 6–8, cum synon.

Sú to výrazne šošovkovité schránky s ostrými okrajmi, s priemerom 1,5–4,2 mm a hrúbkou 0,6–1,9 mm. V centrálnej časti je skupina pilierov s priemerom do 0,10 mm. Smerom k obvodu sa ich priemer zmenšuje na 0,03 mm. Embryonálny aparát je bilokulárny, prolokulus má priemer 0,06–0,09 mm a stena je hrubá 0,02 mm. Špirálu tvoria tri až štyri závity. Komôrky sú vyššie ako dlhé. Najnápadnejším znakom druhu je obvodový hrebeň vysoký 0,5–0,7 mm, v ktorom vidno radiálny kanálový systém.

Od zástupcov rodu *Praesiderolites* sa odlišuje výraznými obvodovými hrebeňmi, od rodu *Siderolites* tým, že nemá ostne (bez ostňov je aj *Siderolites cataluniensis* Wannier z mástrichtu Katalánska, ale má omnoho menší prolokulus – 0,05 mm).

Výskyt: profil Homôľka, vzorka 4, profil Lučivný vrch, vzorka 2 a 6.

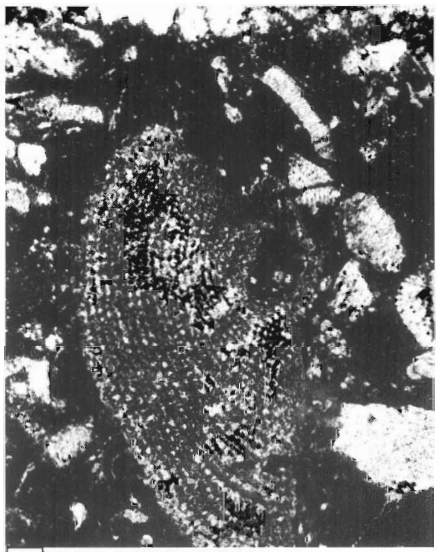
Poznámka: V profile Homôľka (vzorka 4) sa našli prierezy patriace prechodným formám medzi *Praesiderolites dordoniensis* a *Pseudosiderolites vidali* (tab. 2, obr. 5), dokazujúce úzke prepojenie týchto dvoch druhov, ale aj rodu *Praesiderolites* a *Pseudosiderolites*.

Záver

Na Orave v súvrství vrchného senónu gosauského typu autori zavádzajú nový názov vývoj Lučivného vrchu. V tomto vývoji sa sedimentácia začala v kampáne transgresívnymi pieskovcovými vrstvami. Na ich zložení sa zúčastňujú najmä bioklasty vrstiev vápenca a slieňovca bradlového pásma z priameho podložia vrstiev pieskovca. Sedimentácia prebiehala v plytšom neritiku

Tab. 4. 1 – *Dicyclina* sp. v takmer rovníkovom reze. Profil Homôľka, vzorka 3. 2 – *„Operculina"* sp. v priečnom reze. Profil Homôľka, vzorka 2. 3 – *Globotruncana* aff. *stephensoni* Pessagno. Profil Lučivný vrch, vzorka 1. 4 – *Globotruncana arca* (Cushman). Profil Homôľka, vzorka 2. 5 – *Globotruncana* aff. *scutilla* Gandoldi. Profil Lučivný vrch, vzorka 1. 6 – *Gaudryina rugosa* D'Orbigny. Profil Lučivný vrch, vzorka 1. 7 – *Gavelinella* sp. Profil Lučivný vrch, vzorka 1. 8 – *Anomalina welleri laevis* Vassilenko. Profil Homôľka, vzorka 3. 9 – *Lenticulina* sp. Profil Homôľka, vzorka 2. 10 – *Dorothia crassa* (Marsson). Profil Homôľka, vzorka 2. Všetko kampán, obr. 1 a 2 zväčš. 40x, obr. 3–10 zväčš. 105x. ▶

Pl. 4. 1 – *Dicyclina* sp. in almost equatorial section. Homôľka section, sample 3. 2 – *"Operculina"* sp. in axial section. Section Homôľka, sample 2. 3 – *Globotruncana* aff. *stephensoni* Pessagno. Lučivný vrch section, sample 1. 4 – *Globotruncana arca* (Cushman). Homôľka section, sample 2. 5 – *Globotruncana* aff. *scutilla* Gandolfi. Lučivný vrch section, sample 1. 6 – *Gaudryina rugosa* D'Orbigny. Lučivný vrch section, sample 1. 7 – *Gavelinella* sp. Lučivný vrch section, sample 1. 8 – *Anomalina welleri laevis* Vassilenko. Homôľka section, sample 3. 9 – *Lenticulina* sp. Homôľka section, sample 2. 10 – *Dorothia crassa* (Marsson). Homôľka section, sample 2. All Figs. Campanian, Figs. 1 and 2 magn. 40x, Figs. 3–10 magn. 105x.

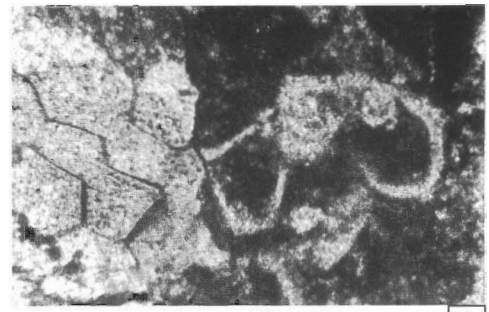


1

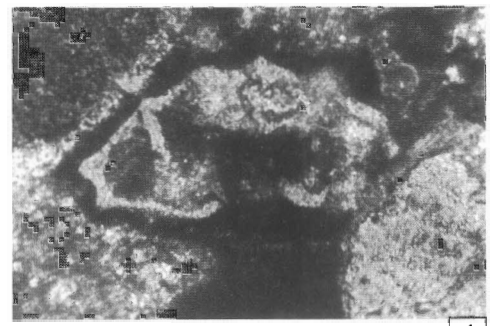
2

(1,2) 1 mm

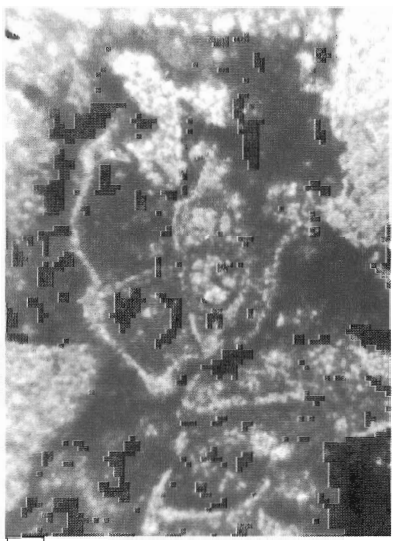
(3-10) 0 5 mm



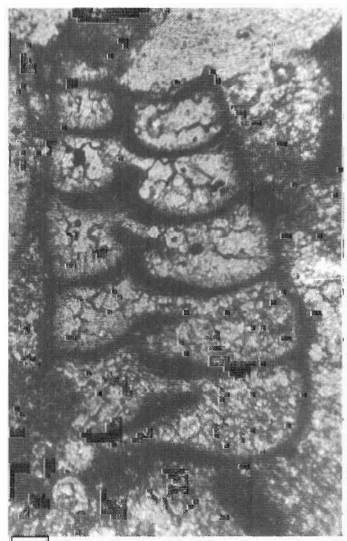
3



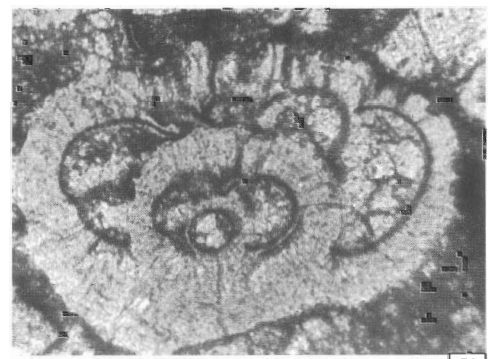
4



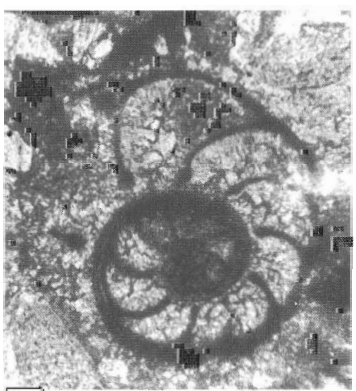
5



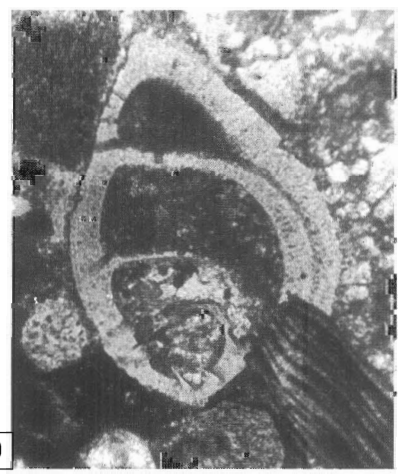
6



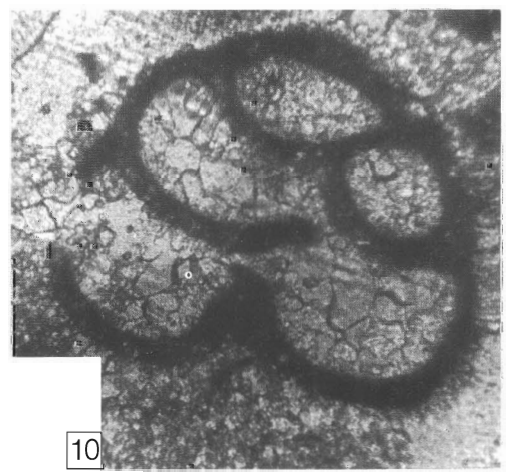
7



8



9



10

externej platformy za podmienok vhodných pre život veľkých foraminifer, predovšetkým rodu *Praesiderolites* a *Pseudosiderolites*. Prepojenie s otvoreným pelagickým, čiastočne hlbším morským prostredím potvrdzuje prítomnosť globotrunkán a zástupcov rodu *Pithonella*. Sedimentácia pieskovca koncom kampánu až začiatkom mástrichtu v pokojnom cirkalitorálnom hlbšom morskom prostredí vystriedala pestrého púchovského slieňovca.

Prvý raz sa z Karpát uvádzajú, opisujú a zobrazujú zástupcovia rodu *Praesiderolites*. Vzhľadom na úzke fylogenetické prepojenie a existenciu prechodných foriem medzi rodom *Praesiderolites* a *Pseudosiderolites* je žiaduca revízia taxonomickej samostatnosti týchto rodov a ich vzťahu voči rodu *Siderolites*.

Literatúra

Andreieff, P. & Marionnaud, J. M., 1973: Le Sénonien supérieur des falaises de la Gironde. Exemple d'appui de la micropaléontologie, la cartographie géologique. *Bull. Soc. géol. France, 2, 1, 39–44.*

Andreieff, P & Neumann, M., 1983: Siderolites praevidali, nouvelle espéce de Foraminifére du Campanien stratotypique. Description et intéret biostratigraphique. *Rev. esp. Micropaleont., 26, 1, 3–14.*

Andrusov, D., 1933: Siderolites vidali Douvillé z karpatské křídy *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 9, 338–339.*

Andrusov, D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. *Práce Št. geol. Úst., 25, 1–163.*

Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát, zv. II. *Vyd. Slov. Akad. Vied, 6–375.*

Arni, P., 1932: Eine neue Siderolites spezies (S. heracleae) aus dem Senon von Eregli an der kleinasiatischen Schwarzmeerküste und Versuch einer Bereinigung der Gattung. *Eclogae geol. Helv., 25, 2, 199–221*

Arni, P., 1933: Foraminiferen des Senons und Untereozäns im Prätigauflysch. *Beitr. geol. Kt. Schweiz, n. F 65, I-VIII, 1–18.*

Borza, K., Köhler, E., Began, A. & Samuel, O., 1977: Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 67, 73–92.*

Brönnimann, P & Wirtz, A., 1962: New Maastrichtian Rotaliids from Iran and Libya. *Eclogae geol. Helv., 55, 2, 519–528.*

De Castro, P., 1990: Osservazioni paleontologiche sul Cretacico della localitá-tipo di Raadshoovenia salentina e su Pseudochubbina n. gen. *Quaderni d. Accad. Pontiana, 10, 5–116.*

Douvillé, H., 1906: Évolution et enchainement des Foraminifères. *Bull. Soc. géol. France, 4, 6, 588–602.*

Douvillé, H., 1910: La Craie et le Tertiaire des environs de Royan. *Bull. Soc. géol. France, 4, 10, 51–61*

Gorsel Van, J. T., 1973: Helicorbitoides from Southern Sweden and the origin of the Helicorbitoides – Lepidorbitoides lineage. *Proc K. nederl. Akad. Wet., Ser. B. phys. Sci., 76, 4, 273–286.*

Gorsel Van, J. T., 1974: Some complex Upper Cretaceous rotaliid Foraminifera from the Northern Border of the Aquitaine Basin (SW France), I, II. *Proc. K. nederl. Akad. Wet., Ser. B. phys. Sci., 77, 4, 319–339.*

Gorsel Van, J. T., 1975: Evolutionary trends and stratigraphic significance of the late Cretaceous Helicorbitoides – Lepidorbitoides lineage. *Utrecht micropaleont. Bull., 12, 7–99.*

Gorsel Van, J. T., 1978: Late Cretaceous Orbitoidal Foraminifera. *In: Hedley, R. H. et Adams, C. G. (Eds.): Foraminifera, 3. Acad. Press, 1–120. London–New York–San Francisco.*

Gross, P., Köhler, E., Mello, J., Haško, J., Halouzka, R. & Nagy, A. et al., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. *Bratislava, GÚDŠ, 7–319.*

Hottinger, L., 1966: Foraminifères rotaliformes et Orbitoides du Sénonien inférieur pyrénéen. *Eclogae geol. Helv., 59, 1, 277–301*

Köhler, E., 1962: Veľké foraminifery v senóne Brezovského pohoria. *Geol. Zbor., 13, 1, 91–128.*

Köhler, E. & Borza, K., 1984: Oberkreide mit Orbitoiden in der Kleinen Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 2, 195–204.*

Köhler, E. & Gross, P., 1994: Rekonštrukcia vrstevného sledu v pribradlovom pásme na Orave. *Geol. Práce, Spr., 99, 47–57.*

Maheľ, M., 1981 Island charakter of Klippen Belt – Vahicum, continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Carpath., 32, 3, 393–305.*

Mišík, M., Fejdiová, O. & Köhler, E., 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. *Geol. Práce, Spr., 46, 161–171.*

Mišík, M., Sýkora, M. & Jablonský, J., 1991: Strihovské zlepence a juhomagurská kordiliéra. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 14, 7–72.*

Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. & Jablonský, J., 1991 Paleogene Proč conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians, material from Neopieninic exotic ridge. *Acta geol. geogr Univ. Comen., Geol., 46, 9–101.*

Özcan, E. & Özkan Altiner, S., 1997: Late Campanian-Maastrichtian evolution of orbitoidal foraminifera in Haymana Basin succession (Ankara, Central Turkey). *Rev. Paleobiol., 16, 1, 271–290.*

Pfender, J., 1934: A propos de Siderolites vidali Douvillé et qulques autres. *Bull. Soc. geol. France, 4, 5, 225–236.*

Salaj, J., 1960: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. Práce, Spr., 18, 119–130.*

Salaj, J., 1961 Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 21, 83–97*

Salaj, J. & Began, A., 1963: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 30, 113–120.*

Salaj, J. & Samuel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. *Bratislava, GÚDŠ, 1–291.*

Smout, A. H., 1955: Reclassification of Rotalidea and two new Cretaceous forms resembling Elphidium. *J. Wash. Acad. Sci., 45, 7, 201–210.*

Wannier, M., 1980: La structure des Siderolitinae, foraminifères du Crétacé supérieur *Eclogae geol. Helv., 73, 3, 1009–1029.*

Wannier, M., 1983: Evolution, biostratiographie et systematique des Siderolitinae (Foraminifères). *Rev. esp. Micropaleont., 15, 1, 5–37*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 361–368

Geologické riziká a ich hodnotenie v projektovej príprave

RUDOLF ONDRÁŠIK[1] a VOJTECH GAJDOŠ[2]

[1]Katedra inžinierskej geológie PRIF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky, PRIF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 28. 2. 2000, revidovaná verzia doručená 3. 8. 2000)

Geological risks and their pre-design assessment

Geological risk relates to geological hazards and systems or elements at risk. Geological hazards can be grouped into natural and man-made or technological, respectively. Natural hazards can be characterized through their type, intensity and frequency. Natural hazards depend on natural factors and can be predicted on the basis of previous phenomena records and factor analysis. Technological hazards depend also on man activities and technologies used, and their prediction is obscure. Problems of geological hazards and risk assessment are indicated and discussed in the paper.

Key words: geohazard, risk, vulnerability

Úvod

Kvalitu prírodného a životného prostredia určujú jeho vlastnosti a v ňom prebiehajúce procesy. Negatívne vlastnosti a procesy sú nebezpečenstvom pre človeka a výsledky jeho práce. Nebezpečenstvo môže byť prírodné, a to bezprostredné (napr. zemetrasenie, zosuny, výdatné dažde, povodne a pod.), resp. nasledujúce po ňom (napr. zosuny vyvolané zemetrasením a pod.), alebo vyvolané človekom (napr. znečistenie povrchových a podzemných vôd, narušenie stability svahov, toxické látky v skládkach a pod.).

Činnosť vykonávaná v ohrozovanom prostredí je spätá s rizikom (nebezpečenstvom, hrozbou), ktoré sa dá vyjadriť ako súčin pravdepodobnosti výskytu potenciálne nebezpečného javu a možných následkov vo forme strát a narušenia prírodného prostredia, stavebných diel, životov a majetku obyvateľov. Riziko súvisiace s využívaním prostredia sa označuje ako environmentálne riziko. Môže ním byť napr. aj riziko zemetrasenia pre nevhodne založené a nedostatočne dimenzované stavby. Ale na riziku spojenom s nevhodným stavebným zásahom do prírodného prostredia s nasledujúcim narušením režimu podzemných vôd, stability svahov a pod. sa môže zúčastňovať aj človek. Preto treba nevyhnutne poznať nielen prírodné prostredie a procesy v ňom, ale aj vplyv každej ľudskej činnosti naň.

Hodnotenie environmentálnych rizík a návrhy opatrení na ich znižovanie v rozličných oblastiach sú stále významnejšie a stávajú sa nevyhnutnou súčasťou ochrany krajiny, projektovania, výstavby a využívania stavieb, poisťovníctva, ako aj ochrany obyvateľstva pred živelnými pohromami, haváriami a katastrofami spôsobovanými geologickými javmi. Dôležité sú aj pre tvorcov legislatívy, štátnu správu a samosprávu pri chápaní súvislosti medzi ich rozhodnutiami, ich možnými dôsledkami pre životné prostredie, ako aj pri získavaní prostriedkov na ďalšiu činnosť v rámci programu trvalo udržateľného života. Sú určené aj podnikateľom a manažmentu, aby si uvedomovali význam environmentálnych faktorov v podnikateľskej činnosti, ale aj podnikateľské možnosti pri ochrane životného prostredia a jeho náprave. Napokon sú nevyhnutné aj v osvete pri formovaní environmentálneho vedomia obyvateľstva a vysvetľovaní environmentálnych projektov.

Stručný prehľad problematiky hodnotenia rizík

Nebezpečenstvo sa v anglickej a americkej literatúre označuje termínom hazard, ktorý sa spolu s termínom riziko začal rozpracúvať v americkej literatúre na základe záujmu poisťovní. Zoznam niektorých prírodných a antropogénnych človekom vyvolávaných hazardov uviedli kalifornské štátne normy už roku 1971 (Smith, 1985). Varnes (1984) definuje prírodný hazard (H) ako pravdepodobnosť výskytu potenciálne nebezpečného javu v istom časovom úseku v danom území. Zraniteľnosť (vulnerability – V) charakterizuje stupňom poškodenia (strát) istého prvku alebo súboru ohrozených prvkov prírodným javom istej intenzity. V sa vyjadruje v škále od 0 (nijaké poškodenie) po 1 (úplné zničenie alebo strata). Varnes (l. c.) rozlišuje špecifické a celkové riziko. Riziko zranenia (Specific risk R_s) predstavuje stupeň poškodenia (strát) následkom istého prírodného javu. Môže sa vyjadriť ako súčin hazardu (H) a zraniteľnosti (V). Celkové (úplné) riziko (R_t) autor (l. c.) charakterizuje ako očakávané množstvo obetí, ranených, poškodenie objektov alebo prerušenie ekonomickej činnosti pôsobením istého prírodného javu, a preto je súčinom špecifického rizika a typu ohrozeného prvku (E). Potom

$$R_t = (E * R_s) = (E * H * V)$$

Podľa Scavia (1999) sa celkové riziko špecifického prvku a špecifickej intenzity javu dá určiť ako možný

dôsledok nebezpečenstva, zraniteľnosti a hodnoty prvku a môže byť vyjadrený ako R(I,E) = H(I)*V(I,E)*W(E) = = R_s(I,E)*W(E), kde R = celkové riziko, R_s = špecifické riziko, E = typ ohrozeného prvku, I = intenzita, H = nebezpečenstvo (hazard), V = zraniteľnosť (vulnerability) a W = ekonomická hodnota ohrozeného prvku. Tento autor (l. c.) rozlišuje typy rizik podľa typu ohrozeného prvku.

V slovenskej literatúre sa uvedené termíny začali používať až v 90. rokoch 20. stor. (Drdoš, 1992; Ondrášik, 1994, 1998; Ondrášik, Gajdoš a Bánska, 1999), neskôr najmä v súvislosti s rozvojom krajinnej ekológie, orientáciou na hodnotenie potenciálu a únosnosti krajiny (Drdoš, 1992; Drdoš a Kozová, 1992) a s hľadaním environmentálnych limitov. Aj v inžinierskej geológii sa pozornosť sústreďovala na prognózy geologických procesov, potenciály a geobariéry (Matula a Ondrášik, 1990).

Termín hazard (nebezpečenstvo) a riziko nie sú definované jednoznačne, a tak sa často používajú v odlišnom význame. Dearman (1991) uvádza, že to platí aj o odbornej literatúre písanej v angličtine, no najväčšie ťažkosti vidí v preklade týchto termínov do iných jazykov, presnejšie – v hľadaní ich inojazyčných terminologických ekvivalentov, čo ilustruje francúzskym termínom risque, ktorý je ekvivalentom anglického termínu hazard.

Rýchly pokrok v hodnotení environmentálneho rizika sa dosiahol v celosvetovom rozsahu (napr. od roku 1996 je povinnosť hodnotiť environmentálne riziko pri všetkých druhoch konštrukcií v celom Rusku; Ragozin, 1998).

Nášmu prístupu je najbližšia terminológia Varnesa (1984) a Scaviu (1999).

Terminológia

Nebezpečenstvo (hazard) je možnosť výskytu javu potenciálne ohrozujúceho životy a zdravie ľudí, ich činnosť, výsledky práce, majetok a zložky životného prostredia v istej oblasti v určitom časovom období.

Ak nebezpečenstvo súvisí s geologickým prostredím, ide o *geologické nebezpečenstvo*.

Nebezpečenstvo môže mať štruktúru, čiže sa môže deliť na jednotlivé hrozby.

Celkové riziko (Total risk) je pravdepodobnosť vzniku potenciálneho nebezpečenstva a veľkosť jeho negatívnych vplyvov na život a zdravie ľudí, ich majetok, činnosť a životné prostredie.

Riziko zranenia (Specific risk) je očakávaná veľkosť dôsledkov istého potenciálne nebezpečného javu a môže sa vyjadriť ako súčin nebezpečenstva a zraniteľnosti.

Expozícia je vystavenie nebezpečenstvu a potenciálnemu poškodeniu, príp. čiastočným alebo úplným stratám najmä obyvateľstva i jednotlivcov, výsledkov ich práce, vlastníctva, systémov alebo činnosti na istom území.

Ohrozený prvok je prvok hodnoteného systému, na ktorom sa môže prejaviť identifikované nebezpečenstvo.

Poškodenie (narušenie) je poškodenie budov, zariadení a pod., ako aj narušenie zložiek životného prostredia.

Straty sú straty na majetku, životoch alebo činnosti. Môžu byť bezprostredné alebo prejavujúce sa neskôr.

Faktory rizika sú podmienky a procesy rozhodujúce o vzniku nebezpečenstva, ako aj zložky prostredia majúce vzťah k prvkom postihnutého systému.

Zraniteľnosť je vlastnosť systému a jeho zložiek prijať ohrozujúcu udalosť. Viaže sa na slabé miesta v systéme, ktoré sa pod vplyvom nebezpečenstva môžu poškodiť. Dá sa hodnotiť ako miera poškodenia ohrozovaného prvku nebezpečenstvom s jednotkovou intenzitou.

Citlivosť je miera akceptácie negatívneho pôsobenia prvkom ohrozeného systému. Možno ju vyjadriť stupňom, od ktorého systém nepriaznivo reaguje na ohrozujúcu udalosť (straty, poškodenie, resp. nevratné zmeny prvkov a systému), a dá sa kvantifikovať.

Mimoriadna udalosť je podľa zákona NRSR 42/1994 Z. z. o civilnej ochrane obyvateľstva v znení neskorších predpisov živelná pohroma, havária alebo katastrofa.

Živelná pohroma je mimoriadna udalosť, pri ktorej sa ako dôsledok pôsobenia prírodných síl nežiaduco uvoľní kumulovaná energia alebo hmota, pôsobia nebezpečné látky alebo faktory s negatívnym vplyvom na život a zdravie ľudí alebo na majetok.

Nebezpečné látky sú prírodné alebo syntetické látky, ktoré svojimi chemickými, fyzikálnymi, toxikologickými alebo biologickými vlastnosťami môžu samostatne alebo v kombinácii ohroziť život, zdravie alebo majetok.

Havária je mimoriadna udalosť vyvolávajúca odchýlku od ustáleného prevádzkového stavu, v dôsledku čoho nastáva únik nebezpečných látok alebo pôsobia iné faktory s negatívnym alebo ničivým vplyvom na život, zdravie alebo majetok.

Katastrofa je mimoriadna udalosť, pri ktorej narastajú ničivé faktory a v dôsledku živelnej pohromy a havárie sa kumulujú.

Najčastejšie druhy nebezpečenstva

Podľa príčin sa rozlišujú dve základné skupiny nebezpečenstiev, a to prírodné a antropogénne (spôsobené človekom).

Prírodné nebezpečenstvo nezávisí od človeka, ale býva súčasťou atmosférických porúch, klimatických zmien, geologického a geomorfologického vývoja územia, ako aj kozmických vplyvov.

Antropogénne nebezpečenstvo je späté s: 1. subjektívnymi a objektívnymi nedostatkami v hodnotení (financie, preskúmanosť, prístupnosť, technické vybavenie a pod.), 2. nedodržaním smerníc a predpisov, zanedbaním výsledkov hodnotenia zložiek prírodného prostredia a ekologickej únosnosti krajiny projektantom a realizátorom a 3. nesprávnymi technológiami a postupmi spôsobenými a) nedbalosťou, b) neodbornosťou a c) podcenením nebezpečenstva.

Niekedy sa vyčleňuje aj skupina tzv. *indukovaných* nebezpečenstiev. Indukované nebezpečenstvo je vlastne prírodné nebezpečenstvo, ale impulzom na jeho vznik býva činnosť človeka (napr. zemetrasenie vyvolané výstavbou a naplnením vysokých priehrad, nukleárnymi výbuchmi a pod.).

Pretože v krajine ovplyvnenej ľudskou činnosťou nie je ostrá hranica medzi prírodným a antropogénnym nebez-

pečenstvom, v prehľade uvádzame prevažne prírodné nebezpečenstvá (tab. 1) a nebezpečenstvá spôsobené prevažne človekom (tab. 2).

Faktory nebezpečenstiev

Faktory nebezpečenstiev sú rozličné, ich význam v značnej miere závisí od fyzickogeografického prostredia, a preto sú pre každú časť krajiny zastúpením a významom špecifické. Univerzálnym a zároveň najpremenlivejším faktorom je klíma, a preto aj veľká časť prírodných nebezpečenstiev podlieha klimatickej zonálnosti. Faktory nebezpečenstva možno rozdeliť do dvoch základných skupín, a to na podmienky a procesy (tab. 3).

Hodnotenie faktorov nebezpečenstva obsahuje ich identifikáciu, vysvetlenie ich významu na základe opisu, inventarizáciu zranenia zložiek prostredia a jeho následkov, zistenie citlivosti prostredia na zranenie, rekonštrukciu vývoja a monitoring. Faktory možno hodnotiť kvalitatívne alebo kvantitatívne. Ich štúdium vyžaduje pozorovanie v teréne a potom sa spravidla skúmajú na modeloch.

Prognózovanie nebezpečenstiev

Pri prognózovaní nebezpečenstva, t. j. procesov s negatívnym environmentálnym vplyvom, treba s istou pravdepodobnosťou odhadnúť miesto, intenzitu a čas. Miesto výskytu nebezpečenstva sa dá prognózovať s veľkou dávkou pravdepodobnosti na základe analýzy relevantných faktorov, ale predpovedať čas jeho vzniku je veľmi zložité, pretože spúšťacím mechanizmom môže byť hociktorý, aj náhodný faktor. Takáto prognóza je navyše založená na nedostatočných štatistických údajoch alebo na údajoch s veľkou dávkou neurčitosti, ale napriek tomu sú metódy (napr. teória chaosu) vedúce k prognóze s akceptovateľnou pravdepodobnosťou a v rámci komplexu opatrení umožňujúce voliť kroky blízke optimálnym. Ale na hodnotenie rizika väčšinou stačí frekvencia výskytu potenciálne nebezpečného javu.

Pri prognóze miesta geologického nebezpečenstva možno využiť mapy zraniteľnosti (napr. Malgot a Mahr, 1979), citlivosti alebo náchylnosti na vznik potenciálne nebezpečných procesov (napríklad Ondrášik, 1993) a pod.

Postup hodnotenia rizika

Termín nebezpečenstvo a riziko pomenúvajú štruktúrovaný pojmový systém, v ktorom sa môžu uplatňovať rozličné hľadiská. V oblasti vplyvu to môže byť zdravotné, ekologické, environmentálne, technologické a pod. hľadiská, v oblasti riadenia ovplyvniteľné, neovplyvniteľné, v oblasti pôsobenia priame, nepriame, v oblasti pôvodu prirodzené, indukované hľadiská, v oblasti poznania nedostatočná úroveň poznatkov, nedostatočne vykonaný zber informácií, v oblasti ľudských faktorov nekvalifikovanosť, neskúsenosť, neschopnosť, nedostatok času, nedbalosť, nezodpovednosť, nedisciplinovanosť, ignorancia, v oblasti organizácie nedostatok financií, času, technologického vybavenia, nedokonalosť smerníc a predpisov.

Pri hodnotení rizika ide vlastne o hodnotenie potenciálne nebezpečného javu a jeho potenciálnych dôsledkov. Vychádza sa z úvah o zdrojoch a druhoch ohrozenia a z nich vyplývajúceho rizika pre isté územie, objekty, infraštruktúru, inžinierske siete, líniové stavby, ako sú elektrické vedenia, ropovody, plynovody, vodovody, kanalizácia a pod.

Pri tvorbe metodológie hodnotenia rizika sa vychádza z predpokladu, že sa hodnotenie bude dať využiť mnohostranne, a preto nie je cieľom jeho dokonalosť, ale primeranosť a komplexnosť. Podľa Sturka et al. (1998) hodnotenie môže napr. 1. poskytnúť hodnoverné údaje na odhad času a ceny projektu; 2. uľahčiť prípravu stratégie projektovania, obchodných ponúk, realizácie, znížiť negatívny vplyv na životné prostredie, zlepšiť jeho kvalitu a údržbu; 3. poskytnúť najlepšie údaje na rozhodovanie o metódach práce; 4. pripraviť základňu na vytvorenie kvalitného prírodno-technického systému a prác; 5. poskytnúť podklady na aktívne projektové zásahy počas výstavby; 6. načrtnúť požiadavky na doplnkový prieskum a projektovú úpravu; 7. kvantifikovať neurčitosť a tak zlepšiť možnosti prognózovania.

Riziko sa hodnotí v niekoľkých krokoch a v ich rámci sa hľadá odpoveď na aktuálne otázky v jednotlivých štádiách postupu ako uvádza obr. 1.

Interakcia medzi technickým a prírodným subsystémom sa hodnotí na modeloch. Modely jedného a druhého subsystému sa tvoria zásadne odlišne. Kým model technického subsystému sa vo forme projektu vytvára na báze požiadaviek, teoretických a empirických poznatkov a až na ich základe sa konštruuje reálny technický systém z požadovaných stavebných prvkov so známymi vlastnosťami (možno ho teda chápať ako deterministický), pri modeli prírodného subsystému je to naopak. Model prírodného subsystému sa tvorí na základe čiastočne poznanej reality, a tak je pri ňom problematická vierohodnosť (je to pravdepodobnostný model). Na zvýšenie jeho vierohodnosti projektovaniu a rozhodovaniu predchádzajú príslušné etapy prieskumu prírodného subsystému (Ondrášik, Gajdoš a Bánska, 1999). Veľmi vhodné na to sú geofyzikálne metódy (napr. Ondrášik a Gajdoš, 1999; Vybíral a Wagner, 1995, 1999)

V tejto súvislosti treba mať na mysli, že o prírodnom subsystéme sú spravidla veľmi obmedzené informácie, opierajúce sa iba o povrchové a bodové, resp. líniové prieskumné diela, pri ktorých sú menšie možnosti zisťovať potrebné parametre, z čoho pramení značná neurčitosť. Neurčitosť poznatkov o reálnom prírodnom systéme sa dá zmierniť získaním ďalších primeraných a významných informácií o ňom, ale ich hodnotu môžu znížiť nedostatky pri modelovaní, lebo model je viac alebo menej zjednodušeným nástrojom na hodnotenie reálneho systému (subsystému). Pri nedostatkoch na modeli už nepomáha zvýšenie množstva informácií o prírodnom systéme, ale iba zlepšenie modelu, t. j. lepšie pochopenie podstaty fungovania reálneho systému a jeho modelu.

Všetky spomenuté problémy sa dajú výhodne riešiť s pomocou geografických informačných systémov (GIS). GIS sú efektívne nástroje a možno ich využiť pri plánovaní

Tab. 1
Prevažne prírodné nebezpečenstvá
Predominantly natural hazards

Kategória	Druh	Potenciálne následky	Sprievodné nebezpečenstvo
Atmosférické poruchy	Cyklón, hurikán veterná smršť	Vyvracanie stromov, strhávanie striech, nadzemných vedení, zníženie až zničenie úrody a pod.	Erózia, svahové pohyby, povodne, kontaminácia a pod.
	Prívalové a dlhodobé dažde	Zatápanie depresií, upchatie kanalizácie, obmedzenie premávky, zníženie až zničenie úrody a pod.	
	Katastrofálne sucho	Pokles prietoku, hladiny podzemnej vody, zmrašťovanie a vznik trhlín v pôde a pod.	Požiare, poruchy na stavbách založených na objemovo nestálych zeminách a pod.
	Námraza, poľadovica	Obmedzenie premávky, havárie, úrazy, narušenie nadzemných elektrických vedení a pod.	Opadávanie úlomkov zo skalných stien, kontaminácia vôd
	Snehová kalamita	Obmedzenie premávky, poškodenie stromov a striech	Lavíny
	Lavíny	Ohrozenie ľudí, vyvrátenie stromov, poškodenie objektov a pod.	Erózia, svahové pohyby
	Hustá hmla	Ohrozenie dopravy	Dopravné nehody, smog
Povodne	Zatopenie územia	Zatopenie údolnej nivy vodných tokov, poldrov a pod.	Erózia, kontaminácia vody a pôdy, svahové pohyby
Tektonické pohyby	Pokles územia Diferencované pohyby na zlomoch	Zmeny reliéfu Zmeny reliéfu	Podmáčanie, zatopenie územia Zemetrasenia, svahové pohyby, erózia
Zemetrasenia	Otrasy	Poškodenie a deštrukcia objektov	Svahové pohyby, stekutenie zeminy, subsidencia, zmena reliéfu, požiare, deštrukcia budov, kontaminácia a pod.
Sopečná činnosť	Výlevy lávy Erupcie pyroklastík a plynu	Zmeny reliéfu, deštrukcia objektov Znečistenie ovzdušia, ohnivé lavíny, ohrozenie zdravia a životov	Požiare Zemetrasenia, kamenito-bahnité prúdy a pod.
Zmeny úrovne mora	Zatápanie pobrežných nížin	Úbytok úrodnej pôdy, zasolenie podzemnej vody	Zvýšená abrázia, salinizácia podzemných vôd a pod
Erózno-akumulačné procesy	Veterná erózia a akumulácia Vodná povrchová erózia a akumulácia	Odnos pôdy, zavievanie komunikácií, objektov Splachovanie pôdy, vznik výmoľov a strží, poškodenie a zanášanie komunikácií a objektov	Znečistenie ovzdušia Kontaminácia vody
	Riečna erózia a akumulácia	Zmeny prúdnice vodných tokov, podomieľanie brehov, poškodenie komunikácií a objektov	Zmeny úrovne podzemných vôd v priľahlých územiach
	Abrázia a akumulácia na pobreží morí a vodných nádrží	Úbytok súše, zmena reliéfu pobrežia, strata retenčnej schopnosti nádrží	Zmena reliéfu pobrežia, zosuny, zanášanie prístavov
Svahové pohyby	Plazenie, zosúvanie, tečenie, rútenie	Zmena reliéfu, deštrukcia objektov a komunikácií	Erózia, prehradenie vodných tokov
Krasovatenie	Vznik podzemných a povrchových krasových foriem	Vznik podzemných dutín, zmena reliéfu, hydrologického režimu vôd, poškodenie a deštrukcia objektov	Prevalenie stropov jaskýň, únik vody z vodných nádrží
Geochemické procesy ohrozujúce zdravie	Uvoľňovanie škodlivých zložiek alebo ich nedostatok, radónová emanácia	Negatívny vplyv na zdravie z nadbytku As, Pb, Cd, rádioaktívnych látok a iných, nedostatok I_2, solí a pod.	Hromadenie CO_2, metánu a iných plynov v podzemných priestoroch, možnosť požiaru a výbuchu
Geofyzikálne anomálie	Anomálie vo fyzikálnych poliach Zeme	Ohrozenie zdravia, poruchy prístrojov, iónovýmena a korózia potrubí	Praskanie potrubí a havárie vodovodov, ropovodov a pod
Kozmické vplyvy	Pád meteoritov, nadmerná intenzita slnečného žiarenia	Ohrozenie zdravia ľudí vystavených slnečnému žiareniu, magnetické búrky a poruchy prístrojov	Cyklická krátkodobá a dlhodobá zmena klímy, zemetrasenia

Tab. 2
Nebezpečenstvá prevažne vyvolané človekom
Predominantly man-made hazards

Druh	Potenciálne následky	Sprievodné nebezpečia
Nebezpečenstvá s nevhodnou úpravou povrchu územia vegetačnej pokrývky, nevhodná agrotechnická činnosť	Zmena odtokových a infiltračných pomerov, degradácia pôdy	Povodne, nadmerná erózia, ovplyvnenie podzemných vôd
Nebezpečenstvá späté s nevhodnými melioračnými úpravami	Zmeny v režime infiltrácie zrážkovej vody, podzemnej vody a odtokových pomerov	Zníženie priepustnosti, erózia, redukčné procesy, ilimerizácia, zasoľovanie, vysušenie, zamokrenie, degradácia pôdy
Znečistenie ovzdušia a povrchových vôd	Ohrozenie zdravia obyvateľstva	Kontaminácia podzemných vôd, zmena biotopov
Kontaminácia horninového prostredia od umelých hnojív, odpadu, porúch v prevádzkach	Kontaminácia pôdy, hornín a podzemných vôd, ohrozenie zdravia ľudí, úhyn vodných živočíchov	Degradácia štruktúry pôdy, zníženie jej priepustnosti a aerácie, zmena biotopov, erózia
Nebezpečenstvo späté s problémovými horninami	Objemové zmeny hornín a zemín, presadanie spraše, sufózia a stekutenie	Porušenie objektov
Nebezpečenstvo späté s banskou činnosťou	Zmeny reliéfu, závaly, prevalenie stropov a pokles povrchu nad vyťaženými priestormi, narušenie stability ťažobných stien, výrony plynu	Vznik depresií, jazierok, citeľné znehodnotenie krajiny, zmeny vodného režimu povrchových i podzemných vôd, výbuchy a požiare
Nebezpečenstvá späté s ťažbou ropy a plynu	Výrony, výbuchy a požiare, subsidencia povrchu	Kontaminácia podzemnej vody
Nebezpečenstvá späté s využívaním podzemných vôd	Narušenie režimu podzemnej vody, zmena mineralizácie, znečistenie, zmenšenie až vyčerpanie zásoby vody	Subsidencia pri znížení hladiny, zasolenie a kontaminácia
Nebezpečenstvo spojené s vyčerpaním nerastných surovín	Strata ekonomického potenciálu krajiny	Nezamestnanosť, ovplyvnenie celej štruktúry priemyslu
Nebezpečenstvo spojené s výstavbou a prevádzkou stavieb mestských aglomerácií, antropogénnych zmien reliéfu, haldy odpadu a odkaliská	Zmeny odtokových a infiltračných pomerov, ako aj režimu povrchových i podzemných vôd, odvedenie povrchových tokov	Erózia a akumulácia, sufózia a stekutenie, zanášanie nádrží, izostatické vyrovnávanie, indukovaná a priemyselná seizmicita, chemická reaktivita podzemnej vody s konštrukčnými materiálmi, kyslá drenáž odkrytých hornín, nadmerné deformácie a sadanie, narušenie stability svahov, kontaminácia vody

a projektovaní činnosti, pri realizácii projektu, a ak sa vhodne definuje problém a stanovia jednoznačné ciele riešenia, potom vo významnej miere aj v riadiacej činnosti.

Organizovaný systém vstup – proces – výstup možno pokladať za model, na ktorom sa simulujú predpokladané stavy a vykonávajú rozličné hodnotenia. Výsledky hodnotenia sa prezentujú grafickými, tabuľkovými alebo digitálnymi výstupmi. Tieto výstupy sú odvodenými dátami, sú výsledkom hodnotenia na báze primárnych dát a povyšujú primárny model na kvalitatívne vyššiu úroveň.

V našich prácach vyjadrujeme riziko takto:

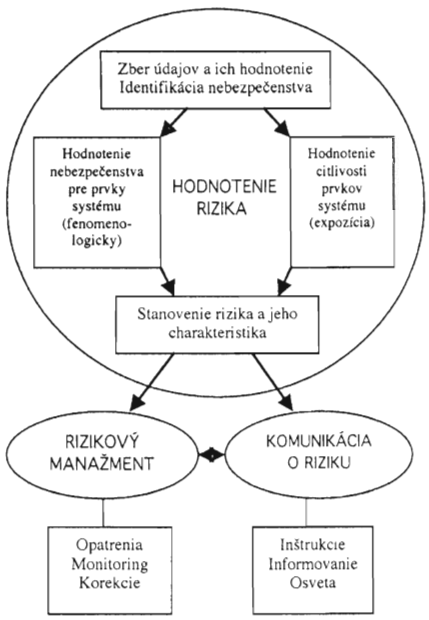
$$R(E_i) = P[H(I)]*V(I)*W(E) = R_s(I, E)*W(E);$$

$$R_t = \Sigma R(E_i),$$

kde R_s = špecifické riziko, R_t = celkové riziko, E = typ

Tab. 3
Faktory geologických nebezpečenstiev
Factors of geological hazards

Podmienky	Procesy
Geologická stavba	Endogénne a exogénne geologické procesy
Litologické zloženie a vlastnosti hornín	Rozvoľnenie, zvetranie
Reliéf	Zmeny v reliéfe
Povrchové a podzemné vody	Zmeny zloženia, prietokov, hladiny, režimu a zvodnenia
Klimatické pomery	Sezónne, krátkodobé, dlhodobé klimatické zmeny a ovplyvňovanie pôdnej vlhkosti, zvodnenia, hladiny a režimu vôd a napätosti horninového prostredia
Flóra a fauna	Zmeny v rastlinnom kryte a pôde, zmeny infiltračných a odtokových pomerov
Jestvujúca výstavba a infraštruktúra	Zmeny starnutím, poruchami
Projektovaná výstavba a využívanie územia	Potenciálne zmeny v prostredí spôsobené konštrukčným usporiadaním, pracovnými postupmi a zásahmi, potenciálne zmeny prírodných pomerov
Aktuálne využívanie krajiny	Zmeny pod vplyvom prírodných procesov a činnosti ľudí; vplyv obhospodarovania krajiny a prevádzkovania zariadení na prostredie, možné poruchy a havárie, periodické a kumulatívne zmeny v prostredí



Obr. 1. Schéma postupu hodnotenia rizika.
Fig. 1. Scheme of risk assessment steps.

ohrozeného prvku, I = intenzita, H = nebezpečenstvo (hazard), V = zraniteľnosť (vulnerability), W = ekonomická hodnota ohrozeného prvku, $R(E_i)$ = riziko hodnoteného prvku, P[H(I)] = pravdepodobnosť identifikovaného nebezpečenstva.

Odhad environmentálneho rizika a opatrenia na jeho zníženie

Na zmiernenie alebo elimináciu rizika treba určiť jeho zdroje. Zdrojmi rizika sú v prvom rade nebezpečenstvá. Organickou a zároveň samostatnou súčasťou rizika je antropogénny faktor, ktorý súvisí hlavne s riadením, umiestením, realizáciou a prevádzkou technického systému v prírodnom prostredí. S riadením úzko súvisí tok informácií z prírodných a technických systémov do sociosféry a medzi zložkami sociálnej sféry a aj tu je zdroj rizík. Z toho vychodí nevyhnutnosť sústrediť sa tak na tok hmoty a energie medzi zložkami skúmaného systému a ich okolím, ako aj na úroveň a tok informácií v rámci riadiacich zložiek a zo skúmaného systému i jeho okolia (obr. 2). Na minimalizáciu rizík sa používa rizikové riadenie (riskový manažment), ktoré sa v posledných rokoch prudko rozvíja.

Pri odhade rizika sa okrem bezpečnosti a potreby trvalo udržateľného rozvoja v stále rastúcej miere berú do úvahy ekonomické ukazovatele a čas, a tak stúpa význam odhadu rizika a jeho percentuálneho vyjadrenia pri každej činnosti. Riziko definované ako možný dôsledok nebezpečenstva pre nositeľa rizika je zjavne ekonomická kategória. V tejto súvislosti si treba uvedomiť, že málo pravdepodobné nebezpečné javy, ale s veľkými dôsledkami môžu byť rovnakým rizikom ako vysoko pravdepodobné nebezpečné javy s relatívne menšími dôsledkami.

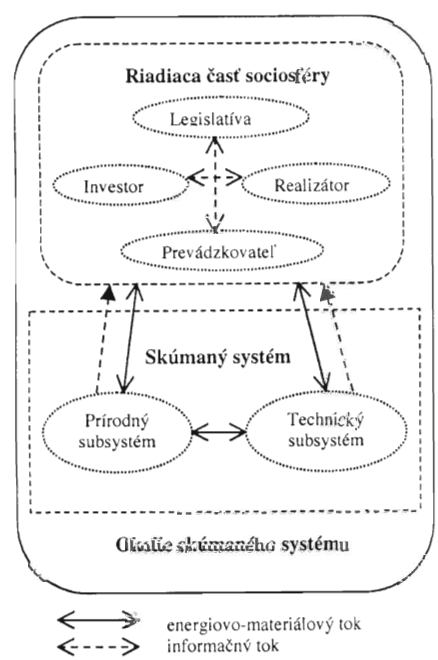
Pri geologickom riziku je úsilie znížiť ho na prijateľnú úroveň (na tzv. *prijateľné, akceptovateľné riziko*), čo možno dosiahnuť znížením pravdepodobnosti vzniku nebezpečnej udalosti, znížením jej dôsledkov alebo kombináciou obidvoch. V súlade s tým sa pri hodnotení rizika spravidla postupuje v troch fázach:

V prvej fáze je úsilie identifikovať nebezpečenstvo a stanoviť jeho pravdepodobnosť (t. j., že sa stane niečo nežiaduce) na základe analýzy rozhodujúcich faktorov a hľadajú sa spôsoby, ako sa dá pravdepodobnosť znížiť.

V druhej fáze sa hľadajú možnosti (projektové, varovné, bezpečnostné a technologické), ako zmenšiť dôsledky nebezpečnej udalosti.

V poslednej fáze sa ekonomickou analýzou hľadá optimálna kombinácia opatrení na zníženie rizika.

Pre znižovanie rizika je veľmi dôležité kontrolné sledovanie (monitoring). Za veľmi efektívnu sa pokladá *observačná metóda*. Ide v podstate o monitoring, avšak zvýrazňuje sa spätná väzba na spresňovanie modelu správania sledovaného systému a optimalizáciu opatrení smerujúcich tak k zníženiu pravdepodobnosti výskytu potenciálneho nebezpečenstva, ako aj jeho dôsledkov, ak nastane (napr. Vaníček, 1999). Tak sa vytvárajú predpoklady na primerané dimenzovanie opatrení pri rešpektovaní požiadaviek na bezpečnosť, kvalitu a hospodárnosť. V tejto súvislosti treba zdôrazniť, že monitoring systému, meracie zariadenie, ako aj interval meraní sa musia navrhnúť s ohľadom na sledovaný účel. Príliš často sa totiž stáva, že sa navrhne nákladný monitoring, ale dodatočne sa zistí, že neplní požadovaný účel. Súčasťou metodiky monitoringu



Obr. 2. Systémové vzťahy identifikujúce tok informácií medzi riadiacou sférou a riadenými systémami a tok energie a materiálu medzi systémami (podľa Ondrášika, Gajdoša a Bánskej, 1999).
Fig. 2. System relations identify the information paths between management and managed systems and energetic and material flows (according to Ondrášik, Gajdoš and Bánská, 1999).

je aj stanovenie hodnôt tzv. varovných stavov, teda stavov v sledovaní istého systému, ktoré vyžadujú prijatie istých opatrení v spôsobe kontroly, ako aj na zníženie pravdepodobnosti potenciálneho nebezpečenstva alebo jeho možných dôsledkov.

Postup pri znižovaní rizika závisí od toho, aká miera rizika je prijateľná a koľko finančných prostriedkov je účelné na to vynaložiť. Na túto otázku musí odpovedať objednávateľ alebo investor, ale preňho treba na konkrétny projekt spracovať komplexnú rizikovú analýzu, stanoviť spoľahlivý rozhodovací algoritmus a dodať doň nevyhnutné informácie. Na to sa volí maximalistický alebo optimalizačný prístup.

Pri maximalistickom prístupe sa neberie ohľad na finančné náklady. Používa sa, ak ide o ľudské životy alebo ak sú potenciálne dôsledky nebezpečenstva nevyčísliteľné alebo sa nedajú kvantifikovať (napr. pri úložiskách rádioaktívneho odpadu), v situácii, keď sú náklady na zníženie rizika zanedbateľné alebo ak sú rozhodujúcim kritériom iné ako ekonomické záujmy, napr. politické, etické a pod.

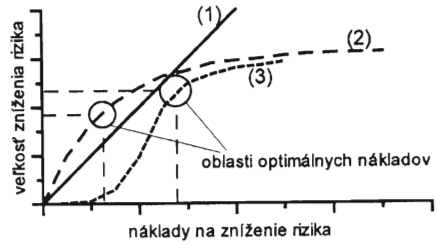
Optimalizačný prístup sa zakladá na optimalizácii nákladov na zníženie rizika a na ekonomickom efekte, ktorý sa znížením rizika dosiahne. Pri tomto prístupe sa vychádza z predpokladu, že je funkcia f(r) medzi nákladmi, ktoré sa musia na zníženie rizika nevyhnutne vynaložiť, a dosiahnutým efektom, t. j. skutočne dosiahnutým znížením rizika. Všeobecné tvary funkcie f(r) sú načrtnuté na obr. 3. Je zrejmé, že sa bude dosahovaný efekt (t. j. dosiahnuté zníženie rizika) s rastom vynaložených nákladov spravidla zväčšovať, ale postupne s menším rastom. Konkrétny priebeh tejto funkcie však závisí od povahy konkrétneho nebezpečenstva a od typu a stavu skutočných prvkov rizika. Podľa doterajších poznatkov možno priebeh (1) pokladať za málo reálny a skôr možno očakávať priebeh (2) a (3), príp. iný podobný. Pri uvedených krivkách sú náklady optimálne, keď sa pomer zníženia rizika a veľkosti nákladov pohybuje okolo hodnoty jeden, čo je situácia, ktorá sa má pri metóde zníženého rizika dosiahnuť.

Medzi základné opatrenia na minimalizáciu rizika patria: 1. prijatie rizika, t. j. možných strát a škôd následkom nebezpečenstva, 2. inžinierske riešenia s technickými opatreniami, 3. vytvorenie varovnej služby pre nebezpečenstvo a prípadná evakuácia obyvateľstva, 4. opustenie nebezpečných oblastí a ich iné využívanie.

Pri návrhu a rozpracúvaní opatrení je nevyhnutná spolupráca odborníkov z rozličných oblastí, ale treba mať na zreteli aj to, že ich prijatie alebo odmietnutie je často politickým rozhodnutím, a preto sú potrebné aj konzultácie so zodpovednými riadiacimi pracovníkmi.

Záver

Urbanizačná a hospodárska činnosť máva na antropogénne diela a prírodné prostredie aj negatívny vplyv. Pri hodnotení dôsledkov interakcie medzi technickým dielom a prírodným prostredím treba identifikovať nebezpečenstvá (hazardy), ktoré potenciálne vytvárajú obidva systémy, posúdiť podmienky a pravdepodobnosť, že isté



Obr. 3. Rozličné podoby závislosti veľkosti zníženia rizika od použitých nákladov v závislosti od povahy nebezpečenstva a rizikových faktorov.

Fig. 3. Diagram for determination of effective cost to minimize a risk.

nebezpečenstvo nastane, a jeho negatívny vplyv na prvky hodnotených systémov, na škody, ktoré v nich spôsobí, a napokon na základe získaných výsledkov navrhnúť opatrenia na zníženie (alebo vylúčenie) rizika a možných škôd.

Hodnotenie rizika je v súčasnosti možné a pri dostatočnej poznatkovej báze sa dá pripraviť optimálny návrh (s prijateľným rizikom) na budovanie technických systémov v prírodnom prostredí, a to tak z hľadiska efektívnosti využívania technických prostriedkov, ako aj z pohľadu trvalo udržateľného života. Optimálne riešenie vyžaduje úzku spoluprácu odborníkov z oblasti prírodných, technických aj sociálno-ekonomických odborov.

Príspevok bol spracovaný v rámci grantovej úlohy 1/5216/98 a 1/7190/20.

Literatúra

Dearman, V. R., 1991: Engineering geological mapping. *Bufferworth – Heinemann ltd. Oxford, 387.*

Drdoš, J., 1992: Prírodné prostredie: zdroje – potenciály – únosnosť – – hazardy – riziká. *Geogr. Čas., 44, 1, 30–39.*

Drdoš, J. & Kozová, M., 1992: Súčasný stav výskumu únosnosti územia. *Geogr. Čas., 44, 4, 356–362.*

Malgot, J. & Mahr, T., 1979: Engineering geological mapping of the West Carpathians landslides areas. *Bull. IAEG, 19, 19, Krefeld 1979, 116–121.*

Matula, M. & Ondrášik, R., 1990: Inžinierska geológia v ochrane a tvorbe životného prostredia. *Mineralia Slov., 22, 385–392.*

Ondrášik, M., 1993: Assessment of environmental geofactors in broader vicinity of Vrícko. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 11, 71–96.*

Ondrášik, R., 1994: Gravitational tectonics in regional and site assessment of hazard and risk in the Slovakian Carpathians. *Proceedings 7th International Congress IAEG, Lisboa 5.–9. Sept. 1994, Balkema Rotterdam (1994) Vol. VI., 2111–2118.*

Ondrášik, R., 1998: Riziká zraniteľnosti horninového prostredia. *In: Zborník referátov z 1. konferencie Geológia a životné prostredie, Bratislava 25. – 26. novembra 1998. GSSR Bratislava, 9–11*

Ondrášik, R. & Gajdoš, V., 1999: Štruktúrne modely a hodnotenie rizík pre tunel Sitina v bratislavskom granitoidnom masíve. *In: Zbor. medzinárodného sympózia Environmentálna geológia, Herľany 1999. BERG Košice, INHYGEO Košice, 14–18.*

Ondrášik, R., Gajdoš, V. & Bánska, H., 1999: Hodnotenie environmentálnych rizík abiotickej zložky v procese vplyvov na životné prostredie. *Geogr. Čas., 51, 3, 313–326.*

Ragozin, A. L., 1998: Theory and practice of geological risk assessment and management. *Proceedings 8th International IAEG Congress, Vancouver 21. – 26. septembra. Balkema Rotterdam, 879–885.*

Scavia, C., 1999: Concerted action on forecasting, prevention and

reduction of landslide and avalanche risks. Landslides: Regional report. *Proceeding X-Calar Expert Meetings Innsbruck 1–3 March, 1999. Draft. Hofburg Center Vienna, Austria. Part 9, 18.*

Smith, T. C., 1985: Geohazards information in general plans: problems and recommendations. A thesis in partial fulfillment of the requirements for the degree Master of Arts in Environmental planning at the Consortium of the California State University and Colleges (http://mtnswest.com/hazplan/title.htm.)

Sturk, R., Stille, H. & Olsson, L., 1998: Engineering geological prognoses – Their value and impact on tunneling. *Proceedings 8th International IAEG Congress, Vancouver 21.–26. september 1998. Balkema Rotterdam, 3583–3590.*

Vaníček, I., 1999: Možnosti observační metody v environmentální geotechnice. *In: Zbor. 4. Geotechnická konferencia Prognóza a verifikácia v geotechnickom inžinierstve. STU, Stavebná fakulta Bratislava, 263–266.*

Varnes, D. J., 1984: Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Paris (UNESCO).

Vybíral, V. & Wagner, P., 1995: Application of pulsation electromagnetic emissions (PEE) in mapping and monitoring of geodynamic phenomena. *Proceedings EEGS European section, 1. Meeting Environmental and Engineering Geophysics, Torino, 30–33.*

Vybíral, V. & Wagner, P., 1999: Príspevok metódy PEE k posúdeniu stability svahov v priestore vodného diela Sered'–Hlohovec. *In: Zbor. 4. Geotechnická konferencia Prognóza a verifikácia v geotechnickom inžinierstve. STU, Stavebná fakulta Bratislava, 227–231.*

Geological risks and their pre-design assessment

Activities and engineering constructions, threatened by geohazards, are exposed to a risks. Total and specific risks are distinguished. A specific risk – the expected degree of loss due to a particular potential phenomenon. A total risk is expressed by probability of the occurrence of potentially dangerous phenomenon resulting a lost of lives, persons injured, damages to properties, or disruption of economic activity. Hazards are subdivided into two basic groups – natural and man-made hazards. However, a man with inadequate activities can share on the source of the risk by interference to the natural setting and generates slope instability, ground water pollution etc.

Risk assessment involves identification and assessment of particular hazards in the area under consideration, exposition of the area (population, property, and infrastructure) to probable impact of potentially dangerous phenomenon. Geographical information systems are suitable tools for modeling and presentation of the risk assessment.

Four basic measures may be taken for minimizing the risk: 1. to take a risk into consideration, 2. engineering solution with technical measures, 3. warning system with eventual evacuation, 4. abandon hazardous areas.

A risk assessment requires a team work of experts from various areas of science, technique and socio-economics, as well as cooperation with policy makers.

Stanovisko člena redakčnej rady k príspevku ***R. Ondrášika a V. Gajdoša Geologické riziká a ich hodnotenie v projektovej príprave,*** *pripraveného na zverejnenie v časopise Mineralia Slovaca*

Vzhľadom na doterajšiu nejednotnosť v používaní termínu **risk, hazard** a ďalších s nimi súvisiacich pojmov používaných najmä v slovenskej inžinierskogeologickej pospolitosti pokladám príspevok R. Ondrášika a V. Gajdoša za veľmi aktuálny a užitočný, ale pretože po jeho zaslaní do redakcie jeden z autorov – prof. R. Ondrášik – inicioval internetovú diskusiu o termínoch tohto druhu, ako recenzent som navrhol odložiť jeho publikovanie do uzavretia diskusie. Dalo sa totiž predpokladať, že sa v jej rámci budú definície niektorých termínov modifikovať alebo sa po pripomienkach popredných inžinierskych geológov aj prepracujú. Autori návrh odložiť publikovanie príspevku do ujasnenia všetkých relevantných pojmov neakceptovali s odôvodnením, že termín skončenia diskusie nie je jasný.

Na vysvetlenie môjho stanovisko uvádzam niekoľko faktov a poznámok.

13. decembra 2000 sa z iniciatívy prof. R. Ondrášika konal v Bratislave terminologický seminár s cieľom uzavrieť internetovú diskusiu o najdôležitejších termínoch súvisiacich s pojmom **hazard** a **risk** a definovať ich. Zúčastnili sa na ňom poprední inžinierski geológovia, a to prof. RNDr. R. Ondrášik, DrSc., doc. RNDr. R. Holzer, CSc., doc. RNDr. J. Vlčko, CSc., doc. RNDr. F. Baliak, CSc., RNDr. I. Vojtaško, CSc., RNDr. I. Modlitba, CSc., doc. RNDr. P. Wagner, CSc., doc. RNDr. Ing. M. Slivovský, CSc., RNDr. M. Fabián, Ing. Ľ. Petro, CSc., ako aj niekoľko doktorandov z Katedry inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK.

Výsledkom seminára bol návrh definícií prerokúvaných termínov, ako aj návrh na ich publikovanie v Geovestníku časopisu Mineralia Slovaca. Publikovanie definícií mal pripraviť prof. R. Ondrášik. Z dohodnutých definícií je zrejmé, že väčšina z nich, napr. **hazard, citlivosť, zraniteľnosť, faktory rizika, celkové riziko, expozícia** a pod., bola redefinovaná, resp. sa doplnili nové pojmy a príslušné termíny, napr. **hodnotenie rizika, hodnotenie hazardu, faktory geologického rizika** či **faktory geologického hazardu** a pod. Navyše sa úplná zhoda v definíciách niektorých termínov **(hazard, citlivosť)** dohodnutých na spomenutom seminári nedosiahla dodnes. O niektorých termínoch opätovne otvoril diskusiu prof. R. Ondrášik.

Vzhľadom na uvedené nepokladám za vhodné publikovať príspevok obsahujúci definície pojmov súvisiacich s **hazardom** či **riskom** neakceptované spomenutými odborníkmi, lebo aj napriek prípadnému zverejneniu dohodnutých a akceptovateľných definícií v niektorom z budúcich čísiel Geovestníka časopisu Mineralia Slovaca by nesporne vznikali nedorozumenia nielen pri komunikácii medzi inžinierskymi geológmi, ale aj v širokej geologickej obci. Riešením by azda bola publikácia zjednocujúca vývoj názorov na definície pojmov súvisiacich s **hazardom** a **riskom** obsahujúca aj definície prijaté odborníkmi na spomenutom seminári.

Ing. Ľubomír Petro, CSc.
člen redakčnej rady Mineralia Slovaca

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 369–376

Antimón v prírodných vodách oblasti antimonitových žíl v Petrovej doline pri Poproči

NATÁLIA BAČOVÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Jesenského 8, 040 01 Košice

(Doručené 27. 7. 2000, revidovaná verzia doručená 27. 9. 2000)

Antimony in natural waters of antimonite veins area in the Petrova dolina valley near Poproč

The hydrothermal antimony veins of the ore field near Poproč (eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.) were exploited till 1964. The paper deals with the presence of the antimony in natural waters in the area of recent mining. The earlier data on antimony content in waters are rare (probably because the antimony was not considered as toxic element and its permissible concentration was not defined by technical standards). The antimony concentrations in natural waters in the deposit and its surroundings were systematically studied only in the nineties. The established concentrations in the Petrova dolina valley near Poproč are by two orders of magnitude higher than the limits permitted for potable water in our country and in the world. The analysis of the relation between Sb-content and total dissolved solids in the Olšava brook located the narrower input area of antimony in the surface water within an extensive hydrogeochemical Sb-anomaly due to mining activities.

Key words: Poproč, antimony, natural waters, regime monitoring, mining activity

Úvod

Petrova dolina, ležiaca na S od Poproča, je z histórie známa ťažbou Sb rúd. Antimonitové ložiská (poproč̌ský žilný systém s antimonitovým typom žilnej mineralizácie: žila Anna-Agneška, Filip, Barbora, Lazy, Borovičná hôrka – Grecula et al., 1995) boli v tejto časti Spišsko-gemerského rudohoria predmetom intenzívneho kutania a ťažby v 19. a začiatkom 20. stor. Poproč̌ský typ Sb zrudnenia reprezentujú antimonitovo-kremenné žily a je rozšírený v aureole poproč̌ského granitového masívu. Žily vystupujú hlavne v telesách zelenkastého kremitého fylitu a viažu sa na strmo sklonené tektonické línie vyplnené tektonickým ílom. V Sb zrudnení je úžitková zložka vertikálne aj horizontálne rozložená veľmi nepravidelne. Zrudnenými úsekmi sú väčšinou malé šošovky (Rozložník, 1980).

V rokoch 1992–1996 v oblasti Poproča prebiehal vyhľadávací prieskum (Kaličiaková et al., 1996) s cieľom zistiť možnú kontamináciu životného prostredia starými haldami, skládkami a odkaliskami Sb ložísk. V dvoch nasledujúcich rokoch sa pri vyhľadávacom hydrogeologickom prieskume študovala banská voda v priestore od Medzeva po Zlatú Idku (Bačová et al., 1998) a zisťovala sa možnosť jej využívania ako pitnej vody. V obidvoch prípadoch sa okrem iného získal rad nových poznatkov o vplyve ložísk rudných surovín s metamorfno-hydrotermálnou žilnou mineralizáciou na chemické zloženie (kvalitu) prírodných vôd.

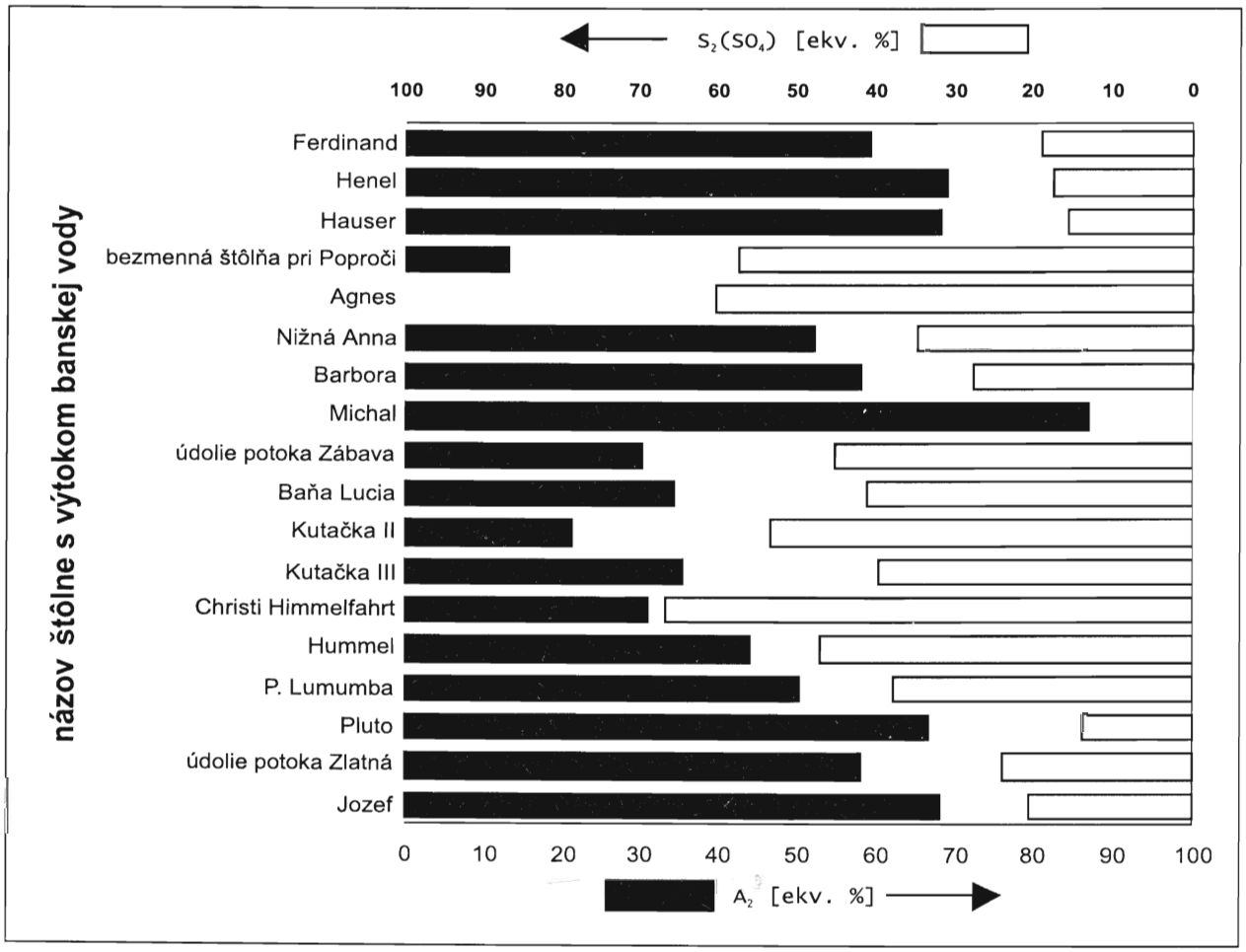
Hydrogeologické pomery

Skúmaný priestor patrí do hydrogeologického rajónu G 137 (Paleozoikum Volovských vrchov v povodí Bodvy) a budujú ho najmä horniny paleozoika – fylity, diabázy, bridlice, pieskovec a kvarcity so slabou puklinovou priepustnosťou (Šuba et al., 1984).

Zdrojom podzemnej a banskej vody je zrážková voda, ktorá preniká do horninového prostredia nielen tektonickými poruchami a puklinami v pripovrchovej zóne zvetrávania, ale aj cez staré banské diela, ktoré tiež plnia významnú akumulačnú aj komunikačnú funkciu. Infiltračnou oblasťou v priestore sú horniny drnavského súvrstvia, ale najmä súvrstvia Bystrého potoka – sericiticko-grafitické, grafiticko-sericitické a kremenno-sericitické fylity, metaryolitové tufity, metamorfované kremenné droby (Bajaník et al., 1983) s nízkou puklinovou priepustnosťou a koeficientom prietočnosti 1.10^{-6} – 1.10^{-5} $m^2.s^{-1}$ (Malík et al., 1990).

Chemické zloženie prírodných vôd

Geologické prostredie – antimonitová mineralizácia v Petrovej doline pri Poproči alebo sideritovo-sulfidická v širšom okolí – výrazne ovplyvňuje chemizmus prírodných vôd. Makrochemické zloženie podzemnej vody sa pri prebiehajúcom rozklade sulfidov mení od Ca(Mg)-$-HCO_3$ na Ca(Mg)-SO_4 typ (podľa klasifikácie Ščukareva, založenej na princípe prevládajúcich iónov – Klimentov,



Obr. 1. Chemické zloženie banskej vody priestoru Medzev – Zlatá Idka.
Fig. 1. Chemical composition of mine waters in the area of Medzev – Zlatá Idka.

1980). Obr. 1 podáva prehľad o chemickom zložení banskej vody v priestore Medzev – Zlatá Idka (širšie okolie Poproča). Chemizmus je vyjadrený určujúcimi charakteristikami podľa klasifikácie Gazdu (1971). Stĺpcový graf výstižne zobrazuje mieru vplyvu sulfidickej mineralizácie na chemizmus vôd príslušnej oblasti. V Petrovej doline pri Poproči (obr. 2) má banská voda zo štôlne Barbora a Nižná Anna základný Ca(Mg)-HCO_3 typ chemizmu, ale zo štôlne Agnes a z bezmennej (oblasť Borovičná hôrka) už základný Ca(Mg)-SO_4 typ (druhá sulfátová salinita je až okolo 60 ekv. %).

Antimón v prírodných vodách

Sb sa pokladá za stredne migrujúci aniónogénny chalkofilný prvok (Kirjuchin et al., 1993) vyskytujúci sa vo vodách prevažne v oxidačnom stupni +III a +V, častejšie ako päťmocný (Fergusson, 1990). Aj v banskej vode v priestore niekdajšej ťažby pri Poproči je pravdepodobne zastúpený v aniónovej forme a ako päťmocný (štôlňa Nižná Anna; Drábik, os. informácia, 1997; štôlňa Barbora; Bokšanská, os. informácia, 1997).

Sb je v prírodných vodách sledovanej oblasti prirodzeného pôvodu. Dostáva sa do nich
- pri prebiehajúcom rozklade minerálov s obsahom Sb, hlavne antimonitu (v menšej miere berthieritu, bournonitu, jamesonitu, tetraedritu; Koděra et al., 1990) a
- z oblasti silne znečistenej zvyškami po nedávnej ťažbe a spracúvaní rudy.

Priemerná koncentrácia Sb v kontinentálnych vodách je 1,53 $\mu g.l^{-1}$ (Kolotov et al., 1983). U nás býva najvyššia koncentrácia Sb v oblastiach s výskytom rudných formácií a asociácií hlavne v Spišsko-gemerskom rudohorí, Nízkych Tatrách a v Malých Karpatoch (Rapant et al., 1996). Aritmetický priemer obsahu Sb v podzemných vodách Slovenska je 0,8 $\mu g.l^{-1}$, medián 0,1 $\mu g.l^{-1}$ (v rámci citovanej úlohy sa analyzoval výberový súbor 16 000 vzoriek). V priestore Poproča Sb anomálne prekračuje toxikologické ukazovatele v mape kvality prírodných vôd (Rapant et al., 1993) zostavenej v rámci úlohy Súbor máp geofaktorov životného prostredia v mierke 1 : 50 000 regiónu Hornádska kotlina a východná časť Slovenského rudohoria (Husár, 1993). Na obr. 2 je obsah Sb v prírodných vodách územia vyjadrený veľkosťou krúžkov a v celom

Tab. 1
Charakteristiky opisnej štatistiky výberových súborov údajov o obsahu Sb a o mineralizácii zistené pri režimovom pozorovaní v profile 1–6 potoka Olšava
Statistical sample characteristics of antimony content and total dissolved solids obtained by regime monitoring in the profiles 1–6 in the Olšava brook

Niektoré charakteristiky opisnej štatistiky	Číslo profilu 1	2	3	4	5	6
	obsah antimónu ($\mu g.l^{-1}$)					
aritmetický priemer	215,6	435,9	430,7	478,5	370,1	298,8
medián	191	397,5	397,5	509,5	343,5	291,5
sm. odchýlka	90,8	142,4	143,7	117,9	75,6	69,8
rozptyl výberu	8240,3	20281,9	20654,2	13892,8	5721,0	4868,0
minimum	89	237	202	237	235	180
maximum	350	650	650	640	500	400
rozdiel max-min	261	413	448	403	265	220
počet				12		
koeficient variácie	42,11	32,67	33,37	24,63	20,44	23,35
	mineralizácia ($mg.l^{-1}$)					
aritmetický priemer	122,2	215,6	217,7	218,6	229,9	270,8
medián	114,5	178,0	176,5	178,5	215,5	249,0
sm. odchýlka	31,0	81,3	84,9	79,7	76,4	81,5
rozptyl výberu	960,5	6614,4	7205,9	6359,4	5843,0	6638,2
minimum	87	120	119	134	150	163
maximum	180	343	337	338	396	417
rozdiel max-min	93	223	218	204	246	254
počet				12		
koeficient variácie	25,37	37,73	39,00	36,48	33,25	30,09

1–6 – čísla profilov vykonaného režimového pozorovania (pozri obr. 2)

zobrazenom priestore je o rád, ba väčšinou až o dva rády vyšší. Výnimkou je iba podzemná voda relatívne plytkého obehu mimo priestoru ťažby. V povrchovej vode sledovaného úseku potoka Olšava je obsah Sb sto a viac ráz vyšší nielen v kontaminovanom priestore s množstvom háld, skládok a odkalísk, ale aj mimo neho (obr. 2 a tab. 1). Výsledky geologických prác potvrdzujú veľký význam Sb ako vyhľadávacieho hydrogeochemického príznaku, ktorý v tomto prípade mapuje už známe Sb zrudnenie, resp. širší priestor znečistenia prostredia nedávnou banskou činnosťou a spracúvaním rudy.

Režimové pozorovanie obsahu antimónu v povrchovej vode potoka Olšava (Petrova dolina pri Poproči)

Pri spracúvaní a hodnotení výsledkov režimového pozorovania chemizmu povrchovej vody potoka Olšava, ktorý preteká ložiskom antimonitu v Petrovej doline pri Poproči, sme vzhľadom na sledovaný cieľ osobitnú pozornosť venovali najdôležitejším charakteristikám chemizmu, a to mineralizácii povrchovej vody potoka Olšava, druhej sulfátovej salinite (Gazda, 1971), ale hlavne Sb. V tab. 1 je štatistická charakteristika výberových súborov údajov o mineralizácii a koncentrácii Sb získaná v období pozorovaní. Obr. 3 a 4 vyjadrujú zákonitosti zmien sledovaných parametrov chemizmu v hydrologickom roku 1994. Zhodnotením výsledkov sme dospeli k nasledujúcim poznatkom:

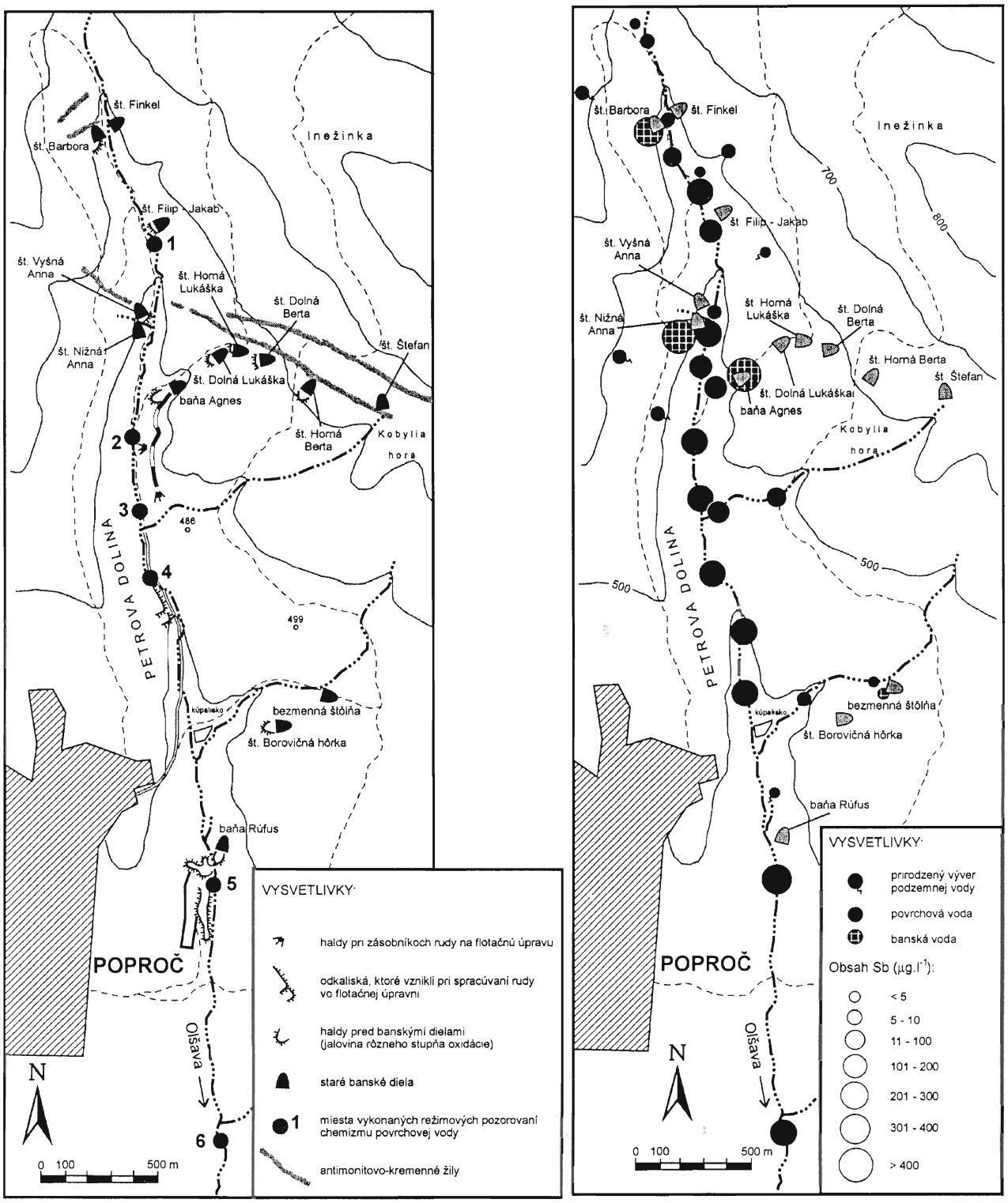
– V sledovanom úseku potoka Olšava sa maximálny obsah Sb zistil v priestore háld, skládok a odkalísk (profil pozorovania 2–4, tab. 1). Najvyššia koncentrácia Sb sa tu zistila v čase najnižšieho prietoku (august – november) a najnižšia pri vysokej vodnosti a maximálnom prietoku (január – apríl).

– Sb sa v povrchovej vode Olšavy pri ročnom režimovom pozorovaní pod priestorom niekdajšej ťažby (v profile 5 a 6) správal odlišne. V profile 6 sa na rozdiel od spomenutého priestoru najmenej Sb zistilo v lete až v neskorej jeseni (august – november) a najviac v zime a na jar.

– S rastúcim množstvom zrážok obsah Sb v povrchovej vode klesal.

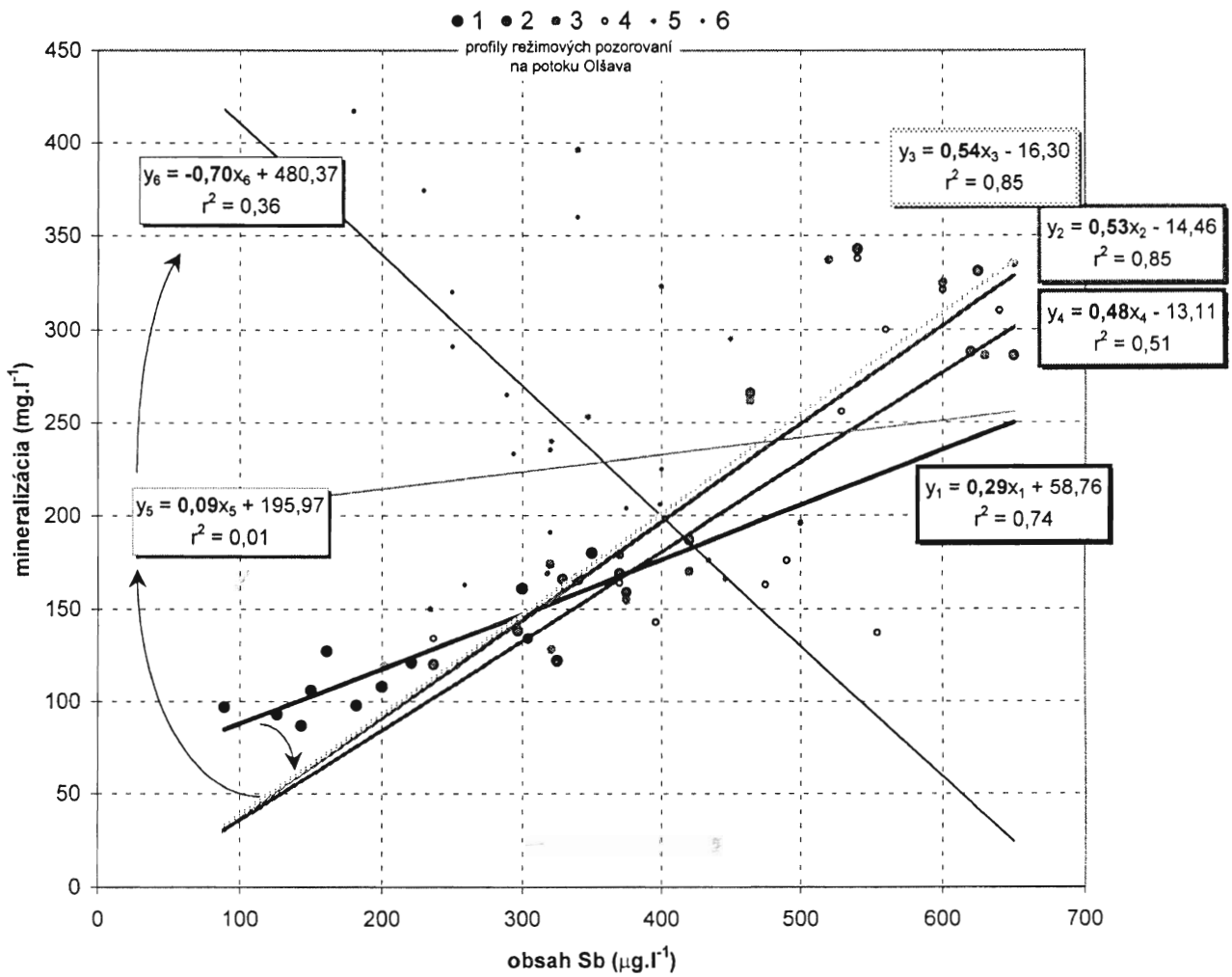
– Z grafu zmien mineralizácie povrchovej vody potoka Olšava počas režimového pozorovania (obr. 4) – okrem ojedinelých výnimiek – zreteľne vidieť všeobecne platnú zákonitosť rastu obsahu minerálnych látok vo vode v smere toku (dokumentuje to aj tab. 1). Registrujú sa krátkodobé (množstvo zrážok), ale aj sezónne vplyvy na celkovú mineralizáciu. Najvyššiu mineralizáciu má povrchová voda v lete a na jeseň a najnižšiu v období vysokého prietoku (obdobie intenzívnych zrážok, topenie sa snehovej pokrývky).

– Obr. 3 ilustruje vzťah medzi obsahom Sb v povrchovej vode a jej mineralizáciou. Kým v priestore niekdajšej ťažby obsah Sb stúpal s rastom mineralizácie [r = 0,72–0,92 (pri n = 12 v profiloch meraní 1 až 4 – obr. 2) – štatisticky významné hodnoty koeficienta korelácie na hladine významnosti 0,05], mimo neho sa



Obr. 2. Situačná mapa priestoru niekdajšej ťažby Sb v Petrovej doline pri Poproči s vyznačením profilov režimového pozorovania na potoku Oľšava a so znázornením obsahu Sb v prírodných vodách.

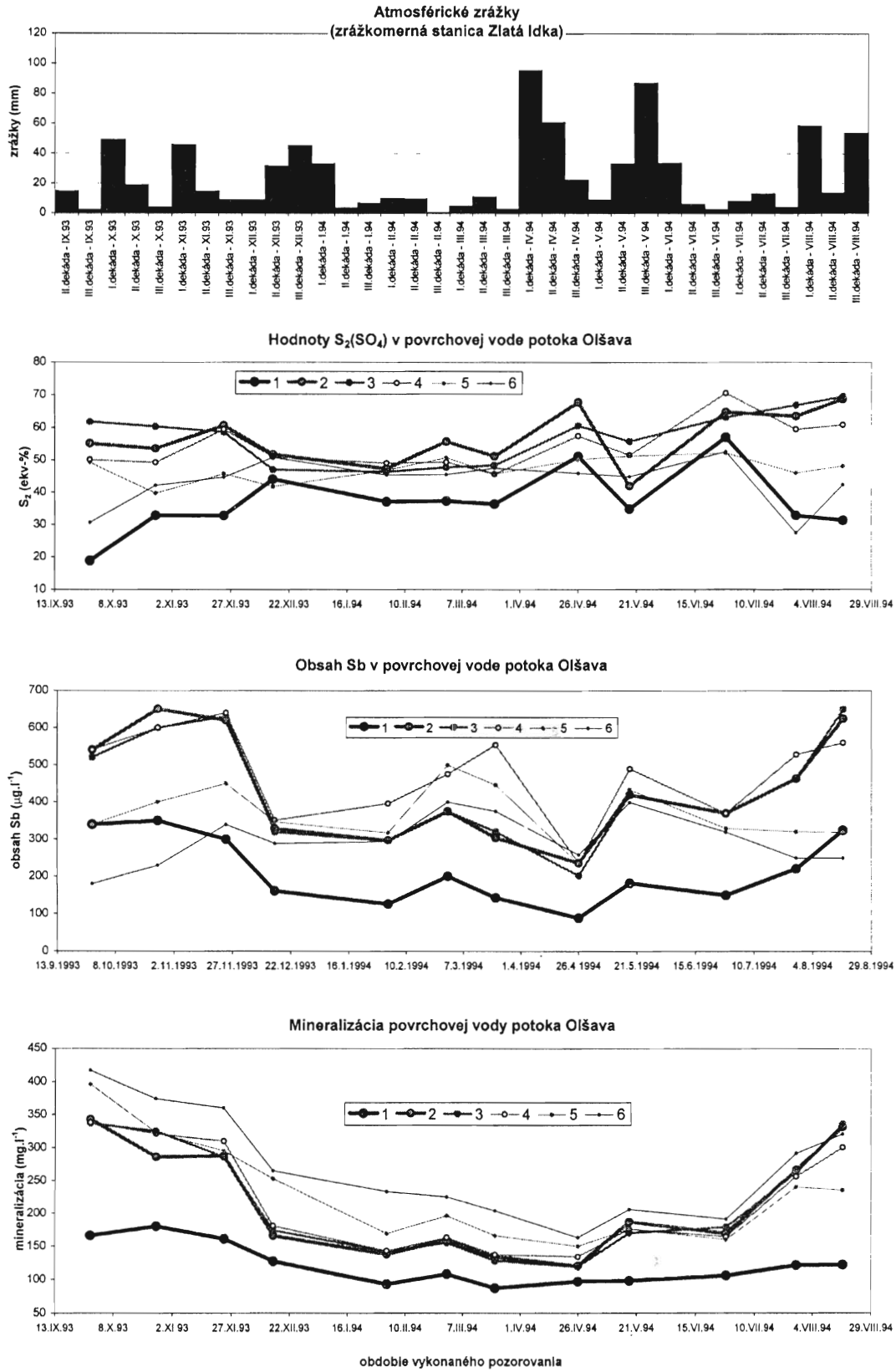
Fig. 2. Layout of late antimony mining area in the Petrova dolina valley near Poproč, the regime monitoring profiles in the Oľšava brook and the distribution of Sb-content in natural waters.



Obr. 3. Vzťah medzi obsahom Sb a mineralizáciou v povrchovej vode potoka Olšava.
Fig. 3. Relationship between antimony concentration and Total dissolved solids in the surface water of the Olšava brook.

narúšal (profil 5), ba v najnižšom profile pozorovania (profil 6 na obr. 2) sa s rastom mineralizácie už zaznamenal pokles koncentrácie Sb [(r = -0,60 pri n = 12 – obr. 3), tiež platný lineárny korelačný vzťah na spomenutej hladine významnosti]. Na obr. 3 na takúto zmenu korelácie – zistenú medzi študovanými parametrami v smere toku potoka Olšava od profilu 1 po 6 (šípky) – upozorňuje aj zmena sklonu regresných priamok charakterizujúcich daný vzťah v jednotlivých profiloch pozorovaní (od kladných hodnôt cez takmer nulovú po zápornú). Opísaná zmena kladnej korelačnej závislosti medzi mineralizáciou a množstvom Sb v povrchovej vode na zápornú v smere toku pravdepodobne odráža fakt, že pod územím niekdajšej ťažby (s výskytom háld, skládok, odkalísk a výtokov banskej vody zo starých štôlní) – teda pod oblasťou antimonitového zrudnenia – profil 5 a 6 – už nie je zdroj Sb, ktorý by povrchové vody dotoval. Stúpnutie mineralizácie povrchovej vody (v tom istom profile v čase) odráža pokles podielu zrážkovej vody na prietoku povrchového toku, teda zvýšený podiel podzemného odtoku na celkovom odtoku zo sledovaného priestoru (pokles povrchového odtoku). Ale ak tam práve v čase rastu mineralizácie obsah Sb naopak klesá, zrejme to značí, že v horninovom prostredí už zdroj tejto minoritnej zložky chemizmu prírodnej vody chýba (navonok registrovaný pokles množstva Sb v 1 l vody je isto výsledkom vyššieho podielu podzemnej vody s vyššou mineralizáciou na celkovom prietoku potoka Olšava, ktorá už pochádza z prostredia bez významného zdroja Sb). Keďže napriek tomu bola priemerná koncentrácia Sb v profile 6 v čase pozorovania ešte anomálne vysoká (tab. 1), predpokladáme, že sa Sb povrchovou vodou potoka Olšava prenáša na väčšiu vzdialenosť, a tak môže kontaminovať podzemnú vodu širšej oblasti.

– Pri krátkodobejších výdatnejších dažďoch obsah Sb klesal v celom monitorovanom úseku Olšavy. V profile 5 a 6 (najmä 5) sa amplitúdy kolísania obsahu Sb v povrchovej vode spôsobené dlhodobejšími, sezónnymi klimatickými zmenami od amplitúd vyvolaných krátkodobejšími vplyvmi (obdobie bohatšie na zrážky) neodlišujú.



Obr. 4. Výsledky režimového pozorovania vybratých kvalitatívnych parametrov povrchovej vody potoka Olšava.
Fig. 4. The results of regime monitoring of selected qualitative parameters in the surface water of the Olšava brook.

Sb sa do povrchových vôd dostáva najmä zo starých háld, skládok a odkalísk, ako aj výtokom banskej vody zo starých štôlní (väčšinou so zavaleným ústím) alebo skrytým prenikaním podzemnej vody do potokov. Vysoký obsah Sb sa zistil v banskej vode zo štôlne Barbora, Nižná Anna a Agnes, ktorá vteká do Olšavy (obr. 2). Napríklad v čase režimového pozorovania banskej vody širšieho priestoru Medzev – Zlatá Idka v hydrologickom roku 1997 (Bačová, 1998) bola priemerná koncentrácia Sb v banskej vode zo štôlne Barbora 340 $\mu g.l^{-1}$ (priemerná výdatnosť bola 1,95 $l.s^{-1}$ a 330-denná 1,01 $l.s^{-1}$). V banskej vode zo štôlne Agnesa sa zistil obsah 480 $\mu g.l^{-1}$ a z Nižnej Anny až 1563 $\mu g.l^{-1}$ (výdatnosť výtoku vody z tejto štôlne stanovená objemovou metódou je asi 3 $l.s^{-1}$). To môže dokumentovať alebo vysvetľovať vysokú koncentráciu Sb (aj jej stúpanie) v letnom, najmä bezzrážkovom období, keď sa banská voda významnejšie zúčastňuje na celkovom prietoku Olšavy.

Antimón a novelizovaná STN 75 7111

Od roku 1998 platí novelizovaná STN 75 7111 Pitná voda, ktorá stanovuje limitnú hodnotu Sb v pitnej vode 5 $\mu g.l^{-1}$. Predtým sa na Slovensku prípustná koncentrácia Sb v pitnej vode neurčovala a väčšinou ani nesledovala. 5 $\mu g.l^{-1}$ ako limit, ktorý treba pri úprave vody dosiahnuť, uvádza aj Svetová zdravotnícka organizácia (WHO). Podľa americkej normy (EPA) má Sb na ľudský organizmus karcinogénny účinok a jeho limit v pitnej vode je 6 $\mu g.l^{-1}$. V banskej vode študovaného priestoru, ako aj v povrchovej vode potoka Olšava je obsah Sb 50 až 100 ráz vyšší, ale nariadenie vlády SR 242/1993 Z. z. prípustnú koncentráciu Sb v povrchových vodách nestanovuje.

Po sprísnení požiadaviek novelizáciou normy STN 75 7111 v mnohých častiach Slovenska vznikli ťažkosti pri zásobovaní obyvateľstva pitnou vodou. V posledných rokoch pred novelizovaním tejto normy sa začala overovať technológia odstraňovania As a Sb pri úprave vody na pitnú (VÚVH – Olejko, 1996; Geosan, s. r. o., Bratislava – Drábik, os. informácia, 1997).

Sb a As majú podobné toxické vlastnosti, ale Sb je oveľa škodlivejší. Podobne ako As je trojmocný toxickejší ako v piatom oxidačnom stupni. Medzi symptómy otravy Sb patrí hnačka, pokles telesnej teploty, spomalené dýchanie, kým poškodenie srdca, pečene a obličiek sú chronickými následkami (Fergusson, 1990).

Záver

V nedávnom období sa v Poproči uvažovalo aspoň o čiastočnom riešení nedostatku pitnej vody využitím banskej vody. Z výsledkov hydrogeologických prác, ktoré sa v ostatnom čase v priestore niekdajšej ťažby Sb rudy v Petrovej doline pri Poproči vykonali, vyplýva, že práve pre vysoký obsah Sb nie je banská voda z tohto priestoru na pitie vhodná, hoci má pomerne vysokú (aj keď nestálu – napr. voda zo štôlne Barbora; Bačová, 1998) výdatnosť. Povrchovou vodou sa Sb prenáša na relatívne veľkú vzdialenosť od primárneho zdroja a dôsledkom môže byť aj jeho neprípustne zvýšený obsah aj v prírodných vodách v širšom okolí, ktorý sa doteraz neoveroval.

Sb zrudnenie v Petrovej doline pri Poproči sa prejavuje vyšším obsahom Sb v prírodných vodách. Jestvujúcu kontrastnú sekundárnu hydrogeochemickú aureolu rozptylu s vysokým obsahom Sb spôsobila najmä nedávna (do roku 1964) intenzívna antropogénna banská činnosť v tejto oblasti. Haldy, skládky, odkaliská a banská voda sa v súčasnosti na celkovom obsahu Sb v povrchovej vode zúčastňujú v oveľa väčšej miere ako prírodné akumulácie Sb rúd.

Zhodnotenie vzťahu medzi celkovým obsahom minerálnych látok a koncentráciou Sb v sledovanom úseku potoka Olšava (resp. zmien zisteného lineárneho korelačného vzťahu v smere toku) nám v rámci rozsiahlej hydrogeochemickej anomálie umožnilo vymedziť pravdepodobný priestor prieniku Sb do povrchovej vody. Z toho je zrejmé, že štúdium zmien vzťahu dvoch vhodne zvolených makrozložiek alebo mikrozložiek chemizmu vody (spracovaním údajov z dlhodobejšieho pozorovania kvality prírodnej vody) môže byť vhodnou metódou na lokalizáciu užšieho priestoru dotácie sledovaného komponentu.

Literatúra

Bačová, N., Komoň, J., Ujpál, Z., Krotký, A., Kobulský, J. & Karoli, S., 1998: Banské vody v oblasti Medzev – Poproč – Nováčany, ich využitie na pitné účely. *Manuskript – archív GSSR Košice, 114.*

Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť v mierke 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava, 223.*

Fergusson, J. E., 1990: The heavy elements. Chemistry, Environmental Impact and Health Effects. *Pergamon Press, New Zealand, 614.*

Gazda, S., 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. Hydrogeol. *Ročenka 1969–1970, Ústav geol. Inžinýrství, Brno, 122–126.*

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

Husár, M., 1993: Súbor máp geofaktorov životného prostredia v mierke 1 : 50 000. Región Hornádska kotlina a východná časť Slovenského rudohoria. *Manuskript – archív GS SR Bratislava.*

Kaličiaková, E., Pacindová, N., Repčiak, M., Seliga, S. & Volko, P., 1996: Poproč – haldy, skládky, odkaliská. *Manuskript – archív GSSR Bratislava, 77*

Kirjuchin, V. A., Korotkov, A. I. & Švarcev, S. L., 1993: Gidrogeochimija. *Nedra Moskva, 384.*

Klimentov, P. P., 1980: Obščaja gidrogeologija. *Vysšaja škola Moskva, 303.*

Koděra, M., Andrusovová-Vlčeková, G., Belešová, O., Briatková, D., Dávidová, Š., Fejdiová, V., Hurai, V., Chovan, M., Nelišerová, E. & Ženiš, P., 1990: Topografická mineralógia Slovenska 2. *Bratislava, Veda, 974–980.*

Kolotov, B. A., Krajnov, S. P., Samsonov, B. G., Sokolov, I. Ju. & Elenbogen, A. M., 1983: Osnovy gidrogeochimičeskich poiskov rudnych mestoroždenij. *Nedra Moskva, 199.*

Malík, P., Vrana, K. & Ivanička, J., 1990: Hydrogeologické pomery Volovských vrchov v povodí Hnilca. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

Olejko, Š., 1996: Technológia odstraňovania arzénu a antimónu pri úprave pitnej vody. *Vodohospod. spravodajca, 39, 9, 12.*

Rapant, S., Vrana, K. & Bodiš, D., 1996: Geochemický atlas Slovenska. Časť I: Podzemné vody. *GSSR Bratislava, 127.*

Rozložník, O., 1980: Problémy genézy a vyhľadávania antimonitových ložísk v oblasti Poproča a Zlatej Idky. *In: Ilavský, J. (Ed.): Antimónové rudy Československa. GÚDŠ Bratislava, 141–146.*

Šuba, J., Bujalka, P., Cibulka, Ľ., Frankovič, J., Hanzel, V., Kullman, E., Porubský, A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, P. & Zakovič, M., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. 2. vydanie. *SHMÚ Bratislava, 310.*

Antimony in natural waters of antimonite veins area in the Petrova dolina valley near Poproč

Antimony ores north of the Poproč village with remainders of mining and ore processing distinctly affect the chemical composition of natural waters in the area and its surroundings. Synoptical information on antimony concentrations in the waters of the studied area is given in Fig. 2. Graphical and statistical evaluation of the data obtained by regime monitoring of natural waters show the importance of antimony as exploration indicator. Evaluation of correlation between the antimony concentration and total dissolved solids content in the water of the Olšava brook flowing through the deposit made possible to locate the area of antimony input into surface waters.

The relation between Sb-content and total dissolved solids in the surface water is presented in Fig. 3. While in the area of mining and ore processing the antimony concentration increases with TDS, downstream this relation ceases to be observable and in the lowest observation point (profile 6 in Fig. 2) even a decrease in Sb-concentration with increasing TDS has been observed. This change is indicated also by the change of regression line slope (from positive to negative values) characterising the studied relationship in individual observation points. The described downstream change of positive to negative correlation is probably caused by absence of important sources of antimony below the area of former mining with mine dumps, setting pits and outflows of old mine adits.

Amended Slovak standard STN 75 7111 Potable water prescribes the maximum permissible antimony concentration in potable water to 5 $\mu g.l^{-1}$. In mine waters of Petrova dolina valley near Poproč and in the Olšava brook this concentration is 50–100 times higher. Rather extensive secondary antimony scattering in surface waters is mainly a reflection of anthropogeneous factors – recent mining and ore processing in the Petrova dolina valley.

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 377–384

Mezozoické bazalty z Čebrate pri Ružomberku

JÁN SPIŠIAK[1] a DUŠAN HOVORKA[2]

[1]Geologický ústav SAV, pracovisko Banská Bystrica, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 4. 7. 2000, revidovaná verzia doručená 2. 1. 2001)

Mesozoic basalts from the Čebrať hill near Ružomberok

In the Cretaceous sedimentary sequences of Krížna nappe on eastern slope of the Čebrať hill (elevation point 1060m), located at north-western margin of the town Ružomberok, the body of alkaline basalts occurs, containing massive effusives and amygdaloidal types as well as hyaloclastites. For all these facies there is characteristic intensive low-temperature hydrothermal metamorphism, being most probable of the ocean-floor type. Primary silicate minerals were not preserved in this process. Determined contents of basic oxides and REE normalization pattern confirm competence of volcanic rocks from the Čebrať hill to the alkaline volcanics province of the in the Cretaceous Krížna sedimentary basin.

Key words: Mesozoic, Krížna nappe, alkali basalt, geochemistry

Úvod

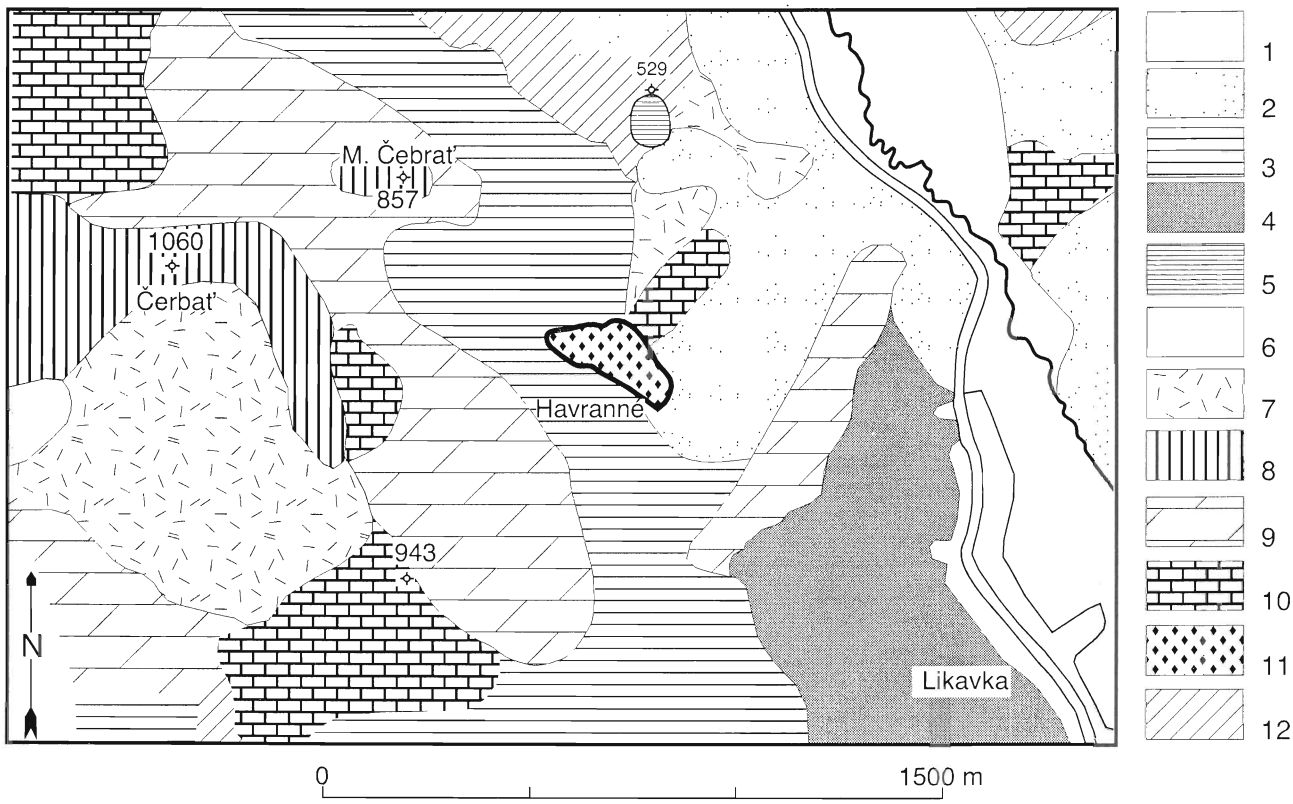
V Ďumbierskych Tatrách vystupujú bázické efuzíva a extruzíva v niekoľkých oblastiach. V širšej oblasti Salatína a Zemianskej doliny sú známe z prostredia karbonátov krížňanského príkrovu. Podľa litostratigrafického členenia mezozoického vulkanizmu tvoria tzv. vrstvy Zemianskej doliny (Hovorka a Spišiak, 1990). Ďalšou oblasťou je širšie okolie Liptovskej Dúbravy, kde vystupujú ako dajky vo variských magmatitoch. Vo všetkých oblastiach si bazalty zachovali aspoň časť primárnej minerálnej asociácie (klinopyroxény, amfiboly, tmavá sľuda). Na rozdiel od týchto výskytov je teleso na východnom svahu Čebrate pri Likavke (pri Ružomberku) silne sekundárne alterované. Keďže ide o jedno z najväčších telies vulkanitov v mezozoiku Západných Karpát a jeho geologické a petrologické postavenie nie je jednoznačné, nadväzujeme na naše predchádzajúce práce (Hovorka a Spišiak, 1988; Spišiak a Hovorka, 1997; Hovorka et al., 1999) a problematike sa venujeme opätovne. Naše predchádzajúce štúdium zásadne ovplyvnil fakt, že výskyty vulkanitov boli v priestore vojenskej strelnice, do ktorej bol vstup obmedzený.

Geológia

Zo sz. okraja severných svahov Nízkych Tatier v krížňanskom príkrove je známych niekoľko telies bázických vulkanitov s rozličnou geologickou pozíciou a s odlišnými úložnými pomermi. Niektoré z telies tejto oblasti opísal Koutek (1931) a ďalšie výskyty zistil Sladký (1938). Výskyty bázických vulkanitov pri mapovaní tejto oblasti opísal Bujnovský (1971, in: Bujnovský et al., 1981). Z hľadiska geologického vystupovania tvoria bázické vulkanity sz. okraja Nízkych Tatier vystupujúce v krížňanskom príkrove:

- dajky v strednotriasových a vrchnotriasových dolomitoch (Bujnovský et al., 1981);
- ložné plytkopodpovrchové sily v slienitých vápencoch neokómu (Koutek, 1931; Bujnovský et al., 1981);
- lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie ako okrajové fácie lávových prúdov (Koutek, 1931; Bujnovský et al., 1981);
- a novšie opísané výskyty bazanitov v podobe tenkých (okolo 1 m) žíl prenikajúcich granitoidmi v okolí Magurky (Hovorka et al., 1982; Spišiak et al., 1991).

Z petrografického hľadiska sú horniny zo všetkých lokalít podobné. Ide o masívne horniny, v ktorých prevládajú porfyrické štruktúry s výrastlicami tmavých minerálov (olivínu, klinopyroxénu, amfibolu, príp. tmavej sľudy). Veľmi zriedkavé sú alterované lišty plagioklasu. Podľa zisteného zloženia klinopyroxén zodpovedá diopsidu s vysokým obsahom Ti a amfibol kaersutitu (Hovorka a Spišiak, 1988; Spišiak et al., 1991). Okrem týchto základných fáz je v akcesorickom množstve zastúpený aj apatit, kostrovité kryštály titanitu, pyrit a titanomagnetit. Geochemicky majú tieto horniny podobné zloženie ako ostatné spodnokriedové až strednokriedové efuzíva a zodpovedajú bazanitom, resp. lamprofýrom (Hovorka a Spišiak, 1988; Spišiak a Hovorka, 1997; Hovorka et al., 1999). Podľa konformnej pozície vulkanoklastických polôh v barémsko-spodnoalbských sedimentoch, ktorých vek sa určil biostratigraficky (Bujnovský et al., 1981), je vek vulkanickej aktivity totožný s vekom okolitého prostredia výskytov vulkanoklastík. Zhodné výsledky



Obr. 1. Geologická mapka okolia Likavky (upravené podľa Sladkého, 1938). 1 – náplavy, 2 – hlina a sutina, 3 – sutina na slienitých vápencoch, 4 – bridlice a pieskovce – eocén, 5 – numulitové vápence, 6 – dolomitické brekcie – karn – chočský príkrov, 7 – sutina karnu a ladinu, 8 – reiflinské vápence – chočský príkrov, 9 – svetlé a tmavé dolomity s tufovými vápencami – ladin, 10 – svetlé a tmavé vápence – valanž – chočský príkrov, 11 – teleso bázických hornín, 12 – slienité vápence lupeňovitého rozpadu.

Fig. 1. Geological map of surroundings of Likavka (revised after Sladký, 1938). 1 – alluvium, 2 – loam and debris, 3 – debris on marly limestones, 4 – shales and sandstones – Eocene, 5 – nummulitic limestones, 6 – dolomitic breccia – Carnian – Choč nappe, 7 – debris of Carnian and Ladinian rocks, 8 – Reifling limestones – Choč nappe, 9 – light and dark dolomites with tuffite limestones – Ladinian, 10 – light and dark limestones – Valanginian – Choč nappe, 11 – body of basic rocks, 12 – marly limestones with leaf disintegration.

poskytla aj geochronológia – K/Ar vek 106,2 + 1,7 a 116 + 6,5 miliónov rokov (Bujnovský et al., op. cit.).

Na rozdiel od výskytov bázických eruptív na severných svahoch Nízkych Tatier teleso bázických vulkanitov na východnom svahu Čebrate pri Likavke orograficky patrí do Chočských vrchov. Prvú zmienku o ňom má Sladký (1938), podľa ktorého ide o efúzie v neokóme (krížňanského príkrovu). Vulkanické horniny vystupujú v pruhu širokom 60 a dlhom 200 m pod skalami Havranné na východných svahoch Čebrate (obr. 1). Drobné výskyty sú aj v malom údolí smerujúcom od stredu Likavky na Z. Podľa Sladkého (l. c.) sa na lokalite vyskytujú efuzíva „...do morskej vody vyvreté, na jemnú drvinu a kúsky roztrhané a kryštalickým vápencom ... sekundárne spojené...". Podľa nášho výskumu tu v odkryvoch vystupujú hlavne masívne a mandľovcové typy vulkanitov, ale aj vulkanoklastiká. Ako „vrchnú vrstvu" týchto vulkanitov Sladký (l. c.) opísal vulkanickú brekciu a horniny tohto typu prirovnal k tufu. Z nášho štúdia vychodí, že ide asi o dezintegrovaný povrch lávových prúdov vo vodnom prostredí, a tak podľa súčasnej terminológie sú to hyaloklastity.

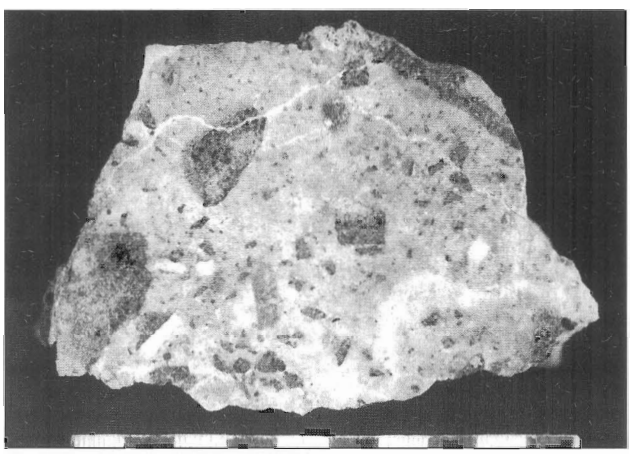
Petrografia a mineralógia

Študované vulkanické horniny majú masívnu, mandľovcovú, redšie aj úlomkovitú (brekciovitú, hyaloklastitovú) formu. Pre brekcie a hyaloklastity je charakteristická prítomnosť karbonátového tmelu. Veľkosť úlomkov brekciovitých typov výrazne varíruje od 0,5 do 5 cm (obr. 2). Úlomky sú väčšinou nepravidelného tvaru a v absolútnej väčšine ich tvorí vulkanický materiál. Okrem homogénnych, masívnych textúr sú časté aj mandľovcové typy s premenlivou veľkosťou mandlí (2–8 mm, obr. 3). Vo výplni mandlí prevládajú svetlé karbonáty nad tmavým chloritom. Chlorit tvorí okraje mandlí a ich stred vypĺňa karbonát (obr. 4, 5). Zriedka sa vyvinula aj monominerálna chloritová výplň mandlí.

Vulkanické horniny z východných svahov Čebrate sa od všetkých ostatných vulkanických hornín vystupujúcich v mezozoiku Západných Karpát odlišujú extrémne intenzívnou hydrotermálnou premenou. V študovaných 34 výbrusoch sme nezistili relikty primárnych minerálov. Všetky sú pseudomorfované hydrotermálnymi fázami, pričom premena bola výrazne mimetickej (spodobovacej)

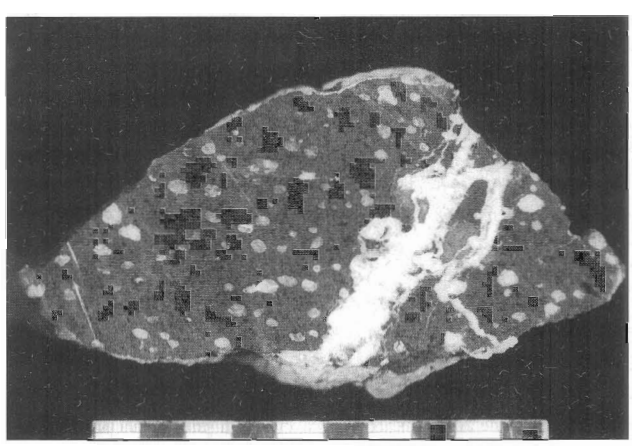
povahy a dokonale sa pri nej zachovala morfológia primárnych fáz (Ol, Cpx, Plg). Olivín pôvodne dosahoval 1, zriedka aj 2 mm, bol prevažne idiomorfný (obr. 6, 7, 8) a úplne premenený na zmes chloritu a serpentínových minerálov. Podľa krátkych a dlhostĺpčekovitých pseudomorfóz v pôvodnej hornine možno predpokladať, že obsahovala klinopyroxény (obr. 9) aj amfiboly. Lišty pôvodných plagioklasov nahradil albit a miestami sa ešte zachovali ich primárne magmatické zrasty. Ojedinele je pozorovateľná tendencia magmatických plagioklasov (Plg I) tvoriť glomerofyrické zhluky.

Priestorová orientácia plagioklasových líšt podmieňuje reliktnú intersertálnu, lokálne aj ofitickú štruktúru. Pôvodnú základnú hmotu horniny tvorilo hlavne vulkanické sklo a drobné lištovité rudné minerály (ilmenit). Rovnomerná distribúcia ilmenitu v ploche výbrusov dokumentuje jeho kryštalizáciu priamo z magmatickej taveniny, a teda nie je sekundárnym produktom rozkladu tmavých



Obr. 2. Brekciovitý (hyaloklastitový) charakter bázických hornín z Čebrate. Vzorka MV-84.

Fig. 2. Breccia (hyaloclastic) character of basic rocks from the Čebrať hill. Sample MV-84.

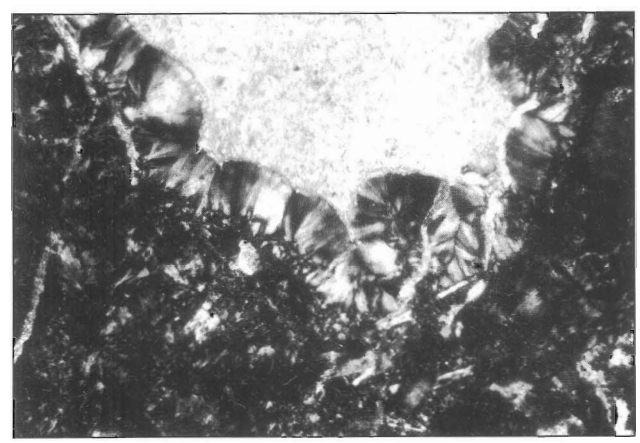


Obr. 3. Mandľovcový charakter bázických hornín z Čebrate. Vzorka MV-86.

Fig. 3. Amygdaloidal character of basic rocks from the Čebrať hill. Sample MV-86.

Obr. 4. Mandla vyplnená chloritom (radiálne usporiadanie) po okrajoch a karbonatom v strede (svetlá časť) Vzorka MV-86 Zväčš. 86 x, skrížené nikoly

Fig. 4. Amygdale filled with chlorite (radial arrangement) at the margins and carbonate in the middle (light part) Sample MV-86 Magn 86x, crossed nicols



Obr. 5. Detail okraja chloritovo-karbonátovej mandle – chlorit (radiálne usporiadanie) po okrajoch a karbonát v centrálnej časti (svetlá časť). Vzorka MV-91. Zväčš. 170 x, skrížené nikoly.

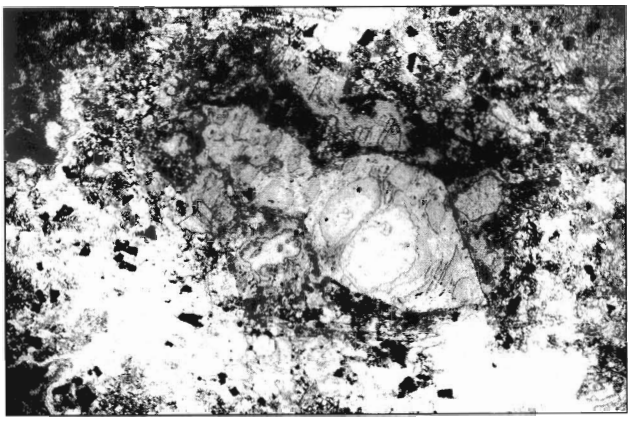
Fig. 5. Detail of the margin of chlorite-carbonate amygdale – chlorite (radial arrangement) at the margins and carbonate in the central part (light part). Sample MV-91. Magn. 170x, crossed nicols.

minerálov. Vulkanické sklo rekryštalizovalo prevažne na drobnolupenitý agregát chloritu, miestami s hniezdami až sférolitickými agregátmi albitu. Postmagmatickými procesmi vznikli drobné nepravidelné agregáty karbonátu v pôvodnom matrixe. Podobný charakter premeny možno pozorovať pri metamorfóze hornín oceánskeho dna.

Pre vulkanické horniny z Čebrate je najtypickejšia ich intenzívna hydrotermálna premena a vznik sekundárneho albitu sa vyznačuje nasledujúcimi charakteristikami.

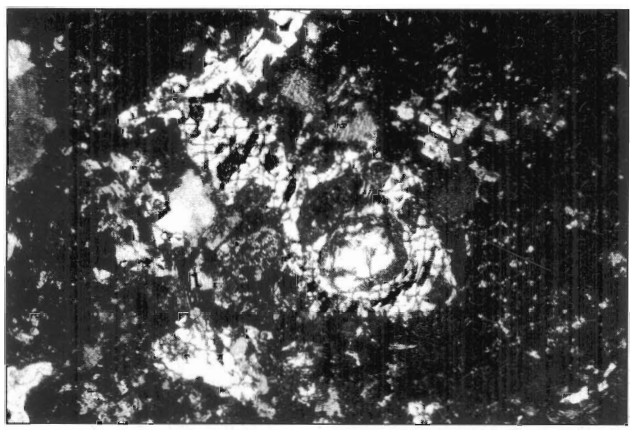
Novotvorený nízkoteplotný (hydrotermálny) albit je v študovaných horninách v niekoľkých morfologických modifikáciách. Sú to:

a) celoplošné albitové pseudomorfózy po pôvodných magmatických porfyrických plagioklasoch (obr. 10) so zachovanými pôvodnými zrastmi, pričom sa v rámci



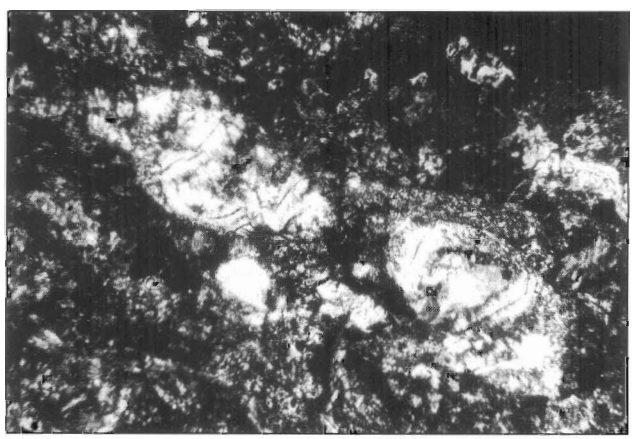
Obr. 6. Pseudomorfoza po olivíne vyplnená chloritom a serpentínovými minerálmi. Vzorka MV-87a. Zväčš. 27 x, paralelné nikoly.

Fig. 6. Pseudomorph after olivine filled with chlorite and serpentine minerals. Sample MV-87a. Magn. 27x, parallel nicols.



Obr. 7. Pseudomorfóza po olivíne vyplnená chloritom a serpentínovými minerálmi. Vzorka MV-87a. Zväčš. 27 x, skrížené nikoly.

Fig. 7. Pseudomorph after olivine filled with chlorite and serpentine minerals. Sample MV-87a. Magn. 27x, crossed nicols.



Obr. 8. Pseudomorfózy po olivínoch vyplnene chloritom a serpentínovými minerálmi. Vzorka MV-90. Zväčš. 86 x, skrížene nikoly.

Fig. 8. Pseudomorphs after olivines filled with chlorite and serpentine minerals. Sample MV-90. Magn. 86x, crossed nicols.

Obr. 9. Pseudomorfózy po klinopyroxenoch vyplnené hlavne chloritom a karbonátom. Pôvodné okraje minerálov a štiepne trhliny su lemované rudnými minerálmi. Vzorka MV-95a. Zväčš. 45 x, paralelné nikoly.

Fig. 9. Pseudomorphs after clinopyroxenes filled mainly with chlorite and carbonate. Former margins of minerals and fissile fissures are rimmed with ore minerals. Sample MV-95a. Magn. 45x, parallel nicols.

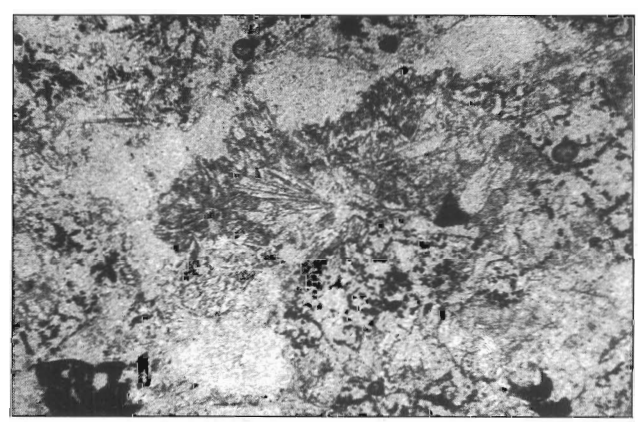
pseudomorfóz okrem albitu miestami vyskytujú aj karbonáty, lokálne aj chlorit;

b) sférolitické (!) tenkotabuľkovité až ihlicovité albity v pôvodne sklovitom matrixe (obr. 11);

c) albity tvoriace aj výplň vlásočnicových (0,1 mm) žiliek v hornine, pričom spolu s nimi sa v žilkách vyskytujú aj chlority, zriedka aj karbonáty.

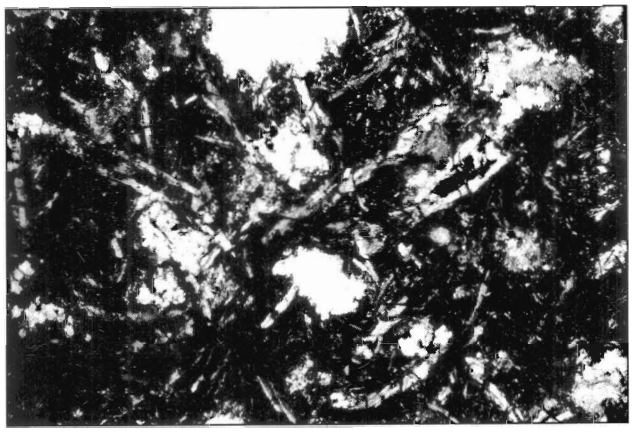
Okrem submikroskopických homogénne distribuovaných lištovitých prierezov ilmenitu (?) v leme alebo v priestore niektorých pôvodných tmavých silikátov možno pozorovať koncentráciu prevažne kostrovitých rudných minerálov zmenených na leukoxénový agregát.

Veľmi sporadicky sme spozorovali aj lokálnu biotitizáciu matrixu horniny za vzniku intenzívne hnedasto pleochroickej tmavej sľudy, ktorá pravdepodobne prebiehala



Obr. 10. Radiálne albity s karbonatom vypĺňajú priestor po pôvodných plagioklasoch, s chloritom zriedka aj po pyroxenoch. Vzorka MV-88b. Zväčš. 86 x, paralelne nikoly.

Fig. 10. Radial albites with carbonate filling space after the former plagioclases, with chlorite rarely after pyroxenes too. Sample MV-88b. Magn. 86x, parallel nicols.



Obr. 11. Drobné lištovité kryštály albitu v pôvodne sklovitom matrixe vulkanitov. Vzorka MV-95a. Zväčš. 45 x, skrížené nikoly.

Fig. 11. Fine prismatic crystals of albite in originally glassy matrix of volcanics. Sample MV-95a. Magn. 45x, crossed nicols.

synchrónne s chladnutím horniny. Najrozšírenejšou silikátovou akcesóriou je dlhoprizmatický apatit, často aj s pigmentovanými centrálnymi časťami.

Geochémia

Petrogénne prvky sa analyzovali XRF v Geologickom ústave SAV a prvky vzácnych zemín, resp. vybrané stopové prvky ICP na Ibaraki University v Mite (Japonsko) a Saint Mary's University v Halifaxe (Kanada).

Pre vysoký stupeň alterácie primárnych minerálov sme sa geotektonický typ pôvodných bazaltov pokúsili určiť na základe geochemických kritérií. Hoci horniny majú pomerne vysoký stupeň sekundárnych premien, relatívne malé odchýlky v zložení typov bazaltu a pomerne homogénna distribúcia bodov v diagramoch umožňujú použiť túto metodiku. Charakter hydrotermálnej premeny študovaných hornín, pomerne nízky obsah Na_2O v analýzach hornín (tab. 1), a najmä morfológia prítomného albitu vedú k predpokladu, že „pohyb" Na pri premene študovaných hornín prebiehal iba v rámci vulkanických hornín a jeho zdrojom bola pôvodne sklovitá základná hmota vulkanitov. Vzhľadom na dokumentovaný alkalický charakter hornín je možné, že časť Na bola odnesená. Podobne relatívne vysoký obsah MgO v niektorých vzorkách mohol ovplyvniť povahu premeny (serpentinizácia). Na základné zaradenie bazaltov do alkalických, resp. alkalicko-vápenatých typov sme použili TAS diagram (obr. 12). Priemetné body analýz bazaltov z Čebrate v ňom ležia v poli bazaltov, resp. pikrobazaltov, čím sa čiastočne prekrývajú s poľom kriedových bazaltov/bazanitov (Hovorka a Spišiak, 1988; Spišiak a Hovorka, 1997; Hovorka et al., 1999), a na línii oddeľujúcej alkalické bazalty od subalkalických. Z ďalších hlavných prvkov sme použili ternárny diagram závislosti obsahu CaO, TiO_2 a SiO_2 (obr. 13). Priemetné body analýz hornín z Čebrate na diagrame spadajú do poľa alkalických lamprofýrov. Rovnakú pozíciu majú aj analýzy mezozoických bazanitov zo severných svahov Nízkych Tatier. V ďalšom diagrame obsahu

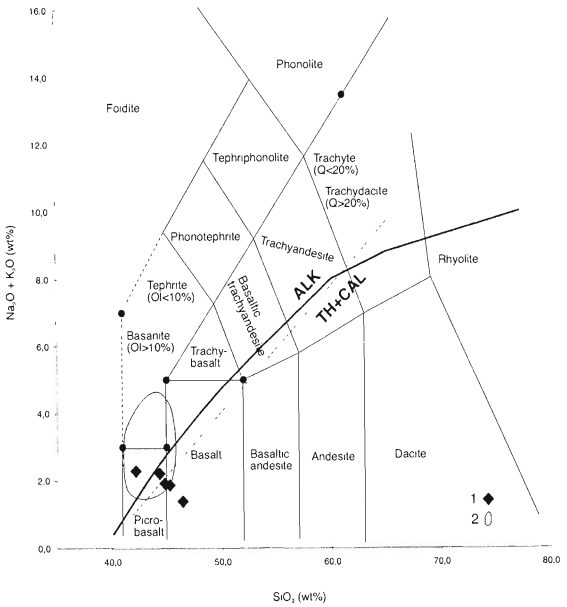
Tab. 1
Chemické analýzy hornín
Chemical analyses of rocks

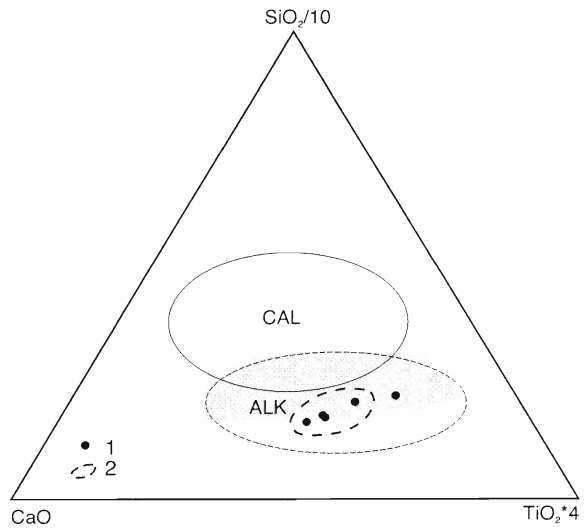
Č. vzorky	MV-29	MV-29a	MV-91	MV-93	MV-94
SiO_2	36,45	38,33	39,77	41,15	38,95
TiO_2	2,44	2,57	2,42	2,65	2,54
Al_2O_3	12,98	12,70	13,84	13,71	12,38
Fe_2O_3	2,37				
Fe_2O_{3tot}		11,40	10,56	11,17	10,30
FeO	9,04				
MnO	0,09	0,09	0,12	0,11	0,12
MgO	11,59	10,89	14,02	14,72	13,13
CaO	8,76	7,84	5,52	3,92	7,89
Na_2O	1,79	1,79	1,40	0,97	1,57
K_2O	0,18	0,12	0,24	0,25	0,09
P_2O_5	0,74	0,71			
LOI	13,33	13,60	11,73	10,96	12,58
Σ	99,73	100,04	99,62	99,61	99,55
Cr	290	316	335		297
Ni	191	185	165		157
Co	39	39	41		42
V	155	225	220		185
Zn		106			
Rb	5	9	9		
Ba	550	386	249		
Sr		225	221		229
Nb		65	95,2		72
Zr	295	239	265		234
Th		5	6,54		6
La	34	59	52,14		
Ce	77	109	99,94		
Pr			11,32		10
Nd		45	42,68		40
Sm	5,4		8,1		8
Eu	2,3		2,48		2,6
Gd			6,56		8,1
Tb	1,3		0,9		1
Dy			4,4		5,2
Ho			0,81		0,8
Er			2,04		2,8
Tm	0		0,28		0,4
Yb	1,8		1,38		1,6
Lu			0,19		0,27
Y	25	23	20		20

Fe_2O_{3tot} = celkové Fe ako Fe_2O_3 / Fe_2O_{3tot} = total Fe as Fe_2O_3

MnO, TiO_2 a P_2O_5 (obr. 14a) ležia priemetné body analýz v poli OIB, t. j. v poli alkalických bazaltov oceánskych ostrovov. Podobná je ich pozícia v ďalšom diagrame (obr. 14b), v ktorom priemetné body analýz študovaných bazaltov ležia v poli vnútroplatňových bazaltov. Na ternárnom diagrame Zr:Nb:Y (Fig. 14c) sa rozlišujú alkalické a tholeiitové typy vnútroplatňových bazaltov. Bazalty z Čebrate, ale aj s nimi porovnávané bazalty zo severných svahov Nízkych Tatier ležia v poli WPA, t. j. v poli vnútroplatňových alkalických bazaltov. Na vznik takéhoto typu hornín sú nevyhnutné extenzné geodynamické podmienky.

Alkalické horniny majú typicky vysoký obsah ľahkých vzácnych zemín a nízky obsah ťažkých vzácnych zemín. Na lepšiu interpretáciu sme zloženie študovaných



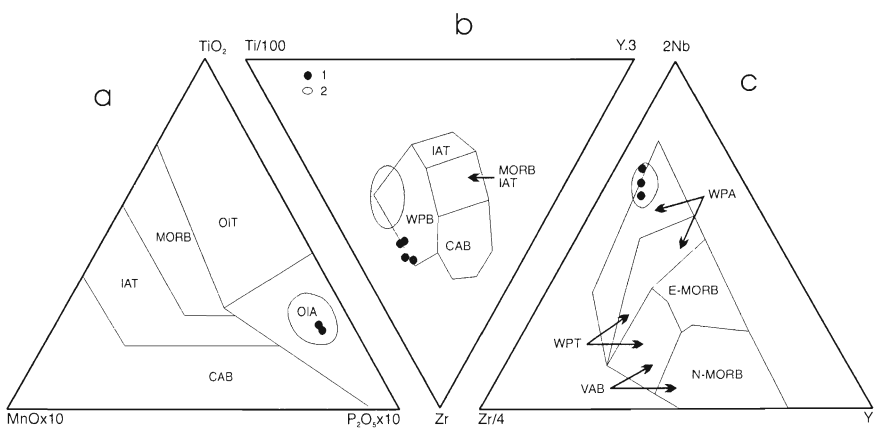


Obr. 12. TAS diagram bazaltov z Čebrate. 1 – analýzy z tab. 1, 2 – pole analýz kriedových bazaltov zo severných svahov Nízkych Tatier (podľa Hovorku a Spišiaka, 1988; Spišiaka a Hovorku, 1997; Hovorku et al., 1999), plná čiara – rozhranie medzi alkalickými horninami (ALK) a tholeiitovými (TH) podľa Irvina a Baragara (1971), čiarkovane – podľa MacDonalda a Katsuru (1964).

Fig. 12. TAS diagram of basalts from the Čebrať hill. 1 – analyses from the Tab. 1, 2 – field of the analyses of Cretaceous basalts from the northern slopes of the Low Tatra Mts. (after Hovorka and Spišiak, 1988; Spišiak and Hovorka, 1997; Hovorka et al., 1999), full line – boundary between alkaline rocks (ALK) a tholeiites (TH) after Irvin and Baragara (1971), dashed line – after MacDonald and Katsura (1964).

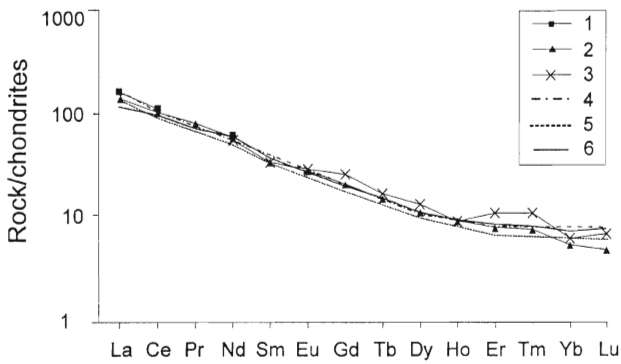
Obr. 13. Klasifikačný ternárny diagram CaO $SiO_2/10$: TiO_2*4 rozdelenia alkalických a alkalicko-vápenatých lamprofýrov (podľa Rocka, 1987). 1 – analýzy hornín z Čebrate, 2 – analýzy kriedových bazaltov zo severných svahov Nízkych Tatier (podľa Hovorku a Spišiaka, 1988; Spišiaka et al., 1991). ALK = alkalické lamprofýry, CAL = vápenato-alkalické lamprofýry.

Fig. 13. Classification ternary diagram CaO : $SiO_2/10$ · TiO_2*4 of distribution of alkaline and calc-alkaline lamprophyres (after Rock, 1987). 1 – analyses of rocks from the Čebrať hill, 2 – analyses of Cretaceous basalts from the northern slopes of the Low Tatra Mts. (after Hovorka and Spišiak, 1988; Spišiak et al., 1991). ALK = alkaline lamprophyres, CAL = alkali-calcareous lamprophyres.



Obr. 14. a – diskriminačný diagram bazaltov TiO_2-MnO-P_2O_5 (Mullen, 1983). OIT = tholeiity oceánskych ostrovov, OIA = alkalické bazalty oceánskych ostrovov, CAB = alkalicko-vápenaté bazalty vulkanických oblúkov, IAT = tholeiity ostrovných oblúkov, MORB = bazalty stredooceánskych chrbtov, 1 – analýzy hornín z Čebrate, 2 – analýzy kriedových bazaltov zo severných svahov Nízkych Tatier (podľa Hovorku a Spišiaka, 1988; Spišiaka et al., 1991); **b** – diskriminačný diagram bazaltov Zr-Ti-Y (Pearce a Cann, 1973). VAB = bazalty vulkanických oblúkov, WPB = vnútroplatňové bazalty. Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 14a; **c** – ternárny diagram Zr:Nb:Y (podľa Meschedeho, 1986) rozličných geotektonických typov bazaltu). WPA = vnútroplatňové alkalické bazalty, VAB = bazalty vulkanických oblúkov, WPT = vnútroplatňové tholeiity. Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 14a.

Fig. 14. a – discrimination diagram of basalts TiO_2-MnO-P_2O_5 (Mullen, 1983). OIT = ocean island tholeiites, OIA = ocean island alkaline basalts, CAB = volcanic arc calc-alkaline basalts, IAT = island arc tholeiites, MORB = mid-oceanic ridge basalts, 1 – analyses of rocks from the Čebrať hill, 2 – analyses of Cretaceous basalts from the northern slopes of Low Tatra Mts. (after Hovorka and Spišiak, 1988; Spišiak et al., 1991); **b** – discrimination diagram of basalts Zr-Ti-Y (Pearce and Cann, 1973). VAB = volcanic arc basalts, WPB = intraplatform basalts. Further explanations as in Fig. 14a; **c** – ternary diagram Zr:Nb:Y (after Meschede, 1986) of various geotectonic types of basalts. WPA = intraplatform alkaline basalts, VAB = volcanic arc basalts, WPT = intraplatform tholeiites. Further explanations as in Fig. 14a.



Obr. 15. Normalizovaná krivka REE (normalizované podľa Suna, 1982) v bazaltoch z východného svahu Čebrate (1, 2, 3 – analýzy z tab. 1), 4 – priemerné zloženie bazaltov oceánskych ostrovov (OIB, Sun a McDonough, 1989), 5 – priemerné zloženie těšinitov (Rossy et al., 1992), 6 – priemerné zloženie kriedových bazaltov zo severných svahov Nízkych Tatier (podľa Hovorku a Spišiaka, 1988; Spišiaka et al., 1991).

Fig. 15. Normalized REE curve (normalized after Sun, 1982) of basalts from the eastern slopes of the Čebrať hill (1, 2, 3 – analyses from Tab. 1), 4 – average composition of ocean island basalts (OIB, Sun and McDonough, 1989), 5 – average composition of teschenites (Rossy et al., 1992), 6 – average composition of Cretaceous basalts from the northern Low Tatra Mts. (after Hovorka and Spišiak, 1988; Spišiak et al., 1991).

bazaltov porovnali so zložením bazaltov/bazanitov zo severných svahov Nízkych Tatier, alkalických bazaltov oceánskych ostrovov a s priemerným těšinitom (obr. 15). Študované horniny majú veľmi podobný charakter normalizovanej krivky s charakteristickým ostrým sklonom smerom k ťažkým vzácnym zeminám a s takmer nepozorovateľnou Eu anomáliou. Na základe uvedeného možno konštatovať, že bazalty z Čebrate sú veľmi podobnej geochemickej povahy ako kriedové bazalty zo severných svahov Nízkych Tatier a priemerný těšinit, resp. alkalický bazalt.

Diskusia a záver

Podľa geochemických kritérií možno porovnávať bazalty z Čebrate s kriedovými bazaltmi zo severných svahov Nízkych Tatier. Veľmi významný je aj nový údaj o K/Ar veku vulkanitov z Čebrate (94,0 ± 7,7 miliónov rokov; Spišiak a Balogh, in prep.), ktorý potvrdzuje synchrónnosť vulkanizmu.

Z alkalickej povahy vulkanitov usudzujeme, že sa vulkanizmus viazal na zónu začínajúceho sa riftingu. Pre krátke trvanie prieniku mezozoických bazaltov krížňanského príkrovu riftogenéza pravdepodobne trvala iba krátko, v ďalšom období nastali kompresné procesy a uzavreli prívodné cesty vulkanitov. Ale v skutočnosti nešlo o súvislé podmorské výlevy typu lineárnych erupcií, ale o systém vzájomne pravdepodobne oddelených lineárne usporiadaných erupčných centier. Predpokladáme, že v tejto oslabenej zóne nastalo vyklenutie astenosféry a vrchného plášťa, ktoré iniciovalo rifting.

Zhrnutie

– Bázické vulkanické horniny na východnom svahu Čebrate sa od všetkých ostatných výskytov vulkanitov v krížňanskom príkrove odlišujú takou intenzívnou vysokou hydrotermálnou premenou, že sme v študovaných vzorkách nezistili relikty primárnych minerálov.

– Bazalty z Čebrate sú podobnej geochemickej povahy ako bazalty zo severných svahov Nízkych Tatier (zo Salatína, Zemianskej doliny, Liptovskej Dúbravy a pod.; Bujnovský et al., 1981; Hovorka et al., 1982; Spišiak et al., 1991).

– Z porovnania chemického zloženia bazaltov z Čebrate a z ostatných lokalít v krížňanskom príkrove so zložením základných geotektonických typov bazaltov rezultuje, že všetky študované bazalty zodpovedajú vnútroplatňovým alkalickým bazaltom.

– Pre vulkanické/vulkanoklastické horniny z Čebrate je charakteristická albitizácia. Za zdroj Na v nich pokladáme pôvodne sklovitú základnú hmotu študovaných hornín. V prípade Na považujeme naloženú albitizáciu za izochemický proces. Premenu študovaných hornín zaraďujeme do skupiny premien všeobecne označovaných ako „metamorfóza hornín oceánskeho dna".

Poďakovanie. Táto práca vznikla s podporou grantovej úlohy VEGA 2/7091 a 1/6000. Recenzentom ďakujeme za podnetné návrhy, ktoré prácu skvalitnili.

Literatúra

Bujnovský, A., Kantor, J. & Vozár, J., 1981. Radiometric dating of Mesozoic basic eruptive rocks of the Krížna nappe in the NW part of the Low Tatra. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 221–230.*

Hovorka, D. & Spišiak, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. *Veda, Bratislava, 263.*

Hovorka, D. & Spišiak, J., 1990: Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 91, 75–89.*

Hovorka, D., Chovan, M. & Michálek, J., 1982: Olivinický kersantit v granodioritoch v Dúbrave (Nízke Tatry). *Mineralia Slov., 14, 1, 85–90.*

Hovorka, D., Dostal, J. & Spišiak, J., 1999: Geochemistry of the Cretaceous alkali basaltic rock of the central part of the Western Carpathians (Slovakia). *Krystalinikum, 25, 37–48.*

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci., 8, 523–548.*

Koutek, J., 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater. *Věst. St. geol., Úst., IX, 413–527.*

MacDonald, G. A. & Katsura, T., 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrology, 5, 1, 82–133.*

Meschede, M., 1986: A method of discrimating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol., 56, 207–218.*

Mullen, E. D., 1983: $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth planet. Sci. Lett., 62, 53–62.*

Pearce, J. A. & Cann, J. R., 1973: Tectonic setting of basic volcanic rock determined using trace element analyses. *Earth planet Sci. Lett., 19, 290–300.*

Rock, N. M. S., 1987: The nature and origin of lamprophyres: an overview *In: J. G. Fitton & B. G. J. Upton (Eds.): Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc., Spec. Publ. N. 30, 191–226.*

Rossy, M., Azambre, B. & Albarede, F., 1992: REE and Sr-Nd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France-Spain). *Chem. Geol., 97, 33–46.*

Sladký, J., 1938: Geológia okolia Ružomberka. Vlastný náklad, Ružomberok, 123.

Spišiak, J., Arvensis, M., Linkešová, M., Pitoňák, P. & Caňo, F., 1991: Basanite dyke in granitoids near Dúbrava, Nízke Tatry Mts., Central Slovakia. *Mineralia Slov., 23, 339–345.*

Spišiak, J. & Hovorka, D., 1997: Petrology of the Western Carpathians Cretaceous primitive alkaline volcanics. *Geol. Carpath., 48, 2, 113–121.*

Spišiak, J. & Balogh, K. (in prep.): Nové geochronologické údaje o kriedovom vulkanizme centrálnych Západných Karpát.

Sun, S. S., 1982: Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. cosmochim. Acta, 46, 179–192.*

Sun, S. S. & Mc Donough, W. F., 1989: Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (Eds.): Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 42, 313–345.*

Mesozoic basalts from the Čebrať hill near Ružomberok

In the one of the main Western Carpathians Mesozoic tectonic units, in the Krížna nappe, in several mountain ranges the occurrences of alkali basalts (lamprophyres) have been described in the past. Nowadays knowledge of the problematic is summed up in the paper by Hovorka et al. (1999).

In the Chočské pohorie Mts., on the eastern slopes of the Čebrať Hill, within the Cretaceous sedimentary sequences of the Krížna nappe, the basaltic lava flows as well as hyaloclastites and lava breccias occur. Rocks under consideration are massive and amygdaloidal types. Based on thin section studies and analytical determinations the problematic should be summed up as follows.

No primary magmatic silicates have been preserved in rocks studied. Very-fine tabular crystals of ore minerals (ilmenite) are regularly distributed in the chloritic matrix. Another type of opaques are represented with their irregular nests occurring around the original dark silicates.

Basalts under consideration underwent intensive hydrothermal mimetic recrystalization. Carbonates, chlorites and namely albites are the characteristic products of the mentioned processes. Albite aggregates are distinctive. Natrium necessary for the given process has been originally bounded to the former glassy matrix of the given rocks.

Analytical geochemical data indicate that studied basalts belong to the group of alkali basalts. In such a way they are comparable with the other basaltic rocks occurring in the Krížna nappe Cretaceous. This conclusion is based on the very close results of analytical treatment, REE normalization pattern included.

Evidences of subaqual volcanic activity in the Cretaceous of the Krížna nappe sedimentation area are in favour of the existence of the short-living rifting ("embryonal rifting") during which several linear volcanic eruption appeared. This process never reached the stage of opening of oceanic domain, but was suddenly changed by compressional processes.

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 385–388

Radiálnolatkovitý antigorit zo serpentinitového telesa na Bôrčoku pri Brezničke (paleozoikum, gemerikum, Západné Karpaty)

DUŠAN HOVORKA a EVA ŠAMAJOVÁ

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 3. 7 2000, revidovaná verzia doručená 21. 5. 2001)

Radially-lathy antigorite from the antigorite serpentinite body at Bôrčok near Breznička (Paleozoic, Gemeric Unit, Western Carpathians)

Antigorite serpentinite body/bodies are known to occur forming not well expressed ridge between Kalinovo and Breznička villages. Based on realized borings it is located in complex of the Upper Carboniferous metasediments of low temperature greenschist facies mineralogy. Alpine-age metamorphic effect is documented by the development of metamorphic-reaction zone (blackwall) just on the contact between metaultramafite body and adjacent Carboniferous metasediments. This reaction zone is composed of talc, tremolite-actinolite amphiboles, and chlorite, which minerals have more-or-less concentric arrangement (in given order from the serpentinite body outwards).

Beside flaky antigorite, being the main rock-forming phase of the given serpentinite body, at tectonized zones of the body a fibrous planparalelly oriented greenish-silver long (to 25 cm) acicular antigorite has been described in the past (Hovorka et al., 1983). In places within such tectonized zones fibrous antigorite gradually pass into radially oriented narrow lathy antigorite. Individual laths of antigorite are 2 to 4 cm long. In places of tectonically disturbed well developed cleavage of given antigorite aggregate the irregular nests of coarse-grained carbonates are present.

Taking into consideration all known geological aspects we consider that in the antigorite serpentinite body its isochemical activation under the greenschist facies conditions yields in formation of antigorite (fibrous and locally after the pressure release also radial lathy) of the younger generation.

Key words: radial-lathy antigorite, Paleozoic, Gemeric unit, Western Carpathians

Úvod

V telesách serpentinizovaných peridotitov vystupujúcich v predkarbónskych a vrchnokarbónskych metamorfovaných komplexoch sa ako vedúci serpentínový minerál v minulosti identifikoval antigorit (Hovorka et al., 1983). V uvedených sekvenciách sa okrem vedúceho antigoritu vyskytuje aj chlorit, mastenec, monoklinický a lokálne aj rombický amfibol, karbonáty a rudné minerály (Kantor, 1956; Hovorka et al., 1983). Naproti tomu serpentinitové telesá v anchimetamorfovaných triasových sekvenciách meliatika typomorfné serpentíny reprezentuje lizardit a chryzotil a v ojedinelých prípadoch sa vyskytuje aj brucit (Hovorka et al., 1980).

Antigoritický serpentinit na hrebeni Bôrčoka medzi Kalinovom a Brezničkou sa v minulosti chápal ako homogénne teleso (Kantor, 1956), resp. ako súbor niekoľkých čiastkových telies vzniknutých tektonickým rozčlenením pôvodne jednotného telesa (Jaroš et al., 1981).

Minerálneho zloženia sledovaného telesa sa priamo dotýkajú práce Kantora (1956) a Hovorku et al. (1983). Kantor (l. c.) teleso charakterizoval ako antigoritický serpentinit, v ktorom sa v tektonizovaných zónach vyskytuje aj chlorit, mastenec a tremoliticko-aktinolitický amfibol. Za jeho charakteristický rudný minerál uviedol tabuľkovitý ilmenit (s tabuľkami veľkými do 1 cm), monominerálne tremoliticko-aktinolitické horniny v leme telesa označil ako „amfibolity" a po diskusii o možnej genéze sa priklonil k ich metamorfnometasomatickému pôvodu. Hovorka et al. (1983) prezentovali výsledky rozsiahleho laboratórneho štúdia serpentínových minerálov tohto telesa a v jeho rámci určili nasledujúce morfologické typy serpentínových minerálov:

a) „Horninotvorný" lupenitý antigorit, ktorý má v detaile rozličné štruktúrne usporiadanie i veľkosť lupeňov a v základnom horninovom type telesa prevláda (do 97 obj. %). Spolu s rudnými minerálmi podmieňuje sivozelenú až tmavosivú farbu tohto typu horniny.

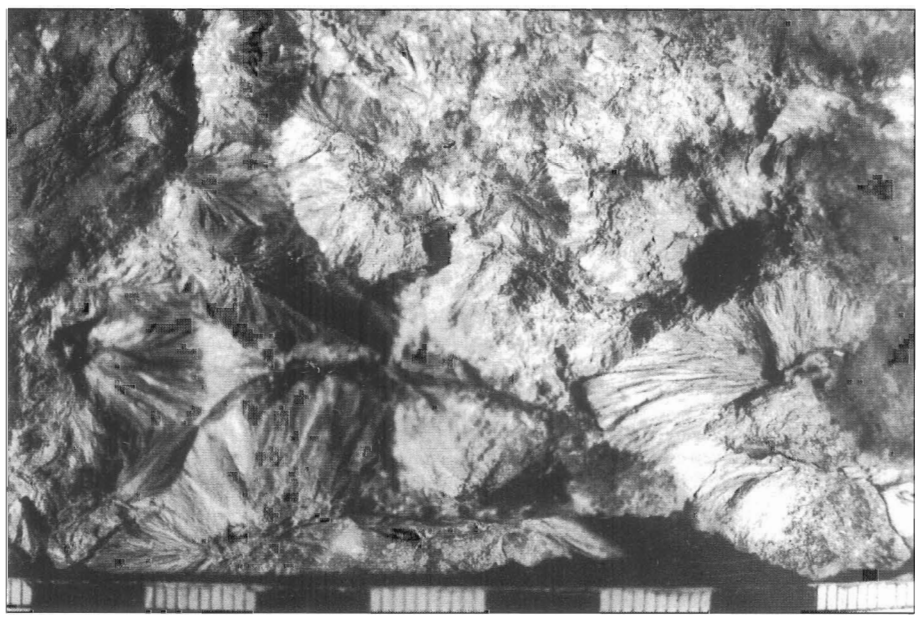
b) Dlhé (až 25 cm) ihlicovité až steblovité tvrdé krehké trsy antigoritu striebristosvetlozelenej farby vystupujúce na tektonizovaných zónach serpentinitového telesa. Sú orientované v smere pohybu na vzájomne priliehajúcich čiastkových blokoch serpentinitu.

c) Vláknité agregáty striebrobieleho chryzotilu (dlhé 10–20 cm) s pozdĺžnou orientáciou, ktoré sú v telese v obdobnej pozícii.

Z hľadiska podmienok genézy antigoritu a chryzotilu bodu *a* a *b* autori (l. c.) predpokladali pri vzniku chryzotilu –

a to na rozdiel od podmienok pri vzniku antigoritu – zníženie tlakovo-teplotných podmienok (regresnú rekryštalizáciu nevýrazne hydratačného typu).

D. Hovorka pri revízii vlastného vzorkového dokumentačného materiálu zistil prakticky monominerálnu vzorku zo striebristozelenkastého latkovitého trsovito členeného radiálneho agregátu, ktorý sme identifikovali ako antigorit (obr. 1), a to vo výbrusoch štúdiom v polarizačnom mikroskope, difrakčných záznamov a morfologicko-textúrnym štúdiom v riadkovacom elektrónovom mikroskope na prístroji JEOL JSM 840. Mineralogicky sa skúmali radiálnolúčovité trsy aj makroskopicky takmer kompaktné polohy serpentinitu, do ktorých trsovité útvary lokálne prechádzajú. Rtg. difrakčné záznamy sa urobili na difraktometri DRON-3 s krokovo riadeným goniometrom a s použitím programu na práškovú difrakčnú analýzu systému ZDS za nasledujúcich podmienok: Co žiarenie lambda, Fe filter, napätie 30 kV, prúd 15 mA, krok 0,05, čas 1 s. Rovinné preparáty sme pripravili umiestnením jemnorozpráškovaných vzoriek do vzorkovnice s minimalizáciou prednostnej orientácie.



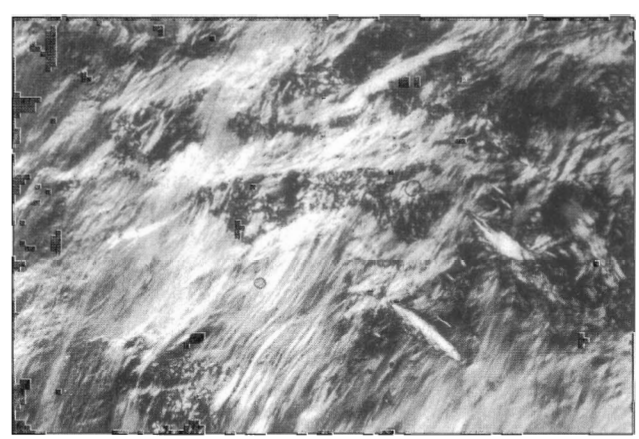
Obr. 1. Sferolitické agregaty antigoritu z telesa antigoritického serpentinitu na hrebeni Bôrčok pri Breznička.

Fig. 1. Spherolitic aggregates of antigorite from the antigorite serpentinite body at ridge Bôrčok near Breznička.

Výsledky štúdia

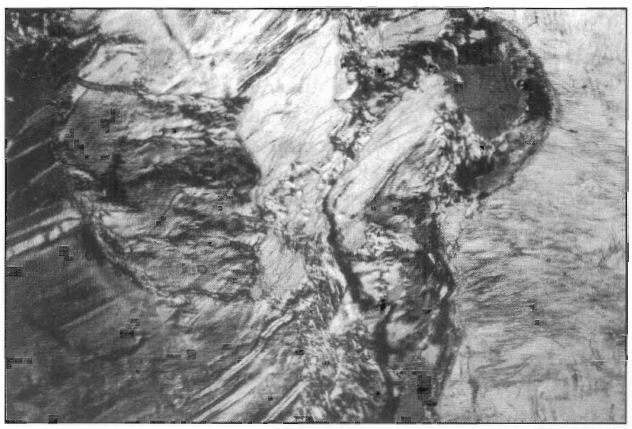
Hrúbka polôh s vývojom radiálnych latkovitých serpentínových útvarov je 2–4 cm. V jednom prípade sme zistili prechod radiálneho usporiadania latiek antigoritu do dlhoihlicovitého planparalelne orientovaného antigoritu zhodného sfarbenia, pričom sa uvedené morfologicky odlišné polohy od seba výrazne odlišujú priestorovým usporiadaním.

Pre študované vzorky je charakteristický výskyt nepravidelných (od mm po cm) zhlukov bielych kryštalických karbonátov, ktoré sa (a to najmä v prípade objemovo menších zhlukov) viažu na tektonicky narušené časti planparalelného dlhoihlicovitého agregátu antigoritu, resp. na medzipriestory radiálnych latkovitých agregátov antigoritu (obr. 2, 3), ktoré sa rtg. difrakčnou analýzou identifikovali ako dolomit. Na lomných plochách tejto monominerálnej horniny je hnedý povlak sekundárnych Fe minerálov. Mikroskopický obraz horniny je jednoduchý. Vo výbruse (príčinou je veľkosť) sa vždy zachytil plan-



Obr. 2. Tektonická zóna hrubá 0.X mm v monominerálnom latkovitom antigoritickom agregáte telesa. Je vyplnená antigoritom a karbonátom. Zväčš. 20 x.

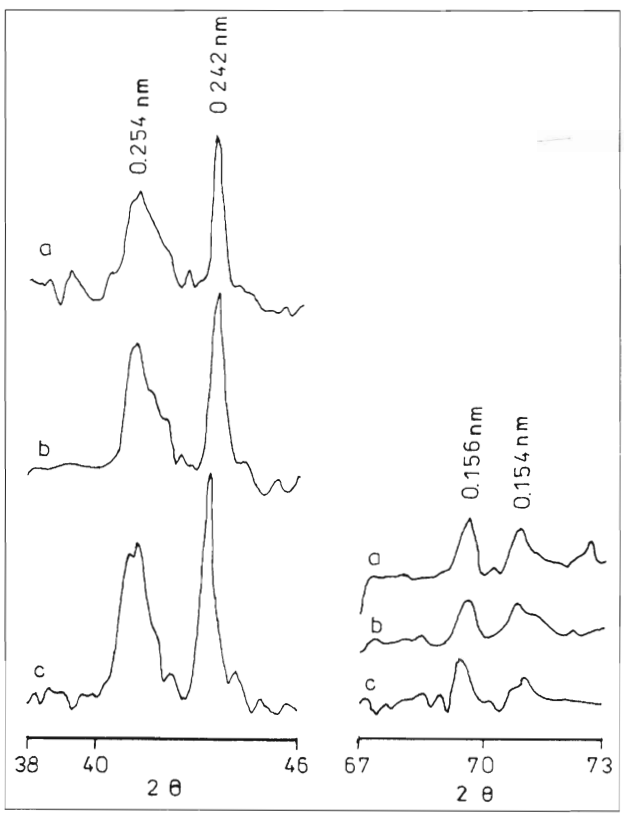
Fig. 2. Tectonically originated zone of 0.X mm thickness in lathy antigorite aggregate. It is filled up by antigorite and carbonates. Enlarg. 20-x.



Obr. 3. Tektonicky deformované antigoritové latky. Zastupený je aj naložený karbonát. Zväčš. 20 ×

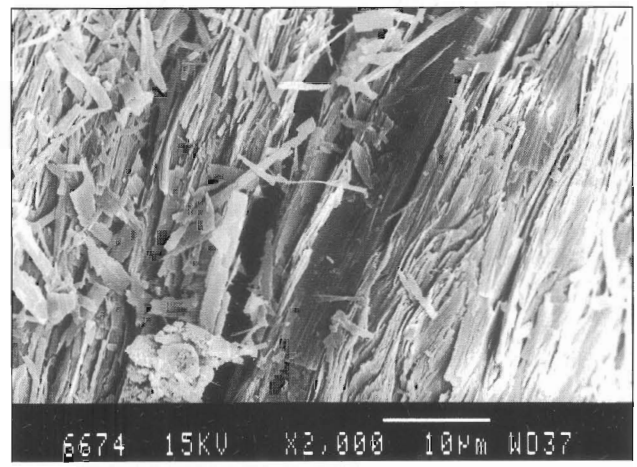
Fig. 3. Tectonically deformed antigorite of lathy morphology. Also superponed carbonate is present. Enlarg. 20 ×

paralelný rovnobežne zhášajúci agregát latiek/lupeňov s nízkymi interferenčnými farbami. Paralelne s latkami prebiehajú zóny tektonickej disturbácie, ktorých výplň tvorí rekryštalizovaný agregát rozlične orientovaného drobnolupenitého nízkodvojlomného serpentínu. Makroskopicky pozorované radiálne agregáty serpentínu pôsobia dojmom ihlíc/hrubších ihlíc, ale štúdiom v riadkovacom elektrónovom mikroskope pri veľkom zväčšení sa ukázalo, že ide o tenké, výrazne predĺžené a planparalelne orientované latkovité kryštály (obr. 5, 6). V podloží radiálne usporiadaných agregátov sa lokálne vyskytuje identicky sfarbený usmernený, resp. miestami masívny agregát serpentínu (obr. 7).



Obr. 4. Výsek rtg. práškového záznamu študovaného radiálneho antigoritu. a – radiálne trsy, b – jemnovláknité až celistvé podložné polohy, d – radiálne trsy po pôsobení 1 N HCl.

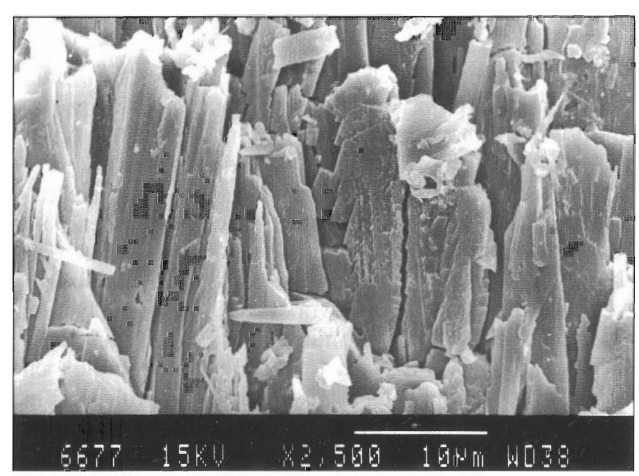
Fig. 4. Section of X-ray powder diffraction patterns of antigorite. a – radially oriented lathy antigorite, b – thin fibrous to compact antigorite, c – radially oriented lathy antigorite after the treatment by 1 N HCl.



Obr. 5. Radiálne orientované latkovité trsy antigoritu – rozličná orientácia zväzkov latiek v lomnej ploche. Mikrofotografia z riadkovacieho elektrónového mikroskopu

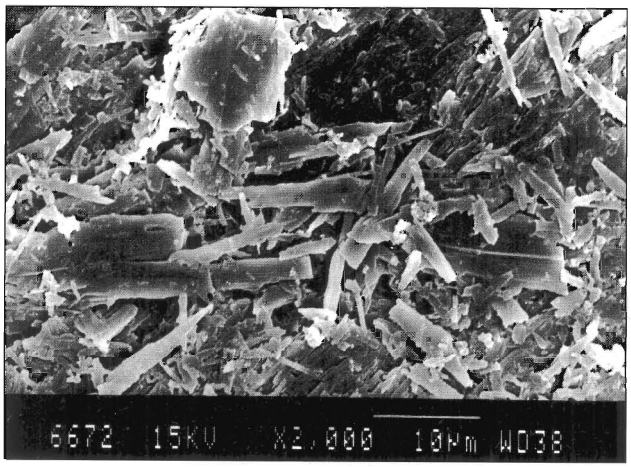
Fig. 5. Micrograph of radially oriented lathy antigorite in natural cleavage plane

Pri štúdiu tohto minerálu sme ako základnú použili práškovú rtg. difrakčnú analýzu a vychádzali sme zo stále platných kritérií Whittakera a Zussmana (1956) resp. Wicksa a Whittakera (1975), ktoré umožňujú navzájom rozlíšiť minerály skupiny serpentínu na základe práškových difrakčných dát. Pri antigorite sú to difrakčné maximá s hodnotou *d* 0,253, 0,242, 0,156 a 0,536 nm. Ak je antigorit menej usporiadaný, niektoré slabé reflexy sú slabo viditeľné, a tak sa difrakčný záznam môže podobať záznamu



Obr. 6. Paralelne orientovaný latkovitý antigorit.

Fig. 6. Paralelly oriented lathy antigorite.



Obr. 7. Nerovnako orientované krátke latky antigoritu na podložnom masívnom antigorite.

Fig. 7. Randomly oriented short laths of antigorite located on the underlying antigorite.

lizarditu. Dôležitým kritériom je, že pomerne intenzívny reflex 330 s hodnotou 0,156–0,157 nm má len antigorit, a teda nemá náprotivok v chryzotile a lizardite.

Na potvrdenie správnosti identifikácie sme stabilitu študovanej vzorky zisťovali pôsobením teplej HCl. Nagy a Faust (1956) experimentálne dokázali rozdielnu stabilitu jednotlivých serpentínových minerálov pôsobením 1 N HCl pri teplote 90 °C počas jednej hodiny. Za takýchto podmienok je antigorit stabilný a na rozdiel od chryzotilu a lizarditu sa jeho štruktúra nenarúša.

Výseky oblastí difrakčných záznamov, v ktorých sa registrujú charakteristické difrakčné maximá antigoritu sú na obr. 4.

Na identifikáciu sme využili aj skúsenosti z podrobného štúdia serpentínových minerálov v metamorfovaných ultramafitoch rozličných jednotiek Západných Karpát (Hovorka et al., 1980, 1983), ako aj z ich identifikácie z masívu Kaumvonia a Vourinos v Grécku (Hovorka et al., 1997).

Diskusia a záver

Skupinu serpentínových minerálov tvorí chryzotil, lizardit a antigorit. Horninotvorné serpentínové minerály sa vyznačujú blízkym chemickým zložením. Vznikajú v odlišných geologických podmienkach a ich identifikácia má prvoradý význam pri genetickej interpretácii serpentinizácie ultrabázických hornín. Antigorit je po lizardite najrozšírenejším horninotvorným serpentínovým minerálom a vzniká ako základný serpentínový minerál pri progresívnej serpentinizácii.

Z laboratórneho štúdia (Hovorka et al., 1983) vyplynulo, že vedúcim serpentínovým minerálom telies metaultramafitov v karbóne gemerika a v kryštalických komplexoch tatrika a veporika je antigorit. Základným morfologickým typom je jeho lupenitá forma, ktorá lokálne vystupuje v podobe viacerých generácií (l. c.). Okrem tohto morfologického a zároveň výrazne prevládajúceho typu antigoritu sa práve v serpentinitovom telese na hrebehi Bôrčoka v minulosti identifikoval aj tvrdý zelenkastostriebristý dlhoihlicovitý, miestami tabuľkovitý antigorit (Hovorka et al., 1983). Tento morfologicky odlišný typ, vyskytujúci sa v konformnej orientácii s tektonizovanými a šmykovými zónami, predstavuje mladšiu generáciu antigoritu. Toto zistenie zodpovedá zovšeobecniam Wicksa a O'Hanleyho (1988) o podmienkach a spôsoboch výskytu morfologicky odlišných typov antigoritu. Usmernený trieskovitý a dlholatkovitý antigorit je charakteristický pre šmykové plochy, resp. žilky v serpentinizovaných ultrabázických telesách.

Napriek tomu, že pozíciu študovaného radiálneho latkovitého antigoritu v sledovanom serpentinitovom telese nepoznáme, jeho priestorová spätosť s paralelne usmerneným dlhoihlicovitým a latkovitým antigoritom signalizuje jeho viazanosť na tektonizované zóny v samotnom serpentinitovom telese.

Prítomnosť antigoritu ako vedúceho minerálu týchto zón indikuje:

a) V podstate existenciu uzatvoreného systému tektonizovaných zón, pretože ich minerálna výplň zodpovedá minerálnemu zloženiu samotného serpentinitového telesa.

b) Podmienky, v ktorých sa formovala minerálna výplň tektonických zón zodpovedajú podmienkam *greenschists* až najnižšie teplotnej oblasti amfibolitovej fácie, t. j. podmienkam, v ktorých vznikli aj reakčnometasomatické lemy *(blackwall)* okolo serpentinitového telesa danej lokality.

c) Kým dlholatkovitý planparalelný agregát antigoritu vznikal počas uplatňovania sa tlakového fenoménu a vzájomného pohybu čiastkových krýh antigoritického serpentinitu, radiálne agregáty v zónach vznikli až po doznení laterálnych pohybov a uvoľnení tlakového zaťaženia, ktoré sa uplatňovalo na tektonických zónach.

Literatúra

Hovorka, D., Dubíková, K., Gerthofferová, H., Šamajová, E. & Turan, J., 1980: Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafics. I – Bodies of the Gemeride Mesozoic. *Mineralia Slov., 12, 6, 481–505.*

Hovorka, D., Dubíková, K., Gerthofferová, H., Šamajová, E. & Turan, J., 1983: Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafic. II – Bodies of the pre-Mesozoic metamorphic complexes. *Mineralia Slov., 15, 1, 23–47.*

Hovorka, D., Savvidis, S., Stankovič, J., Šamajová, E. & Turanová, L., 1997: Serpentines in the ophiolite complexes of the Vourinos and Kaumvonia Mts. (Northern Greece). *Geol. carpath., 48, 1, 19–26.*

Jaroš, J., Kratochvíl, M. & Zlocha, J., 1981: Drobnoštruktúrna analýza vnútornej stavby serpentinitových telies v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia Slov., 13, 6, 527–548.*

Kantor, J., 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Spr., 6, 3–34.*

Nagy, B. S. & Faust, G. T., 1956: Serpentines: natural mixtures of chrysotile and antigorite. *Amer. Mineralogist, 41, 817–838.*

Whittaker, E. J. W. & Zussman, J., 1956: The characterization of the serpentine minerals by X-ray diffraction. *Mineral. Mag., 31, 107–126.*

Wicks, F. J. & O'Hanley, D. S., 1988: Serpentine minerals: Structures and petrology. *Rev. Mineralogy, 19, 91–159.*

Wicks, F. J. & Whittaker, E. J. W., 1975: A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Canad. Mineralogist, 13, 227–243.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 389–402

SÚHRNNÝ REFERÁT

Granitologie – věda o granitech na konci druhého tisíciletí
(Ke druhému vydání Pitcherova díla o granitu 1997 a ke Clarkovu hodnocení granitového paradigmatu 1996)

MARIE PALIVCOVÁ[1], JARMILA WALDHAUSROVÁ[2] a VLASTA LEDVINKOVÁ[2]

[1]Geologický ústav AV ČR (em.), Myslín 56, 398 06 Mirovice, ČR
[2]Český geologický ústav, Klárov 3, 118 21 Praha 1, ČR

(Doručené 3. 7. 2000)

Granitology – the granite science at the end of the second millennium

In the first part of this paper we present information about the second edition of Pitcher's book about granite origin and its significance to geological science. The second edition has been enriched by some new aspects in all main chapters, mainly influenced by Hutton's Symposia.

In spite of our different approach to the granite problem we highly appreciate this work. The new edition reinforces the ideas of the original which is now an essential work in the canon of geological institutions and specialists. The favorable review of the first edition by Brown (1994, p. 1175) in terms of it being "a milestone" in the granite science has been fully justified.

Pitcher's work represents the best of what was written at the end of the century concerning widely accepted magmatic hypothesis of the granite origin. Once more, we would like to highlight the highly objective but selfquestioning approach of the author to controversial questions.

Pitcher makes a strong attempt to solve the crucial longstanding question of all magmatic models, i. e. emplacement (or better the "trinity" of segregation – ascent – emplacement according to Petford, 1995) of orogenic granites in contractional conditions (i. e. in "space denying" situation in the sense of Hutton, 1996, p. 118). The Pitcher's own model – the ballooning in extensional and shear zones is an ingenious but vain attempt according to our view to explain the question in a magmatic way.

In the second part of the paper we enjoy the new (less usual) granite state evaluation, i. e. from a philosophical point of view. The granite problem is evaluated with regard to the position of the granite science (granitology) in the recent general system of sciences. This extremely interesting approach used by Clarke (1996) was published at the end of 3rd Hutton symposium papers. We present an abbreviated version of the main points of the granite paradigm and its anomalies formulated by Clarke. We endeavour to present these anomalies by comparing them with some selected conclusions and ideas from Pitcher's book.

We conclude that in almost every point of the magmatic granite paradigm defined by Clarke it is possible to find a substantial anomaly. Thus we ask the question does granitology need a new paradigm which can solve the central anomaly, i. e. the emplacement of orogenic granitic rocks into the Earth crust. This should be a paradigm which answers Petford's and Hutton's considerations above. We question the idea that the problem of voluminous orogenic granites can be solved by any magmatic model.

The revised hypothesis of granitization, i. e. the isochemical in situ granitization (= metamorphic recrystallization) in the transpression zones during orogenic events is one possibility of solution. This hypothesis was formulated on example of the Central Bohemian Pluton on the basis of recent geological, geophysical, geochemical and petrological data by Palivcová et al. (1989), and developed in further papers (e. g. Vlašímský et al., 1992; Ledvinková et al., 1999). We believe that progress in the granite problem can only be made by serious comparison of both controversial i. e. magmatic as well as transformistic models based on detailed field investigation (as the basis of all other methods).

Recently, the granitization model was rejected – see e. g. its vanishing stage in the Clarke's "life tree" of the granite problem (Clarke, 1992, p. 20). We highlight that it was the model of *metasomatic granitization* which was rejected. Its greatest shortcoming was the wholesale metasomatism. This shortcoming is removed by the model of *isochemical in situ granitization*. Clarke (1992) and Hutton (1996) both concede that only granitization model was able to easily solve the emplacement and space problem.

Key words: granite science, origin of granitoids, magmatic paradigm, anomalies, orogenic granites, isochemical in situ granitization

Úvod

Pro mnohého z geologů, zejména studentů, je granit jedním z množství horninových druhů ze zásuvek, které se musí naučit znát, má-li se stát geologem. V širší geologické veřejnosti je pak granit znám jako hornina, o jejímž vzniku se vedly spory od počátků vývoje geologie. Skutečný význam granitu pro geologii a vědy o Zemi vůbec si pak uvědomuje jen menší počet odborníků.

Trvalo plných 200 let, než se zformovala věda o granitu, granitologie, jako samostatné odvětví geologických věd, než se jí dostalo ocenění na úrovni ostatních odvětví, jako jsou např. sedimentologie či vulkanologie. Zásluhu na tom mají zejména poslední tři desetiletí dvacátého století. V těchto letech, v návaznosti na pokrok v geotektonických představách o vývoji zemské kůry, tj. na hypotézu deskové tektoniky, došlo k nebývalému pokroku ve výzkumu granitických hornin a zájmu o ně. V tomto současném období zcela převládl názor o magmatickém vzniku a povaze granitu a kontroverzní hypotéza metasomatické granitizace byla odvolána samými jejími předními zastánci (Mehnert, 1987). Podle Clarka (1992, s. 20) postoupil granitový problém do fáze, kterou lze označit jako pátrání po zdrojích granitického magmatu. Iniciovali ji zejména australští geologové Chappell a White (1974). Pokrok byl umožněn rozvojem nových geochemických metod a nahromaděním záplavy geochemických dat.

Po dlouhém období se objevila řada děl, týkajících se přímo či nepřímo vzniku granitu z širšího hlediska, např. zhodnocení několikaletého výzkumu peruánského batolitu jako magmatismu na okraji desky (Pitcher et al., 1985), nové zcela přepracované dílo o enklávách a granitové petrologii (Didier a Barbarin, 1991) či série článků B. W. Chappella, A. J. R. Whitea a spolupracovníků o granitech australského Lachlanského pásma v 80. a 90. letech (reference in Pitcher, 1997). Zhodnocení základních výsledků z hlediska hlavních metod výzkumu bylo věnováno celé číslo časopisu Episodes IUGS 19/1996, v samostatném díle byl zhodnocen stav experimentálního výzkumu granitoidů (Johannes a Holtz, 1996) a zapomenout bychom neměli ani na výborné dílo podporující návrat k mikroskopii (Shelley, 1993), i když má širší záběr než granity.

Avšak hlavní zásluhu na zformování granitologie jako vědního oboru a zhodnocení granitového problému v současnosti mají dva autoři, jednak dílo Clarka (1992) „Granitoid rocks", zaměřené více na petrologii, a zejména pak kniha Pitcherova (1993) „The nature and origin of granite" (na základě geologickém), v novém vydání 1997 – po dlouhé přestávce téměř současně dvě základní knihy, věnované vzniku granitu. Podstatnou měrou přispěla k pokroku v granitologii tzv. „huttonovská sympozia", založená na počest 200letého výročí díla geniálního zakladatele moderní geologie, Jamese Huttona, který si jako prvý plně uvědomoval význam granitu: vyjádřil obavy o „osud granitu", tj. v podstatě předpověděl složitou budoucí historii studia granitového problému. Podrobnější informace a zhodnocení obou knih i Huttonových sympozií 1987, 1995 bylo uveřejněno v tomto časopise (Mineralia Slovaca, 1995, 27, 294–297 a 1998, 30, 395–412). Zvláštní pozornost pak zaslouží Clarkovo vynikající méně obvyklé hodnocení stavu granitologie „200 let od Huttona" na závěr III. Huttonova sympozia (Clarke, 1996).

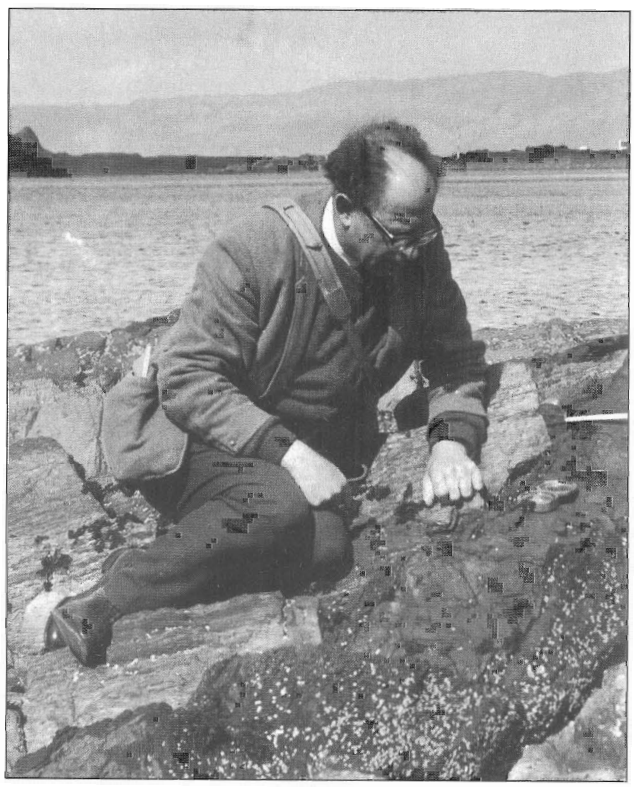
Předložený článek podává v prvé části stručnou informaci o významu druhého vydání Pitcherova díla, druhá část je pak věnována Clarkovu hodnocení granitové vědy, které je posouzeno některými závěry a myšlenkami Pitcherova díla.

2. vydání Pitcherovy knihy „The nature and origin of granite" (1997)

K druhému vydání dnes určitě nejčtenější, i když ne právě nejsnazší knihy o granitu došlo po čtyřech letech. Ve skutečnosti možno 2. vydání pokládat za třetí, protože v r. 1995 došlo k dotisku beze změn. Druhé vydání je nejlepším dokladem, že Pitcherovo dílo o granitu se stalo neodmyslitelnou, nepostradatelnou součástí knihoven geologických pracovišť, vědeckých ústavů, univerzit i jednotlivých specialistů. V lednu 2000 se autor dožil 80 let, a jen málokdo z vědeckých pracovníků může mít takové uspokojení ze shrnutí výsledků své celoživotní práce. Vždyť v druhé polovině tohoto století došlo k publikaci knih o vzniku různých, často i velmi specifických hornin (trondhjemitů, karbonatitů aj.), vyšla i řada sborníků o granitech, ale do knihy o granitech jakoby se žádnému odborníkovi nechtělo. Liverpoolský profesor geologie W. S. Pitcher, žák slavného Reada, je příkladem méně běžné „transformace" ve svých názorech na vznik granitu (spíše tomu bylo v historii geologie obráceně), zřejmě jako reakce na příliš silnou osobnost svého učitele. Jak sám poznamenává (s. 284), může dobře posoudit obě kontroverzní hypotézy od dob Huttonových, granitizaci a magmatický model, neboť „vychován jako ‚soak'" (přezdívka transformistů), je si naléhavě vědom nedostatků hypotézy metasomatické granitizace (viz diskusi k bodu 7). Pitcherova kniha tedy dokumentuje vítězství magmatické hypotézy na konci století, a to do té míry, že hypotéza granitizace je zmíněna jen zcela okrajově, diskutována podrobněji jen v historickém úvodu o vývoji granitového problému (mimochodem podle našeho názoru nejlepšího přehledu, jaký byl k tomuto tématu napsán).

Kladného hodnocení se Pitcherovu dílu dostalo už po prvém vydání. Potřeba druhého vydání nejlépe potvrdila oprávněnost vysoce kladného hodnocení od Browna (1994). Také charakteristika na obalu 2. vydání vystihuje pravdivost takového ocenění: „Posledních několik desítek let vedlo k obrovskému skoku v chápání granitu a jeho vzniku a dílo Pitcherovo se stalo uznávaným autoritativním dílem k tomuto problému – mezníkem v geologické literatuře." Nic na tom nemění výtky některých geochemiků, které vedly Pitchera k roztrpčeným úvahám, že neměl k druhému vydání vůbec přistoupit (osobní sdělení). Jsme přesvědčeny, že se autor hluboce mýlí. Jak sám mnohokrát zdůrazňuje, je to v prvé řadě kniha o geologii granitu, tedy o základním, nejvýznamnějším, podstatném kritériu při úvahách o jeho vzniku. Sotva jiný současný

geolog než Pitcher, který geologii granitu věnoval celý život a zamýšlel se nad ní, by byl schopen toto téma zpracovat lépe, s takovou mírou znalostí i v širokém spektru metodiky a příbuzných věd, jaké vznik granitu vyžaduje. Snad bychom na účet těchto recenzí mohli poznamenat, že máme moderní knihy o granitu z řady hledisek (viz vpředu – tedy geologie, petrologie a mineralogie, experimentální petrologie), jen dosud chybí kniha o zhodnocení vzniku granitu právě z hlediska geochemie, která v posledních desetiletích přinesla obrovské množství údajů. Sebelepší sborníky nemohou takovou knihu nahradit. A bylo by žádoucí, kdyby se podařilo posoudit vznik granitu z geochemického hlediska i z ostatních příbuzných oborů v takové míře, jako se to podařilo Pitcherovi, a s takovou mírou osobní angažovanosti.



Obr. 1. Profesor W. S. Pitcher z univerzity v Liverpoolu na lokalitě Argyll ve Skotsku v r. 1968.

Fig. 1. Professor W. S. Pitcher from the University of Liverpool. Argyll, Scotland in 1968.

Druhé vydání Pitcherovy knihy se v zásadě svým členěním od 1. vydání příliš neliší. Přesto však bere v úvahu nové práce a poznatky, zejména ty, které byly předneseny na Huttonových sympoziích. Kniha tedy podržuje rozdělení do 19 kapitol, z nichž nejdůležitější jsou doplněny, popř. v některých částech přepracovány. Rozšířeny byly kapitoly, které se týkají kritických otázek magmatického modelu vzniku granitoidů, za které ve shodě s Pitcherem považujeme kapitolu 11 o emplacementu a dále též kap. 5 o mikrostrukturách. Obě patřily k nejobsažnějším už v 1. vydání. Zejména kapitola o emplacementu je dokladem, že si zásadní význam této otázky Pitcher dobře uvědomuje. Je to problém, „s nímž dlouho žil", nad nímž mnoho rozvažoval, který mu je blízký a v němž má celoživotní zkušenosti. Kapitola je rozšířena zejména o diskusi a obhajobu jeho představy o emplacementu, kterou se snažil vyřešit složitý problém emplacementu orogenních granitů. Ty totiž ukazují vazbu na jedné straně na kompresní podmínky orogénu, které Huttonův jmenovec výstižně označil jako „situaci ničící prostor" (Hutton, 1996, s. 118), a na druhé straně na extenzní tektonické lineamenty. Pitcher (s. 193) vytvořil představu pronikání a vystupování roztahujících se balonů po těchto lineamentech, popř. mocných střižných zónách. Paterson a Vernon (1995) tuto hypotézu kritizovali v „provokativním článku o výstupu praskajících balonů". Pitcherova diskuse s těmito autory (s. 195–197) je dokladem toho, jak složité konstrukce je třeba vymýšlet, aby bylo možno emplacement (umístění) granitu a zároveň problém prostoru objasnit v magmatickém modelu.

Kapitolu o mikrostrukturách pokládáme za jednu z nejlepších. Vztah autora ke strukturám vyjadřuje hned první věta (s. 68): „Rozumět vývoji granitických struktur znamená začít rozumět vzniku granitu", a v závěru autor podtrhuje význam petrografického, dnes opomíjeného a neprávem podceňovaného přístupu, jemuž se lze „vyhnout jen na vlastní nebezpečí". A to i přesto, že struktury granitu jsou většinou dvojznačné a experimentálně těžko proveditelné – nedovedeme nahradit délku času. Každý nový pokus o jejich studium Pitcher vítá, a proto podrobněji popisuje nový „stereologický" (tj. trojrozměrný) způsob jejich studia podle Bryona et al. (1995). Málokdo pochybuje o tom, že struktury orogenních granitů mají znaky rekrystalizace podobné rekrystalizaci metamorfní. Proto je velmi oceňováno v magmatické hypotéze vzniku granitu klasické dílo Tuttle a Bowena (1958) o experimentech „mokrého" granitového systému. Ty umožnily vytvořit představu o vývoji těchto struktur v pozdně magmatickém až postmagmatickém subsolidovém stadiu krystalizačního vývoje granitu, a tím oslabily jeden z hlavních argumentů hypotézy granitizace.

Rozšířeny, doplněny nebo i zčásti přepracovány jsou i kapitoly o hlavních magmatických modelech, diferenciaci, restitovém nemísení a modelu mísení a také o plagiogranitu a ferrogranofyru, tj. granitu oceánského dna a ultramafických ložních žil a komplexů.

Závěr knihy zůstává nezměněn. Znovu je podtržena základní teze, k níž směřuje diskuse jednotlivých kapitol: granit je magmatický produkt s multifaktoriálním geologickým i petrologickým vývojem. Výsledný charakter je závislý na rozmanitosti geologické a geotektonické pozice a zdrojového materiálu, a jen takovým přístupem možno dospět ke genetické klasifikaci. Takovým pokusem je známá genetická typologie, to je charakteristika povahy a způsobu vzniku ve čtyřech různých geotektonických podmínkách orogénu a riftových anorogenních granitů a ve vztahu k abecední klasifikaci podle zdroje (MISA – Pitcherova tab. 19.1, s. 343).

Závěrem k Pitcherově knize tedy shrnujeme: Ačkoli stojíme v názoru na vznik granitů na opačném břehu řeky

(patrně proto, že jsme byly vychovány jako „magmatistky", ale při práci v terénu jsme si uvědomovaly zřejmé rozpory a nedostatky magmatické hypotézy), Pitcherovu knihu vysoce oceňujeme a její nové vydání vítáme. Představuje to nejlepší, co bylo na konci století napsáno o vzniku granitu z hlediska magmatické hypotézy. Zvlášť oceňujeme její čtivost, místy až napínavost, a zejména pak „pečeť osobnosti", tj. vyjádření vlastního názoru k problému.

Připočtěme ještě autorovo osobní zaujetí, které vyzařuje z celého díla, jeho osobitou dikci, a zejména pak stimulační účinek jednotlivých kapitol, v nichž nezastírá problémy a rozpory. Dobře je to patrno i v závěrečném kritickém postoji k vlastnímu dílu s filozofickým nadhledem: „Každá genetická kategorizace musí být posuzována jako filozofická abstrakce." A právě proto Pitcherova kniha umožňuje srovnávání s hodnocením granitového problému jiného význačného badatele, D. B. Clarka (1996), které je obsahem následující kapitoly.

Clarkovo granitové paradigma a jeho anomálie – současný stav granitového problému

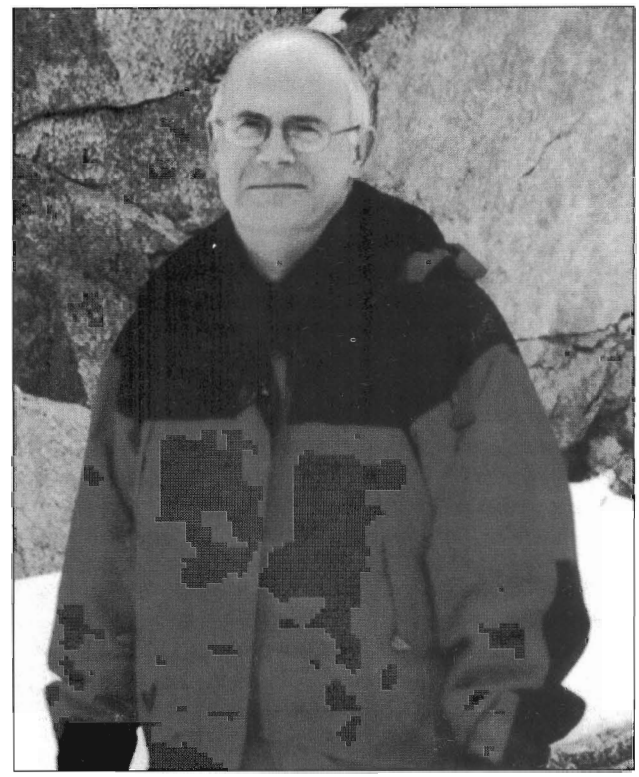
Clarkovo hodnocení granitového problému ze 3. Huttonova sympozia se svým obsahem a pojetím zcela vymyká dosavadním podobným pracím: je zaměřeno na hodnocení granitové vědy v rámci a ve srovnání s ostatními vědeckými disciplínami. Svým filozofickým zaměřením se dotýká nejen granitového problému, ale i obecných úvah o vědě, zařazení geologických věd do celkového vědního systému a jejich perspektivního vývoje. Článek je nazván „200 let po Huttonově Teorii Země: stav granitové vědy".

Clarke si položil tedy otázku, v jaké situaci se dnes věda o granitech nachází z hlediska obecného hodnocení vědního bádání z pozic filozofických. Vychází z díla filozofa Kuhna (1970) s názvem „Struktura vědeckých revolucí", popř. jeho revize doplněné Hoyningem a Huenem (1993) s přihlédnutím k úvahám o vědě od Giere (1984) či Poppera (1992 – citace in Clarke, 1996, s. 354). V této syntéze o vývoji vědy lze podle Kuhna obecně rozlišit 3 stadia:

1. *pre-konsenzní, pre-paradigmové* neboli *pre-normální,* tj. velmi rané, v němž každé pozorování a výklad se dály zcela nezávisle na jiných, bez existence nějaké jednoduché teorie;

2. *normální neboli paradigmatem ovládané,* v němž se uvnitř vědní disciplíny vytvoří paradigma, tj. univerzální poznatek, který pro určité období poskytuje modelové problémy a jejich řešení. Dané paradigma je jednoduché, vnitřně konzistentní, koncepční a bez matematické sofistiky, aby mohlo poskytnout uspokojivé odpovědi. Nevyřešené problémy však mohou být v tomto období odsunuty buď proto, že řešení existuje, ale badatel je nenalezl, nebo proto, že řešení v rámci daného paradigmatu neexistuje, a stává se tedy „anomálií". Časem se takové anomálie akumulují;

3. *revoluce* – tj. stadium, kdy po krátké periodě krize je staré paradigma odvrženo ve prospěch nového, které nejen objasňuje anomálie starého paradigmatu, ale má schopnost je lépe vysvětlovat. Vytvoří se *nové paradigma* (a je zajímavé, že zásluhu na tom často mají mladí vědečtí pracovníci, kteří jsou jen málo zatíženi nebo vůbec nezatíženi starým paradigmatem).



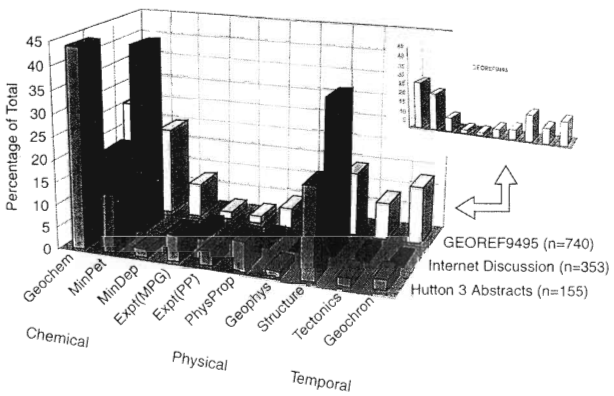
Obr. 2. Profesor D. B. Clarke z Dalhousie University v Halifaxu, Kanada.

Fig. 2. Professor D. B. Clarke from the Dalhousie University, Halifax, Canada.

V geologii skončilo pre-normální období katastrofické geologie paradigmatem uniformitarianismu v knihách zakladatelů geologie J. Huttona (1795) a Ch. Lyella (1830) („přítomnost je klíčem k minulosti"), citace in Clarke (1996). Během normálního období přibývalo anomálií, které se nahromadily kolem 60. let. Revolucí bylo podle Clarka období vzniku nového překlenujícího geologického paradigmatu, tj. *teorie deskové tektoniky.* Ta způsobila podle něho nejdramatičtější vědeckou revoluci ve 20. století. (Pro úplnost poznamenáváme, že v naší literatuře byla vyslovena jiná hypotéza, tj. hlubinné zlomové tektoniky na základě rotační dynamiky Země N. Šťovíčkovou 1973, podle názoru jedné z autorek – MP – dosud nedoceněná.)

V granitologii lze podle Clarka rozlišit tři období: (1) vzdálenou minulost od Huttona (1795) do Holmese (1945, citace in Clarke 1996), v němž byla Huttonem a dalšími poznána povaha a význam plutonických a metamorfovaných hornin, (2) výjimečné období v druhé polovině tohoto století, od 1945 do Huttonova 3. sympozia 1995, ovlivněné geologickým paradigmatem deskové tektoniky, (3) současnost, kterou Clarke hodnotí podle počtu publi-

kací a jejich zaměření (obr. 2, s. 355 in Clarke, 1996), viz obr. 3. Konstatuje silnou orientaci na geochemii, petrologii i strukturní výzkum granitu, ale malou orientaci



Obr. 3. Současné zájmy a aktivity v granitových problémech, podle jednotlivých oborů. Rozdělení do kategorií je poměrně volné, ale odpovídá třem hlavním databázím: chemické, fyzikální a geochronologické. Ve všech třech měřených aktivitách (GEOREF, internetová diskuse a Abstrakta ke 3. Huttonovu sympoziu) jasně dominuje geochemie, mineralogie a petrografie a strukturní geologie. Zkratky: Expt(MPG) = experimentální mineralogie, petrografie, geochemie; Expt(PP) = experimenty – fyzikální vlastnosti.
S laskavým dovolením Royal Society of Edinburgh a D. B. Clarke přetištěno z Clarka (1996).

Fig. 3. Current interest and activity in granite problems, according to individual disciplines. Sorting into categories is rather arbitrary, but is at least consistent for the three databases. Clearly, geochemistry, mineralogy-petrology and structure dominate all three measures of activity. Abbreviations: Expt(MPG) = experimental (mineralogy, petrology, geochemistry); Expt(PP) = experimental (physical properties). Reproduced by permission of the Royal Society of Edinburgh and D. B. Clarke from *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences*, volume 87 (1996), pp. 353–359.

na geofyziku. Tyto odborníky nedokázali granitologové zaujmout natolik, aby více studovali tvary a mechanismus emplacementu granitů v zemské kůře, jeden z nejobtížnějších, ale výchozích problémů vzniku granitu.

Základních bodů současného granitového paradigmatu je podle Clarka jedenáct a ve velmi stručném a zjednodušeném přepisu jsou to tyto (podrobněji viz Clarke, 1996, s. 365):

1. granit vzniká částečným tavením zdrojových hornin;
2. vzniká za velkého rozmezí podmínek tlaku a teploty, způsobených hloubkou vzniku v kůře a tektonickými a chemickými podmínkami;
3. v uvedených podmínkách je mobilizát (= parciální magma) schopno mechanické segregace a rozsáhlé akumulace;
4. magma vystupuje mechanicky heterogenní kůrou z řady převážně tektonických důvodů;
5. během výstupu na cestě od zdroje na místo emplacementu směřuje ke stavu termální, mechanické a chemické rovnováhy (nemusí ho dosáhnout);
6. může uzavírat okolní horniny a mísit se, reagovat s nimi;
7. v závislosti na obsahu těkavých látek dosahuje nasycení vodou a vyvíjí oddělenou fluidní, vodou bohatou fázi;
8. krystalizační historie může probíhat v otevřeném i uzavřeném fyzikálním systému procesy diferenciace (frakcionací) směrem k produktům magmatického stadia nejnižší teploty (pegmatity);
9. vodné fluidy vedou k alteraci primárních minerálů až k hydrotermálnímu procesu;
10. výsledné granitické horniny jsou peraluminiové, metaaluminiové nebo peralkalinní;
11. rozmanitost jednotlivých granitových těles je ovlivněna řadou okolností, jak látkového, tak zejména tektonického charakteru.

Anomálie, na které je třeba zaměřit budoucí výzkum, jsou podle Clarka v současném granitovém paradigmatu tyto (velmi zestručněno):

a) termálně-mechanicko-strukturní problémy:

(1) Co je zdrojem tepla pro roztavení kůry? Můžeme určit termální historii granitového tělesa?

(2) Jaké jsou dynamické, fyzikální a látkové podmínky v oblasti tavení, jak ovlivňují reologii magmat?

(3) Jaký je fyzikální stav kůry – termální, prostorové, časové a genetické vztahy mezi mechanismem segregace, výstupu a emplacementu granitu?

b) mineralogicko-petrologické problémy:

(4) Jak blízko jsou granitové systémy rovnovážnému stavu?

(5) Jakou důvěryhodnost mají geochemické modely – kdy jsou platné, jak můžeme měřit koeficienty procesů (frakční krystalizace, restitového nemísení, asimilace, mísení, vlivu fluidů) způsobujících chemické variace?

(6) Jaká je spolehlivost tektonomagmatických diskriminantů?

(7) Jaká je role metasomatózy?

(8) Je možno stanovit vztah a podíl mafických a felzických hornin?

(9) Jaký je význam enkláv a jejich typů?

(10) Granitické struktury – do jaké míry z nich můžeme usuzovat na teplotní, tlakové a látkové podmínky vzniku granitů – bude tato informace někdy možná?

(11) Jaký je vztah migmatitů a granitů?

(12) Jaké jsou podmínky pro objevení se samostatné fluidní fáze?

Na základě tohoto zhodnocení pak autor načrtává rozsáhlou vizi, preference i perspektivu výzkumu v současné moderní i budoucí době, ovlivněné počítači. Porovnejme tedy, jaké odpovědi na jednotlivé anomálie najdeme v Pitcherově knize, nejucelenější koncepci magmatického modelu v současné době.

Odpovědi na anomálie granitového paradigmatu

K bodu 1 – zdroj tepla

Existuje řada hypotetických zdrojů tepla plášťového i korového původu (srv. Clarke, p. 357 – např. subdukce, delaminace, radioaktivní rozpad, pohřbení, tření aj.). Pitcher zdůrazňuje, že tavení korových hornin vyžaduje teploty vyšší, než může poskytnout i nejvyšší stadium regionální metamorfózy (s. 36, 45). Lze to odvodit z experimentů. Velké objemy granitických magmat nelze bez

tohoto navýšení očekávat (s. 36, 46). Musíme tedy hledat geologický výklad tohoto „tepla navíc" („extra heat"). Odkaz na tuto nutnost je téma prostupující celou Pitcherovou knihou (s. 45, 46, 283, 297 aj.). Intervence tohoto „tepla navíc" se může vyskytovat ve všech stadiích plutonického procesu (s. 298). V asociaci felzicko-mafických komplexů jsou za takový zdroj pokládány obvykle proniky bazaltického magmatu do kůry, v kolizních podmínkách sloupec kůry ztlustlé násuny. Avšak ačkoliv metamorfismus a magmatismus jsou zřídkakdy oddělené procesy (s. 46), mnohé granitoidy vznikají až po vrcholu metamorfismu. Tato skutečnost společně s požadavkem energie jsou také hlavní důvody, proč Pitcher odmítá hypotézu metasomatické granitizace (s. 201).

Termální historii hornin určujeme pomocí geologických teploměrů. Použití těchto teploměrů u granitoidů je komplikováno procesy působícími v závěrečném stadiu krystalizace tělesa, tj. rekrystalizací ve stadiu „dlouhodobého dušení ve vlastní šťávě" (s. 34, 154, 263 aj.). Výborným příkladem takového vývoje (a použití geologických teploměrů) je podle Pitchera detailně studovaný skotský masiv Ballachulish (s. 38); lze v něm rozlišit tři krystalizační stadia, vysokoteplotní (reliktní), středně teplotní (hlavní) a nízce teplotní (podřízené), v rozmezí 1100–1050 °C (3 kb) do 650 až 300 °C. Poznamenáváme, že podobná stadia s obdobným rozmezím teplot (Palivcová ed., 1975; Lang ed., 1978; srv. též Palivcová et al., 1998) jsou charakteristická prakticky pro všechny granitoidy vzniklé v orogenním procesu, a též pro amfibolická bazika s nimi spjatá. Středně teplotní hlavní stadium lze srovnávat s podmínkami amfibolitové facie.

Z uvedeného bodu 1 vyplývá, že zdroj tepla neznáme bezpečně ani pro tvorbu vulkanitů, natož plutonitů. Teplotní historie stanovená z geologických teploměrů nemusí být dokladem magmatického vývoje granitoidů; stejně dobře může být důsledkem metamorfní rekrystalizace (tj. izochemické granitizace).

K bodu 2 – oblast tavení, zóna parciálního tavení

Podle Pitchera existují tři základní (fyzikálně-chemické) modely vzniku a vývoje granitického magmatu: magmatická diferenciace, restitový model nemísení (restite unmixing) a model mísení magmat (mixing and mingling). Určujícími podmínkami tvorby magmatu jsou tektonická pozice a povaha výchozího zdrojového materiálu. Magmata v nich vznikají tavením, složitou sérií parciálních tavení (s. 340). „Ačkoli nyní známe většinu procesů, které se zúčastňují, postrádáme určitou vitální informaci, kterou mohou být existující modely testovány a zjemňovány" (Pitcher, s. 341). Příčina je v tom, že nejčastěji pozorujeme „mrtvý pluton" po jeho příchodu do svrchní kůry a že tedy vidíme jen stopy, které po jeho hlavních procesech tvorby zbyly (s. 341).

Kritickým problémem modelu parciálního tavení je extrakce taveniny z hornin v oblasti tavení (s. 127, 129, 164, 341). To je navíc komplikováno reologickými vlastnostmi taveniny (diskuse s Wickhamem, s. 127). Na mnoha místech autor zdůrazňuje nutnost „celkového tavení" (bulk melting). Na příkladě migmatitů, pokládaných většinou autorů za prototyp parciálně natavené horniny, Pitcher vyslovuje pochybnosti (s. 297), zda extrakce taveniny může poskytnout množství potřebné pro objemné masivy, tak aby postačilo pro mobilizaci taveniny. Je nutné celkové tavení (bulk melting) ve velkém rozsahu (wholesale melting). V genetické typologii granitů v pěti typech geotektonických podmínek (tab. 19.1., s. 343) však autor „celkové tavení" neuvažuje – pouze v kolizních podmínkách dochází k přepracování ultrametamorfitů v podobě „dávek" taveniny (batch melt). Ve všech pěti skupinách vznikala magmata procesem parciálního tavení. V závěru knihy se navíc objevuje termín „bulk partial melting" – celkové částečné tavení (s. 346).

Shrnujeme tedy, že uvedené modely jsou hypotetické, extrakce taveniny z migmatitů nepostačuje, základní termíny tavení by vyžadovaly bližší definici. Poznamenáváme, že představa tvorby magmatu celkovým tavením i parciálním tavením a také periodičnost resp. epizodičnost emplacementu jsou pokládány za typické znaky vulkanického procesu.

K bodu 3 – fyzikální stav kůry, mechanismy segregace, výstupu a emplacementu magmatu

Podle Pitchera probíhají procesy tavení v hloubce, nejspíše ve spodní kůře a na rozhraní kůra/plášť (s. 294), zřídka ve svrchní kůře (s. 293); magma se musí zkoncentrovat v dostatečném objemu, aby mohlo vystoupit do střední až svrchní kůry a vytvořit v ní objemná tělesa, avšak „fyzikální procesy extrakce a segregace taveniny ze zdroje zůstávají málo pochopeny" (s. 340).

V tomto časopise ve zmíněném příspěvku k Huttonovým sympoziím (Mineralia Slovaca 30/1998, s. 406–410), jsme stručně zhodnotili současné výsledky granitologie a výrazný pokrok dosažený v geologickém výzkumu granitických masivů: změnu v názorech na povahu magmatického krbu a pochybnosti o výstupu těles v podobě diapirů (viz též Pitcher, s. 37); granitoidní tělesa ve tvaru deskovitých těles, ložních či pravých žil, některé nečekaných rozměrů a tvarů („velká tonalitová žíla" 1000 km dlouhá a 20 km mocná v jv. Aljašce v B. Kolumbii); vrstevné, stratifikované mafícko/felzické intruze (MASLI) ve stále přibývajícím počtu; výraznou vazbu orogenních granitických těles na mocné střižné zóny a lineamenty, pokusy o řešení stálého problému výstupu magmatu v kompresních (kontrakčních) podmínkách orogénu („in space denying situation" podle termínu Huttona 1996) a některé další. Podrobněji viz uvedenou zprávu. To vše jsou také otázky, které jsou vlastním zájmem Pitcherova celoživotního výzkumu, a je proto přirozené, že je jim v knize věnováno dostatek místa, aby je demonstroval a diskutoval na dobře prostudovaných tělesech.

Z knihy podle našeho názoru vyplývá, že většina problémů emplacementu a geologie granitu je značně diskutabilní a rozporná. Pitcher sám často používá termínu „sophisticated", což lze podle Osičky a Poldaufa (1971) přeložit jako „rafinovaný", ale též „zfalšovaný", například v diskusi o kalkulacích výstupu diapirů (s. 194) a v řadě

dalších problémů (s. 96, 219, 323), nebo termínu „intricate" (spletitý, složitý). Jako příklad takového diskutabilního emplacementu můžeme uvést nahrazování zpochybňovaného výstupu klasických diapirů („piercement diapirs") různými stejně diskutabilními mechanismy, jako jsou balony, pulcovité tvary, puchýře, výplně dutin (s. 194) a nejnověji i pravé žíly v hlubší kůře (s. 208). Zatím co balony Pitcher preferuje („Výstup balony je ústředním procesem ve výstupových fázích emplacementu granitu" – s. 195), k pravým žilám v hlubší kůře ironicky poznamenává: „Nikdy jsem žíly pod plutonem neviděl!" (s. 208). Jiným příkladem je problém Pitcherovi „důvěrně známý" (s. 195), složitost výkladu zonálních plutonů (diferenciace či opakované pulzy? s. 102–103), nebo též pokus vyřešit problém prostoru extenzními dutinami ve střižných zónách (s. 194, 233), což pokládáme v batolitových objemech za stěží představitelné. Za geologicky málo reálné pokládáme též „influx", „infuze", popř. i „fontány" (s. 159) bazaltických magmat do krbu, doprovázené vznikem enkláv a pillow, nebo také představy, že mohutné výzdvihy oblasti by mohly vyvolat „dramatické změny" v rychlosti ochlazování magmatu v hloubce (s. 216), eventuálně exhumace do takové hloubky, že nahlížíme i do hlubokých krbů (Paterson et al., 1996), do oblasti tavení (Wickham, 1987). To jsou jen některé namátkou vybrané příklady problémů souvisejících s emplacementem. Pitcher ovšem řeší problémy typickým způsobem v souhlase se svým multifaktoriálním modelem vzniku granitů; například v diskusi o diapirických intruzích uzavírá: „Všechny způsoby kombinací takových procesů (tj. výstupu) jsou možné; pronikání diapirů (piercement) a výstup balonů se nevylučují." (s. 197). Složitost a variabilita představ a interpretace údajů vedly Pitchera k závěru o individualitě jednotlivých těles: ke každému tělesu je nutno přistupovat individuálně s vědomím složitosti několika možných procesů vzniku (s. 113) a se snahou oddělit je v čase. My jsme si položili otázku: nemá tato individualita jinou, obecně platnou příčinu?

Není cílem tohoto příspěvku zabývat se podrobněji touto zásadní otázkou granitového problému. Termínu „emplacement" se používá často s. l., protože vztah výstupu a konečného emplacementu (ascent + emplacement) není zřetelně definován. Je zřejmé, že složitost emplacementu nelze řešit bez znalosti fyzikální povahy a stavby kůry, tedy ve spolupráci s fyziky a geofyziky. Vpředu jsme uvedli, že zatím se granitologie v tomto směru příliš neangažovala (srv. obr. 1). Jestliže fyzikální procesy segregace taveniny ze zdroje zůstávají podle Pitchera málo pochopeny, můžeme tím spíše prohlásit totéž o výstupu a emplacementu. Ten je spojen navíc s nejobtížnějším „staronovým" problémem, tj. získáním prostoru v rigidní kůře. Plně souhlasíme s Clarkem (1992, s. 20) i Huttonem (1996, s. 114), že nejjednodušším a jedním z nejstarších obecných řešení problému prostoru (a dodáváme, že tedy i problému emplacementu) je transformistický model granitizace. V rámci nově definovaného modelu granitizace (tj. izochemické metamorfní rekrystalizace prekurzorů in situ, Palivcová et al., 1989) je rovněž petrologická a geochemická individualita a mnohotvárnost jednotlivých těles snadno vysvětlitelná.

K bodu 4 – rovnovážný stav

Pitcher vyslovuje naději, že za předpokladu dostatečného množství údajů by během dvaceti let mohlo být eventuálně možné počítat rovnovážný fázový stav v systému krystal-tavenina v magmatech (s. 34).

K úvahám o dosažení rovnovážného stavu může vést skutečnost, že granitoidy z různých masivů, dokonce i na celé Zemi, jsou si velice podobné, a zejména to platí o nejpokročilejším stadiu vývoje, granitu s. s. Takový závěr je ovšem v zásadě v rozporu s hlavním smyslem Pitcherovy knihy, tj. ukázat, že granit je produkt „multifaktoriálních" procesů, v nichž se i modely vzniku granitu mohou navzájem různě kombinovat. Pitcher sám si byl tohoto rozporu vědom, a na několika místech vyslovuje podivení, že je nesnadné „vysvětlit, proč granity různého původu jsou si tak podobné modálně" (s. 38), že se projevuje „regionální totožnost granitu navzdory složitosti zdrojů" (s. 331) nebo že „to, co shledávám obzvláště spletité z hlediska velké řady možných zdrojů a procesů je skutečnost, že granit na celém světě je právě ten jednoduchý granit, který bychom očekávali jako reziduální systém" (s. 344).

My se domníváme, že Pitcherova představa multifaktoriálního vzniku granitu a „nekonečné repetitivní procesy" v zemské kůře (s. 341) teorii směřování magmatického granitu k rovnovážnému stavu nepodporuje, ba přímo vylučuje. Lze uvést celou řadu dokladů – např. procesy asimilace, kontaminace, mísení, relikty vysokoteplotních minerálů, nezákonitou zonálnost plagioklasů v téže hornině, rozmanité rekrystalizační struktury amfibolů, kontroverzní izotopické údaje aj. – které svědčí proti dosažení rovnovážného stavu. Protože v magmatických modelech všechny orogenní granity prodělaly stadium rekrystalizace v „subsolidovém stavu", muselo by být rovnovážného stavu dosaženo v tomto stadiu vývoje. V tom případě ovšem ztrácíme možnost posoudit, zda příčinou ke směřování k rovnovážnému stavu je proces magmatický, či metamorfní – argumentu nelze využívat pro preferenci jednoho z nich.

K bodu 5 – geochemické modelování

Geochemické modelování je v současné petrologii velmi používané a oceňované.

Otázku, do jaké míry spolehlivě můžeme měřit podíl („koeficienty") různých procesů, jako je frakční krystalizace, asimilace, kontaminace, znovu naplnění (recharge), restitové nemísení, mísení magmat, či naopak jejich nemísivost, interakce fluidů aj., položil Clarke již v r. 1992 (s. 86–91).

Pitcher se k modelovým kalkulacím staví velmi rezervovaně, i když si sám přiznává riziko svého postoje v současné době jejich obliby a záplavy geochemických dat. V diskusi o zachování restitu s Whitem a Chappellem např. tvrdí (s. 135): „Jsem – patrně zcela nerozumně – ne zcela důvěřivý ke kalkulacím, které spoléhají na distribuční koeficienty..." V diskusi o hercynských granitech s Rotturou et al. (s. 140) poznamenává, že „tento výzkum dobře uka-

zuje složitosti formulistického modelování. Ačkoli je toto modelování zcela racionální, neočekával bych, že nějaký vzorec může přesně modelovat přírodní proces..." Na řadě míst – v souhlase se svým závěrem o multifaktoriálních procesech při vzniku granitu – zdůrazňuje spletitou složitost procesu (s. 139, 140, 184, 219), odmítá zjednodušování, např. při vzniku enkláv. Některé práce přímo odsuzuje, když poznamenává, že „v posledních letech dosáhlo modelování (týká se mechaniky fluidů) vysokého stupně rafinovanosti" (s. 96).

S podobnou opatrností posuzuje Pitcher experimenty. Řadu jich hodnotí kladně, oddělují „nemožné od možného" (motto s. 32). Je však také jedním z mála autorů, který připomíná, že experimenty s granitovými systémy „nikdy nebyly dovedeny do stadia reprodukce plně krystalovaného granitu" (s. 34). „Horniny nemohou být studovány izolovaně ani od laboratoře, ani od terénu. Určitě nejsou chemickými či fyzikálními čísly, ale podstatnou částí geologické historie." Je nutný holistický model vzniku (s. 342). Readův vliv je nesporný.

Pitcher se staví opatrně i k použití koeficientů distribuce stopových prvků a REE (s. 29, 163, 307). Sám však ukazuje příklady, zejména z kordillerských batolitů, kde tyto údaje pomáhají určit zdrojové materiály v souladu s geologickou stavbou.

Podle našich zkušeností představují REE a některé další stopové prvky velmi spolehlivé kritérium správnosti modelu, pokud je vytvořen na základě detailního geologického, petrografického a geochemického, popř. geofyzikálního výzkumu.

K bodu 6 – tektonomagmatické diskriminanty

Jako geolog zabývající se celý život geologií granitu, a jistě opět i pod vlivem svého učitele Reada, dává Pitcher jednoznačně přednost geotektonickým kriteriím, na kterých je vybudována i jeho genetická kategorizace granitů (tab. 19.1).

„Nikterak se neomlouvám, že vynáším do popředí geotektonický aspekt, protože pouze v tomto geologickém kontextu má pro mne původ granitu nějaký smysl." (s. 36).

Pokud jde o tektonomagmatické diskriminanty založené na stopových prvcích, pokládaných za stabilní během procesu alterace, pokládá je Pitcher „za mocný prostředek pro rozlišení okolního tektonického prostředí, zvláště pro bazické horniny. Snad v nejjednodušším případě je tomu tak i pro granity, ale zde jsme postaveni před problém složitosti mnohonásobných generativních procesů a smíšených zdrojů, s pravděpodobností superpozice, s přepracováním staré kůry, v níž je otištěno několikero dřívějších tektonomagmatických událostí" (s. 29); „mohou poskytovat jen vymezení, ne důkaz, a je nepravděpodobné, že mohou být dostatečně diskriminační, pokud složení zdrojů není dostatečně kontrastní" (s. 163).

Z kapitoly o kordillerském typu granitoidů, resp. zdrojů těchto granitoidů, je zřejmé, že se závěry opírají do značné míry o geochemické, především izotopické údaje (s. 250–253), stejně jako v diskusi o A-granitech (s. 260, 261) či o vzniku velmi starých tonalitů (s. 335). Stopové prvky, zvláště REE a izotopy umožnily „pátrání po zdrojích", což je podle Clarka (1992) hlavním znakem a pokrokem v současném stadiu vývoje granitového problému. My se domníváme, že pro použití tektonomagmatických diskriminantů platí totéž, co bylo řečeno o stopových prvcích obecně. Mohou se stát „mocným prostředkem" při posuzování vzniku granitů za předpokladu, že detailně známe geologii, petrografii a geochemii studovaného tělesa nebo oblasti. Bez této znalosti, pouze na základě několika málo geochemických údajů a jejich zařazení do diskriminačních diagramů, lze často dojít k rozporným výsledkům, např. i u izotopových dat.

K bodu 7 – role metasomatózy

Abychom mohli tuto roli posoudit, musíme podle Pitchera v prvé řadě rozumět strukturám granitů (viz bod 11); dvojznačnost granitických struktur byla příčinou sveřepých diskusí v konfrontaci magmatistů a transformistů (zastánců granitizace). Granitizace byla a dosud je chápána v klasickém pojetí jako metasomatický proces. Po Mehnertově (1987) odmítnutí dalekosáhlé metasomatické granitizace (tedy přínosu látek) byla pozornost věnovaná procesu metasomatózy značně oslabena, nověji se však autoři (zejména v procesu metamorfismu) k problému opět vracejí.

Také Pitcher metasomatózu velkého měřítka, jak ji vyžaduje klasický model granitizace, shodně s Mehnertem striktně odmítá. Považuje model metasomatické granitizace (podobně jako Clarke 1992) za překonaný, a tak mu věnuje větší pozornost v historickém přehledu (s. 4, 13, 15, 16) než v textu samém (201, 284). I když to výslovně neuvádí, lze předpokládat, že lokální metasomatické procesy připouští v podmínkách ultrametamorfismu a hlubinné anatexe, tj. v kolizním prostředí, kde dochází k tvorbě příkrovů a cirkulaci těkavých složek ve střižných zónách, tedy v kolizních granitech (s. 345). Avšak na druhé straně zdůrazňuje, že zachování heterogenit, jako je stratifikace, klasty a konglomeráty až do nejvyšších stadií metamorfismu definitivně metasomatickou granitizaci vylučují (s. 284). Také nepoznaná foliace byla někdy chybně pokládána za reliktní struktury ve prospěch granitizace (s. 65). Jak v metamorfismu, tak v metasomatických procesech může docházet k migraci látek, ale v tom případě kritická role přísluší deformaci (285–288). Může tedy dojít k metasomatóze např. ve střižných zónách, tedy vlivem deformace.

Pitcher ukazuje např. změnu svého původního chybného metasomatického výkladu megakrystů draselného živce pod vlivem prací Mehnerta a Busche (s. 84). Podobnou změnu prodělaly názory na dlouho diskutovaný problém krystalizace živců rapakivi (s. 87); nový výklad této struktury dekompresí magmatu, která změnila složení granitického magmatu mísením s mafickým magmatem, je podle Pitchera současně potvrzením toho, že procesy probíhají během výstupu magmatu. Přesto se Pitcher domnívá, že nelze odmítat lokální metasomatózu v pozdních stadiích rekrystalizace granitu, patrnou např. na zatlačování plagioklasů draselným živcem (s. 86) a také výklad živcových megakrystů v kontaktních horninách jej

neuspokojuje (s. 85). Pro většinu velkých živců předpokládá magmatickou krystalizaci z taveniny s určitým pokračováním růstu téměř v pevném stavu (s. 84). Ukazuje též na problémy krystalizace muskovitu (s. 82) a nesdílí často uplatňovaný názor o primární krystalizaci epidotu (s. 80). Nízké hodnoty teploty krystalizace amfibolů svědčí o krystalizaci od pozdně magmatického stadia do subsolidové uralitizace (s. 39) v dnešní úrovni emplacementu (s. 40) a závisí na obsahu vody.

Podotýkáme, že z uvedeného záměrně širšího přehledu je zřejmé, že těžko určujeme samu existenci metasomatického procesu v granitu, a sotva tedy můžeme takový proces kvantifikovat. Navíc je třeba poznamenat, že pokud se v současné petrologii hovoří o granitizaci, tento termín autoři nesprávně zužují a rozumí jím vždy metasomatickou granitizaci, tedy transformaci s přínosem látek. Správnější širší pojetí, tj. včetně izochemické granitizace, uvažovali v minulosti autoři jen okrajově.

K bodu 8 – vztah mafic – felsic

Těsný časový vztah mafického a felzického magmatu je základem jednoho z magmatických modelů, modelu mísení magmat (viz též další bod sub 9). Clarke se ptá, zda jsme schopni určit fyzikální a chemický podíl plášťového materiálu v tomto procesu z mikrostruktur či geochemie.

Z údajů v Pitcherově knize vyplývá, že zatím nedovedeme určit ani mechanismus mísení, ani hloubku tohoto procesu. Podle autora (s. 133) je nutno přijmout názor, že k mísení magmat ve větším měřítku může docházet jen v hluboké kůře, nejspíše na hranici kůra/plášť. Totéž platí pro procesy asimilace a kontaminace, protože jakékoli přidání materiálu mění reologii magmatu, vede k rychlému utuhnutí a zabraňuje výstupu. Modelování procesu částečného tavení (s. 127) ukazuje, že k mísení dochází i při tomto procesu, tj. např. při intruzi bazaltického materiálu do kůry. Existuje však obecný souhlas většiny badatelů, kteří se tímto procesem zabývají, že fyzikální výklad mechanismu mísení je velmi nesnadný (s. 163). Podle většiny konkrétních geologických příkladů neprobíhá totiž mísení magmatu jako proces mísení s. s. („mixing" – mající smysl „slučování, spojování"), ale jako „mingling" (tj. pohyb při udržení identity – definice podle Pitchera s. 145). Pitcher si proces mísení představuje tak, že zahrnuje jevy od mísení (mixing) dvou magmat podobné viskozity přes stadium „mingling", kde je velký rozdíl ve viskozitě, až do stadia, kdy fluidní mafické magma intruduje v raných stadiích do chladnoucího, téměř zpevněného (quasisolid) granitického hostitele. My připomínáme, že se navíc řada badatelů domnívá, že procesy mísení pozorujeme ve výchozech in situ, a kladou proces buď do subvulkanické úrovně, nebo do přívodní dráhy magmatu, eventuálně do magmatického krbu, dnes denudací odkrytého. Geochemické údaje ukazují značnou rozpornost procesu mísení, a aby ji mohli vysvětlit, uvažují někteří badatelé mísení z více než dvou, i z celého „počtu" korových zdrojů, které už před mísením musely být podle autorů částečně roztaveny a diferencovány, což Pitcher označuje jako „zábavné", i když ne překvapující komplikace (s. 325).

Složitost vztahu bazického a kyselého magmatu nejlépe podle našeho názoru ukazuje tzv. „appinitická série". Pitcher jako jeden z jejích znalců jí věnuje značnou pozornost (s. 148, 168–182). Jsou to drobná bazická tělíska, jejichž petrografické složení má velký rozsah s převahou amfibolických gaber a dioritů. Jsou doprovázena lamprofyrovými žilami a také minoritními výskyty specifických granitů. Tělíska vystupují v širším endokontaktu velkých skotských granitoidních těles. Jejich význačnou vlastností jsou projevy explozivního pronikání a další znaky typické pro vulkanity a podle některých autorů mohly dosahovat až k povrchu. Tytéž látkově, ale zejména strukturně podobné bazické horniny jsou přítomny jako uzavřeniny nebo bazická tělíska v endokontaktu velkých granitoidních masivů. Některé mají struktury interpretované jako kumulátové, tedy z „hlubinných" magmatických krbů. Je nutno vymýšlet složité hypotézy, aby bylo možno protikladný geologický vztah těchto hlubinných bazik a téměř povrchových appinitů vysvětlit.

Zatím je sporné, zda „appinitový problém" je specifickým znakem skotských granitoidních těles, či zda lze appinity srovnávat s běžnou „satelitní" sérií bazických a dioritických hornin, asociovanou s granitoidními komplexy (s. 181).

Vyřešení problému appinitů považujeme pro granitový problém za velmi významné; týká se podle našeho názoru maficko-felzické série všech batolitů andského a kordillerského typu a těles jim podobných.

Na Clarkovu otázku o možnosti určení podílu plášťového materiálu v granitoidech odpovídají stále četnější geochemické studie, týkající se izotopů Sr/Rb, Sm/Nd aj. Jako příklad z Českého masivu lze uvést práci Janouška et al. (1995) ze středočeského plutonu, kde metodou Sm/Nd autoři zjistili určitý podíl plášťového materiálu v granodioritech a tonalitech sázavského typu.

K bodu 9 – enklávy

Ačkoli je jim přičítán rozmanitý původ (s. 144), my poznamenáváme, že tytéž enklávy jsou využívány jako argument pro platnost různých modelů vzniku granitu. Nejlépe je to patrno na mafických enklávách označovaných MME (mafic microgranular enclaves). Donedávna byly a dosud jsou některými autory pokládány za doklad modelu frakční krystalizace, tj. doklad existence bazického magmatu, které se diferencuje. Jako bazické pillow nebo útržky (blobs) bazického magmatu jsou argumentem pro model mísení bazického a felzického magmatu, a jako restity, netavitelné zbytky, jsou pokládány za důkaz podporující model parciální anatexe. Pro úplnost můžeme připojit výklad jako „resisters" (s. 136), zachované relikty z procesu granitizace, což Pitcher zejména pro granitické plutony vysokých úrovní kůry pokládá za výklad zcela neudržitelný (s. 154).

Mezi zastánci restitového modelu a zastánci frakční krystalizace vznikla debata o možnosti přežívání restitu (s. 124) ve struktuře granitu v podobě minerálů (jader pla-

gioklasů, zirkonů, ocellárních křemenů, tmavých minerálů). Takový výklad Pitcher odmítá (s. 138), mikrostrukturní kritéria jsou nespolehlivá; stejně dobře lze tyto minerály pokládat za doklad magmatické krystalizace. Podobně metasedimentární enklávy, které měl Pitcher možnost vidět, jsou podle něho pravé xenolity okolních hornin, nikoli protolit; jsou to „resisters", nikoli restity.

Názor na vznik enkláv je velmi rozdílný, ale většina autorů – hlavně pod vlivem knihy Didiera a Barbarina (1991) – pokládá jejich vznik i klasifikaci za v podstatě vyřešené. Látkový i geologický pokrok jejich výzkumu, patrný z knihy těchto autorů, a zejména model mísení magmat radikálně změnil více než století starý názor na geologický význam mafických enkláv: přestaly být kritériem časového vztahu staršího bazického a mladšího felzického magmatu. Velkou měrou se o to zasloužil také Pitcher výzkumem synplutonických mafických žil. Ukázal vznik enkláv rozpadem, rozlámáním těchto žil. „Rozlámání mafických žil v granitovém hostiteli je všudypřítomné (ubiquitous). Důsledek je jasný – bazické magma pronikalo do nezkonsolidovaného, už relativně chladného granitu..." (s. 150).

Podle našeho názoru lze z literatury vyčíst obecnou shodu mezi většinou granitologů v tom, že MME enklávy v metaaluminiových granitoidech I-typu jsou magmatického původu, zatímco ultrabiotitické enklávy jsou restity sedimentárního původu a jsou typické pro peraluminiové S-granity. Studiu enkláv je přičítán značný význam.

Naproti tomu velké složitosti detailního geochemického studia enkláv (REE, izotopy) vedly Flinderse a Clemense (1995) k takovým pochybnostem, že položili otázku o zbytečnosti jejich náročného studia; pokládají výzkum enkláv za bezpředmětný, „cestu do slepé uličky". Pitcher naopak hledá příčiny ve složitosti procesů jejich vzniku, protože „jednoduché modely jsou produkty výzkumných zpráv, nikoli výchozů" (s. 154).

Otázku, jaká je důležitost enkláv v granitové petrologii, si položil také Clarke. My v souhlase s většinou granitologů o významu enkláv nepochybujeme. Pokládáme je za důležitý genetický znak granitických těles a jejich historie. Domníváme se, že bychom si spíše měli položit otázku, proč současné magmatické modely nejsou schopny vznik enkláv úspěšně řešit a zda nesnáze s jejich interpretací a s rozpornými geochemickými údaji netkví v magmatických modelech samotných.

K bodu 10 – granitové mikrostruktury

Význam struktury granitu v Pitcherově podání nejlépe charakterizuje úvodní věta k příslušné kapitole (s. 68): „Rozumět vývoji granitických struktur znamená začít rozumět genezi granitu." „Dosud si však můžeme jen představovat, že rozumíme nejjednodušší z nich." (s. 69).

Prokazatelné analogie struktur granitoidů s metamorfními strukturami byly jedním z hlavních důvodů sporů magmatistů a transformistů a byly oporou hypotézy granitizace. Již vpředu (body 1 a 7) jsme poukázali na význam pokusů s „mokrými" granitoidními systémy, které se staly základem představy o rekrystalizaci magmatické struktury v pozdně magmatickém stadiu, „dlouhé dušení ve vlastní šťávě" („long stewing in own juice" – např. s. 154 aj.). Na druhé straně je Pitcher jedním z mála, kdo neopomenul zdůraznit, že i přes velký přínos experimentálních modelů se granit s granitovou strukturou vyrobit nepodařilo (s. 34, 151). Experimentů o strukturách je málo a týkají se především vulkanických hornin. Kritérium času ve vývoji granitických struktur sotva dokážeme nahradit. Pitcher také objektivně připomíná, že např. euhedrální tvary nemohou být jednoznačným kritériem magmatické krystalizace, a že tedy strukturní důkazy jsou často dvojznačné. O minerálech ve struktuře granitu, které byly dvojznačně interpretovány a nejvíc rozporně diskutovány, jsme se zmínili v kapitole o metasomatóze.

Přesto Pitcher uvádí řadu příkladů, kde specifické struktury zřetelně naznačují historii krystalizace. Příkladem mohou být jemnozrnné facie v kontaktních zónách, které lze charakterizovat jako kontakty chladnutí. Problém je ovšem v tom, že podobné jemnozrnné struktury se mohou objevit v hrubozrnných (např. porfyrických) granitech i uvnitř tělesa bez závislosti na kontaktu, a heterogenita struktur je často patrna i ve výbruse. Takové struktury naznačují podle Pitchera nerovnovážný stav (s. 89).

Přes všechny výhrady ke strukturám hornin autor důrazně podtrhuje ve výzkumu granitů a jejich struktur důležitost petrografie, jejíž ústřední role (s. 90) není vždy bohužel oceňována. Je to v prvé řadě modální složení a strukturní změny, které poskytují prvořadé důkazy o variabilitě granitických hornin.

My se domníváme, že tyto Pitcherovy poznámky by se měly brát v úvahu zejména při nákladném geochemickém výzkumu, který se mnohdy málo opírá o základní geologicko-petrografický detailní výzkum. Většina autorů obecně přijímá názor, že granitické struktury jsou málo spolehlivým kritériem krystalizačního vývoje horniny. Přesto jsou týmiž autory běžně využívány na podporu magmatických modelů.

K bodu 11 – migmatity a granity

Migmatity jsou základem modelu parciálního tavení. „Zdá se být prokázáno, že tavenina (v migmatitech) může existovat, ale je nepravděpodobné, že může být extrahována ve velkém množství..." (s. 289). Pitcher proto preferuje dalekosáhlé anatektické tavení, při němž migmatity mohou být zdrojem granitu, jsou-li přetaveny jako celek. Takový proces nevyžaduje extrakci taveniny z horniny a může poskytovat takové množství taveniny, které je dostatečné pro její mobilizaci.

Snad k tomu můžeme poznamenat, že taková představa o celkovém tavení zdrojových materiálů a následná mobilizace taveniny je zcela ve shodě s představou vzniku a výstupu magmatu vulkanických hornin.

Studium rovnovážného stavu hmoty migmatitů rovněž popírá extrakci taveniny z leukosomu. Pokud o nějakou migraci jde, pak je podle Pitchera materiál spíše dodán než odváděn (s. 289).

Jako nověji dobře prozkoumanou oblast uvádí Pitcher migmatity a granity v kadomském pásmu sz. Francie (s. 290–291). Zde Lemos et al. rozlišili různé procesy ve dvou úrovních kůry, střední a svrchní. Ve střední kůře (oblast St. Malo) jsou migmatity a anatektické granity, které jsou úzce asociovány se středně metamorfovanými sedimenty (v amfibolitové facii); ve svrchní kůře (mancellianská oblast) jsou sedimenty téhož typu, ale s nižším stupněm metamorfózy, pronikány nedeformovanými granitickými intruzemi. V celé zóně migmatitizace jsou doklady o synchronní polyfázové deformaci. Ačkoli v oblasti St. Malo jsou určité doklady o lokální interakci s mafickými magmaty, autoři považují objemy těchto mafických magmat za příliš malé, než aby mohly být příčinou tavení. Proto je tavení přičítáno nejpravděpodobněji ztloustnutí kůry a vlastnímu radioaktivnímu zahřívání během transprese. Mancelliánské granity jsou pokládány za finální výstup hlubinných anatektických granitů ze spodnější vrstvy kůry do křehké svrchnější. Přívodními drahami granitů byly střižné zóny. Po nich granity vystupovaly z místa svého vzniku, přičemž hnací silou bylo střídání dilatace a komprese ve střižném systému. V podmínkách dilatace docházelo ke vzniku extenzních trhlin, v druhém případě ke kompresním střihům. Představa o anatektických granitech v hlubší sérii a intruzích v mělčí sérii je podle Pitchera velmi blízká Readově představě o granitové sérii (s. 292). Read tvrdil, že výstup magmatu trvá déle než tektonické události, a proto mnohé granity prorážejí strukturami jako postorogenní. Pitcher sám nabízí jiné vysvětlení: tavení a segregace leukosomu je spíše spojena s metamorfismem vysokého stupně, kdy rozsáhlé tavení vede ke vzniku diatexitů, tj. anatektických granitů schopných pohybu. Vznik těchto diatexitů klade do větší hloubky, kde migmatity mohou být zdrojem magmatu, ale jen jako produktu rozsáhlého (celkového) tavení do takového stupně, aby to postačilo k mobilizaci taveniny (s. 297). Případy vázané na vyšší úrovně kůry jsou omezené. Takovými jsou např. himálajské S-granity, kde extrakce taveniny je vázána na násunové plochy a umožněna vysokým obsahem těkavých složek (s. 142). Že nelze popřít vznik granitu in situ, toho dokladem je podle Pitchera tvorba mikrogranitu v aureole velkého gabrového tělesa Cashel v Irsku.

Je tedy zřejmé, že ani na Clarkovu otázku v bodě 11, zda a v jakém vztahu jsou migmatity ke granitům, nelze v Pitcherově knize najít uspokojivou odpověď. Připomínáme, že ještě lépe je složitost interpretace migmatitů v blízkosti granitového tělesa patrna na pyrenejských granitech, popsaných Wickhamem (1987) a Solar a Brown (1995) rozlišují v severních Appalačích dva mechanismy odlišné migmatitizace, migmatity vzniklé injekcí granitického magmatu oproti migmatitům anatektickým.

K bodu 12 – fluidy

Clarke klade otázku, jaké jsou nutné podmínky pro objevení se oddělené, samostatné fluidní fáze, jaké má tato fluidní fáze složení a jaké důsledky. Z kapitoly o „doznívajících stadiích vývoje (granitických magmat), o úloze těkavých látek při vzniku pegmatitů a rud" (Pitcher, s. 299–315), je zřejmé, že je dříve třeba řešit otázku zdroje obsahu fluidní fáze, tj. v první řadě vody, v magmatu samém.

Vliv fluidů, zejména vody, na vznik a vývoj granitického magmatu (granitických hornin) je nesporný. Vpředu jsme ukázali, jak experimenty „mokrého" granitického systému využili magmatisté k objasnění rekrystalizace v závěru krystalizačního vývoje, což pomohlo oslabit hypotézu granitizace a ovlivnit vývoj granitového problému. Našli se však i takoví badatelé – uvádí Pitcher (s. 33) – např. Piwinski, kteří o významu takových experimentů pochybovali: „...experimenty s nadbytkem vody nemohou mít žádnou vazbu ke vzniku granitického magmatu v hluboké kůře". Uvedený autor, stejně jako Pitcher a většina magmatistů klade tedy vznik granitů do hluboké kůry. V tom případě je nutno připustit, že zdroj fluidů a interakce taveniny s nimi mohou mít původ ve zdrojovém materiálu před tavením, v procesu tavení i po tavení, zvláště při výstupu magmatu (s. 302), a že tedy jejich výzkum bude spojen s mimořádnými komplikacemi. Poznamenáváme, že tyto nesnáze jsou patrné i z experimentů. Ty naznačují, že obsahu vody a fluidů je zapotřebí pro usnadnění tavení (jen „mokré" materiály se mohou tavit), že obsah vody snižuje viskozitu taveniny, ale urychluje krystalizaci, a tím znesnadňuje intruzi (jen „suchá" magmata mohou intrudovat). To vede mnohé autory k závěru, že granitická magmata nemohla putovat daleko od zdroje (Chacko a Creaser, 1995). Jestliže tedy fanerozoické granity nacházíme ve střední a svrchní kůře, musíme hledat cesty, jak vysvětlit jejich výskyt v úrovni, kde je pozorujeme. Četní autoři řeší tento problém vysokým výzdvihem a/nebo hlubokou erozí, což jsou podle našeho názoru představy geologicky nereálné.

Vliv vody na krystalizační vývoj horniny zdůrazňuje Pitcher na mnoha místech své knihy. Je zřejmý na vývoji řady minerálů, např. na krystalizaci amfibolů, epidotu a dalších. Nové experimenty s granitickými systémy ukazují, že i malá změna v obsahu vody může ovlivnit vývoj taveniny směrem k alkalickému charakteru (s. 43, 74). Nejlépe je vliv vody a fluidů patrný na krystalizaci pegmatitů a s nimi asociovaných aplitů. Struktury jsou tak variabilní a různě vysvětlované, že Pitcher hovoří o „mnoha variacích na toto téma" (s. 304). Zvlášť složité minerální parageneze se pak objevují při alteraci těchto hornin; hovoří se o nepočitatelném množství sekundárních fází. Projevuje se vliv fluidů na distribuci stopových prvků v postmagmatickém procesu, podle některých autorů už v tavenině. Kvantitativní studium tohoto jevu je v samých začátcích (s. 306). Jako pozdně metasomatické stadium označuje Pitcher drastické změny v granitickém tělese, jako je vyluhování alkálií (vznik greisenu) nebo desilikace granitu, vedoucí ke vzniku specifických metasomatických hornin, např. albititu, vzhledem připomínajícího syenit. A nejdramatičtějším konečným výsledkem frakcionace je koncentrace rudních kovů (s. 307). Tato koncentrace je přičítána

„varu magmatu", při němž se odděluje voda jako nemísitelná frakce. Takto lze např. podle Jahnse a Burnhama vysvětlit i tvorbu pegmatitů a aplitů a také důvod, proč např. granitoidní horniny s hojnými mafity (amfibolem, biotitem) tuto fázi nemají – uvedené mafity vodu spotřebovaly. „Zda k tomuto varu magmatu dochází, to závisí na počátečním obsahu vody v magmatu, a na stupni, kolik vody je spotřebováno krystalizací biotitu a amfibolu; tyto faktory ovlivňují, zda se granit vyvíjí, či nikoli do pegmatitického a hydrotermálního stadia (Pitcher, s. 303).

Jak rozdílně může být řešen problém koncentrace rudních minerálů z magmatu, je dobře patrno na příkladě Pitcherovy diskuse o Cu-porfyrových ložiskách (s. 311). Le Bel byl schopen na základě detailního studia izotopů stanovit, že Cu-mineralizace je více spojena prostorově, časově i geneticky s porfyrickým monzonitem a brekcií, které vyplňují vulkanickou přívodní dráhu; autor vysvětluje magma jako velmi pozdní fázi v dlouhodobém vývoji dlouhotrvajícího plutonického systému. Pitcher naopak upozorňuje, že rudní koncentrace mohla být přítomna již ve zdrojovém materiálu (podmořské vulkanity, bazaltické žíly, gabra) jejichž přetavením vznikalo magma okolních tonalitů a granodioritů, a kovy „byly tedy k dispozici, aby mohly vstoupit do konečného stadia koncentrace". Ať jsou složitosti koncentrace kovů (Cu, Mo) jakékoli, musí být jejich eventuální zdroj v plášti, z něhož byly extrahovány během magmatismu ostrovních oblouků." Také my se přikláníme k plášťovému zdroji těchto prvků; jejich koncentraci však nespojujeme s přetavením zdrojového vulkanického a subvulkanického materiálu, ale s jeho metamorfní rekrystalizací, postihující i okolní vulkanosedimentární a sedimentární horniny.

Tyto otázky jsou však již předmětem výzkumu samostatného, ekonomicky významného odvětví geologie, metalogeneze. Granitologie a metalogeneze se tu však navzájem ovlivňují a bez úzké spolupráce obou tyto otázky řešit nelze.

Podstatný pokrok ve výzkumu granitoidů i hydrotermálního procesu znamenají izotopy D a ^{18}O. Umožňují usuzovat na zdroje vody v horninách: plášťový, korový, meteorický a mořský (s. 300–302). Sedimenty a některé granity mají vysoké $\delta^{18}O$, většina bazaltů a plášťový materiál nízké. Smíšený zdroj v granitech a jejich kontaktech se zdá být pravidlem. Je jen málo granitů s nízkým $\delta^{18}O$; naprostá většina naznačuje korový zdroj, a to i v případě, když jiné izotopy (např. Sr) naznačují zdroj plášťový. Izotopové hodnoty δD a $\delta^{18}O$ jsou často v příkrém rozporu s ostatními izotopy radiogenních prvků, jsou však i příklady dokonalé shody.

Z Pitcherovy knihy stejně jako ze současných Huttonových sympozií o vzniku granitu je zřejmé, že na Clarkovy otázky týkající se fluidů nedovedeme odpovědět a že Clarke tento problém oprávněně zařadil do počtu anomálií magmatického paradigmatu. Problém fluidů patří podle našeho názoru spolu s hlavním problémem emplacementu k těm, na kterých jsou nejlépe patrny nesnáze magmatických modelů vzniku granitu.

Závěr

Za nejvýznamnější pokrok v současném stavu granitového problému pokládáme výsledky geologie granitů, tj. tvarů a variability jednotlivých těles a tektonických podmínek jejich vystupování. Zjišťuje se, že stále větší počet granitoidních těles orogenních zón, zejména v asociaci s mafickými horninami, má výraznou vrstevnatou či deskovitou stavbu. Stále častěji a zřetelněji se ukazuje vztah granitoidů k mohutným střižným zónám. Vazba orogenních granitů na transpresní zóny, jak jsme ji uvedli v roce 1989 (Palivcová et al., 1989) je plně potvrzována řadou významných granitologů.

Ke každému bodu současného magmatického paradigmatu granitických hornin však lze najít anomálii podstatného významu. Anomálie zformulované Clarkem (1996) lze jednoznačně potvrdit prostudováním nového vydání současné nejreprezentativnější knihy o granitech W. S. Pitchera (1997).

Shodně s Clarkem lze tedy potvrdit: „Dokonce i tváří v tvář bezprecedentnímu útoku pečlivého pozorování, složité „pojmologie" (tvorby pojmů), téměř náboženského dogmatismu a dokonce příležitostné nabubřelosti nenašly tyto problémy plně přijatelná řešení."

Shrňme tedy ještě jednou stručně výčet anomálií v porovnání s myšlenkami v Pitcherově díle: Zdroj tepla stejně jako fyzikální podmínky tavení materiálu v hloubce jsou hypotetické. Mechanismus pronikání magmatu z rozhraní kůra/plášť do svrchních úrovní kůry je problematický. Stupeň rovnovážného stavu v krystalizační historii granitového magmatu snad budeme umět určit za dvacet let. Spolehlivost geochemického modelování či tektonomagmatických diskriminantů je v nejlepším případě diskutabilní. Nemáme jistotu ani o roli metasomatózy ve vývoji granitu, ani o vztahu mafických a felzických granitických hornin a úvahy odvozené ze struktur granitických hornin jsou dvojznačné. Jsou rozdílné názory na úlohu migmatitů jako příkladu parciálního tavení pro vznik granitů a velmi nejasný je vztah granitu a samostatné fluidní fáze i její tvorba. Naskýtá se tedy otázka, není-li anomálií tak velký počet a v tak zásadních bodech, že je nutné nové paradigma.

My ve shodě s Pitcherem a řadou dalších autorů pokládáme za zásadní otázku současného magmatického granitového paradigmatu problém výstupu a emplacementu granitoidů do svrchní kůry, popřípadě dnešní úrovně. Na tomto nevyřešeném problému (anomálie v bodě 3) jsou rozpory nejlépe patrné. Shrnuli jsme pochybnosti, zda je tento problém řešitelný v magmatických modelech vzniku granitoidů. Bez vyřešení této klíčové otázky, ústřední anomálie, nelze magmatické paradigma pokládat za vyhovující a prokázané.

Zdá se, že je nutno přikročit k vytvoření nového paradigmatu, které bude schopno odpovědět na sporné otázky a posunout řešení vzniku granitu dále dopředu. Nové paradigma musí obsáhnout syntézu obrovského množství nových faktických dat, ať už geologických, petrologických, mineralogických, geochemických, izotopových, strukturně geologických a v neposlední řadě i geofyzikálních,

které byly získány za několik posledních desetiletí. Tento přístup je zcela nutný, aby nebyly zanedbány důležité výsledky z různých odvětví geologických věd, které mohou vymezovat rámec pro stanovení základních premis nového paradigmatu.

Za jeden z možných modelů vzniku granitu považujeme hypotézu izochemické granitizace in situ v mělkých úrovních kůry, jak byla stanovena pro středočeský pluton na základě dosavadních geologických, geofyzikálních, geochemických a petrografických dat Palivcovou et al. (1989) a rozvinuta v dalších pracích (Vlašímský et al., 1992; Ledvinková et al., 1999). Tato hypotéza má pochopitelně velké množství odpůrců, protože dosavadní magmatická teorie vzniku granitu je celosvětově rozšířena, zažita a bohužel, často až nekriticky přijímána.

Nepodceňujeme Clarkův námět – vzhledem k současným finančním a ekonomickým problémům – na změnu budoucí orientace granitologie, tj. „od získávání nákladných terénních i laboratorních údajů k období relativně nenákladného, abstraktního, syntetického, numerického, teoretického, cíleně zaměřeného, integračního, kooperačního, koordinovaného, přemýšlivého výzkumu". Nicméně se domníváme, že pokrok v řešení granitového problému může být výsledkem především terénního výzkumu. Dále jej vidíme v orientaci na seriózní srovnávání a testování obou kontroverzních přístupů, magmatického i transformistického (v novém pojetí), na dostatečně geologicky, látkově i geofyzikálně prostudovaných příkladech.

Model granitizace byl na Clarkově „stromu života" (Clarke, 1992) odsouzen k zániku. Poznamenáváme, že šlo o model *metasomatické granitizace*. To však neznamená, že bychom se nad transformistickým modelem neměli zamýšlet. Je třeba odstranit jeho největší nedostatek, rozsáhlou metasomatózu, a to nová hypotéza *izochemické granitizace in situ* důsledně dělá. Clarke (1992) i Hutton (1996) připouštějí, že teorie granitizace je jediná, která je schopna vyřešit problém emplacementu a prostoru, tedy základní otázku granitového problému.

Poděkování. Profesorům W. S. Pitcherovi a D. B. Clarkovi srdečně děkujeme za laskavé zaslání fotografií.

Literatura

Brown, P. E., 1994: The nature and origin of granite, by W. S. Pitcher. Blackie Academic and Professional, 1993. 321 pp. – (A book review). *J. Petrology, 35, 4, 1175–1177.*

Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974: Two contrasting granite types. *Pacific Geol., 6, 173–174.*

Clarke, D. B., 1992: Granitoid rocks. *Chapmann-Hall, London, 283.*

Clarke, D. B., 1996: Two centuries after Hutton's Theory of the Earth: the status of granite science. *Transactions of the Royal Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 87, 1–2, 353–359.*

Chacko, T. & Creaser, R. A., 1995: Hercynite-bearing granites and associated metasedimentary enclaves from the Taltson Magmatic Zone, Alberta, Canada: a natural example of high-temperature pelite melting. *Abstracts. III. Hutton Symposium The origin of granites and related rocks. U. S. Geological Survey Circular 1129, 32–33.*

Didier, J. & Barbarin, B., 1991: Enclaves and granite petrology. Development in petrology. *Elsevier, (Amsterdam), 13, 625.*

Flinders, J. & Clemens, J. D., 1995: Non-linear dynamics and the distribution and compositions of enclaves in granitoid magmas. *Abstracts. III. Hutton Symposium The origin of granites and related rocks. U. S. Geological Survey Circular 1129, 52.*

Hutton, D. H. W., 1996: The "space problem" in the emplacement of granite. *Episodes, 19, 4, 114–119. IUGS.*

Janoušek, V., Rogers, G. & Bowes, D. R., 1995: Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Geol. Rdsch., 84, 520–534.*

Johannes, W & Holtz, F., 1996: Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Minerals and rocks. 335 pp. *Springer-Verlag Berlin, Heidelberg.*

Lang, M. (ed.), 1978: Rocks of the Teletín quarries. Petrology of the intrusive contact of tonalite near Teletín. (In Czech.) Studie ČSAV, 3, 110.

Ledvinková, V., Waldhausrová, J. & Palivcová, M., 1999: Recrystallized members of Upper Proterozoic ultramafic magmatism in the Variscan felsic/mafic stratified plutonic series in the Teletín quarries (Central Bohemian Pluton, Bohemian Massif). *Krystalinikum, 25, 49–82.*

Mehnert, K. R., 1987: The granitization problem – revisited. *Fortschr D. Mineral. (Stuttgart), 65, 285–386.*

Osička, A. & Poldauf, I., 1971: Anglicko-český slovník. ČSAV Praha.

Palivcová, M. (ed.), 1975: Pecerady gabbro – an example of the appinite type body in the Central Bohemian Pluton. (In Czech.) Studie ČSAV, 12, 166.

Palivcová, M., Waldhausrová, J. & Ledvinková, V., 1989: Precursors lithology and the origin of the Central Bohemian Pluton (Bohemian Massif). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 5, 521–546.*

Palivcová, M., Waldhausrová, J. & Ledvinková, V., 1998: Euhedral and euhedral-looking ocelli in mafic bodies of granitic complexes. Transformist's Petrology, Theophrastus Publ. 47–76. Athens.

Paterson, S. R. & Vernon, R. H., 1995: Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geol. Soc. Amer. Bull., 107, 1356–1380.*

Paterson, S. R., Fowler, T. K. Jr. & Miller, R. B., 1996: Pluton emplacement in arcs: a crustal-scale exchange process. Transactions of the Royal Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 87, 1–2, 115–123.

Petford, N., 1995: Granite ascent: dykes or diapirs? Abstracts. III. Hutton Symposium The origin of granites and related rocks. U. S. Geological Survey Circular 1129, 114–115.

Petford, N., 1996: Dykes or diapirs? Transactions of the Royal Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 87, 1–2, 105–114.

Pitcher, W. S., 1993: The nature and origin of granite. Blackie Acad. Press (London), 321.

Pitcher, W. S., 1997: The nature and origin of granite. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 408 pp.

Pitcher, W S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. & Beckinsale, R. D., 1985: Magmatism at a plate edge – the Peruvian Andes. *Blackie, Glasgow, 328 pp.*

Shelley, D., 1993: Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman Hall, 405 pp. London.

Solar, G. S. & Brown, M., 1995: Contrasting Migmatite Terrains, Tumbledown Mountain area, west-central Maine. Abstracts. III. Hutton Symposium The origin of granites and related rocks. U. S. Geological Survey Circular 1129, 142–143.

Štovíčková, N., 1973: Hlubinná zlomová tektonika a její vztah k endogenním geologickým procesům. Studie ČSAV Praha.

Taylor, H. P. Jr., 1988: Oxygen, hydrogen and strontium isotope constraints on the origin of granites. Transactions of the Royal Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 70, 317–338.

Tuttle, O. F. & Bowen, N. L., 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. *Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 153 pp.*

Vlašímský, P., Ledvinková, V., Palivcová, M. & Waldhausrová, J., 1992. Reliktní stratigrafie a vznik středočeského plutonu. *Čas. Mineral. Geol., 37, 31–44.*

Wickham, S. M., 1987: The segregation and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. (London), 144, 281–297.*

Poznámka oponenta.
Transformistické náhľady dnes prijíma málokto, a preto len ťažko sa dá súhlasiť s touto konštatáciou autoriek na s. 12: „Zdá se, že je nutno přikročit k vytvoření nového paradigmatu, které bude schopno odpovědět na sporné otázky a posunout řešení vzniku granitu dopředu.“ Hlavná diskusia v súčasnosti neprebieha o vzniku granitovej magmy, ale o spôsobe jej umiestnenia, a je teda o tom, či magma vystupuje ako diapír alebo v podobe dajok, no najskôr sa „nafúknu“ (balooning). Pritom kritickým problémom je, či granitoidné intrúzie zachovávajú informáciu o výstupe, alebo iba o umiestnení.

I. Petrík

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 403–410

SÚHRNNÝ REFERÁT

Kozmické, geologické a geochemické anomálie vzácnych zemín

JÁN BABČAN

Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 15. 3. 2001)

Cosmic, geological and geochemical anomalies of rare earths

It is a wont to ascribe the anomalies of the rare earths elements in geological and geochemical processes to differences of the valency of certain elements (especially Eu and Ce). However, in this group of elements there are many different attributes: in atomic radius, in density of metals a their compounds, in different values of electronegativity, in distinct values of ionic radius mainly with the connection to coordination bonds in compounds and minerals, in different type of complex compounds, in different solubility of compounds and minerals, in hydrolytic properties etc. All this differences can have a place in cosmic, geological and geochemical processes and their knowledge can help as to explain a seeming disagreements.

Key words: rare earths elements, properties, anomalies, meteorites, geology, geochemistry

Úvod

Od prvej súbornejšej práce o rozšírení prvkov vzácnych zemín v zemskej kôre uplynuli už temer tri štvrte storočia. Intenzívne štúdium vzácnych zemín sa začalo v 60. rokoch 20. stor. a od 70. rokov 20. stor. možno registrovať priam explóziu poznatkov o ich výskyte v rozličných objektoch, a to nielen pozemských, ale aj kozmických. Geológovia od nových poznatkov o rozšírení prvkov vzácnych zemín (REE) očakávali podklady na riešenie niektorých genetických problémov. Rozdielny obsah REE v horninách, predovšetkým v magmatických, v relácii k ich priemernému obsahu v chondritických meteoritoch, považovaných za isté etalóny ich výskytu, mal byť odrazom diferenciačných procesov magmatického, metamorfného, ale aj iného štádia.

Veľké nádeje sa spočiatku vkladali do poznatkov o Eu, pri ktorom sa zistili odlišnosti oproti etalónom tak v smere vyššieho, ako aj nižšieho obsahu, ktoré sa súborne označovali ako pozitívne alebo negatívne európiové anomálie. Podstata týchto odlišností sa pôvodne vysvetľovala existenciou dvoch oxidačných (valenčných) stupňov Eu, ktoré mali v príslušných geologických procesoch viesť niekedy k rastu, niekedy k poklesu porovnávaného obsahu Eu. Podobný efekt sa však zistil aj pri iných prvkoch zo skupiny REE. Tieto anomálie nie sú dodnes dostatočne objasnené.

V našej literatúre sa problematikou REE súbornejšie zaoberal Jakeš (1984), ale odvtedy sa objavili nové poznatky, ktoré problematiku stavajú do iného svetla.

Stručná charakteristika prvkov vzácnych zemín

Literatúra o vzácnych zeminách je veľmi rozsiahla a zahŕňa chemické, fyzikálne, technologické, kozmochemické, geochemické, geologické, biochemické a iné údaje. Hneď na začiatku treba upozorniť na to, že zaraďovanie prvkov do skupiny vzácnych zemín nie je jednotné. Podľa niektorých autorov medzi ne patrí len 15 prvkov s atómovým číslom 57–71, tzv. lantanoidy (skrátene Ln), Goldschmidt (1925) k nim priradil aj Y. Medzinárodná únia čistej a aplikovanej chémie (IUPAC) na základe chemickej príbuznosti odporučila začleniť medzi ne ďalší prvok IIIA skupiny periodickej sústavy, a to Sc, a tak by skupinu vzácnych zemín malo tvoriť 17 prvkov. Pm sa doteraz v pozemských materiáloch nepodarilo zistiť, aj keď je pravdepodobné, že môže byť produktom štiepenia U, najmä ^{235}U. Ďalej si všímame hlavne lantanoidové, ale v príslušných súvislostiach aj iné členy REE.

Podľa atómovej hmotnosti sa REE – presnejšie: iba spomínané lantanoidy – rozdeľujú na ľahké (LREE), zahŕňajúce členy od La po Eu, a ťažké (HREE), medzi ktoré patria Ln od Gd po Lu. Niekedy sa vyčleňuje aj skupina stredných REE (MREE), a to v rozmedzí Pm – Ho.

Istý význam mala svojho času chemická klasifikácia založená na rozdieloch v rozpustnosti niektorých zlúčenín. Podľa nej sa rozlišovali ceritové a ytriové vzácne zeminy. Do ceritovej sa zaraďoval Ce, Pr, Nd a Sm a v ytriovej sa vydeľovala ešte terbiová (Eu, Gd a Tb), erbiová (Dy, Ho, Er a Tm) a yterbiová (Yb a Lu) skupina. Samostatnú skupinu tvorilo Sc, Y a La.

Podobné chemické a z toho vychodiace aj geochemické vlastnosti REE sa odvodzujú z podobnosti atómovej stavby, najmä elektrónového obalu prvkov tejto skupiny (tab. 1). Z tab. 1 vyplýva podobnosť najmä v obsadzovaní elektrónov vonkajších *d* a *s* orbitálov 4. až 6., resp. 3. až 5. vrstvy. Keďže sú tieto elektróny nositeľmi chemických vlastností, mali by sa prvky chemicky správať rovnako. Ale počínajúc prvkom číslo 58 (Ce) a končiac číslom 71 (Lu) do štruktúry Ln vstupujú elektróny *f* orbitálu štvrtej vrstvy. Tieto elektróny sa sčasti zúčastňujú aj na chemických reakciách. Napríklad Ce môže vystupovať aj v oxidačnom stupni +4 stratou dvoch elektrónov z orbitálu *f*. Stratou jedného *f* elektrónu vzniká Ce^{3+} a podobne sa správajú aj ostatné Ln, pokiaľ nemajú jeden elektrón v 5*d* orbitáli.

Tab. 1
Elektrónová konfigurácia atómov REE (Gažo et al., 1974)
Electron configuration of the rare earth elements

		Elektrónové vrstvy a orbitály													
At. číslo	Značka	3			4				5				6		
		s	p	d	s	p	d	f	s	p	d	f	s	p	d	f
21	Sc	[Ar]		1	2										
39	Y				[Kr]		1		2						
57	La								[Xe]		1		2		
58	Ce							2	[Xe]				2		
59	Pr							3	[Xe]				2		
60	Nd							4	[Xe]				2		
61	Pm							5	[Xe]				2		
62	Sm							6	[Xe]				2		
63	Eu							7	[Xe]				2		
64	Gd							7	[Xe]		1		2		
65	Tb							9	[Xe]				2		
66	Dy							10	[Xe]				2		
67	Ho							11	[Xe]				2		
68	Er							12	[Xe]				2		
69	Tm							13	[Xe]				2		
70	Yb							14	[Xe]				2		
71	Lu							14	[Xe]		1		2		

Je pravdepodobné, že spomenuté rozdiely majú nukleogenetický (t. j. primárne energetický) pôvod, ale je tiež pravdepodobné, že majú aj chemický a geochemický význam. Podľa doterajších poznatkov sa *f* elektrónom pripisuje osobitný význam. Postupný rast elektrónov *f* orbitálu štvrtej vrstvy sa nezačína La, ale Ce a prerušuje sa po Eu a Y, a to sú práve prvky, ktoré sa svojím oxidačným stupňom odlišujú od ostatných Ln. Ce môže vystupovať ako Ce^{4+}, Eu a Yb ako Eu^{2+} a Yb^{2+} popri ich významnom vystupovaní ako Ce^{3+}, Eu^{3+} a Yb^{3+} (tab. 2). Uvedené anomálie v elektrónovej stavbe sa objavujú aj v anomáliách spojených s výskytom týchto prvkov v rozličných geologických objektoch, ale prejavujú sa aj v niektorých fyzikálnych vlastnostiach REE.

Tab. 2
Prehľad dôležitejších oxidačných stupňov vzácnych zemín
Survey of the more important valency of the rare earth elements

Prvok	Mocenstvo	Prvok	Mocenstvo	Prvok	Mocenstvo
Sc	3+	Pm	3+	Ho	3+
Y	3+	Sm	3+, 2+	Er	3+
La	3+	Eu	3+, 2+	Tm	3+
Ce	4+, 3+	Gd	3+	Yb	3+, 2+
Pr	3+, 2+, 4+	Tb	3+, 4+	Lu	3+
Nd	3+, 2+	Dy	3+		

V hodnotách atómového polomeru sú dve významnosti. Je to predovšetkým tzv. lantanoidová kontrakcia, keď so stúpajúcou atómovou hmotnosťou od La k Lu – s výnimkou Eu a Yb – atómový polomer pravidelne klesá (tab. 3). Druhou sú spomenuté anomálne hodnoty atómového polomeru Eu a Yb, ktoré sú podstatne vyššie ako pri ostatných Ln. Veľmi zaujímavé je, že iónové polomery trojmocných iónov týchto prvkov už zapadajú do lantanoidovej zostupnosti. Vyššie atómové polomery sa zákonite prejavujú nižšou hustotou obidvoch prvkov. Ďalšou abnormalitou pri Eu a Yb je podstatne nižší bod ich topenia a varu, ako vyžaduje lantanoidový trend.

Iónové polomery uvedené v tab. 3 sa týkajú väzby s koordinačným číslom 6. Keďže REE môžu vstupovať do väzieb aj s vyššími koordinačnými číslami, menia sa tým aj príslušné iónové polomery, napr. pri Eu^{3+} pri koordinačnom čísle 7 je to 101, pri 8 106,6 a pri 9 112 pm. Podobne je to i pri ostatných REE.

Ióny nižšieho mocenstva REE (napr. Eu^{2+}, Yb^{2+}) majú podstatne väčší iónový polomer. Pre Eu^{2+} v závislosti od koordinačných čísel je to
pri 6 117, pri 7 120, pri 8 125, pri 9 130 a pri 10 135 pm.

Na ilustráciu uvádzame, že pri Ce^{4+} je pri koordinácii 6 polomer 87 a pri 12 už 114 pm. Pri úvahách o izomorfnom zastupovaní, resp. pri vstupovaní REE do štruktúry minerálov to treba mať na pamäti, a to tak pri prvkoch tejto skupiny navzájom, ako aj pri iných prvkoch. S ohľadom na iónový polomer a koordinačné väzby je napríklad pri nízkej teplote malá pravdepodobnosť vstupu Eu^{3+} do zlúčenín, resp. minerálov s Nd^{3+}, La^{3+}, Ce^{3+} a $HREE^{3+}$, ale naopak sú pozitívne väzby na Sm^{3+}, Gd^{3+}, ďalej Y^{3+} a po nábojovej kompenzácii na Th^{4+}, U^{4}. Eu^{2+} má v tomto smere neobyčajne blízko s Sr^{2+}, o niečo menej s Ca^{2+}, Pb^{2+}.

Všetky REE môžu vo svojich prírodných zlúčeninách vystupovať ako trojmocné (tab. 2), ale toto mocenstvo nemusí byť hlavné resp. stabilné. Ce v prírodných podmienkach vystupuje častejšie ako Ce^{4+}, Eu ako Eu^{2+} a do značnej miery to platí aj o Yb^{2+}. Prechod z trojmocného do dvojmocného stavu sa laboratórne zaregistroval aj pri iných REE, ale detaily o týchto reakciách v prírodných podmienkach nie sú dostatočne preskúmané.

Na oxidačnoredukčné charakteristiky REE, ktorých časť uvádzame v tab. 4, poukazujú hodnoty štandardných elektródových potenciálov, a najmä potenciálov niektorých elektrochemických reakcií. Na porovnanie sa uvádzajú aj hodnoty niektorých prvkov nepatriacich medzi REE. Za pozornosť stojí, že elektródové potenciály v oxidač-

Tab. 3
Niektoré fyzikálne vlastnosti vzácnych zemín (Gažo et al., 1974; Jakubke a Jeschkeit, 1994)
Some physical properties of the rare earth elements

Prvok	Atómová hmotnosť	Atómový r pm	Iónový r pm	Hustota g/cm^3	Bod topenia °C	Bod varu °C
Sc	45,1	165	81	2.985	1539	2832
Y	88,92	178	92	5,51	1552	3337
La	138,91	188	114	6,15	920	3469
Ce	140,12	182,5	103,4	6,733	798	3257
Pr	140,91	182	101,3	6,475	935	3017
Nd	144,24	181,4	99,5	7,003	1016	3127
Pm	145	181	98,1	7,22	1168	1168
Sm	150,36	180,2	96,4	7,536	1072	1900
Eu	151,96	199,5	95	5,245	826	1439
Gd	157,25	178,7	93,8	7,886	1312	3000
Tb	158,92	176,3	92,3	8,253	1356	2480
Dy	162,5	175,2	90,8	8,559	1407	2335
Ho	164,93	174,3	89,4	8,78	1470	2720
Er	164,26	173,4	88,1	9,048	1522	2510
Tm	168,93	172,4	86,9	9,318	1545	1725
Yb	173,04	194	85,8	6,972	816	1193
Lu	174,97	171,8	84,8	9,843	1675	3315

nom stupni 3+ majú v lantanidovom rade jednoznačne zostupnú tendenciu.

Použiteľnosť hodnôt tab. 4 v geochemických procesoch je dosť obmedzená, pretože údaje sa vzťahujú na vodné roztoky a teplotu 25 °C, a preto sa môžu uplatniť predovšetkým v sedimentárnych procesoch. Pokiaľ ide o magmatické a metamorfné procesy, potrebné sú hodnoty platné pri taveninách. Z tab. 4 sa dá vyčítať veľa, najmä analógiou so systémami iných prvkov. V súhlase s Drakom a Weillom (1975) predpokladáme, že aj v taveninách a v ich nasledujúcom stuhnutí sa môže pomer Eu^{2+}/Eu^{3+} použiť na dôkaz redoxných podmienok.

Tab. 4
Štandardné elektródové potenciály a potenciály elektrochemických reakcií niektorých prvkov (Hanč, 1951, Hermann in Wedepohl, 1969; Jakubke a Jeschkeit, 1994; Cotton a Wilkinson, 1973)
Standard electron potentials and potentials of electrochemical reactions of some elements

Elektród. sústava	Eo V	Chemická reakcia	V
Na/Na+	-2,712		
La/La3+	-2,552		
Ce/Ce4+	-2,483	Ce3+ = Ce4+ + e	1,61
Pr/Pr4+	-2,462	Pr3+ = Pr4+ + e	1,6
Nd/Nd3+	-2,431		
Pm/Pm3+	-2,433		
Eu/Eu3+	-2,407	Eu2+ = Eu3+ + e	0,43
Gd/Gd3+	-2,397		
Tb/Tb3+	-2,391	Tb3+ = Tb4+ + e	1,23
Y/Y3+	-2,337		
Dy/Dy3+	-2,353		
Ho/Ho3+	-2,319		
Er/Er3+	-2,296		
Tm/Tm3+	-2,278		
Yb/Yb3+	-2,267	Yb2+ = Yb3+ + e	1,15
Lu/Lu3+	2,255		
Sc/Sc3+	-2,077		
S2-/So	-0,51	S2- = So + 2 e	0,18
Fe/Fe2+	-0,44	Fe2+ = Fe3+ + e	0,77
Fe/Fe3+	-0,04		
H/H+	0		
Cu/Cu2+	0,34	Cu+ = Cu2+ + e	0,17
Au/Au3+	1,42		

Negatívne hodnoty štandardných elektródových potenciálov ukazujú, že všetky REE sú neušľachtilé kovy, ktoré v elementárnom stave môžu z vody dosť energicky uvoľňovať H. Ďalej to dokazuje, že v systémoch terestrických planét – podobne ako alkalické kovy a alkalické zeminy – nemôžu REE vystupovať v elementárnej forme.

Vo vodnom prostredí (podľa tab. 4) je Ce^{4+} silným oxidovadlom, silnejším ako napríklad Au^{3+}. Platí to aj o ďalších štvormocných iónoch Pr^{4+} a Tb^{4+}, pokiaľ by sa vyskytli v prírodných podmienkach. Pozoruhodný je dosť vysoký potenciál sústavy Yb^{2+}/Yb^{3+}, čo signalizuje, že Yb^{3+} môže oxidovať aj Eu^{2+}. Na druhej strane Eu^{3+} môže byť oxidačným činidlom voči sulfidom, zlúčeninám jednomocnej Cu a pod.

Pozoruhodné vlastnosti Ce (ale aj Pr) vyplývajú z jeho elektrónovej stavby. Stratou štyroch elektrónov sa Ce – obrazne povedané – vyraďuje zo skupiny REE a vlastnosťami sa podobá štvormocným iónom – Tr, Hf a Zr, čo zrejme vysvetľuje ich časté spoločné vystupovanie v rôznych mineráloch. Pre úplnosť treba uviesť, že aj Eu, Yb a Sm sa vo forme dvojmocných iónov odlišujú od väčšiny Ln a blížia sa k alkalickým zeminám, najmä Ca^{2+}, Sr^{2+} a Ba^{2+}.

Pre geochemické procesy je významný poznatok, že každá zmena mocenstva REE oproti mocenstvu +3, t. j. zvýšenie (Ce, Pr a Tb) alebo zníženie (Sm, Eu a Yb), vytvára možnosť priameho a ľahkého oddelenia od ostatných prvkov skupiny.

Hodnoty elektronegativity všetkých REE sú veľmi nízke, a to 1,1–1,2, pričom nižšie hodnoty má Eu, Yb, ale aj La a Pm, a preto sa hydroxidy spomenutých prvkov pokladajú za relatívne silné zásady (tab. 4). Výnimkou je Sc, ktoré sa blíži amfotérnemu $Al(OH)_3$. Hydroxidy Ln sa

v prebytku alkalických hydroxidov nerozpúšťajú a v skupine Ln ich zásaditosť s iónovým polomerom klesá. Najsilnejšie sú zásady ceritových prvkov, najslabšie ytriových a stred patrí terbiovým zeminám. Z toho možno odvodiť, že sa v tejto tendencii relatívna stabilita REE proti hydrolytickým účinkom vody mení. Tieto vlastnosti REE sa môžu uplatňovať hlavne v sedimentárnych procesoch, osobitne pri zvetrávaní REE minerálov.

Všetky prvky vzácnych zemín tvoria vo vode rozpustné chloridy, dusičnany a sírany. Výnimkou sú sírany dvojmocného Eu, Sm a Y. Medzi nerozpustné patria fluoridy, oxidy, uhličitany, fosforečnany, oxaláty atď., potom hydridy a karbidy (pri úvahách o účasti REE v kozmických procesoch). Naposledy uvedené zlúčeniny sa pôsobením kyselín rozkladajú a uvoľňujú pritom acetylén, etán a iné uhľovodíky. Pre zeminy ceritovej a sčasti aj terbiovej skupiny je charakteristická tvorba rozpustných podvojných síranov s alkalickými kovmi typu $3\ R^{i}_2SO_4.R^{III}_2(SO_4)_3$, kde R^{I} = Na, K, R^{iii} sú príslušné katióny REE^{3+}. Tieto vlastnosti sa využívajú pri technickom delení REE.

Osobitnú poznámku si zasluhuje rozpustnosť karbonátov. Staršie chemické údaje o systémoch $R^{3+} - CO_3^{2-}$ – voda uvádzajú nerozpustnosť uhličitanov. Novšie Lee a Byrne (1993) potvrdili komplexáciu Ce, Eu, Gd, Tb a Yb karbonátovými iónmi, ale zistili, že z pätice týchto prvkov má Gd najnižšiu konštantu stability, čo môže vyvolávať jeho anomálie. Wendland a Harrison (1979) sa zmieňujú o extrémnej mobilite REE roztokmi bohatými na CO_2. Uvádzajú, že špeciálne HREE vstupujú do silikátovo-karbonátovej taveniny a navyše, že sa CO_2 – vodné fluidum obohacuje o REE.

Pri migračných procesoch je veľmi dôležitá tvorba komplexných zlúčenín. Wood et al. (2000) zistili prudký rast stability acetátových a chloridových komplexov Nd^{3+} s teplotou. Tieto komplexy sú však pri nízkej teplote podstatne slabšie ako komplexy Nd^{3+} s oxalátmi, fosfátmi a karbonátmi. Organické oxalátové komplexy sú veľmi silné a prekračujú stabilitu anorganických komplexov.

Pre sedimentárnu geochémiu majú osobitný význam komplexy REE s humínovými kyselinami a fulvokyselinami. Vznik rozpustných komplexov Eu^{3+} s týmito látkami potvrdil Tipping (1993), Dierckx et al. (1994) a Shin et al. (1996). Nagao et al. (1998) skúmali migráciu Eu^{3+} v piesočnej pôde prostredníctvom humínových kyselín a fulvokyselín a zistili, že optimálna mobilita je pri pH 5,5, čo by mali byť optimálne podmienky na extrahovanie Eu z pôdy.

Pre pôdne a iné procesy sedimentárnej geochémie sú dôležité poznatky o sorpcii REE na ílové minerály, oxidy, hydroxidy, karbonáty, fosfáty, organické koloidy atď. (Addeleye et al., 1994; Babung et al., 1998; Wang et al., 1998). Ohnuki et al. (1996) sorpciu Eu na apatitoch vysvetľujú metasomatickou náhradou za Ca. Steffers et al. (1993) zistili na podmorskej hydrotermálnej Fe kôre malé negatívne anomálie Ce, ale výrazne pozitívne anomálie Eu. Slabú adsorpciu Eu popri Cs a Sr opisuje Adelye et al. (1994) na kaolinite a montmorillonite. Podľa Ledina et al. (1994) sú pre adsorpciu Eu na koloidálnych oxidohydroxidoch Fe najvhodnejšie podmienky pri pH 5,5–6, keď nastáva kvantitatívna sorpcia, kým pri pH 4,5–5,5 je to len okolo 50 %. Pre kremeň sú optimálne podmienky sorpcie Eu pri pH 9 (≈ 90 %), pri pH 7 iba okolo 50 %. Catelette et al. (1998) uvádzajú pozoruhodný fakt, že magnetit má vysokú schopnosť sorbovať popri Cs^+ a Ba^{2+} i Eu^{3+}.

Zaujímavé je, že prítomnosť humínových kyselín bráni sorpcii Eu na goethit a boehmit (Fairhust a Warwick, 1998), oxaláty sorpcii Eu na hematit (Babung et al., 1998). Samadfan et al. (1998) zistili, že sorpcia Eu na kaolinite v prítomnosti humínových kyselín je viac ako šesťnásobne vyššia ako v prostredí bez humínových kyselín.

Námety aplikovateľné na geochemické procesy poskytujú aj technické postupy delenia REE. Je pozoruhodné, že napriek chemickej príbuznosti boli vypracované niektoré jednoduché deliace metódy. Spomenieme iba postupy, ktoré môžu mať istú analógiu v prírode. Na preparáciu REE sa oddávna používa mnohonásobná frakcionovaná kryštalizácia podvojných solí s alkalickými kovmi. Veľmi efektívna je redukcia zlúčenín REE elektrolyticky alebo zinkovým amalgámom. Na redukciu sa používa aj vodíková atmosféra (pri 700–1000 °C) alebo oxid uholnatý, ktorý Eu^{3+} redukuje už pri teplote 534–590 °C (Remy, 1968). Pritom sa zredukuje len Eu, Yb a Sm a tie sa potom vyzrážajú ako nerozpustné sírany, príp. ešte v prítomnosti nosiča $BaSO_4$ alebo $SrSO_4$. Využívajú sa i oxidačné procesy. Zmes oxidov REE sa taví s KNO_3 + $NaNO_3$, pri 300–350 °C Ce^{3+} zoxiduje na CeO_2, ktorý zostane nerozpustený po vylúhovaní taveniny vodou. Keď tavenie prebieha pri 400 °C, zoxiduje aj Pr. Z roztoku možno po luhovaní roztokom Na_2CO_3 vyzrážať uhličitany La.

Keďže sa v súčasnosti v geochronológii intenzívne využívajú izotopy REE, uvádzame aspoň niekoľko dôležitejších informácií. Zastúpenie stabilných aj rádioaktívnych izotopov REE v prírode je zákonité (s niekoľkými výnimkami). Počet ich prirodzených izotopov sleduje výskyt prvkov. Prvky s nepárnymi atómovými číslami majú výrazne menej izotopov, najčastejšie jeden, maximálne dva (La, Eu, Lu), prvky s párnymi atómovými číslami zväčša sedem izotopov. Výnimku tvorí Ce (má 4 izotopy), Nd (8) a Er (6). Po jednom rádioaktívnom izotope zo všetkých REE má len La, Ce, Nd, Sm a Gd. Izotop ^{138}La sa elektrónovým záchytom mení sčasti na ^{138}Ba, sčasti na ^{138}Ce. Rádioaktívne izotopy ostatných uvedených prvkov sa menia α rozpadom na stabilné izotopy: ^{142}Ce na ^{138}Ba, ^{144}Nd na ^{140}Ce, ^{147}Sm na ^{143}Nd a ^{152}Gd na ^{148}Sm. Polčasy α rozpadu sú veľmi dlhé, a to $1{,}1.10^{11}$ (Sm) až $5{,}0.10^{15}$ (Nd) rokov.

Pm má všetkých 16 umelo pripravených izotopov rádioaktívnych s veľmi krátkym polčasom rozpadu (sekundy až roky). Ako sme už uviedli, v pozemských podmienkach sa Pm doteraz nezistilo, ale je pravdepodobné, že niektoré jeho izotopy môžu byť produktmi štiepenia U, najmä izotopu ^{235}U.

Vzácne zeminy v kozmochémii, geológii a geochémii

V úvode sme naznačili, čo sa od poznatkov o REE pôvodne očakávalo. Z prehľadu fyzikálnych, chemických

Tab. 5
Obsah REE (ppm) v uhlíkatých chondritoch a hodnoty chondritickej normalizácie (CN) (Haskin et al., 1968; Wakita et al., 1971; Masuda et al., 1973; Nakamura, 1974; Evenson et al., 1978; Boyton, 1984)
Contents of REE (ppm) in carbonaceous chondrites with the values of chondrite normalization (CN)

Prvok	Obsah			Prvok	Obsah		
	min.	max.	CN		min.	max.	CN
La	0,24	0,38	0,31	Tb	0,04	0,05	0,047
Ce	0,64	0,98	0,808	Dy	0,215	0,39	0,322
Pr	0,1	0,12	0,122	Ho	0,06	0,08	0,072
Nd	0,48	0,72	0,6	Er	0,17	0,25	0,21
Sm	0,15	0,23	0,195	Tm	0,026	0,032	0,032
Eu	0,06	0,09	0,073	Yb	0,16	0,25	0,0209
Gd	0,2	0,31	0,259	Lu	0,02	0,04	0,032

a kryštalochemických vlastností REE rezultuje, že údaje z prírodných výskytov nedávajú vždy jednoznačné podklady na príslušné rozhodnutia. Okrem súvislostí, ktoré sa už spomenuli, sa ako fakt ukazuje, že objektívne využívanie REE pri porovnávacom štúdiu výrazne obmedzuje inhomogenita referenčných materiálov (uhlíkaté chondrity a pod.).

Podľa teoretických predstáv o vzniku slnečnej sústavy by mal obsah REE v Zemi ako celku zodpovedať priemernému zastúpeniu REE v meteoritoch, najmä v uhlíkatých chondritoch, ktoré sa pokladajú za protomateriál Zeme. Údaje o obsahu REE v týchto materiáloch sa stali podkladom na výpočet normatívov, podľa ktorých sa obsah REE v týchto objektoch prepočítava.

Poznatky z novodobých štúdií chemického zloženia meteoritov, predovšetkým o zastúpení REE, nepotvrdzujú homogenitu zloženia chondritických meteoritov presvedčivo, ako to pôvodne predpokladali I. a W. Noddack (1930) a neskôr aj iní autori. Tab. 5 zhŕňa údaje z práce Hendersona (1984), citujúce obsah REE v chondritoch z analýz piatich autorov a z 33 analyzovaných vzoriek, a uvádza aj odporúčané hodnoty chondriticky normalizovaného obsahu príslušných REE (Boynton, 1984).

Z hodnotenia všetkých analýz zachytených v tab. 5 vyplývajú rozdiely v obsahu prvkov – v rozmedzí minim a maxim – 50 %, ba i viac, čo dosť výrazne potvrdzuje heterogenitu skúmaných materiálov. Na heterogenitu meteoritov, a to nielen uhlíkatých, poukazujú aj iné fakty. Tak napr. v jemnozrnných agregátoch uhlíkatého meteoritu Allende sa zistili silné záporné anomálie Eu, Er a Lu, kým v zrnitých chondrulách z anomálií zostali len veľmi slabé, ale zato pozitívne anomálie Eu (Clarke et al., 1971, in Boynton, 1984). V meteorite Richardton sa zistil pokles obsahu REE v smere od La ku Gd, ale obsah ďalších REE prudko vzrástol (Evensen et al., 1979, in Boynton, 1984).

V uhlíkatom meteorite Vigarano sa analyzovali štyri nealterované inklúzie (Loss et al., 1994). V troch sa zistilo rovnaké zastúpenie (o. i. Mg, Ca, Sr, Ba, Nd, Sm) ako v meteorite Allende a vo štvrtej inklúzii podstatne nižší obsah izotopov Ca, Ti, Sr, Ba i Sm. Na tomto základe autori usúdili, že materiál meteoritu pochádza z rozličných rezervoárov pôvodného (proto)slnečného systému.

Pozoruhodný je obsah REE v achondritoch. Už Schmitt et al. (1963, cit. in Wedepohl, 1969) upozornili na to, že achondrity chudobné na Ca majú významné negatívne anomálie Eu, ale achondrity bohaté na Ca nie. Zaujímavé je aj to, že achondrity majú šesť až desať ráz vyšší obsah REE ako chondrity.

Na heterogenitu obsahu REE v ureilitoch (zo skupiny achondritov chudobných na Ca) upozornilo viac autorov. Napríklad Goodrich a Lungmair (1995) zhrnuli výsledky štúdia deviatich vzoriek ureilitov a konštatovali, že protomateriály (olivín, pyroxény) podľa obsahu $^{147}Sm/^{144}Nd$ a ^{143}Nd majú vek 4,23 miliárd rokov, kým v interstíciách je vek podstatne mladší (3,74 miliárd rokov), ale na LREE bohatší materiál. Názory na príčiny týchto odlišností nie sú jednotné.

Cieľom tohto nášho širšieho rozboru je upozorniť na problematiku referenčných materiálov používaných pri údajoch o obsahu REE v rozličných objektoch. Odporúčaný chondriticky normalizovaný obsah REE (tab. 5) je síce medzi minimálnym a maximálnym obsahom v uhlíkatých chondritoch, ale jednotlivé konkrétne hodnoty môžu viesť k nezrovnalostiam. Z tohto pohľadu sa zdá, že normalizácia obsahov REE na priemerné hodnoty severoamerických bridlíc (NASC – North American Shale Composite) môže poskytovať lepšie výsledky.

Sama koncepcia chondritických normatívov nemusí byť pri hodnotení obsahu REE chybná, lebo podobných vedeckých konvencií je viac. Oveľa dôležitejšie však je, že chondrity nemajú rovnaké zloženie. Z toho vyplýva, že stavebný protomateriál Zeme musel byť rôznorodý, a preto je veľmi aktuálna otázka, do akej miery možno objektívne porovnávať tak typy hornín z rozličných geologických oblastí, ako aj diferenciačné procesy vedúce k ich vzniku. V širšej súvislosti sa bude treba zamerať aj na príčiny rozdielov v obsahu REE v chondritoch a achondritoch, ako aj na podstatu procesov zodpovedných za naznačené disproporcie.

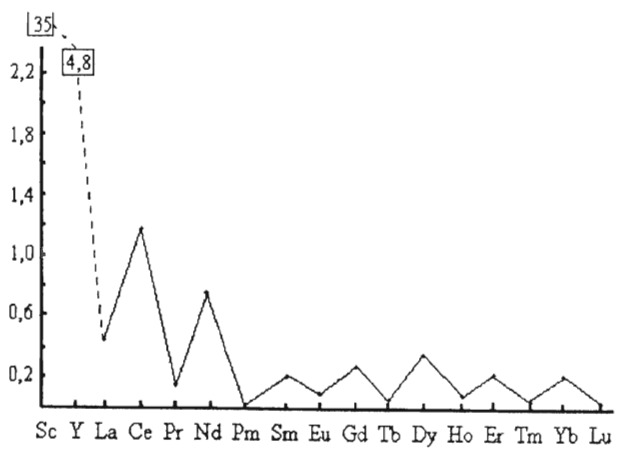
Anomálie a mnohé doteraz nevysvetlené súvislosti obsahu a pohybu REE sa týkajú rozličných geologických procesov a pohybov jednotlivých REE. Napríklad z analýz lávy šiestich havajských štítových vulkánov vyplýva (Frey et al., 1994), že sa odlišuje nielen obsahom makrozložiek (napr. obsah MgO kolíše od 5 do 22 %, Al_2O_3 9–16 % atď.), ale aj minoritných zložiek a stopových

prvkov vrátane REE (K_2O 0,5–0,8 %, La 16–19 ppm, Sc 20–32 ppm). Láva odlišného veku (1–3 miliónov rokov) sa v negatívnej korelácii inkompatibilných prvkov (La, Nb, Ta, Sr, P_2O_5, Zr, Hf a Th) väčšinou zhoduje s obsahom MgO. Ale zistila sa i pozitívna korelácia. Niektoré druhy lávy mali pozitívnu koreláciu REE od La po Nd, ale od Eu po Lu už negatívnu. Tieto protirečivé zistenia viedli autorov k záveru, že sa azda každý štít formoval z materiálu odlišného zdroja. Treba zdôrazniť, že spomenuté havajské vulkány sú rozložené vo vzdialenosti okolo 300 km. Niektoré odlišnosti autori vysvetľovali variáciou v procesoch tavenia, rozdielmi v pôsobení tlaku a pod. a rozdiely v obsahu pomeru Sm/Nd prítomnosťou xenolitických granátov v láve.

Podobné protirečenia možno uviesť aj z granitoidných hornín. Pri granitoch typu S sa niektoré problémy v obsahu REE dajú vysvetliť rôznorodosťou sedimentárnych zdrojov. Pri objasňovaní genézy granitov typu I na báze REE musia autori často siahať po hypotéze o mixácii plášťových a kôrových materiálov, aby sa „zmestili" do predpokladaného obsahu REE podľa chondritickej normalizácie zemského plášťa (napr. Peterson et al., 1993; Beyth et al., 1994; Tomascak et al., 1996; Chen et al., 1999, a i.).

Z hľadiska uvedených faktov sa aj otázka diferenciácie materiálov zemských hlbín, napr. vrchného zemského plášťa, dostáva do úplne inej polohy, než ako sa javila doteraz. Treba v celom rozsahu súhlasiť s Freyom (1984), že zjednodušené predstavy napr. o diferenciačných procesoch peridotitov a pod. sú v kontraste so skutočnosťou, že chondritické meteority nemajú rovnaké zloženie, že geofyzikálne údaje nie sú dobrým indikátorom ich zloženia a že naše vedomosti o taveninách, procesoch ich výstupu atď. sú nedostatočné. K tomu treba ešte dodať, že sú stále nedostatočné aj naše celkové poznatky o správaní REE.

Fyzikálne a chemické vlastnosti REE vo všeobecnosti neposkytujú dostatok jednoznačných podkladov na hodnotenie procesov diferenciácie jednotlivých prvkov vzácnych



Obr. 1. Relatívne zastúpenie REE v slnečnej sústave v relácii k Si = 10^6 atómov (Cameron, 1973).

Fig. 1. Relative abundance of REE in the Solar system in relation to Si = 10^6 atoms.

zemín v endogénnych procesoch. Napr. ochudobnenie alebo obohatenie tavenín s obsahom Eu^{3+} na základe oxidačnoredukčných zmien je v endogénnych podmienkach málo pravdepodobné. Tam prevládajú redukčné podmienky a Eu je zastúpené vo forme Eu^{2+}. Istú možnosť však poskytuje gravitačná diferenciácia v magmatických kozuboch, v ktorých by sa mohlo oddeľovať veľmi ľahké Eu od ťažších REE predovšetkým v prvých extrúziách (pozri tab. 3).

Z viacerých hľadísk sa ukazuje ako užitočná podrobnejšia analýza problematiky pohybu REE v sedimentárnych procesoch. Zvetrávanie minerálov a hornín vytvára azda najvhodnejšie podmienky na redistribúciu REE tak vo vzťahu k ich väzbám v pôvodných materiáloch, ako aj na diferenciáciu jednotlivých REE navzájom. Poznatky z týchto procesov sa často využívajú aj na hlbšiu charakteristiku REE v pôvodných horninách a tiež ako podklady pri odhade ďalších procesov spätých s diagenézou a metamorfózou sedimentov, s migráciou REE do vodných tokov a morí atď.

Frey et al. (1994) v spomenutej práci o havajských vulkánoch sledovali aj alteračné procesy láv. Potvrdili veľkú mobilitu REE pri zvetrávaní, avšak v nerovnakej intenzite, a to tak pri jednotlivých lokalitách, ako aj pri jednotlivých prvkoch. Vo zvetraninách sa najčastejšie koncentroval La (s obohacovacím faktorom 1,5), ďalej Y a HREE (faktor 2). Z týchto prvkov vysvetľujú len väzbu Y (na P_2O_5), kým ostatné nekomentujú. LREE sú odnášané. Zaujímavé je zistenie, že pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ zostáva v restite rovnaký ako v pôvodnej láve. Odnosom K spolu s Rb sa v restite zakonzervoval pomer Sr izotopov, a tak sa jeho časový vývoj zastavil.

Macfarland et al. (1994) skúmali dva hĺbkové profily zvetrávania bazaltu na lokalite Mt. Roe v Západnej Austrálii (vek 2760 mil. rokov) a v obidvoch zaznamenali trochu odlišný vertikálny pohyb REE. Vyššie koncentrácie LREE zistili v sericitickej zóne (v hĺbke 4–6 m, so šesť a deväťnásobným obohatením oproti nezvetranému bazaltu), kým HREE zvýšené iba mierne. Podľa izotopických analýz a konštruovanej izochróny určili, že obohatenie nastalo pred 2151 mil. rokov a vyvolali ho metasomatické procesy (? – J. B.).

Intenzívny pohyb REE sprevádza zvetrávanie granitických hornín. Iida et al. (1998) skúmali pohyb REE pri prirodzenej alterácii granitu. V alterovanej časti boli koncentrácie LREE dva razy vyššie ako v nealterovanej, kým HREE zostali na približne rovnakej úrovni. V alterovanej časti zistili žilky kalcitu miestami lemované bastnäsitom, pre ktorý udávajú vzorec (LREE)[CO_3,F], a parisitom $Ca(LREE)_2[(CO_3)_3F_2]$. LREE migrujú spolu s Ca a vylučujú sa ako karbonáty.

Öhlander et al. (2000) sa pri štúdiu zvetrávania granitického tilu (severné Švédsko) venovali sledovaniu izotopických zmien Sm/Nd. V dvoch profiloch zvetrávania pri prepočte na predpokladané nepohyblivé Zr zistili, že sa najviac Sm a Nd uvoľňuje z najvrchnejšej 3–5 cm vrstvy (65,6 % Sm a 68,7 % Nd), ale zo stredného B horizontu podstatne menej (53,0 % Sm a 54,7 % Nd). Vysokú koncentráciu Sm a Nd zistili v popole humusu (11,0 ppm

Sm a 64,3 ppm Nd oproti 7,92 ppm Sm a 39,9 ppm Nd v nealterovanom tile. Na obidvoch profiloch bolo uvoľňovanie Nd zreteľne vyššie. Autori predpokladajú, že na týchto procesoch participujú hlavne organické látky.

Z opisu vo všeobecnej časti vyplýva, že pohyb zvetraním uvoľnených REE je veľmi zložitý. Priamo vo zvetrávanom prostredí môžu vytvárať málo rozpustné karbonáty, fosfáty alebo sorbovať sa na iné karbonáty a fosfáty, ale najmä na ílové minerály, oxidy a oxidohydroxidy a pod. V prítomnosti organických látok môžu tvoriť rozpustné komplexy a v takejto forme sa môžu transportovať až do morí. Do morí sa môžu dostať aj ako sorbované na suspendovaných časticiach a sedimentovať na dne. Tachikawa et al. (1997) zistili na suspendovaných oxidoch Mn (> 0,65 μm) sorbované LREE, a najmä CeO_2. Suspendované častice v oceáne môžu pochádzať aj z atmosférického spadu, napr. saharského piesku (Tachikawa et al., 1994) alebo sprašového čínskeho materiálu v severnom Tichom oceáne (Alibo a Nozaki, 1997). Zaujímavé sú aj výsledky štúdia Jeandela et al. (1995) zo Sargasového mora (oblasť Bahamy – Bermudy). Jednak referujú o prínose Nd do mora atmosférickým spadom pochádzajúcim z amerického kontinentu, jednak opisujú spôsob prechodu Nd zo suspendovaných častíc do rozpustnej formy. Ale najzaujímavejšie je, že intenzita tohto rozpúšťania priamo súvisí so sezónnym životom chalúh (z rodu *Sargassum*). V čase intenzívnej biologickej činnosti chalúh je vyššia produkcia organických látok (vrátane fekálií!), ktoré sa zúčastňujú na rozpúšťaní REE. Osobitne sa spomína Nd.

Ďalšou formou prítomnosti REE v morskej vode sú rozpustené zlúčeniny, resp. častice s veľkosťou < 0,03 μm. Obsah REE v rozpustnej forme sa v morskej vode pohybuje v jednotkách (La, Nd, Ce), desatinách (Sm, Dy, Er, Gd, Yb) alebo stotinách ppm (Lu). Vertikálna distribúcia REE v kolónke morskej vody má prakticky pri všetkých LREE rovnaký priebeh. V prvých 300 až 500 m sa koncentrácia REE nemení a potom až po meraných 5500 m postupne rastie. Výnimkou je Ce, ktorého koncentrácia je najvyššia pri hladine, do hĺbky 500 m rapídne klesá a ďalej opäť mierne rastie v rovnakom trende ako ostatné REE. Uvedené hodnoty namerali Bertram a Ederfield (1993) v sz. časti Indického oceána a podľa autorov sú približne priemerom z obsahu medzi Atlantickým a Tichým oceánom. Za zmienku ešte stojí, že Shimizu et al. (1994) spomínajú dokázanú fotoredukciu Ce^{4+} na morskej hladine. Faktom je, že v súvislosti s REE má rozličné anomálie aj morská voda, ale nie sú to anomálie Eu.

Záver

Niekoľko vybraných ukážok o obsahu a súvislostiach vzácnych zemín v kozmických a geologických objektoch, ako aj v geochemických procesoch dokumentuje, že očakávania, ktoré sa vkladali do nových poznatkov o REE a o ich využívaní pri vysvetľovaní genetických a iných otázok, sa nesplnili. Z podrobného štúdia objektov, pri ktorých sa predpokladal rovnaký pôvod, vyplynul rozdielny obsah REE. V procesoch, ktoré mali mať v rozličných objektoch rovnaký priebeh, sa často prejavovali výrazné rozdiely v správaní jednotlivých prvkov vzácnych zemín.

Z opisu fyzikálnych a chemických vlastností REE sa mnohé protirečenia dajú vysvetliť alebo aspoň naznačiť ich korene, ale napriek tomu zostáva ešte veľa nejasného. Z hodnotenia vlastností REE a ich precízneho prenosu do reálnych geochemických, geologických a dnes aj kozmochemických dejov, osobitne s cieľom vyvodiť petrogenetické a iné závery, vyplýva nevyhnutnosť naďalej rozširovať poznatky o tejto kozmicky, geologicky a geochemicky veľmi významnej skupine chemických prvkov.

Literatúra

Adellye, S. A., Clay, P. G. & Oladipo, M. O., 1994: A sorption of cesium, strontium and europium on clay minerals. *J. natur. Sci., 29, 954–958.*

Alibo, D. S. & Nozaki, Y., 1999: Rare earth elements in seawater – particle association, shale normalization and Ce-oxidation. *Geochim. cosmochim. Acta, 63, 362–372.*

Babung, T., Geckeis, H., Kim, J. I. & Beck, H. P., 1998: The influence of anionic ligandes on the sorption behavior of Eu(III) on natural hematite. *Radiochim. Acta, 82, 243–248.*

Bertram, C. J. & Elderfield, H., 1993: The geochemical balance of the rare earth elements and neodymium isotopes in the oceans. *Geochim. cosmochim. Acta, 57, 1957–1986.*

Beyth, M., Stern, R. J., Alherr, R. & Kroner, A., 1994: The Precambrian Tinna Igneous complex, Southern Israel – Evidence for comagmatic-type sanukitoid monzodiorite and alkali granite magma. *Lithos, 31, 103–124.*

Boynton, W. V., 1984: Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. *In: Henderson, P (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 63–114.*

Camwron, A. G W., 1973: Abundance of the elements in the solar system. *Space Sci. Rev., 15, 121–146.*

Catelette, H., Domonceau, J. & Oller, P., 1998: Sorption of cesium, barium and europium on magnetite. *J. Contamin. Hydrology, 35, 151–159.*

Chen, C. H., Makada, S., Shieh, Y. N. & Depaolo, D. J., 1999: The Sr, Nd and O isotopic studies of the 1991–1995 eruption of Unzen. *Jap. Volcanol. Geothermal Res., 89, 243–253.*

Clarke, R. S., jr., Jarosewich, E., Mason, B., Nelen, J., Gomez, M. & Hyde, J. R., 1971: The Allende Mexico meteorite shower. *Smithsonian Contr. Earth Sci., 5, 1–53.*

Cotton, A. & Wilkinson, G., 1973: Anorganická chemie. *Academia, Praha.*

Dierckx, A., Maes, A. & Vanclayser, J., 1994: Mixed complex formation of Eu^{3+} with humic acid and competing ligand. *Radiochim. Acta, 66/67, 149–156.*

Drake, M. J & Weill, D. F., 1975: Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu and other REE between plagioclase feldspar and magmatic fluid. *Geochim. cosmochim. Acta, 39, 669–712.*

Evensen, N. M., Hamilton, P J., Harlow, G. E., Klimentidis, R. & Ridley, W I., 1978: A combined chemical-petrological study of separed chondrules from the Richardton meteorite. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 42, 223–236.* Cit. in: Boynton, W. V (1984).

Fairhurst, A. I. & Warwick, P., 1998: The influence of humic acid on europium mineral interactions. *Colloids and Surphases, 145, 229–234.*

Frey, F. A., 1984: Rare earth elements abundance in upper mantle rocks. Cit in: Henderson, (1984).

Frey, F. A., Garcio, M. O. & Roden, M. F., 1994: Geochemical characteristic of Koolan volcanos – Implications of intershield geochemical differences among Hawaiian volcanos. *Geochim. cosmochim. Acta, 58, 1441–1462.*

Gammous, C. H. & Wood, S. A., 2000: The aqueous geochemistry of REE–Part VIII. Solubility of ytterbium oxalate and the stability of Yb(III) oxalate complexes. *Chem. Geol., 166, 103–124.*

Gažo, J., Kohout, J., Serátor, M., Šramko, T. & Zikmund, M., 1974: Všeobecná a anorganická chémia. *Bratislava, Alfa, Praha, SNTL.*

Goldschmidt, V. M., 1925: Geochemistry, 1954. Oxford University Press, Oxford.

Goodrich, C. A. & Lungmair, G. W., 1995: Stalking the LREE-enriched compound in ureilites. *Geochim. cosmochim. Acta, 59, 2609–2620.*

Hanč, O., 1951: Chemická laboratorní příručka. *Průmyslové vydavatelství, Praha.*

Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A. & Wildeman, T. R., 1968: Relative and absolute terrestrial abundance of the rare earth. Cit. in Henderson (1984).

Henderson, P., 1984: General geochemical properties and abundance of the rare earth elements. *In: Henderson, P. (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.*

Iida, Y., Ohnuki, T., Isobe, H., Yanese, N. A. & Sekine, K., 1998: Hydrothermal redistribution of rare earth elements in Toki granitic rock, Central Japan. *J. Contaminant Hydrology, 35. 191–199.*

Jakeš, P., 1984: Vzácné zeminy – mýtus a realita. *Mineralia Slov., 16, 283–301*

Jakubke, H. D. & Jeschkeit, H., 1994: Concise Encyclopedia Chemistry, W. de Gruyter, Berlin, New York.

Jeandel, C., Bishop, J. K. & Zindler, A., 1995: Exchange of neodymium and its isotopes between seawater and small and large particles in the Sargasso Sea. *Geochim. cosmochim. Acta, 59, 535–547.*

Ledin, A., Karlsson, S., Duker, A. & Allard, B., 1994: The adsorption of europium to colloidal iron oxyhydroxides and quartz. *Radiochim. Acta, 66–67, 213–220.*

Lee, J. H. & Byrne, R. H., 1993: Complexation of trivalent rare earth elements by carbonate ions. *Geochim. cosmochim. Acta, 57, 295–302.*

Loss, R. D., Lungmair, G. W., Davis, A. M. & MacPherson, G. J., 1994: Isotopically distinct in the Solar nebula – Isotopic anomalies in Vigarano meteorite inclusions. *Astrophys. J., 436, L193–L196.*

Macfarland, A. W., Danielson, A., Holland, H. & Jacobsen, S. B., 1994: REE chemistry and Sm-Nd systematic of late Archean weathering profiles in the Fortescue Group, Western Australia. *Geochim. cosmochim. Acta, 58, 1777–1794.*

Masuda, A., Nakamura, N. & Tanaka, T., 1973: Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. Cit in: Henderson (1984).

Nagao, S., Rao, R. R., Killey, R. W. D. & Young, J. L., 1998: Migration behavior of Eu(III) in sandy soils in presence of organic materials. *Radiochim. Acta, 82, 205–211.*

Nakamura, N., 1974: Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Cit. in: Henderson (1984).

Noddack, I. & Noddack, W., 1930: Naturwissenschaft, 18, 757–768.

Ohnuki, T., Kozari, N., Isobe, H., Murakami, T. & Yamamoto, S., 1996: Sorption mechanism of europium by apatit. *J. Mechanism. Sci. and Technology, 34, 58–62.*

Öhlander, B., Ingri, J., Land, M. & Schöberg, H., 2000: Change of Sm-Nd isotope composition during weathering of till. *Geochim. cosmochim. Acta, 64, 813–820.*

Petterson, M. G., Craford, M. B. & Windley, B. F., 1993: Petrogenetic implication of neodymium isotope data from Kohistan batholith, Nord Pakistan. *J. Geol. Soc., 150, 125–129.*

Remy, H., 1962: Anorganická chemie, díl II, SNTL, Praha.

Samadfan, M., Sato, S. & Ohashi, I., 1993: Effect of humic acid on the sorption of Eu(III) onto kaolinite. *Radiochim. Acta, 82, 361–365.*

Sanders, A. D., 1984: The rare earth elements characteristics of igneous rocks from the ocean basins. Cit. in: Henderson (1984).

Shimizu, H., Tachikawa, K., Masuda, A. & Nozaki, Y., 1994: Cerium and neodymium isotope ratios and REE patterns in seawater from the North Pacific ocean. *Geochim. cosmochim. Acta, 58, 323–333.*

Shin, H. S., Lee, B. H., Yang, A. B. & Moon, H., 1996: Bimodal normal distribution modell for binding of europium. *J Radioanalyt Nuclear Chemistry, 209, 123–133.*

Stoffers, P., Glasby, G. P., Stuben, D., Renner, R. M., Pierre, T. G., Webb, J. & Cardille, C. M., 1993: Comparative mineralogy and geochemistry of hydrothermal iron-rich crusts from the Pitcarn. *Mar. geosour. geotechnol., 11, 45–86.*

Tachikawa, K., Jeandel, C. & Dupre, B., 1997: Distribution of rare earth elements and neo- dymium isotopes in settling particulate material of the tropical Atlantic ocean. *Deep Sea Res. (London). Part I, Oceanographic Research Papers, 44, 1769–1792.*

Tachikawa, K., Jeandel, C., Vangriesheim, A. & Dupre, B., 1999: Distribution of rare earth elements and neodymium isotopes in suspended particles of tropical Atlantic ocean. *Deep Sea Res. (London). Part I, Oceanographic Research Papers, 46, 733–755.*

Tipping, E., 1993: The binding of europium and the actinides by humic substances. *Radiochim. Acta, 62, 141–152.*

Tomascak, P. B., Kroystad, E. J. & Walker, R. J., 1996: Nature of the crust in Maine, USA – Evidence from the Sebago batholith. *Contr. Mineral. Petrology, 125, 45–59.*

Wakita, H., Rey, P. & Schmitt, R. A., 1971: Abundances of the 14 rare earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. Cit. in: Henderson (1984).

Wang, L., Maes, A., Decamniere, P & Vanderlee, J., 1998: Sorption of europium on illite. *Radiochim. Acta, 82, 233–237.*

Wedepohl, K. H., 1969: Handbook of Geochemistry. V. I, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Wendlandt, R. F. & Harrison, W. J., 1979: Rare earth partition between immiscible carbonate and silicate liquids and CO_2 vapor *Contr. Mineral. Petrology, 69, 409–419.*

Wood, S. A., Weselowski, D. J & Palmer, D. A., 2000: The aqueos geochemistry of the rare earth elements IX – A potentiometric study of Nd^{3+} complexation with acetate. *Chem. Geology, 167, 231–253.*

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačenú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI)*. Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písomom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1.6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3.5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
   V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3.5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1.2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr. fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:

   Kniha
   Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.

   Časopis
   Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.

   Zborník
   Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.

   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.