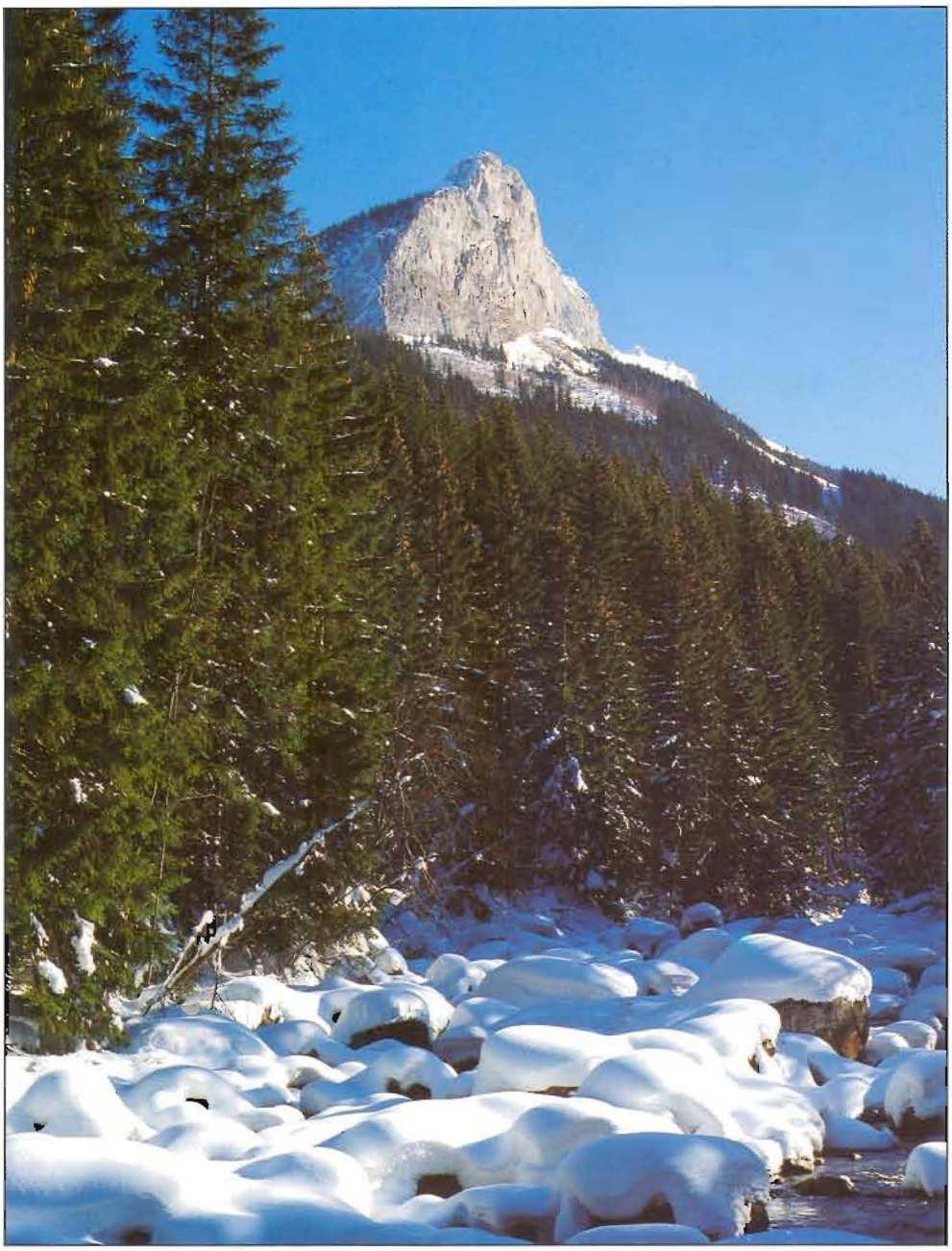
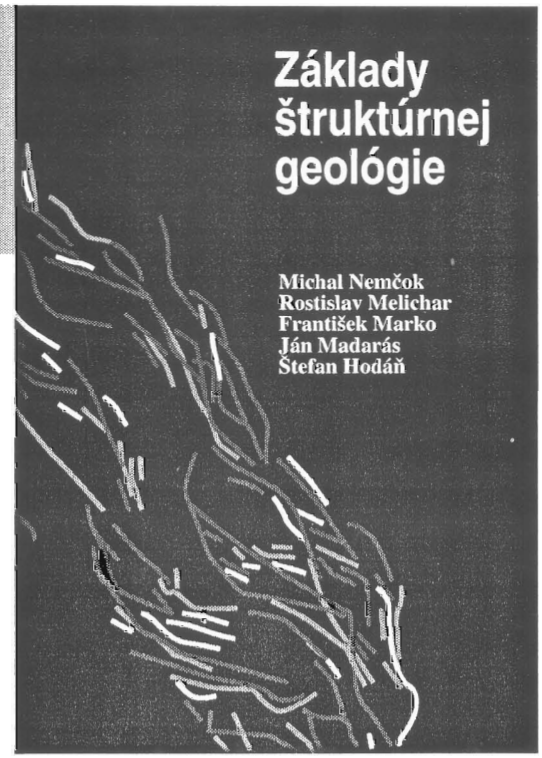
1/28/1996
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



NOVÁ KNIHA ➤➤➤➤



V decembri 1995 sa na knižnom trhu objavila monografia **Základy štruktúrnej geológie.**
Jej hlavným cieľom je opis genézy štruktúr.

Obsah:

Vlastnosti materiálu a jeho správanie
Kinematika
Deformácia
Napätie
Štruktúry homogénnej deformácie
Strižné zóny
Zlomy, ich typy a genéza
Vrásy, ich typy a genéza
Balancovanie
Pukliny, ich typy a genéza
Vláknité extenzné žily, ich typy a genéza
Konkordantné a diskordantné intrúzie
Určovanie orientácie smerových prvkov

Monografia Základy štruktúrnej geológie v ucelenej forme podáva matematicko-fyzikálny aparát deformačného a napäťového konceptu štruktúrnej geológie, rozoberá kinematiku a genézu všetkých základných štruktúr a opisuje základné spôsoby spracúvania orientačných dát. V osobitnej kapitole uvádza princípy konštrukcie fyzikálne správnych geologických profilov.

Kniha, prvá po slovensky písaná štruktúrna geológia, je základnou literatúrou pre študentov štruktúrnej geológie a geológov využívajúcich štruktúrne dáta pri príprave projektov.

Publikácia má 170 strán, formát B5, paperbackovú väzbu, 171 obrázkov, zoznam literatúry a index termínov zahŕňajúci aj pôvodné medzinárodné termíny. Cena je 60 Sk.

Objednávky posielajte na adresu:
Mineralia Slovaca, P. O. Box 113, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovensko

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafotlač, Prešov.
Predplatné v roku 1996: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78 Sk, študenti 40 Sk, organizácie 228,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice. Telefón/fax: 095/437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.
Subscription for 1996 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia; Phone/fax: 42 /95 /437 846.
© Geocomplex, a. s., Bratislava

Mineralia Slovaca

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

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia slovaca corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geologická služba SR
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Boris Bartalský
Geologická služba SR, Spišská Nová Ves

Vladimír Bezák, Geologická služba SR, Bratislava
Miroslav Filo, Geocomplex, Bratislava
Dušan Grman, Geoconzult, Košice
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Egon Fussgänger, Ingeo, Žilina
Vlastimil Konenčný, Geologická služba SR, Bratislava
Ján Kozáč, Geologická služba SR, ATNS, Košice
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ivan Vrubel, Geofyzika, Brno
Ladislav Novotný, Uranpres, Spišská Nová Ves
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Juraj Tözsér, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava
Imrich Varga, Maseva, Košice
Dionýz Vass, Geologická služba SR, Bratislava
Eva Zacharová, Geologická služba SR, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Technické spracovanie - Production editor
Jozef Rajňák

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Karol Együd
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
Geoconsult, a. s., Košice
Geologická služba SR, Bratislava
Geofyzika, a. s., Brno
Geologia, s. r. o., Spišská Nová Ves
IGHP, a. s., Žilina
INGEO, a. s., Žilina
Nafta, a. s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia Slovaca 28 (1996) • 1

Kováč, M. & Baráth, I.
Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-karpatsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu
Tectono-sedimentary development of the Alpine-Carpathian-Pannonian junction zone during the Miocene 1

Al-Juboury Ali Ismail & Ďurovič, V.
Supratidal origin of Carpathian Keuper dolostones
Supratidálny pôvod dolomitov karpatského keuperu 12

Sýkora, M. & Ožvoldová, L.
Lithoclasts of Middle Jurassic radiolarites in debris flow sediments from Silica Nappe (locality Bleskový prameň, Slovak Karst, Western Carpathians)
Litoklasty strednojurských radiolaritov v sedimentoch úlomkotokov silického príkrovu (lokalita Bleskový prameň, Slovenský kras) 21

Ivan, P. & Kronome, B.
Predmetamorfný charakter a geodynamické prostredie vzniku vysokotlakovo metamorfovaných bazitov meliatskej jednotky na lokalitách Radzim, Bôrka, Hačava a Rudník
Protolith and geodynamic setting of the HP/LT metamorphosed basic rocks at selected localities of Meliatic Unit (Inner Western Carpathians) 26

Méres, Š., Hovorka, D. & Ivan, P.
Gabroidy v severnom veporiku Nízkych Tatier
Gabbroids within the Veporic Unit of the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians) 38

Petrík, I.
Nie leptit, ale mikroaplit: genetická reinterpretácia horninového typu zo západnej časti veporika
Microaplite, not leptite: the genetical re-interpretation of a rock type from western part of the Veporic unit 45

Sasvári, T.
Možnosť aplikácie drobnoštruktúrnej analýzy pri geotechnickom hodnotení horninového masívu a ložiska
The application possibility of small-scale structural analysis for geomechanical evaluation of rock mass and mineral deposit 56

Čurlík, J. & Mejeed, S. Y.
Calcretes in the soils of Žitný ostrov (Slovakia)
Kalkrusty v pôdach Žitného ostrova 63

Mišík, M.
O sedimentačnom priestore klapskej jednotky 73

Plašienka, D.
Kryptické chrbty, alebo kolízne orogénne pásma? 75

GEOvestník

OBÁLKA: Belianske Tatry - mezozoické sekvencie vrchu Muráň. Pohľad z Javorovej doliny. Foto J. Halečka.

COVER: The Belianske Tatry Mts. - Mesozoic sequences of the Muráň peak as viewed from the Javorová valley. Photo by J. Halečka.

Mineralia Slovaca, 28 (1995), 1 - 11

Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-karpatsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu

MICHAL KOVÁČ[1] a IVAN BARÁTH[2]

[1]Prírodovedecká fakulta UK, katedra geológie a paleontológie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 25.10.1995, revidovaná verzia doručená 17.11.1995)

Tectono-sedimentary development of the Alpine-Carpathian-Pannonian junction zone during the Miocene

Evolution of the Vienna and Danube basins was closely related to the Tertiary extrusion of the Western Carpathian - North Pannonian lithospheric fragments from the Alpine collision zone and to the Middle/Upper Miocene extensional collapse of the East Alpine - Western Carpathian junction. Oblique collision of the Carpathians with the Bohemian Massif led to the evolution of dextral and later sinistral shear zones between the Alps and Carpathians. The Lower Miocene dextral shears opened the wrench fault furrow type basins at the eastern margin of the Northern Calcareous Alps. The NE oriented sinistral wrenching event, with principal displacement zone along the Central Carpathians western margin, opened the Vienna Basin and Blatné depression of the Danube Basin by a thin skinned pull-apart mechanism during the Karpatian. The Middle Miocene synrift subsidence of the Vienna and Danube basins was forced by the back arc whole lithospheric extension and resulted in collapse of the Alpine-Carpathian-Pannonian junction area. The Upper Miocene evolution of a sag basin in the central part of the Danube Basin was associated with thermal subsidence. It is important to note that the migration of basin depocentres southward was completed by a northward oriented widening of the sedimentary area during the Sarmatian-Pannonian time and by a slight relief inversion during the Pliocene.

Key words: Miocene, Alpine-Carpathian-Pannonian junction, paleogeography, tectono-sedimentary megacycles

Úvod

Viedenská a dunajská panva sú najrozsiahlejšie panvové štruktúry na styku Východných Álp, Západných Karpát a panónskej oblasti. Vytvorili sa počas kolapsu orogénu na styku alpsko-karpatského horského reťazca a vypĺňajú ich neogénne a kvartérne sedimenty v úhrnnej hrúbke 6 - 8 km (Kilényi a Šefara, 1989).

Spodnomiocénny vývoj viedenskej a dunajskej panvy výrazne ovplyvnila kolízia medzi severoeurópskou platformou a centrálnymi Západnými Karpatmi, ako aj tektonický únik západokarpatského segmentu z východoalpskej oblasti sprevádzaný horizontálnymi posunmi na styku Álp a Karpát. Ďalším faktorom, ktorý sa na kolapse orogénu v oblasti alpsko-karpatského styku zúčastňoval, bola zaoblúková extenzia, ako aj plášťový diapirizmus, ktorý viedol k iniciálnemu riftingu a neskôr k termálnej subsidencii stenčenej kôry v panónskej oblasti počas stredného a vrchného miocénu (Horváth, 1993).

Viedenská panva je situovaná na zvrásnenom podloží, ktoré tvorí alpská renodanubická flyšová zóna, flyšové pásmo vonkajších Západných Karpát, severné Vápencové Alpy a externá časť alpsko-karpatských centralíd (Eliáš et al., 1990; Wessely, 1992; Kröll a Wessely, 1993).

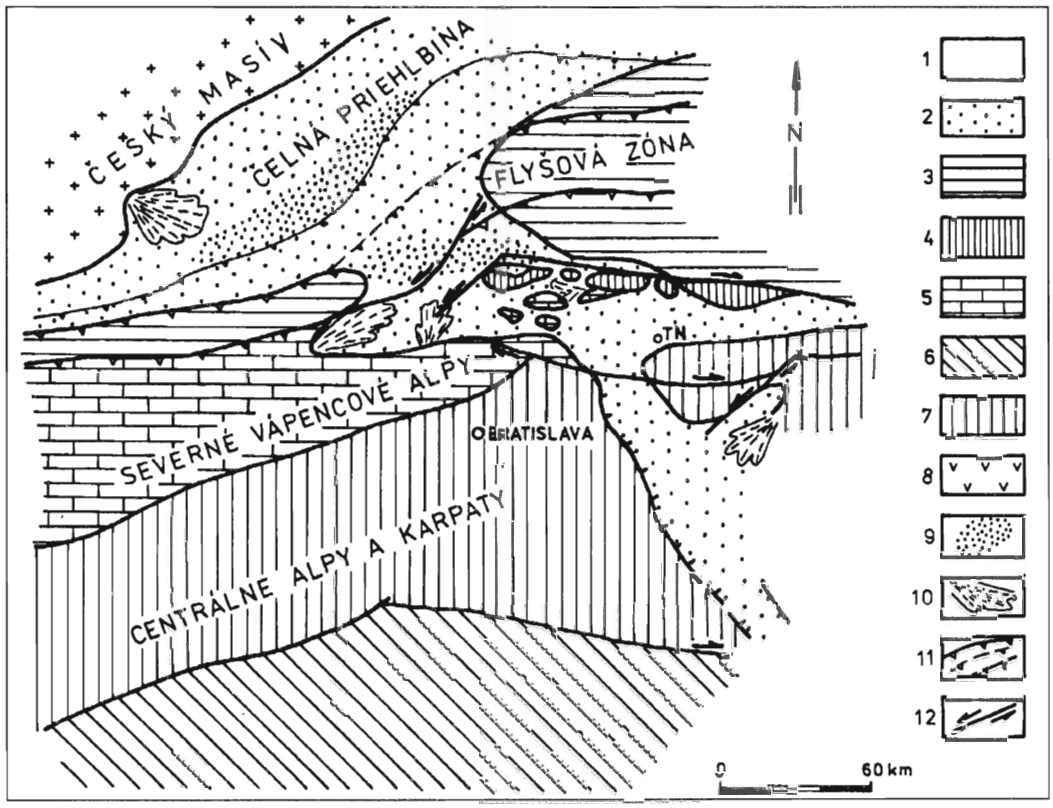
Predneogénne podložie dunajskej panvy budujú najmä centrálne jednotky Východných Álp a Západných Karpát a pochovaná časť Maďarského stredohoria (Fusán et al., 1987; Fülöp et al., 1987; Dank a Fülöp, 1990).

Miocénna sedimentárna výplň uvedených panvových štruktúr sa usadila najmenej v štyroch tektonicko-sedimentárnych megacykloch. Samostatne je definovateľný spodnomiocénny cyklus egenbursko-otnanského veku, ďalej cyklus na hranici spodného a stredného miocénu počas karpatu a spodného bádenu, strednomiocénny cyklus, charakterizovaný obdobím stredný báden - sarmat a vrchnomiocénny cyklus panón - pont. Uvedené tektonicko-sedimentárne megacykly sa vyznačujú dobre definovateľnými štádiami vývoja orogénu z geodynamického hľadiska, charakteristikou tektonického režimu formujúceho panvové štruktúry, ako aj paleogeografickými súvislosťami ovplyvňujúcimi druh a spôsob zapĺňania sedimentačných priestorov.

Kolízia Východných Álp

Terciérna kolízia Východných Álp so severoeurópskou platformou viedla v oligocéne k flexúrnemu ohybu južného okraja Českého masívu pod alpské príkrovy. Ako výsledok tohto procesu sa začala vyvíjať čelná priehlbina v predpolí vrásneného alpského orogénu (Tollmann, 1966). Kolízia Západných Karpát s platformou mala v západnej časti šikmý charakter a v miocéne sa prejavovala postupne od Z na V. Podobne ako v Alpách bola kolízia s časovým odstupom spätá s vývojom karpatskej čelnej priehlbiny (Tiříček, 1979; Vass et al., 1988a).

Oligocénno-spodnomiocénne sedimenty severného okraja alpskej čelnej priehlbiny sú zachované na svahoch Českého masívu (Seifert, 1992). Interná zóna čelnej priehlbiny bola zvrásnená a zošupinatená v čele flyšových



Obr. 1. Sedimentačné priestory alpsko-karpatsko-panónskej zóny počas egenburgu až otnangu. 1 - neogénne sedimenty, 2 - sedimentácia v neogénnych molasových panvách, 3 - flyšová zóna, 4 - bradlové pásmo, 5 - severné Vápencové Alpy, 6 - Maďarské stredohorie, 7 - Centrálne Alpy a Karpaty, 8 - neovulkanity, 9 - depozičné centrá, 10 - delty, 11 - násunové línie, poklesové zlomy, 12 - horizontálne posuny, BA - Bratislava, TN - Trenčín, G - Graz.

Fig. 1. Eggenburgian-Ottnangian basin system in the Alpine-Carpathian-Pannonian junction area. 1 - Neogene sediments, 2 - molasse sedimentation, actual in the given period, 3 - Flysch zone, 4 - Klippen Belt, 5 - Northern Calcareous Alps, 6 - Middle Hungarian Range, 7 - Central Alps and Carpathians, 8 - neovolcanites, 9 - depocentres, 10 - deltas, 11 - overthrusts, normal faults, 12 - wrench faults, BA - Bratislava, TN - Trenčín, G - Graz.

príkrovov a vytvorila zónu subalpínskej molasy, pouzdřanskej a waschbersko-ždánickej jednotky (Tollmann, 1966; Andrusov, 1968). Usadeniny južného okraja alpskej molasovej čelnej priehlbiny sú prekryté internejšími príkrovovými jednotkami. Najjužnejší výskyt autochtónnej alpskej molasy egerského veku je známy z podložia príkrovov severných Vápencových Álp a predkarpatského flyša vo vrte Berndorf-1 pri juhozápadnom okraji dnešnej viedenskej panvy (Wachtel a Wessely, 1981).

Kompresívny režim vyvolaný kolíziou alpského orogénu s platformou (Decker et al., 1993) spôsobil tektonický únik litosférických fragmentov centrálnych Západných Karpát a severopanónskej oblasti z alpského regiónu (Csontos et al., 1992; Horváth, 1993).

Pokračujúca kompresia v spodnom miocéne sa vo flyšovej akrečnej prizme Západných Karpát prejavila násunovou a transkurentnou tektonikou, ktorá v egenburgu kontrolovala vznik nesených paniev typu „piggy-back". Medzi takéto panvy patrila aj embryonálna viedenská panva situovaná na flyšovom podloží (obr. 1).

Egenburské sedimenty panvy typu „piggy-back" v čele centrálnych Západných Karpát sú zachované v západnej a severnej časti viedenskej panvy. Marginálnu fáciu v severovýchodnej časti panvy reprezentujú chropovské konglomeráty obsahujúce výlučne obliakový materiál flyšového pieskovca, longitudinálne transportovaný z litorálnej do panvovej časti depresie. Vyzdvihnuté oblasti, budované jednotkami severných Vápencových Álp, dodávali neskôr do winterberských zlepencov aj karbonátový klastický materiál z J (Baráth a Kováč, 1989). V severnej časti panvy sa usádzal litorálny lužický piesok, kým na jz. okraji sú zachované pestré piesčito-ílovité sedimenty deltového pôvodu. Panvovú ílovito-piesčitú fáciu reprezentuje batysifónovo-cyklamínový šlír v osovej časti panvy (Špička, 1969; Jiříček a Tomek, 1981).

Kompresný režim pozdĺž frontu západokarpatských externíd viedol k formovaniu akrečnej prizmy flyšovej zóny, ako aj ku kôrovému skráteniu na vonkajšom okraji karpatských centralíd. Skrátenie bolo späté s aktivitou spätných prešmykov a s vývojom dextrálnej strižnej zóny, v ktorej sa na východnom okraji severných Vápencových Álp a vo frontálnej časti centrálnych Západných Karpát otvorili panvy typu strižných brázd („wrench fault furrow"; Makel, 1985; Marko et al., 1990, 1991; Kováč et al., 1989a, 1993b).

Litorálne konglomeráty usadené v strižných brázdach

v severovýchodnej časti viedenskej panvy a v dobrovodskej depresii obsahujú klastický materiál derivovaný hlavne z mezozoických jednotiek severných Vápencových Álp a z centrálnych Západných Karpát. Egenburské ostrovné reťazce a vnútropanvové elevácie viedenskej panvy boli orientované v smere hlavných štruktúrnych rozhraní príkrovov Severných Vápencových Álp (Baráth, 1993). Zloženie obliakového materiálu zlepencov, ako aj asociácie ťažkých minerálov v zhode s výsledkami analýz „fission-track" potvrdzujú, že kryštalinické komplexy tatrika v alpsko-karpatskom styku boli v egenburgu ešte pochované (Baráth a Kováč, 1989; Uher a Kováč, 1993; Kováč et al., 1994).

Okrajové hruboklastické fácie na strednom Považí obsahujú hlavne karbonátový obliakový materiál derivovaný z vyšších subtatranských príkrovov. Neritickú fáciu egenburských sedimentov tu reprezentujú slienité usadeniny (Salaj a Zlínska, 1991).

V centrálnych Západných Karpatoch možno okraje egenburského mora predpokladať na základe výskytu marginálnych karbonátových klastík v Bánovskej a Turčianskej kotline podobne ako podľa konglomerátov a brakických piesčitých sedimentov deltového pôvodu v Hornonitrianskej kotline (Brestenská, 1980; Gašparík, 1969, 1989). Otvorenie Turčianskej kotliny odráža transtenzný režim severojužnej sinistrálnej strižnej zóny pozdĺž stredoslovenského zlomového pásma (Kováč a Hók, 1993). Turčianska kotlina bola na J spojená s Hornonitrianskou kotlinou, v ktorej subsidenciu kontrolovali hlavne poklesové zlomy smeru SZ - JV (Hók et al., 1995). Morské spojenie Hornonitrianskej kotliny so severomaďarským sedimentačným priestorom prebiehalo južným Slovenskom (Sztanó, 1994).

Postupný výzdvih severného okraja Álp v otnangu spôsobil čiastočnú dezintegráciu morského spojenia v predpolí Álp (Rögl a Steininger, 1983). Kompresný tektonický režim v oblasti styku alpskej a karpatskej čelnej priehlbiny sprevádzala zvýšená subsidencia (Jiříček a Seifert, 1990). V tomto období sa rozšírila panva typu „piggy-back", ležiaca na podloží budovanom renodanubickým flyšom a flyšovým pásmom vonkajších Západných Karpát (neskôr súčasť viedenskej panvy; obr. 1). Panvové sedimenty reprezentoval cibicidovo-elfídiový šlír, kým marginálnu fáciu tvoril litorálny lednický a hodonínsky piesok (Jiříček a Tomek, 1981). V južnej časti panvy sa vytvoril rozsiahly deltovo-brakický komplex bockfliesských vrstiev s progradáciou smerom na SV. Usádzanie anoxických piesčito-ílovitých sedimentov planinského súvrstvia pri severnom okraji Malých Karpát dokumentuje čiastočnú izoláciu od otvoreného mora (Kováč et al., 1992).

Výzdvih Východných Álp a tektonický únik litosférických fragmentov alpsko-karpatsko-severopanónskej oblasti iniciovali začiatok otvárania štajerskej panvy. Pre otnanskú sedimentáciu boli charakteristické aluviálne východovergentné vejáre radlských, spodných eibiswaldských a spodných sinnersdorfských konglomerátov. V severnejších častiach panvy v landseeskom zálive sa usadilo uhľonosné brennberské súvrstvie (Kollmann, 1965; Ebner a Sachsenhofer, 1991; Tollmann, 1985; Fülöp et al., 1983). Erozívne zvyšky otnanských morských sedimentov na východných svahoch Maďarského stredohoria (Kókay, 1971) podobne ako morské ingresie do juhoslovenskej oblasti (Vass et al., 1987) môžu poukazovať na otvorenie nového morského spojenia s mediteránom, ktoré sledovalo postupný kolaps juhovýchodného okraja Východných Álp s vytváraním depresnej štruktúry pozdĺž východného okraja Maďarského stredohoria.

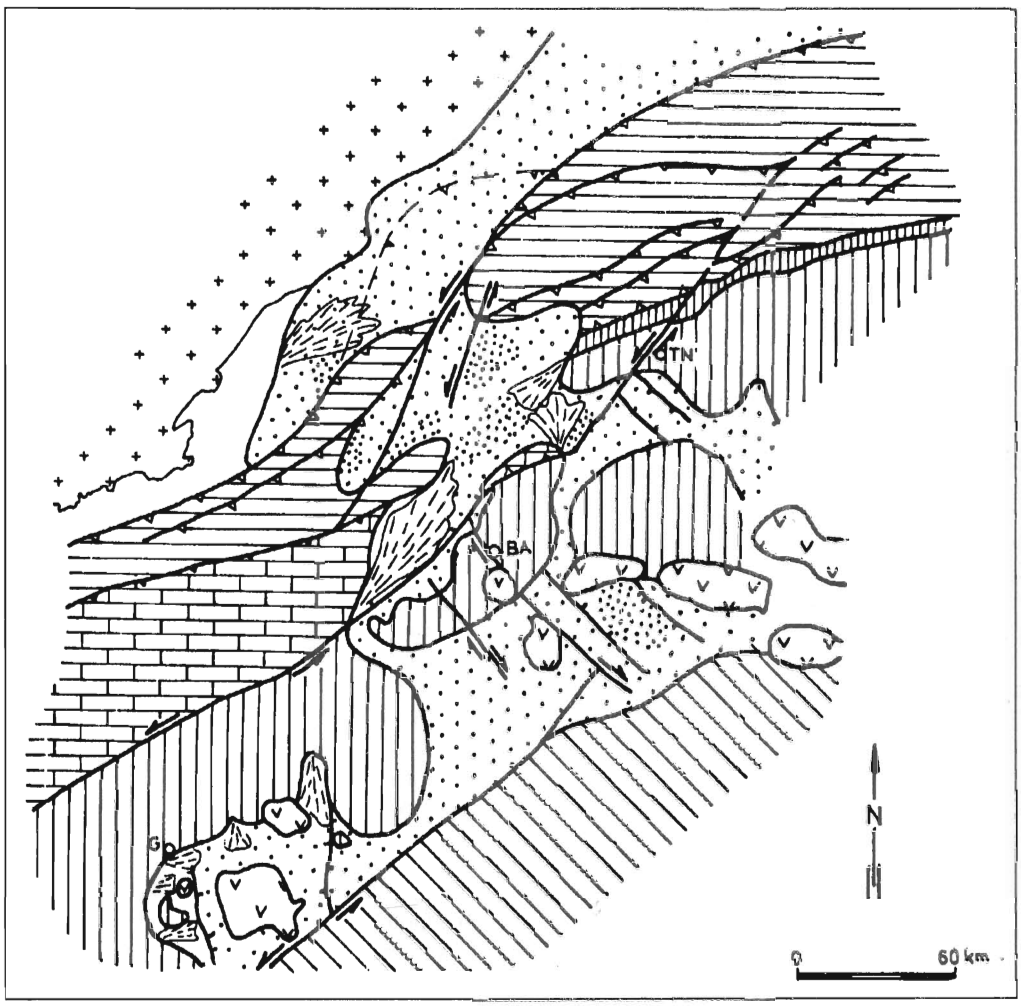
Tektonický únik západokarpatského orogénu

Tektonický únik západokarpatského segmentu z oblasti východoalpskej kolízie smerom na SV sa prejavil zmenou paleopoľa napätia v karpate (Nemčok et al., 1989). Štruktúrna prestavba regiónu spôsobila zmenu paleogeografie. Hlavná kompresia, orientovaná v centrálnych Západných Karpatoch v smere S - J umožnila laterálny pohyb a tektonickú subsidenciu pozdĺž SV - JZ orientovaných sinistrálnych horizontálnych posunov, ktoré mali hlavnú úlohu pri otvorení dnešnej viedenskej panvy a sedimentačného priestoru v oblasti blatnianskej depresie (Tomek et al., 1987; Hamilton et al., 1990; Fodor, 1995).

Formovanie severnej časti viedenskej panvy a blatnianskej depresie malo charakter vrchnokôrovej „pull-apartovej" štruktúry typu „thin skinned tectonics" (Royden, 1988; Lankreijer et al., in press). Na rozdiel od uvedenej oblasti v centrálnej a južnej časti viedenskej panvy išlo o otváranie panvy mechanizmom „pull-apart" pozdĺž hlboko založených zlomov typu „whole lithospheric extension" (Lankreijer et al., in press). Za takéto hlboko založené štruktúry možno pravdepodobne pokladať perikarpatský lineament na východnom okraji a schrattenberský zlom na západnom okraji viedenskej panvy (Čekan et al., 1990).

Extenzné rozťahovanie flyšových a austroalpínskych príkrovov v podloží viedenskej panvy sprevádzala pokračujúca subsidencia okrajových častí centrálnych Západných Karpát. Hlbokomorské sedimenty karpatského veku v Bánovskej kotline (Brestenská, 1980; Kováč et al., 1993a) naznačujú, že viedenská panva a Bánovská kotlina tvorili jednotný morský cirkulačný systém. Štatistické vyhodnotenie asociácií foraminifer zároveň poukazuje na morské prepojenie smerom do tyla centrálnych Karpát pozdĺž transtenzného stredoslovenského zlomového systému (Kováč et al., 1993a). Toto prepojenie neskôr definitívne uzavreli hlavne dextrálne postranné posuny so smerom SZ - JV, ktoré zároveň umožnili ľavostrannú rotáciu centrálnych Západných Karpát koncom spodného a začiatkom stredného miocénu (Túnyi a Kováč, 1991; Márton et al., 1992).

V karpate sa viedenská panva ďalej otvárala smerom na J (obr. 2). V jej severnej a centrálnej časti prevládala rýchla hlbokomorská sedimentácia prachovito-ílovitých usadenín reprezentovaných lakšárskym, závodským a laaskym súvrstvím (Špička, 1969; Papp a Steininger, 1979). V južnejších častiach panvy deltové gänserdorfské konglomeráty a aderklaaske súvrstvie postupne smerom na S prechádzali do litorálnych šaštínskych pieskov (Jiříček, 1990; Sauer et al., 1992). Hlavným zdrojom klastického materiálu vrchnokarpatských aderklaaskych a jablonických deltových konglomerátov boli mezozoické komplexy severných Vápencových Álp a centrálnych Západných Karpát.



Obr. 2. Sedimentačné priestory alpsko-karpatsko-panónskej zóny počas karpatu až spodného bádenu. Vysvetlivky ako pri obr. 1.
Fig. 2. Karpatian - Lower Badenian basin system in the Alpine-Carpathian-Pannonian junction area. For explanations see Fig. 1.

V tomto období sa začali erodovať aj vyzdvihnuté kryštalinické komplexy centrálnych Západných Karpát (Mišík, 1986; Baráth, 1993; Uher a Kováč, 1993).

V súvislosti s výzdvihom Východných Álp sa vytvorili vejáre hrubých klastík aj v pruhu od západných okrajov štajerskej panvy cez landseesky záliv smerom na S po oblasť Šopronu. Ich sedimentáciu kontrolovali najmä poklesové zlomy smeru S - J. Klastiká reprezentuje aluviálny ligeterdský alebo auwaldský štrk v landseesko-šopronskej oblasti (Tollmann, 1985; Fülöp et al., 1983), kým v štajerskej panve sa usadili deltové a uhľonosné limnické vrchné eibiswaldské vrstvy a fluviatilné sinnersdorfské konglomeráty (Kollmann, 1965; Ebner a Sachsenhofer, 1991). Štruktúrnu prestavbu štajerskej panvy dokumentuje „štajerská diskordancia" na stratigrafickej hranici medzi karpatom a bádenom (Stille, 1924; Friebe, 1991). Kôrovú extenziu v štajerskej panve sprevádzala morská transgresia a kyslá až vápenato-alkalická vulkanická aktivita (Ebner a Sachsenhofer, 1991). Tento vulkanický región reprezentuje najzápadnejšiu oblasť výskytu vulkanitov na okraji panónskej panvy, s. l. (Royden et al., 1983).

Ďalší vývoj viedenskej panvy výrazne ovplyvnila transpresia v alpsko-karpatskej frontálnej zóne. Tento mechanizmus možno dokumentovať vytvorením spannberskej elevácie a uzatvorením spodnomiocénnych panvev typu strižných brázd v severnej časti Malých Karpát (Marko et al., 1991). Postupný výzdvih flyšových príkrovov pred čelom centrálnych Západných Karpát bol spätý s čiastočnou eróziou spodnomiocénnych morských usadenín. Nadložné zvyšky vrchnokarpatských až spodnobádenských sedimentov divočiacich tokov sú v severnej časti viedenskej panvy reprezentované telesami čupského štrku (Špička, 1960), resp. ich petrografickými ekvivalentmi, ktoré časť autorov pokladá za mladšie (napr. Elečko a Vass, in Baňacký et al., 1995).

Paleogeografická situácia v spodnom bádene v oblasti alpsko-karpatského styku odráža výsledky štruktúrnej prestavby v karpate (obr. 2).

V alpskej čelnej priehlbine sa v tomto období usádzal deltový hollenbursko-karlstettenský štrk, ktorý smerom do sz. časti viedenskej panvy prechádza do piesčitých usadenín (Jiříček a Seifert, 1990; Jiříček, 1990). Vápencový

a pieskovcový obliakový materiál uvedeného štrku možno derivovať hlavne z J až JZ, t. j. z oblasti Álp (Tollmann, 1985).

V západnej časti karpatskej čelnej priehlbiny sa usadil marginálny nitkovický a holešovický štrk, ktorého klastický materiál pochádza z vonkajších Západných Karpát a vznikal eróziou čiel flyšových príkrovov (Benada a Kokolusová, 1987). Aluviálne a litorálne gainfarnské brekcie a konglomeráty na jz. okraji viedenskej panvy prechádzajú smerom do nadložia do deltových vöslauských konglomerátov hlavne s alpským karbonátovým klastickým materiálom (Brix et al., 1988).

Výzdvih centrálnoalpských a centrálnokarpatských jednotiek pozdĺž západného úseku perikarpatského lineamentu bol spätý s vytvorením mohutných osypových kužeľov a aluviálnych vejárov devínskonovoveských konglomerátov a brekcií na východnom okraji viedenskej panvy. Skladajú sa predovšetkým z kryštalinického klastického materiálu derivovaného z lokálnych zdrojov (Vass et al., 1988b; Kováč et al., 1991).

Litavské vrchy a Malé Karpaty sa stali časťami vyzdvihujúcej sa hrastovej štruktúry v prechodnej zóne medzi Východnými Alpami a Západnými Karpatmi. Hrastovú štruktúru, ktorá neskôr oddeľovala viedenskú a dunajskú panvu, čiastočne porušili dextrálne postranné posuny smeru SZ - JV a poklesové zlomy smeru S - J (Marko a Uher, 1992).

Ľavostranná rotácia litosférických fragmentov Západných Karpát a Maďarského stredohoria viedla k postupnej extenzii pozdĺž juhovýchodných svahov Východných Álp. Pre spodnobádenské morské litorálne sedimenty štajerskej a eisenstadtskej panvy je okrem klastických fácií charakteristický riasový a koralový útesový a biohermný vápenec (Tollmann, 1955; Kollmann, 1965).

Dunajská panva reprezentuje iný genetický typ sedimentačného priestoru. Jej vznik kontrolovala najmä aktivita veľkých plocho upadajúcich poklesových zlomov, ktoré sa rejuvenovali na predchádzajúcich kompresívnych násunových plochách (Tari et al., 1992; Horváth, 1993). Jednou z hlavných extenzných zón bol rábsky lineament, pozdĺž ktorého sa zosunul celý mezozoický príkrovový komplex Maďarského stredohoria z nadložia príkrovov spodného a stredného austroalpinika (Horváth, 1993).

Subsidencia počas synriftového štádia vývoja dunajskej panvy sa začala v jej severovýchodnej časti, v ktorej sa v želiezovskej depresii v spodnom bádene usadila morská sedimentárna a vulkanoklastická sukcesia.

Želiezovská depresia bola najhlbšou časťou spodnobádenského panvového systému. Sedimentačný priestor sa dá charakterizovať ako cirkalitorálna otvorená šelfová planina (Seneš a Ondrejičková, 1991). Tvar panvy, podobne ako rapídna tektonická subsidencia (Lankreijer et al., in press), naznačujú aktivitu dextrálnych poklesových zlomov orientovaných v smere SZ - JV.

V južnejších častiach dunajskej panvy v oblasti Malej Uhorskej nížiny nie je začiatok subsidencie dobre datovaný. Podľa posledných nepublikovaných údajov (Nagymarosy a Horváth, ústna informácia) možno v uvedenej oblasti predpokladať terestrický vývoj sedimentov karpatu, ako aj najspodnejšieho bádenu. Nemorské usadeniny sú reprezentované červenými reziduami a hruboklastickými konglomerátmi indikujúcimi anchimetamorfované kryštalinické zdroje. V neskoršom spodnom bádene nastala výrazná subsidencia južnej časti dunajskej panvy spätá s morskou transgresiou. Pre okraje panvy bola charakteristická sedimentácia riasového vápenca alebo hrubých klastík, kým vo vnútropanvových častiach sa usádzal prachovec a ílovec (Körössy, 1987).

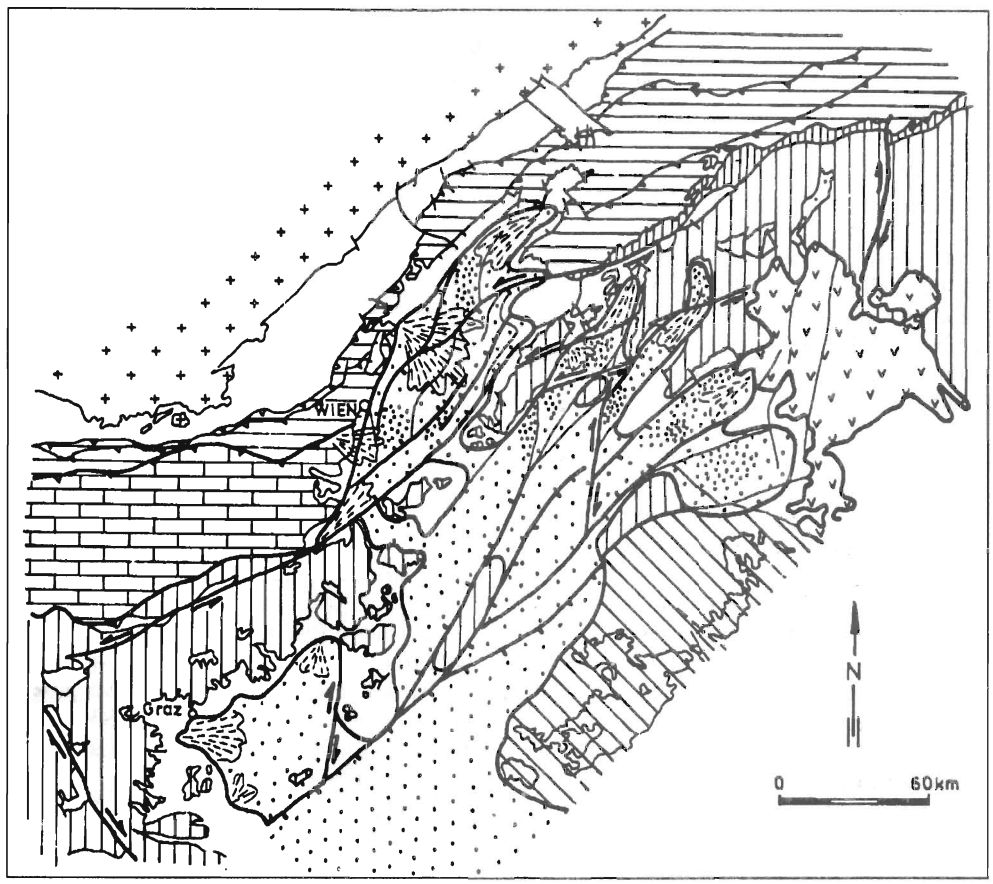
Kôrovú extenziu synriftového štádia v dunajskej panve sprevádzala vulkanická aktivita (Biela, 1978; Gnojek a Heinz, 1993). Prerušovaný pruh výskytov vápenato-alkalických vulkanických telies sa zistil od štajerskej panvy pozdĺž rábskeho lineamentu a centrálnej časti panvy až po oblasť stredoslovenských neovulkanitov. Geodynamický vývoj dunajskej panvy naznačuje úzku nadväznosť na plášťový diapirizmus v zaoblúkovej oblasti.

Synriftové štádium kolapsu orogénu

Pre strednomiocénny štruktúrny vývoj viedenskej a dunajskej panvy bol charakteristický extenzný režim zaoblúkovej panvy. Pod vplyvom efektu „roll back" subdukcie pred frontom východnej časti Karpát štruktúrnu prestavbu oblasti kontrolovalo paleonapäťové pole s osou hlavnej kompresie orientovanou v smere SV - JZ (Nemčok et al., 1989; Fodor et al., 1991; Csontos et al., 1991; Kováč et al., 1993b).

Subsidenciu centrálnej a južnej časti viedenskej panvy v strednom a vrchnom bádene kontrolovala hlavne aktivita poklesových zlomov orientovaných v smere SV - JZ až SSV - JJZ (obr. 3). Subsidenciu postupne kompenzovalo usádzanie sa klastických sedimentov transportovaných z vyzdvihnutých okrajov panvy, ako aj veľké deltové nánosy (paleo)Dunaja a (paleo)Moravy, ktoré vnikali do viedenskej panvy od Z a od S. Niekoľko menších delt a aluviálnych vejárov dodávalo do panvy piesčitý a štrkový klastický materiál z JZ a SV (Brix et al., 1988; Jiříček, 1990; Sauer et al., 1992). Východné okraje panvy pozdĺž Malých Karpát, Hundsheimských a Litavských vrchov charakterizujú transgresívne sedimentárne sekvencie so štrkom, pieskom a riasovo-koralovým vápencom (Buday et al., 1962; Fuchs, 1985; Tollmann, 1985; Baráth et al., 1994). Panvovú fáciu v strednom a vrchnom bádene reprezentuje spiroplektamínový a buliminovo-bolivinový fl.

Subsidenciu na západnom okraji dunajskej panvy kontrolovala aktivita poklesových zlomov so smerom SV - JZ (Vass et al., 1990; Lankreijer et al., in press). Najväčšia subsidencia v dunajskej panve sa v strednom a vrchnom bádene zistila v blatnianskej depresii, ktorá sa v tomto období otvárala pozdĺž simstrálnych postranných posunov orientovaných na ZJZ - VSV a poklesových zlomov orientovaných na SV a JZ (Kováč et al., 1993b). Jej strednobádenské otváranie „pull-apartovým" mechanizmom sprevádzala akumulácia mohutných vejárov hrubozrnného štrku a brekcií v západnej a východnej časti depresie (Baráth, 1993). Centrálnu časť blatnianskej depresie vypĺňa najmä hlinitá špačinské súvrstvie, ktoré smerom na S prechádza do telies deltovo-brakického madunického piesku (Vass et al., 1990; Jiříček, 1990).



Obr. 3. Sedimentačné priestory alpsko-karpatsko-panónskej zóny počas stredného bádenu až sarmatu. Vysvetlivky ako pri obr. 1.
Fig. 3. Middle Badenian - Sarmatian basin system in the Alpine-Carpathian-Pannonian junction area. For explanations see Fig. 1.

Subsidenciu východnejších prstovitých výbežkov rišňovskej a komjatickej depresie kontrolovali poklesové zlomy s orientáciou SV - JZ. Sedimentárnu výplň tvoria predovšetkým piesčito-ílovité morské usadeniny s častou tufitickou prímesou. Na severných okrajoch depresií sú deltové a brakické sedimenty (Vass et al., 1990).

Subsidencia centrálnej a južnej časti dunajskej panvy odráža aktivitu poklesového zlomového systému orientovaného na SV - JZ, ktorý smerom na J nadväzuje na extenzne reaktivované staršie násunové plochy (Pěničková a Dvořáková, 1985; Horváth, 1993).

V oblasti štajerskej panvy bádenská morská sedimentácia pokračovala v prevažne piesčito-ílovitej fácii. Na vrcholoch elevácií podložia sa tvoril riasový, koralový a biodetritický vápenec. Pri západnom okraji panvy je v sedimentárnom zázname pozorovateľný odraz zníženia salinity ako výsledok fluviatilného vplyvu z Álp spätého s formovaním piesčito-štrkových deltových telies (Tollmann, 1985; Friebe, 1990; Ebner a Sachsenhofer, 1991).

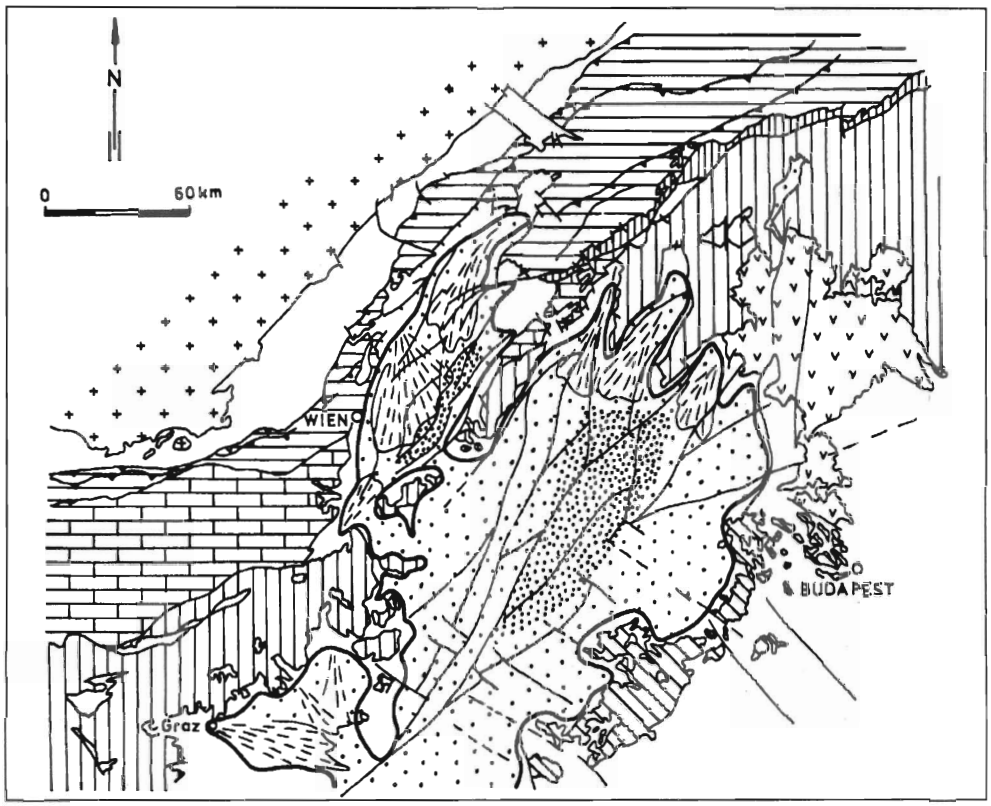
Zo začiatku sarmatu je z oblasti alpsko-karpatského styku doložený pokles morskej hladiny spätý s eróziou bádenských marginálnych sedimentov (Hudáčková a Kováč, 1993; Baráth, 1993). Vo vrchnom sarmate nastala transgresia mora, ktorá bola spojená s posunom depocentier smerom na S až SZ. Uvedené procesy sú popri dunajskej panve (Vass et al., 1990) dobre zdokumentované aj zo severnej časti viedenskej panvy (Jiříček, 1988).

Paleopole napätia s osou hlavnej kompresie v smere SV - JZ aktivizovalo vo viedenskej panve sinistrálne postranné posuny s orientáciou ZJZ - VSV a poklesové zlomy s orientáciou SV - JZ až SSV - JJZ, ktoré umožnili prienik mora smerom na S do koválovskej depresie (obr. 3).

Podobné sinistrálne transformné rozhranie je pozorovateľné aj v severovýchodnej časti dunajskej panvy s dosahom až po Hornonitriansku kotlinu (Hók et al., 1995).

V centrálnej časti dunajskej panvy dextrálne strihy orientácie S - J kontrolovali sedimentáciu od vrchného bádenu až po panón (Hrušecký et al., 1993). Datovanie a mechanizmus uvedených pohybov koinciduje s dextrálnym posunom smeru S - J v zázrivskej sigmoide bradlového pásma (Kováč a Hók, 1993). V južnej a čiastočne aj v centrálnej časti dunajskej panvy (Malá Uhorská nížina) v študovanom období pokračovala celokôrová extenzia spätá s reaktiváciou starších kompresívnych násunových plôch v podobe plocho sklonených poklesov (Horváth, 1993).

Brakický charakter sarmatského mora spôsobila dezintegrácia bádenských morských spojení s mediterránnou oblasťou. V sarmate bolo more pravdepodobne plytké a dosahovalo maximálne hĺbku neritika. V západnej a v severnej časti viedenskej panvy sa tvorili deltové sekvencie za-



Obr. 4. Sedimentačné priestory alpsko-karpatsko-panónskej zóny počas panónu až pontu. Vysvetlivky ako pri obr. 1.
Fig. 4. Pannonian - Pontian basin system in the Alpine-Carpathian-Pannonian junction area. For explanations see Fig. 1.

sahujúce až do centrálnej časti panvy (Sauer et al., 1992). Na východnom okraji panvy sa začína sarmatská sedimentárna sukcesia na báze s regresívnymi konglomerátmi prechádzajúcimi smerom do nadložia do transgresívneho piesčito-organodetritického vápenca (Tollmann, 1985; Buday et al., 1962; Nagy et al., 1993). Panvové fácie sú reprezentované piesčito-slienitými a ílovitými sedimentmi.

V zálivoch severného okraja dunajskej panvy pokračoval v sarmate deltový vývoj, kým v centrálnej časti panvy pomalú subsidenciu akomodovali piesčito-ílovité sedimenty (Vass et al., 1990). V južnej časti (Malá Uhorská nižina) sarmatské sedimenty vykazujú menšiu areálovú distribúciu, ako aj menšiu hrúbku ako bádenské usadeniny. Na okrajoch ich reprezentujú hrubé klastiká a piesčitý vápenec a v panvovej časti sa usadil predovšetkým slieň a íl.

Pre sarmatskú sedimentárnu sukcesiu v štajerskej panve je charakteristický krátky hiát na báze a neskorší prechod od spodnosarmatských morských piesčito-ílovitých fácií do vrchnosarmatských fluviatilno-limnických štrkových a uhľonosných súvrství (Kollmann, 1965; Ebner a Sachsenhofer, 1991). V tomto období sa hlavná tektonická aktivita viazala na poklesové zlomy smeru SV - JZ.

Postriftové štádium termálnej subsidencie

Vrchnomiocénnu subsidenciu vo viedenskej a na okrajoch dunajskej panvy naďalej kontrolovali poklesové zlomy. Postriftová sedimentácia v centrálnej časti dunajskej panvy má naopak charakter termálnej subsidencie bez výraznejšieho uplatnenia zlomovej aktivity.

Panónske a pontské depocentrá vo viedenskej panve pravdepodobne otvorila mladá etapa zlomotvorby kontrolovaná extenziou v smere SZ - JV (Wessely, 1988; Nemčok et al., 1989). Subsidencia sa v dunajskej panve viazala na chladnutie vyzdvihnutého plášťového diapíru (Horváth a Royden, 1981; Horváth et al., 1986; Tari et al., 1992; Horváth, 1993).

V severnej časti viedenskej panvy sa v panóne vytvoril rozsiahly juhovergentný deltový systém s vrstvami maršového lignitu. Niekoľko menších deltových lalokov vnikalo v tomto období do panvy od SZ. Najväčším deltovým telesom bola delta (paleo)Dunaja (obr. 4) vnikajúca do viedenskej panvy cez graben Zaya so štrkovým ústím v oblasti Mistelbachu a piesčitým subakvatickým pokračovaním až po Vysokú a Zwerndorf v centrálnej časti panvy (Jiříček, 1990). V južnej časti viedenskej panvy sa vytvorili delty (paleo)Piestingu a (paleo)Triestingu, napájané z východných Álp (Sauer et al., 1992). Na západných svahoch Litavských vrchov sa v tomto období usádzal detritický vápenec a pieskovec, ktorých zdroj klastického materiálu bol v erodovaných sarmatských a bádenských sedimentárnych sekvenciách (Tollmann, 1985). Panvovú fáciu panónskych sedimentov reprezentovali piesčité a ílovité sedimenty s brakickou faunou.

Sedimentáciu v extenzných priekopách na severnom okraji dunajskej panvy ovplyvnilo deltové prostredie za

vzniku maršov v blatnianskej depresii, limnického estuária v rišňovskej depresii a deltou ovplyvneného zálivu v komjatickej depresii (Jiříček, 1990). V centrálnej časti brackickej panvy prebiehala sedimentácia striedajúceho sa ílu a piesku, dosahujúcich maximálnu hrúbku 4000 - 5000 m (Buday et al., 1962; Körössy, 1987).

V panóne a ponte sa zaplavili všetky predtým vynorené oblasti v Malej Uhorskej nížine vrátane väčšej časti Maďarského stredohoria (obr. 4).

V brackickej štajerskej panve sa po krátkom období slienito-ílovitej sedimentácie usadila limnická uhľonosná sukcesia (Ebner a Sachsenhofer, 1991).

V ponte sa viedenská panva stala sladkovodným limanom s pestrou sedimentáciou uhľonosných vrstiev a so subaerickou deltou siahajúcou až do oblasti Balatonu. Subaerická delta zo štajerskej panvy dosahovala až oblasť Zahrebu (Jiříček, 1990).

Pri hranici vrchného miocénu a spodného pliocénu zaznamenala oblasť alpsko-karpatsko-panónskeho styku čiastočnú inverziu reliéfu spätú s výzdvihom celej oblasti s výnimkou pliocénno-kvartérneho steinfeldského a zohorského grabenu vo viedenskej panve a gabčíkovsko-komjatickej depresie v dunajskej panve (Gutdeutsch a Aric, 1988; Adam a Dlabač, 1969; Gaža, 1984).

Záver

Sumarizácia údajov o miocénnych tektonických udalostiach a distribúcii sedimentárnych fácií v regióne alpsko-karpatsko-panónskeho styku umožňuje na základe nových poznatkov syntézu paleogeografického vývoja študovanej oblasti.

Prezentované tektonicko-sedimentárne vývojové megacykly nekorešpondujú vždy priamo s doteraz interpretovanými transgresívnymi a paleoekologickými cyklami centrálnej Paratetýdy (Rögl a Steininger, 1983). Príčinou je dominantný vplyv tektonickej kontroly na formovanie sedimentačných priestorov v alpsko-karpatskom orogéne, pričom sa potláča pôsobenie globálnych zmien ovplyvňujúcich paleogeografický vývoj Paratetýdy.

Hlavné rozdiely sa ukazujú v nástupe spodnomiocénnych tektonicko-sedimentárnych megacyklov, ktoré vykazujú spravidla staršie stratigrafické založenie, ako je ich odraz v doteraz definovaných transgresívnych a paleoekologických cykloch. Tento fakt je daný štruktúrnou kontrolou panvotvorných procesov počas kolízie orogénu s platformou v transpresno-transtenznom tektonickom režime.

Strednomiocénny a vrchnomiocénny štruktúrny a paleogeografický vývoj oblasti bol naopak kontrolovaný hlavne extenzným tektonickým režimom v synriftovom štádiu vývoja zaoblúkovej panvy a termálnou subsidenciou postriftového štádia v tylovej časti orogénu.

Z paleogeografického hľadiska vyčlenené tektonicko-sedimentárne megacykly charakterizujú štádiá geodynamického vývoja orogénu, prevládajúci tektonický režim, ako aj zodpovedajúce sedimentárne fácie, prostredie a transportné mechanizmy.

Egenbursko-otnanský panvový systém vznikol v podmienkach kolízie východoalpského orogénu s platformou prevažne v kompresnom tektonickom režime. Jeho rozšírenie bolo od alpsko-karpatskej čelnej priehlbiny cez severnú časť dnešnej viedenskej panvy, stredné Považie, Bánovskú, Hornonitriansku a Turčiansku kotlinu s pravdepodobným pokračovaním smerom do oravsko-novotargskej oblasti a zároveň s prepojením cez Hornonitriansku kotlinu do juhoslovenskej panvy.

Karpatský a spodnobádenský panvový systém svojím vznikom odráža tektonický únik západokarpatského segmentu z alpskej oblasti a kolíziu západnej časti Karpát s platformou v transpresno-transtenznom tektonickom režime. Výzdvih alpsko-karpatských centralíd v tejto oblasti bol sprevádzaný vznikom riečnej siete smerujúcej do predpolia orogénu. Extenziu v tyle orogénu sprevádzal andezitový vulkanizmus v pruhu od štajerskej panvy cez centrálnu časť dunajskej panvy do oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Z paleogeografického hľadiska vývoj sprevádzalo prerušenie morského spojenia cez centrálne Západné Karpaty smerom na S. Subsidencia južnej časti viedenskej a dunajskej panvy postupne umožnila vytvorenie nového morského prepojenia panvového systému na styku Álp, Karpát a panónskej oblasti cez štajerskú panvu do oblasti mediteránu.

Strednobádenský až sarmatský panvový systém sa z geodynamického hľadiska formoval v období akcelerácie subdukcie podložia flyšového sedimentačného priestoru pod frontálnu časť Východných Karpát v extenznom tektonickom režime. Riftové štádium vývoja paniev v regióne alpsko-karpatsko-panónskeho styku kontroloval výstup astenosféry, pričom maximálna subsidencia nastala na okrajoch plášťového diapirizmu.

Z paleogeografického hľadiska v tomto období pokračoval kolaps interníd na styku alpsko-karpatského orogénu sprevádzaný vytvorením novej riečnej siete smerujúcej do zaoblúkovej oblasti.

V strednom bádene až sarmate sa skončila morská sedimentácia v čelnej priehlbine, akceleroval výzdvih akrečnej prizmy vonkajších Karpát a subsidencia sa sústredila do viedenskej a severnej časti dunajskej panvy. Sedimentačné prostredie charakterizuje zánik morského prepojenia na mediterán vo vrchnom bádene sprevádzaný od sarmatu vysládzaním sedimentačných priestorov.

Vrchnomiocénny panvový systém v oblasti alpsko-karpatsko-panónskeho styku dokumentuje pokračujúci kolaps orogénu v extenznom zaoblúkovom režime. V tomto období sa formoval jednotný panónsky panvový systém kontrolovaný postriftovým štádiom termálnej subsidencie s deltovo-brackickou až limnickou sedimentáciou vo viedenskej a dunajskej panve.

Poďakovanie. Autori vyjadrujú vďaku Slovenskej grantovej agentúre pre vedu, ktorá formou vedeckých grantov Slovenskej akadémie vied GA 125 a GA 1081 finančne podporila prípravu tejto vedeckej štúdie, ako aj vedeniu Prírodovedeckej fakulty UK za finančnú podporu v rámci inštitucionálnych projektov katedier.

Literatúra

Adam, Z. & Dlabač, M., 1969: Erklärungen zur Mächtigkeitskarte und zur lithofaziellen Entwicklung der Donau - Niederung. *Západ. Karpaty, ZK, 11, 156 - 171.*

Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *SAV, Bratislava, 187.*

Baráth, I., 1993: Sedimentary conditions and source areas of Lower and Middle Miocene coarse clastics in the Alpine-Carpathian junction zone. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Baráth, I., Nagy, A. & Kováč, M., 1994: Sandberg Member - Upper Badenian marginal sediments on the eastern margin of the Vienna Basin. *Geol. Práce, Spr., 99, 59 - 66.*

Baráth, I. & Kováč, M., 1989: Sedimentation conditions and source areas of the Eggenburgian clastics in the western part of the Western Carpathians. Knihovnička Zemního plynu a nafty, sv. 9. *Miscellanea micropalaentologica IV., Hodonín, 55 - 86.*

Baňacký, V., Elečko, M., Vass, D., Potjaj, M., Slavkay, M., Iglárová, Ľ. & Čechová, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:50 000, listy 34-22 (Hodonín), 34-24 (Holíč), 34-23 (Břeclav), 34-42 (Kúty), 34-41 (Moravský Ján), 35-31 (Senica), 35-13 (Myjava). *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Benada, S. & Kokolusová, A., 1987: New data on geological position of the Karpatian coarse clastics in the middle part of the Carpathian Foredeep in Moravia. *Zem. Plyn Nafta, 31, 1, 1 - 15.*

Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Regionálna geológia, ZK 10, 224.*

Brestenská, E., 1980: Geological map and explanatory notes to region of the Bánovská kotlina Basin 1:50 000. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Brix, F. & Plöchinger, B. et al., 1988: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000. Erläuterungen zum Blatt 76 Wiener Neustadt. *Geol. Bundesanstalt, Wien, 85.*

Buday, T., Cambel, B. & Maheľ, M. et al., 1962: Explanations to the survey geological map of ČSSR 1:200 000 Wien - Bratislava M-33-XXXV, M-33-XXXIV. *Geofond Bratislava, 122 - 151.*

Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F. & Fodor, L., 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. *Tectonophysics (Amsterdam), 199, 73 - 91.*

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kováč, M., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics (Amsterdam), 208, 221 - 241.*

Čekan, V., Kocák, A., Tomek, Č., Wessely, G. & Zych, D., 1990: Czechoslovak-Austrian cooperation in geophysical structural exploration in the Vienna Basin. *In: Minaříková, D. & Lobitzer, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Geol. Surv., Prague, 23 - 31.*

Dank, V. & Fülöp, J., 1990: Map of the pre-Tertiary basement of the Hungary. *Geol. Surv. Budapest, Hungary.*

Decker, K., Meschede, M. & Ring, U., 1993: Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps). *Tectonophysics (Amsterdam), 223, 291 - 312.*

Ebner, F. & Sachsenhofer, R. F., 1991: Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum (Graz), 49, 96.*

Eliáš, M., Schnabel, W. & Stráník, Z., 1990: Comparison of the Flysch Zone of the Eastern Alps and the Western Carpathians based on recent observations. *In: Minaříková, D. & Lobitzer, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Geol. Surv., Praque, 37 - 46.*

Fodor, L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine-Western Carpathian junction. *Tectonophysics (Amsterdam), 242, 151 - 182.*

Fodor, L., Marko, F. & Nemčok, M., 1991: Evolution microtectonique et paleó-champs de constraines du Basin de Vienna. *Geodyn. Acta, 4, 3, 147 - 158.*

Friebe, J. G., 1990: Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). *Jb. Geol. B.-A., 133, 223 - 257.*

Friebe, J. G., 1991: Neotektonik an der Mittelsteirischen Schwelle (Österreich): Die "Steirische Phase". *Zbl. Geol. Paläont. I.*

Fuchs, W., 1985: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000, 61 Hainburg an der Donau. *Geol. Bundesanstalt, Wien.*

Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. & Rozložník, L., 1987: Basement of the Tertiary of the Inner West Carpathians. *GÚDŠ, Bratislava, 1 - 103.*

Fülöp, J. (Ed.) 1983: Lithostratigraphic Formations of Hungary. *MÁFI Budapest.*

Fülöp, J., Brezsnyánszky, K. & Haas, J., 1987: The new map of the Pannonian basin basement in the Hungary. *Acta Geol. Hung., 30, 1 - 2, 3 - 20.*

Gašparík, J., 1969: Paleogeography and widening of the Horná Nitra Basin Neogene. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, Rad ZK, 11, 172 - 181.*

Gašparík, J., 1989: Geological development and lithofacial characteristic of the Turiec Basin Neogene. *Geol. Práce, Spr., 90, 43 - 55.*

Gaža, E., 1984: *In: Bednaříková, J. & Thona, A. (Eds.): Hydrocarbon exploration in Czechoslovakia. Knihovnička Zemního plynu a nafty, 5, 290 - 298.*

Gnojek, I. & Heinz, H., 1993: Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. *Geol. Carpath., 44, 3, 135 - 142.*

Gutdeutsch, R. & Aric, K., 1988: Seismicity and neotectonic of the east Alpine-Carpathian area. *In: L. H. Royden & F. Horváth (Eds.): The Pannonian basin. AAPG Memoir, 45, 183 - 195.*

Hamilton, W., Jiříček, R. & Wessely, G., 1990: The Alpine-Carpathian Floor of the Vienna Basin. *In: Minaříková, D. & Lobitzer, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Geol. Surv. Prague, 46 - 55.*

Horváth, F. & Royden, L., 1981: Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review. *Earth Evol. Sci., 3/4, 307 - 316.*

Horváth, F., Szalay, A., Dövényi, P. & Rumpler, J., 1986: Structural and thermal evolution of the Pannonian basin. *In: Burns, J. (Ed.): Thermal modelling in sedimentary basins. Tecnip. (Paris), 339 - 358.*

Horváth, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics (Amsterdam), 226, 333 - 357.*

Hók, J., Šimon, L., Kováč, P., Elečko, M., Vass, D., Verbich, F. & Halmo, J., 1995: Tectonics of the Hornonitrianska Kotlina Depression in the Neogene. *Geol. Carpath., 46, 4, 191 - 196.*

Hrušecký, I., Pereszlényi, M., Hók, J., Šefara, J. & Vass, D., 1993: The Danube Basin geological pattern in the light of new and reinterpretation of old geophysical data. *In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 291 - 296.*

Hudáčková, N. & Kováč, M., 1993: Upper Badenian to Sarmatian sedimentary environment changes in the eastern part of the Vienna Basin. *Mineralia slov., 25, 3, 202 - 210.*

Jiříček, R., 1979: Tectonic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. *In: M. Maheľ (Ed.): Tectonic profiles through the West Carpathians. GÚDŠ, Bratislava, 205 - 214.*

Jiříček, R., 1988: Stratigraphy, paleogeography and thickness of the Neogene sediments in the Vienna Basin. *Zem. Plyn Nafta, 33, 4, 583 - 662.*

Jiříček, R., 1990: Fluvial and deltaic systems of Neogene Paratethys. *In: Sedimentologické problémy Západných Karpát. Konferencie-symposia-semináre. GÚDŠ, 79 - 88.*

Jiříček, R. & Seifert, P., 1990: Paleogeography of the Neogene in the Vienna Basin and the adjacent part of the foredeep. *In: D. Minaříková & Lobitzer, H. (Eds.): Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia. ÚÚG, Praha, 89 - 104.*

Jiříček, R. & Tomek, Č., 1981: Sedimentary and structural evolution of the Vienna Basin. *Earth Evol. Sci., 3 - 4, 195 - 204.*

Kilényi, E. & Šefara, J. (Eds.) 1989: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Eotvos Lóránd Geophysical Institute, Budapest, Hungary.*

Kókay, J., 1971: Das Miozän von Várpalota. *Bull. Hung. Geol. Soc., 101, 217 - 224.*

Kollmann, K., 1965: Jungtertiär im Steirischen Becken. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 57, 479 - 632.*

Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. & Túnyi, I., 1989a: Basin opening in the Lower Miocenen strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 1, 37 - 62.*

Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D. & Putiš, M., 1991: Malé Karpaty Mts. - Geology of the Alpine - Carpathian Junction. Excursion guide. *Konferencie, sympóziá, semináre. GÚDŠ, 82.*

Kováč, M., Nagymarosy, A., Soták, J. & Šutovská, K., 1993a: Late Tertiary paleogeographic evolution of the Western Carpathians. *Tectonophysics (Amsterdam), 226, 401 - 415.*

Kováč, M., Marko, F. & Nemčok, M., 1993b: Neogene structural evolution and basin opening in the Western Carpathians. *Geophys. Trans., 37, 297 - 309.*

Kováč, M., Šutovská, K., Baráth, I. & Fordinál, K., 1992: Planinka Formation - Ottnangian to Lower Karpatian sediments in the northern part of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Práce, Spr., 96, 47 - 50.*

Kováč, M., Král, J., Márton, M., Plašienka, D. & Uher, P., 1994: Alpine Uplift History of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath., 45, 2, 83 - 96.*

Kováč, P. & Hók, J., 1993: The Central Slovak Fault System - field evidence of a strike-slip. *Geol. Carpath., 44, 4, 155 - 160.*

Körössy, L., 1987: Hydrocarbon geology of the Little Plain of Hungary. *Gen. Geol. Rev., 22, 99 - 174.*

Kröll, A. & Wessely, G., 1993: Geologische Karte über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete. *Geol. Bundesanstalt, Wien.*

Lankreijer, A., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hlôška, M. & Biermann, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modeling of the Vienna and Danube Basins. *Tectonophysics (Amsterdam) (in press).*

Maheľ, M., 1985: Geological structure of the Strážovské vrchy Mountains. *GÚDŠ, Bratislava, 1 - 221.*

Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. & Šutovská, K., 1990: Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern part of the Little Carpathians (Buková Furrow, Hrabník Formation). *Mineralia slov., 22, 5, 399 - 410.*

Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M., 1991: Miocene strike-slip movement, faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. *Mineralia slov., 23, 3, 189 - 200.*

Marko, F. & Uher, P., 1992: Postintrusive deformation from southern border of Bratislava granitoide massif. *Mineralia slov., 24, 5, 367 - 379.*

Márton, E., Pagáč, P. & Túnyi, I., 1992: Paleomagnetic investigations on Late Cretaceous - Cenozoic sediments from the NW part of the Pannonian Basin. *Geol. Carpath., 43, 4, 363 - 368.*

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

Nagy, A., Baráth, I. & Ondrejičková, A., 1993: Karlova Ves Member - Sarmatian marginal sediments of the Vienna Basin eastern margin. *Geol. Práce, Spr., 97, 69 - 72.*

Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. & Fodor, L., 1989: Neogene Tectonics and Paleostress Changes in the Czechoslovakian part of the Vienna Basin. *Jb. Geol. B.-A., B. 132, H.2., (Wien), 443 - 458.*

Papp, A. & Steininger, F., 1979: Die Äquivalente des Tortonian und Messinian in der Zentralen Paratethys. *Verh. Geol. B.-A. (Wien), 161 - 170.*

Pěničková, M. & Dvořáková, V., 1985: In: Gaža et al.: Final report of the hydrocarbon prospection in Danube basin during 1973-1983. *Manuskript - Geophys. Inst. Brno.*

Royden, L., 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 45, 27 - 48.*

Royden, L. H., Horváth, F. & Rumpler, J., 1983: Evolution of the Pannonian basin system, *1. Tectonics. Tectonics, 2, 63 - 90.*

Rögl, F. & Steininger, F., 1983: Von Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. *Annalen Naturhist. Mus. Wien, 85A (Wien), 135 - 163.*

Salaj, J. & Zlínska, A., 1991: Early Miocene planktonic foraminifers of marly facies from Považská Teplá (West Carpathians). *Mineralia slov., 23, 2, 173 - 178.*

Sauer, R., Seifert, P. & Wessely, G., 1992: Guidebook to excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian thrustbelt in Austria. *Mitt. Öster. Geol. Ges., 85, 264.*

Seifert, P., 1992: Palinspastic reconstruction of the easternmost Alps between Upper Eocene and Miocene. *Geol. Carpath., 43, 3, 327 - 333.*

Seneš, J. & Ondrejičková, A., 1991: Proposal for the terminology of fossil marine benthic shelf ecosystems. *Geologica Carpathica, 42, 4, 231 - 240.*

Stille, H., 1924: Grundfragen vergleichender Tektonik. *Borntraeger (Berlin), 443.*

Sztanó, O., 1994: The tide-influenced Pétervására Sandstone, Early Miocene, Northern Hungary: Sedimentology, paleogeography and basin development. *Geol. Ultraiectina (Utrecht), 120, 155.*

Špička, V., 1960: To the question of stratigraphic position of gravels and variegated clays in the wider area of the Unínsky les hills. *Geol. Práce, Spr., 19, 131 - 140.*

Špička, V., 1969: Analysis of thickness, distribution and evolution of the Neogene sediments in the area of the Vienna Basin. *Zbor. Geol. Vied, ZK, 11, 128 - 154.*

Tari, G., Horváth, F. & Rumpler, J., 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics, 208 (Amsterdam), 203 - 219.*

Tollmann, A., 1955: Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. *Wiss. Arb. Burgenland (Eisenstadt), 10, 75.*

Tollmann, A., 1966: Die Alpidische Gebirgsbildungs Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Geotektonische forschungen (Stuttgart), 21, 1 - 156.*

Tollmann, A., 1985: Geologie von Österreich. Band 2, Ausserzentralalpiner Anteil. *Franz Deuticke (Wien), 710.*

Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R. & Koráb, T., 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. R. Astr. Soc., 89, 383 - 388.*

Túnyi, I. & Kováč, M., 1991: Paleomagnetic investigation of the Neogene sediments from the Little Carpathians. Contr. *Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci., 21, 125 - 146.*

Uher, P. & Kováč, M., 1993: Heavy mineral associations in the Neogene sequences of the Malé Karpaty Mts. - paleogeographic evolution of the source areas. *Geol. Práce, Spr., 98, 95 - 109 (English summary).*

Vass, D., Elečko, M., Kantorová, V., Lehotayová, R. & Klubert, J., 1987: The first discovery of marine Ottnangian in the South Slovakian Basin. *Mineralia slov., 19, 5, 417 - 422.*

Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. & Lexa, J., 1988a: Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene - its evolution and geodynamic character. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 5, 539 - 562.*

Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. & Kraus, I., 1988b: Devínska Nová Ves Member: Coarse-clastic sediments on the Vienna Basin southeastern margin. *Mineralia slov., 20, 2, 109 - 122.*

Vass, D., Pereszlényi, M., Kováč, M. & Král, M., 1990: Out-line of Danube basin geology. *Földt. Közl., Bull. Hung. Geol. Soc. (Budapest), 120, 193 - 214.*

Wachtel, G. & Wessely, G., 1981: Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischen Rahmen. *Mitt. Österr. Geol. Gesell. (Wien), 74/75, 137 - 165.*

Wessely, G., 1988: Structure and development of the Vienna basin in Austria. *In: L. H. Royden & F. Horváth (Eds.): The Pannonian basin. AAPG Memoir 45, 333 - 346.*

Wessely, G., 1992: The Calcareous Alps below the Vienna Basin in Austria and their structural and facial development in the Alpine-Carpathian border zone. *Geol. Carpath., 43, 6, 347 - 354.*

Tectono-sedimentary development of the Alpine-Carpathian-Pannonian junction zone during the Miocene

Evaluation of new data, concerning the Miocene tectonic events and sedimentary facies distribution in the Alpine-Carpathian-Pannonian junction enabled a synthesis of paleogeographic development of the studied area.

Presented tectono-sedimentary megacycles do not always directly correspond to global transgressive and paleoecological cycles of the Central Paratethys. This fact has been caused by the dominant influence of tectonic control on the

formation of sedimentary basins in the Alpine-Carpathian orogen belt, whereby the global changes influencing paleogeographical development of the Paratethys were suppressed.

The main differences can be observed at the onset of the Lower Miocene tectono-sedimentary megacycles, which are characterized by earlier start than their reflection in transgressive and paleoecological cycles defined until now. The mentioned phenomenon is given by structural control of basin forming processes during the orogen collision with platform in the transpressional-transtensional tectonic regime. On the contrary, the Middle and Upper Miocene structural and paleogeographical development of the area was controlled mainly by extensional tectonic regime during the synrift development of the back-arc basin and following thermal subsidence in the orogen hinterland.

The tectono-sedimentary megacycles are characterized by the stage of the geodynamic evolution of orogen, tectonic regimes, as well as corresponding sedimentary facies, environment and transport mechanisms.

The Eggenburgian-Ottnangian basin system (Fig. 1) originated in conditions of the East Alpine orogen collision with platform, mainly in compressive tectonic regime. The marine basin system spread from the Alpine-Carpathian foredeep, through the northern part of the present Vienna Basin, central part of the Váh river valley, Bánovská, Hornonitrianska and Turčianska kotlina depressions, with probable continuation towards the Orava-Nowy Targ Basin. At the same time it was connected with the South Slovakian Basin through the Hornonitrianska kotlina depression.

The Karpatian-Lower Badenian basin system (Fig. 2) evolution reflects the tectonic extrusion of the Western Carpathian lithospheric segment from the East Alpine domain and the collision of the western part of the Carpathians with platform in transpressive-transtensional tectonic regime. Uplift of the Alpine-Carpathian centralides was accompanied by the origin of river system oriented towards the foreland of orogen. Extension in the orogen hinterland associated with andesite volcanism in the zone ranging from the Styrian Basin through the central part of the Danube Basin to the Central Slovakian neovolcanic area.

From the paleogeographical point of view, the interruption of marine connection through the Central Western Carpathians towards the north took place at the same time. Subsidence of the southern part of the Vienna and Danube Basins gradually enabled formation of a new marine connection of the Alpine-Carpathian-Pannonian junction area with the Mediterranean through the Styrian Basin.

The Middle Badenian-Sarmatian basin system (Fig. 3) was formed in extensional tectonic regime during the acceleration of subduction of the flysch belt basement under the frontal part of the Eastern Carpathians. The synrift stadium of basin evolution in the Alpine-Carpathian-Pannonian junction was controlled by updoming of asthenosphere. The maximum of subsidence was observed in the mantle diapir marginal zone.

From the paleogeographical point of view, the orogen collapse of internides continued on the boundary between the Alps and Carpathians and was associated with formation of a new river system, which delta fans prograded towards back-arc region.

From the Middle Badenian to Sarmatian the marine sedimentation gradually finished in the foredeep, the uplift of accretionary wedge of the Outer Carpathians accelerated and subsidence was concentrated into the Vienna and northern margin of the Danube Basins. After the Upper Badenian the change of sedimentary environment from marine to brackish was associated with closing of the Mediterranean sea ways.

The Upper Miocene basin system (Fig. 4) in the region of the Alpine-Carpathians junction documents continuing collapse of orogen in extensional back-arc regime. Uniform Pannonian Basin System was formed in this period, controlled by post-rift stage of the thermal subsidence. In the Vienna and Danube Basins deltaic brackish to limnic sedimentary environment prevailed.

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 12 - 20

Supratidal origin of Carpathian Keuper dolostones

ALI ISMAIL AL-JUBOURY[1] and VINCENT ĎUROVIČ[2]

[1]Department of Geology, College of Science, Mosul University, Iraq
[2]Department of Mineralogy and Petrology, Faculty of Science, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Received 8.2.1995)

Abstract

The Carpathian Keuper Formation is lithologically rather complex, composed dominantly of red beds of clastic rocks (sandstones, siltstones and shales) as well as carbonates. The carbonates are represented by dolostones, namely in the Keuper of the Krížna unit. Contrary to other dolostone formations of the Carpathian Triassic, the Keuper dolostones are highly contaminated by argillaceous and sand admixtures. Based on the study of microscopic nature and textures of Keuper dolostones (dolomicrite, birds-eye and fenestral textures, evaporite molds, etc.), we can interpret the Keuper dolostones as sediments of supratidal origin (lagoons and bays) with hypersaline conditions.

Key words: Carpathian Keuper dolostones, petrographic features, geochemical indicators, supratidal origin

Introduction

The Carpathian Keuper Formation is one of the common Triassic formations of the Western Carpathians of Slovakia. The formation is lithologically rather complex due to steadily changing conditions of deposition - ranging from continental to lagoonal, to littoral and finally to true marine.

The Carpathian Keuper rocks are probably of Upper Triassic, Norian age (Rakús et al., 1990). They cropped out both in the Krížna (Fatric) and Envelope (Tatric) tectonic units as well as in the former Klippen bell within the mountain ranges of the Western Carpathians (Fig. 1). Generally, the Carpathian Keuper is composed of intercalated sandstones, siltstones, shales and dolostones with occasional breccias and conglomerates. The dolostones are extensively found in the Keuper of the Krížna unit. A detail sedimentology and petrographic study of the Carpathian Keuper rocks by Al-Juboury (1992) has revealed that the paleoenvironment of the Keuper is generally continental, littoral, environment changed to those of shallow-marine and lagoonal (supratidal) with hypersaline conditions for the deposition of dolostones. The area of Keuper deposition was affected by sea level changes and oscillations.

In the present study, the dolostones were studied petrographically, some trace elements were analyzed geochemically. By comparing such results with those described for different Holocene dolomite as well as part of the dolomite in the geologic record, we can recognize Carpathian Keuper dolostones as penecontemporaneous, early diagenetic dolostones originated in supratidal environment as lagoons and bays with hypersaline conditions.

General characteristics of the dolostones

The carbonate rocks are represented in the Keuper Formation by the dolostones. Generally they are light grey, bluishgrey and green intercalated with clastic rocks of sandstones and shales, sometimes they are finely laminated. They ranged in thickness from few centimeters thin laminae up to 50 meters thick beds.

Evaporites as lenses are not observed in the present study, but their thick beds were mined at Záblatie near Trenčín town within the Klippen Belt region and associated with dolostones (Andrusov, 1955). Authors of the present study found the gypsum only as a filling of cavities and fissures in the dolostones.

The dolostones contain higher portion of non-carbonate materials in amounts up to 55 % as revealed by the study of insoluble residues and can be classified as sandy-clayey dolostones.

Fabric and textures of the dolostones

According to the features discussed by Weber (1964), the Keuper dolostones can be regarded as primary dolostones because they are associated with evaporites and characterized by fine and uniform grain size, absence of fauna and relict texture, light colors and fine lamination.

Secondary (replacement) dolostones consist of non-uniform relatively coarse grain size with euhedral dolomite rhombs and frequent relicts of fauna.

Petrographically, the following fabrics and textures were identified:

1. micritic, fine-grained dolomites (Fig. 2A); these are probably formed penecontemporaneously in its environment and/or during early diagenetic dolomitization (Amthor and Friedman, 1991),

2. sucrose dolostones, composed of fine euhedral crystals of dolomite bounded together in a mutually interfering texture (Fig. 2B),

3. medium and coarse-grained dolostones (Fig. 2C),

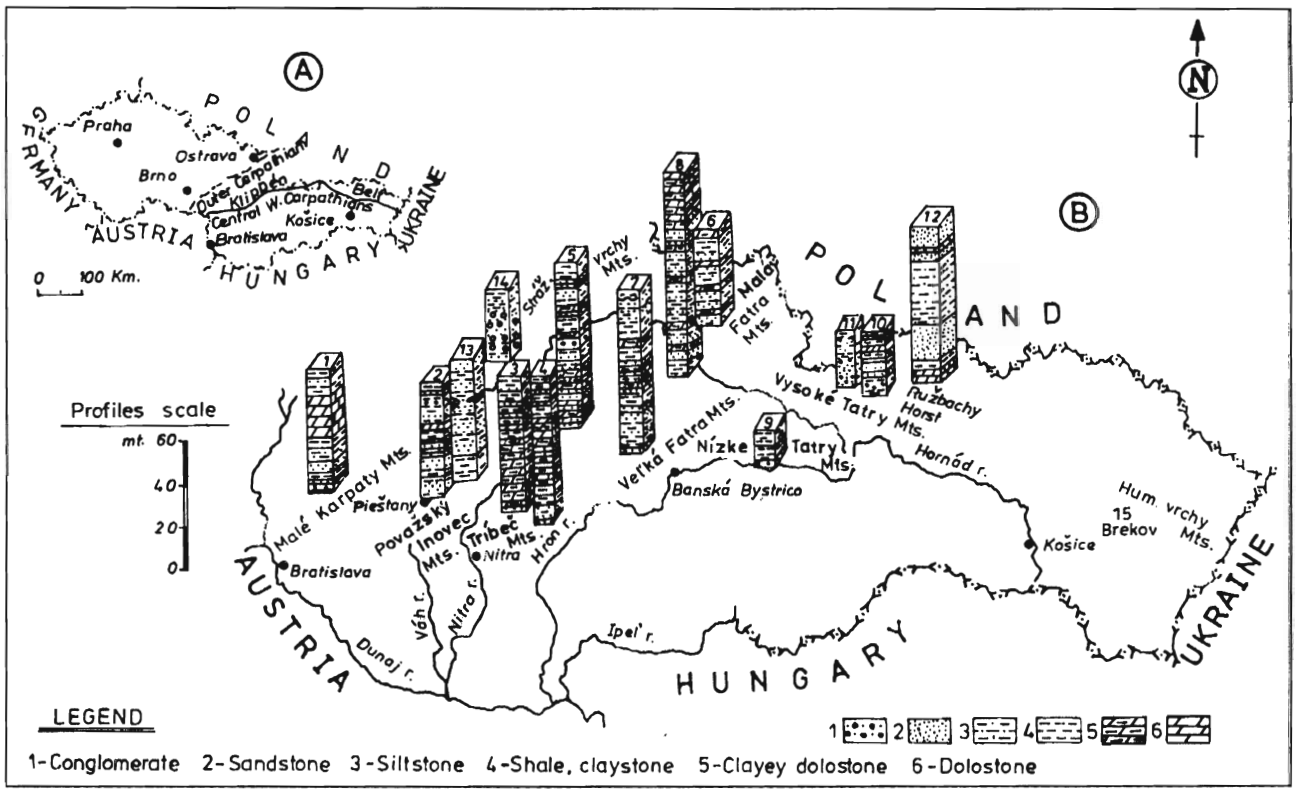


Fig. 1, **A.** Map of Czech and Slovak republics. **B.** Map of Slovakia and the location of Keuper profiles in the mountain ranges of the Central Western Carpathians. Numbers of profiles: 1 - Vysoká 754,2, 2 - Banka, 3 - Brodzany, 4 - Veľké Pole, 5 - Čierna Lehota, 6 - Zázrivá, 7 - Belanská valley, 8 - Ráztoky, 9 - Valaská, 10 - Ždiar, 11 - Široké saddle, 12 - Zálažný stream (all are of Krížna unit Keuper), 13 - Beckov of envelope unit Keuper, 14 - Drietomá (Klippen Belt), 15 - Brekov (Krížna unit).

which are composed of an interlocking mosaic originated by diagenetic replacement of calcium carbonate sediments,

4. peletoidal dolomicrite (mudstone) with fenestrate (shrinkage) fabrics (Fig. 2D); these are characterized by irregulary shaped vugs filled in an intertidal environment (Zenger, 1972),

5. xenotopic dolomite texture (Fig. 2E), as an arrangement of anhedral crystals mutually interfered with one another during growth (Friedman and Sander, 1978),

6. brecciated sedimentary dolomicrite; this type is associated mainly with terrigenous admixtures and highly fractured rocks (Fig. 2F).

Micritic textures form the majority (nearly 70 %) of the texture types identified, scanning electron photographs revealed dolomite scattered (floating) rhombs in dolomitized micrite (Fig. 2G), these rhombs are probably formed authigenically in micrite and incorporated micrite grains into its surface (Longman and Mench, 1978). The origin of the floating rhombs is indicated by Folk (1974) as a relatively late dolomite that formed in a shallow - subsurface environment rather than contemporaneous hypersaline origin. The external etching pits on the rhomb surface is due to the effect of leaching by a slightly acid solutions.

Other type of dolostone texture that indicates by scanning microscopy is zoned dolomite (Fig. 2H). The zones are apparent only when two crystals have grown into each other in competition for the same space (Longman and Mench, 1978). They concluded that the zoning is a reflection of relative rates of crystal growth in hypersaline environment.

Petrographic features of the dolostones

Petrographic study of Keuper dolostones revealed the following features:

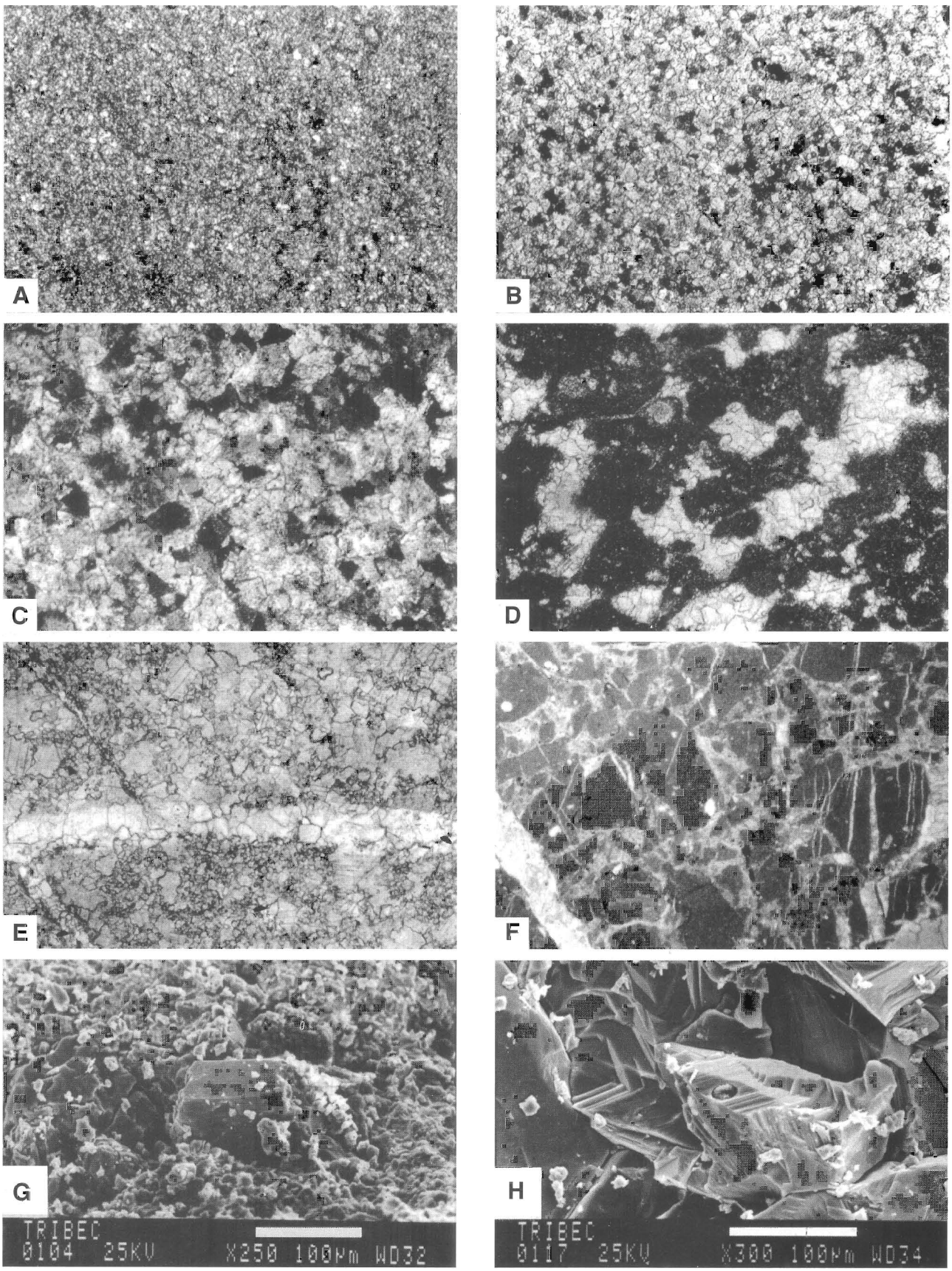
1. Veinlets in dolostones. The Keuper dolostones are crossed by veinlets of different compositions, mainly of calcite and dolomite, and sometimes of quartz or evaporites, and comprise different origins of formation. Nearly all of these veinlets occurred in dolomicrites, and partly in those of mosaic textures. Following types of veinlets were observed:

a) Sparry calcite veinlets that healed the open cracks of dolomicrite (Fig. 3A).

b) Recrystallization veinlets resulted from aggrading neomorphism of dolomite microspars into micritic groundmass (Fig. 3B).

c) Recrystallization veinlets that did not disturb the original texture of dolostone, but decolourized the grains and removed impurities from them (Fig. 2E). This is similar to the Middle Triassic veinlets discussed by Mišík (1971).

d) Fibrous or prismatic calcite filling a crack in dolomicrite and arranged perpendicularly to the crack margin


A
B
C
D
E
F
G
TRIBEC
0104 25KV X250 100µm W032
H
TRIBEC
0117 25KV X300 100µm W034

(Fig. 3C). This type of veinlet is interpreted by Mišík (1971) as a slower withdrawal of crack accompanied by simultaneous lateral shifting.

e) Crossed veinlets of different ages (Fig. 3D) forming elementary blocks in dolomicrite. This reflects a densely crossed and fractured rocks.

f) Fractured and displaced (minor faulting) veinlets (Fig. 3E), this type is common in highly fractured and brecciated dolostones.

g) Dashed veinlets originated by recrystallization from the parallel fine cracks and crosscut by younger aggrading crystallization veinlets of calcite and quartz (Fig. 3F).

2. Stylolitization. The common types of stylolite observed in the Keuper dolostones are those of sutured and wave-like types.

These sutured stylolites dominate in the dolostones. They are filled with iron oxides and clay minerals along the stylolite seam. The stylolite seam may postdate the veinlets of calcite and quartz as shown by cutting across of veinlets by the stylolite. They were formed diagenetically by compaction and pressure-solution.

The stylolite-controlled dolomite rhombs crystallization is observed in Fig. 3G, here the stylolite seams are resembling net fabric (Zenger, 1983).

3. Compactional features. Some of the dolostones especially of Nízke Tatry Mts. (Veľký Bok subunit) Keuper show an interesting compactional features. The intraclasts of dolointramicrites are elongated and directionally oriented (Fig. 3H), some with a tail-like ends.

This may indicate the compactional or anchimetamorphism processes. They could also have been the result of original shape of the intraclasts.

4. Terrigenous admixture in the dolostones. The non-carbonate terrigenous admixture in the Keuper dolostones is a common feature characterizing these rocks as compared with other dolostones and dolomites of the Western Carpathians (e. g. Middle Triassic dolomites). The main composition of these admixtures are sand-size grains of detrital quartz, feldspars, heavy minerals, the same as those observed in the intercalating clastic rocks of the sandstones and argillaceous rocks. The admixture occurs either as patchy islands in the dolomicrites or scattered through all sandy dolostones (Fig. 3F).

Heavy minerals were separated from some of the dolostones and show the same distribution as in the intercalating rocks. Clay minerals separated from these dolostones revealed the presence of illite, chlorite, kaolinite and authigenic fibrous palygorskite which firstly occurred in these rocks and give another indication of the hypersaline (lagoonal) conditions for the deposition of some of Keuper dolostones (Al-Juboury and Ďurovič, 1992).

The higher (but rare) clastic content in the Keuper dolostones seems to be eroded from the older Lower and Middle Triassic rocks, also from the older crystalline rocks (granites) and deposited in the Keuper lagoons.

5. Authigenesis. Authigenesis is a common feature existing in the Keuper dolostones. The authigenic minerals are mainly quartz and feldspars. These minerals are found authigenically in the carbonate rocks of the West Carpathians from the Lower Triassic up Aptian as discussed by Mišík (1963).

The authigenic quartz occurred either as a replacement fabric of fossil skeletons mainly ostracods and sometimes replaces gypsum molds or fills gypsum molds (Fig. 4A), or as a pore-filling fabrics in which the quartz terminations are euhedral to subhedral (Fig. 4B).

The replacement of evaporites by quartz is an indication that silica precipitation postdated or accompanied sulphate reduction and/or dissolution. Mainly illite is a probable source for silica saturation. This releasing is promoted by the processes of dolomitization and compaction of the rocks (Swett, 1968).

The authigenic feldspars (albite and orthoclase) are observed in the Keuper dolostones. Albite occurs as prismatic euhedral crystals with common albite twinning (Fig. 4C); orthoclase with idiomorphic shapes and frequent inclusions of carbonates.

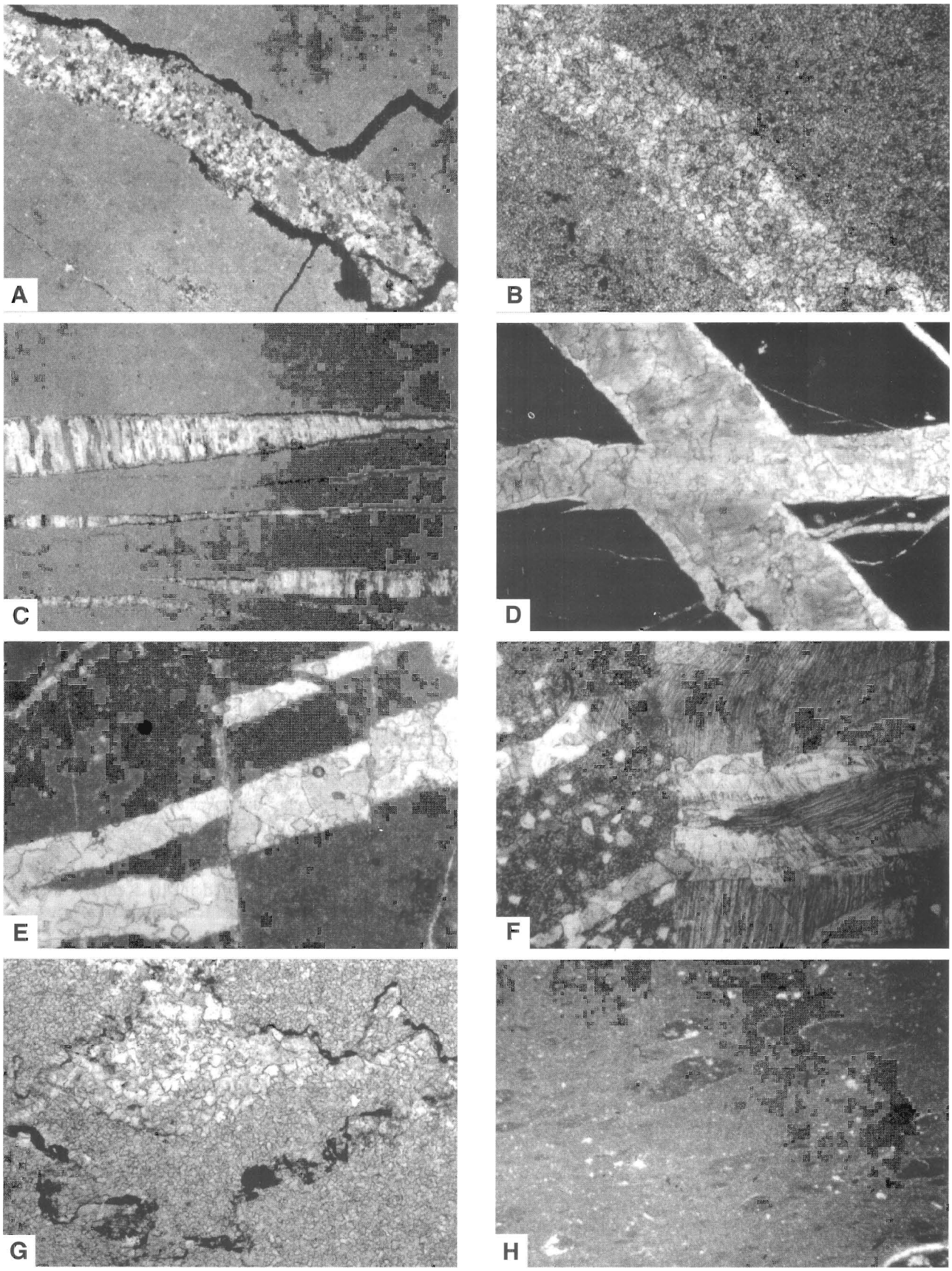
Kastner (1971) has discussed the geochemical environment for the formation of authigenic feldspars and concluded that clay minerals, varieties of free silica and detrital feldspars may provide the necessary silica and alumina for the crystallization of authigenic feldspars, and sea water or interstitial waters are the most important sources for the necessary alkalies.

The marine to slightly evaporative environment for albite formation and continental environment for K-feldspar were indicated by Füchtbauer (1983).

6. Pseudomorphic relicts. Evaporite crystal molds are characteristic features for penecontemporaneous hypersaline (supratidal) dolostones (Textoris, 1969). They are widely distributed in the Keuper dolomicrites in the forms of either vug shapes formed by dissolution of replacement anhydrite or gypsum (Fig. 4D), or as evaporite molds filled by secondary (authigenic) quartz and/or calcite (Fig. 4A). Birdseye structures are widely observed in the Keuper dolostones (Fig. 4E). Microcrystalline silica commonly encloses the rims of the cavities or vugs.

7. Organic remains. The Keuper dolostone originated mostly in hypersaline conditions as revealed by different indications of this type of environment. So generally the fossil content is very limited and the identified fossil relicts are observed in the dolomicrites. The scarcity in the other types of dolostone may related to the obliteration of fossils by the effect of diagenetic replacement of the original carbonate or lime mud and/or to the paucity in the original rocks due to the prevailing environmental conditions. However, the fol-

◀ Fig. 2. Textures of Keuper dolostones: A - fine-crystalline micritic texture, profile 9, Valaská (Nízke Tatry Mts.) normal light, x55; B - sucrose texture of dolostone, profile 5, Čierna Lehota (Strážovské vrchy Mts.), crossed nicols, x55; C - medium and coarse grained dolostone, 15 - Brekov (Humenské vrchy Mts.), crossed nicols, x55; D - fenestral (shrinkage) fabrics, profile 9, Valaská Belá (Nízke Tatry Mts.), normal light, x43; E - xenotopic dolomite texture with decolourized veinlet, profile 3, Brodzany (Tríbeč Mts.), normal light, x35; F - brecciated sedimentary dolomicrite, profile 10, Ždiar (Vysoké Tatry Mts.), normal light, x23; G - scanning electron microscope (SEM) image of floating dolomite rhomb in micrite; H - SEM image of zoned dolomite (both images are of dolostones, profile 3, Brodzany-Tríbeč Mts.).


A
B
C
D
E
F
G
H

lowing types of fossil relicts are observed in the Keuper dolostones.

Ostracods (Fig. 4F) are calcareous, bivalved crustaceans that inhabit all aquatic environments (Heckel, 1972). They are useful as brackish or hypersaline paleoenvironmental indicator because of specific ranges of salinity tolerance confined by many ostracods genera.

Foraminifera, miliolids (Fig. 4G), these are marine trace fossils that may be transported into the basin of Keuper dolostones deposition by the effect of ingression.

Algal stromatolites (Fig. 4H), these algal crincle laminae are characteristic of the supratidal environment (Heckel, 1972). Other is algal mat structure (Fig. 4F).

Geochemistry of the dolostones

Trace elements

The trace elements (Sr, Mn, B) in Keuper dolostones were analyzed in three selected profiles (Veľké Pole, Zázrivá and Ždiar). The data are summarized in Tab. 1.

Strontium: Sr is the common element in carbonate rocks (Wolf et al., 1967). The distribution of Sr in Mesozoic carbonate rocks of the Central Western Carpathians were studied by Veizer and Demovič (1974) and considered to by facies controlled.

The Keuper dolostones contains relatively high strontium concentrations varying from 145 to 1010 ppm, Tab. 1.

The higher concentrations appear in the fine crystalline, dolomicrite rocks which may attribute to the early diagenetic dolostone in hypersaline conditions. Most of fine crystalline, penecontemporaneous dolomites from evaporitic environments contain high Sr concentrations (Arabian Gulf sabkhas, Land and Hoops, 1973, Holocene dolomites of the Baffin Bay - Texas, Beherns and Land, 1972 and other).

The excess of Sr in dolomites would indicate that the dolomitization is a partially closed system with respect to Sr and the dolomitization is proceeding at lower temperatures (Veizer and Demovič, 1974). Dolostones of other types, dolosparite and xenotopic dolomites contain also high Sr concentrations but lower than fine crystalline dolostones. High concentrations probably resulted from dolomitization of aragonite-rich sediments in a diagenetic system that was at least partly closed to Sr (Humphrey, 1988). Neomorphism or recrystallization during or after dolomitization could by partly responsible for the low Sr contents (Oing and Mountjoy, 1989).

Manganese: Manganese tends to be picked up by carbonate precipitates during diagenesis rather than lost as is generally the case with Sr and Na (Tucker and Wright, 1990).

So, the dominant controlling factor for Mn distribution in the dolostones is isomorphic substitution (together with Fe) in the lattices of dolomite crystals during later dolomitization (Veizer, 1978). Higher Mn content in dolostones may be also related to higher contents of detrital minerals in which Mn oxides are adsorbed on or coating detrital minerals or complexed with detrital organic matter (Burns and Baker, 1987).

Veizer and Demovič (1973) have concluded that Mn distribution is partly controlled by the amount of insoluble residue mainly by its clay fraction or constituents associated with the clays.

The Keuper dolostones, especially those of dolomicrite with clayey and sandy terrigenous materials (Tab. 1). So Mn distribution may be controlled mainly by insoluble residue contents of Keuper dolostones which are generally high in contrast to the other dolomites in the West Carpathian region.

Boron content of the dolostones (Tab. 1) is generally low, some of higher concentrations were most probably dependent on the higher contents of clay minerals (predominantly illite) and on the content of tourmaline as a heavy mineral described is those samples of higher boron content.

Major elements.

The distribution of calcium and magnesium (Tab. 1) shows that Mg contents in Keuper dolostones are generally low with Ca/Mg ratios in all the three selected profiles. The calcium-rich nature of Keuper dolostones is probably a result of their initial formation as poorly-ordered, Ca-rich protodolomites which are favored in evaporitic environments, or due to incomplete recrystallization of dolomites.

Higher Ca/Mg ratios of the present dolostone may related also to the formation of $CaCO_3$ minerals that are easily to form. Calcite is the main carbonate mineral that is observed in Keuper dolostones, in the forms of patches or veinlets. The latters are highly distributed in the present dolostones that gave rise to partly calcitized dolostone or dedolomitization process affected on Keuper dolostones.

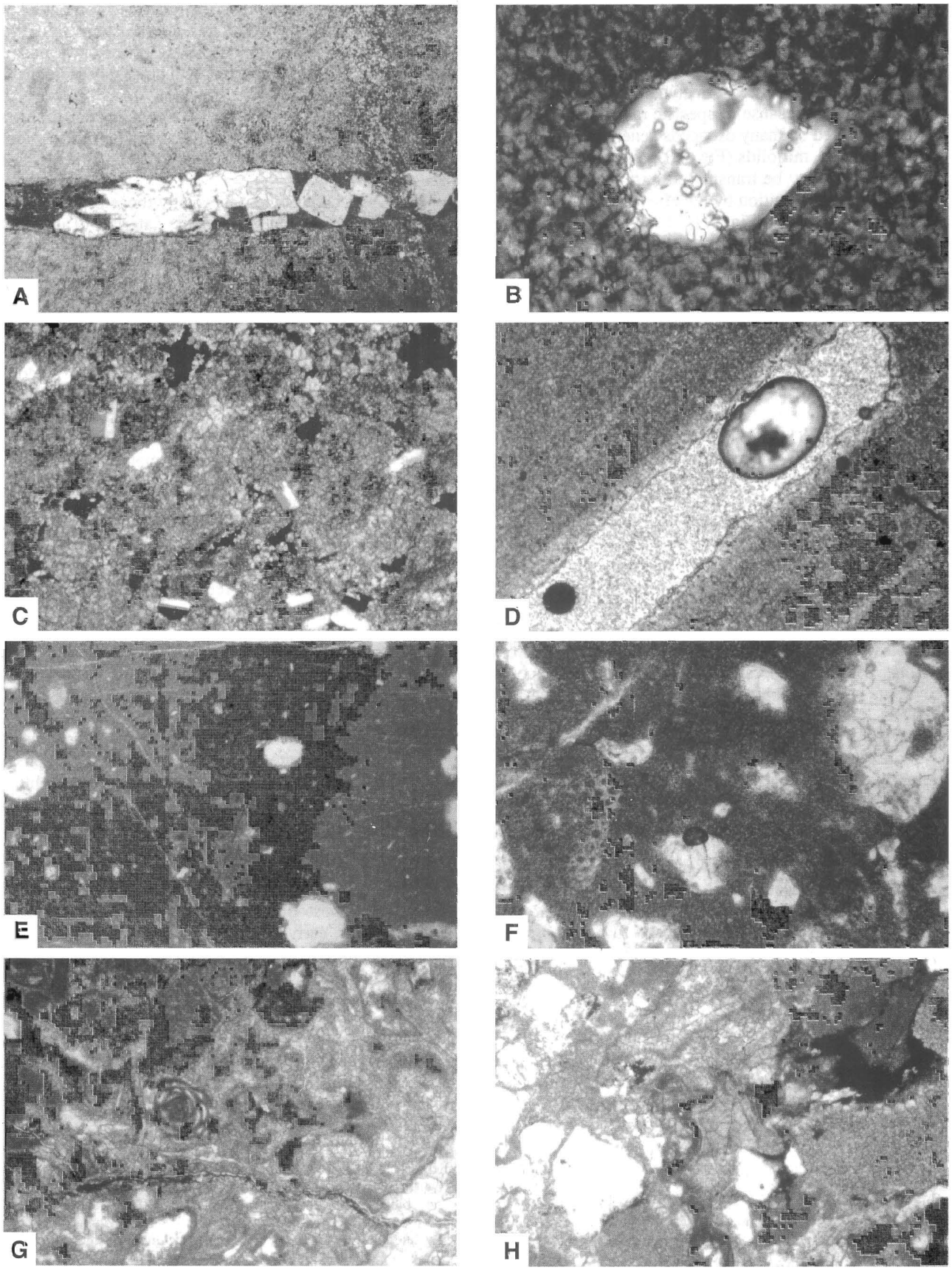
Calcite and dolomite are the major mineralogical phases controlling the distributions of calcium and magnesium.

Conclusions

Different petrographic features were observed in the Keuper dolostones that confirm the supratidal origin of such dolostones. These dolostones are identified as penecontemporaneous, early diagenetic dolostones originating in supratidal environments as lagoons and bays with hypersaline conditions, suitable for the abundant fine dolomicrite formation as well as the formation of palygorskite within the dolostones.

Higher strontium content in the Keuper dolostones may be related to the prevailing hypersaline conditions, while the higher manganese content was most probably due to higher clayey and terrigenous admixtures within the studied rocks.

◀ Fig. 3. Different petrographic features of Keuper dolostones: A - calcite veinlet, healed open crack in dolomicrite, profile 10, Ždiar (Vysoké Tatry Mts.), crossed nicols, x23; B - aggrading veinlet, dolomicrite, profile 6, Zázrivá (Malá Fatra Mts.), crossed nicols, x23; C - prismatic calcite veinlets, profile 10, Ždiar (Vysoké Tatry Mts.), crossed nicols, x23; D - elementary blocks formed by crossed veinlets of different ages, profile 10, Ždiar (Vysoké Tatry Mts.), normal light, x23; E - fractured and displaced veinlets, dolomicrite, profile 10, Ždiar (Vysoké Tatry Mts.), normal light, x35; F - terrigenous material distributed through all the rock. Note the dashed veinlet of dolomite crossed by other new quartz veinlets, profile 10, Ždiar (Vysoké Tatry Mts.), normal light, x23; G - net fabric in the dolostone, profile 5, Čierna Lehota (Strážovské vrchy Mts.), normal light, x35; H - directional oriented intraclasts due to effect of compaction on dolomicrite, profile 9, Valaská (Nízke Tatry Mts.), normal light, x23.


A
B
C
D
E
F
G
H

Tab. 1
Geochemical characteristics of different types of Keuper dolostones in selected profiles

Profile	Sample No.	Dolostone type	Trace elements (ppm)			Major elements (%)		
			Sr	Mn	B	CaO	MgO	Ca/Mg
Tríbeč Mts.	5	brecciated dolomicrite	710	1590	51	32.83	17.31	2.20
	7	dolopelsparite	480	355	16	29.45	18.13	1.90
	8	medium-coarse crystal. dolostone	550	1010	74	27.80	20.00	1.66
	10	brecciated dolomicrosparite	510	1620	107	28.90	20.70	1.66
	11	dolomicrite with terrig. admixture	720	430	50	25.90	17.15	1.80
	12	xenotopic dolomicrite	170	47	10	29.60	20.40	1.70
	13	dolointramicrosparite	170	1590	47	30.86	20.40	1.80
	14	dolomicrite	660	3160	40	29.50	20.13	1.70
Zázrivá (6)	14	brecciated clayey dolopelmicrite	229	1410	170	21.40	14.80	1.70
Malá Fatra Mts.	16	dolomicrite, terrig. admixture	170	1380	24	25.80	17.60	1.70
	18	dolomicrite, clayey	309	1860	63	23.40	16.50	1.67
	25	dolopelmicrosparite	148	49	10	22.70	15.30	1.76
	26	dolopelmicrite	316	234	56	26.12	18.60	1.65
	29	dolomicrite	830	525	62	28.80	17.70	1.90
Ždiar (10)	8	dolomicrite	145	1010	55	25.80	16.60	1.93
Vysoké Tatry Mts.	10	dolopelsparite, fossil relicts	224	1260	13	26.30	17.80	1.75
	13	dolomicrite, terrig. admixture	340	1290	19	27.20	19.50	1.65
	17	dolopelsparite	680	1950	45	22.50	16.20	1.65
	21	dolomicrosparite, terrig. admixture	400	1820	117	26.70	19.20	1.65
	26	dolomicrite, patchy	1000	2040	42	22.90	15.30	1.78
	30	brecciated dolomicrite	1010	63	10	26.03	18.70	1.65
	31	brecciated dolopelsparite	166	1070	43	27.10	17.80	1.80
	33	dolomicrite	182	968	32	26.70	15.90	1.99
	34	dolomicrite	186	1480	51	24.80	17.00	1.45
	39	dolomite concretion	355	318	10	20.39	14.60	1.55
	40	dolomicrite, terrig. admixture	275	260	36	21.50	13.40	1.90
	44	dolosparite, terrig. admixture	288	1260	39	23.20	15.80	1.70
	48	brecciated dolopelmicrite	420	810	191	24.10	15.70	1.82

The rare occurrence of marine fossils may be attributed to marine transgressions affected on the Keuper supratidal flats and lagoons. According to the petrographic and geochemical evidences the dolomitization of Keuper rocks was formed by the following two models; evaporation (sabkhas) or evaporative pumping model and seepage-reflux model.

References

Adams, J. E. & Rhodes, M. L., 1960: Dolomitization by seepage refluxion. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 44, 1920 - 1921.*

Al-Juboury, A. I., 1992: Sedimentary-petrographic research of Upper Triassic (Keuper) rocks in the West Carpathians of Czecho-Slovakia. (PhD. Thesis). *Manuskript - Comen. Univ., Bratislava, 1 - 122.*

Al-Juboury, A. I. & Ďurovič, V., 1992: Paleoenvironment interpretation of the Carpathian Keuper rocks as revealed by clay mineral analysis. *Geol. Carpath., Ser. Clays, 73 - 76.*

Amthor, J. E. & Friedman, G. M., 1991: Dolomite-rock textures and secondary porosity development in Ellenburger group carbonates (Lower Ordovician), West Texas and southeastern New Mexico. *Sedimentology, 38, 343 - 362.*

Andrusov, D., 1955: On the origin of dolomites and dolomitic rocks in Slovakia. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VI. 3 - 4, 184 - 198.*

Behrens, E. W. & Land, L. S., 1972: Subtidal Holocene dolomite, Baffin bay, Texas. *J. sed. Petrology, 42, 155 - 161.*

Burns, S. & Baker, P. A., 1987: A geochemical study of dolomite in the Monterey Formation, California. *J. sed. Petrology, 57, 128 - 139.*

Folk, R. L., 1974: The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *J. sed. Petrology, 44, 40 - 53.*

Folk, R. L. & Land, L. S., 1975: Mg/Ca ratio and salinity. Two controls over crystallization of dolomite. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 59, 60 - 68.*

Friedman, G. M. & Sanders, J. E., 1978: Principles of sedimentology. *John Wiley & Sons, London, 792.*

Füchtbauer, H., 1983: Facies controls in sandstone diagenesis. *In: Parker, A. & Sellwood, B. W. (Eds.): Sediment diagenesis. Nato Series, C 115, ASI, 269 - 288.*

◀ Fig. 4. Different petrographic features of Keuper dolostones: A - gypsum or anhydrite molds filled by calcite crystals and rimmed by quartz, profile 6, Zázrivá (Malá Fatra Mts.), normal light, x23; B - authigenic quartz in the dolomicrite, profile 7, Belanská valley (Veľká Fatra Mts.), crossed nicols, x225; C - authigenic albite with common albite twinning, profile 3, Brodzany (Tríbeč Mts.), crossed nicols, x40; D - vug shape pseudomorph after dissolution of gypsum or anhydrite in the dolomicrite, profile 7, Belanská valley (Veľká Fatra Mts.), normal light, x65; E - birds eye structure in the dolomicrite, profile 7, Belanská valley (Veľká Fatra Mts.), normal light, x25; F - relicts of ostracoda filled with authigenic quartz grains, with algal mat structure, profile 7, Belanská valley (Veľká Fatra Mts.), normal light, x65; G - foraminifera of miliolids type in the dolopelmicrite, profile 10, Ždiar (Vysoké Tatry Mts.), normal light, x35; H - relict of algal stromalites in brecciated sedimentary dolomicrite, profile 6, Zázrivá (Malá Fatra Mts.), normal light, x35.

Heckel, P. H., 1972: Recognition of ancient shallow marine environments. *In: Rigby, J. K. & Hamblin, W. K. (Eds.): Recognition of ancient sedimentary environments. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 226 - 286.*

Hsü, K. J. & Siegenthaler, C., 1969: Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology, 12, 11 - 25.*

Humprey, J. D., 1988: Late Pleistocene mixing zone dolomitization southeastern Barbados, West Indies. *Sedimentology, 35, 327 - 348.*

Kastner, M., 1971: Authigenic feldspars in carbonate rocks. *Amer. Mineralogist, 56, 1403 - 1442.*

Land, L. S. & Hoops, G. K., 1973: Sodium in carbonate sediments and rocks: A possible index to the salinity of diagenetic solutions. *J. sed. Petrology, 43, 614 - 617.*

Longman, M. W. & Mench, P. A., 1978: Diagenesis of Cretaceous limestones in the Edwards aquifer system of southcentral Texas: A scanning electron microprobe study. *Sed. Geol., 21, 241 - 276.*

Mišík, M., 1963: Authigenic quartz and authigenic feldspars in Mesozoic limestones of West Carpathians. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, XIV, 2, 259 - 300.*

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

Noble, J. P. A. & Van Stempvoort, D. R., 1989: Early burial quartz authigenesis in Silurian platform carbonates, New Brunswick, Canada. *J. sed. Petrology, 59, 65 - 76.*

Oing, H. & Mountjoy, E. W., 1989: Multistage dolomitization in Rainbow buildups, Middle Devonian Key River Formation. Alberta, Canada. *J. sed. Petrology, 59, 114 - 126.*

Rakús, M., Mišík, M., Mock, R., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marchalko, R., Melio, J., Polák, M. & Jablonský, J., 1990: Paleographic development of the West Carpathians: Anisian to Oligocene. *In: Rakús, M., Dercourt, J. & Nairn, A. E. M. (Eds.): Evolution of the Northern margin of Tethys. Mem. Soc. geol. France, Nouvelle ser., 154, III, 39 - 62.*

Swett, K., 1968: Autigenic feldspar and cherts resulting from dolomitization of illitic limestone: A hypotesis. *J. sed. Petrology, 38, 128 - 135.*

Textoris, D. A., 1969: Supratidal origin of Appalachian Basin dolostone. *Geol. Soc. Amer. Bull., Spec. pap., 121, 470 - 471.*

Veizer, J., 1978: Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks, II. Fe, Mn, Ca, Mg, Si and minor constituents. *Precambrian Research, 6, 381 - 413.*

Veizer, J. & Demovič, R., 1973: Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequences of the Western Carpathians. *J. sed. Petrology, 43, 258 - 271.*

Veizer, J. & Demovič, R., 1974: Strontium as a tool in facies analysis. *J. sed. Petrology, 44, 93 - 115.*

Weber, J. N., 1964: Trace element composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem. *Geochim. cosmochim. Acta, 28, 1817 - 1868.*

Wilson, J. L., 1975: Carbonate facies in geologic history. *Springer Verlag, Berlin, 471.*

Wolf, K. H., Chillingar, G. V. & Beales, F. W., 1967: Elemental composition of carbonate skeletons, minerals and sediments. *In: Chillingar, G. V., Bissel, H. J., Fairbridge, R. W. (Eds.): Carbonate rocks, B. Elsevier, 25 - 30.*

Zenger, D. H., 1972: Significance of supratidal dolomitization in the geologic record. *Bull. Geol. Soc. Amer., 83, 1 - 12.*

Zenger, D. H., 1983: Burial dolomitization in the Lost Burro Formation (Devonian), east-central California, and the significance of late diagenetic dolomitization. *Geology, 11, 519 - 522.*

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 21 - 25

Lithoclasts of Middle Jurassic radiolarites in debris flow sediments from Silica Nappe (locality Bleskový prameň, Slovak Karst, Western Carpathians)

MILAN SÝKORA and LADISLAVA OŽVOLDOVÁ

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

(Received 2.8.1995)

Abstract

On the locality Bleskový prameň the debris flow sediments were found in Jurassic sequences. Except for limestone lithoclasts, radiolarite lithoclasts with Upper Bathonian-Lower Callovian radiolarian associations occurred there. The new species ? Protunuma lanosus n. sp. was described. We can assume that debris flow sediments were deposited owing to the differentiation of sea floor in the stadium of compressional tectonics at the beginning of Upper Jurassic.

Key words: Western Carpathians, Silica Nappe, Silicicum, debris flow sediments, lithoclasts, radiolarians

Introduction

In the area of Drienkova Mt. near the village Drnava at the locality Bleskový prameň the occurrence of Jurassic sequences are known over 100 years. The used knowledge about their lithology and stratigraphy is summarized in the studies of Bystrický (1964), Mello and Bystrický in Bystrický (1973), Maheľ (1986).

Jurassic grey and red crinoidal Hierlatz limestones overlie Upper Triassic organodetritic Bleskový prameň limestones. The former have a lateral transition into the red nodular Adneth limestones. The contact between Triassic and Jurassic limestones is transgressive. The transgressive line is uneven, the neptunic dykes and transgressive breccias occur there. The Hierlatz and Adneth limestones are of Lower to Middle Liassic age.

On the red limestones there is the sequence of grey to dark grey argillaceous, sometimes spotty limestones, rarely containing dark grey chert. It is supposed that they were deposited in Lower and Middle Jurassic.

The youngest preserved member of the succession is represented by greenish grey to red grey radiolarites with slight sandy admixture and with thin shale intercalations. The Callovian-Oxfordian age of radiolarites was determined by Dumitrica and Mello (1982) from other locality.

The stratigraphically younger sequences occur neither at the locality Bleskový prameň nor in the other areas of Silica Nappe. The upper members of Jurassic sequence are missing due to the tectonical reduction.

The outcrops of Jurassic sequence at the locality Bleskový prameň are poor and owing to this fact the construction of the detail profile is impossible.

Information on Jurassic limestones of Silica Nappe were also derived from the analysis of limestone pebbles in Cretaceous and Tertiary conglomerates in the territory of Slovakia and northern Hungary (Mišík and Sýkora, 1980).

Besides the above mentioned sediments fragments of the up till now undescribed carbonate breccias occur in the talus (Pl. 1, Fig. 1). They mainly consist of limestone lithoclasts rarely of shale and radiolarite lithoclasts. Matrix of breccia is clayey limestone. It contains fine lithoclasts of the above mentioned rocks and the fragments of fossils. On the basis of its texture we assume, that this sediment was deposited by the sedimentation of debris flow. From the composition of the breccia it can be deduced that the sedimentation of radiolarites was interrupted by processes of compressional tectonics which caused the vertical segmentation of the basin and enabled the origin of these flows. The age of the radiolarite lithoclasts, according to the evaluation of radiolarian associations, is Upper Bathonian-Lower Callovian. (The youngest age of radiolarites at the locality Bleskový prameň, according to radiolarian associations, is Upper Callovian (Rakús et al., in prep.).

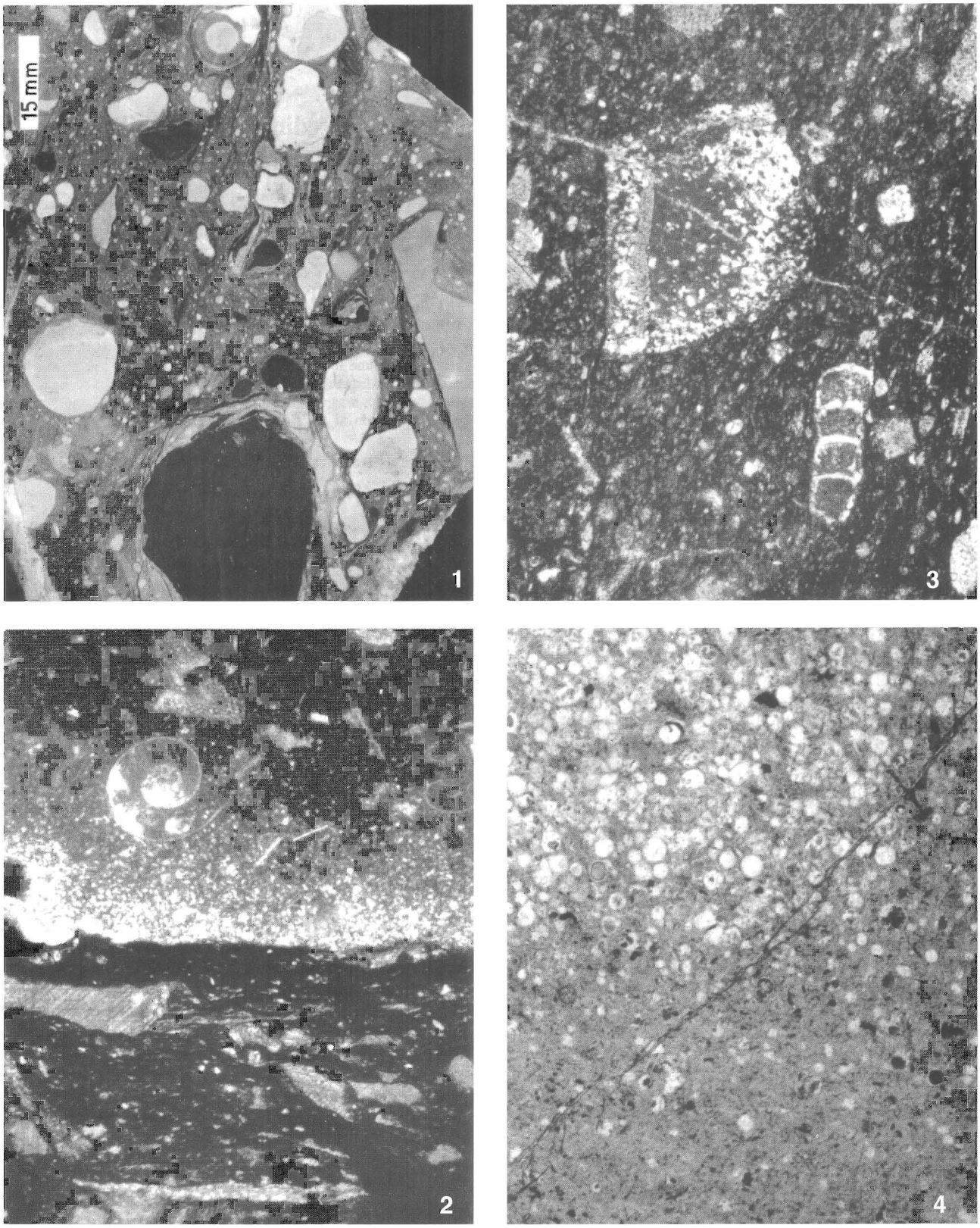
It results that the rebuilding of the basin probably began in the lowermost part of Upper Jurassic.

The reduction and the restructuralization of the sedimentary area during the Upper Jurassic in Silicicum is testified by the occurrence of the pebbles of Kimmeridgian-Tithonian exclusively shallow water limestones known from the pebbles of above mentioned Cretaceous--Tertiary conglomerates (Mišík and Sýkora, 1980).

According to the field observations it seems that the breccias occur in several horizons. Their detailed description will be presented in the article by Rakús et al. (in prep.).

Microscopic description of breccia

Matrix of breccia is microgranular to micritic clayey limestone of light brown colour (Pl. 1, Figs. 1 - 3). There are present lithoclasts of organodetritic limestones (mainly of Liassic age), claystones and radiolarites. The part of



Pl. 1. 1 - Debris flow deposit - lithoclasts of limestones (mainly) in fine-grained matrix. One clast contains belemnite rostrum; 2 - Lithoclast of limestone with juvenile ammonite shell and authigenic feldspars - albite along the surface area. In the lower part there is the matrix of breccia with bioclasts. 27x magn.; 3 - Small albitizied lithoclast of limestone and uniserial foraminifera in the matrix of breccia. 45x magn.; 4 - Accumulation of radiolarians in the radiolarite lithoclast - Upper Bathonian - Lower Callovian age. 45x magn.

matrix is formed by microfossils - calcified radiolarians, crinoid elements, spines of sea urchins, ophiuroid elements, fragmental shells of bivalves, brachiopods and rarely tests of foraminifers. Belemnite rostra (Pl. 1, Fig. 1) and rare teeth and scales of fishes were found too.

Some bioclasts can be considered as lithoclasts because micrite which fills their cavities is different to that one from which the matrix is composed.

The fossils in matrix cannot be determined and therefore they have not the stratigraphical value.

Matrix also contains clastic quartz and mica (silt to fine-grained sand).

Lithoclasts are mainly composed of limestones. They have subangular to oval shape and no signs of size sorting (0,X - 6 cm, max. 18 cm), (Pl. 1, Fig. 1). Limestone clasts are often albitizied (Pl. 1, Fig. 3), authigenic albite never occurs in the matrix. The large lithoclasts are albitizied on the margin only, the small ones in the whole profile of the clast (somewhere up to 75 % of its volume - Pl. 1, Figs. 2 and 3). The average size of albite crystals is 0.04 mm.

The limestone lithoclasts are grey pink or light brown in colour. They are wackestones and mudstones. Organodetritic wackestones are the most frequent. They contain fragments of echinoid elements, shells of juvenile ammonites and bivalves, tests of forams (Lenticulina sp., Nodosaria sp.), ostracods, and gastropods in the micritic-muddy matrix. Globochaete alpina Lomb. and calcified spicules of siliceous sponges are rare. These limestones are often bioturbated and they sometimes exhibit voids - stromatactis. They are probably of Liassic age. In the other lithoclasts of limestones the bioclasts are less frequent or rare. We assume that the greater part of limestone lithoclasts is of Lower to Middle Jurassic in age. The Liassic red limestones which occur on the locality Bleskový prameň (in the outcrops) were not identified in the breccias.

Lithoclasts of radiolarites are less frequent than limestone clasts in the breccias. The clast from which were extracted radiolarians is composed of siliceous microcrystalline matrix. There were found detritical quartz (often with the undulose extinction), mica and small grains of clay minerals too. The detrical admixture radiolarites of Silica Unit was already mentioned by Mišík in Bystrický (1964, p. 78). The dark brown isotropic irregular grains without the inner structure (? kerogen) are relatively frequent. The tests of radiolarians are irregularly distributed in the rock. In some parts they form accumulation (Pl. 1, Fig. 4), elsewhere they are relatively rare. Their shape is globular or conical, the average size is 0.08 mm, max. 0.13 mm.

Evaluation of radiolarian associations

The following genera and species occur in the richest association (sample BP-1): *Archaeodictyomitra exigua* Blome, *Archaeodictyomitra primigena* Pessagno et Whalen, *Archaeodictyomitra* sp. A sensu Pessagno et Whalen, 1982, *Cyrtocapsa* aff. *mastoidea* Yao, *Eoxitus hungaricus* Kozur, *Eoxitus nodosus* Kozur, *Eucyrtidiellum pustulatum* Baumgartner, *Eucyrtidiellum semifactum* Nagai et Mizutani, *Eucyrtidiellum unumaense* (Yao), *Hsuum mirabundum* Pessagno et Whalen, *Praezhamoidellum convexum* (Yao), *Pseudoeucyrtis* sp., *Protunuma ochiensis* Matsuoka, *Protunuma turbo* Matsuoka, *Spongocapsula palmerae* Pessagno, *Striatojaponocapsa plicarum* (Yao).

The association had the signs of sorting. The major part consisted of small nassellarians; spumellarian specimen rarely occurred as the fragments.

The presence of species Eucyrtidiellum pustulatum Baumgartner which has its first occurrence in Upper Bathonian (Baumgartner, 1984, 1987) and the presence of species Protunuma turbo Matsuoka which finishes in Lower Callovian (De Wever in Kellici et al., 1994) indicates the stratigraphical range of the association - Upper Bathonian-Lower Callovian, which can be correlated according to Matsuoka et al. (1994) zonation with Guexella nudata Zone.

In the association there were found the up to date undescribed species, which also occurred at the locality Trstená (the Orava section of the Western Carpathian Pieniny Klippen Belt, Orava Highlands) in the associations of Upper Posidonia beds of the Pieniny Succession of the Western Carpathian Pieniny Klippen Belt (Ožvoldová, 1992) and at the locality Guba in radiolarites of Meliata Succession (Slovak Karst). The holotype was chosen from the association of Upper Posidonia beds at the locality Trstená and designated ?Protunuma lanosus n. sp. (Pl. 3, Figs. 1 and 2).

Paleontological part

Genus: ***Protunuma*** Ichikawa et Yao, 1976
Typical species: ***P. fusiformis*** Ichikawa et Yao, 1976

?Protunuma lanosus Ožvoldová, n. sp.
Pl. 2, Fig. 13, Pl. 3, Figs. 1 - 6

1981 *Unuma* sp. b - S. Kido, I. Kawaguchi, M. Adachi, S. Mizutani, p. 204, Pl. 3, Fig. 8

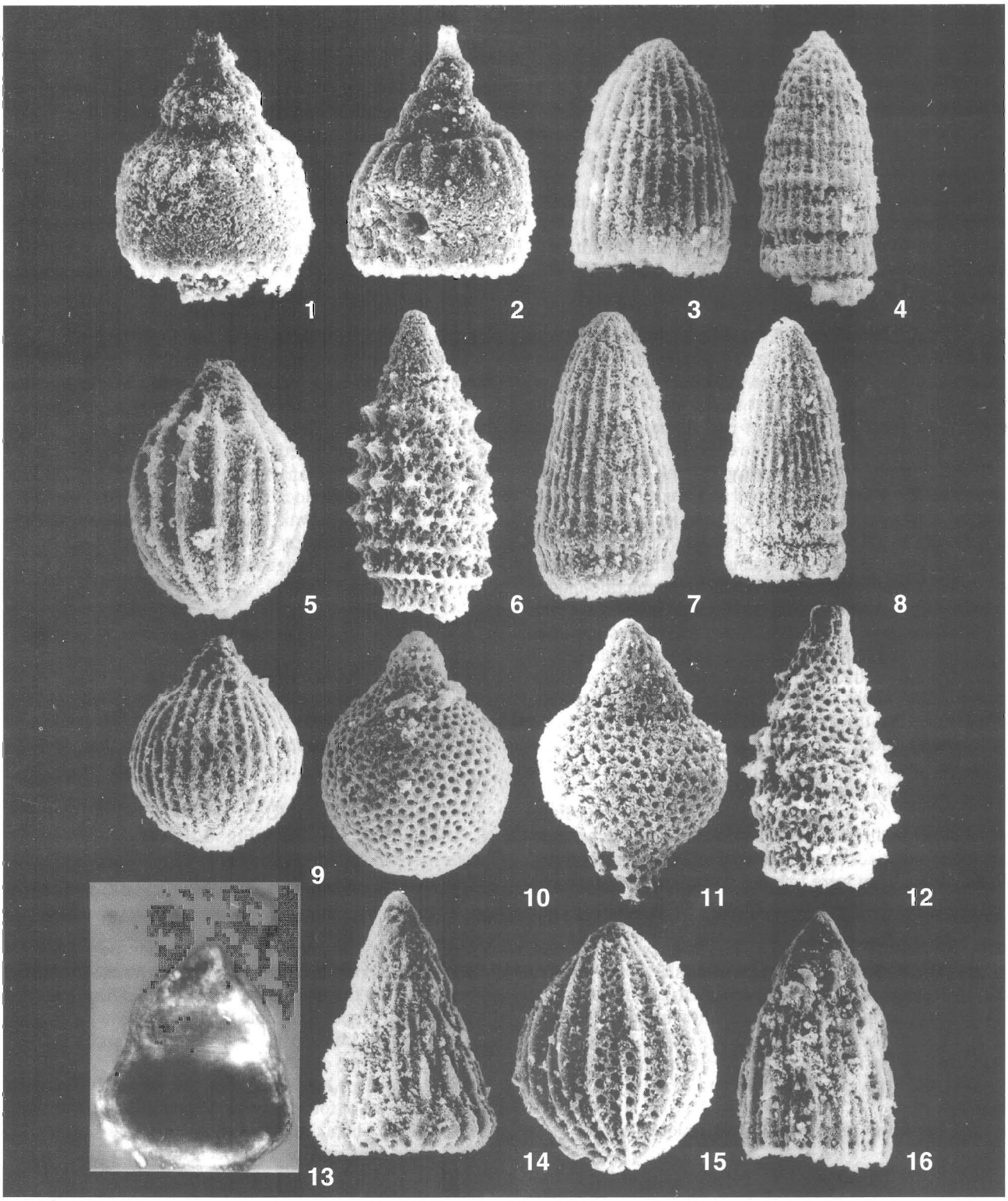
Holotype: No. 8885, 3188; Pl. 3, Figs. 1 and 2. Deposited in the Slovak National Museum in Bratislava (SNM-21 513)

Type locality: Trstená - Orava Highlands; Orava section of the Western Carpathian Pieniny Klippen Belt

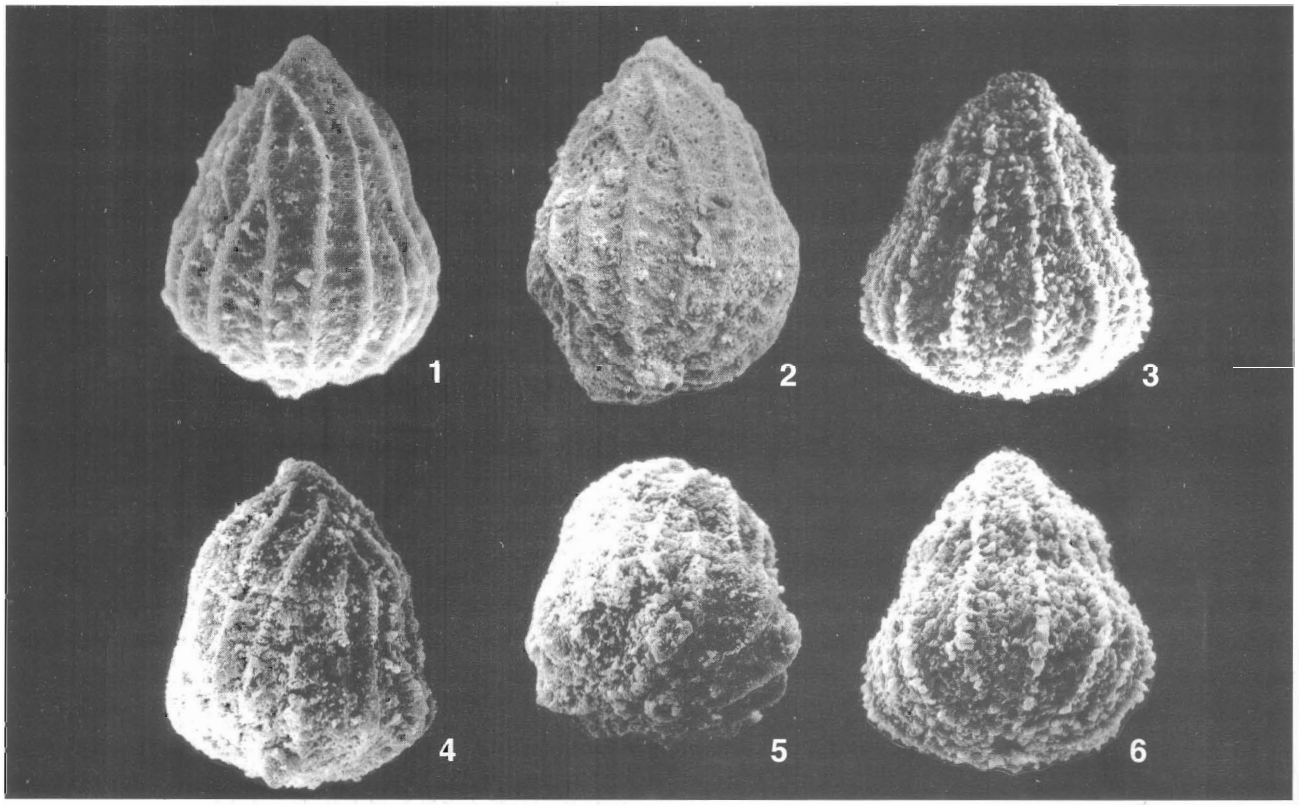
Stratotype: Upper Posidonia beds - /Podzarnce limestone Formation of the Pieniny Succession of the Pieniny Klippen Belt-Upper Bathonian-Lower Callovian

Denomination: lat. lanosus = corrugated; according to the corrugated outline of the test.

Description: Test has s shape of the vertically flattened drop. It consists of four segments. Cephalis is small, smooth, subspherical. Thorax and abdomen are weakly expanded. The visible constriction is between abdomen and the last segment, which is of the same height or higher than the other segments all together. It is noticeably expanded laterally and flattened vertically. Aperture is small, circular with the protruding rim. Shell surface is with longitudinal plicae which run from thorax to the last segment or from the different level of the height of the test. Small circular pores arranged vertically are present between neighbouring two plicae (2 - 3 rows mostly).



Pl. 2. (BP-1). 1 - *Eucyrtidiellum pustulatum* Baumgartner - 0078, 430x magn.; 2 - *Eucyrtidiellum semifactum* Nagai et Mizutani - 0118, 500x magn.; 3 - *Archaeodictyomitra primigena* Pessagno et Whalen - 0093, 500x magn.; 4 - *Archaeodictyomitra* sp. A sensu Pessagno et Whalen, 1982 - 0076, 330x magn.; 5 - *Protunuma turbo* Matsuoka - 0111, 450x magn.; 6 - *Eoxitus nodosus* Kozur - 0085, 300x magn.; 7 - *Archaeodictyomitra exigua* Blome - 0107, 380x magn.; 8 - *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno - 0101, 320x magn.; 9 - *Striatojaponocapsa plicarum* (Yao) - 0117, 330x magn.; 10 - *Praezhamoidellum convexum* (Yao) - 0100, 290x magn.; 11 - *Cyrtocapsa* aff. *mastoidea* Yao - 4485, 400x magn.; 12 - *Eoxitus hungaricus* Kozur - 0114, 320x magn.; 13 - ? *Protunuma lanosus* n. sp. - 420x magn.; 14 - *Transhsuum* sp. - 0116, 350x magn.; 15 - ? *Protunuma ochiensis* Matsuoka - 0080, 380x magn.; 16 - *Hsuum mirabundum* Pessagno et Whalen - 0092, 350x magn.



Pl. 3. 1 - ? *Protunuma lanosus* n. sp. - holotype, Trstená (T-10), 8885, 400x magn.; 2 - ? *Protunuma lanosus* n. sp. - holotype, antapical view of Fig. 1, 3188, 400x magn.; 3 - ? *Protunuma lanosus* n. sp. - Guba (G-6), 2667, 450x magn.; 4 - ? *Protunuma lanosus* n. sp. - Bleskový prameň (BP-1), 0094, 400x magn.; 5 - ? *Protunuma lanosus* n. sp. - antapical view of Fig. 4, 0095, 400x magn.; 6 - ? *Protunuma lanosus* n. sp. - antapical view of Fig. 3, 3,2666, 470x magn.

Remarks: The assignation to the genus Protunuma is questionable. The test is not spindle-shaped. The last segment is not inversely subconical. From the genus Stichocapsa the species is distinguished by the presence of longitudinal plicae with vertically arranged rows of pores between them.

Dimensions: (mm)	holotype	min.	max.
Height of the test	0.137	0.109	0.140
Height of the first three segments	0.062	0.054	0.062
Height of the last segment	0.075	0.055	0.078
Width of the last segment	0.107	0.090	0.109
Width of aperture	0.009	0.007	0.009

Conclusions

The results of our paper complete information about the lithological composition of Jurassic sequences in Silicicum at the locality Bleskový prameň near the village Drnava. The age of radiolarian lithoclasts in carbonate breccia according to radiolarian associations is Upper Bathonian-Lower Callovian.

From this results it can be determined relative age of these breccias. These sediments may be considered as debris flow sediments which ended or interrupted sedimentation of radiolarites. We consider their development as the result of compressed tectonics which probably began in the lowermost part of Upper Jurassic.

References

Baumgartner, P. O., 1984: A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. *Eclogae geol. Helv., 77, 3, 729 - 837.*

Baumgartner, P. O., 1987: Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. *Eclogae geol. Helv., 80, 3, 831 - 879.*

Bystrický, J., 1964: Slovenský kras; Stratigrafia, Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. *1 - 204.*

Bystrický, J., 1973: Guide to excursion D; Triassic of the West Carpathians. *X. congress CBGA, 1 - 137.*

Dumitrica, M. & Mello, J., 1982: On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo, Slovak Karst, ČSSR). *Geol. Práce, Spr., 77, 17 - 28.*

Matsuoka, A., Hori, R., Kuwahara, K., Hiraishi, M., Yao, A. & Ezaki, Y., 1994: Triassic-Jurassic radiolarian-bearing sequences in the Mino terrane, Central Japan. *Field trip for the Pre-conference excursion of INTERRAD VII, Osaka 1994, 19 - 61.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1980: Jura der Silica Einheit, rekonstruiert aus Geröllen und Süsswasserkalke des Gemerikums. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 3, 239 - 261.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba Československých Karpát. *Paleoalpinské jednotky 1. 1 - 503.*

Ožvoldová, L., 1992: The Discovery of a Callovian Radiolarian Association in the Upper Posidonia Beds of the Pieniny Succesion of the Klippen Belt (W. Carpathians). *Geol. Carpath., 43, 2, 111 - 122.*

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 26- 37

Predmetamorfný charakter a geodynamické prostredie vzniku vysokotlakovo metamorfovaných bazitov meliatskej jednotky na lokalitách Radzim, Bôrka, Hačava a Rudník

PETER IVAN[1] a BALÁZS KRONOME[2]

[1]Katedra geochémie PriF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[2]Katedra geológie a paleontológie PriF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 20.11.1995)

Protolith and geodynamic setting of the HP/LT metamorphosed basic rocks at selected localities of Meliatic Unit (Inner Western Carpathians)

In the Inner Western Carpathians located Meliatic Unit is considered as a terrane formed by closing of the Triassic-Jurassic Meliata-Hallstatt ocean. One part of this unit - Bôrka Nappe - contains basic rocks metamorphosed in HP/LT conditions. Petrography and trace element distribution in these rocks have been studied at selected localities. Based on relic textures the following protolith of metabasic rocks is supposed: (1) basalts and dolerites with ophitic texture, (2) porphyric basalt with trachytic texture of matrix, (3) amphibolites (after eclogites?), (4) phyllonitized amphibolites and (5) phyllonitized gneisses. In the basalts and dolerites HP/LT metamorphism was preceeded by prehnite-pumpellyite and greenschist facies stages. Porphyric basalt contains greenschist facies mineral assemblage only. Some of metabasic rocks have experienced complex multistage evolution from the amphibolite (eclogite?) facies conditions to the greenschist and blueschist facies conditions. Based on distribution of REE and HFSE are HP/LT metamorphosed basalts with relic ophitic texture close to N-MORB or BABB/IAT. Metabasalt with porphyric texture is geochemically close to CAB, phyllonitized amphibolites with HP/LT metamorphic overprint are similar to N-MORB. Differences in protoliths and geochemical characteristics of HP/LT metamorphosed basic rocks testify to their origin from the rocks pertained to subducted slab of back-arc basin crust and a lower part of the overriding plate as well. Recent tectonic position of metabasic rocks in the Bôrka Nappe is thought to be a result of mélange formation and its following reworking during creation of nappe-style structure of this region.

Key words: Meliaticum, HP/LT metamorphism, metavolcanic, mélange

Úvod

Meliatikum sa v súčasnosti chápe ako terén, ktorý sa sformoval uzatvorením meliatsko-halštatského oceána (Kozur a Mock, 1987; Kozur, 1991). Vyznačuje sa pestrou litologickou náplňou, zložitou tektonickou stavbou, ako aj pomerne zlou odkrytosťou, a preto je nevyhnutné využiť tu všetky výskumné metódy poskytujúce exaktné údaje vhodné na konštrukciu geologických modelov. Jednou z nich je aj rekonštrukcia geodynamického prostredia vzniku bázických vulkanitov na základe geochemických údajov. Cieľom tejto práce je pomocou doterajších výsledkov petrografického a geochemického výskumu charakterizovať predmetamorfný stav a geodynamické prostredie vzniku metabazitov na vybraných lokalitách meliatika.

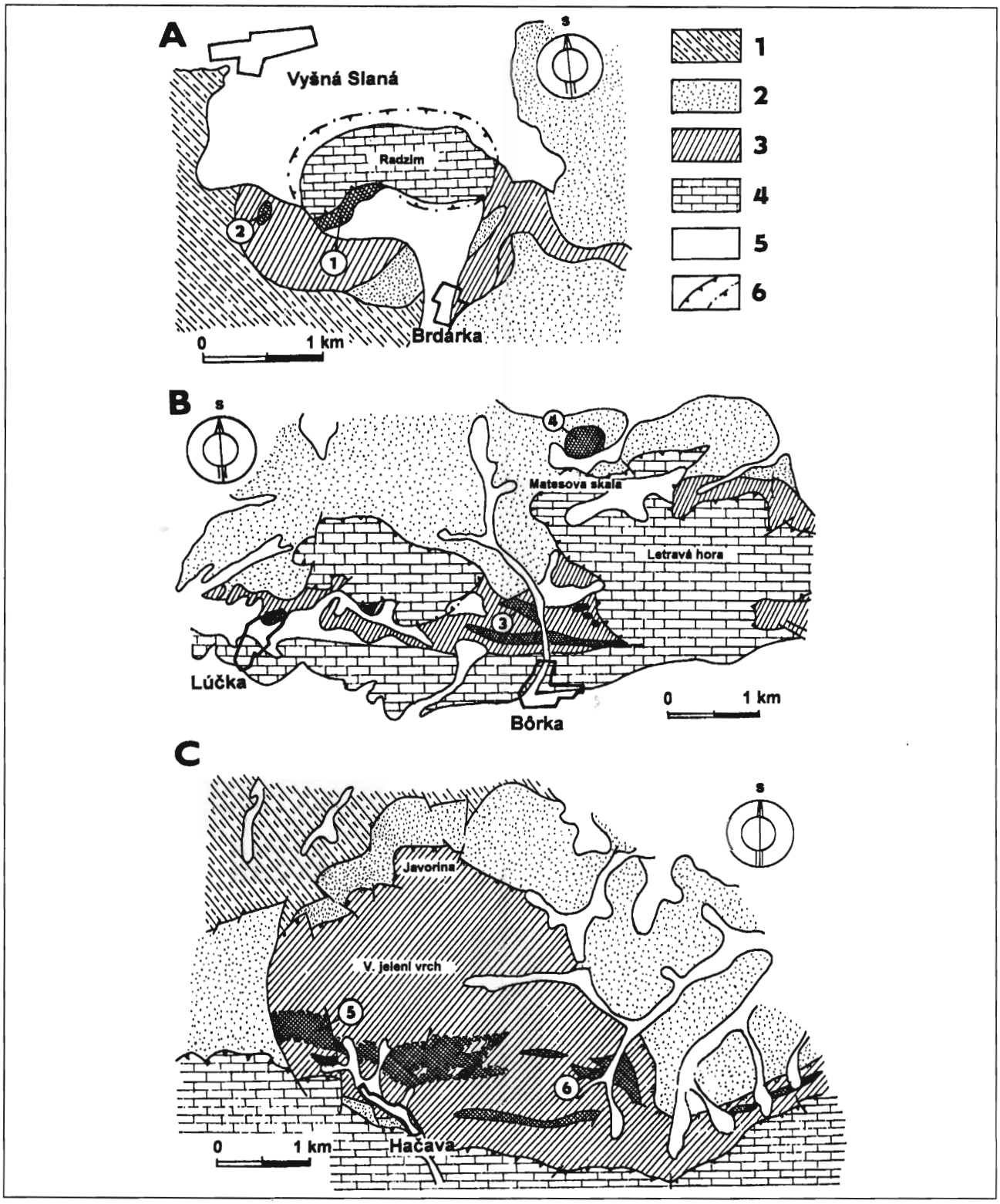
Geológia

V zmysle Kozura a Mocka (1987) meliatikum predstavuje litologicko-tektonickú jednotku vnútorných Západných Karpát, ktorej pozíciu vymedzujú príkrovy gemerika v tektonickom podloží a rudabányika, ako aj silicika v nadloží. Podľa uvedených autorov meliatikum tvorí: (1) meliatska jednotka (s. s.), (2) bridličnatá jednotka južného Bükku a podmienečne aj (3) príkrov Bôrky, ako ho definoval Leško a Varga (1980).

Metabazity sú obsiahnuté vo všetkých jednotkách meliatika. Ale kým prvé dve obsahujú iba metabazity metamorfované len v nízkotlakových a nízkoteplotných (LP/LT) podmienkach, metabazity príkrovu Bôrky sú v prevažnej miere metamorfované vo vysokotlakových a nízkoteplotných (HP/LT) podmienkach fácie modrých bridlíc (Leško a Varga, 1980; Kozur a Mock, 1987). Posledné z uvedených metabazitov boli predmetom nášho štúdia.

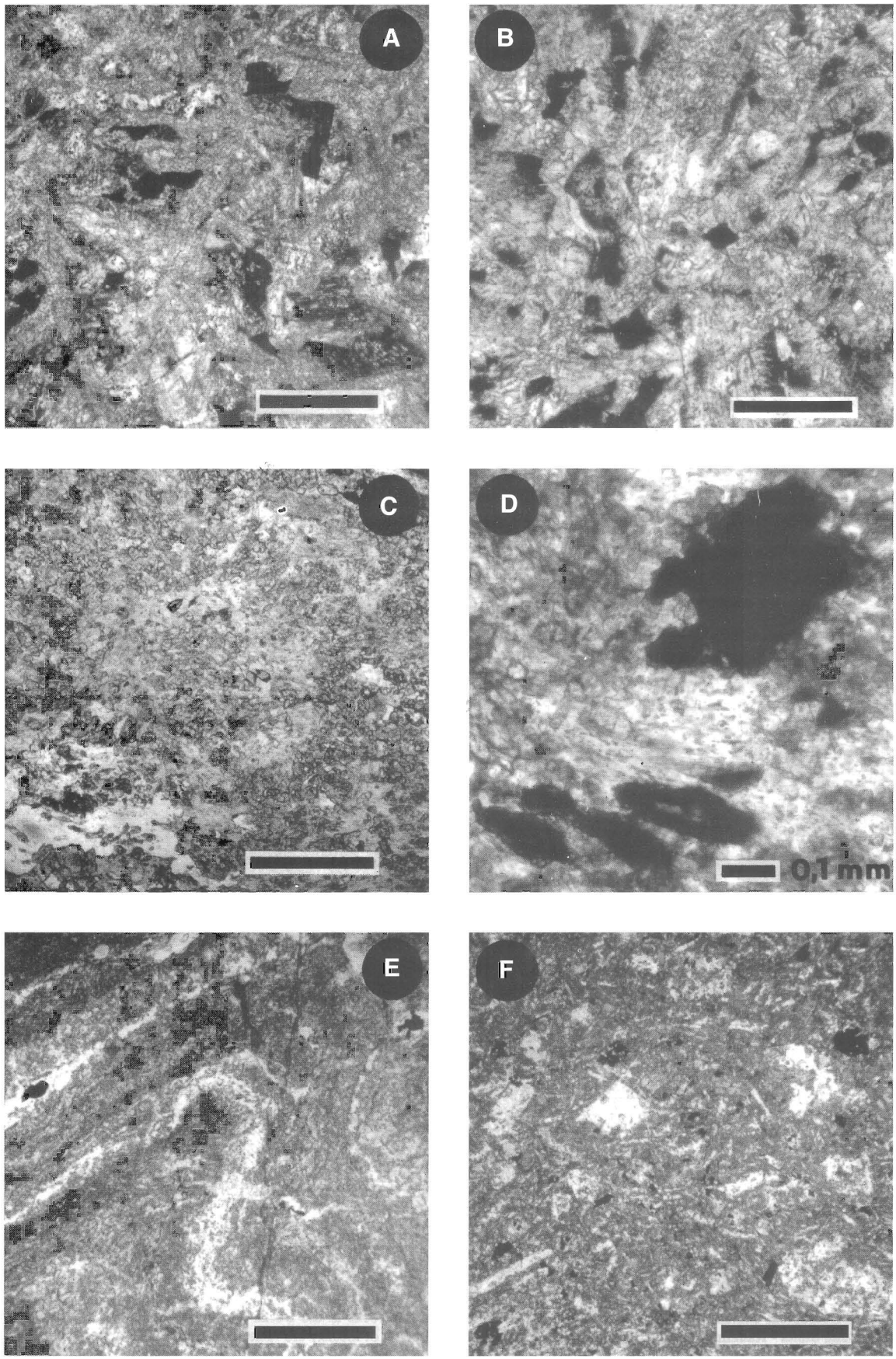
Vnútorná stavba príkrovu Bôrky ani jeho priestorové rozšírenie nie sú doteraz dostatočne známe. Podľa Reichwaldera (1973), ako aj Leška a Vargu (1980) ho tvoria silne imbrikované šupiny a príkrovové trosky. Metabazity v ňom sú spravidla izolované telesá variabilných rozmerov, ktorých výskyt sa viaže prevažne na rozličné typy fylitov označovaných ako sericitické, resp. kremenné sericiticko-chloritické fylity, menej na fylity s grafitickou prímesou alebo aj karbonáty.

V tejto etape sa skúmali metabazity z lokality Vyšná Slaná - Radzim, z okolia Bôrky, Hačavy a Rudníka. Schematické náčrty geologickej stavby okolia lokalít sú na obr. 1. V prípade Rudníka sa metabazity - amfibolity s naloženou HP/LT metamorfózou - zistili prevažne vo



Obr. 1. Schematické geologické mapy skúmaných výskytov metabazitov v horninových komplexoch príkrovu Bôrky meliatika. Vysvetlivky: A - oblasť Vyšná Slaná-Radzim, B - oblasť Bôrky, C - oblasť Hačavy. 1 - gelnická skupina (staršie paleozoikum), 2 - gočaltovská skupina (mladšie paleozoikum), 3 - príkrov Bôrky (meliatikum), 4 - silicikum, 5 - kvartér, 6 - príkrovové línie - zistené, predpokladané (podľa Bajaníka et al., 1983, upravené). Čísla vzoriek zodpovedajú poradiu v apendixe.

Fig. 1. Geological sketch-maps of occurrences of the studied metabasic rocks in the Bôrka Nappe of the Meliatic Unit (Bajaník et al., 1983). A - Vyšná Slaná - Radzim area, B - Bôrka area, C - Hačava area. Numbers of locality are identical with those in appendix.


A
B
C
D
0,1 mm
E
F

vrtoch a v malom odkryve v údolí Rudníckeho potoka (Faryad, 1988).

Petrografia a mineralógia

Metabazity zaraďované dnes do príkrovu Bôrky meliatskej jednotky v minulosti petrograficky skúmal Rozlozsnik (1907, 1914, 1935; in Kamenický, 1957), Kamenický (1957), Reichwalder (1970, 1973) a Faryad (1988, 1991). Pozornosť prakticky venovali len metamorfným fenoménom. Náš výskum sa sústredil najmä na predmetamorfný charakter týchto hornín ako dôležitú podmienku správnej geodynamickej interpretácie geochemických údajov.

Metabazity z Vyšnej Slanej-Radzima

V horninách príkrovu Bôrky v oblasti Radzima vystupujú dva petrograficky odlišné druhy metabazitov, ktoré obsahujú aj rozdielnu minerálnu asociáciu. HP/LT metamorfované metabazity tvoria teleso na južnom svahu Radzima, kým metabazity z telesa na západnom svahu zodpovedajú minerálnym zložením LP/LT metamorfným podmienkam.

Vysokotlakové štádium metamorfnej premeny metabazitov na Radzime (rovnako ako na ďalších skúmaných lokalitách) podstatnejšie predmetamorfné usporiadanie horniny nenarušilo. V telese metabazitov na južnom svahu Radzima bolo možno na základe predmetamorfných fenoménov vyčleniť nasledujúce petrografické typy: (1) metabazalty s reliktnou ofitickou štruktúrou, (2) metabazalty s reliktnou intersertálnou štruktúrou a (3) metabazalty so znakmi pôvodnej jemnozrnnej až sklovitej štruktúry mechanicky narušené pri solidifikácii.

Metabazalty s reliktnou ofitickou štruktúrou (obr. 2A) sú pomerne rozšírené v západnej časti telesa. Petrografické variety, ktoré možno v rámci tohto typu pozorovať, majú pôvod v rozdieloch: (1) primárnej zrnitosti a (2) metamorfnej premeny ešte pred HP/LT štádiom. Pomerne hrubozrnné variety si spravidla zachovali magmatický klinopyroxén, ale zvyšnú, výrazne usmernenú časť horniny tvorí Na amfibol, klinozoisit, epidot, leukoxenizovaný ilmenit, ako aj relikty prehnitu (obr. 2C). V niektorých vzorkách je klinopyroxén v rozličnej miere nahradený chloritom, uralitom, zeleným Na pyroxénom, príp. hnedastým, zakaleným, bližšie neidentifikovateľným produktom rozpadu. Posledná z premien je bežná vo varietách s drobnozrnnejšou ofitickou štruktúrou (obr. 2D). Niektoré takéto variety obsahujú aj početné drobné žilky často len vlásočnicových rozmerov. Tvorí ich albit, glaukofán, karbonát, epidot a reliktný pumpellyit.

Metabazalty s reliktnou intersertálnou štruktúrou (obr. 2E) obsahujú zachovaný hnedý pigment po rozloženom skle, v ktorom sa ako fantómy zobrazujú ofiticky usporiadané ihličky pôvodného plagioklasu. Horniny s touto štruktúrou podľahli už ranej intenzívnej chloritizácii, lokálne spätej aj s tvorbou albitu. V súčasnom stave ich tvorí prevažne chlorit a Na amfibol. Miesta bohaté na albit sa makroskopicky prejavujú ako svetlé škvrny.

Príkladom metabazaltov mechanicky výrazne porušených solidifikáciou sú metahyaloklastity (obr. 2F) a metamorfovaná výplň trhlín s tektonickou brekciou. Úlomky bazaltu pôvodne so sklovitou, príp. intersertálnou štruktúrou v metamorfovanom stave tvorí prevažne chlorit, albit a aktinolit, v menšej miere Na amfibol a karbonát. Tmeliacou zmesou je karbonát, albit, epidot a Na amfibol, ktorý obrastá starší aktinolit. Zistili sa i relikty prehnitu a pumpellyitu.

Metabazity telesa na západnom svahu Radzima označil Kamenický (1957) ako spilitizované diabázy. V terajšom stave predstavujú typické metamorfity fácie zelených bridlíc zložené z albitu, chloritu, epidotu, zoisitu, karbonátu a leukoxenizovaného ilmenitu. Primárne mali porfyrickú štruktúru s trachytickým matrixom (obr. 3F). Výrastlice tvoril plagioklas a mafický minerál (pyroxén).

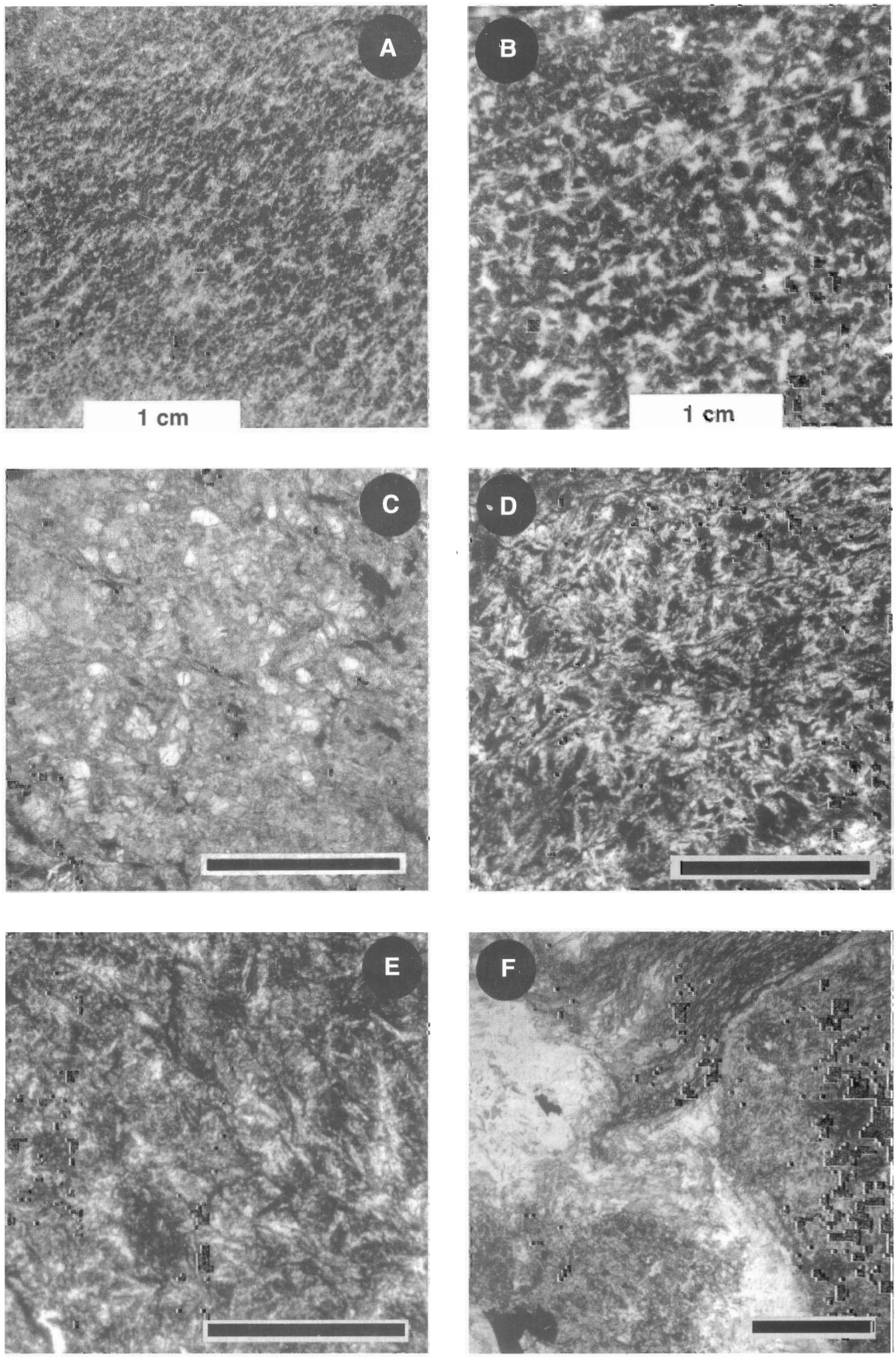
Metabazity okolia Bôrky

Vysokotlakovo metamorfované bázické horniny sa v okolí Bôrky vyskytujú na dvoch lokalitách - (1) v doline potoka Čremošná a (2) na Čilakovskom vrchu (obr. 1B). Petrograficky sa značne odlišujú.

V doline potoka Čremošná sa zistili tri petrografické

◀ Obr. 2. Metabazity z horninových komplexov príkrovu Bôrky meliatika. A - Metabazalt so zachovaným magmatogénnym klinopyroxénom. Tmavosivý - Na amfibol a klinopyroxén, svetlosivý - klinozoisit a epidot. Vyšná Slaná, Radzim, vzorka VVS-16. Mierka zodpovedá 1 cm. B - Amfibolit s naloženou HP/LT metamorfózou. Tmavosivý - zelený amfibol lemovaný Na amfibolom, biely - klinozoisit a epidot. Bôrka, Čilakovský kopec, vzorka FBO-16. Mierka zodpovedá 1 cm. C - Reliktný magmatogénny klinopyroxén (biele zrná) v metabazalte s blastoofitickou štruktúrou. Ostatné minerály: svetlosivé - Na amfibol, tmavosivé - klinozoisit a epidot, čierne - leukoxén po ilmenite. Vyšná Slaná, Radzim, vzorka VVS-24. Mierka zodpovedá (rovnako ako na ďalších obrázkoch) 1 mm, II N. D - Reliktná ofitická štruktúra v HP/LT metamorfovanom drobnozrnnom bazalte. Tmavosivé - rozložený klinopyroxén, svetlosivé - Na amfibol s malým množstvom chloritu. Vyšná Slaná, Radzim, vzorka VVS-11. II N. E - Reliktná intersertálna štruktúra v HP/LT metamorfovanom drobnozrnnom bazalte. Tmavosivé - rozložený klinopyroxén, svetlosivé - Na amfibol s malým množstvom chloritu. Vyšná Slaná, Radzim, vzorka VVS-14. II N. F - Útržky metabazaltu s reliktnou primárne usmernenou sklovitou, resp. všesmernou inersertálnou štruktúrou tmelené hmotou albitovo-karbonátového zloženia s aktinolitom a Na amfibol. Útržky obsahujú prevažne chlorit a Na amfibol. Vyšná Slaná, Radzim, vzorka VVS-15. II N.

Fig. 2. Blueschists of the Bôrka Nappe (Meliatic Unit). A - HP/LT metamorphosed basalt with relic magmatic clinopyroxene, Na-amphibole (both dark grey), clinozoisite (light gray) and epidote. Loc.: Vyšná Slaná - Radzim, sample VVS-16. Scale bar is 1 cm. B - Amphibolite (formerly eclogite?) with HP/LT overprint. Dark grey - green amphibole rimmed by Na-amphibole, white - zoisite and epidote. Loc.: Bôrka, Čilakovský kopec Hill, sample VVS-24. Scale bar is 1 cm. C - Relic magmatic clinopyroxene (white grains) in HP/LT metamorphosed basalt with relic ophitic texture. Other minerals are: Na-amphibole (light grey), clinozoisite + epidote (dark grey) and leucoxene (black). Loc.: Vyšná Slaná, Radzim, sample VVS-24. Scale bar is (for all following cases) 1 mm, II polars. D - Relic ophitic texture in the HP/LT metamorphosed fine-grained basalt. Dark grey - altered clinopyroxene, light grey - Na-amphibole with a little chlorite. Loc.: see C, sample VVS-11, II polars. E - relic intersertal texture in HP/LT metamorphosed fine-grained basalt. Loc.: see C, sample VVS-14, II polars. F - Clasts with relic oriented vitrophyric or intersertal texture in albit-carbonate matrix with actinolite and Na-amphibole. Clasts contain mainly chlorite and Na-amphibole. Loc.: see C, sample VVS-15, II polars.


A
1 cm
B
1 cm
C
D
E
F

typy metabazitov: (1) masívne zrnité metabazity, (2) amfibolovce a (3) pásikované metabazity. Ich spoločným znakom je značné narušenie primárnych štruktúrnych znakov metamorfnou rekryštalizáciou. Prevláda prvý typ. Skladá sa z Na amfibolu a epidotu, vedľajšou zložkou je albit, chlorit, leukoxenizovaný ilmenit, hematit a svetlá sľuda. Protolitom bol pravdepodobne bazalt s ofitickou štruktúrou. Naznačujú to zhluky krátkostĺpčekovitých jedincov epidotu kopírujúcich pôvodné usporiadanie líšt plagioklasu. Amfibolovce tvorí prakticky výlučne tmavomodrý Na amfibol. V pásikovaných metabazitoch sa striedajú pásiky zložené z Na amfibolu s prúžkami obsahujúcimi Na amfibol, albit a hojný je hematit. Protolitom boli horniny bohaté na chlorit, t. j. alterované bazaltové sklo a/alebo sedimenty späté s tvorbou stratiformnej Fe mineralizácie.

Metabazity vo vrcholovej časti Čilakovského vrchu majú prevažne hrubozrnný vývoj (obr. 2B) a pomerne hojnú impregnáciu pyritom. Hlavnou zložkou je amfibol a epidot, vedľajšou klinozoisit a chlorit, niekde aj kremeň a svetlá sľuda. V časti vzoriek je amfibol v dvoch formách - (1) starší zelený amfibol a (2) veľmi svetlý Na amfibol, ktorý ho obrastá. Pozoruhodná je prítomnosť rutilu koncentricky lemovaného ilmenitom a titanitom (obr. 3D), čo je typické pre retrográdne metamorfované eklogity. Sporadicky sa našli aj útvary, ktoré by bolo možno interpretovať ako fantómy po granátoch (obr. 3C). V niektorých masívnych varietách sú hlavné zložky usporiadané spôsobom naznačujúcim pôvodnú ofitickú štruktúru.

Metabazity okolia Hačavy

Veľké teleso HP/LT metamorfovaných bazitov na severnom okraji obce Hačava (obr. 1C) budujú prevažne dva petrografické typy - (1) masívne metabazalty až doleríty s makroskopicky pozorovateľnou ofitickou štruktúrou a (2) usmernené metabazity s metamorfnými štruktúrami.

Prvý typ je bežný v západnej časti telesa. Tvorí ho prevažne epidot a Na amfibol, podradne je prítomný chlorit, leukoxenizovaný ilmenit a klinozoisit. Pôvodné lišty plagioklasu nahradil agregát stĺpčekov epidotu (obr. 3A). Zriedka zachovaná vejárikovitá stavba epidotu, zvýraznená hnedým pigmentom, je zrejme reliktom po predchádzajúcej prehnitizácii. Priestor medzi lištami vypĺňa prevažne Na amfibol. Jeho tvar a sfarbenie dokazujú, že nevznikal priamo nahrádzaním magmatického klinopyroxénu, ale na úkor amfibolov a chloritu ako produktov jeho metamorfnej premeny. Tmavomodré ostro ohraničené časti impregnované ihličkami Ti minerálov (obr. 3B) sú fantómami po starších vyššieteplotných amfiboloch, kým svetlý Na amfibol nahradil aktinolit a blastoval aj do chloritu. Ilmenit si zväčša zachoval pôvodné tvary, ale podľahol úplnej leukoxenizácii.

Usmernené typy metabazitov okrem už spomenutých minerálov obsahujú ako vedľajšiu zložku aj granát, svetlú sľudu a podradnejšie množstvo kremeňa a albitu. Usmernenie nastalo ešte pred vysokotlakovým štádiom metamorfózy ako výsledok premeny plagioklasu. Metamorfné deriváty klinopyroxénu si zachovali jeho pôvodné tvary a napokon ich nahradili veľké jedince Na amfibolu. Granát sa tvoril tam, kde sa na mieste premeneného plagioklasu zachoval agregát klinozoisitu. Do týchto agregátov granát zreteľne blastuje a uzatvára početné klinozoisitové zrná. Pri rozsiahlejšej tvorbe granátu klinozoisit, príp. epidot v hornine prakticky chýba. Po produktoch premeny plagioklasu sa okrem granátu tvorili agregáty drobných jedincov Na amfibolu a rovnako aj svetlej sľudy.

Metabazity z najsevernejšieho veľkého telesa v Šugovskej doline sa petrograficky od predchádzajúcich typov výrazne odlišujú neprítomnosťou reliktov predmetamorfných štruktúr. Tvoria ich stĺpčeky glaukofánu a epidotu s výraznou prednostnou orientáciou ležiace v albitovom agregáte. Leukoxén tvorí zvlnené šošovky, prednostne orientované, zložené z drobných zrniečok. Sporadicky sa vyskytuje granát a relikty biotitu.

◀ Obr. 3. Metabazity z horninových komplexov príkrovu Búrky meliatika. A - HP/LT metamorfovaný bazalt s reliktnou ofitickou štruktúrou. Lišty plagioklasu nahradil agregát stĺpikovitých jedincov epidotu s Na amfibolom v medzerách, ostatné Na amfibol a leukoxenizovaný ilmenit. Hačava, na SZ od obce, vzorka VHA-3. Mierka zodpovedá rovnako ako na ďalších obrázkoch 1 mm, II N. B - HP/LT metamorfovaný bazalt s reliktnou ofitickou štruktúrou narušenou rastom amfibolu ešte pred vysokotlakovou fázou metamorfózy. Intenzívne sfarbené Na amfiboly nahrádzajúce najstarší amfibol (s inklúziami Ti minerálu, tmavé) sú dorastané svetlejším Na amfibolom bez inklúzií (sivé). Hačava, na SZ od obce, vzorka VHA-3. II N. C - Fantóm po granáte (hexagonálne ohraničený tvar v centre) v amfibolite (amfibolizovanom eklogite?) s naloženou HP/LT metamorfózou tvorený Na-amfibolom (sivý) a epidotom (tmavosivý, vyšší reliéf). Sporadické sivé zrná s vysokým reliéfom sú titanit. V hornine je prítomný ešte albit (biely, v ľavom dolnom rohu). Búrka, Čilakovský vrch, vzorka FBO-15. D - Zrná rutilu lemovaného ilmenitom a potom titanitom v hornine zhodného typu ako na obr. 3C. Búrka, Čilakovský vrch, vzorka FBO-16. Mierka zodpovedá 0,1 mm. II N. E - HP/LT metamorfovaný zvrásnený fylonit po amfibolite. Tmavosivé oblasti tvorí epidot, Na amfibol a chlorit, biele albit. Rudník, na J od obce, vzorka VHA-17. II N. F - Metavulkanit blastoporfýrickej štruktúry s blastotrachytickou štruktúrou matrixu zloženým z albitu, chloritu, epidotu (klinozoisitu) a karbonátu. Vyšná Slaná, západný svah Radzima, vzorka VVS-24. II N.

Fig. 3. Blueschists of the Búrka Nappe (Meliatic Unit). A - HP/LT metamorphosed basalt with relic dolerite texture. Former plagioclase laths are transformed into aggregate of small columnar crystals of epidote with Na-amphibole in vacancies, other minerals are Na-amphibole and leucoxenized ilmenite. Hačava, NW of village, sample VHA-3. Scale bar is 1mm (for all following cases except D), II polars. B - HP/LT metamorphosed dolerite with a texture affected by amphibole growth preceding HP/LT stage of metamorphism. Na-amphibole grains formed at the expence of this amphibole (with Ti-mineral inclusions) are grown up by clear Na-amphibole. Loc.: see A, sample VHA-3, II polars. C - A phantom after garnet (hexagonal-shaped form in the centre) in HP/LT metamorphosed amphibolite (amphibolitized eclogite?) is formed by Na-amphibole (grey) and epidote (dark grey). Accessory gray grains are titanite. White grains (in the left down corner) are albite. Loc.: Búrka, Čilakovský vrch hill, sample FBO-15, II polars. D - Rutile grains rimmed by ilmenite and then by titanite in HP/LT metamorphosed amphibolite (amphibolitized eclogite?). Loc.: see C, sample FBO-16. Scale bar equals 0.1 mm, II polars. E - HP/LT metamorphosed folded amphibolite phyllonite. Dark grey parts are formed by epidote, Na-amphibole and chlorite, white parts by albite. Rudník, S of village, sample VHA-17, II polars. F - Metavolcanite of porphyritic epidote-(zoizite)-chlorite-albite composition with blastoporphyric texture and blastotrachytic matrix. Loc.: Vyšná Slaná, western slopes of Radzim Hill, sample VVS-24, II polars.

Metabazity z Rudníka

Granaticko-amfibolické ruly a amfibolity postihnuté naloženou HP/LT metamorfózou z okolia Rudníka petrograficky opísal Faryad (1988). Ich charakteristickým znakom je prítomnosť reliktného hnedého amfibolu, ktorý je zatláčaný až pseudomorfne nahrádzaný Na amfibolom obsahujúcim zrná rudného pigmentu a titanitu. Prevládajúcim horninovým typom lokality sú však modrastosivé usmernené horniny preniknuté sieťou albitovo-hematitových žiliek - HP/LT metamorfované fylonity rúl a amfibolitov. Fylonity po amfibolitoch tvorí agregát drobných zŕn albitu, zoisitu, epidotu, chloritu a Na amfibolu spolu s drobnozrnným pigmentom titanitu (obr. 3E). Štruktúra týchto hornín je porfyroklastická, nehomogénna, zastúpenie minerálnych zložiek variabilné už na mikroskopickej úrovni.

Z petrografického štúdia vychodí, že jediným reliktne zachovaným magmatogénnym minerálom metabazitov príkrovu Bôrky je klinopyroxén z metabazaltov na južnom svahu Radzima. Výsledky jeho chemických analýz sú v tab. 1. Podľa klasifikácie Morimota et al. (1988) zodpovedá augitu. Na základe diskriminačných diagramov Leterriera et al. (1982) možno z jeho zloženia usudzovať, že pôvodné bazalty mali tholeiitický charakter a prechodné vlastnosti medzi neorogénnymi a orogénnymi, t. j. so subdukciou súvisiacimi bazaltmi.

Geochémia

Distribúciu hlavných prvkov v metabazitoch príkrovu Bôrky už skúmal Kamenický (1957). V podstate zodpovedá bazaltovému zloženiu. Z porovnania údajov z práce Kamenického (l. c.), Kantora (1955), ako aj Hovorku a Spišiaka (1988) je zrejmé, že variabilita obsahu hlavných prvkov v metabazitoch postihnutých vysokotlakovou metamorfózou je väčšia ako v LP/LT metamorfovaných bazaltoch meliatskej jednotky s. s. Príčinou sú zjavne rozdiely v predmetamorfnom charaktere HP/LT metamorfovaných bazitov.

Dobrým indikátorom genézy a geodynamického prostredia vzniku sú v prípade metabazitov stopové prvky, najmä zo skupiny REE (vzácne zeminy) a HFSE (Zr, Hf, Th, Nb, Ta; Rollinson, 1993 a i.). Distribúciu vybraných stopových prvkov v skúmaných metabazitoch ilustruje tab. 2.

Už z porovnania normalizovaných obrazov REE metabazitov príkrovu Bôrky je zrejmé, že netvoria homogénnu

Tab. 1
Vybrané analýzy magmatogénnych klinopyroxénov metabazaltov meliatskej jednotky
Selected analyses of magmatic clinopyroxenes from metabasalts of Meliatic Unit

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	49,30	49,98	50,70	52,48	51,69	50,75	52,21	50,68	49,59
TiO_2	1,12	1,11	1,01	0,55	0,64	1,00	0,00	1,14	1,56
Al_2O_3	3,69	3,59	3,45	1,76	1,61	3,54	0,35	3,70	3,12
Cr_2O_3	0,85	—	0,06	0	0	0,10	0,09	0,00	0,00
FeO*	7,62	6,96	7,07	7,43	7,77	7,67	12,67	8,80	14,09
MnO	0,21	0,17	0,28	0,20	0,27	0,09	0,71	0,28	0,32
MgO	15,96	18,20	16,22	17,72	17,48	15,86	9,69	15,35	12,38
CaO	22,67	18,49	20,85	19,62	19,86	21,48	23,94	20,10	18,44
Na_2O	0,40	0,25	0,31	0,27	0,25	0,46	0,36	0,32	0,38
K_2O	0,02	0	0,02	0	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
Suma	101,84	98,75	99,98	100,03	99,56	100,98	100,02	100,37	99,88
				Prepočet na 6 kyslíkov					
Si	1,81	1,86	1,88	1,93	1,92	1,87	1,998	1,878	1,887
Al^{IV}	0,18	0,14	0,12	0,07	0,07	0,13	0,002	0,122	0,113
Al^{VI}	—	0,02	0,01	—	0,02	—	0,014	0,039	0,027
Cr	0,01	—	0	—	—	0	0,003	0,000	0,000
Ti	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,000	0,032	0,045
Fe	0,23	0,21	0,22	0,30	0,24	0,24	0,406	0,273	0,449
Mn	0,01	—	0,01	0,01	0,01	0	0,023	0,009	0,010
Mg	0,89	1,01	0,89	0,97	0,97	0,87	0,553	0,848	0,702
Ca	0,91	0,73	0,83	0,77	0,79	0,85	0,981	0,798	0,752
Na	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,027	0,023	0,028
Suma	4,10	4,02	4,03	4,02	4,04	4,03	4,007	4,022	4,01
Ca	44,8	37,4	42,59	39,18	39,52	43,35	50,6	41,6	39,5
Fe	11,3	10,8	11,28	11,59	12,07	12,09	20,9	14,2	23,6
Mg	43,8	51,8	46,12	49,23	48,41	44,57	28,5	44,2	36,9

1 - 4 - klinopyroxény z HP/LT metamorfovaného bazaltu z Radzima, vzorka VVS-16; 5 - 6 - klinopyroxény z LP/LT metamorfovaných bazaltov z Jakloviec (Hovorka a Spišiak, 1988); 7 - 9 - klinopyroxény z LP/LT metamorfovaných bazaltov z vrtu Brusník BRU-1 (Vozárová a Vozár, 1992). Analýzy boli vykonané na EMA JEOL-733 za týchto podmienok: 15 kV, 2 , 10^{-8}A, ZAFO; použité štandardy: Na, Al- albit, Ca- wollastonit, Mg- MgO, Mn - willemit, Fe, Cr - chromit a Ti - TiO_2.

1 - 4 - clinopyroxenes from HP/LT metamorphosed basalt, Vyšná Slaná, Radzim Hill, sample VVS-16, 5 - 6 - clinopyroxenes from LP/LT metamorphosed basalts, Jaklovce (Hovorka and Spišiak, 1988), 7 - 9 - clinopyroxenes from LP/LT metamorphosed basalts, borehole BRU-1 (Vozárová and Vozár, 1992).

Tab. 2
Analýzy prvkov skupiny vzácnych zemín a niektorých ďalších petrogeneticky významných stopových prvkov v metabazitoch príkrovu Bôrky meliatika
Analyses of REE and some other petrogenetic significant elements in blueschists from Bôrka Nappe (Meliatic Unit)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cr	191	455	28,6	267	14,4	281	184	98,0	-
Co	45,5	50,5	25,9	30,0	14,7	28,2	45,0	122	-
Sc	46,0	44,5	36,0	33,5	32,5	23,7	37,0	79,0	-
Rb	38,0	-	21,8	11,9	66,5	12,3	-	-	-
Cs	0,83	0,32	1,75	0,51	2,50	2,00	-	-	-
Ta	0,117	0,199	0,40	0,197	0,95	0,76	0,31	-	-
Hf	2,65	3,2	6,1	3,2	8,2	4,5	2,95	3,3	-
Th	-	0,50	2,05	2,35	5,6	4,8	0,38	-	-
La	3,9	5,3	11,5	32,0	28,7	23,5	99,5	4,2	4,0
Ce	4,3	15,5	33,0	77,5	72,5	56,5	56,5	16,7	12,2
Nd	13,2	11,2	28,3	40,0	46,0	27,7	14,8	13,2	9,4
Sm	4,2	4,2	8,9	6,3	12,0	6,7	4,0	4,1	3,1
Eu	1,45	1,45	2,65	1,75	3,4	1,95	1,55	1,6	1,2
Tb	0,79	0,98	1,70	0,67	2,25	0,93	1,00	1,4	0,75
Ho	0,90	1,40	2,55	1,20	2,80	1,20	2,00	1,30	1,60
Tm	0,66	0,62	1,00	0,35	1,25	0,39	0,52	0,64	0,49
Yb	3,0	3,7	6,3	2,25	8,0	2,95	3,8	5,00	5,00
Lu	0,38	0,63	1,05	0,40	1,25	0,48	0,61	0,92	0,92

Analyzované vzorky: 1 - VVS-16, 2 - VHA-3, 3 - FBO-12, 4 - FBO-14, 5 - VHA-12, 6 - VVS-24, 7 - VHA-14 (ďalšie údaje - pozri apendix). Analýzy č. 8 a 9 reprezentujú LP/LT metamorfované bazalty meliatskej jednotky z Jakloviec a Čoltova (údaje z práce Hovorku a Spišiaka, 1988). Analýzy vykonala firma MEGA, a. s., Stráž pod Ralskem metódou INAA, metodikou mierne modifikovanou podľa Kotasa a Boudu (1983).
Analysed samples: 1 - VVS-16, 2 - VHA-3, 3 - FBO-12, 4 - FBO-14, 5 - VHA-12, 6 - VVS-24, 7 - VHA-14 (see appendix for details). Analyses 8 and 9 are LP/LT metamorphosed basalts from Jaklovce and Čoltovo (Hovorka and Spišiak, 1988). Analyses were performed by INAA (MEGA Inc., Stráž p. Ralskem, Czech Republic) using slightly modified method by Kotas and Bouda, 1983).

skupinu a že sa odlišujú aj na geograficky blízkych lokalitách (obr. 4). Možno vyčleniť tri skupiny hornín: (1) metabazity s plochým obrazom a nízkym celkovým obsahom REE, (2) metabazity s plochým obrazom, ale s vyšším celkovým obsahom REE, príp. aj s obohatením o LREE a (3) metabazity s diferencovaným obohatením LREE/HREE.

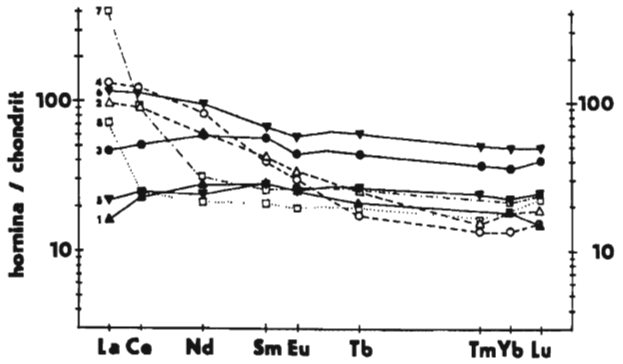
Do prvej skupiny patria metabazalty s dobre zachovanou ofitickou štruktúrou z Radzima a Hačavy. Normalizovaným obrazom REE sú blízke typickým N-MORB (normálne bazalty stredooceánskych chrbtov; obr. 4). Afinitu k bazaltom typu N-MORB potvrdzuje aj distribúcia ďalších stopových prvkov znázornená na spiderograme (obr. 5). Diskriminačné diagramy Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980; obr. 6), resp. Th-3Tb-2Ta (Cabanis, 1986 in Cabanis a Thieblemont, 1988) ich zaraďujú medzi typické N-MORB (VVS-16), resp. medzi BABB (VHA-3). Bazaltom typu N-MORB bol blízky aj protolit HP/LT metamorfovaných amfibolitových fylonitov z Rudníka. Svedčí o tom obraz normalizovaných REE (obr. 4), ako aj obsah ďalších stopových prvkov (obr. 5 a 6). Príčina anomálneho obohatenia o La (v menšej miere o Ce) nie je jasná. Je to azda výsledok mobility týchto prvkov v karbonatických fluidách sprevádzajúcich fylonitizáciu (c. f. Graf, 1984).

Druhú skupinu metabazitov predstavujú vzorky z Bôrky - z doliny Čremošnej a zo Šugovskej doliny (obr. 4). Slabé náznaky reliktnej primárnej štruktúry sa spozorovali len pri prvej z nich. Jej obraz normalizovaného obsahu REE je podobný niektorým diferencovanejším bazaltom typu N-MORB (c. f. Coleman, 1977). Od nediferencovaných typov N-MORB ho odlišuje celkove zvýšený obsah REE a malá negatívna Eu anomália. Negatívna Ta anomália na spiderograme (obr. 5) a pozícia v diagrame Wooda (1980; obr. 6) naznačujú afinitu k tholeiitom ostrovných oblúkov (IAT). Metabazit zo Šugovskej doliny je v porovnaní s predchádzajúcou horninou obohatený najmä o LREE a distribúcia HREE je prakticky zhodná. Na spiderograme vykazuje negatívnu Ta anomáliu a diagram Wooda (l. c.) ho zaraďuje medzi vápenato-alkalické vulkanity, ale absencia reliktov primárnej štruktúry takúto interpretáciu relativizuje, lebo analogickými geochemickými parametrami sa vyznačujú aj niektoré metasedimenty (c. f. Taylor a McLennan, 1985). Tretiu skupinu skúmaných metabazitov reprezentuje amfibolická hornina s naloženou HP/LT metamorfózou z Bôrky - Čilakovského vrchu a metavulkanit zo západného svahu Radzima. V diskriminačnom diagrame Wooda (1980; obr. 6) spadajú do poľa vápenato-alkalických bazaltov.

Diskusia

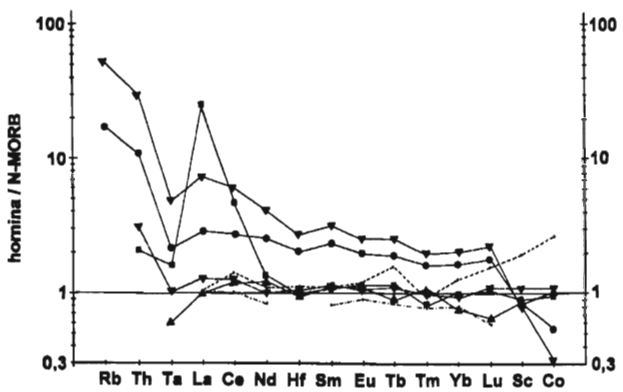
Z doteraz uvedených výsledkov je zrejmé, že metabazity príkrovu Bôrky meliatskej jednotky sú oveľa rôznorodejšie, ako sa doteraz predpokladalo. Táto rozmanitosť sa týka: (1) východiskového materiálu (protolitu), (2) jeho metamorfnej histórie, ako aj (3) geodynamického prostredia, v ktorom protolit vznikal.

HP/LT metamorfnej premene podľahli dve rozdielne skupiny bázických hornín. Prvou boli vulkanity, v rozličnej miere pozmenené nízkostupňovou progresívnou metamorfózou, druhou strednostupňové až vysokostupňové metamorfity s prejavmi retrogresie. Bazalty boli protoli-



Obr. 4. Chondritovo normalizované obrazy REE v metabazitoch zo skúmaných lokalít príkrovu Bôrky meliatika. 1 - 7 - pozri apendix, 8 - amfibolit s naloženou HP/LT metamorfózou, obliak v konglomerátoch kriedy bradlového pásma, Podvažie (Ivan a Sýkora, nepublikované údaje). Symboly ako na obr. 6, čiarkovane - metabazity s diferencovaným obohatením LREE/HREE, bodkočiarkovane - HP/LT metamorfovaný fylonit po amfibolite. Normalizované podľa Evensena et al. (1978).

Fig. 4. Chondrite normalized REE patterns of selected blueschists from the Bôrka Nappe (Meliatic Unit). 1 to 7 - see appendix, 8 - amphibolite overprinted by HP/LT metamorphic event. Podvažie, pebble in the Cretaceous conglomerate, Klippen Belt (Ivan and Sýkora, unpublished data). Symbols: see Fig. 6. Normalization values by Evensen et al. (1978).



Obr. 5. Obsah niektorých petrogeneticky významných stopových prvkov v skúmaných metabazitoch príkrovu Bôrky meliatika normalizovaný na priemerný N-MORB. Na porovnanie sa uvádzajú aj LP/LT metamorfované bazalty meliatkej jednotky z Jakloviec a Čoltova (údaje z práce Hovorku a Spišiaka, 1988). Normalizácia je podľa Hofmanna (1988). Vysvetlivky: čiarkovane - metabazalt z Jakloviec, bodkočiarkovane - metabazalt z Čoltova, ostatné ako pri obr. 6.

Fig. 5. N-MORB normalized spiderogram for blueschists of the Bôrka Nappe (Meliata Unit). LP/LT metamorphosed basalts of Meliata Unit from Jaklovce and Čoltovo (data from Hovorka and Spišiak, 1988) are plotted for comparison. Normalization values by Hofmann (1988). Explanations: see Fig. 6, dashed line - metabasalt from Jaklovce, dotted-dashed line - metabasalt from Čoltovo.

tom bazitov na južnom svahu Radzima, v oblasti na S od Hačavy a v doline potoka Čremošná pri Bôrke. Amfibolity (príp. ich fylonity) predstavovali východiskový materiál metabazitov v Rudníku a na Čilakovskom vrchu.

Metabazity na južnom svahu Radzima tvorili primárne efuzívny lávový prúd bazaltu s rôznorodými štruktúrami vlastnými tomuto typu vulkanickej aktivity. Centrálne časti prúdu budoval strednozrnný bazalt s ofitickou štruktúrou, okrajové jeho jemnozrnná varieta, príp. aj bazalt s intersertálnou alebo sklovitou štruktúrou. Zachovali sa aj znaky dezintergrácie jemnozrnného bazaltu následkom pnutia pri rýchlom chladnutí a zvyšky hyaloklastitov. Metabazity z telesa na S od Hačavy vznikli na úkor strednozrnných až hrubozrnných bazaltov (doleritov) s typickou ofitickou štruktúrou kryštalizujúcich zrejme v subvulkanických podmienkach. Pôvodne efuzívnymi bazaltmi boli pravdepodobne aj metabazity z doliny Čremošnej. Sprevádzali ich horniny tvorené prakticky iba chloritom, ktoré azda vznikli ako sprievodné sedimenty pri formovaní stratiformnej Fe mineralizácie.

Progresívnu metamorfnú evolúciu metabazitov s bazaltovým protolitom indikujú reliktne zachované minerály (prehnit, pumpellyit, aktinolit), ako aj štruktúrne znaky. HP/LT štádium premeny zrejme predchádzala metamorfóza v prehnitovo-pumpellyitovej, prehnitovo-aktinolitovej fácii a vo fácii zelených bridlíc. Indície ešte staršej metamorfnej fázy predstavujú fantómy po vyššieteplotných amfiboloch v subvulkanických bazaltoch. Nerovnaká úroveň nízkostupňovej premeny ovplyvnila formovanie štruktúr aj minerálnych paragenéz (napr. tvorbu granátu) vysokotlakového štádia.

Amfibolity a amfibolické ruly ako protolit HP/LT metamorfitov na lokalite Rudník zistil už Faryad (1988), ale zdá sa, že vysokotlakovej premene tieto horniny vo väčšine prípadov podľahli už vo forme fylonitov, t. j. retrográdnych metamorfitov do fácie zelených bridlíc. Protolitom metabazitov na Čilakovskom vrchu boli amfibolické horniny snáď vulkanického pôvodu. Prítomnosť rutilu obrastaného ilmenitom a titanitom, fantómov po granáte, kremeňa a fengitu naznačuje, že tieto horniny prešli zložitým metamorfným vývojom s možným maximom až v eklogitovej fácii. Strednostupňovú úroveň premeny indikuje zloženie fengitu (Faryad, 1995).

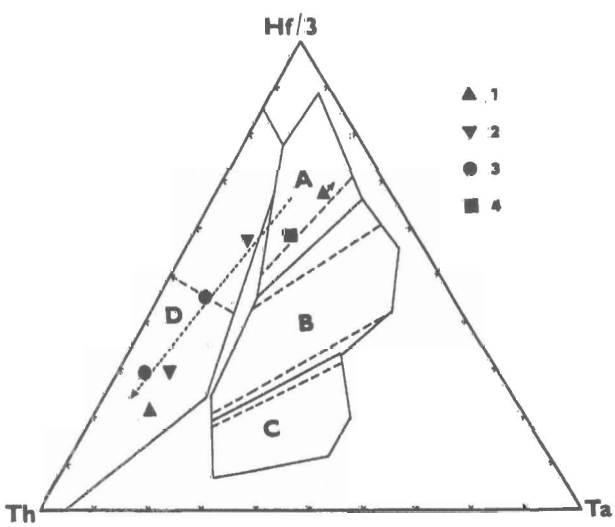
Výsledky geochemického štúdia metabazitov dobre korešpondujú s ich petrografickým charakterom, príp. s typom protolitu. Metabazity po bazaltoch s ofitickou štruktúrou majú distribúciu REE a HFSE blízku bazaltom typu N-MORB (Radzim), resp. BABB (Hačava). Obidva zrejme generovali v podmienkach relatívne menej rozvinutého zaoblúkového bazéna, kde plášťový zdroj ešte ovplyvnili subdukčné procesy, príp. nastalo miešanie s magmami oblúka. Svedčí o tom relatívny deficit Ta a súčasné obohatenie o Th (obr. 5). Takýto jav je známy z viacerých recentných zaoblúkových bazénov (Stern et al., 1990; Eissen et al., 1994 a i.). Navyše obraz normalizovaných REE vzorky z Radzima, ktorý sa od typických oceánskych N-MORB mierne odlišuje zvýšeným obsahom stredných REE (obr. 4), je prakticky totožný s obrazom bazaltov bazéna Guyamas v Kalifornskom zálive (Saunders et al., 1982) alebo Mariánskeho trogu (Hawkins et al., 1990). Metabazit z doliny potoka Čremošná má normalizovaný obraz REE a aj ďalšie geochemické charakteristiky blízke typu BABB. Vyšší celkový obsah REE a mierna negatívna Eu anomália svedčia o frakcionovanejšej magme.

Interpretácia geochemických charakteristík metabazitov, v ktorých sa nezachovali relikty primárnych štruktúr, ne-

poskytuje jednoznačné výsledky. O metabazite zo Šugovskej doliny by bolo možno uvažovať ako o zmesi bazaltického (typu BABB) a pelitického materiálu, t. j. ako o tufite (c. f. Paquette et al., 1989). Ale ako protolit sa nedá úplne vylúčiť ani vápenato-alkalický bazalt alebo fylonit amfibolickej ruly.

Metabazalt zo západného svahu Radzima obsahom stopových prvkov zodpovedá vápenato-alkalickému bazaltu, čo je v súlade s petrografickou charakteristikou. Vápenato-alkalický charakter má i polymetamorfovaná amfibolická hornina z Čilakovského kopca. Geochemicky sa evidentne odlišuje od HP/LT metamorfovanej horniny z Rudníka, ktorej protolitom bol fylonitizovaný amfibolit. Táto hornina má charakteristiky blízke N-MORB a prekvapujúco podobné amfibolitu s naloženou HP/LT metamorfózou z kriedových zlepencov bradlového pásma (obr. 4).

Odhadované pT podmienky vysokotlakovej metamorfózy v horninách príkrovu Bôrky (9 - 12 kbar a 380 až 460 °C, resp. 8 - 11 kbar a 380 - 420 °C; Faryad, 1995) vyhovujú všeobecne prijatej predstave o väzbe tejto metamorfnej udalosti na prostredie zóny subdukcie. Podľa protolitu a metamorfnej evolúcie skúmaných hornín sa domnievame, že metabazity po bazaltoch boli pôvodne súčasťou subdukovanej dosky zaoblúkového bazéna. Ich prográdna metamorfná evolúcia je zrejme odrazom meniacej sa pozície horniny v rastúcej akrečnej prizme pri vťahovaní do zóny subdukcie (c.f. Isozaki et al., 1990). Amfibolity, resp. ich fylonity možno podľa analógie s inými oblasťami HP/LT metamorfózy (Wakabayashi, 1990) pokladať za súčasť spodnej časti dosky, pod ktorú subdukcia prebiehala. Do subdukčnej zóny boli zatiahnuté a HP/LT metamorfované aj klastické sedimenty (perm?), ktoré Reichwalder (1973) označuje ako jasovský vývoj a ktoré nedávno skúmal Faryad (1995). Pôvodne azda tvorili pasívny okraj otvárajúceho sa zaoblúkového bazéna. Vek HP/LT štádia metamorfózy sa určil na základe $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovania sľudy na 150 - 160 My (Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1994).



Obr. 6. Diskriminačný diagram Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980) s projekčnými bodmi skúmaných metabazitov meliatskej jednotky. A - bazalty typu N-MORB, B - bazalty typu E-MORB, C - vnútroplatňové alkalické bazalty, D - bazalty deštruktívnych okrajov litosférických dosiek. Šípka - trend zloženia vulkanitov bazéna Lau (Falloon et al., 1992). Lokality: 1 - Vyšná Slaná, 2 - Hačava, 3 - Bôrka, 4 - Rudník.

Fig. 6. Diagram Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980) for blueschists of Bôrka Nappe (Meliatic Unit). Explanations: A - N-MORB, B - E-MORB, C - within-plate alkali basalts, D - destructive plate-margin basalts. Arrow - compositional trend of the Lau Basin volcanics (Falloon et al., 1992) Localities: 1 - Vyšná Slaná, 2 - Hačava, 3 - Bôrka, 4 - Rudník.

Exhumácia HP/LT metamorfitov na skúmaných lokalitách s výnimkou Rudníka prebehla bez prejavov retrográdnej premeny. V Rudníku horniny postihla naložená metamorfóza do fácie zelených bridlíc a sú aj indície strednotlakového štádia (Na-Ca amfibol; Faryad, 1988).

Súčasná pozícia vysokotlakovo metamorfovaných bázických hornín v celkovej geologickej stavbe (izolované telesá, príp. spolu s kryštalickými vápencami v bridličnatom prostredí) a ich pestrý protolit svedčia o tom, že príkrov Bôrky reprezentuje tektonicky prepracovanú melanž. Dotvorenie melanže počas formovania príkrovov prebehlo v predgosauskom období. Gosauské konglomeráty od Dobšinskej Ľadovej Jaskyne už obsahujú obliaky hornín príkrovu Bôrky, ako aj meliatskej jednotky s. s. (Hovorka et al., 1990).

Závery

Na základe štúdia metabazitov príkrovu Bôrky na lokalite Radzim, Bôrka, Hačava a Rudník sme dospeli k nasledujúcim záverom:

- Skúmané horniny nie sú jednotnou skupinou a odlišujú sa protolitom, metamorfnou evolúciou a geochemickými charakteristikami.
- Bázický materiál, ktorý podľahol vysokotlakovej metamorfóze, na skúmaných lokalitách reprezentovali: (1) bazalty prevažne s ofitickou štruktúrou, (2) amfibolity a ich fylonity a (3) fylonitizované ruly.
- Metamorfóza bazaltov je prográdna, prebiehala od prehnitovo-pumpellyitovej fácie až po fáciu modrých bridlíc. Pri ostatných horninách mala metamorfóza zložitý polyštádiový charakter.
- Geochemicky sú metabazity po bazaltoch blízke typu N-MORB, resp. BABB, po amfibolitoch typu N-MORB a CAB, LP/LT metamorfovaný porfyrický bazalt typu CAB.
- HP/LT metamorfované bázické horniny boli súčasťou subdukovanej dosky (bazalty - kôra zaoblúkového bazéna), ako aj spodnej časti nadložnej dosky (ruly a amfibolity).
- V súčasnej pozícii sú HP/LT metamorfované bazity pravdepodobne súčasťou tektonicky prepracovanej melanže.

APENDIX:

Zoznam analyzovaných vzoriek a ich minerálne zloženie (lokalizácia a geologická pozícia, pozri obr. 1):

1 - HP/LT metamorfovaný bazalt s ofitickou štruktúrou (magmatický klinopyroxén, Na amfibol, prehnit, klinozoisit, epidot, titanit). Vz. VVS-16
2 - LP/LT metamorfovaný bazalt s porfyrickou štruktúrou (albit, chlorit, epidot, klinozoisit, titanit, karbonát). Vz. VVS-24
3 - HP/LT metamorfovaný bazalt (epidot, Na amfibol, albit, chlorit, titanit, svetlá sľuda). Vz. FBO-12

4 - Amfibolit s naloženou HP/LT metamorfózou (epidot, Na amfibol, Ca amfibol, klinozoisit, rutil, ilmenit, titanit, albit). Vz. FBO-14
5 - HP/LT metamorfovaný strednozrnný až hrubozrnný bazalt s ofitickou štruktúrou (epidot, Na amfibol, chlorit, titanit, klinozoisit). Vz. VHA-3
6 - HP/LT metamorfovaná bázická hornina s granonematoblastickou štruktúrou (epidot, Na amfibol, albit, titanit, svetlá sľuda). Vz. VHA-12
7 - HP/LT metamorfovaný fylonit amfibolitu (albit, epidot, klinozoisit, Na amfibol, chlorit, karbonát). Rudník (pozri Faryad, 1988), vz. VHA-14

Literatúra

Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1983: Mapa a vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť, 1:50 000. *GÚDŠ, Bratislava, 1 - 224.*

Cabanis, B. & Thieblemont, D., 1988: La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arriere-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3xTb-2xTa. *Bull. Soc. Géol. France, 4, 927 - 935.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Fritz, H. & Putiš, M., 1994: Variscan vs. Alpine tectonothermal evolution within Eastern Alps and Western Carpathians, Austria - Slovakia. Abstract. *J. Czech geol. Soc., 39, 20 - 21.*

Eissen, J. P., Nohara, M., Cotten, J. & Hirose K., 1994: North Fiji Basin basalts and their magma sources. 1. Incompatible element constraints. *Marine Geol., 116, 153 - 178.*

Evensen, N. M., Hamilton, P. J. & O'Nions, R. K., 1978: Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. cosmochim. Acta, 42, 1199 - 1212.*

Faloon, T. J., Malahoff, A., Zonenshain, L. P., & Bogdanov, Y., 1992: Petrology and geochemistry of back-arc basin basalts from Lau Basin spreading ridges at 15-degrees, 18-degrees and 19-degrees-S. *Mineral. Petrology, 47, 1 - 36.*

Faryad, S. W., 1988: Glaucophanized amphibolites and gneisses near Rudník (Slovenské Rudohorie Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 747 - 763.*

Faryad, S. W., 1991: Metamorfóza bázických hornín gemerika. *Mineralia slov., 23, 109 - 122.*

Faryad, S. W., 1995: Petrology and phase relations of low-grade high-pressure metasediments from the Meliata Unit (West Carpathians, Slovakia). *Eur. J. Mineral., 7, 71 - 87.*

Graf, J. L., 1984: Effects of Mississipi Valley-type mineralization on REE patterns of carbonate rocks and minerals, Viburnum trend, southeast Missouri. *J. Geol., 92, 307 - 324.*

Hawkins, J. W., Lonsdale, P. F., MacDougall, J. D. & Volpe, A. M., 1990: Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough backarc spreading centre. Earth planet. *Sci. Lett., 100, 226 - 250.*

Hofmann, A. W., 1988: Chemical differentiation of the Earth - the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth planet. Sci. Lett., 90, 3, 297 - 314.*

Hovorka, D., Ivan, P., Mock, R., Rozložník L. & Spišiak, J., 1990: Sedimenty gosauského typu pri Dobšinskej Ľadovej Jaskyni - námety na netradičnú interpretáciu. *Mineralia slov., 22, 519 - 525.*

Hovorka, D. & Spišiak, J.,1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. *Veda, vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1 - 264.*

Isozaki, Y., Maruyama, S. & Furuoka, F., 1990: Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics, 181, 179 - 206.*

Kamenický, J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš., 45, 3 - 108.*

Kantor, J., 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. *Geol. Práce, Zoš., 41, 77 - 99.*

Kotas, P. & Bouda, T., 1983: Gamaspektrometrické metódy v Ústredních laboratořích ČSUP. *Radioisotopy, 24, 725 - 773.*

Kozur, H., 1991: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol., 87, 109 - 135.*

Kozur, H. & Mock, R., 1987: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (Vorläufige Mitteilung). *Geol. Paläont. Mitt., 13, 131 - 155.*

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

Leterrier, J., Maury, R. C., Thoron, P., Girard, D. & Marchal, M., 1982: Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth planet. Sci. Lett., 59, 139 - 154.*

Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P., 1993: ^{40}Ar-^{39}Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics, 223, 313 - 337.*

Morimoto, N. et al., 1980: Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrology, 39, 55 - 76.*

Paquette, J. L., Ménot, R. P. & Peucat, J. J., 1989: REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps): evidence for crustal contamination. *Earth planet. Sci. Lett., 96, 181 - 198.*

Reichwalder, P., 1970: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanických hornín v okolí Hačavy. *Geol. Práce, Spr., 53, 157 - 165.*

Reichwalder, P., 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika juhovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, 18, 99 - 139.*

Rollinson, H., 1993: Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. *Harlow, Longmans, 1 - 352.*

Saunders, A. D., Fornari, D. J. & Morrison, M. A., 1982: The composition and eemplacement of basaltic magmas produced during the development of continental-margin basins: the Gulf of California, Mexico. *J. Geol. Soc., 139, 335 - 346.*

Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E.. Peng, Z. & Kyser, T. K., 1990: Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contr. Mineral. Petrology, 104, 294 - 308.*

Taylor, S. R. & McLennan, 1985: The continental crust: its composition and evolution. *Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1 - 312.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1992: Tornaicum and Meliaticum in borehole Brusník BRU-1, southern Slovakia. *Acta geol. hung., 35, 97 - 116.*

Wakabayashi, J., 1990: Counterclockwise P-T-t path from amphibolites, Franciscan Complex, California - Relics from the early stages of subduction zone metamorphism. *J. Geol., 98, 657 - 680.*

Wood, D. A., 1980: The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth planet. Sci. Lett., 50, 11 - 30.*

Protolith and geodynamic setting of the HP/LT metamorphosed basic rocks at selected localities of Meliatic Unit (Inner Western Carpathians)

Meliaticum - one of the structural-tectonic units of the Inner Western Carpathians - is considered as a terrain which was formed by closing of Mesozoic Meliata-Hallstatt ocean (Kozur and Mock, 1987; Kozur, 1991). According to these authors Meliaticum is composed of three subunits: (1) Meliata Unit s.s, (2) Shale Unit of northern Bükk Mts. and probably by (3) Bôrka Nappe. All these subunits contain metabasites, but only HP/LT metamorphosed basic rocks of the Bôrka Nappe have been studied.

Internal structure and extent of the Bôrka Nappe are not fully known yet. According to Reichwalder (1973) and Leško and Varga (1980) the Bôrka Nappe is represented by strongly imbricated slices and nappe outliers. Metamorphosed basic rocks form mainly isolated bodies variable in size in phyllitic or carbonate host rocks.

Basic rocks from the localities Vyšná Slaná - Radzim, Bôrka, Hačava (Fig. 1) and Rudník (Faryad, 1988) have been studied. Based on petrographical characteristics the protolith of

these rocks have been recognized as follow: (1) basalt (or dolerite) with ophitic texture, (2) basalt (basaltic andesite) with porphyric texture, (3) amphibolites and their phyllonites and (4) gneiss phyllonites. All of them have been metamorphosed in HP/LT metamorphic conditions except for the porphyric basalt, which displays LP/LT conditions only.

Metabasalts with relic ophitic structure occur at localities Vyšná Slaná - Radzim (southern slope, Fig. 1A-1) and Hačava (Fig. 1C-5). At the former locality they were originally formed by a lava flow with coarse grained basalt in the central parts (Fig. 2A, C) and fine grained or vitrophyric basalts parly brecciated in external parts of flow (Fig. 2D, E, F). High pressure mineral assemblage in these rocks is represented by Na-amphibole, epidote, klinozoisite, and titanite, in less amounts by Na-pyroxene, chlorite and albite. Relics of magmatic clinopyroxene (Tab. 1), prehnite, pumpellyite and actinolite are locally preserved. Using discriminant diagrams by Leterrier et al. (1982) clinopyroxene compositions point to anorogenic tholeiitic character of the basalt. Metabasalts from Hačava - originally dolerites - contain mainly Na-amphibole and epidote, at some places klinozoisite and garnet, too. Titanite, chlorite, actinolite and albite are accessory phases. Na-amphibole grains are composed of zones different in colors because they were formed at the expense of the different type of pre-existing amphiboles and/or chlorite.

HP/LT metamorphosed rocks from the Bôrka - Čremošná Valley (Fig. 1B-3) underwent relatively intensive metamorphic recrystallization, but poorly preserved relics of ophitic texture indicate their basaltic origin. These rocks are typical epidote blueschists comprising Na-amphibole, epidote, albite, white mica, and less amounts of titanite and haematite. They are accompanied with anchimonomineral Na-amphibole rocks (formerly probably smectite/chlorite sediment) and stratiform haematite ores with HP/LT mineral assemblage. Similar epidote blueschists have been found at locality Šugov Valley (Fig. 1C-6). Protolith of these rocks is unknown because no relics of pre-metamorphic texture are preserved.

Metabasalt (basaltic andesite) with relic porphyric texture occurs at the locality Vyšná Slaná - Radzim (SW slope, Fig. 1A-2). Primary plagioclase and pyroxene phenocrysts in trachytic matrix were replaced by typical greenschist assemblage chlorite + epidote + zoisite + carbonate + titanite (Fig. 3F). However pre-existing HP/LT metamorphic stage cannot be fully excluded.

Amphibolites and gneisses as a protolith of blueschists were described from Rudník (cca 15 km to W from Košice) by Faryad (1988). Amphibolites contain brown amphibole rimmed by Na-amphibole. Prevailing rock types at this locality are HP/LT metamorphosed amphibolite and gneiss phyllonites. Bluish-grey amphibolite phyllonites are composed of mainly fine-grained inhomogeneous aggregate of albite, zoisite, epidote, Na-amphibole and titanite. Another locality of blueschist with amphibolite protolith is Bôrka - Čilakovský kopec Hill (Fig. 1B-4). Mineral assemblages of these rocks are similar to the common epidote blueschists, but moreover usually contain Ca-amphibole (rimmed by Na-amphibole), quartz and phengite (Fig. 2B). Phantoms of a garnet have been also found (Fig. 3C). Rutile concentrically rimmed by ilmenite and titanite (Fig. 3D) indicates possible origin of the amphibolite protolith by retrogression of an eclogite.

Major element distribution in metabasalts of Meliata Unit has been studied by Kamenický (1957), Kantor (1955) and Hovorka and Spišiak (1988) as well. Variability in major element distribution in HP/LT metamorphosed rocks is higher than LP/LT ones because of differences in protolith.

The important role of incompatible trace elements in the petrogenetic and geodynamic interpretations of basic rocks is generally accepted (see e.g. Rollinson, 1993 for review). Distribution of trace elements which are practically immobile during HP/LT metamorphism - REE and HFSE - has been studied (Tab. 2). Based on REE patters of metabasites of the Bôrka Nappe they can be divided into three groups (Fig. 4): (1) metabasites with the flat REE patterns and low total REE content, (2) metabasites with flat REE patterns and total REE content are higher than in the former group and (3) metabasites with steep slope patterns due to differenciated LREE/HREE enrichment. The first group contains HP/LT metamorphosed basalts with relic ophitic texture. Distribution of further trace elements in these rocks are similar to N-MORB or BABB respectively. This fact follows from spiderogram (Fig. 5) or discriminant diagram (Fig. 6). The geochemical character close to N-MORB displays HP/LT metamorphosed amphibolite from Rudník. The second group includes HP/LT metamorphosed rocks from localities Bôrka and Šugov Valley. Former contains weak indices of relic magmatic texture and geochemically is similar to more fractionated IAT. Latter is ploted by discriminant diagrams into CAB fields. Because of no evidence for primary effusive origin a mixture volcanic (BABB-type) and pelagic sedimentary material cannot be excluded. The third group includes amphibolite with HP/LT metamorphic overprint from Čilakovský kopec Hill and LP/LT metamorphosed volcanic rock from W slope of Radzim Hill. Based on results of geochemical discrimination they are similar to CAB.

Estimated P-T-conditions of HP/LT metamorphism (9 - 12 kbar/380 - 460 °C or 8 - 11 kbar/380 - 420 °C; Faryad, 1995) are consistent with the generally accepted concept of such type of metamorphism with subduction processes. The age of metamorphism is about 150 - 160 Ma (Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1994). Basalts which experienced this metamorphism were a part of subducted slab of Meliata-Hallstatt ocean. They are geochemically very similar to basalts created in recent back-arc basins (i.g. Mariana Trough - Hawkins et al., 1990 or Guyamas basin in California Trough - Saunders et al., 1982). As a analogy to some recent BABB, metabasalts of Bôrka Nappe show the same deficit in Ta and enrichment in Th (Fig. 5) which are related to the subduction influence on the mantle source (c.f. Stern et al., 1990 or Eissen et al., 1994). Subducted material thus had features of relatively immature back-arc basin crust. Amphibolites and gneisses, together with their phyllonites or amphibolitized eclogites(?) which experienced HP/LT metamorphism, had built up primarily hanging wall of the subduction zone, i.e. they had been a lower part of overriding continental slab.

Differences in protolith and metamorphic history of the basic rocks of the Bôrka Nappe follow from the recent position of these rocks as blocks in mélange. The mélange was intensively reworked namely during pre-Gosau nappe formation, because the Gosau conglomerate in Dobšinská Ľadová Jaskyňa contains pebbles from Bôrka Nappe rocks (Hovorka et al., 1990).

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 38 - 44

Gabroidy v severnom veporiku Nízkych Tatier

ŠTEFAN MÉRES[1], DUŠAN HOVORKA[2] a PETER IVAN[1]

[1]Prírodovedecká fakulta UK, katedra geochémie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Prírodovedecká fakulta UK, katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 28.12.1995)

Gabbroids within the Veporic Unit of the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians)

In the Veporic Unit of the Nízke Tatry Mts., northward of the village Helpa, the gabbroids have been found. This is first finding of these rock-types in the Western Carpathians crystalline complexes. They are represented by cumulate two-pyroxene gabbros and troctolites. In both types of gabbroids there are preserved olivines, clinopyroxenes, orthopyroxenes, plagioclases and spinels. Gabbroids are supposed to be the members of leptyno-amphibolite complex of the Veporic Unit.

Key words: Western Carpathians, Veporic Unit, leptyno-amphibolite complex, gabbroids

Úvod

V predvrchnokarbónskych komplexoch Západných Karpát sú plutonické horniny reprezentované najmä granitoidmi. Gabrá sa spomínajú len sporadicky z niekoľkých jednotiek a spravidla sa definujú nejednoznačne a nedostatočne.

Výskyt gabier a gabroamfibolitov sa v minulosti uvádzal z Malých Karpát (Koutek a Zoubek, 1936; Cambel, 1952; Cambel a Kamenický, 1982), z Tatier (Gorek, 1956), gabroamfibolity z Braniska uvádza Kamenický (1973), resp. Cambel a Kamenický (1982). Podľa ich opisu jediným predstaviteľom mafických minerálov v nich je amfibol. Autori (l. c.) spomenuté horniny podrobnejšie necharakterizovali ani nelokalizovali.

Drobné výskyty amfibolických gabier, amfibolovcov až peridotitov z aluvia ďumbierskej zóny Nízkych Tatier uvádza Koutek (1931). Kráľ et al. (1988) opísali vo veporiku (vo vrte KV-3 pri Rochovciach) metagabro so zachovanými hnedozelenými magmatickými amfibolmi. Drobné telesá intruzívnych gabier bez bližšej lokalizácie v kráľovskohoľskom a kohútskom kryštaliniku veporika najnovšie spomenuli Cambel a Kamenický (1982). Aj v tomto prípade ide o horniny s amfibolom. Zoubek a Gorek (1953), Cambel a Jarkovský (1967) a Kamor et al. (1971) sa dávnejšie stručne zmienili o prítomnosti gabier v okolí Heľpy.

Výskyt telies amfibolických gabier v rakoveckej jednotke gemerika z oblasti Dobšinej, Vyšného Klátova, Ruskian a ďalších lokalít uvádza Wodlich (1913), Kamenický a Marková (1957), Mandáková et al. (1971). Z nijakého telesa tejto skupiny neboli opísané pyroxény, resp. zachované magmatické štruktúry. V skutočnosti ide o stredno- až hrubozrnné variety amfibolitov. Tieto telesá sú súčasťou klátovskej skupiny, resp. sú to variety metabazaltov rakoveckej skupiny (Spišiak et al., 1985; Hovorka et al., 1988).

Horniny s jednoznačnými magmatickými štruktúrami a s typomorfnými primárnymi minerálmi gabier neboli doteraz z kryštalinika Západných Karpát opísané. Ako vyplýva z predchádzajúceho prehľadu, za gabrá/metagabrá a gabroamfibolity sa spravidla považovali strednozrnné až hrubozrnné horniny s masívnou textúrou, v ktorých jediným tmavým minerálom bol amfibol. Výnimkou sú metagabrá s klinopyroxénom, pôvodne pokladané za súčasť klátovskej skupiny (Hovorka et al., 1990), naposledy zaradené do zlatníckej formácie (Ivan et al., 1994).

Geológia

Nejednotnosť náhľadov na litológiu a geologickú stavbu severného veporika je odrazom jeho zložitej variskej a alpínskej stavby. Z publikovaných geologických máp je zrejmé (Klinec et al., 1976; Biely et al., 1992), že kryštalinikum v tejto oblasti tvoria najmä svory, pararuly a amfibolity hronského komplexu. V menšej miere sú zastúpené pegmatity, aplity, metaperidotity, serpentinity, granodiority a metagranodiority. Výskyty telies metaperidotitov a serpentinitov sú na južnom svahu Nízkych Tatier, a to medzi Heľpou a kótou Veľká Vápenica (1691 m n. m.).

Doteraz najviac informácií o horninovej náplni okolia pyritového zrudnenia pri Heľpe je v práci Cambela a Jarkovského (1967), ktorí uvádzajú, že okolie zrudnených polôh tvoria kryštalické bridlice predkarbónskeho, pravdepodobne staropaleozoického veku. Základným typom sú biotitické ruly sedimentogénneho pôvodu s metrovými až dekametrovými polohami amfibolitov. Posledné sú produktom iniciálneho paleozoického ofiolitového vulkanizmu (diabázy, pyroklastiká, gabroidné horniny). Metasedimenty aj metaeruptíva sa potom retrogresne rekryštalizovali na rozličné typy svorových, fylonitických a aktinolitických bridlíc. Cambel a Jarkovský (l. c.) konštatujú, že časť intruzív má gabroidný charakter, obsahujú zachované

olivíny a pyroxény hypersténového typu. V amfibolitoch sú obyčajné amfiboly prevažne uralitizované a plagioklasy zodpovedajú bázickým oligoklasom až andezínom. Z metabazitov autori uviedli akcesorický titanit, titanomagnetit, pyrit, pyrotín, granát, rutil, zirkón, apatit, muskovit a kremeň.

Miko a Putiš (1992; in Krist et al., 1992) v litostratigrafickej sukcesii hronského komplexu definovali gabrovo-peridotitovo-bazaltovú formáciu so sprievodnými intermediálnymi až kyslými členmi. Jej metamorfnými derivátmi sú podľa nich metagabrá, metaperidotity, serpentinity, amfibolity a ortoruly. Za metagabrá považujú hrubozrnné masívne amfibolity a vek tejto formácie eruptív (l. c.) pravdepodobne za preddevónsky.

Pri terénnom výskume roku 1994 (Ivan et al., 1994) sme vo východnej časti Nízkych Tatier v doline Koleso na S od Heľpy zistili výskyt gabroidov. Zachované (resp. slabo metamorfované) gabroidy sa doteraz zistili len vo forme výskytov rozsahu prvých desiatok metrov. Metamorfované deriváty gabroidov zaberajú podstatne väčšiu plochu. Mapovacie práce zamerané na detailnú charakteristiku rozšírenia gabroidov sa doteraz nevykonali. Na základe predbežného štúdia možno konštatovať, že sa priestorovo a geneticky viažu na leptynitovo-amfibolitový komplex (LAC).

Charakteristika bázických plutonitov

Najzachovanejšie gabroidy sú strednozrnné masívne horniny čiernosivej farby s hnedastým odtieňom. Majú zachované primárne magmatické minerály a textúry. Možno medzi nimi rozlíšiť dva petrografické typy, a to troktolity a dvojpyroxénové gabrá.

Podstatne zastúpeným magmatogénnym minerálom troktolitov je bázický plagioklas (labradorit - bytownit,

Tab. 1
Zloženie olivínov z gabroidov veporika Nízkych Tatier
Composition of olivines from gabbroids of the Veporic Unit (the Nízke Tatry Mts.) Calculated on basis of 4-O

Vzorka	VV-100			
Č. analýzy	86	94	95	114
SiO_2	38,57	38,93	39,25	38,89
TiO_2	0,07	0,03	0,00	0,04
Cr_2O_3	0,02	0,06	0,01	0,00
FeO	22,97	23,45	20,49	20,25
MnO	0,43	0,37	0,00	0,36
MgO	38,72	38,65	40,87	39,40
CaO	0,04	0,00	0,00	0,07
Spolu	100,82	101,49	100,62	99,01
Prepočítané na 4 O				
Si	1,00	1,00	1,00	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,50	0,50	0,44	0,44
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01
Mg	1,49	1,48	1,56	1,53
Spolu	3,00	2,99	3,00	2,99
Mg/Mg+Fe	0,75	0,75	0,78	0,78

Tab. 2
Zloženie ortopyroxénov z gabroidov veporika Nízkych Tatier
Composition of orthopyroxenes from gabbroids of the Veporic Unit (the Nízke Tatry Mts.) Calculated on basis of 6-O

Vzorka	VV-120		VV-100	
Č. analýzy	16	26	106	108
SiO_2	52,47	52,37	54,60	55,16
TiO_2	0,03	0,11	0,17	0,12
Al_2O_3	0,73	0,66	1,23	1,13
Cr_2O_3	0,08	0,03	0,05	0,03
FeO	26,40	25,89	15,77	15,32
MnO	0,86	0,89	0,34	0,37
MgO	20,11	19,98	27,55	27,12
CaO	0,31	0,40	0,51	1,00
Na_2O	0,00	0,01	0,04	0,08
K_2O	0,03	0,00	0,02	0,00
Spolu	101,02	100,34	100,28	100,33
Prepočítané na 6 O				
Si	1,97	1,98	1,96	1,98
Al^{IV}	0,03	0,02	0,04	0,02
Al^{VI}	0,00	0,01	0,01	0,03
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,83	0,82	0,47	0,46
Mn	0,03	0,03	0,01	0,01
Mg	1,13	1,12	1,48	1,45
Ca	0,01	0,02	0,02	0,04
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Spolu	4,00	4,00	3,99	3,99
Mg/Mg+Fe	0,58	0,58	0,76	0,76

Tab. 3
Zloženie klinopyroxénov z gabroidov veporika Nízkych Tatier
Composition of clinopyroxenes from gabbroids of the Veporic Unit (the Nízke Tatry Mts.) Calculated on basis of 6-O

Vzorka	VV-120		VV-100	
Č. analýzy	6	11	97	109
SiO_2	53,04	53,59	50,59	53,10
TiO_2	0,11	0,01	0,83	0,41
Al_2O_3	1,11	1,09	5,16	3,28
Cr_2O_3	0,47	0,28	0,86	0,50
FeO	6,98	7,14	4,14	4,95
MnO	0,18	0,36	0,20	0,31
MgO	13,99	14,10	15,91	16,89
CaO	23,36	22,96	20,24	20,21
Na_2O	0,29	0,50	1,06	0,64
K_2O	0,03	0,00	0,01	0,00
Spolu	99,56	100,03	99,00	100,29
Prepočítané na 6 O				
Si	1,98	1,99	1,87	1,93
Al^{IV}	0,02	0,01	0,13	0,07
Al^{VI}	0,03	0,04	0,09	0,07
Ti	0,00	0,00	0,02	0,01
Cr	0,01	0,01	0,03	0,01
Fe	0,22	0,22	0,13	0,15
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,78	0,78	0,87	0,92
Ca	0,93	0,91	0,80	0,79
Na	0,02	0,04	0,07	0,05
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Spolu	4,00	4,01	4,02	4,01
Mg/Mg+Fe	0,78	0,78	0,87	0,86

Tab. 4
Zloženie plagioklasov z gabroidov veporika Nízkych Tatier
Composition of plagioclases from the gabbroids of the Veporic Unit (the Nízke Tatry Mts.) Calculated on basis of 8-O

Vzorka	VV-120		VV-100	
Č. analýzy	19	31	84	102
SiO_2	46,87	52,00	52,92	52,13
Al_2O_3	33,48	30,26	29,39	30,75
CaO	17,59	13,42	12,05	13,33
Na_2O	1,93	4,00	4,42	4,05
K_2O	0,02	0,03	0,05	0,05
Spolu	100,10	99,82	99,56	100,52
Prepočítané na 8 O				
Si	2,16	2,37	2,42	2,36
Al	1,82	1,62	1,58	1,63
Ca	0,87	0,65	0,60	0,65
Na	0,17	0,35	0,39	0,36
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Spolu	5,02	4,99	4,99	5,00
Ab	16	35	39	36
An	84	65	61	64
Or	0	0	0	0

Tab. 5
Zloženie spinelov z gabroidov veporika Nízkych Tatier
Composition of spinels from gabbroids of the Veporic Unit (the Nízke Tatry Mts.) Calculated on basis of 32-O

Vzorka	VV-100			
Č. analýzy	78	93	101	105
TiO_2	0,01	0,03	0,00	0,07
Al_2O_3	43,77	48,94	45,74	36,47
Cr_2O_3	22,93	16,11	19,82	30,03
FeO	23,30	23,94	23,80	25,06
MnO	0,24	0,20	0,28	0,35
MgO	9,54	10,32	9,60	8,34
CaO	0,11	0,00	0,00	0,07
Spolu	99,90	99,54	99,24	100,39
Prepočítané na 32 O				
Al	11,91	13,07	12,43	10,27
Cr	4,19	2,89	3,61	5,67
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe	4,50	4,54	4,59	5,10
Mg	3,28	3,49	3,30	2,97
Mn	0,05	0,04	0,05	0,07
Ca	0,03	0,00	0,00	0,02
Spolu	23,96	24,02	23,98	24,02
Mg/Mg+Fe	0,42	0,43	0,42	0,37
Cr/Cr+Al	0,26	0,18	0,23	0,36
$MgAl_2O_4$	74	82	77	64
$FeCr_2O_4$	26	18	23	36

tab. 4) a olivín (chryzolit, tab. 1), podradnejšie ortopyroxén (enstatit, tab. 2), klinopyroxén (diopsid, tab. 3), ilmenit a spinel (chrómový spinel, tab. 5). Hornina má poikilitickú kumulátovú štruktúru - idiomorfné až hypidiomorfné indivíduá olivínu sú uzatvorené v agregáte oficky usporiadaných krátkostĺpčekovitých jedincov plagioklasu (obr. 1, 2). Pre tento typ bazitov sú charakteristické kelyfitické lemy, vyvinuté medzi izometrickými kryštálmi olivínu a plagioklasom (obr. 5). Kelyfitické lemy (koronity) majú monominerálne zloženie - sú tvorené radiálne orientovaným submikroskopickým agregátom monoklinického amfibolu (pargasit). Hnedé oktaédre chrómspinelidu sú vtrúsené výlučne v olivíne (obr. 6).

Pre dvojpyroxénové gabrá je charakteristická gabroofitická a kumulátová štruktúra (obr. 3, 4). Kumulus tvoria tmavé minerály (Ol, Cpx, Opx) a interkumulus reprezentujú plagioklasy. Ich vzájomný pomer je variabilný. Spravidla prevládajú lišty bázického plagioklasu nad pyroxénmi a z pyroxénov Cpx nad Opx. V podradnom množstve je zastúpený ilmenit a olivín (tab. 1). Pre gabro sú typické lemy amfibolu (pargasit - pargasitický hornblend) okolo klinopyroxénov a ortopyroxénov (obr. 7, 8).

Premeny bázických plutonitov

V tejto oblasti sú okrem relatívne dobre zachovaných gabier aj typy postihnuté nerovnako intenzívnou postmagmatickou metamorfnou premenou. Asociácia magmatogénnych minerálov podľahla viacstupňovým premenám. Charakteristické sú najmä:

1. Rozpad magmatogénnych minerálov za vzniku symplektitov. Symplektity sú najčastejšie v pyroxénoch a tvorí ich červíkovite prerastený submikroskopický agregát amfibolu, klinopyroxénu a plagioklasu. V prípade hnedých amfibolov symplektity tvorí tabuľkovitý rutil a amfibol (obr. 9).

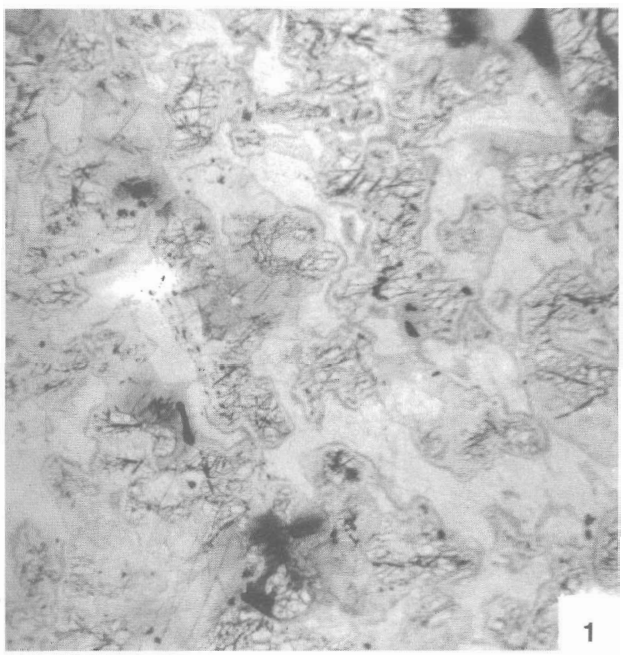
2. Vznik novej minerálnej asociácie ako produktu metamorfných reakčných reakcií na styku zrn. Výsledkom sú zóny až pseudomorfózy okolo reliktov magmatogénnych minerálov (obr. 10), ktoré tvorí granát, klinozoisit, biotit, hnedý, modrozelený a bezfarebný amfibol, plagioklas (oligoklas), chlorit, iddingsit, serpentín, svetlá sľuda, ilmenit a kalcit.

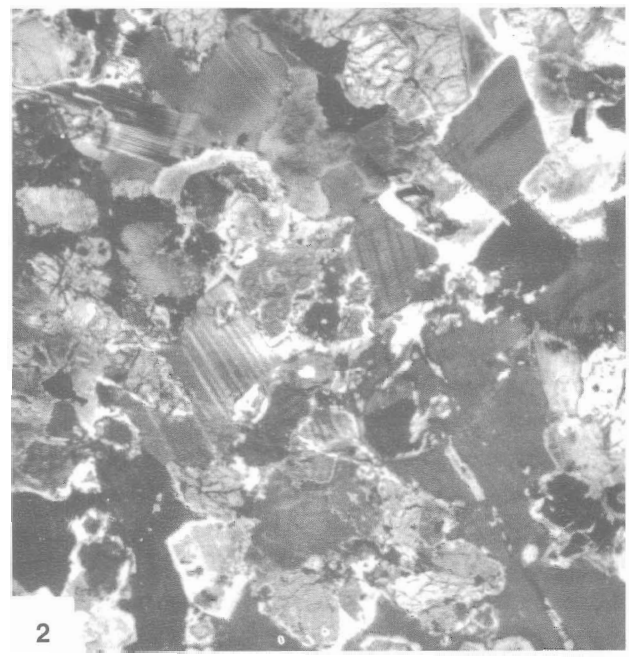
3. Konečným produktom metamorfnej rekryštalizácie gabier sú spravidla rozličné typy amfibolitov (vrátane granatických) až melaamfibolitov.

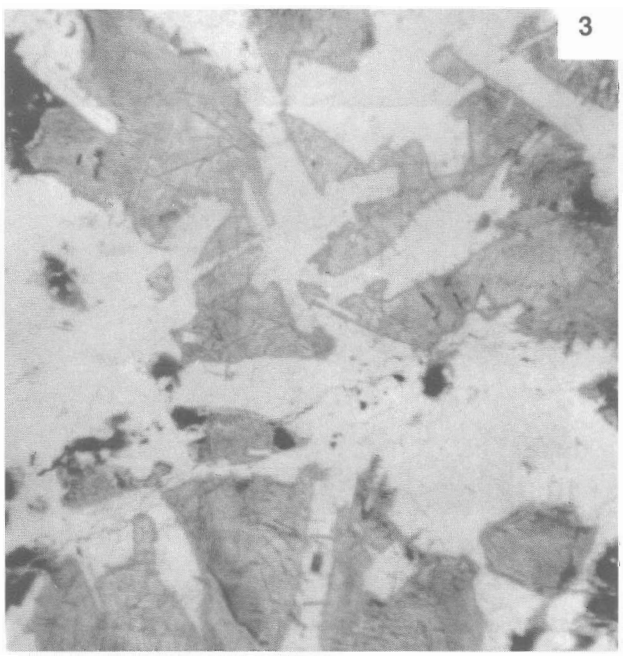
Diskusia

Nález gabroidov so zachovanými magmatickými textúrami a minerálmi na S od Heľpy je prvým tohto druhu v kryštaliniku centrálnych Západných Karpát. V tejto oblasti sa vyskytuje aj široká škála prechodných typov hornín od nerovnako intenzívne premenených gabroidov až po metamorfity typu amfibolitov a migmatitov. Svedčí to najpravdepodobnejšie o tom, že gabroidy v oblasti mohli pôvodne tvoriť podstatnejšiu časť kryštalinika.

Rozličné typy hrubozrnných masívnych amfibolitov, ktoré sa označovali a označujú za metagabrá, pokladali Zoubek (1936), Máška a Zoubek (in Buday et al., 1961) v celom západokarpatskom kryštaliniku centrálnej zóny za bázických predchodcov granitového magmatického cyklu/procesu a označovali ich termínom ofiolity. Tento názor akceptovali aj ostatní autori. Podľa súčasných predstáv sú ofiolity ekvivalentom kôry oceánskeho typu, čiže sa pokladajú za produkt magmatickej aktivity v riftovej zóne oceána alebo zaoblúkového bazéna. Zistené gabroidy by mohli predstavovať tzv. dismemberd čiže rozčlenené







Obr. 1. Poikilitická kumulátová štruktúra troktolitu - idiomorfné až hypidiomorfné indivíduá olivínu sú uzatvorené v agregáte ofiticky usporiadaných krátkostĺpčekovitých jedincov plagioklasu. Heľpa - dolina Koleso. Zväčš. 14x, // pol.

Fig. 1. Poikilitic cumulate texture of troctolite - euhedral to subhedral olivines are enclosed in aggregate of ophitic oriented short-columnar plagioclases. Heľpa, Koleso valley. Enlarg. 14x, // pol.

Obr. 2. Poikilitická kumulátová štruktúra troktolitu. Lem okolo olivínov tvorí amfibol. Zväčš. 14x, X pol.

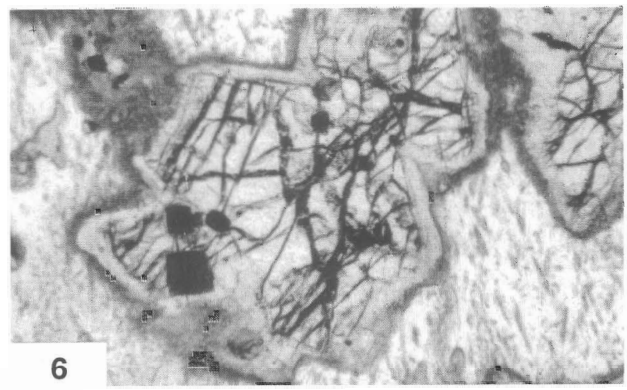
Fig. 2. Poikilitic cumulate texture of troctolite. Rims around olivine are formed by amphibole. Enlarg. 14x, X pol.

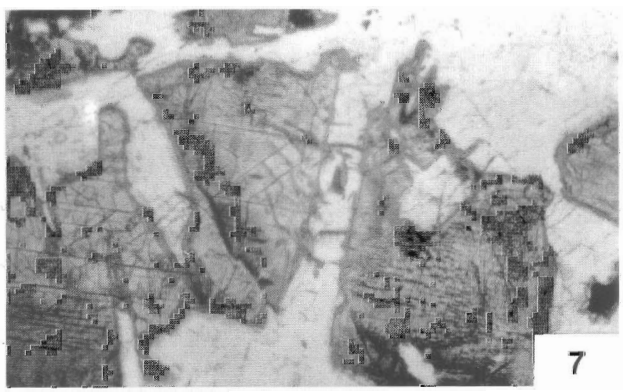
Obr. 3. Gabroofitická štruktúra dvojpyroxénového gabra. Lišty bázického plagioklasu prevládajú nad pyroxénmi. Heľpa, dolina Koleso. Zväčš. 14x, // pol.

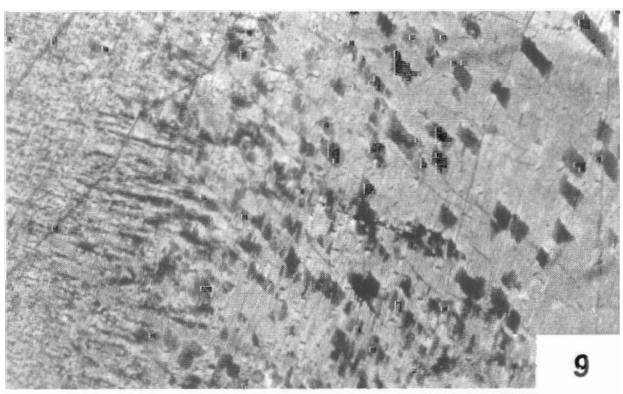
Fig. 3. Gabbroophitic texture of two-pyroxene gabbro. Laths of Ca-plagioclase prevail over pyroxenes. Heľpa, Koleso valley. Enlarg. 14x, // pol.

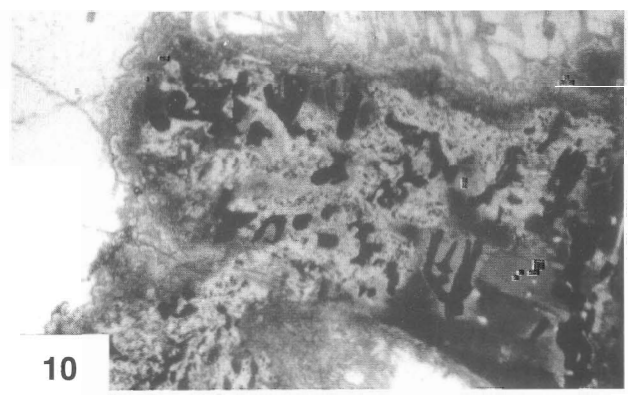
Obr. 4. Gabroofitická štruktúra dvojpyroxénového gabra. Zväčš. 14x, X pol.

Fig. 4. Gabbroophitic texture of two-pyroxene gabbro. Heľpa, Koleso valley. Enlarg. 14x, X pol.









Obr. 5. Kelyfitický lem (koróna) amfibolu okolo olivínu. Troktolit. Heľpa, dolina Koleso. Zväčš. 62x, // pol.
Fig. 5. Kelyphitic rim of amphibole around olivine. Troctolite. Heľpa, Koleso valley. Enlarg. 62x, // pol.

Obr. 6. Idiomorfný hnedý spinel v olivíne. Troktolit. Heľpa, dolina Koleso. Zväčš. 62x, // pol.
Fig. 6. Euhedral brown spinel in olivine. Troctolite. Heľpa, Koleso valley. Enlarg. 62x, // pol.

Obr. 7. Klinopyroxény s amfibolovým lemom. Dvojpyroxénové gabro. Heľpa, dolina Koleso. Zväčš. 19x, // pol.
Fig. 7. Clinopyroxenes with amphibole rims. Two-pyroxene gabbro. Heľpa, Koleso valley. Enlarg. 19x, // pol.

Obr. 8. Klinopyroxény s amfibolovým lemom. Dvojpyroxénové gabro. Heľpa, dolina Koleso. Zväčš. 19x, X pol.
Fig. 8. Clinopyroxenes with amphibole rims. Two-pyroxene gabbro. Heľpa, Koleso valley. Enlarg. 19x, X pol.

Obr. 9. Symplektity v hnedom amfibole tvorí tabuľkovitý rutil a amfibol. Dvojpyroxénové gabro. Heľpa, dolina Koleso. Zväčš. 250 X, // pol.
Fig. 9. Symplectites of brown amphibole with tabular rutile. Two pyroxene gabbro. Heľpa, Koleso valley. Enlarg. 250x, // pol.

Obr. 10. Pseudomorfóza po klinopyroxéne. Vonkajší lem tvorí granát, v centre sa vyskytuje amfibol, biotit a rudné minerály. Dvojpyroxénové gabro. Heľpa, dolina Koleso. Zväčš. 19x, X pol.
Fig. 10. Pseudomorph after clinopyroxene. Outer rim is formed by garnet. Amphibole, biotite and ore minerals are present in the core. Two-pyroxene gabbro. Heľpa, Koleso valley. Enlarg. 19x, X pol.

ofiolity, ktoré vznikajú prepracovaním reliktov oceánskej kôry v orogénoch. Takúto interpretáciu podporuje aj výskyt telies metaultrabazitov v tejto oblasti. Spoločným výskytom metagabier a metaultrabazitov spolu s ďalšími charakteristickými horninami sa však vyznačujú aj leptynitovo-amfibolitové komplexy, ktoré sú značne rozšírené vo variskom kryštaliniku strednej a západnej Európy (napr. Santallier et al., 1988).

Leptynitovo-amfibolitový komplex (LAC) kryštalinika Západných Karpát definovali Hovorka et al. (1992; 1994; Hovorka a Méres, 1993). Predstavuje jednu zo štyroch základných jednotiek kryštalinika. Horninovou náplňou je veľmi blízky svojim západoeurópskym analógom, ale na rozdiel od nich z leptynitovo-amfibolitového komplexu Západných Karpát neboli gabroidy/metagabrá doteraz známe. Zistené gabroidy sa petrograficky ani minerálnym zložením principiálne neodlišujú napríklad od metagabier leptynitovo-amfibolitových komplexov klasických výskytov v Centrálnom masíve (Pin a Lancelot, 1982; Briand et al., 1991).

Podľa našich zistení v teréne širšie okolie výskytu gabroidov patrí do leptynitovo-amfibolitového komplexu a gabrá sú jeho súčasťou.

Petrografická pestrosť gabroidov zistených pri Heľpe (dvojpyroxénové gabrá, melagabrá - troktolity) a kumulátové štruktúry poukazujú na ich možný kumulátový pôvod. V prospech takéhoto náhľadu svedčí aj zistený výskyt metaperidotitov s geochemickými znakmi typickými pre kumulátové peridotity.

Záver

a) V kryštaliniku Západných Karpát sa po prvýraz zistili gabroidy/metagabrá s jednoznačnými charakteristikami magmatických hornín.

b) Gabroidy sú reprezentované troktolitmi a dvojpyroxénovými gabrami.

c) Zistené horniny podľahli viacštádiovej subsolidnej premene.

d) Spolu s metaperidotitmi sú zistené gabroidy súčasťou leptynitovo-amfibolitového komplexu Západných Karpát.

Poznámka: Práca je výsledkom riešenia grantu č. 1/1805/94, ktorý finančne podporila Komisia GAV pre vedy o Zemi a vesmíre. Kvantitatívne chemické analýzy minerálov sme získali za pomoci prof. Christiana Pina a dr. Herve Diota v CRMP service μSonde (CAMECA), Department des Sciences de la Terre, Univerzita Blaise Pascal v Clermont Ferrand vo Francúzsku.

Literatúra

Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier. *GÚDŠ, Bratislava.*

Briand, B., Piboule, M., Santallier, D. & Bouchardon, J. L., 1991: Geochemistry and tectonic implications of two Ordovician bimodal igneous complexes, southern French Massif Central. *J. Geol. Soc., 148, 959 - 971.*

Buday, T., Kodym, O., Maheľ, M., Máška, M., Matějka, A., Svoboda, J. & Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj Československa. *ČSAV, Praha, 1 - 253.*

Cambel, B., 1952: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Zoš., 29, 5 - 60.*

Cambel, B. & Jarkovský, J., 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. *SAV, Bratislava, 1 - 496.*

Cambel, B. & Kamenický, L., 1982: Geochémia metamorfovaných bázických hornín tatroveporidov centrálnych Západných Karpát. *Veda, Bratislava, 1 - 514.*

Gorek, A., 1956: Geologická stavba Západných Tatier. *Geol. Sbor., 7, Bratislava.*

Hovorka, D., Iván, P., Jilemnická, L. & Spišiak, J., 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Palaeozoic of Gemer unit, Inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 4, 395 - 425.*

Hovorka, D., Ivan, P. & Spišiak, J., 1990: Lithology, petrology, metamorphism and tectonic position of the Klátov Group (Paleozoic of the Gemer Unit, Inner Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 45, 45 - 68.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1992: Pre-Alpine Western Carpathians Mts. basement complexes: geochemistry, petrology, geodynamic setting. *Terra Nova, 4, Abstract supplement 2, Oxford, 32.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia slov., 25, 1, 1 - 9.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: lithology and geodynamic setting. *Mitt. Österr. Geol. Gesell., 86, 33 - 44.*

Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D., 1994: Oceanic crust in geological history of the Western Carpathians orogeny. *Acta geol. hung., 37/1-2, 19 - 32.*

Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D., 1994: Dvojpyroxénové gabro a troktolit vo veporickej časti Nízkych Tatier. *In: Méres, Š. (Ed.): Geochémia na Slovensku - história, súčasnosť a budúcnosť. Konferencie, Sympóziá, Semináre; Abstrakty, 37.*

Kamenický, L., 1973: Litologische Studien und Strukturelle rekonstruktion des Kristallinikums der centralen Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 1, 281 - 302.*

Kamenický, L. & Marková, M., 1957: Petrografické štúdie fylitovo-diabázovej série gemerid. *Geol. Práce, Zoš., 45, 111 - 180.*

Kantor, J., Rybár, M. & Klinec, A., 1971: Sulfur isotopes of the metamorphosed pyrrotite-pyrite deposit of Heľpa. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 22, 2, 261 - 280.*

Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 7 - 28.*

Klinec, A. et al., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier, 1:50 000. *GÚDŠ, Bratislava.*

Koutek, J., 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 9.*

Koutek, J. & Zoubek, V., 1936: Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislavy. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 12.*

Krist, E., Korikovsky, S. P., Janák, M. & Boronikhin, V. A., 1988: Comparative mineralogical-petrological characteristic of metagabbro from borehole KV-3 near Rochovce and amphibolites of Hladomorná Valley Formation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 171 - 194.*

Krist, E., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. V., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. *Univ. Comen., Bratislava, 1 - 324.*

Mandáková, K., Drnzíková, L. & Hudáček, J., 1971: Eruptívne horniny v rudnianskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. *Mineralia slov. 3, 215 - 230.*

Pin, Ch. & Lancelot, J., 1982: U-Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrology, 79, 1 - 12.*

Putiš, M., 1989: Štruktúrny a metamorfný vývoj kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier. *Mineralia slov., 21, 217 - 224.*

Santallier, D., Briand, B. Ménot, R. P. & Piboule, M., 1988: Les complexes leptyno-amphibolitiques (C.L.A.): revue critique et suggestions pour un meilleur emploi ce terme. *Bull. Soc. Géol. France, 8, 3 - 12.*

Spišiak, J., Hovorka, D. & Ivan, P., 1985: Klátovská skupina - reprezentant metamorfitov amfibolitovej fácie vnútorných Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 82, 203 - 220.*

Woldřich, J., 1913: Geologische und montanistische Studien in der Karpaten nördlich von Dobschau. *Arch. Lagerstättenforsch (Berlin), 11.*

Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 12.*

Zoubek, V. & Gorek, A., 1953: Předběžná zpráva o geologické stavbě v oblasti kyzových ložisek u Heľpy. *Věst. Ústř. Úst. geol., 28, 1, 42 - 43.*

Gabbroids within the Veporic Unit of the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians)

Within the Veporic Unit of the Nízke Tatry Mts., northward of village Helpa, we have found occurrences of various gabbroid rock-types. They have preserved primary magmatic fabric as well as magmatic minerals. The most fresh gabbroids are represented by medium-grained massive rocks of darkgray till black colour with brownish tint. For all gabbroids studied the cumulative texture is characteristic - cumulus is formed by dark minerals (Ol, Cpx, Opx,) and intercumulus is represented by plagioclases. Their mutual quantitative proportions are variable.

Among gabbroids two main rock sequences have been differentiated - troctolites and two-pyroxene gabbros.

In troctolites the substantially present magmatic phases are represented by plagioclases (labradorite-bytownite, Tab. 4) and olivines (chrysolith, Tab. 1). In lesser amount also clinopyroxene (diopside, Tab. 3), orthopyroxene (enstatite, Tab. 2), ilmenite and spinel (Tab. 5) are present. Troctolites have in most cases poikiloblastic cumulative texture (Figs. 2 and 3). For this type of basic magmatites the kelyphites, located between isometrically developed olivines and plagioclases are characteristic (Fig. 6). Kelyphitic rims (coronites) are formed by riadially oriented submicroscopic aggregate of pargasite-pargasitic hornblend (Figs. 8 and 9) around clinopyroxenes.

Two-pyroxene gabbro has gabbroophitic texture (Figs. 4 and 5). Laths of An-rich plagioclases prevail over clinopyroxenes. In lesser amount also olivine and ilmenite are present.

Within the Veporic Unit of the eastern part of the Nízke Tatry Mts., besides relatively well preserved gabbros, also types represented by various metamorphic derivatives of gabbroids are present. Products of metamorphic recrystallization of primary mineral association are blueish-green, brown to colourless amphiboles, biotite, garnet, oligoclase, ilmenite, chlorite, iddingsite, clinozoisite, light mica and calcite. As the end member of metamorphic recrystallization of gabbroids there are various types of amphibolites to melaamphibolites.

Gabbros/melagabbros and troctolites represent the only occurrence of proved gabbroids till known in the pre-Carboniferous Western Carpathians complexes. We rank them among the best preserved relics of cumulative lower crustal complexes within the Western Carpathians. They form a part of leptyno-amphibolite complex (Hovorka et al., 1992, 1994; Hovorka and Méres, 1993) cropping out in the Veporic Unit within the Nízke Tatry Mts.

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 45 - 55

Nie leptit, ale mikroaplit: genetická reinterpretácia horninového typu zo západnej časti veporika

IGOR PETRÍK

Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 842 21 Bratislava

(Doručené 4.12.1995, revidovaná verzia doručená 30.1.1996))

Microaplite, not leptite: the genetical re-interpretation of a rock type from western part of the Veporic unit

A peculiar rock type (leptite according to Krist, 1977) crops out along the Vydrovo tectonic line (western part of the Veporic unit). The rock has traditionally been considered as evidence of Lower Paleozoic acid volcanism (l. c.) in the Veporic unit. Based on their specific petrographic and geochemical features the "leptites" were reinterpreted in this paper as leucocratic differentiates of Permian A-type Hrončok granite (Petrík et al., 1995). Microaplite (transitional to microbreccia) is the name suggested for this very fine-grained (<0.05 mm) rock with aplitic texture and the wealth of rock fragments. Haplogranite minimum composition and biotite Fe-content indicate P_{tot} = 50 - 100 MPa, a reduced to moderately oxidized melt (buffers FMQ - NN) and water saturation conditions during rapid solidification (quenching). Crystal size distribution analysis (Marsh, 1988) yielded microaplite crystallization time 442 days. Granitic fragments may indicate crystallization in a dynamic environment, e.g. paleoseismicity related to rapid exhumation.

Key words: leptite, microaplite, Hrončok type granite, petrology, geochemistry, paleoseismicity, Veporic unit

Úvod

V rokoch 1976 až 1986 opísal Krist z oblasti medzi Čiernym Balogom a Kamenistou dolinou na JZ od Brezna nový typ horniny leptit (Krist, 1976, 1978; Krist et al., 1986). Ide o veľmi jemnozrnnú bielu horninu, často silne usmernenú, vystupujúcu v podobe niekoľko cm až niekoľko m mocných polôh konformných s okolitými horninami. Na základe geologickej pozície a niektorých petrografických čŕt leptit napokon interpretoval ako vulkanickú, príp. vulkanoklastickú horninu ryolitového zloženia a staropaleozoického veku (l. c.).

Pri štúdiu hrončockého granitového telesa (ďalej GTH), dominujúceho tejto oblasti, sme spomenutú horninu identifikovali na viacerých výskytoch mimo hlavného telesa (Petrík et al., 1995). Pri detailnom bádaní sa ukázalo, že jemnozrnné leukokratné horniny pokladané za leptit majú geochemické a mineralogické charakteristiky identické s diferencovanými typmi GTH.

Cieľom tohto článku je (1) podrobná petrologická a geochemická charakteristika svetlých jemnozrnných hornín odobratých z tradičných výskytov leptitu (Krist, l. c.), (2) genetická reinterpretácia tejto horniny a popretie existencie „leptitu" ako horninového typu v západnej časti veporika.

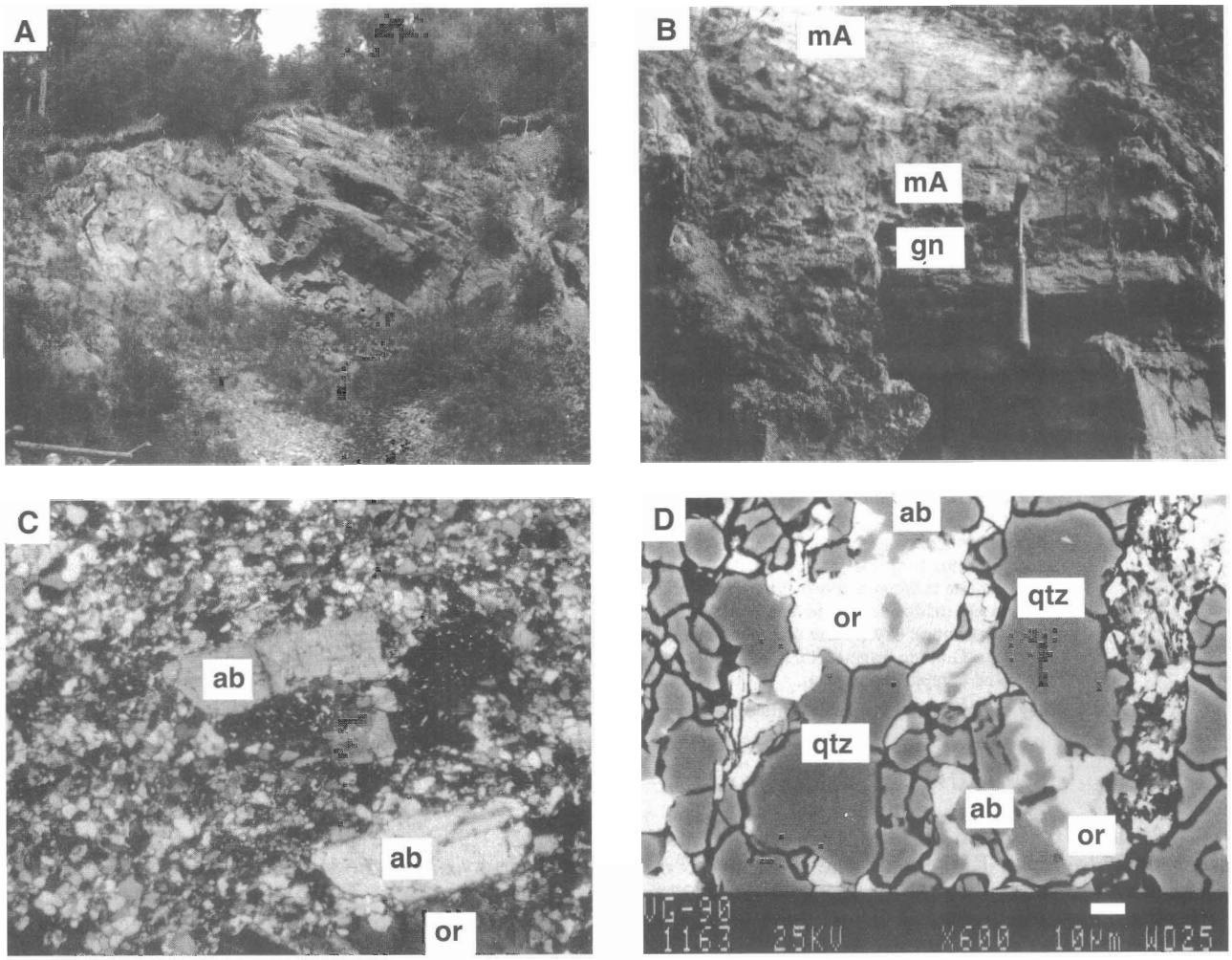
Geologické vystupovanie

Horniny označované doteraz ako leptity vystupujú na JV od Čierneho Hrona v troch hlavných výskytoch na línii Vydrovo - Čierny potok, ktorá je známa ako zlom Vydrovskej doliny (Krist a Siegl, 1971; Hók a Hraško, 1990). Prvý výskyt je na rázcestí Vydrovo - Sihla a Prostrednej doliny (odteraz Vydrovo), druhý na rozchode Prostrednej doliny a doliny Podtajchová (odteraz Podtajchová) a tretí pri horárni Čierny potok v Kamenistej doline (odteraz Čierny potok).

Vo všetkých prípadoch tvoria sledované horniny niekoľko metrov mocné polohy konformné s okolitými horninami: s metamorfitmi (Vydrovo a Čierny potok) a s hrončockým granitom (Podtajchová). Uložené sú pomerne strmo (36 - 72°), sklon je jednotný na JV (od 153 - 162°), iba v Podtajchovej na SZ (306°). Naše merania plne korešpondujú s výsledkami Hóka a Hrašku (l. c.), ktorí tiež zistili častejší sz. sklon plôch kryštalizačnej bridličnatosti (300 - 315°) práve na SZ od vydrovského zlomu (l. c., obr. 2).

Vo veľkom odkryve (50 m na JZ od starého lomu vo Vydrove) sú na ploche asi 60 x 50 m odkryté dve konformné polohy „leptitov" (150°/60°) mocné 2 - 4 m oddelené septom svorových rúl (obr. 1B). V Podtajchovej sú najmenej dve 60 - 100 cm mocné polohy (306°/50°) konformné s foliáciou hrončockého granitu. V Čiernom potoku tvoria sledované horniny 6 - 8 m mocnú konformnú žilu v svorových a amfibolických rulách (obr. 1A). Vo všetkých prípadoch ide o nepravú mocnosť.

Vo Vydrove a Podtajchovej postihlo záujmové horniny intenzívne kaolinické (?) zvetrávanie, pod jeho účinkom sa menia na mäkkú ílovitú masu sfarbujúcu veľké časti odkryvu do biela („arkóza" podľa Krista, 1977).



Obr. 1. A - 4 - 6 m mocná nepravá žila mikroaplitu v diaftorizovanej rule, lom pri horárni Čierny potok. B - Silne kaolinizovaná poloha mikroaplitu (mA) v diaftoritoch (gn), starý lom Vydrovo. C - Horninové úlomky v mikroaplite VG-90. ab - plagioklas, or - K živec. Dlhšia strana 2,5 mm, X nikoly. D - Hypersolvný alkalický živec: exsolúcia albitu (ab) a ortoklasu (or), SCAN, kompozícia.

Fig.1. A - Conformable vein, 4 - 6 m thick, of microaplite in diaphtorized gneisses. Quarry at the Čierny potok forrester house. B - Strongly kaolinized microaplite sheet (mA) in diapthorited gneisses (gn), Vydrovo old quarry. C - Feldspar fragments in microaplite VG-90, ab - albite, or - K-feldspar, the length of base 2.5 mm, crossed nicols. D - Hypersolvus alkali feldspar: albite (ab) and orthoclase (or) exsolution, SCAN, BSEI.

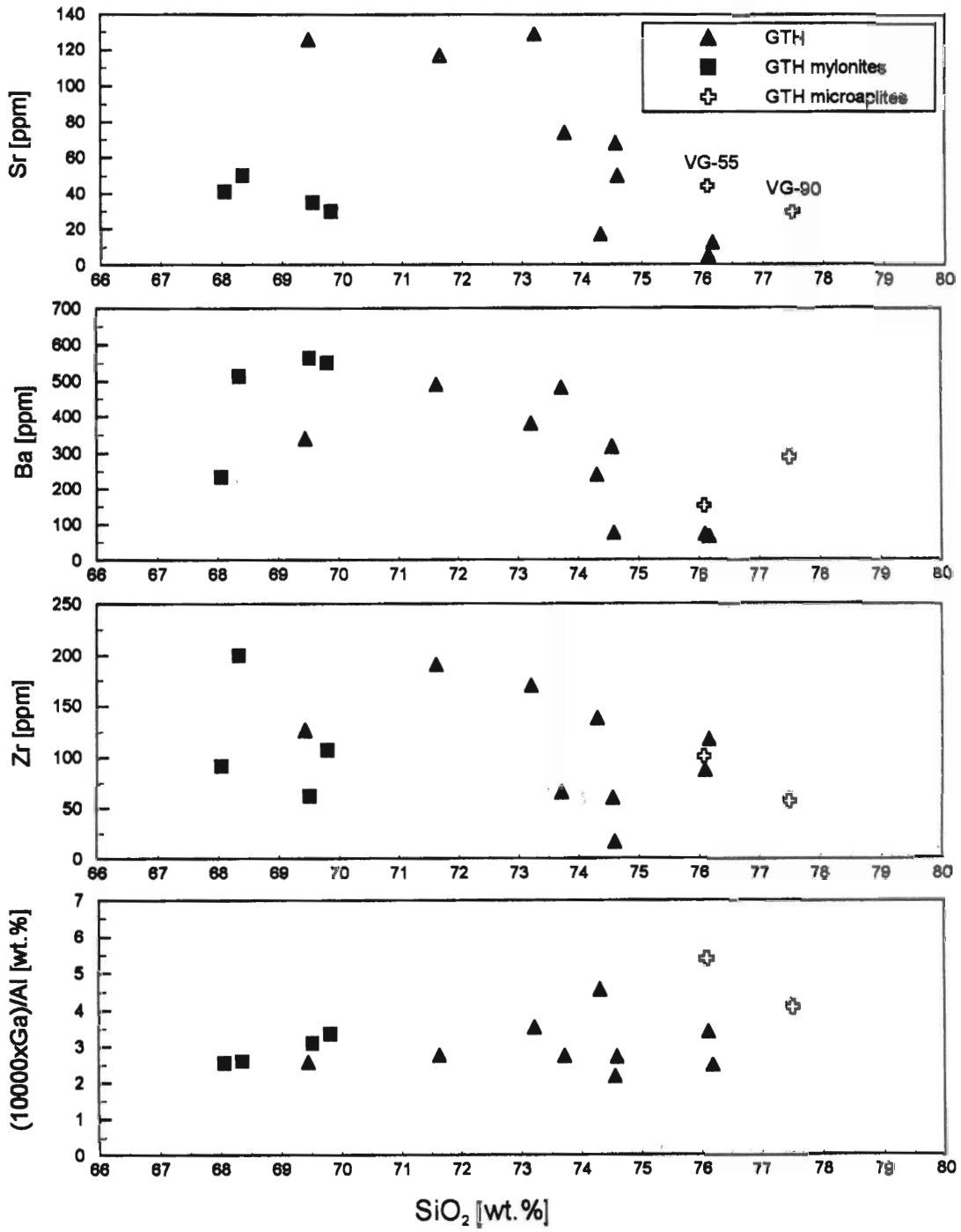
Petrografické aspekty

Pre svetlé horniny označované ako leptity sú charakteristické dve podstatné črty: (1) veľmi malé zrná základnej hmoty a (2) prítomnosť horninových úlomkov v nej. Obidva znaky opísal už Krist (l. c.) a interpretoval ich ako doklad o vulkanickom, resp. vulkanoklastickom (tufitickom) charaktere leptitu.

Základná hmota

Zrnitosť. Horniny z Vydrova a Kamenistej doliny (VG55, VG55/A) majú priemernú veľkosť zrna 0,03 ± 0,01 mm. Vo vzorke VG-90 z Podtajchovej sme urobili distribučnú analýzu veľkosti zŕn K živca (početnosť oproti dĺžke, obr. 6). Dominantná dĺžka L_D K živca je 0,02 mm. V tab. 5 sa mikroaplit VG-90 porovnáva s aplitmi VG-42, 91 s granitom VG-89. Podobné rozmery majú aj ostatné minerály, a preto možno študované horniny označiť (Dudek et al., 1962) ako veľmi jemnozrnné (VG-90).

Zloženie a štruktúra. V základnej hmote sú identifikovateľné tieto minerály: kremeň, K živec, biotit a svetlá sľuda (fengit). K živec je výrazne pertitický, kým plagioklas chýba. Ide teda o jednoživcový hypersolvný granit. Sodný živec (albit) sa vyskytuje len ako odlúčenina v K živci (ďalej ich označujeme ako samostatné fázy). Pretože zrná sú veľmi malé, modálna analýza nie je možná, ale aproximácia z chemickej analýzy (VG-90, metóda najmenších štvorcov) a minerálnych analýz v tab. 3 umožňuje výpočet nasledujúceho modálneho zloženia (hmot. %): kremeň 36,3, albit 32,4, K živec 27,1, biotit 2,9 (suma reziduálov $R^2 = 0,166$). Biotit je svetlohnedý, slamový. Všetky minerály sú alotriomorfné, iba biotit býva niekedy hypidiomorfný. Štruktúra je teda veľmi blízka aplitic-



Obr. 2. Variácie niektorých stopových prvkov s SiO_2 v mikroaplitoch a granitoch typu Hrončok (GTH). Symboly: trojuholník - granit typu Hrončok, plný štvorec - mylonitizovaný GTH, krížik - mikroaplit.

Fig. 2. Variations of some trace elements with silica in microaplites and Hrončok type granites.

kej (panalotriomorfnej). Akcesorické minerály sú veľmi zriedkavé, biotit je niekde nahradený jemnozrnným epidotom. Vzorky z Vydrova a Čierneho potoka sú usmernené a obsahujú zvýšené množstvo fengitu (tab. 3).

Názov. Vzhľadom na aplitickú štruktúru a veľmi jemnú zrnitosť navrhujeme „leptitické" horniny s prevahou základnej hmoty označovať ako mikroaplity.

Na lokalitách Vydrovo a Podtajchová sa vyskytujú len mikroaplity, pri Čiernom potoku tvoria mikroaplity hlavnú masu ložnej žily, ale v sutine sa vyskytujú aj normálne jemnozrnné aplity bez úlomkov (VG-42).

Tab. 1
Modálne zloženie mikroaplitov (obj. %)
Modal composition of microaplites (vol. %)

Sample	Fragments					Matrix	Total
	Qtz	Plg	Bio	K-fs	Total		
VG-90	1,11	1,79	0,04	1,08	4,02	95,99	100,01
	27,61	44,53	0,99	26,87	-	-	100,00
VG-55	6,99	2,01	1,03	7,18	17,21	82,78	99,99
	40,61	11,68	5,98	41,72	-	-	99,99
VG-55A	10,29	8,16	0,75	7,29	26,49	73,51	100,00
	38,84	30,80	2,83	27,52	-	-	99,99

Tab. 2
Hlavné a stopové prvky v mikroaplitoch a granitoch GTH
Major and trace elements in microaplites and Hrončok type granites

Sample	VG-42	VG-55	VG-90	VG-91	ZK-27	ZK-69	ZK-122
Type	jG	mA	mA	jG	jG	jG	jG
SiO_2	74,59	76,09	77,49	76,10	74,56	76,17	74,31
TiO_2	0,07	0,06	0,05	0,06	0,17	0,12	0,09
Al_2O_3	13,92	12,51	11,94	12,41	13,93	12,50	13,66
Fe_2O_3	1,20[1]	1,85	0,73[1]	1,12[1]	0,10	0,61	0,62
FeO	-	-	-	-	1,35	0,21	0,26
MnO	0,03	0,02	0,01	0,03	0,04	0,03	0,02
MgO	0,30	0,32	0,05	0,03	0,37	0,50	0,23
CaO	0,49	0,10	0,16	0,31	0,93	0,09	0,51
Na_2O	4,79	2,31	3,67	4,46	3,40	4,46	4,23
K_2O	3,16	5,10	4,41	4,22	4,72	4,62	5,38
H_2O^-	0,13	0,25	0,19	0,15	0,02	0,14	0,22
H_2O^+	0,82	0,86	0,79	0,57	0,71	0,58	0,46
P_2O_5	-	-	-	-	0,12	0,00	0,04
Total	99,50	99,47	99,49	99,46	100,42	100,03	100,06
Rb	-	316	203	247	94	226	280
Ba	76	150	290	71	316	65	239
Be	2,8	6,3	4,9	5,1	19,1	5,4	6,9
B	3	8,9	5,3	8,3	29,5	5,0	7,2
Pb	17	40	9,1	24,5	-	10,7	10,4
Ga	20	36	26	22,4	-	16,5	-
Sn	21	5,8	<3	<3	23,9	1,2	4,7
V	<3	<3	<3	<3	3,5	1,8	1,9
Ni	<3	13,2	3,4	5,5	-	2,3	3,5
Zr	17	100	58	87	60	117	138
Co	11,7	<3	<3	3,8	3	1	1,2
Y	16	35,5	31	60	17,8	27,2	37
Sc	<3	5,2	<3	6,8	3	4,9	7,8
Cr	<3	<3	11,2	5,4	-	1,4	2,5
Sr	50	44	30	5	68	12,3	17
Br	-	-	-	-	-	1,25	-
Cs	-	-	-	-	-	2,05	-
Hf	-	-	-	-	-	7,4	-
Rb	-	-	-	-	-	244	-
Ta	-	-	-	-	-	2,85	-
Th	-	-	-	-	-	23,1	-
U	-	-	-	-	-	4,6	-
La	-	-	-	-	-	4,5	-
Ce	-	-	-	-	-	28,1	-
Nd	-	-	-	-	-	8,3	-
Sm	-	-	-	-	-	3,4	-
Eu	-	-	-	-	-	0,02	-
Pr	-	-	-	-	-	129	-
Tb	-	-	-	-	-	0,91	-
Yb	-	-	-	-	-	4,8	-
Lu	-	-	-	-	-	1,0	-

jG - jemnozrnný granit, mA - mikroaplit .[1]Celkové železo ako Fe_2O_3. Chýbajúce hodnoty neanalyzované.
Note: jG - fine-grained granite, mA - microaplite. [1]Total Fe as Fe_2O_3, Missing values - not analyzed.

Tab. 3
Priemerné analýzy horninotvorných minerálov mikroaplitov VG-90, VG-55 a aplitu VG-42
Mean analyses of rock-forming microaplite (VG-90, 55) and aplite (VG-42) minerals

Mineral	Biotite		Phengite		Musc.	K-feld.	Albite
Sample	VG-90	VG-55	VG-90	VG-42		VG-90	
n	5	2	2	2	2	3	2
SiO_2	38,80	37,42	51,93	50,29	47,23	65,48	68,89
TiO_2	1,12	1,32	0,06	0,01	0,32	-	-
Al_2O_3	18,02	17,58	29,72	27,80	33,20	18,18	19,51
Fe_2O_3	1,31[1]	1,44[1]	3,30[2]	2,79[2]	1,64[2]	-	-
FeO	22,47	24,67	1,98	1,67	0,99	-	-
MnO	0,23	0,26	0,05	0,01	0,03	-	-
MgO	4,74	4,08	1,72	2,03	0,77	-	-
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-
Na_2O	0,03	0,03	0,08	0,17	0,48	0,46	11,78
K_2O	9,29	9,02	8,56	11,16	10,81	15,80	0,10
Total	96,01	95,82	97,39	95,93	95,47	99,92	100,28
O=	22	22	22	22	22	8	8
Si	5,902	5,787	6,720	6,722	6,304	3,017	2,999
Al	2,098	2,213	1,280	1,278	1,696	0,987	1,001
X	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	-	-
Al	1,133	0,992	3,253	3,101	3,526	-	-
Ti	0,128	0,154	0,005	0,001	0,032	-	-
Fe^{3+}	0,150	0,168	0,322	0,280	0,165	-	-
Fe^{2+}	2,859	3,191	0,215	0,187	0,110	-	-
Mn	0,029	0,034	0,005	0,001	0,004	-	-
Mg	1,076	0,941	0,331	0,404	0,153	-	-
Y	5,374	5,479	4,131	3,974	3,990	-	-
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-
Na	0,007	0,009	0,002	0,044	0,123	0,041	0,995
K	1,803	1,780	1,413	1,903	1,840	0,929	0,005
Z	1,810	1,789	1,433	1,947	1,963	-	-
Total	15,185	15,267	13,564	13,921	13,952	4,974	5,000

[1]Celkové Fe rozdelené na 95 % FeO a 5 % Fe_2O_3. [2]Celkové Fe rozdelené na 40 % FeO a 60 % Fe_2O_3 (porov. napr. Radvanec et al., 1994).
[1]Total Fe divided to 95 % FeO and 5 % Fe_2O_3. [2]Total Fe divided to 40 % FeO and 60 % Fe_2O_3 (cf. Radvanec et al.,1994).

Tab. 4
Konverzia fugacity vody a O na hmot. % vody. X_{Fe} - molárny zlomok annitu v biotite mikroaplitu VG-90 (Petrík a Broska, 1994)
Conversion of oxygen and water fugacity data to water contents (wt. %). X_{Fe} - annite mole fraction of VG-90 biotite (Petrík and Broska, 1994)

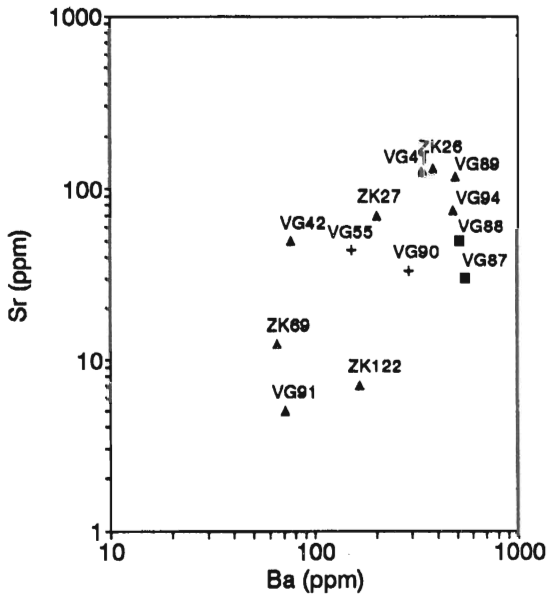
T [°C]	P_{total} [MPa]	log fO_2 [bar]	X_{Fe}	f_{H2O} [bar]	a_{H_2O}	X_{H_2O}	H_2O [wt. %]
			buffer FMQ				
700	100	-16,93	0,476	275	0,382	0,266	2,42
750	100	-15,66	0,476	502	0,660	0,343	3,46
794	100	-14,62	0,476	835	1,000	0,422	4,78
700	50	-16,98	0,476	258	0,614	0,269	2,46
746	50	-15,84	0,476	435	1,000	0,333	3,31
			buffer NN				
700	100	-16,26	0,476	591	0,821	0,389	4,19
722	100	-15,69	0,476	771	1,000	0,425	4,84

Maximálnu teplotu výpočtu ohraničilo dosiahnutie $a_{H2O} = 1$ (podmienky nasýtenia vodou).
Maximum temperatures of calculation were limited by $a_{H2O} = 1$ (water saturation conditions).

Horninové úlomky

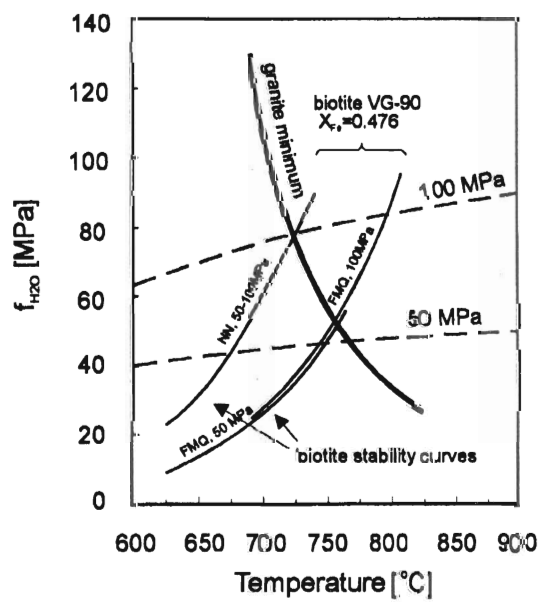
Druhou podstatnou črtou mikroaplitov je prítomnosť horninových úlomkov (obr. 1C). Predstavu o ich zložení a množstve dáva tab. 1. Množstvo úlomkov v meraných výbrusoch kolíše medzi 4 až 26 obj. % a ich zloženie je približne granitické. Pri Čiernom potoku tvoria podľa odhadu až 1/3 objemu horniny. Veľkosť zrna je od 0,15 ± 0,1 mm (VG-55) po 0,5 ± 0,3 mm (VG-90). Idiomorfné výrastlice plagioklasu a K živca dosahujú 0,5 - 2 mm. Granitové úlomky sú teda jemnozrnité až drobnozrnité, leukokratné. Okrem polymineránych úlomkov sa vyskytujú monominerálne úlomky hlavne kremeňa a idiomorfného K živca. Celkove

majú úlomky hypidiomorfne zrnitú štruktúru. Na rozdiel od Krista (1977) z hľadiska pôvodu väčšinu z nich pokladáme za granitickú. Takéto zloženie má základná hmota aj horninové úlomky. Mikroaplity s podstatným podielom litických fragmentov sú na prechode ku kataklazitom či mikrobrekciám.



Obr. 3. Korelácia Ba a Sr v mikroaplitoch a granitoch typu Hrončok. Symboly ako v obr. 2.

Fig. 3. Correlation Ba vs. Sr in microaplites and Hrončok type granites.

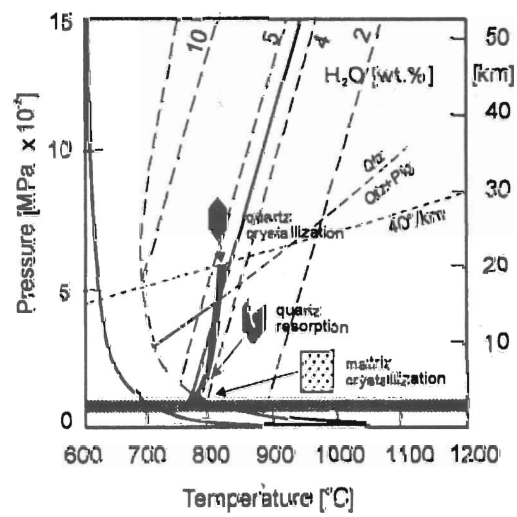


Obr. 4. Krivky stability biotitu (biotite stability curves) v diagrame závislosti f_{H2O} od T porovnané s granitovým minimom. Čiarkovane: priebeh fugacity vody pri 50 a 100 MPa.

Fig. 4. Biotite stability curves in f_{H2O} vs T plot compared with granite minimum. Dashed curves: fugacity of water at 50 and 100 MPa.

Výrastlice

Okrem úlomkov sa sporadicky vyskytujú lištovité plagioklasy (An_{10}) a ortoklasy väčších rozmerov (0,0X mm), ktoré možno považovať skôr za výrastlice ako za súčasť úlomkov. Na rozdiel od Krista (1977) sme prítomnosť sanidínu nespozorovali. Okrem nich je dôležitý amébovitý kremeň, ktorý dokumentoval aj Krist (l. c.). Je pomerne častý a od úlomkovitého kremeňa sa odlišuje väčšími rozmermi a neprítomnosťou subzŕn. Interpretovať ho ako doklad o magmatickej korózii je opodstatnené a o jeho petrologickom význame uvažujeme v petrologickej časti tejto štúdie (obr. 5).



Obr. 5. P-T fázový diagram muskovitického granitu s likvidovou teplotou pri 2, 4, 5 a 10 % vody (podľa Wyllieho, 1977) porovnaný s P-T cestou mikroaplitu VG-90. Cesta sa začína pri P = 600 MPa a 4,5 % vody kryštalizáciou výrastlíc kremeňa. Pri izotermickom výstupe taveniny nastáva rezorpcia kremeňa a napokon rýchla kryštalizácia vodou nasýtenej taveniny za vzniku mikroaplitu.

Fig. 5. P-T phase diagram of muscovite granite with liquid at 2, 4, 5 and 10 % of water (after Wyllie, 1977) compared with a possible P-T path of microaplite VG-90. The path starts at pressure 600 MPa and 4.5 wt.% water by quartz crystallization. Magmatic corrosion of the quartz occurring during isothermal ascent of melt is followed by rapid crystallization of water-saturated melt at 50 - 100 MPa to give microaplite matrix.

Deformácia

Väčšina vzoriek mikroaplitov a jemnozrnných aplitov je viac alebo menej postihnutá deformáciou (Krist, l. c., hovorí o „leptitových rulách"). Deformácia sa prejavuje usporiadaním zŕn a sprevádza ju nahrádzanie muskovitu a biotitu fengitom a klinozoisitom. Najsilnejšie postihnuté sú vzorky z oblasti Vydrova a Čierneho potoka, kde jemnozrnná masa z kremeňa a slídy (biotit, fengit) plasticky obteká rigidné horninové a minerálne úlomky. Mikroaplit z Podtajchovej (VG-90) je okrem nezreteľného usmernenia prakticky nepremenený. Deformáciu mikroaplitov chápeme ako dôsledok blastomylonitácie pozdĺž vydrovskej strižnej zóny (Hók a Hraško, 1990), pohorelskej línie (Putiš,

1991; Pitoňák a Spišiak, 1994; Petrík et al., 1995), ktorá je typická aj pre celé teleso GTH.

Geochémia

Hlavné a stopové prvky dvoch analyzovaných mikroaplitov (VG-55, VG-90) sú v tab. 2. Mikroaplit VG-55 je zreteľne odlišný od VG-90 najmä vyšším obsahom celkového Fe_2O_3, MgO (aj Ni) a K_2O (tiež Pb), čo je výsledok prítomnosti pomerne častého biotitu (≈ 3 obj. %). V časti vzorky biotit nahrádza veľmi hojná svetlá sľuda (fengit). Z obr. 2 je zrejmý aj vplyv mylonitizácie na GTH.

Obidva mikroaplity majú veľmi kyslé zloženie (SiO_2 > 76 hmot. %, tab. 2) a nízku koncentráciu kompatibilných prvkov (TiO_2, FeO, MgO, CaO, Sr, okrem VG-90 aj Ba), ale nadpriemerne vysoký obsah K_2O, Rb, Ga, Y. Na obr. 2 sa porovnávajú so súborom vzoriek GTH (Petrík et al., 1995). Mikroaplity (s výnimkou Ba vo VG-90) ležia na trende definovanom granitmi GTH. Zvýšená koncentrácia Y pravdepodobne indikuje aj vyššiu koncentráciu ťažkých TR. Všetky uvedené črty sú charakteristické pre granit s afinitou k A typu (porov. l. c.). Pozoruhodné je, že pokiaľ ide o stopové prvky, mikroaplity, nie sú tak extrémne diferencované ako napr. žilný granit VG-91 a ZK-69. Jasne to ilustruje korelácia Ba s Sr (obr. 3), kde sú mikroaplity v strede poľa. V petrologickej časti sa dokumentuje zloženie biotitu z mikroaplitov, ktoré je vysoko železité, ale zloženie siderofylitu nedosahuje (na rozdiel od ZK-69).

Petrologické aspekty

P-T-X podmienky

Petrologické vlastnosti sme študovali na vzorke VG-90, ktorá má na to vhodné haplogranitové zloženie (Qtz - Ab - Or - H_2O); je prakticky nedeformovaná, neobsahuje muskovit a len veľmi málo biotitu (< 3 hmot. %). Pretože minimové zloženie granitu závisí od celkového tlaku, dá sa použiť na jeho odhad. Mikroaplit VG-90 (CIPW: Qtz 39 %, Ab 31 %, Or 26,1 %) leží v haplogranitovom systéme medzi P_{H2O} = 50 - 100 MPa (Tuttle a Bowen, 1958, in Carmichael, 1974), a teda indikuje veľmi nízky tlak. Plytké (subvulkanické) umiestnenie je v súlade s veľmi jemnou zrnitosťou a inými petrografickými črtami. Minimová teplota pri takomto tlaku, hoci indikuje spodnú hranicu dosiahnutej teploty, je pomerne vysoká (725 - 770 °C).

V petrografickej časti sa konštatuje chýbanie plagioklasu v mikroaplite. Albit je prítomný len ako odmiešanina v pertitickom K živci (obr. 1D) a jeho modálny obsah (z chemického zloženia) je 32,3 hmot. %. Hypersolvný charakter mikroaplitu potvrdzuje jeho rýchlu kryštalizáciu pri vysokej teplote nad vrcholom solvusu. V subsolidovom štádiu prebehla exsolúcia albitickej zložky a obidve fázy sa úplne oddelili. Čistota K živca i albitu je veľmi vysoká (tab. 3) a zodpovedá teplote pod 300 °C (Brown a Parsons, 1981). Podobnú teplotu indikujú aj pertitické K živce z aplitov Považského Inovca (Dávidová, 1994). Možné vysvetlenie tohto paradoxného javu je vo veľmi malej zrnitosti aplitov (<< 1 mm). Pretože sa rýchlosť difúzie s poklesom teploty rapídne zmenšuje, sú s pokračujúcim chladnutím schopné reekvilibrácie stále menšie a menšie domény. Difúzny koeficient Na v obsidiáne pri 200 °C je log D = -10,02 cm^2s^{-1} (Watson, 1981), čo značí, že kým vzdialenosť 0,1 mm (maximálny rozmer K živca v mikroaplitoch) prekonajú katióny Na^+ za 12 dní, 1 cm až za 330 rokov. Tým možno vysvetiť, prečo iba jemnozrnné aplitické pertity, a nie hrubozrnné pegmatity zaznamenávajú takú nízku teplotu.

Prítomnosť biotitu - K živca (+ magnetitu) umožňuje využiť biotit ako oxybarometer. Reprezentatívne analýzy biotitu VG-90 sú v tab. 3. Ide o vysokoželezitý biotit, ale nie siderofylit, ktorý sa identifikoval v drobnozrnných žilných diferenciátoch (ZK-69, VG-91, Petrík et al., 1995). Biotit mikroaplitov má podobnú železitosť ako základný typ hrončockého granitu (l. c.) a podobne indikuje pomerne redukčné podmienky. V diagrame f_{H2O} vs. T na obr. 4 sa krivky

Tab. 5

Kinetika kryštalizácie živcov v mikroaplite, jemnozrnnom a strednozrnnom granite typu Hrončok
Kinetics of feldspar crystallization in microaplite, fine-grained granite and medium-grained granite of the Hrončok type

Sample	Min	N	Size [cm]	n^0 [cm^{-4}]	L_D [cm]	t [s]	t [year]	J [$cm^{-3}s^{-1}$]
VG-89	K-ž	124	<0,35	$2,42 \times 10^3$	$3,85 \times 10^{-2}$	$6,42 \times 10^8$	≈ 20,36	$1,45 \times 10^{-7}$
			>0,35	$1,18 \times 10^1$	$2,74 \times 10^{-1}$	$4,57 \times 10^9$	≈144,91	$7,08 \times 10^{-10}$
VG-91	K-ž	150	-	$9,98 \times 10^3$	$4,68 \times 10^{-2}$	$7,79 \times 10^8$	≈ 24,70	$5,98 \times 10^{-7}$
VG-42	Alb	129	>0,06	$9,93 \times 10^5$	$1,59 \times 10^{-2}$	$2,66 \times 10^8$	≈ 8,43	$5,96 \times 10^{-5}$
VG-90	K-ž	120	-	$1,50 \times 10^9$	$2,29 \times 10^{-3}$	$3,82 \times 10^7$	≈ 1,21	$9,00 \times 10^{-2}$

Základné vzťahy použité na výpočet: b (sklon) = $-1/Gt$, $L_D = Gt$, $J = n^0G$. N - počet meraných zŕn vo výbruse, L_D - dominantná veľkosť kryštálu, t - čas kryštalizácie, J - rýchlosť nukleácie (Marsh, 1988). V kolónke *Veľkosť* je uvedená veľkostná trieda použitá na výpočet regresie. Pri všetkých vzorkách sa použila modelová hodnota rýchlosti rastu kryštálu G (growth rate) = $6 \times 10^{-11} cm.s^{-1}$ (Cashman a Marsh, 1988).
Equations used in calculation: b (slope) = $-1/Gt$, $L_D = Gt$, $J = n^0G$. N - number of measured grains, L_D - dominant length of crystal, t - time of crystallization, J - nucleation rate (Marsh, 1988). Size refers to the size interval included in regression analysis. Model crystal growth rate $G = 6 \times 10^{-11} cm.s^{-1}$ (Cashman and Marsh, 1988) was used for all samples.

stability biotitu (Wones, 1972) porovnávajú s granitovým minimom a fugacitou vody pri celkovom tlaku P = 50 a 100 MPa. Číselné hodnoty a vstupné údaje do výpočtov sú v tab. 4. Za relatívne redukčných podmienok aproximovaných pufrom FMQ a NN sa biotitové krivky pretínajú s krivkami f_{H2O} pri T = 725 °C (NN, 100 MPa) a 750 °C (FMQ, 50 MPa). V prvom prípade sa zároveň pretínajú s granitovým minimom, v druhom v jeho tesnej blízkosti, čo znamená, že biotit indikuje nasýtenie magmy vodou medzi tlakom P_{H2O} cca 60 - 100 MPa: 3,3 - 4,8 hmot. % vody (pri a_{H2O} = 1, tab. 4).

Chemické a textúrne črty a minerálne zloženie teda svedčia o tom, že aplitická tavenina stuhla ako haplogranitové eutektikum blízko povrchu, a to pomerne rýchlo a v úzkom teplotnom intervale. Obr. 5 ilustruje možnú P-T cestu aplitickej taveniny z miesta tavenia po miesto stuhnutia. Počiatok šípky pri 600 MPa je na priesečníku geotermy 40°/km s granitovým likvidom (pri ca 4,5 % vody) v poli kryštalizácie kremeňa (fázové vzťahy muskovitického granitu sú podľa Wyllieho, 1977). Izotermický výstup taveniny z poľa kryštalizácie do nadlikvidovej oblasti spôsobil natavenie (koróziu) vyrastlíc kremeňa. Opätovná kryštalizácia sa začala až v hĺbke 200 MPa a skončila sa pri ca 100 MPa. Pokles tlaku umožnil vylúčiť voľnú plynnú fázu a solidifikáciu za podmienok nasýtenia vodou.

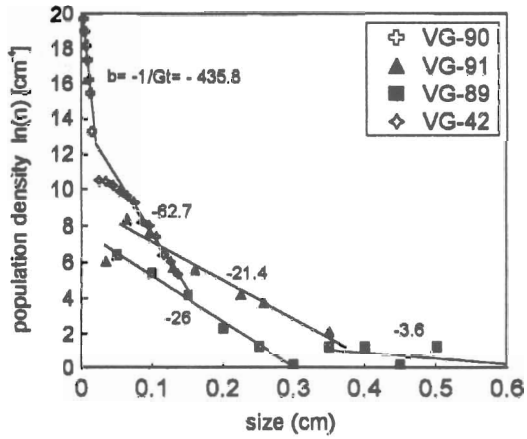
Kinetika kryštalizácie (CSD, crystal size distribution)

Veľmi jemná zrnitosť mikroaplitov je medzi západokarpatskými granitoidnými derivátmi unikátna. Pritom je tento štruktúrny parameter potenciálnym nositeľom informácií o kinetike kryštalizácie magmy (teória CSD, Marsh, 1988; Cashman a Marsh, 1988). Podstata teórie spočíva vo fakte, že veľkostná distribúcia kryštálov (početnosť N oproti veľkosti L) má v semilogaritmickom znázornení lineárny priebeh. Priamku CSD možno interpretovať pomocou rýchlosti rastu kryštálu G, nukleácie J a času t. Početnosť vyjadruje populačná hustota n(L), ktorá je deriváciou (sklonom) kumulatívnej distribučnej krivky. Tento sklon závisí od rýchlosti rastu G a času kryštalizácie t. Základná rovnica CSD distribúcie je (Marsh, l. c., rovnica 23)

$$\ln(n) = \ln(n^0) - L/Gt$$

kde n^0 je počiatočná nukleačná hustota (intercept) a -L/Gt sklon priamky b. Ak je známy čas kryštalizácie, dá sa vypočítať rýchlosť rastu kryštálu (Cashman a Marsh, l. c.), ak nie, možno použiť známu (modelovú) rýchlosť rastu kryštálu na výpočet času potrebného na vykryštalizovanie taveniny do pozorovanej distribúcie. Matematické odôvodnenie a detaily prepočtov sú v citovaných prácach.

Vo výpočtoch sa použila rýchlosť rastu G = 6 x 10^{-11} cms^{-1} (plagioklas v bazalte, l. c.) na distribúciu živcov v mikroaplite VG-90, drobnozrnnom granite VG-91, jemnozrnnom aplite VG-42 a na porovnanie aj v základnom strednozrnnom granite VG-89. Vstupné



Obr. 6. Distribúcia veľkosti kryštálov živcov v mikroaplitoch a granitoch GTH vyjadrená populačnou hustotou (population density, Marsh, 1988). Sklon priamok je nepriamo úmerný času kryštalizácie meranej populácie.

Fig. 6. Crystal size distribution of feldspars in microaplites and Hrončok type granites expressed as population density (Marsh, 1988). Slopes of lines are inversely proportional to crystal growth time of the measured population.

údaje aj výsledky výpočtov sú v tab. 5 a na obr. 6. Výsledky sú pre (1) malý počet meraných zŕn (120 - 150, dostatočný počet je 5 - 6000, Cashman a Marsh, l. c., ich dosiahli použitím analyzátora obrazu) a (2) aproximáciu bazalt - haplogranit zaťažené neistotou. Spoľahlivých údajov o rýchlosti rastu je málo, ale pri plagioklase v bazaltoch sú spravidla všetky rovnaké (ca 10^{-11} cms^{-1}, l. c.). Navyše reologická podobnosť vodou nasýteného haplogranitu a bazaltu umožňuje v prvom priblížení použiť túto hodnotu G aj pri mikroaplite.

Obr. 6 ukazuje zreteľný rozdiel v lineárnej závislosti medzi štyrmi porovnávanými horninovými typmi a to potvrdzuje, že CSD je pri kvantitatívnom hodnotení zrnitosti efektívny parameter. Porovnanie rýchlosti tuhnutia mikroaplitu (442 dní), aplitu (8,4 roka), drobnozrnného granitu (25 rokov) a strednozrnného granitu (20 - 145 rokov) ukazuje zásadné rozdiely medzi nimi a potvrdzuje petrologický predpoklad o rýchlosti tuhnutia mikroaplitu. Dva sklony CSD vo vzorke VG-89 možno interpretovať ako doklad o prítomnosti dvoch populácií K živca v porfyrickom granite typu Hrončok. Z teórie CSD jednoznačne vychodí, že hlavným faktorom zodpovedným za veľkosť zŕn je rozdiel v rýchlosti nukleácie J: ak v mikroaplite VG-90 nukleuje v objeme 1 cm^3 približne 1 zrno za 11 sekúnd, v strednozrnnom granite VG-89 je to za 45 rokov. Aj keď naše závery vychodia z pomerne malého počtu meraných zŕn, informačný potenciál štúdia CSD v plutonických horninách je zrejmý.

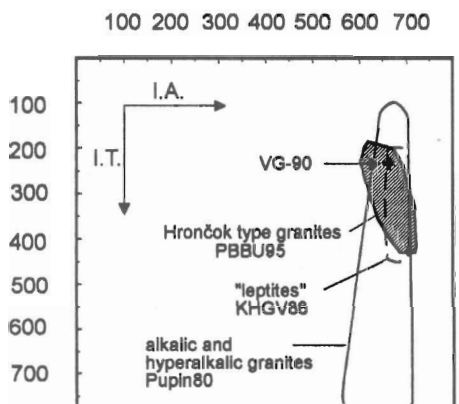
Diskusia

Termín *leptitová rula* do západokarpatskej literatúry pravdepodobne zaviedol L. Kamenický (1973) a zahrnul doň „proterozoické ortoruly" Nízkych Tatier, Mu-

ráňa, Sľubice, Čiernej hory a iných oblastí. Krist (1977) však tieto horniny označil za migmatity a za leptity pokladal len horniny „čiernobalockej skupiny" a neskôr medzi ne zaradil ešte výskyt z oblasti Kráľovej hole (Krist et al., 1986). Hoci v poslednej práci autori uvažovali o niekoľkých spôsoboch vzniku, vrátane „aplitických ortorúl" alebo „synmetamorfných aplitických intruzív", podľa prítomnosti horninových úlomkov všetky takéto možnosti vylúčili a priklonili sa k vulkano-detritickému pôvodu (ryolitové tufy staropaleozoického veku). Na základe zirkónov skonštatovali aj alkalický charakter horniny. Treba poznamenať, že sa „leptitová" interpretácia nestretla so všeobecným súhlasom, napr. J. Kamenický (1977) ju v tom istom roku odmietol a označil tieto horniny jednoznačne ako „dislokačne metamorfovaný aplit" (l. c., s. 19).

Mikroaplit - diferenciát GTH. Geochemické črty mikroaplitov (hlavne obsah K, Ga, Sn, Th a i.) naznačujú ich blízkosť až identickosť s GTH, ale genetická reinterpretácia (leptit vs. mikroaplit) si jednako vyžaduje aj mineralogické potvrdenie. Zloženie biotitu dokumentuje tab. 3, za rozhodujúce však pokladáme porovnanie s jestvujúcimi údajmi o zirkónovej typológii (obr. 7). Zirkóny z mikroaplitu VG-90 (Broska in Petrík et al., 1995) sa porovnávajú s „leptitmi" (Határ in Krist et al., 1986) a GTH (Broska, l. c., Hvožďara a Határ, 1978; Határ a Greguš, 1989), ako aj s poľom alkalických granitov (Pupin, 1980). Polia „leptitov" a GTH sa prekrývajú s poľom alkalických granitov. Vzorka VG-90 je od „leptitov", resp. GTH nerozlíšiteľná.

Porovnanie s pseudotachylitmi. Podľa tab. 1 obsahujú veľmi jemnozrnné mikroaplity až 26 obj. % granitových úlomkov, a preto je veľmi zaujímavé ich porovnanie s horninami známymi ako pseudotachylity. Pseudotachylity sú tmavé žilné horniny s extrémne malým zrnom a hojnými horninovými úlomkami. Podľa



Obr. 7. Typológia zirkónu mikroaplitu VG-90 porovnaná so zirkónmi GTH, alkalických granitov a „leptitov". PBBU95: Petrík et al., 1995; KHGV86: Krist et al., 1986.

Fig. 7 Typology of the VG-90 zircon population compared with zircons of Hrončok type granites, "leptites" and alkalic granites. PBBU95: Petrík et al., 1995, KHGV86: Krist et al., 1986.

najuznávanejšieho názoru vznikli šokovým trecím (frikčným) tavením zdrojových hornín ako výsledok paleoseizmicity (Sibson, 1975; Maddock, 1983). Vyskytujú sa na významných zlomových zónach v krehkom reologickom režime (napr. Macaudiére et al., 1985). Hoci sa pseudotachylity z viacerých hľadísk mikroaplitom veľmi podobajú, sú aj podstatné rozdiely, ktoré ich analogickú intrepretáciu znemožňujú. Pseudotachylity vypĺňajú dilatačné žilky mocné 0,1 - 20 mm, sú extrémne jemnozrnné (0,001 - 0,002 mm), ich zloženie je blízke okolitej hornine a sú tmavé (l. c.). Ale rovnako ako pseudotachylity (Maddock, 1983) možno aj mikroaplity pokladať za *rýchlo tuhnúci systém tavenina - klast.* Veľké rozmery nepravých žíl mikroaplitov, ich relatívne väčšia zrnitosť, ako aj rozdiel v zložení oproti okolitým svorom nás jednoznačne vedú k predstave o intrúzii diferencovanej taveniny do miest minimálneho stresu - plôch odlučnosti v tektonicky aktívnom prostredí. Z Českého masívu sú známe veľmi podobné felzitické žily vypĺňajúce pukliny v extenznom prostredí (Němec, 1994; Klečka et al., 1992). Všetky majú charakteristiku A-typu a sú pravdepodobne permského veku (l. c.).

Mechanizmus intrúzie bol kontrolovaný stavom stresu v krehkom reologickom režime (Brisbin, 1986): aplitické taveniny intrudovali do miest najnižšieho stresu, v tomto prípade v smere plôch bridličnatosti. Petrologické a petrografické pozorovania indikujú rast fluidného tlaku ako výsledok oddelenia sa plynnej fázy (presýtenie vodou), čo samo môže spôsobiť vznik intruzívnych brekcií v apofýzach odštiepených z granitového telesa (napr. Pitcher, 1993; s. 171 - 177).

Tlakový kontrast. Eutektoidné zloženie mikroaplitov indikuje nízky tlak počas tuhnutia (50 až 100 MPa), ale drobnozrnné granity ZK-69 a VG-91 majú zloženie zodpovedajúce tlaku 300 až 400 MPa (Petrík et al., 1995). Najmenej taký tlak predpokladáme aj pri strednozrnných granitoch hlavného telesa hrončockého telesa. To je rozdiel v litostatickom tlaku 200 až 350 MPa, čo zodpovedá hĺbkovému rozdielu od 7,1 po 12,5 km. Fakt, že sa mikroaplity a jemnozrnné granity sústreďujú na jednej tektonickej línii (vydrovskej) a základný typ GTH na druhej (pohorelskej), možno vysvetliť diferenciálnym výzdvihom. Lenže na lokalite Podtajchová je mikroaplit VG-90 priamo v styku s granitom. Časový hiát potrebný na exhumáciu granitu o 7 až 12 km pri vysokej rýchlosti výzdvihu 5 mm/rok je 1,4 až 2,5 milióna rokov. Mikroaplity teda naznačujú možnosť dlho žijúceho magmatického systému. Na potvrdenie rýchleho výzdvihu treba stanoviť metamorfné P-T podmienky okolitých diaftoritov.

Litické fragmenty dávajú mikroaplitom charakter magmatickej *mikrobrekcie* až *kataklazitu.* Stuhli teda v dynamickom prostredí a môžu, podobne ako pseudotachylity, indikovať frikčné (trecie) javy v prostredí strižnej zóny - paleoseizmicitu spätú s rýchlou exhumáciou. Dva charakteristické javy granitických derivátov Hrončoka - synintruzívna deformácia hlavného telesa a zbrekciovatenie mikroaplitov - môžu byť vý-

sledkom toho istého procesu v duktilných a krehkých podmienkach.

Čiernobalocká skupina. Pretože prítomnosť „leptitových rúl" je hlavným znakom čiernobalockej skupiny (Krist, 1977), ich diskreditácia spochybňuje aj vyčlenenie tejto skupiny.

Terminologické poznámky. Zavedenie leptitu ako nového horninového typu do karpatskej literatúry nebolo šťastné. Podľa definície Eskolu (1914, in Hejtman, 1962) je leptit afanitická až jemnozrnná (prekambrická) metamorfná hornina z kremeňa a živcov s malým množstvom sľúd. Stupeň metamorfózy je vo fácii granatických amfibolitov, zložením je plagioklas kyslý oligoklas až stredný andezín (l. c.). Do takej širokej definície sa zmestí veľa hornín a viaceré črty mikroaplitov (subvulkanický charakter, veľmi jemné zrno, konformné uloženie) pomohli oživiť pôvodnú interpretáciu. Zdá sa, že Krista (l. c.) silne ovplyvnilo Hejtmanovo zhrnutie (l. c.), od ktorého prevzal nielen celkovú interpretáciu, ale aj porovnávacie analýzy (l. c., tab. 57, s. 324).

V novšej práci Krist et al. (1986) bez vysvetlenia používajú namiesto termínu leptit termín *leptinit*. Leptinit (alebo leptynit) je francúzsky názov granulitu (Tomkeieff, 1986). Ide teda o horninu odlišujúcu sa od leptitu podstatne vyšším stupňom metamorfózy, a preto je tento termín vonkoncom nevhodný. V poslednej práci na túto tému (Krist a Vídenský, 1987) sa Krist opäť vrátil k termínu leptit.

Termín leptynit ako súčasť leptyno-amfibolitového komplexu neskôr použil Hovorka et al. (1993) na pomenovanie felzických častí vysoko metamorfovaných páskovaných amfibolitov.

Záver

Na základe podrobného petrografického, geochemického a petrologického štúdia sme dospeli k záveru, že veľmi jemnozrnné svetlé horniny vyskytujúce sa pozdĺž vydrovského zlomu nie sú metamorfované, synsedimentárne vulkano-detritické horniny pôvodne staropaleozoického veku („leptity" v zmysle Krista, 1977, „leptinity" Krista et al., 1986), ale magmatické, intruzívne apofýzy geneticky späté s permskou intrúziou granitu typu Hrončok. Petrograficky ide o mikroaplity až mikroaplitické brekcie, t. j. horniny indikujúce vznik v dynamicky namáhanom prostredí, v strižnej zóne. Okrem synplutonického zbrekciovatenia podľahli (pravdepodobne) alpínskej blastomylonitizácii vo fácii zelených bridlíc podobne ako GTH (porov. Petrík et al., 1995).

Vekové zaradenie sledovaných hornín sa najnovšie jednoznačne potvrdilo datovaním zirkónu z mikroaplitu z Čierneho potoka (Kotov et al., 1995). Ide o diskordantný vek s vrchným priesečníkom 278 ± 11 Ma (spodný priesečník 37 ± 20 Ma).

Poďakovanie. Ďakujem prof. D. Hovorkovi za kritické poznámky, ktoré pomohli skvalitniť text štúdie a zvýšiť jej prehľadnosť. Za analýzu mikroaplitov ďakujem Ľ. Puškelovej a M. Letkovej (GÚ SAV Bratislava) a za analýzu minerálov mikroaplitov P. Simanovi (GÚDŠ Bratislava). Práca vznikla v rámci grantu GA 1082/95.

Lokalizácia vzoriek

VG-42. Muskovitický leukogranit (GTH). 15 m mocná nepravá žilná poloha v rule. Sklon na JV (135 - 171°/50 - 72°). Veľký lom v Kamenistej doline naproti horárni Čierny potok. Vzorka zo sutiny.

VG-55. Usmernený leukokratný mikroaplit. Nepravá žila s mocnosťou ca 50 cm. Sklon na JV (150°/36°). Z vrchnej strany intenzívne kaolinizovaná (?). Vzorka zo spodnej, najzachovalejšej časti žily.

VG-90. Slabo usmernený mikroaplit. Nepravá žila mocná ca 45 cm v deformovanom GTH v najvrchnejšej časti malého lomu na rozchode Podtajchovej a Prostrednej doliny. Sklon na SZ (306°/50°). Žila je zo spodnej strany silne kaolinizovaná(?). Vzorka z najzachovalejšej časti žily.

VG-91. Masívny jemnozrnný leukogranit GTH. Podtajchová, 1, 5 km na SV od kóty Prostredný grúň, sutina na ľavej strane doliny 300 m pod chatou.

ZK-27. Muskovitický leukogranit. Veľký lom v Kamenistej doline naproti horárni Čierny potok. Vzorka zo sutiny.

ZK-69. Biotitický leukogranit, odkryv v zárezе cesty 1 km od cesty Čierny Balog - Hriňová.

ZK-122. Muskovitický leukogranit, Čierny Balog - Vydrovo, prvá dolina vpravo za horárňou 500 m pred skončením asfaltovej cesty.

Literatúra

Brisbin, W. C. 1986: Mechanics of pegmatite intrusion. *Amer. Mineralogist, 71, 644 - 651.*

Brown, W. L. & Parsons, I. 1981: Towards a more practical two-feldspar geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrology, 76, 369 - 377.*

Cashman, K. V. & Marsh, B. D. 1988: Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. II. Makaopuhi lava lake. *Contrib. Mineral. Petrology, 99, 292 - 305.*

Carmichael, I. S. E., Turner, F. J. & Verhoogen, J. 1974: Igneous petrology. *McGraw-Hill, New York, 1974, 739.*

Dávidová, Š. 1994: The genesis of feldspars from pegmatites of the Považský Inovec Mts. *Geol. carpath., 45, 4, 225 - 238.*

Dudek, A., Fediuk, F. & Palivcová, M. 1962: Petrografické tabuľky. *Nakl. ČSAV, Praha, 303.*

Határ, J. & Greguš, J. 1989: Typológia zirkónu granitoidných hornín veporského plutónu. *Geol. Práce, Spr., 89, 159 - 173.*

Hejtman, B. 1962: Petrografie metamorfovaných hornin. *Nakl. ČSAV Praha, 539.*

Hók, J. & Hraško, L. 1990: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. *Mineralia slov., 22, 69 - 80.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P. 1993: Pre-Alpine Western Carpathian basement complexes: Lithology and geodynamic setting. *Mitt. Österr. geol. Ges., 86, 33 - 44.*

Hvožďara, P. & Határ, J. 1978: Akcesorické minerály niektorých magmatických a metamorfovaných hornín veporíd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, 113 - 128.*

Kamenický, J. 1977: Der geologische Bau des nordwestlichen Teiles des Vepor Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 32, 5 - 40.*

Kamenický, L. 1973: Litologische Studien und strukturelle Rekonstruktion des Kristallinikums der zentralen Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 281 - 302.*

Kotov, A. V., Miko, O., Putiš, M., Korikovski, D. P., Salnikova, E. V., Kovach, V. P., Yakovleva, C. Z., Bereznaya, N. G., Kráľ, J. & Krist, E. 1996: U-Pb dating of the poostorogenic acid metavolcanics: the early Alpine taphrogeny of the Western Carpathian basement. *Geol. carpath. (in press).*

Klečka, M., Breiter, K., Šrein, V., Lochman, V. & Pertold, Z. 1992: Topaz-bearing muscovite granite (Homolka type) as an example of extreme differentiation in the Central massif of the Moldanubian pluton, Czechoslovakia. *In: Lepidolite 200. Abstracts of papers, Nové Město na Moravě, 41 - 42.*

Krist, E. 1976: Occurrence of metamorphic tuffs and tuffites in the Veporide crystalline complex of the Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 27, 1, 141 - 147.*

Krist, E. 1977: Leptite rocks in the crystalline complex of the Central West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 32, 45 - 55.*

Krist, E., Határ, J., Greguš, J. & Vídenský, J. 1986: Petrogenesis and accessory leptinite minerals of the Čierny Balog group (Kráľova hoľa zone of the Veporide crystalline complex). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 41, 49 - 65.*

Krist, E. & Siegl, K. 1971: Geologicko-tektonické pomery JZ časti krakľovského a kráľovohoľského kryštalinika veporíd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 21, 45 - 46.*

Krist, E. & Vídenský, J. 1987: Leptites of the crystalline basement of the Kráľova Hoľa area (Veporicum, Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 43, 145 - 153.*

Macaudiére, J., Brown, W. L. & Ohnenstetter, D. 1985: Microcrystalline textures resulting from rapid crystallization in a pseudotachylite melt in a meta-anorthosite. *Contrib. Mineral. Petrology, 89, 39 - 51.*

Maddock, R. H. 1983: Melt origin of fault-generated pseudotachylytes demonstrated by textures. *Geology, 11, 105 - 108.*

Marsh, B. D. 1988: Crystal size distribution (CSD) in rock and the kinetics and dynamics of crystallization. I. Theory. *Contrib. Mineral. Petrology, 99, 277 - 291.*

Němec, D. 1994: Silica-rich felsitic dikes from southeastern part of the Bohemian Massif. *J. Czech Geol. Soc., 39, 213 - 219*

Petrík, I., Broska, I. 1994: Petrology of two granite types from the Tríbeč Mts., Western Carpathians: an example of allanite (+ magnetite) versus monazite dichotomy. *Geol. J., 29, 59 - 78.*

Petrík, I., Broska, I., Bezák, V. & Uher, P. 1995: Granit typu Hrončok: hercýnsky granit A-typu v strižnej zóne. *Mineralia slov., 27, 351 - 364.*

Pitcher, W. S. 1993: The nature and origin of granite. *Blackie Acad. & Prof., London, 321.*

Pitoňák, P. & Spišiak, J. 1994: Blastomylonity hrončockého granitu. *Mineralia slov., 26, 171 - 176.*

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

Putiš, M. 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Mineralia slov., 23, 459 - 473.*

Radvanec, M., Banno, S. & Okamoto, K. 1994: Multiple stages of phengite formation in Sanbagawa schists. *Mineral. Petrology, 51, 37 - 48.*

Sibson, R. H. 1975: Generation of pseudotachylyte by ancient seismic faulting. *Geophys. J. Roy. astron. Soc., 43, 775 - 794.*

Tomkeieff, S. I. 1986: Dictionary of petrology. John Wiley & Sons, Chichester. (Ruský preklad.) *Mir, Moskva, 1, 285.*

Watson, E. B. 1981: Diffusion in magmas at depth in the Earth: the effects of pressure and dissolved H_2O. *Earth Planet. Sci. Lett., 52, 291 - 301.*

Wones, D. R. 1972: Stability of biotite: a reply. *Amer. Mineralogist, 57, 316 - 317.*

Wyllie, P. J. 1977: Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics, 43, 41 - 71.*

Microaplite, not leptite: the genetical re-interpretation of a rock type from western part of the Veporic unit

Conformable veins and sheets of a white, very fine-grained granitoid rock (Figs. 1A, B) occur along the Vydrovo line, a tectonic line related to the significant intra-Veporic strike-slip Pohorelá zone. Studied by Krist (1977, 1978), Krist et al. (1986) the rock was interpreted as a syn-sedimentary volcanic/volcaniclastic member of the Lower Paleozoic metamorphic complex (Čierny Balog series, l. c. 1977) and termed leptite. During the study of Permian A-type Hrončok granite (GTH, Petrík et al., 1995) which intrudes the Pohorelá zone it became clear that leptite is geochemically and mineralogically identical with GTH. In this work leptite is discredited and re-interpreted as a leucocratic differentiate of GTH.

Two prominent features of "leptites", very fine-grained aplitic texture and a wealth of rock fragments (up to 1/3 of volume), Fig.1C, are the reason for a new name microaplite or microbreccia. Geochemically, microaplite shares its A-type features (increased K, Rb, Ga, Zn, Y, and decreased Ca, Sr, Ba) with GTH (Fig. 2). An independent confirmation is provided by zircon typology (Broska in Petrík et al., 1995, Fig. 7). Haplogranitic in composition, microaplite indicates low pressure near-eutectic crystallization at 50 - 100 MPa (Tuttle and Bowen 1958 in Carmichael et al., 1974). Iron-rich biotite of microaplite (Tab. 3), identical with that of GTH, is used to derive information on melt redox conditions (estimated at FMQ or NN buffers) and water content (3.3 - 4.8 wt. %, details see in Tab. 3). This amount was sufficient to saturate the melt at 50 - 100 MPa. Rapid crystallization is also confirmed by crystal size distribution analysis (CSD, Marsh, 1988; Cashman and Marsh, 1988) of microaplite K-feldspar: the use of crystal growth rate of 6×10^{-11} cm.s^{-1} (l. c.) gives 442 days (Tab. 5, Fig. 6). The occurrence of corroded quartz phenocrysts also points to sub-isothermal ascent of the microaplite melt to surface (Fig. 5). This may have occured along schistosity planes to form 0.4 to 3 - 6 m thick sheets.

The low pressure indicated by microaplite composition contrasts with higher pressures of GTH main body (probably >300 MPa, Petrík et al., 1995). The pressure difference 200 - 350 MPa would require either differential uplift and erosion or a rapid exhumation of GTH by 7 - 12 km. Granitic fragments abundant in microaplite may indicate paleoseismicity related to the exhumation. If so, syn-plutonic deformation of GTH and brecciation of microaplite may represent different responses of these rocks in ductile and brittle conditions to dynamics of the Pohorelá strik-slip zone.

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 56 - 62

Možnosť aplikácie drobnoštruktúrnej analýzy pri geotechnickom hodnotení horninového masívu a ložiska

TIBOR SASVÁRI

Technická univerzita BERG, katedra geológie a mineralógie, Letná 9, 042 00 Košice

(Doručené 11.12.1995)

The application possibility of small-scale structural analysis for geomechanical evaluation of rock mass and mineral deposit

The article shows the suitable methodological procedure for qualifying the geotechnical types of mineral deposits. The complication were exemplifie by the corellation between the frequency of the discontinuities and the rock hardness as well as magnesite likewise dolomite. Between the granulaity and the strenght of the investigated raw material were uncovered the mutual relations.

Key words: Mineral deposits, geomechanical and structural investigation, geotechnical description and evaluation

Úvod

Veľkoobjemová ťažba nerastných surovín, napr. magnezitu alebo sideritu, vyžaduje dobrú znalosť stavby horninového masívu a jej zodpovedajúcej stability banských diel a podrúbaných priestorov, aby exploatácia nespôsobovala ich náhlu, príp. až katastrofálnu deštrukciu. Ložiská nerastných surovín zvyčajne predstavujú mimoriadne zložité heterogénne geologické telesá s charakteristickými typickými tvarmi, úložnými pomermi, ako aj s ložiskovou výplňou pestrej látkovej a štruktúrnej inhomogenity.

Osobitosti ložísk nerastných surovín vyplývajú tak zo zložitého tvaru väčšiny ložiskových telies, zložitej vnútornej stavby, z nerovnomerného rozmiestnenia úžitkových a jalových zložiek, teda z látkovej heterogenity, ako aj zo špecifika úloh geomechaniky v baníctve (Rozložník a Sasvári, 1983, 1984, 1984a), a preto je pri geomechanickom výskume a geotechnickom opise nevyhnutný osobitný prístup ku každému ložisku. Ide najmä o charakteristiku kvality horninového masívu podľa dvoch hlavných metód - RMR a Q (Bienawski, 1989). Takýto základný geotechnický opis ložísk je vhodné rozšíriť aj o niektoré geologické charakteristiky, ako je genéza, tvar, rozmer a kontakt ložiska s okolím, ale aj úložné pomery, vnútorná stavba, výplň ložiska i opis okolitých hornín.

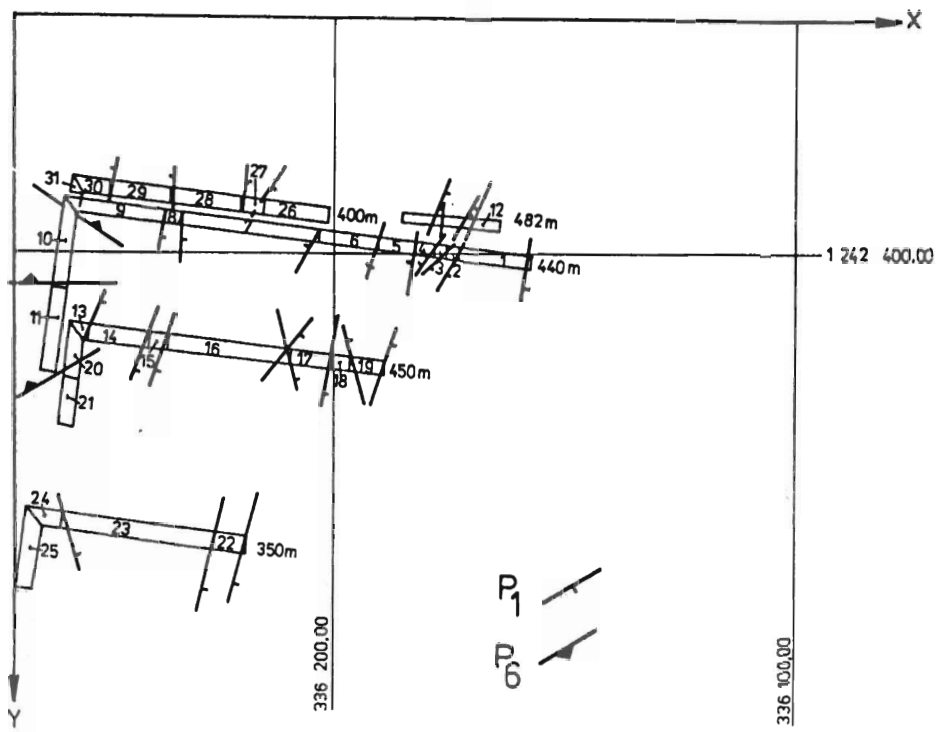
Pretože sa diskontinuity významne zúčastňujú na geomechanickej charakteristike ložísk a osobitne sa berú do úvahy pri výpočte stability banských diel a porubov, žiada sa doplniť ich charakteristiku údajmi o penetratívnosti diskontinuít (vyjadruje prestup a rozsah ich prenikania horninovým masívom), genite (určuje stupeň rozmiestnenia štruktúrnych prvkov v horninovom masíve), tropii (vyjadruje stupeň smerovej stálosti stavby horninového masívu), drsnosti plôch diskontinuít (ovplyvňuje hodnoty pevnosti v šmyku), výplni diskontinuity, vodonosnosti, blokovitosti (vzniká ako výsledok súboru vzájomne sa presekávajúcich diskontinuít) a o pevnosti hornín na plochách diskontinuít (získané skúškami in situ, napr. pomocou Schmidtovho kladivka).

Pri klasifikácii uvedených vlastností odporúčame opierať sa o postupy testovacej komisie (Commission on Testing Methods), ISRM (International Society for Rock Mechanics), ktorá vydáva navrhované testovacie metódy (Suggested Test Methods) na komplexné hodnotenie horniny a horninového masívu. Pri opise zlomových štruktúr a celkovej porušenosti mimoložiskových hornín možno výhodne využiť aj inžinierskogeologické hodnotenie horninového masívu, ktoré navrhol Matula a Liščák (1990).

Spomenuté geomechanické vlastnosti ovplyvňujú prejav horninového masívu spravidla vo vzájomnej súčinnosti, pričom sa niektoré parametre môžu na celkových vlastnostiach prejaviť výraznejšie. Aj pri geomechanickom výskume platí, že sa musí vykonať detailne a v celom masíve, aby sa zaregistrovala každá potenciálna relevantná zmena. Pri geomechanickom hodnotení masívu je nevyhnutné mať reprezentatívny súbor hodnôt, ktoré primerane stupňu anizotropie a inhomogenity vyjadrujú dostatočne presne vlastnosti horninového masívu ako celku.

Metodika hodnotenia geologických údajov na geotechnické účely

V bloku č. 30 magnezitového ložiska Miková v Jelšave (obr. 1) sme vytvorili a odskúšali metodický prístup pri zbere, registrácii a hodnotení geologických vlastností masívu vhodný na geomechaniku a komplexnú analýzu v baníctve. Využili sme výsledky drobnoštruktúrnej analýzy, klasifikácie ISRM a kvalitatívne a kvantitatívne vlastnosti sme posudzovali podľa manuálnych testov a Schmidtovho kladivka.



Obr. 1. Blok č. 30 s hlavnými poruchovými štruktúrami P_1 a P_6 a s vyznačením čiastkových blokov 1 - 25 na obzore 482, 450, 440, 400 a 350 m.
Fig. 1. Block No. 30 with main fractures P_1 and P_6 and designation of partial blocks 1 - 25 on mining levels 482, 450, 440, 400 and 350 m.

Látkové diskontinuity

V sledovanom bloku sa zistila relatívna látková homogenita, daná najmä hrubokryštalickým magnezitom a malým zastúpením jemnokryštalického dolomitu. Prejavuje sa hlavne v podobe tektonického kontaktu. Ide tu o dve látkovo, ale aj fyzikálne mechanicky odlišné prostredia, na ktorých styku sa vyrovnávajú rozličné tektonické režimy napätia.

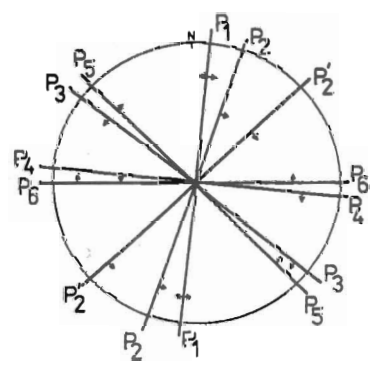
Otázka látkovej homogenity ložiska Dúbravský masív je komplikovaná. Spôsobuje to rôznorodá ložisková substancia, pretože magnezit s dolomitom vytvárajú kombinácie podľa zrnitosti a pomerného zastúpenia. Vyčleniť ich typy je dôležité nielen z chemickotechnologického, ale aj geomechanického hľadiska. Bodové skúšky pevnosti ukázali, že substancia má veľmi premenlivé vlastnosti.

Geotechnická pasportizácia úsekov sa musí opierať o definované látkovo a geomechanicky odlišné typy a musí brať do úvahy aj požiadavku chemickotechnologického členenia substancie. Dôležité je, aby etalónové typy boli vizuálne dobre rozlíšiteľné. Okrem vlastnej magnezitovej a dolomitovej substancie sa rozlišuje aj vápenec, vložky bridlíc a ďalšie petrografické typy.

Mechanické diskontinuity

V oblasti bloku č. 30 sa vymedzilo šesť systémov mechanických diskontinuít (obr. 2) odlišujúcich sa orientáciou, postavením v sukcesii, veľkosťou dosahu, výplňou, otvorenosťou a hustotou zastúpenia. Systémy mechanickej diskontinuity P_1, P_2, P_3, P_4, P_5 a P_6 neporušujú ložisko rovnakou mierou.

Systém P_1 predstavuje zlomy - poruchové pásmo najvyššieho stupňa tejto oblasti. Priemerný azimut má okolo 10° a sklon 80 - 90°, viac na V a menej na Z. Zlomy tohto systému vytvárajú široký azimutálny rozptyl a často majú kulisovitý vývoj. Ich mocnosť je rôzna, od 10 - 25 cm až po 2 - 3 m. Zlomy sa svojou mladou, remobilizovanou dolomitovou výplňou prejavujú ako mladé, navyše aktivizované aj po vzniku výplne. Bielym dolomitom mineralizované časti zlomov sú tektonicky po-



Obr. 2. Priemerné smery mechanických diskontinuít P_{1-6}.
Fig. 2. Average courses of mechanical discontinuities P_{1-6}.

Obr. 3. Porucha systému P_1 (obzor 400, chodba smeru V - Z 52 m) spôsobuje vlečenie, drvenie a šošovkovité rozkĺzavanie magnezitu, žilného dolomitu a okru.

Fig. 3. Fracture of P_1 system (mining level 400, 52 m on mining drift of direction E - W) causes dragging, crushing and lens-shaped slip of magnesite, vein dolomite and ochre.

rušené. S tým súvisí aj vysoký stupeň ich skrasovatenia, okrová výplň a vysoká vodonosnosť (obr. 3). Svedčí to aj o veľkom dosahu týchto zlomov. Smerné a sklonné vikarácie systému síce zvyšujú index ich drsnosti, ale na druhej strane častá navlhnutá okrová výplň, presakujúca krasová voda, otvorené kaverny, silné narušenie stien prizlomovou klivážou a hypergénnym navetraním znižujú uhol trenia na minimálnu hodnotu.

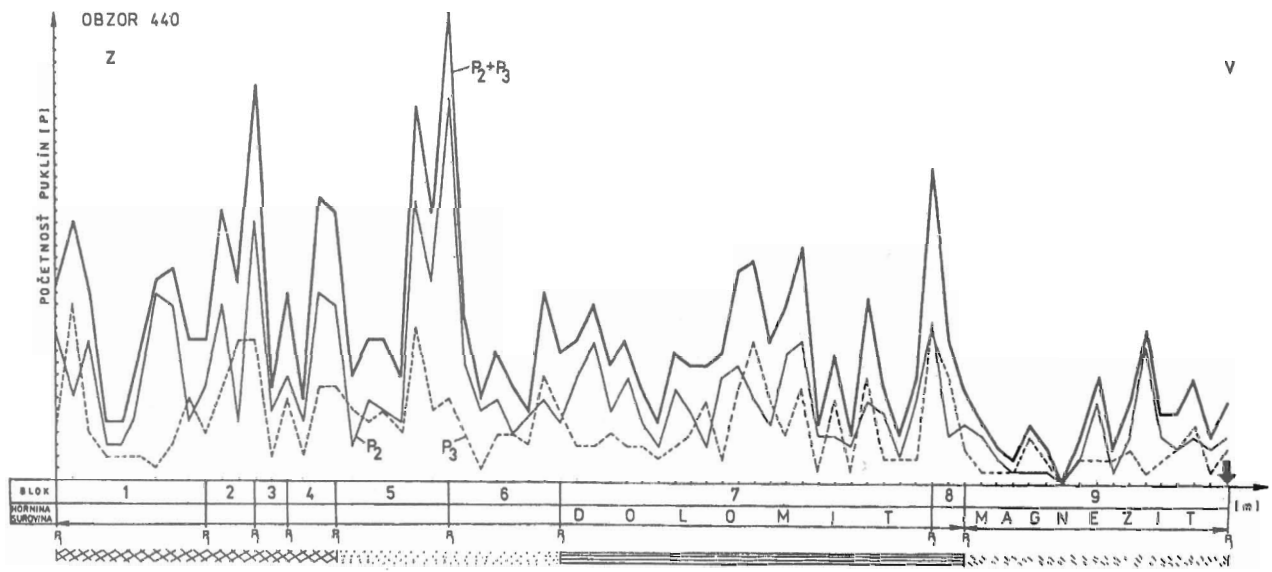
Pre veľký dosah systém P_1 vytvára bloky najvyššieho stupňa. Je systémom najmenšej súdržnosti, pevnosti a s najmenším uhlom trenia v masíve. Negatívny geotechnický význam umocňuje to, že sa maximá hustoty puklinovatosti prekrývajú so systémom P_1. Nejde teda iba o zlomy, ale o zóny zníženej súdržnosti, ktorých mocnosť je spravidla niekoľko metrov až desiatok metrov.

Systém P_2 je zastúpený puklinovým systémom s azimutom 20° a sklonom 70° na V. Vývojom zrejme patrí medzi druhotné štruktúry systému P_1. Dosah štruktúr systému P_2 je do 3 m a ich otvorenosť 1 - 2, miestami až 5 mm. Mineralizácia v podobe bieleho dolomitu je vzácna, často zmenená na tektonickú brekciu a tektonický íl.

Systém P_3 je druhým najhustejším puklinovým systémom. Azimut má 310° a sklon 65° na JV, so značným rozptylom 290 - 30°. Štruktúry vyhojuje biely dolomit s dosahom 1 - 2 m.

Systém P_4 je systémom smerných puklín prebiehajúcich prevažne rovnobežne s hlavným štruktúrnym smerom a lubenickou líniou. Azimut systému je 110° a sklon 50° na J. Maximá vytvárajú izometrické zoskupenie. Ich výskyt je perzistentný a systém nie je mineralizovaný žilným dolomitom. Pukliny sú kompresného typu a majú iba niekoľkometrový dosah.

Systém P_5 má ľavicovitú odlučnosť v dolomite aj v magnezite. Dve maximá majú rovnaký azimut 320° so sklonom 70 a 45° na SV. Zoskupenie pólov plôch je izo-



Obr. 4. Polygón početnosti puklín P_2 a P_3.

Fig. 4. Frequency polygon of joints P_2 and P_3.

metrické, s prestupnosťou viac ako 20 m. Pukliny ťahového typu sú vhodne otvorené do mocnosti medzivrstvovej špáry 1 - 5 mm. Systém neobsahuje mineralizáciu bieleho dolomitu.

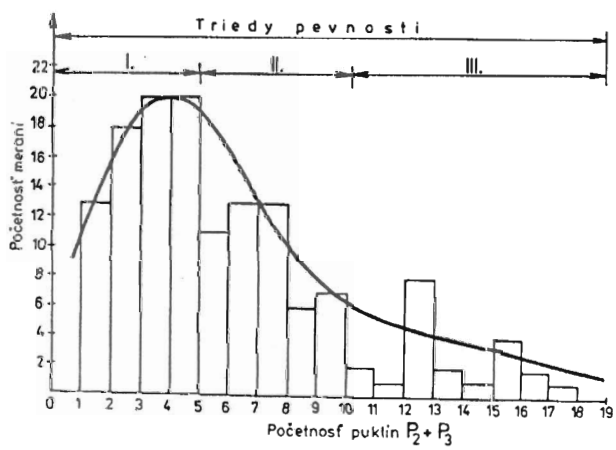
Systém P_6 tvoria poruchy s azimutom 80 - 100° a so sklonom 45 - 60° na S. Sprevádza ho prizlomová puklinová zóna. Poruchy P_6 prestupujú cez viaceré obzory a majú podobný štruktúrno-geomechanický význam ako systém P_1. Dolomitová a okrová výplň v mocnosti 5 - 10 cm je rozložená rovnomerne. Žilný dolomit je na mnohých miestach drvený, výplň skrasovatená a často ju nahrádza oker. Krasové dutiny sú miestami pokryté sekundárnymi drúzami karbonátov.

Systémy P_2, P_3, P_4 a P_5 mechanickej diskontinuity sú puklinovými štruktúrami. Vyskytujú sa husto, ale majú malú prestupovosť a otvorenosť. Znižujú pevnosť v šmyku a zúčastňujú sa na stupni porušenosti väčších blokov.

Polygóny vyjadrujúce frekvenciu výskytu najhojnejšie zastúpených puklín (P_2 a P_3) a ich súčet ukazujú skokovitú, veľmi nepravidelnú distribúciu (obr. 4). Hladina ich početnosti je podstatne vyššia v dolomite ako v magnezite. Ich frekvencia výrazne rastie okolo výskytu porúch P_1.

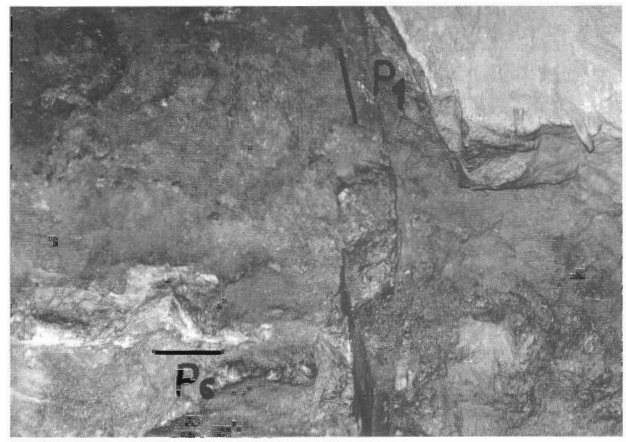
Vyššia variabilita hustoty puklinatosti sa dobre odráža na histograme početnosti (obr. 5), ktorý vykazuje ľavoasymetrickú distribúciu lognormálneho charakteru. Modus je v porovnaní s aritmetickým priemerom výrazne posunutý doľava. Histogram vykazuje modus najčastejšie 4 pukliny/1 bm a s koeficientom variácie 40 - 60 %.

Hodnotením mechanických diskontinuít sa zistilo, že systémy P_1 a P_6 majú celoložiskovú prestupovosť. Sprevádza ich široká zóna prizlomovej kliváže. Tvoria otvorené, miestami kavernózne štruktúry s dolomitovou a okrovou výplňou. Vyznačujú sa nízkou pevnosťou výplne, nízkym uhlom trenia a vysokou vodonosnosťou. Diskontinuity P_1 a P_6 pokladáme za pásma oslabenej súdržnosti, miestami so zníženou pevnosťou v tlaku. V masíve vymedzujú bloky prizmatického tvaru podmienené širokou azimutálnou orientáciou porúch systémov P_1 a P_6. Ich okraje sú oslabené, výrazne diskontinuitné (obr. 6).



Obr. 5. Histogram, resp. frekvenčná krivka vyššej variability hustoty puklinatosti $P_2 + P_3$.

Fig. 5. Histogram, resp. frequency curve of higher density variability of joints $P_2 + P_3$.



Obr. 6. Križovanie porúch systémov P_1 a P_6. Poruchu P_6, vyplnenú bielym žilným dolomitom, presekáva porucha P_1.

Fig. 6. Intersection of fracture systems P_1 and P_6. Fracture P_6, infilled with white vein dolomite, is intersected with the fracture P_1.

Z geomechanického pohľadu sú objekty prizmatických blokov najdôležitejšie. V horninovom masíve a ložisku tvoria systémy najmenšej súdržnosti, pevnosti a s najmenším uhlom trenia. Mali by sa brať do úvahy pri navrhovaní technológie dobývania.

Zisťovanie pevnosti ložiska v jednoosovom tlaku

Na overenie pevnosti magnezitu a dolomitu sa použila metóda Schmidtovho kladivka, ktorá využíva vzťah medzi súčiniteľom vzpruživosti a pevnosti hornín. Stanovovanie bodovej pevnosti v tlaku vychádza z korelačnej závislosti medzi hodnotou odrazovej výšky R (%) a pevnosti horniny v tlaku σ_{tl} (MPa).

Korelácia medzi odrazivosťou a puklinatosťou ložiska

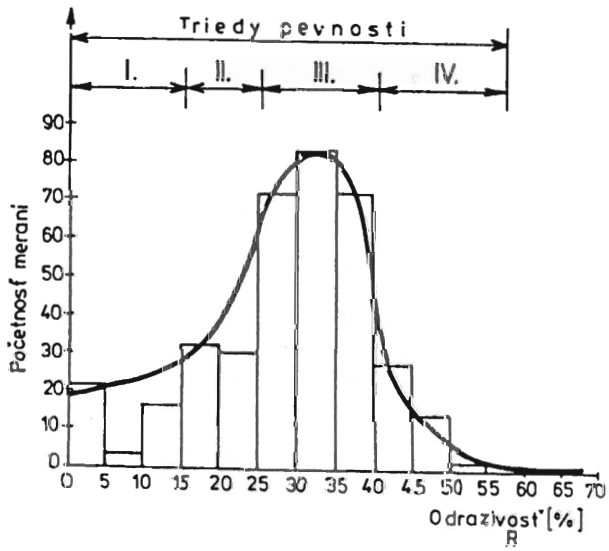
Analýza distribúcie hodnôt odrazivosti R a puklinatosti P ukázala mnohé skryté vlastnosti ložiskového telesa. Zistila sa relatívne nízka variabilita odrazivosti v smere S - J (R = 28,42 %) a vyššia v smere V - Z (32,77 %), čo je v kontraste s opačnou distribúciou hodnôt puklinatosti. Relatívne vyššia je variabilita puklinatosti v smere S - J a nižšia v smere V - Z.

Merania potvrdili kvalitatívne odlišnú mierne pravoasymetrickú distribúciu hodnôt odrazivosti (obr. 7), blížiacu sa ku Gaussovmu rozdeleniu. Distribúcia hodnôt puklinatosti je výrazne ľavoasymetrická, lognormálna (obr. 5).

Dolomit v porovnaní s magnezitom vykazuje odlišné vlastnosti a vyššie hodnoty tak odrazivosti, ako aj puklinatosti.

Výsledky korelačnej analýzy medzi hodnotou odrazivosti R a puklinatosti P možno zhrnúť takto:

- Je súlad miest s najnižšími hodnotami odrazivosti R a miest vystupovania zlomov, najmä systému P_1 a P_6, príp. tektonického rozhrania medzi dolomitom a magnezitom (obr. 8).
- Poruchové pásma treba považovať za pásma extrémne nízkych hodnôt pevnosti.



Obr. 7. Frekvenčná krivka odrazivosti na obzore 400 m v smere V - Z, početnosť meraní 349, s vyznačenými kategóriami porušenosti horninového masívu I - IV.

Fig. 7. Frequency curve of reflectance on the level 400 m in the direction E - W, measurement frequency 349, with designated categories of rock massif failure I - IV.

- Okrem ojedinelých prípadov nie je korelácia medzi hodnotami odrazivosti R a hustotou puklinatosti P_2, P_3, P_4 a P_5 (obr. 9). Regresné priamky (440, 350) namiesto negatívnej korelácie vykazujú absurdnú pozitívnu koreláciu. Napriek tomu treba hustotu puklinatosti brať do úvahy ako ukazovateľa kvality mechanických vlastností ložiska.

- Mnohé anomálie hladiny hodnôt odrazivosti R sú dané látkovými diskontinuitami a vyplývajú z vlastností vnútornej stavby magnezitu a dolomitu (obr. 10).

Z korelácie medzi vnútornou stavbou a hodnotami odrazivosti R možno vyvodiť nasledujúce závery:

- Medzi vnútornou stavbou, t. j. kvalitou zrnitosti a pevnostnými vlastnosťami je výrazný negatívny korelačný vzťah (obr. 10).

- Jemnozrnnejšie variety majú vyššiu pevnosť ako hrubozrnnejšie.

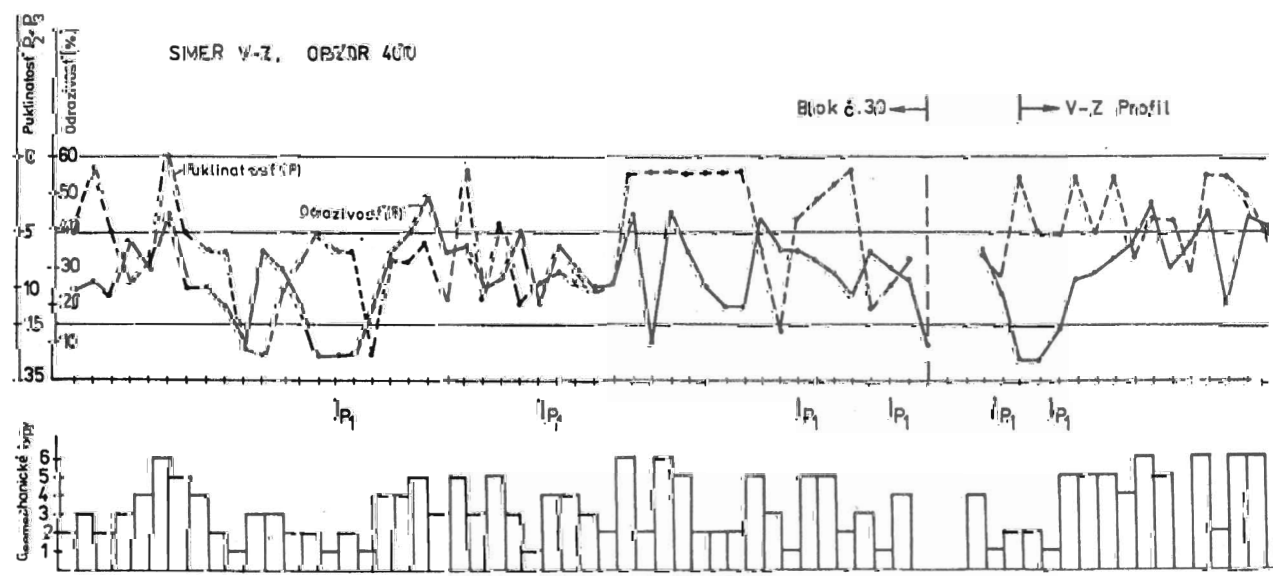
- Je výrazný rozdiel medzi vnútornou stavbou dolomitu a magnezitu a odráža sa v ich geomechanickej charakteristike (obr. 10).

- Na pevnosť preukázateľne negatívne vplýva heterogenita zŕn, prítomnosť grafitu, prímesí železa, vysoký stupeň idiomorfizmu a katakláza.

- Vlastnosti vnútornej stavby by sa mali podrobnejšie skúmať so zreteľom na mechanické prejavy a na využitie pri geomechanickej klasifikácii úsekov.

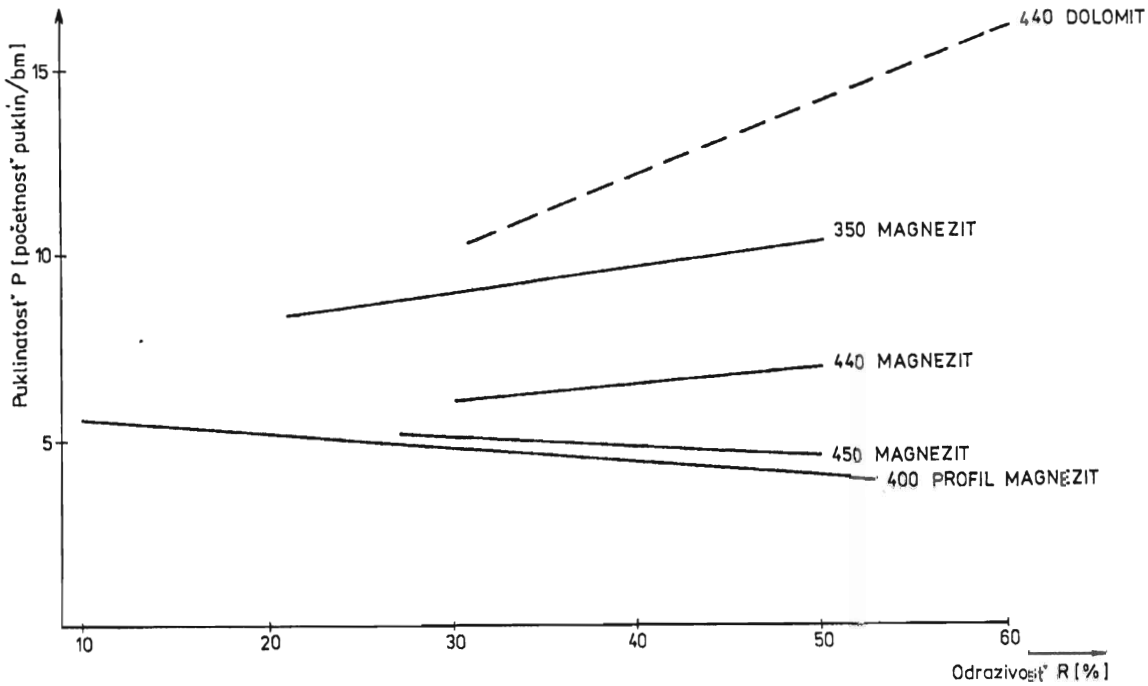
Podľa bodových skúšok Schmidtovým kladivkom pevnosť v tlaku koreluje s početnosťou puklín iba v miestach výskytu porúch systému P_1 a P_2 a pri dolomite. Frekvenčné krivky odrazovej výšky vykazujú (obr. 7) takmer ideálnu symetrickú normálnu distribúciu s modusom pri magnezite najčastejšie okolo 35 - 40 % (to zodpovedá 100 - 110 MPa), pri dolomite 40 - 50 % (to zodpovedá 110 - 159 MPa). Frekvenčné krivky dovoľujú vymedziť triedy s odlišnou hladinou distribúcie (tab. 1), a tak pomáhajú aj pri vymedzovaní geomechanických typov (tab. 2).

Klasifikácia v tab. 2 uprednostňuje hodnoty odrazivosti R pred puklinatosťou P. Na druhej strane úseky s výskytom poruchy P_1 a P_6 sa kvalifikujú bez ohľadu na priebeh hodnôt odrazivosti a puklinatosti ako miesta s minoriadne nepriaznivými geotechnickými vlastnosťami.

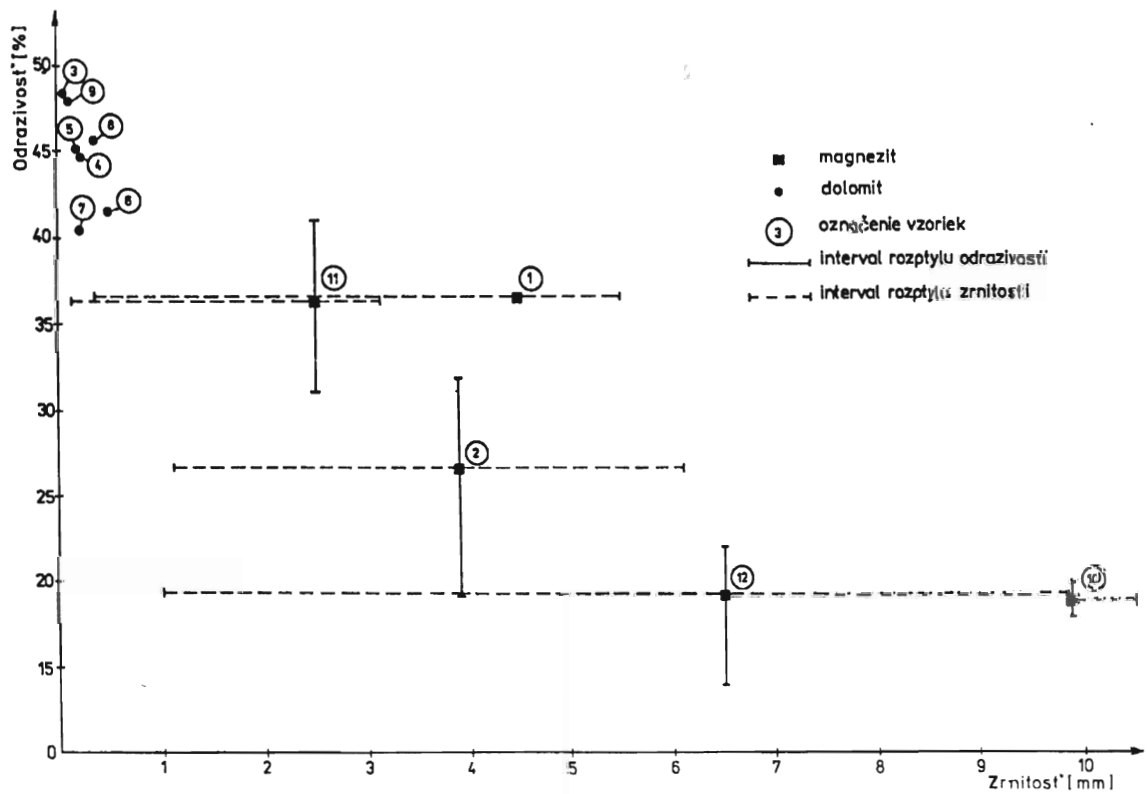


Obr. 8. Korelácia odrazivosti R a puklinatosti P vo vzťahu k poruchám P_1. Spodná časť grafu znázorňuje stupeň geomechanických typov ložiskovej výplne (podľa tab. 2).

Fig. 8. Correlation of reflectance R and jointing P in relation to fractures P_1. The lower part of graph indicates the degree of geomechanical types of deposit infilling (sensu Tab. 2).



Obr. 9. Regresné priamky s nízkym stupňom korelácie.
Fig. 9. Regression lines with low degree of correlation.



Obr. 10. Závislosť odrazivosti od zrnitosti dolomitu a magnezitu.
Fig. 10. The reflectance dependance on granularity of dolomite and magnesite.

Tab. 1

Trieda pevnosti	Rozmedzie výšky odrazivosti (%)	Pevnosť v tlaku magnezitu (MPa)	% zastúpenia triedy z celkového súboru
I extrémne slabá	0 - 15	do 25	9 - 11
II slabá	15 - 25	25 - 45	18 - 20
III stredná	25 - 40	45 - 110	50 - 60
IV vysoká	40 - 60	110 - 350	10 - 12

Tab. 2

Typ I	Úseky s mimoriadne nepriaznivými ukazovateľmi z hľadiska R a P, t. j. úseky, kde R ⟨25 % a P⟩ 10/bm. Patria sem všetky úseky s poruchou P_1 a P_6, ako aj tektonické rozhranie medzi dolomitom a magnezitom.
Typ II	Úseky s veľmi nepriaznivými ukazovateľmi z hľadiska R, t. j. úseky, kde R ⟨ 25 %, ale P ⟨ 10/bm. Ide o úseky, ktorých znížená pevnosť vyplýva z vnútornej stavby masívu, bez zreteľnejších viditeľných znakov oslabenia.
Typ III	Úseky s nepriaznivými ukazovateľmi z hľadiska P, t. j. úseky, kde P ⟩ 10/bm, ale R ⟩ 25 %. Ide o úseky s výrazným hustým zastúpením systémov puklín (P_2 a P_3).
Typ IV	Úseky vykazujúce „stredné - normálne" ukazovatele z hľadiska hodnôt R aj P. Ide o úseky s hladinou grafov R = 25 - 40 % a P = 5 - 10/bm.
Typ V	Úseky priaznivé z hľadiska R, lebo R ⟩ 40 %, ale nie z hľadiska P, lebo P ⟩ 5/bm.
Typ VI	Veľmi priaznivé úseky, kde R ⟩ 40 % a P ⟨ 5/bm.

Záver

Z geologických vlastností bloku č. 30 vyplýva, že sú tam dva látkovo odlišné, nehomogénne celky magnezitu a dolomitu. Odlišujú sa mineralogickým zložením, chemizmom, zrnitosťou, ako aj odlišnou distribúciou diskontinuít a rozdielnymi geomechanickými vlastnosťami.

Mechanická inhomogenita sa prejavuje veľkou premenlivosťou distribúcie puklín. Rozpukanosť masívu znižuje jeho pevnosť v tlaku, ale najmä v ťahu. Priemerný počet mechanických diskontinuít smeru S - J (P_1, P_2) a SZ - JV (P_3, P_5) odkrytých v chodbách smeru V - Z, rovnobežných s hlavným ložiskovým štruktúrnym smerom, 2,7 násobne prevyšuje početnosť systémov smeru V - Z (P_4, P_6) odkrytých v chodbách smeru S - J.

Pevnosť magnezitu v smere S - J, kolmom na štruktúrny smer V - Z, je vyššia ako pevnosť v smere V - Z.

Na pevnosť magnezitu negatívne vplýva veľká heterogenita kryštalických zŕn čo do veľkosti a generácií, vysoký podiel grafitu medzi zrnami, magnezit z idiomorfných zŕn, katakláza mriežok a obsah železa.

Z výsledkov vychodí, že pri lokalizácii dobývacích blokov a pri dimenzovaní pilierov by sa malo prihliadať na priebeh významných diskontinuít P_1 a P_6, ako aj na zóny zníženej pevnosti danej vnútornou stavbou magnezitu. Výsledky z klasifikačnej tabuľky (tab. 2) možno prakticky aplikovať pri operatívnom hodnotení napäťovodeformačného stavu horninového masívu a pri projektovaní etáp budúcej banskej činnosti.

Dobývanie ložiska systémom otvorených komôr môže - pri postupe do väčšej hĺbky - spôsobiť náhle závaly vyťažených priestorov. Príčinou môže byť porušenie stability nadložných hornín pre ich petrografickú inhomogénnosť, tektonika vzhľadom na vyťažený objem čiže veľkosť otvorených priestorov (Grenda et al., 1991; Ďurove et al., 1994). Stabilita vyrúbaných priestorov priamo závisí od uvedených látkových a mechanických vlastností magnezitu, dolomitu a okolitých hornín. Tým sa podčiarkuje aj opodstatnenosť spoločného geologického a geomechanického výskumu.

Literatúra

Bieniawski, Z. T., 1989: Engineering Rock Mass Classifications. *Wiley, New York, 1 - 70.*

Ďurove, I., Maras, M., Lábaj, I. & Čičmanec, P., 1994: Mining activities and recent land subsidencies in Slovakia. *In: Rakowski, Z. (Ed.): Proc. Int. Conference Geomechanics 93, Hradec - Ostrava, Czech Republic. Balkema, 85 - 88.*

Grenda, O., Vrabec, P. & Zsiros, A., 1991: Zhodnotenie skutkového stavu likvidácie pilierov v ložisku Lubeník. *Manuskript - OBV VÚ SMZ Lubeník, 1 - 48.*

Matula, M. & Liščák, P., 1990: Porušenosť hornín a jej inžinierskogeologické hodnotenie. *Mineralia slov., 22, 345 - 352.*

Rozložník, L. & Sasvári, T., 1983: Metodika štruktúrnej analýzy aplikovanej pre potreby geomechaniky na príklade bloku č. 30 Miko-vá - Jelšava. *Manuskript - archív TU BERG, kat. geológie a mineralógie, Košice, 1 - 57.*

Rozložník, L. & Sasvári, T., 1984: Aplikovanie metód štruktúrnej analýzy pre potreby geomechaniky v baníctve. *In: Zbor. prednášok Tretie banícko-geologické dni Zlatá Idka 1984, 194 - 212.*

Rozložník, L., Sasvári, T., Baláž, B. & Bláha, P., 1984a: Experiment geomechanického testovania na príklade bloku č. 30 na ložisku Miková v Jelšave. *Manuskript - archív TU BERG, kat. geológie a mineralógie, Košice, 1 - 53.*

Suggested Test Metods: Rockbolt testing (1974), Surface Monitoring of Movements across Discontinuites (1984), Large scale triaxial testing (1985), Deformability (large flat jack, 1986), Stress determination (1987), Flexibile dilatometer (1987), Seismic testing in boreholes (1988), Fracture toughness testing (1989). *In: International Journal for Rock Mechanics and Mining Sciences. Springer - Verlag, Wien, New York.*

The application possibility of small-scale structural analysis for geomechanical evaluation of rock mass and mineral deposit

The magnesite deposit extraction by a method of open chambers requires a good knowledge of rock masses stability, so that from the reason of the exploitation there were no abrupt destructions of the rock masses. Mineral deposits usually represent extraordinarily complicated heterogeneous bodies which require an individual approach in the connection with the geomechanical/structural investigation, their geotechnical description, and evaluation.

On the example of the Jelšava's Miková magnesite deposit, block No. 30, we have proposed a methodology of a mineral deposit's description in the connection with geostructural and geomechanical characteristics.

From results there follows that at the localization and dimensioning of exploited blocks and safety pillars we should take into consideration the distribution of significant discontinuities as well as zones of decreased strenght given by inner magnesite structure.

Large and freely left extracted spaces might induce disastrous cavings as it happened in Lubeník deposit in 1991 (Grenda et al., 1991). The reasons were in exceeding the stability of hanging wall rocks owing to the petrographical non-homogeneity, tectonics, and great volumes of extracted spaces. The stability of extracted spaces depends mainly on material and mechanical properties of magnesite, dolomite, and surrounding rocks respectively.

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 63 - 72

Calcretes in the soils of Žitný ostrov (Slovakia)

JÁN ČURLÍK[1] and SALEM YASEEN MEJEED[2]

[1]Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Gagarinova 10, 827 13 Bratislava
[2]Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, 842 15 Bratislava

(Received 23.11.1995)

Abstract

Accumulation of carbonate minerals and subsequent formation of calcretes in the soils and sediments of the Žitný ostrov region represent a phenomenon which has observed since long time. The present study deals comprehensively and thoroughly with the calcretes problem in the study area from the point of view of their morphology, mineralogy, origin, and geological and environmental conditions that contribute to their formation. It elucidates also some of the theoretical aspects of calcretes especially with regard to their classification. From the mineralogical point of view the study reports for the first time about occurrence of poorly ordered Ca-rich nonstoichiometric protodolomite in the lowermost part of the region with highly mineralized groundwater.

Key words: Calcrete, morphology, mineralogy, factors of origin, Žitný ostrov (SW Slovakia)

Introduction

Calcrete is a near surface, terrestrial accumulation of predominantly Ca - (Mg, Fe) carbonate, which occurs in a variety of forms from powdery to nodular to highly indurated. The term is virtually the synonym of the caliche in its current usage by English writing authors or with cornstone, kunkar, croute calcaire and capstone as it is used by other authors. Calcretes belong to the group of duricrusts which are most important and widespread in soil profiles where they form calcic or petrocalcic horizons (when indurated) in the sense of soil scientists. It results from the cementation and displacive and replacive introduction of calcium carbonate into soil profiles and sediments, in areas where vadose and shallow phreatic groundwaters become saturated with respect to calcium carbonate. The term dolocrete is used where the main carbonate phase is dolomite (Wright and Tucker, 1991).

Calcretes have been studied by both sedimentologists and soil scientists. This led to a dual approach in interpretation of calcretes using the concepts and terminology of both groups. However, they have extensively contributed to the calcrete problem, but there still exists mutual information barrier between them.

Climatic conditions suitable for calcretization have been reported as arid to semiarid (Reeves, 1970; Steel, 1974; Warren, 1983 and others). However, some workers have warned that calcrete does not really characterize any particular climatic zone (Netterberg, 1969; Reeves, 1970; Semeniuk and Meagher, 1981; Strong et al., 1992). This is because relatively little detailed work has been carried out on the mechanism of carbonate precipitation. But generally evaporation/evapotranspiration and degassing are the most important factors of calcrete formation.

That is why calcretes are commonly used as an indicator of palaeoenvironmental conditions in stratigraphic studies. In ancient sediments the recognition of a calcrete is often used to imply subaerial conditions at the time of calcrete formation (Multer and Hoffmeister, 1968; Walls et al., 1975; Klappa, 1979; Wright, 1989; Mustard and Donaldson, 1990). According to Semeniuk and Meagher (1981) calcrete can be a useful palaeowater table indicator for those calcretes that are "groundwater" types.

Calcretes are not restricted to soil profiles but can also occur, for example, below the zone of soil formation but within the vadose zone, or at the capillary fringe zone (per ascensum model: Semeniuk and Meagher, 1981; Semeniuk and Searle, 1985; Spötl and Wright, 1992). On the other hand, most reports of pedogenic caliche attribute its formation to the translocation of carbonate from the upper to the lower horizons by water and consequent accumulation (per descensum model).

In spite of the fact that calcretes form a prominent feature in most alluvial and loessic soils and sediments of the Danubian Lowland in Slovakia, relatively little has been published in our literature on the calcretes problem. In this paper we give an overview of terminology and classification of calcretes and some related problems and we present some results (morphological and mineralogical) which may provide informations relevant to understand their origin in the alluvial conditions of the Žitný ostrov region (SW Slovakia).

Methods of study

Calcrete samples have been collected from different localities over the area of Žitný ostrov, mostly by wet sie-

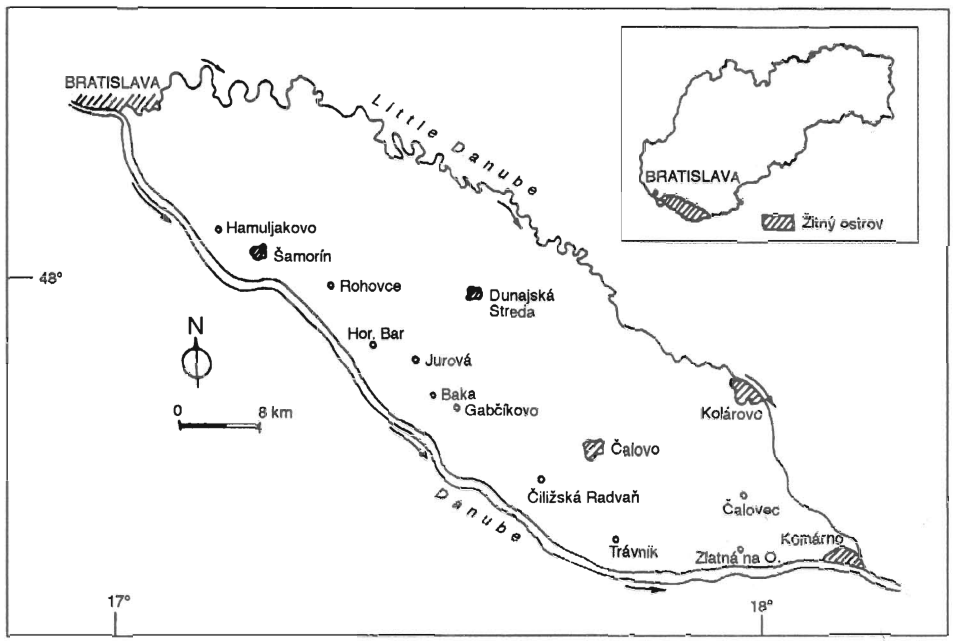


Fig. 1. Location map of study area.

ving of the soil samples and then were air dried. Later, they have been crushed manually, and further grinding has been done in an agate mortar to obtain powder suitable for the study of the mineralogy of carbonates by X-ray diffractometry (Dron - UM1 vertical goniometer, with 1/6/0.5 slits, Cu Kα radiation, Ni- filter, 20 mA, 35 kV, was used, Geological Institute, Faculty of Natural Sciences, Bratislava).

Microprobe analysis has been done from polished thin sections coated with carbon using a JEOL JXA - 733 SUPERPROBE analyzer, operating at an 40° take-off angle, the beam size was about 5 μm with accelerating voltage of 20 kV and current of 20 mA.

Comprehensive field (soil/calcrete) study is an essential part of this work.

Regional setting

The area of study is situated in the southwestern part of Slovakia, enclosed between the Danube and Little Danube rivers (Fig. 1). This "island" is built by the Pleistocene and Holocene alluvial system. It forms the lower part of the wider Danubian Lowland, and geomorphologically represents an independent unit within it (Hromádka, 1956). It slopes toward south and southeast. It represents an intercontinental delta created by the Danube river downstream from Bratislava, which means that the river flows on its own sediments and has changed its courses during the past. According to Lukniš and Mazúr (1959), the area was transversely subdivided into three main geomorphological zones; the Pleistocene core which represents the mildly elevated central part; the zone of Late Holocene river ramparts which surrounds the whole area extending around the Danube and Little Danube rivers and the Early Holocene depressions situated in the middle and lower parts of the area.

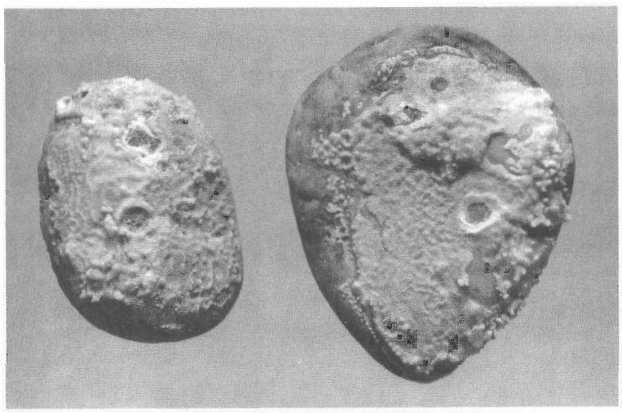
Geology

From the geological point of view Žitný ostrov is a part of the Danubian sedimentary basin which has suffered during the Pliocene and Quaternary intensive tectonic subsidence. Due to this reason, the whole region is covered by thick beds of Quaternary sediments. These are composed mostly of gravels and sandy gravels of Pleistocene and Holocene age. They reach a thickness of more than 300 m in the middle (most subsidized) part of the region. The younger calcareous alluvial sediments (loamy to muddy) are superimposed on the gravels and form the parent materials for nowadays soils. The thickness of this cover varies from several tens of centimeters in the upper to several meters in middle and lower parts of the region.

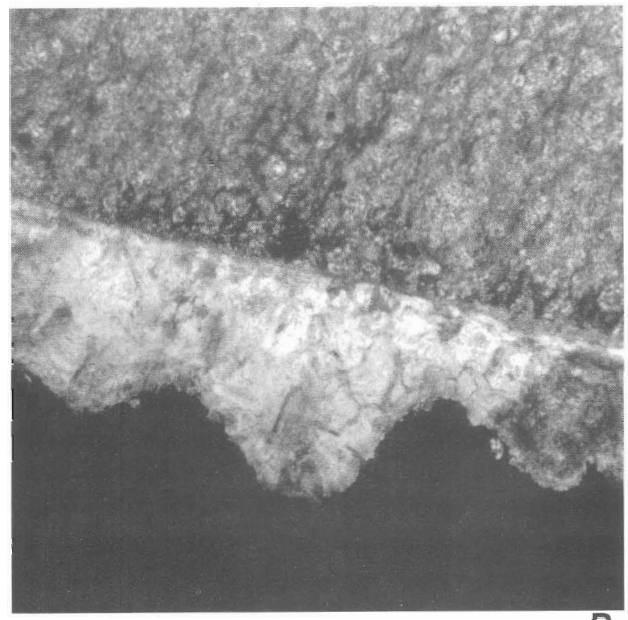
Hydrogeology

The Danube river plays a very important role in the groundwater regime of Žitný ostrov. The river Danube recharges the aquifer during the whole year in the northwestern part of the island. Groundwater flows through the permeable water-bearing strata toward the southeast almost parallel to the Danube. The Danube is a dynamic river of alpine type with high water level fluctuation. Consequently, groundwater level fluctuates in correspondence to the river (Mucha, 1992).

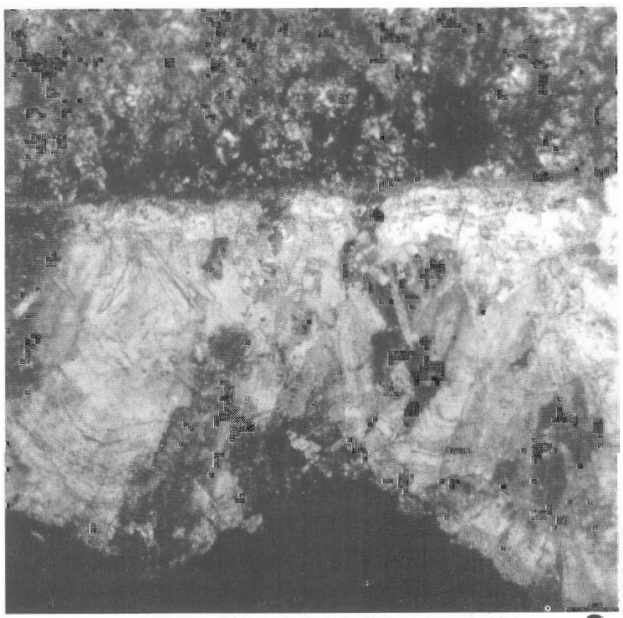
From hydrogeochemical viewpoint Danube water is slightly mineralized (Ca^{2+}, HCO_3^-) and weakly alkaline. When percolating through the water-bearing strata, and due to the interactions in the system precipitation - soil -



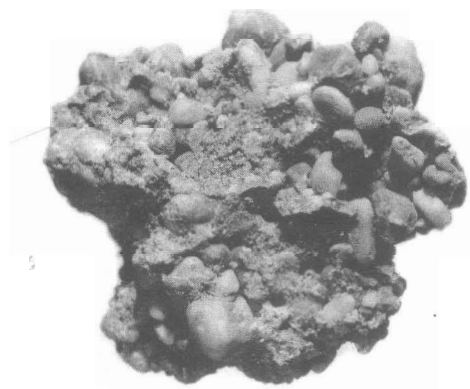
A



B



C



D

Pl. I. A - Pendent cement selected from the zone of calcareous gravels. About 1/3 of original size. Loc.: Ohrady. B - Cross section perpendicular to the pendent cement zone on gravel (thin section). Cros. pol., Magn. 24,5x, Loc.: Ohrady. C - Cross section as previous but bigger magnification. Note "speleotheme appearance" and some needle shaped crystals inside the cement zone (originally aragonite?). CPL, Magn. 85x, Loc.: Ohrady. D - Gravels cemented by carbonatic material. Conglomeratic type of calcrete. About 1/4 of origin. size, Loc. Horný Bar.

sediment, the water chemistry is changing. Hence, mineralization of water increases and gradually, different hydrochemical zones have formed (Ca^{2+} - HCO_3^-; Ca^{2+}, (Mg^{2+}) - HCO_3^-; and Ca^{2+}, (Mg^{2+}, Na^+) - HCO_3^-). The other important factor is that the uppermost groundwater zone is climatically influenced (Fulajtár and Čurlík, 1991).

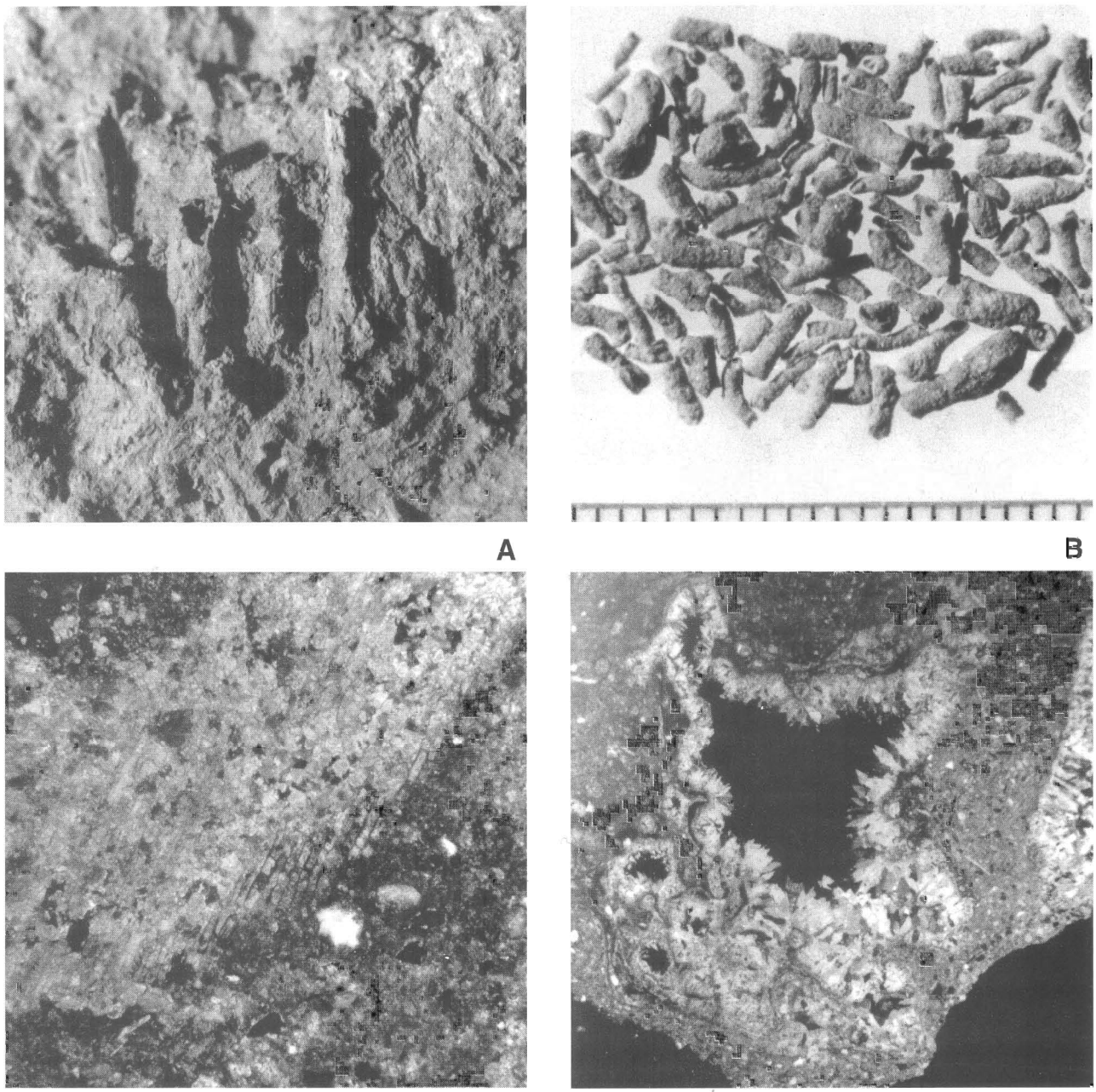
Soil cover

The soil cover in Žitný ostrov is relatively variegated (Fulajtár and Čurlík, 1991). The geological, hydrogeological (hydrogeochemical) and climatic factors have played a very important role in the development of these soils. In the upper part of the region with deep groundwater table, automorphic soils prevail (represented by Calcaro - haplic Chernozem and Haplic Phaeozem). In the middle part Phaeozems with the signs of former (relict) or recent hydromorphic influence are present. In the lower part more hydromorphic Fluvi - mollic gley soils have developed together with highly alkaline and salt-affected soils on places with highly mineralized groundwater. The duration of automorphic and hydromorphic conditions together with the evaporatic water regime are reflected in the soil cover of the studied area (Hraško, 1974).

Climate

Žitný ostrov is characterized by warm and dry climate with annual temperature exceeding 9 °C. Annual precipitation is about 560 mm. Evapotranspiration (832 mm) exceeds precipitation which means that groundwater is also taking part in evaporatic processes (Kalnová, 1967).

As a consequence, the area of Žitný ostrov, which belongs to the warm (semi-steppen) climatic zone with ari-



Pl. II. A - Root calcification in rhizolites. Magnification about 2x. Loc. Okoč. B - Rhizolites (calcified roots) separated from the soils by wet sieving. Scale in mm. Loc.: Okoč. C - Root calcification by micrite/microsparitic form in a decaying root. CPL, Magn. 85x. Loc. Okoč. D - Perpendicular section to the rhizolitic (tubular) calcrete. Root zone is formed by a dense micrite but in root channel are microsparitic (palisade) crystals present. CPL, Magn. 85x. Loc. Okoč.

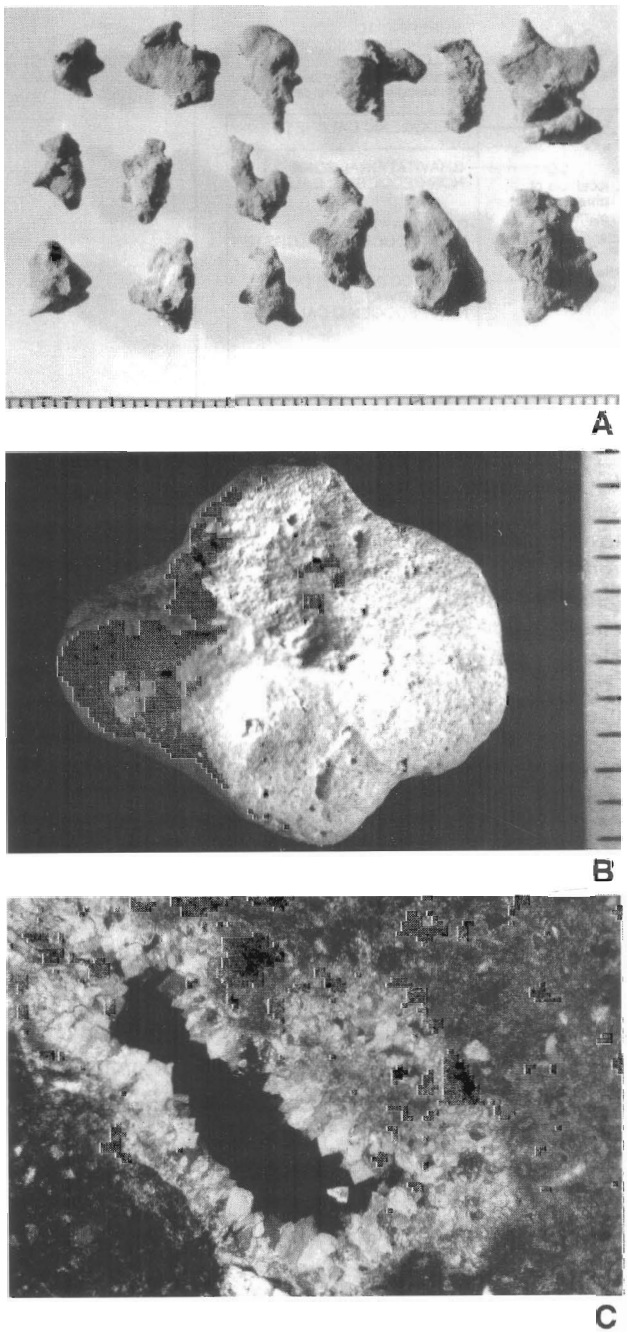
dic moisture conditions, has characteristic evaporative (evapotranspirative) water regime.

Synthesis of the sets of factors

The climate is an essential factor of pedogenesis and calcrete formation. Relatively high temperature during summer, low humidity and high evaporation create the conditions suitable for evaporatic concentration of elements. As the pellicular water is used for the season there remains a residue of salts dispersed through the vadose zone. They are mostly carbonates. However, for the Žitný ostrov region further aspects have to be born in mind:

1. salinity increases in groundwater southward indicating discharge by evapotranspiration together with enrichment due to salts release by groundwater table fluctuation in the unsaturated zone (reversible or partly reversible reactions).

2. gradual groundwater table upwelling southward due to the sloping morphology of Žitný ostrov region.



Pl. III. A - Coalesced rhizoliths. Scale in mm. B - Spherical nodule contains some root moulds. Scale in mm. C - Druzy calcrete in the soil pore. B-hor. of Phaeozem, Loc. Gbelce, CPL, Magn. 47,5x.

3. the possibility of secondary salt accumulation due to irrigation system working in the most parts of the region.

Classification of calcretes: declarification

Calcretes have been classified on several, basically generic, principles. On the basis of their morphology (Wright and Tucker, 1991 based on Netterberg, 1967 and 1980, and Goudie, 1983), according to their hydrological setting (Carlisle, 1980, 1983), mineralogical division (Netterberg, 1980), microstructure (micromorphology) (Wright, 1990) and stages of development (Arakel, 1982; Machette, 1985). These diverse classifications reflect our poor understanding of calcretes formation as it will be illustrated in the following discussion.

Calcretes, for example, are classified into "pedogenic and non-pedogenic" types according to their hydrological setting (Carlisle, 1980, 1983; Fig. 2). Here several objections may arise. "Non-pedogenic" (vadose) calcretes form in gravitational water zone below the soil profiles as a result of pedogenesis. Calcretes which are referred as "non-pedogenic" - capillary fringe calcretes may also occur in soils. In alluvial soils (like the study case of Žitný ostrov) the groundwater table often lies at shallow depth. The so called "critical depth" of the groundwater is a depth from which the capillary fringe zone can reach the top of the soil profile and groundwater evaporates from the surface (Perelman, 1968). In such case, calcretes formed in the capillary fringe zone at the evaporatic geochemical barriers are pedogenic. Actually, groundwater represents a very important factor of pedogenesis. Similarly, "superficial non-pedogenic" calcretes occurring at the surface are indeed the result of pedogenesis.

The tendency to name the pedogenic calcretes as "vadose calcretes" is also not very logical. Vadose zone in the hydrological sense, includes both soil profile and capillary fringe zone to the depth of groundwater level (Domenico and Schwartz, 1990). Furthermore, the "ascending" and "descending" formation and/or redistribution of carbonates can be observed together within the vadose zone depending on the water (temperature) regime in the soil. Another problem arises when classifying pedogenic calcretes according the stages of development. Usually, several horizons of carbonate accumulation that represent different stages of maturity are observed in the same soil profile. Moreover, nodular calcretes can transit to massive calcrete, but some "non-pedogenic" massive calcretes can be later modified by pedogenic processes to brecciated forms. Thick coatings on the underside of pebbles are found in soil profiles with less mature stage as well as in those of mature stages in alluvial soils. It seems that the observable sequence of calcretes is more dependent on the site conditions than on the duration of its formation.

Mineralogical division of calcretes (Tab. 1) was proposed by Netterberg (1980). The problem, which appears here, is in the partitioning of both Ca and Mg between calcite and dolomite. Really, portion of Mg is not necessarily present as dolomite. Mg may also occur in Mg-calcites (low - high magnesian calcites). On the other hand, dolomite in calcretes often occurs as the so-called non-stoichiometric Ca-dolomite.

Classification of calcretes, according to the microstructure, is based on the old Brewer's concept (Brewer, 1964) where the calcite in the soil is part of the "plasma". Recently, the neoformed carbonates in soils are treated as pedofeatures (e.g. infillings, coatings, nodules, intercalations, and others) and old concept is abandoned by many authors. However, some ideas about the forms of carbo-

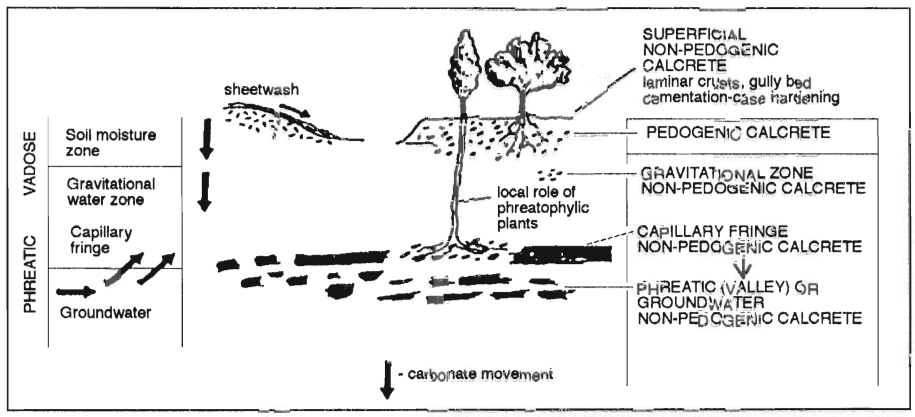


Fig. 2. Classification of calcretes by hydrological setting (based on Carlisle, 1980, 1983). After Wright and Tucker, 1991.

nates (micritic, microsparitic, needle-shape calcite) are still useful.

It seems that the morphological classification of calcretes (Wright and Tucker, 1991) based on Netterberg (1967, 1980) and Goudie (1983) ideas is less problematic. But still, the forms and horizons of accumulation of calcretes are more diverse in the field. For instance, the cement-like (pendent cement) calcretes are very often in the gravel sediments far below the soil profile in Žitný ostrov area, but they are not included in this classification. The terms "calcareous soils", "calcified soils", which are involved in this classification have nothing to do with morphology of calcrete.

Morphology

The morphological classification described by Wright and Tucker (1991) was adopted in the present study to describe the different forms of calcretes in Žitný ostrov.

Pseudomycelia is generally represented in Žitný ostrov by fine dispersed calcite crystals, and only rarely by needle-fibre calcite. In addition, carbonate accumulations as grain coatings (pendent cement) usually occur on the lower sides of gravels (Pl. I A and B) and are observed in the bottom of gravels pits above groundwater - table level. Usually, there is an alternation of zones of more or less pronounced pendent cement. Thickness of noted pendent cement does not exceed many mm. They are formed in the zone of fluctuation of groundwater. White pendent cements are sometimes substituted by thin transparent coatings in the direction toward groundwater table. Both these two diagnostic forms of calcrete in Žitný ostrov (pseudomycelia and pendent cement) belong to the calcareous soils in the classification of Netterberg (1980), and the pendent cement on gravels being classified as calcareous gravels. According to Netterberg (1980) the term "calcareous" is used to imply little or no cementation and such soils are usually soft or loose and very weakly or completely uncemented by the small carbonate content, which occurs mostly as grain coating, patches of powdery carbonate and pseudomycelia. Calcareous soils include both stages (I) and (II) of Gile et al. (1966), and stage (I) of Netterberg (1980).

Tab. 1
Mineralogical classification of calcretes (after Netterberg, 1980)

Name	% dolomite by mass of total carbonates	Approx. equivalent % $MgCO_3$*
Calcrete	< 5	< 2
Magnesian calcrete	5 - 10	2 - 5
Dolomitic calcrete	10 - 50	5 - 25
Calcitic dolocrete	50 - 90	25 - 40
Dolocrete	> 90	> 40

$$* \% MgCO_3 = \frac{MgCO_3}{MgCO_3 + CaCO_3} \times 100$$

Accumulations of carbonate cementing gravels are also common in Žitný ostrov (Pl. I C). They belong to the calcified soils of Netterberg (1980), and are accordingly classified as calcified gravels. A calcified soil according to Netterberg (1980) is a soil cemented by carbonate to a usually firm to stiff consistency. While often just friable, it does not slake. Calcified gravels represent stage (III) of Gile et al. (1966), and stage (II) of Netterberg (1980).

Powder calcretes were also observed in the soils of Žitný ostrov. They usually occur in the lower part of the humus horizon, or at the transition between humus and substrate. They are particularly common in some Calcarohaplic Chernozems in the upper part of the area under study. Powder calcrete according to Netterberg (1980) is a fine, usually loose powder of calcium carbonate as a continuous body with little or no nodules development. They represent the "young caliche" of Reeves (1970), and stage (I) of Netterberg (1980).

Pedotubule calcrete, in which carbonate forms encrustations around roots or fills root moulds are also noticed in the studied area. They are usually mm to cm in size. They represent the rhizoliths of Klappa (1980). Different types of rhizoliths are represented in the pedotubule calcrete of Žitný ostrov, viz. root casts , root tubules, petrified roots (Pl. IIA, B and C), and root moulds (Pl. III B and C). An advanced stage of pedotubule calcrete which has observed in Žitný ostrov is represented by coalesced rhizoliths (Plate III, A).

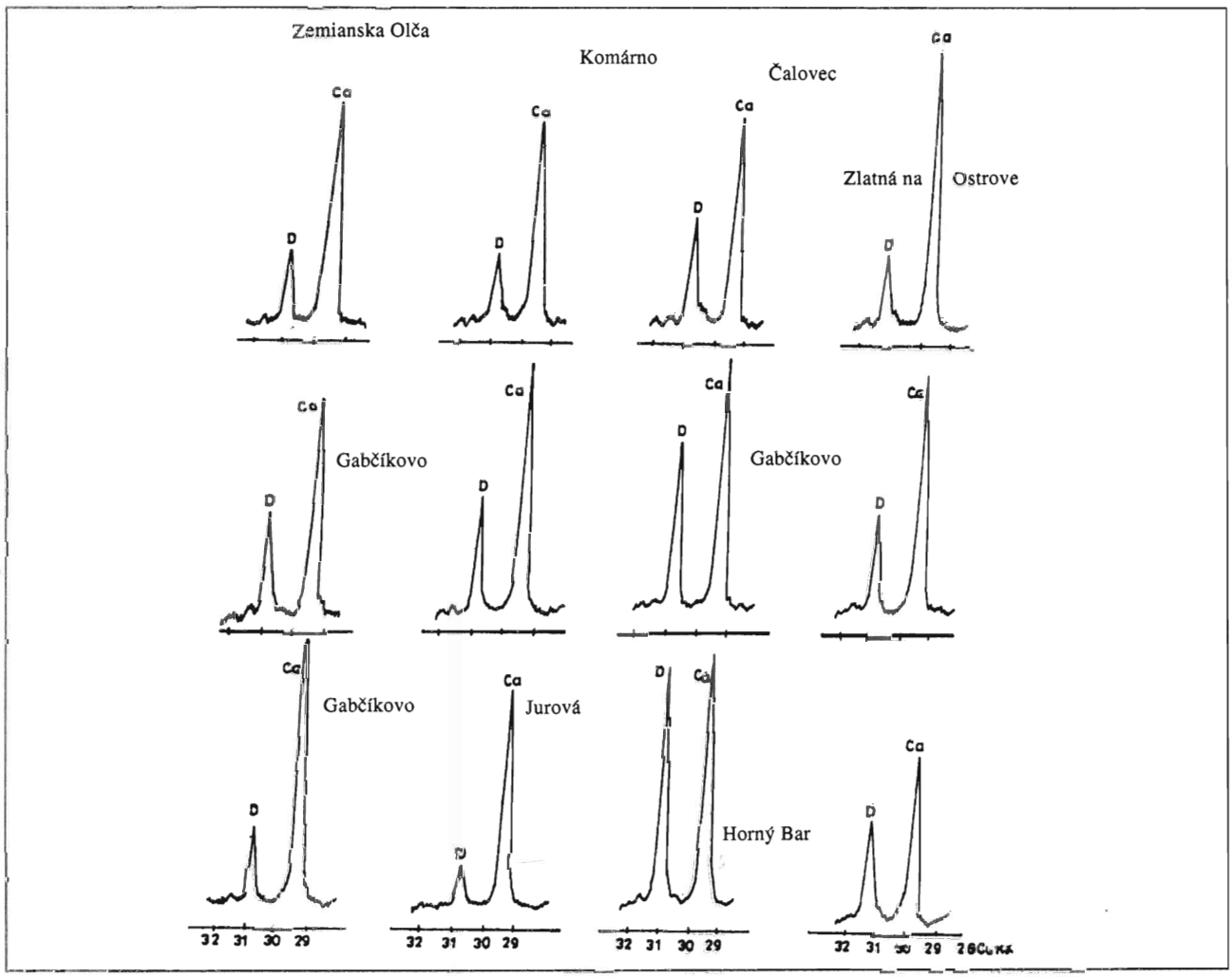


Fig. 3. XRD patterns of calcretes showing presence of calcite (Ca) and dolomite (D).

Another important occurrence of calcretes recognized in this study is the nodular calcrete of Wright and Tucker (1991) which is the synonym of glaebular calcrete of Netterberg (1980). They represent discrete, hard concretions of carbonate - cemented and/or replaced soil. Accordingly, the glaebules in Žitný ostrov are usually nodules (undifferentiated, i.e. structureless fabric), calcareous, distinct, and spherical to irregular in shape, and usually cm to tens of cm sized (Pl. III B and C).

Hardpan calcretes are also observed in Žitný ostrov. They are locally called "adka" They reach a thickness of 10 - 30 cm., and usually they pass laterally or in the downward direction into nodular or even powder calcrete. They represent, according to Netterberg (1980), firm to very hard, often outcropping, relatively impervious, sheetlike layer of calcrete normally overlying softer or looser material. The lower contact may be sharp or gradational, but the upper contact is usually relatively sharp. They represent the "petrocalcic horizon" of Gile (1961) and the "indurated plugged horizon" of Gile et al. (1966), and stage (IV) of Netterberg (1980).

Mineralogy

In this study the mineralogy of calcretes was investigated mainly by means of X-ray diffraction and microprobe analysis (Mejeed, 1994). Identification of the pedogenic carbonates is complicated by the presence of detrital (inherited) carbonate minerals, both calcite and dolomite in these soils, which are, however, not always easy to distinguish as it was outlined by Hraško et al. (1972) and Čurlík (1985), especially for dolomite, and particularly in the absence of clear petrographical evidence. The results of the XRD (Figs. 3 and 4) and the microprobe analysis (Tab. 2) show the presence of the following mineral assemblages of pedogenic carbonates:

- Low-Mg-calcite
- Low-Mg-calcite / high-Mg-calcite
- Ca-dolomite / low-Mg-calcite
- Ca-dolomite / low-Mg-calcite / high-Mg-calcite.

The microprobe analyses of cement material also show the occasional presence of Fe and Mn in the structure of the carbonates under study. It should be taken into consi-

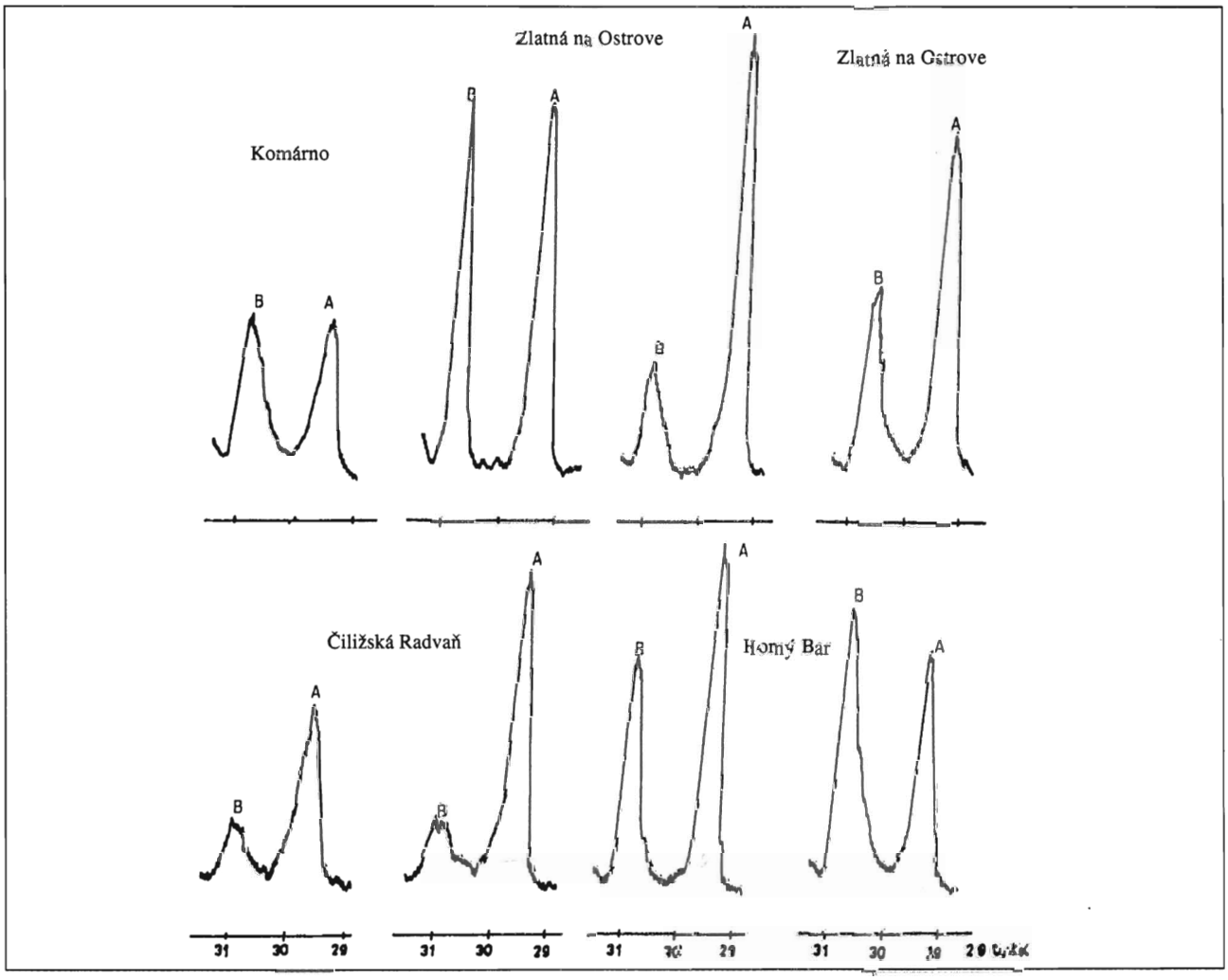


Fig. 4. XRD patterns of calcretes showing presence of Mg-calcite (A) and Ca-dolomite (B).

deration that some of them may represent void coating or infilling more than to be involved in the crystal structure.

Čurlík and Vrana (1980) recorded the presence of many assemblages of pedogenic carbonates in the different calcrete types in Žitný ostrov, viz. Mg-calcite - aragonite, Mg-calcite, Mg-calcite - dolomite, and dolomite. They reported also that Mg-calcites belong generally to the low-Mg variety.

This study proves that low-Mg-calcite represents the pedogenic carbonate form which prevails in Žitný ostrov. And that the other forms, high-Mg-calcite and Ca-dolomite generally occur in the middle and lower parts of the area from profiles from Čiližská Radvaň, Zlatná na Ostrove and Komárno (with the exception of samples from the profile from Horný Bar situated in the upper part). This is in correspondence with increasing groundwater mineralization in the lowermost parts of the region.

Origin

Generally, calcretes in Žitný ostrov could be considered as groundwater calcretes. Indeed, calcretes in Žitný ostrov are found above the groundwater table, and hence they represent capillary fringe calcretes (according to their hydrological setting). However, there is a strong evidence for the later redistribution of carbonates within the soil profiles (as well as in underlying gravels) by pedogenic processes (vadose or descending tendencies). In spite of the fact that all soils of Žitný ostrov are calcium carbonatic to the top, some seasonal leaching can proceed which is evident from carbonate enrichment in the lower part of humus horizon or in topsoils. This downward leaching resulted also in formation of pendent cement in the gravels.

It is also clear that "groundwater calcretes" can occur in the soil profile and thus can be "pedogenic", and that "vadose calcretes" also can be "pedogenic or non-pedogenic". This may indicate that it is difficult to divide calcretes according to these principles, we have already discussed. We think that it is better to use the morphological classification when dealing with calcretes.

The hydrocarbonatic groundwater represents the main source of carbonate materials in the calcretes of Žitný ostrov. This is evident from gradual changes in mineralogy

Tab. 2
Microprobe analyses of micrite in calcretes

Sample	$CaCO_3$ mol %	$MgCO_3$ mol %	$FeCO_3$ mol %	Mineral phase*
Šamorín 30 - 40 cm	97.900	1.700	0.400	low-Mg-calcite
Horný Bar 70 - 90 cm	99.299	0.700		low-Mg-calcite
Horný Bar 70 - 90 cm	78.752	19.395	1.851	Ca-dolomite
	81.898	16.438	1.663	=
Jurová 80 - 90 cm	87.661	8.557	3.781	high-Mg-calcite
	54.131	45.868		dolomite
	52.698	47.031		=
	96.196	2.301	1.501	low-Mg-calcite
Trávnik 110 - 120 cm	99.199	0.800		low-Mg-calcite
	61.770	38.229		dolomite
Zlatná na Ostrove	59.044	40.955		dolomite
10 - 20 cm	64.522	35.477		Ca-dolomite
	98.900	1.100		low-Mg-calcite
	63.113	36.886		Ca-dolomite
	99.598		0.401	calcite
	100.00	0.090		low-Mg-calcite
	49.261	50.461	0.276	dolomite
Zlatná na Ostrove	52.181	47.168	0.649	dolomite
40 - 60 cm	87.389	11.724	0.886	high-Mg-calcite
	81.329	17.204	1.466	Ca-dolomite
Čalovec				
30 - 40 cm	49.630	50.369		dolomite
	97.405	2.594		low-Mg-calcite
Zemianská Olča	98.800	1.200		low-Mg-calcite
70 - 100 cm	53.246	46.753		dolomite
	98.301	1.698		low-Mg-calcite
	44.373	55.535	0.091	dolomite
	44.963	54.945	0.091	dolomite
	99.197	0.391	0.501	low-Mg-calcite
	98.100	1.700	0.200	=

*According to Winland (1969) and Babčan and Ševc (1983).

of calcretes toward Mg-richer members (Mg-calcites, Ca-dolomites) in correspondence with hydrological zonation. However, other sources which contribute to a limited extent are also possible. Among them the detrital (inherited) and bioclastic carbonates could be also important. This is clear from etching of such fragments visible under the microscope. Carbonates in Žitný ostrov can also be redistributed, that is some of these carbonates (especially metastable ones like aragonite and high-Mg-calcite) will dissolve and later be reprecipitated.

Summary and conclusions

Calcretes originated/preserved in the Žitný ostrov region in response to the prevailing evapotranspirative regime. However, redistribution of carbonates especially in the soil profiles resulted from weak but long-term seasonal leaching.

This is evident from the fact, that all soils of this region have, carbonate content to the top, but some observable enrichment of lower soil horizons due to downwards leaching can be recognized.

These calcretes are characterized by various morphological types, ranging from calcareous soils which include pseudomycelia, and calcareous gravels with pendent cement, to calcified gravels, powder, nodular, pedotubular, and hardpan calcretes.

There exists a prominent correspondence between the hydrogeochemical zonation prevailing in the region and the calcretes mineralogy. With increasing groundwater mineralization and changing of the hydrogeochemical zones toward the middle and lower parts of the region, Mg-richer calcretes members occur and are represented by high-Mg-calcite and Ca-dolomite.

The development of some forms of calcretes like pedotubular calcretes (rhizoliths, rhizoconcretions), sometimes with the dead root still inside indicate recent formation of the calcretes, especially on sites with shallow groundwater table.

References

Arakel, A. V., 1982: Genesis of calcrete in Quaternary soil profiles. Hutt and Leeman lagoons, Western Australia. *J. sediment. Petrology, 52, 109 - 125.*

Babčan, J. & Ševc, J., 1983: Study of stability of minerals and rocks at low temperatures. *Internal report. Geol. Inst. and Dept. of Geochemistry (Bratislava), 60. (In Slovak).*

Brewer, R., 1964: Fabric and mineral analysis of sols. *Wiley, New York, 470.*

Carlisle, D., 1980: Possible variation in the calcrete - gypcrete uranium model. Open - File Rep. *US. Dept. Energy, GJBX - 53 (80), 38.*

Carlisle, D., 1983: Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes. *In: R. C. L. Wilson (Ed.): Residual Deposits. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 11, 185 - 195.*

Čurlík, J., 1985: Processes of carbonitization in soils. *In: Proceeding of the 6th. Czechoslovak soil science conference, Nitra. Dom techniky ČSVTS Košice, V. 2, 352 - 358. (In Slovak).*

Čurlík, J. & Vrana, K., 1980: Some geochemical processes in the supergene zone and in soils. *Internal report, PFUK Bratislava, 98. (In Slovak).*

Domenico, P. A. & Schwartz, F. W., 1990: Physical and chemical hydrogeology. *John Willey & Sons, New York, 824.*

Fulajtár, E. & Čurlík, J., 1991: Evaluation of the monitoring of the present soil and agriculture state in the region affected by dam construction at Gabčíkovo. *Internal report, VÚPÚ, Bratislava. 89. (In Slovak).*

Gile, L. H., 1961: A classification of Ca horizons in soils of a desert region, Dona Ana County, New Mexico. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 25, 52 - 61.*

Gile, L. H., Peterson, F. F. & Grossman, R. B., 1966: Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci., 101, 347 - 360.*

Goudie, A. S., 1983: Calcrete. *In: A. S. Goudie & K. Pye (Eds.): Chemical Sediments and Geomorphology. Acad. Press, London, New York, 93 - 131.*

Hraško, J., 1974: Genesis and recent processes in the chernozemic soils of the Danubian Lowland. *Ph. D. thesis, 333. (In Slovak).*

Hraško, J., Bedrna, Z. & Čurlík, J., 1972: Some forms of carbonates in the soils of Slovakia. *Zeszyty problemowe postepow nauk rolniczych (Warsaw), 123, 159 - 167.*

Hromádka, J., 1956: Orographical classification of the Republic of Czechoslovakia. *Sbor. Čs. Společ. zeměp., 61, 161 - 180 (in Czech).*

Kalnová, V., 1976: Surface water regimes of Žitný ostrov region. *Internal report of VÚVH Bratislava, 51. (In Slovak).*

Klappa, C. F., 1979: Lichen stromatolites: Criterion for subaerial exposure and a mechanism for the formation of laminar calcretes (caliche). *J. sed. Petrology, 49, 387 - 400.*

Klappa, C. F., 1980: Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis, and significance. *Sedimentology, 27, 613 - 629.*

Lukniš, M. & Mazúr, E., 1959: Geomorphological regions of Žitný ostrov. *Geogr. Čas., 11, 161 - 206.*

Machette, M. N., 1985: Calcic soils of the south-western United States. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 203, 1 - 21.*

Mejeed, S. Y., 1993: The groundwater influence on the geochemical processes in Žitný ostrov region, Slovakia. *Ph. D. thesis. Department of Geochemistry, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Bratislava, 150.*

Mucha, I., Paulíková, E., Hlavatý, Z., Rodák, D., Pokorná, L. & Zelina, I., 1992: Danubian lowland - groundwater model. *Working manual to consortium of invited specialists, Bratislava, 91.*

Multer, H. G. & Hoffmeister, J. E., 1968: Subaerial laminated crusts of the Florida Keys. *Geol. Soc. Amer. Bull., 79, 183 - 192.*

Mustard, P. S. & Donaldson, J. A., 1990: Paleokarst breccias, calcretes, silcretes and fault talus breccias at the base of Upper Proterozoic "Windermere" strata, northern canadian cordillera. *J. sed. Petrology, 60, 525 - 539.*

Netterberg, F., 1967: Some road making properties of South African calcretes. *Proc. 4th. Reg. Conf. African Soil Mech. Fndn Engng., Cape Town, 1, 77 - 81.*

Netterberg, F., 1969: The interpretation of some basic calcrete types. *S. Afr. Archaeol. Bull., 24, 117 - 122.*

Netterberg, F., 1980: Geology of southern African calcretes: 1.Terminology, description, macrofeatures, and classification. *Trans. geol. Soc. S. Afr., 83, 225 - 283.*

Perelman, A. I., 1968: Geochemistry of epigenetic processes. *Izd. Nedra, Moscow, 330. (In Russian).*

Reeves, C. C., JR., 1970: Origin, classification, and geologic history of caliche on the southern high plains, Texas and eastern New Mexico. *J. Geol., 78, 352 - 362.*

Semeniuk, V. & Meagher, T. D., 1981: Calcrete in Quaternary coastal dunes in Southwestern Australia: A capillary - rise phenomenon associated with plants. *J. sed. Petrology, 51, 47 - 68.*

Semeniuk, V. & Searle, D. J., 1985: Distribution of calcrete in Holocene coastal sands in relationship to climate, Southwestern Australia. *J. sed. Petrology, 55, 86 - 95.*

Spötl, C. & Wright, V. P., 1992: Groundwater dolocretes from the Upper Triassic of the Paris Basin, France: a case study of an arid, continental diagenetic facies. *Sedimentology, 39, 1119 - 1136.*

Steel, R. J., 1974: Cornstone (fossil caliche) - Its origin, stratigraphic, and sedimentological importance in the New Red Sandstone, western Scotland. *J. Geol., 82, 351 - 369.*

Strong, G. E., Giles, J. R. A. & Wright, V. P., 1992: A Holocene calcrete from North Yorkshire, England: implications for interpreting palaeo-climates using calcretes. *Sedimentology, 39, 333 - 347.*

Walls, R. A., Harris, W. B. & Nunan, W. E., 1975: Calcareous crust (caliche) profiles and early subaerial exposure of Carboniferous carbonates, northeastern Kentucky. *Sedimentology, 22, 417 - 440.*

Warren, J. K., 1983: Pedogenic calcrete as it occurs in Quaternary calcareous dunes in coastal south Australia. *J. sed. Petrology, 53, 787 - 796.*

Winland, H. D., 1969: Stability of calcium carbonate polymorphs in warm, shallow seawater. *J. sed. Petrology, 39, 1579 - 1587.*

Wright, V. P., 1989: Terrestrial stromatolites and laminar calcretes: a review. *Sed. Geol., 65, 1 - 13.*

Wright, V. P., 1990: A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. *In: Soil Micromorphology: L. A. Douglas (Ed.): A Basic And Applied Science. Developments in Soil Science, V. 19, 401 - 407. Elsevier, Amsterdam.*

Wright, V. P. & Tucker, M. E., 1991: Calcretes: An introduction. *Int. Ass. Sedimentol., Reprint Series, 2, 1 - 22.*

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 73 - 79

DISKUSIA

O sedimentačnom priestore klapskej jednotky

Diskusia k článku D. Plašienku Mesozoic evolution of tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: implications of the Klape and related units in Western Slovakia. Geol. carpath., 46, 2, 101 - 112, 1995

MILAN MIŠÍK

Prírodovedecká fakulta UK, katedra geológie a paleontológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

D. Plašienka (1995) sa v článku pokúsil o riešenie pálčivého paleogeografického a tektonického problému západokarpatskej geológie, akým je individualizácia klapskej jednotky a pôvod exotického materiálu zlepencov. Jeho riešenie je síce originálne, ale nemôže uspokojiť z viacerých hľadísk.

Autor predpokladá usádzanie klapského flyša v strednom albe pri južnom, vnútornom okraji krížňanského sedimentačného priestoru (l. c., obr. 7). Tento súbor strednoalbského flyša bol sunutý pod vodou ako príkrov vo vrchnom albe, cenomane a turóne (superficial gliding nappe) po pomerne tenkom albskom flyši fatrika, tatrika a manínskej jednotky do pribradlovej oblasti. V cenomane prechádzal cez tatrickú čelnú rampu (eleváciu); vtedy sa v ňom sedimentácia splytčila do orlovských pieskovcov s ustricovými lavicami. V turóne klapská a manínska jednotka skĺzavali po listrickej ploche v podobe divertikulovaných príkrovov do predtatrického priestoru.

V tom istom čase sa od stredného albu do turónu pod týmto klzajúcim sa klapským príkrovom vytvárali podsúvaním v opačnom smere: krížňanské čiastkové príkrovy (podsúvané pod veporikum; podsíval sa nielen krížňanský fundament, ale aj sedimentárne členy včítane naznačených albských), manínsky príkrov pod krížňanský a tatrická jednotka (šikmá šrafa) pod manínsky príkrov. Vo vrchnom seníne sa na blokdiagrame (l. c., obr. 4) objavujú už aj príkrovy hronika a silicika, ale neuvádza sa, odkiaľ pochádzajú.

Zdroj exotík je na obr. 4 v priestore gemerika, ktoré bolo v albe - cenomane vynorené aj s veporikom. Zdroj klastík klapského albského flyša mal byť teda vo veporickom a ultraveporickom priestore. Podľa obr. 7 to vyzerá tak, že nám bol „stacking," sukcesie Veľkého boka a ďalších veporických elementov, avšak je známe, že materiál z veporika v zlepencoch upohlavského typu chýba (napr. sa nenašiel nijaký obliak amfibolitu). Exotiká z južnejšieho zdroja museli by nakreslenú veľkobockú eleváciu preskočiť, čo sa, pravda, dá na obrázku ľahko opraviť. Ale nie je pravdepodobné, že by počas pomerne krátkeho vynorenia (neokóm - apt) bola erózia odstránila hrubé masy mezozoických karbonátov, najmä triasu, až po paleozoikum. Odkiaľ by potom bolo možno derivovať kremenné zrná pieskovcov albu klapskej sukcesie (súvrstvie Uhry), ako aj albu v tatrickom a krížňanskom priestore (porubské súvrstvia?) Podľa náčrtu cenomanu (obr. 7) bolo v krížňanskom priestore také isté splytčenie ako v klapskom, ale v krížňanskom nijaký analóg orlovských vrstiev zdokumentovaný nie je.

Splytčenie v cenomane v podobe orlovských pieskovcov s lavicami ustríc a norami krabov sa vysvetľuje prechodom príkrovu klapského flyša cez tatrickú eleváciu. Gravitačný pohyb tejto masy do protisvahu bez dokladov rabotáže ťažko vysvetliť. Navyše ešte uprostred orlovských pieskovcov sú polohy zlepencov s rovnakými exotikami, aké sú v klapských sedimentoch albu a v malej miere aj v tatrických a krížňanských (ľudrovské zlepence). Ako sa mohli preplaviť na eleváciu, keď susedné oblasti boli hlbokovodnejšie?

Na obr. 5 je v blokdiagrame trog so senónskym flyšom belickej jednotky v Považskom Inovci, do ktorého sú od J preplavované konglomeráty klapskej jednotky. V zložení týchto zlepencov (lokalita Čierny vrch, Soták in Plašienka et al., 1994, s. 322 - 323, aj naše vlastné pozorovania) však chýbajú exotiká príznačné pre klapskú jednotku (porovnaj desiatky lokalít z prác Mišíka a Sýkoru, 1981; Mišíka a Marschalka, 1988), teda to nemohol byť želaný chrbát na preplavovanie elementov klapskej jednotky. Naopak, bloky orlovských pieskovcov s exogýrami z klapskej jednotky sa preplavovali do spodného senónu kysuckej jednotky (päť lokalít).

Nie je jasné, prečo v albe neboli „vtiahnuté" do podsúvania aj sedimenty albského klapského flyša s hrubými klastikami. Aký jednotný horizont odlepania (décollement) možno predpokladať uprostred pomerne rovnorodých flyšových súborov? Ale otázky kladie aj samo podsúvanie príkrovov. Na styku čiastkových krížňanských príkrovov, na príkrovových rozhraniach nie sú tektonické brekcie, pričom podsúvané súvrstvia neputujú do voľných priestorov, ale sa vklínujú medzi rigidné celky.

Z porovnania stredného a spodného blokdiagramu na obr. 4 vyplýva, že si v turóne klapská a manínska jednotka vymenili pozície. Túto chúlostivú operáciu vysvetľuje autor divertikuláciou (obr. 7). Tam je v turóne naznačený aj „Krížna gliding nappe", asi spoločný spodnocentrálnokarpatský príkrov zložený z čiastkových príkrovov diskordantne postavených k jeho odlučnej ploche. Prečo potom krížňanský príkrov nasadá na tatrikum takmer všade spodnotriasovými verfénskymi bridlicami, ktoré podľa klasického chápania tvorili plochu jeho odlepenia?

Podľa obr. 8 tie najmarkantnejšie stopy oceánskej litosféry a subdukčnej melanže v podobe ofiolitového detritu a glaukofánovo-lawsonitových hornín nepatria váhiku, ktoré sa tak ako predpokladaný ekvivalent penninika stáva celkom hypotetickým elementom.

D. Plašienka (1995, s. 107) namieta, že ani v najexternejšej zóne tatrika niet stôp po vulkanitoch a magmatitoch, ktoré by mali sprevádzať spodnokriedovú subdukciu, ktorú my predpokladáme (Mišík a Marschalko, 1988). Aké spodnokriedové vulkanity a granitoidy sprevádzajúce subdukciu sa vyskytujú v južných, ultraveporických priestoroch? A aké senónske vulkanity a granitoidy sprevádzajú senónsku subdukciu váhika, ktorú D. Plašienka predpokladá?

D. Plašienka presnejšie necharakterizuje, ako vyzerala zdrojová oblasť exotík; je naznačená ako šupiny s oceánskou kôrou v gemeriku (obr. 4), ale musela mať povahu melanže z akrečného klinu, inak by sa nemohlo v albskom flyši klapskej sukcesie objaviť v zlepencoch odrazu vyše sto druhov hornín.

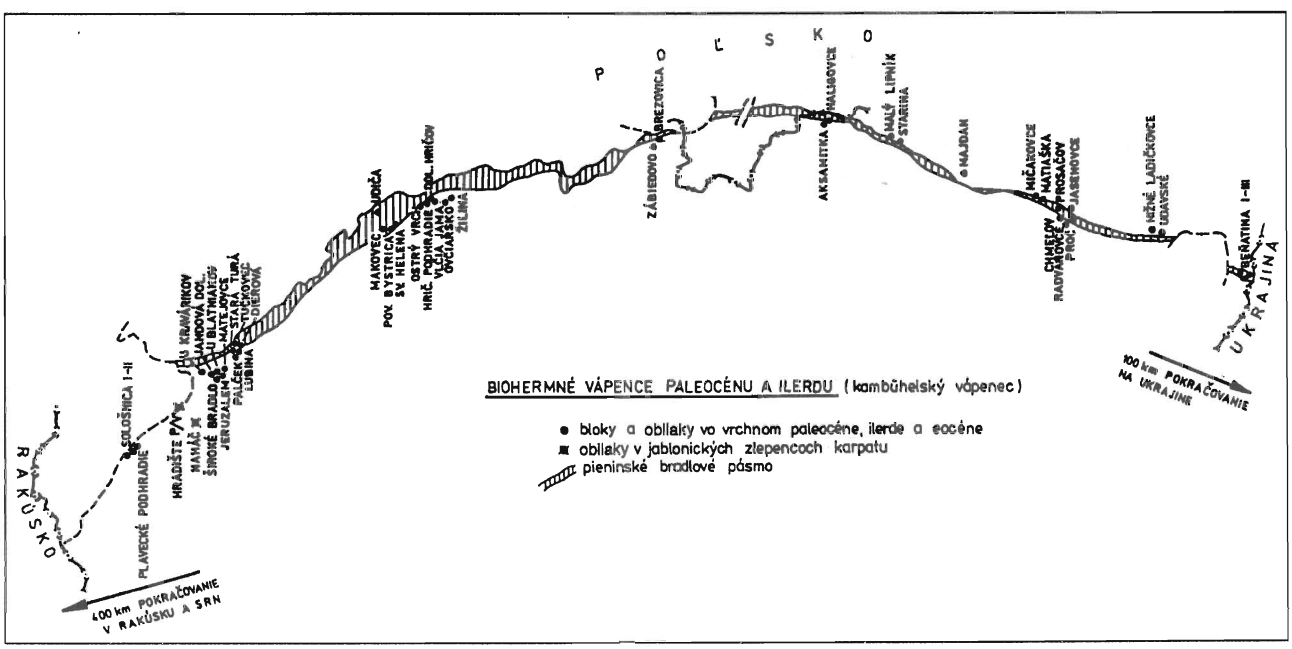
Niektoré horniny z „upohlavských" zlepencov nemožno odvodiť z J, napr. blok namúrskeho uhlia nájdený pri Nosiciach (namúrske uhlie je známe z ostravskej panvy a z vrtu Nemčičky pod neogénom čelnej priehlbne; uhlie zo zemplínskeho bloku patrí stefanu). Špeciálna mikrofácia s Globochaete a Saccocoma v jadrách mikroonkoidov (Soták a Mišík, v tlači) je typická pre vysokotatranskú jednotku; v nijakej inej sukcesii Západných Karpát nie je prítomná. Jej klasty sú však hojné v kriedových a paleogénnych zlepencoch západného aj východného sektoru pribradlovej oblasti; na lokalite Kotrčina Lúčka tvoria niekoľkometrový blok. Podobne urgónske vápence sú typické pre severný okraj Západných Karpát, najmä pre vysokotatranskú jednotku. D. Plašienka (l. c., s. 108) vysvetľuje ich nedostatok v južných zónach kompletnou eróziou. Avšak jestvovanie plytkovodnej vrchnej jury s Protopeneroplis striata a Clypeina jurassica, ktoré erózia z týchto oblastí úplne odstránila, sme doložili v zlepencoch senónu a spodného miocénu (Mišík a Sýkora, 1980) a už je známy aj ich zaklesnutý erózny relikt z Bükku (Bérczi Makk a Pelikán, 1982). Po urgónskych vápencoch niet ani stopy.

Pri klastoch urgónskych vápencov obsahujúcich chrómspinelidy treba predpokladať exotický pôvod. Priestorová súvislosť s vrchmi Gerecse (Plašienka, l. c., s. 108) však v kriede sotva mohla byť, keďže „escape" bakonika okolo 450 km na SV z insubricko-periadriatickej sústavy lineamentov sa podľa Kázmera a Kovácsa (1985) uskutočnili až v strednom eocéne - spodnom oligocéne.

Vysvetliť pôvod exotík typu upohlavských zlepencov nemožno bez riešenia rovnakej sady exotík z paleocénu východoslovenského sektoru bradlového pásma. Ide o pročské zlepence, ktorých materiál nemôže byť preplavený z kriedových zlepencov, pretože tie sa tam primárne nevyskytujú; klapská jednotka v tomto sektore chýba. Takisto nemožno riešiť otázku bez vysvetlenia pôvodu prakticky rovnakých exotík z kriedových zlepencov Východných Álp, ktoré Tollmann tradične odvodzuje z ultrapieninského chrbta; ani tam analógov klapskej jednotky niet.

Mnohosto kilometrov dlhé chrbty s prekvapujúco jednotným vývojom v mobilných pásmach sú realitou, s ktorou treba počítať. Ako napríklad možno uviesť czorsztynský podmorský chrbát v jure a najspodnejšej kriede (Mišík, 1994) alebo paleocénnu eleváciu lemovanú rífovými vápencami (obr. 1) pri vnútornom okraji pieninského bradlového pásma, pokračujúcu aj do Východných Karpát a Východných Álp v celkovej dĺžke okolo 700 km.

Rozporný fakt, že exotiká kriedových a paleogénnych zlepencov bradlovej a pribradlovej oblasti obsahujú fácie



Obr. 1. Lineárne rozmiestnenie blokov a menších klastov rífových vápencov paleocénu odzrkadľuje priebeh vyše 700 km dlhého paleocénneho chrbta v alpsko-karpatskej mobilnej zóne.

a fosílie s južnou afinitou, sa nedá vysvetliť tak, ako navrhuje Plašienka (1995), pretože má aspoň toľko slabých bodov ako predtým uvádzané variantné riešenia (Mišík a Marschalko, 1988).

Literatúra

Bérczi Makk, A. & Pelikán, P., 1982: Jurassic formations from the Bükk Mountains. *M. Áll. Földt. Intézet évi jelentése (Budapest), 137 - 176.*

Kázmér, M. & Kovács, S., 1985: Permian-paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. *Acta Geol. Hung., 28, 1 - 2, 71 - 84.*

Mišík, M., 1993: The Czorsztyn submarine ridge (Jurassic - Lower Cretaceous, Pieniny Klippen Belt): an example of a pelagic swell. *Mitt. Österr. Geol. Ges. (Wien), 86, 133 - 140.*

Mišík, M. & Marschalko, R., 1988: Exotic conglomerates in Flysch sequences: examples from the Western Carpathians. *In: M. Rakús, J. Dercourt & A. E. M. Nairn (Eds.): Evolution of the northern margin of Tethys. Vol. I. Mém. Soc. Géol. France (Paris), N. S. No. 154, 95 - 114.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1980: Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen, und oberkretazische Süsswasserkalke des Gemerikums. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 3, 239 - 261.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepencov bradlového pásma a manínskej jednotky. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 7 - 111.*

Mišík, M. & Sýkora, M., Mock, R. & Jablonský, J., 1991: Paleogenne Proč conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians, material from the Pieniny exotic ridge. *Acta Geol. Univ. Comen., Geol., 46, 9 - 101.*

Plašienka, D., 1995: Mesozoic evolution of tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: implications for the position of the Klape and related units in Western Slovakia. *Geol. Carpath., 46, 2, 101 - 112.*

Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. & Uher, P., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. *Mineralia Slov., 26, 5, 311 - 334.*

Soták, J. & Mišík, M., 1996: Aktuálne problémy mikropaleontologického a mikrofaciálneho štúdia mezozoických karbonátov. *Mineralia Slov., (v tlači).*

Kryptické chrbty, alebo kolízne orogénne pásma?

Odpoveď na diskusný príspevok M. Mišíka

DUŠAN PLAŠIENKA

Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava

S potešením prijímam diskusný príspevok M. Mišíka, pretože pre každého výskumníka by malo byť súčasťou sebareflexie zistenie, že jeho myšlienky neprechádzajú cez vedeckú komunitu bez povšimnutia. Bohaté skúsenosti a encyklopedické vedomosti M. Mišíka najmä v odbore mikrofácií mezozoických karbonátov sú zárukou relevantnosti jeho argumentov, veď najmä jeho práce so spoluautormi najviac prispeli k poznaniu zloženia exotických zlepencov viacerých západokarpatských sukcesií. Strednokriedové zlepence klapskej jednotky vďaka veľkému objemu a nezvyčajnej pestrosti zloženia obliakového materiálu týmto sukcesiám do istej miery dominujú. V tomto smere sú zlepence upohlavského typu a z nich odvodzované predstavy o pieninskom (ultrapieninskom, resp. Andrusovovom) chrbte ako ich zdroji modelovou koncepciou „exotických" či „kryptických" (teda úplne deštruovaných alebo pochovaných) zdrojových elevácií nielen pre Západné Karpaty. Pritom zloženie zlepencov poukazuje na pôvod zo širokých orogénnych zón so zložitou príkrovovou stavbou so zastúpením obdukovaných ofiolitových a vysokotlakových komplexov, ktorých prítomnosť v priľahlých oblastiach nie je pre dané obdobie interpretovateľná. Ide teda o principiálny paleogeografický a paleotektonický problém a k jeho vyriešeniu je ešte dlhá cesta. Ani moja práca, o ktorej sa diskutuje (Plašienka, 1995a), neašpiruje na definitívne riešenie tejto hádanky a jej cieľom je skôr poukázať na niektoré fakty odporujúce panujúcim predstavám, resp. umožňujúce aj alternatívne riešenie. V maximálnej miere som sa usiloval vychádzať z geologických poznatkov zistených „in situ", ktoré možno pokladať za faktografické a ktorých interpretácia je ľahšie kontrolovateľná. Aj koncepcia pieninského chrbta je v princípe založená na faktografickom materiáli (zloženie a odvodené vlastnosti obliakov), ale ten je dostupný len v druhotnej - redeponovanej pozícii. Úvahy o pôvode tohto materiálu teda nemôžu byť iné ako čisto hypotetické, keď sa navyše pri značnej časti obliakov ako zdroj prakticky vylučuje niektorá z jednotiek zúčastňujúcich sa dnes na povrchovej stavbe Karpát (napr. Mišík a Sýkora, 1981; Mišík a Marschalko, 1988; Birkenmajer et al., 1990).

Hoci sa mi vidí, že by bolo polemiku najlepšie viesť v médiu, ktoré predmetný článok uverejnilo (Geologica Carpathica), súhlasím aj s takouto formou. Tak možno lepšie problematiku priblížiť aj nie celkom zainteresovaným slovenským čitateľom a aj mne to umožňuje azda presnejšie a jasnejšie formulovať vlastné názory, korigovať niektoré nepresnosti a uviesť aj nové argumenty v prospech mojej predstavy. Ešte raz uvádzam hlavný dôvod, založený na interpretácii množstva nových poznatkov, ktorý ma viedol k prehodnoteniu hypotézy o pieninskom exotickom chrbte. Predpokladaný chrbát ako kompresná štruktúra mal byť rozložený externe od centrálnych Karpát, teda implicitne pozdĺž vonkajšej (severnej) hrany tatrika. Lenže jestvujúci štruktúrny, magmatický, sedimentárny a litostratigrafický horninový záznam v jednotkách najexternejšieho tatrika (Malé Karpaty, severná časť Považského Inovca), ktoré som mal možnosť študovať, tejto hypotéze väčšinou zásadne odporuje. Poznajúc tento rozpor, hľadal som iné vysvetlenie paleotektonickej a štruktúrnej pozície klapskej jednotky, také, ktoré by umožnilo dať ju do súladu aspoň s hlavnými známymi faktami. Moja predstava teda primárne nevychádza z povahy exo-

tického klastického materiálu upohlavských zlepencov, hoci sekundárne počíta s alternatívnym (a som presvedčený, že často aj zodpovedajúcejším) vysvetlením ich pôvodu aspoň na rovnakej hypotetickej úrovni ako koncepcia pieninského chrbta. Nazdávam sa tiež, že moja hypotéza je bohatšia o prvok, s ktorým koncepcia exotického chrbta príliš nepočíta, a to o rekonštrukciu paleotektonického vývoja predpokladaných zdrojových zón, v prospech ktorej je už dnes viac a spoľahlivejších poznatkov ako pred 10 - 20 rokmi. To však už nie je iba moja zásluha, ale výhoda, ktorú priniesol čas.

Mohol by som sa bod po bode podrobne vyjadriť k protiargumentom M. Mišíka, ale keďže nechcem, aby bol tento príspevok dlhší ako článok, o ktorom je reč, uvediem iba stručný komentár.

Za zdroj exotických klastík v nijakom prípade nepokladám samo veporikum či gemerikum (resp. ich dnes na povrch vystupujúce časti), pretože najmä prvé z nich bolo v strednej kriede ešte hlboko pochované pod hrubú masu nadložných, v súčasnosti väčšinou neznámych (tektonicky a erózne odstránených) samotných „exotických" jednotiek. Tieto exotické jednotky, rozložené pôvodne v nadloží a južne, dnes už len južne od veporického dómu, pozostávali z rozčlenených meliatických sutúrnych komplexov a jednotiek pôvodného južného aktívneho okraja meliatsko-halštatského oceána, t. j. dnešného turnaika, rudabányika, bükkika a zrejme aj transdanubika ako vzdialenejšieho zázemia tohto okraja. To, že územie dnešného veporika bolo v strednej kriede oblasťou pomerne rýchleho postkolízneho výzdvihu, tektonickej a eróznej denudácie, a teda pravdepodobne aj relatívne vysokého horstva, možno dosť spoľahlivo dedukovať z dnes už početných petrologických a rádiometrických údajov o postmetamorfnom chladnutí a znižovaní tlaku nadložia vo veporických komplexoch (pozri napr. súhrn Kováča et al., 1994). Poznamenávam, že obr. 7 v mojej práci je iba schematizovaným balansovaným vývojovým rezom osvetľujúcim princíp, nie detaily skrátenia fatrického priestoru. Zobrazená veľkobocká elevácia vôbec nemusela byť eleváciou vo vzťahu k zázemiu - vyzdvihovanému ultraveporickému priestoru, navyše každá pozdĺžna elevácia máva aj priečne depresie, umožňujúce transport klastického materiálu. O pôvode klastického kremeňa strednokriedových flyšových sekvencií možno vysloviť viac domnienok (napr. že pochádza zo starších siliciklastických flyšových súborov, ktoré mohli tvoriť podstatnú súčasť melanžových a akrečných komplexov exotických jednotiek), ale pravda je, že by si klastický materiál pieskovej frakcie zaslúžil podrobnejšiu petrofaciálnu analýzu (aj na porovnanie pieskovcov klapskej jednotky a porubského súvrstvia).

Cenomanské presúvanie fatrických elementov cez juhotatrický prah isto nebolo gravitačné, taký bol zrejme len nasledujúci presun do priestorov šiprúnskej panvy tatrika v turóne. Orlovské pieskovce neboli sedimentmi elevácie, lež naopak zapĺňajúcej sa zvyškovej panvy v pozícii „forearc" či „piggy back" vo vzťahu ku krížňanskému akrečnému klinu.

Na klastickom materiáli senónskych flyšových sedimentov belickej jednotky v Považskom Inovci majú exotiká naozaj zanedbateľný podiel, čo napokon svedčí proti existencii exotického chrbta externe od tatrika. Môj obr. 5 teda nie je presný v tom smere, že obliakový materiál senónskych zlepencov belickej jednotky asi nie je recyklovaný zo zlepencov klapskej jednotky. Chcel som ním len zdôrazniť dvojaký zdroj belických zlepencov - na jednej strane sú tam dobre oválané obliaky hlavne karbonátov a kremencov, na strane druhej na krátku vzdialenosť transportované angulárne, väčšinou podstatne väčšie klasty a olistolity evidentne pochádzajúce z považskoinoveckého tatrika (svory, permoskýtske klastiká, jurské až spodnokriedové piesčité biodetritické vápence) a z problematických bázických vulkanitov.

Penninicko-váhický pôvod obliakov vysokotlakových metamorfitov z upohlavských zlepencov som odmietol najmä preto, že ich tvorba by bola vyžadovala cyklus subdukcia - premena - exhumácia trvajúci aspoň okolo 10 Ma, kým začiatok konvergentných pohybov v severnom tatriku nemožno predpokladať skôr ako v albe - cenomane, ale pravdepodobne až v spodnom senóne (Plašienka, 1995b). Najnovšie sa vek metamorfózy týchto glaukofanitov podarilo aj spoľahlivo datovať na 155 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ priamo na glaukofáne, Dal Piaz et al., 1995), čo je identický vek s vekom vysokotlakových metamorfitov príkrovu Bôrky meliatika (Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1994; Faryad and Henjes-Kunst, 1995) a blízky veku nízkostupňovej metamorfózy jednotiek vnútorných Západných Karpát (Árkai et al., 1995, označujú ju ako „eohelénsku").

Vrchnojurské alkalicko-vápenaté vulkanity pokladané za prejav subdukcie meliatika na J sa in situ vyskytujú v olistostróme Telekesoldal strednojursko-vrchnojurského veku vo vrchoch Rudabánya (a to ako klasty, Kovács, 1987, i ako synsedimentárne intrúzie, Szakmányi et al., 1989; Grill, 1988). Ryolity majú vrchnojursko-spodnokriedový izotopový vek (Grill, 1988), porovnateľný s klastmi vulkanických hornín upohlavských zlepencov (cf. Mišík a Sýkora, 1981; Marschalko, 1986). Podobné vrchnojurské olistostrómy s ryolitovými klastmi a redeponované vulkanoklastiká sa zistili v spodnej jednotke vo vrte Bru-1 a interpretujú sa ako súčasť meliatika (Vozárová a Vozár, 1992a, b). To, že tieto vulkanity môžu mať v južných zónach Západných Karpát podstatne väčší rozsah, ako sa doteraz predpokladalo, dokazuje aj vrt Nb-324 pri Salgótarjáne v severnom Maďarsku, ktorý v podloží oligocénnych sedimentov zastihol mohutné teleso vrchnojurských andezitov (Árva-Sós et al., 1988). Spomenúť možno aj klasty kyslých vulkanitov z vrchnojursko-spodnokriedových sedimentov vrchov Gerecse (Császár and Dosztály, 1993). Hojné vulkanity v materiáli upohlavských zlepencov (ale napr. aj v piesčitej frakcii porubského súvrstvia, Jablonský, 1978) by skutočne mohli byť svedkami subdukčných procesov, ale je otázka, kde tieto procesy vlastne prebiehali. Opatrne treba pristupovať aj k ich datovaniu K/Ar metódou, ktorú už dnes nemožno pokladať za celkom spoľahlivú. Problematika si vyžaduje ďalšie štúdium (pozri príklad zdanlivých vrchnojursko-spodnokriedových granitov, ktorých podrobné štúdium preukázalo ich neskorohercýnsky vek a alkalický trend indikujúci postorogenetický charakter, čo sú znaky granitov

vyskytujúcich sa opäť len v južných zónach Západných Karpát, porovnaj Uher and Pushkarev, 1994). Treba opätovne zdôrazniť, že v tatriku a vôbec v celých centrálnych Západných Karpatoch niet stopy po vrchnojursko-spodnokriedovom subdukčnom vulkanizme či plutonizme a spodnokriedovo-strednokriedové alkalické bazalty sú produktom diametrálne odlišných paleotektonických podmienok, t. j. kontinentálnej kôrovej extenzie a riftingu, a to po obidvoch stranách zdanlivého konvergentného priestoru - na rozbitom sliezskom šelfe severoeurópskej platformy, ako aj v centrálnokarpatskom bloku (Hovorka a Spišiak, 1993). Vulkanizmus spätý so subdukciou penninika je sporný aj v Alpách, čo má zrejme príčiny v spôsobe subdukcie, napr. v sklone subdukčnej zóny ovplyvnenej vekom subdukovanej oceánskej litosféry alebo v netypickom prípade podkôrovej subdukcie (Plašienka, 1995b), resp. v len plytko zasahujúcej subdukcii pri šikmej konvergencii.

Nesúhlasím s konštatovaním M. Mišíka, že na mojom obr. 4 je zdroj exotík naznačený v gemeriku. Sú to ultragemerické jednotky označené ako E (exotické). Ale akceptujem to, že tieto jednotky mohli mať z podstatnej časti charakter melanže a akrečných komplexov spätých so sutúrou meliatsko-halštatského oceána.

Moja argumentácia sa od Mišíkovej najviac odlišuje kvantifikáciou procesov a javov. M. Mišík, zaiste správne uvádza niektoré typy hornín upohlavských zlepencov, ktoré podľa neho nemožno odvodiť „z juhu", ale ja naopak predpokladám, že podstatnú časť materiálu zlepencov nemožno odvodiť „zo severu" (t. j. z tatrických a extratatrických alebo infratatrických priestorov).

Pôvodná forma koncepcie Kázméra a Kovácsa (1985) o paleogénnom východovergentnom „escape" bakonika - transdanubika je dnes už prekonaná. Transdanubikum spolu s bükkikom (v maďarskej literatúre často spolu s gemerikom označované ako megajednotka Pelso, čo je podľa mňa neopodstatnená konštrukcia) tvorili počas celého terciéru jeden blok s centrálnymi Karpatmi (tzv. severopanónsky blok, napr. Csontos et al., 1992), ako o tom svedčia najmä paleomagnetické údaje (Márton et al., 1992; Mauritsch and Márton, 1995; Márton and Fodor, 1995). Štruktúrne merania potvrdzujú dextrálny pohyb na balatonskej a stredomaďarskej línii už v eocéne (Fodor et al., 1992), avšak sinistrálny pohyb na rábskej línii je mladý a málo významný a na línii Hurbanovo - Diósjenő ho už vôbec ťažko predpokladať. Styk transdanubika s centrálnokarpatskými jednotkami sa na základe seizmických rezov interpretuje skôr ako sústava miocénnou extenziou invertovaných starých kriedových násunových zlomov (Horváth, 1993). Miocénny únik severopanónskeho bloku akomodovala sinistrálna transtenzia hlavne pozdĺž vonkajšieho okraja centrálnych Karpát (napr. Fodor, 1995; Kováč et al., 1994, a množstvo ďalších prác našich autorov). Niektorí autori (Balla, 1994) uvažujú dokonca o dextrálnom pohybe na línii Hurbanovo - Diósjenő, čo vzhľadom na orientáciu (Z - V) tejto línie voči orientácii hlavného kompresívneho napätia vo vrchnokriedovom a paleogénno-spodnomiocénnom období (SZ - JV, obidva smery bez zohľadnenia neskorších blokových rotácií) vskutku nemožno vylúčiť. Podľa týchto faktov je teda kontakt centrálnych Karpát a transdanubika - bükkika v podstate predterciérny a pravdepodobne aj predvrchnokriedový.

Celkom nerozumiem argumentácii M. Mišíka v prípade pročských zlepencov. Ich materiál vraj nemôže byť preplavený z kriedových zlepencov klapskej jednotky, pretože tie sa tam primárne (?) nevyskytujú. To je pravda rovnako, ako že sa tam nevyskytujú ani nijaké zvyšky nejakej exotickej kordiléry a prípadný klapský zdroj nie je o nič hypotetickejší ako akýkoľvek iný exotický chrbát. Ale v tomto prípade neslobodno zabudnúť ani na zlepence porubského súvrstvia fatrika Humenských vrchov s obsahom glaukofanitov (Ivan a Sýkora, 1993), ktoré dokumentujú prítomnosť strednokriedových exotických konglomerátov aj vo východoslovenskom úseku pribradlovej zóny. Nateraz nedoriešenú, ale zásadnú otázku v korelácii klapsko-porubských flyšov a losensteinského súvrstvia Východných Álp vidím v tom, že kým pri prvých sa uvádzajú vnútorné, t. j. „južné" zdroje (Marschalko, 1986), pri druhých by obdobné zdroje mali byť na vonkajšej čiže „severnej" strane (Gaupp, 1983). Lenže aj v alpskej literatúre sú alternatívne modely počítajúce so spodnoaustroalpínsko-strednoaustroalpínskou príslušnosťou jednotiek obsahujúcich strednokriedové flyšové sekvencie, t. j. „Cenoman - Randschuppe" a „Kieselkalkzone" (Fuchs, 1985).

Napokon by som chcel podotknúť, že nebolo mojím cieľom spochybniť jestvovanie pozdĺžnych, neskôr pochovaných „exotických" chrbtov v mobilných zónach ako takých. Paleotektonická analýza mezozoického horninového záznamu centrálnych Karpát signalizuje v súvislosti so zložením klastického materiálu strednokriedových exotických zlepencov antagonistické rozpory, ktoré som sa usiloval vysvetliť alternatívnou hypotézou. Napr. interpretácia prítomnosti pelagických triasových fácií ako výsledku oceánskeho riftingu v priestore bradlového pásma hneď na S od tatrika (Birkenmajer et al., 1990) nemá v samom tatriku najmenšiu oporu, lebo „germánsky" vývoj tam nebol prerušený (pozri tiež Wieczorek, 1995). Podobne v tatriku chýbajú akékoľvek indície výrazného splytčenia, subdukcie a vysokotlakovej metamorfózy, vulkanizmu a vôbec konvergentných pohybov vo vrchnej jure aj v spodnej kriede. Ale všetky tieto procesy v južných zónach Západných Karpát evidentne prebiehali. Tieto zóny navyše podstúpili aj postkolízny výzdvih práve v strednej kriede, keď sa exotické konglomeráty začali tvoriť. Zdá sa mi preto nanajvýš prirodzené pokúsiť sa spojiť tieto dobre známe javy a procesy do jednej koherentnej rekonštrukčnej schémy, čo pokladám za logickejšie a produktívnejšie, ako sa ustavične odvolávať na úplne deštruované, a tým aj úplne hypotetické „deus ex machina" mentálne konštrukcie typu pieninského exotického chrbta. Inak povedané; som presvedčený, že zdrojové oblasti strednokriedových exotických konglomerátov boli širokým, aktívne skracovaným a vyzdvihovaným orogénnym pásmom zahŕňajúcim južné zóny Západných Karpát a aj Východných Álp, a nie lokálnym kryptickým chrbtom typu napr. sliezskej kordiléry. Toto pásmo subdukcia nezlikvidovala

úplne a jeho korene sú v stavbe Karpát dodnes. Bolo by tu preto azda namieste hovoriť nie o Andrusovovom chrbte (Andrusov Ridge, sensu Birkenmajer, 1988), ale skôr o „Andrusovovej reťazi" (Andrusov Range) ako o rozsiahlej spodnokriedovo-strednokriedovej horskej reťazi.

Záverom sa ešte zmienim o niektorých nových poznatkoch z geológie Álp, ktoré majú vzťah k sledovanej problematike. Hypotéza peripieninského exotického chrbta vychádzala čiastočne, resp. nebola s ňou v zásadnom rozpore, z koncepcie o spodnokriedovom začiatku subdukcie alpského penninika indikovanom niektorými rádiometrickými datovaniami a litostratigraficko-sedimentologickými poznatkami (napr. Winkler, 1988). Ale rádiometrické datovanie je už dnes reinterpretované a spresnené a podľa neho nie je subdukcia penninika staršia ako vrchnokriedová, pretože napr. eklogity oceánskych hornín poskytujú len vrchnokriedový až paleogénny vek (napr. Barnicoat et al., 1993; Bowtell et al., 1994; Gebauer et al., 1993; cf. súhrn Froitzheim et al., 1996). Naproti tomu alpínske metamorfity jednotiek austroalpínskeho fundamentu vrátane eklogitov s vrchnojursko-spodnokriedovými izotopickými vekmi sa dnes interpretujú ako produkty ranoalpínskej (resp. mladokimerskej) kolízie po uzavretí meliatsko-halštatského oceána v spodnej platni subdukčno-kolíznej zóny (Thöni and Jagoutz, 1993; Froitzheim et al., 1996). Južné zóny Východných Álp pritom podstúpili tvorbu pokolíznych metamorfných dómov (napr. gleinalmský dóm, cf. Neubauer et al., 1995), ktoré majú podobné metamorfné, geometrické a časové charakteristiky ako veporický metamorfný dóm (Plašienka and Putiš, 1993). Kompresia potom pokračovala na S a postupne zachvacovala stále externejšie a spodnejšie jednotky austroalpinika („footwall propagation thrust faulting", Dallmeyer et al., 1994), až napokon dostihla jeho pasívny okraj voči penniniku. Ale kým v Alpách sa k tomuto modelu len postupne prepracúvajú stále precíznejšími geochronologickými metódami, u nás sa obdobný scenár dobre zachoval aj v sedimentárnom a štruktúrnom zázname. Vonkajšia, t. j. generálne severná progradácia alpínskych orogenetických procesov v Západných Karpatoch je ich najmarkantnejšou paleotektonickou črtou a z tohto pohľadu aj zmena pasívneho tatricko-váhického okraja na aktívny vo vrchnej kriede nebola príčinou skrátenia centrálnokarpatského (a ani austroalpínskeho) priestoru, ale naopak jeho dôsledkom (Plašienka, 1995b; Froitzheim et al., 1996).

Literatúra

Árkai, P., Balogh, K. & Dunkl, I., 1995: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. *Geol. Rdsch., 84, 334 - 344.*

Árva-Sós, E., Balogh K. & Ravasz-Baranyai, L., 1988: Mesozoic andesite in borehole Nagybátony 324 (v maďarčine, angl. súhrn). *Magy áll. földt. Intéz. évi Jelent. 1986. évröl, 117 - 120.*

Balla, Z., 1994: An Ivrea-type structure in the Alpine-Carpathian junction area? *In: Lobitzer, H., Császár, G. & Dauer, A. (Eds.): Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn /1. Wien, 385 - 402.*

Barnicoat, A. C., Cliff, R. A., Guire, P. G., Inger, S. & Rex, D. C., 1993: Assessing the age of high-pressure metamorphism in the Western Alps using Sm-Nd and $^{40}Ar/^{39}Ar$ studies. *Terra Abstr., 5, 1, 380.*

Birkenmajer, K., 1988: Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian foldbelt. *Stud. geol. pol., 41, 7 - 37.*

Birkenmajer, K., Kozur, H. & Mock, R., 1990: Exotic Triassic pelagic limestone pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland: a further evidence for Early Mesozoic rifting in West Carpathians. *Ann. Soc. geol. Pol., 60, 3 - 44.*

Bowtell, S. A., Cliff, R. A. & Barnicoat, A. C., 1994: Sm-Nd isotopic evidence on the age of eclogitization in the Zermatt- Saas ophiolite. *J. met. geol., 12, 187 - 196.*

Császár, G. & Dosztály, L., 1993: Lower and Middle Cretaceous formations of the Transdanubian Range. *Field Guide, Hung. Geol. Surv., Budapest, 1 - 50.*

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kováč, M., 1992: Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics, 208, 221 - 241.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Fritz, H. & Putiš , M., 1994: Variscan vs. Alpine tectonothermal evolution within the Eastern Alps and Western Carpathians, Austria - Slovakia. *Rom. J. Tect. Reg. Geol., 75, Suppl. 1 - ALCAPA II Abstr. Vol.*

Dal Piaz, G. V., Martin, S., Villa, I. M., Gosso, G. & Marschalko, R., 1995: Late Jurassic blueschist facies pebbles from the Western Carpathian orogenic wedge and paleostructural implications for Western Tethys evolution. *Tectonics, 14, 874 - 885.*

Faryad, S. W. & Henjes-Kunst, F., 1995: Metamorphism of the Meliata high-pressure rocks (West Carpathians, Slovakia). *Terra Abstr., 7, 1, 319.*

Fodor, L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene - Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine - Western Carpathian junction. *Tectonophysics, 242, 151 - 182.*

Fodor, L., Magyari, A., Kázmér, M. & Fogarasi, A., 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. *Geol. Rdsch., 81, 695 - 716.*

Froitzheim, N., Schmid, S. M. & Frey, M., 1996: Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: a working hypothesis. *Eclogae geol. Helv., 89, 1, (in press).*

Fuchs, W., 1985: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. *Jb. Geol. B. A., 127, 571 - 631.*

Gebauer, D., Tilton, G. R., Schertl, H. P. & Schreyer, W., 1993: Eocene/Oligocene ultrahigh-pressure (UHP) metamorphism in the Dora Maira Massif (Western Alps) and its geodynamic implications. *Terra Abstr., 5, 4, 10.*

Gaupp, R., 1983: Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). *Zitteliana, 10, 155 - 171.*

Grill, J., 1988: Jurassic formations of the Rudabánya Mountains (v maďarčine, angl. súhrn). *Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. 1986, évröl, 69 - 85.*

Horváth, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics, 226, 333 - 357.*

Hovorka, D. & Spišiak, J., 1993: Mesozoic volcanic activity of the Western Carpathian segment of the Tethyan belt: Diversities in space and time. *Jb. Geol. B. A., 136, 769 - 782.*

Ivan, P. & Sýkora, M., 1993: Nález hornín s glaukofánom v zlepencoch kriedy krížňanského príkrovu od Jasenova (východné Slovensko). *Mineralia Slov., 25, 29 - 33.*

Jablonský, J., 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. *In: Vozár, J. (Ed.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Konf. Symp. Sem., GÚDŠ Bratislava, 175 - 187.*

Kázmér, M. & Kovács, S., 1985: Permian - Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. *Acta geol. hung., 28, 71 - 84.*

Kováč, M., Kráľ, J., Márton, E., Plašienka, D. & Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: Geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath., 45, 83 - 96.*

Kovács, S., 1987: Olisthostromes and other deposits connected to subba-

queous mass-gravity transport in the North Hungarian Paleo-Mesozoic II (v maďarčine, angl. súhrn). *Földt. Közl., 117, 101 - 119.*

Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P., 1993: ^{40}Ar-^{39}Ar dating of the Inner Carpathian Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics, 223, 313 - 337.*

Marschalko, R., 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Veda, Bratislava, 137.*

Márton, E. & Fodor, L., 1995: Combination of paleomagnetic and stress data - a case study from North Hungary. *Tectonophysics, 242, 99 - 114.*

Márton, E., Pagáč, P. & Túnyi, I., 1992: Paleomagnetic investigations on Late Cretaceous - Cenozoic sediments from the NW part of the Pannonian basin. *Geol. Carpath., 43, 363 - 368.*

Mauritsch, H. J. & Márton, E., 1995: Escape models of the Alpine - Carpathian - Pannonian region in the light of paleomagnetic observations. *Terra nova, 7, 44 - 50.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepencov bradlového pásma a manínskej jednotky. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 7 - 111.*

Mišík, M. & Marschalko, R., 1988: Exotic conglomerates in flysch sequences: Examples from the West Carpathians. *In: Rakús, M., Dercourt, J. & Nairn, A. E. M. (Eds.): Evolution of the northern margin of Tethys, Vol. I. Mém. Soc. géol. France, Nouvel., 154, 95 - 113.*

Neubauer, F., Dallmeyer, R. D., Dunkl, I. & Schirnik, D., 1995: Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. *Tectonophysics, 242, 79 - 98.*

Plašienka, D., 1995a: Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: Implications for the position of the Klape and related units in western Slovakia. *Geol. Carpath., 46, 101 - 112.*

Plašienka, D., 1995b: Passive and active margin history of the northern Tatricum (Central Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Rdsch., 84, 748 - 760.*

Plašienka, D. & Putiš, M., 1993: Kinematics of Cretaceous uplift of the Veporic dome (Western Carpathians). *Terra Abstr., 5, 2, 27.*

Szakmány, G., Máthé, Z. & Réti, Zs., 1989: The position and petrochemistry of the rhyolite in the Rudabánya Mts. (NE Hungary). *Acta mineral. petrogr. (Szeged), 30, 81 - 92.*

Thöni, M. & Jagoutz, E., 1993: Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 73, 177 - 189.*

Uher, P. & Pushkarev, Yu., 1994: Granitic pebbles of the Cretaceous flysch of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: U/Pb zircon ages. *Geol. Carpath., 45, 375 - 378.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1992a: Strednokarbónsky flyš v Západných Karpatoch - príspevok k tektonike južnej časti Slovenského rudohoria na základe výsledkov vrtu BRU-1, Brusník. *Mineralia Slov., 24, 53 - 62.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1992b: Tornaicum and Meliaticum in borehole Brusník BRU-1, Southern Slovakia. *Acta geol. hung., 35, 97 - 116.*

Wieczorek, J., 1995: Mesozoic evolution of the Tatra Mts. (Western Carpathians). *Geol. Soc. Greece, Sp. Publ., 4/1, Proc. XV Congress CBGA, 138 - 142.*

Winkler, W., 1988: Mid- to Early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps. Palaeotectonic implications. *Jb. Geol. B. A., 131, 341 - 389.*

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 28, č. 1

Obsah

Strategické suroviny a nerostná surovinová politika .. 1
Dohovor OSN o morskom práve 3
Informácie zo zahraničia 6
Informácie z domova 7
Aktivita SGS 9
Recenzie 14
Terminologický stĺpček 16

Strategické suroviny a nerostná surovinová politika

MIROSLAV PALAS, Vysoká škola báňská, Ostrava

Nerostné suroviny jako součást surovinových zdrojů země se významně podílejí na přírodním bohatství každého státu. O množství nerostných surovin využívaných v současné světové ekonomice svědčí to, že jen základních surovin, u nichž jsou průběžně sledovány světové ceny, je zhruba 150, přičemž zde nejsou zahrnuty ceny bežných stavebních surovin. Z hlediska potřeb současné ekonomiky jsou nerostné suroviny nezbytné v energetice, hutnictví a na ně navazujícím strojírenství, ve výrobě stavebních hmot, keramiky, sklářství, v chemickém průmyslu, zemědělství, ale i v textilním a papírenském průmyslu.

Základní význam nerostných surovin pro ekonomiku každého státu tkví v tom, že se tyto v procesu výroby, v procesu jejího přepracování mnohonásobně valorizují, zhodnocují. Míra valorizace nerostné suroviny je dána stupněm jejího zušlechtění a stupněm využití jejich užitných vlastností. Stupeň valorizace je samozřejmě pro různé nerostné suroviny různý. V každém případě ovšem platí, že nerostné suroviny jako ostatně všechny suroviny jsou na samém počátku výrobního procesu. Právě to, že jsou na tomto počátku, je důvodem skutečnosti, že podíl hodnoty jejich produkce na hrubém národním produktu všech zemí postupně klesá. V současné době se u většiny zemí pohybuje v rozmezí 2 - 3 %. Z tohoto hlediska by se mohlo zdát, že jejich význam pro ekonomiku postupně klesá. K jinému závěru však dojdeme, budeme-li chtít odpovědět na otázku jaký je podíl průmyslové výroby, v níž jsou základní surovinou nerostné suroviny. Na základě námi zpracovaných materiálů týkajících se ekonomiky SR v roce 1988 lze říci, že podíl průmyslové výroby, jejímž základem jsou nerostné suroviny na celkové průmyslové výrobě činil 65,9 %. Jinými slovy, nerostné suroviny bezprostředně ovlivňovaly či podmiňovaly prakticky dvě třetiny slovenské ekonomiky v roce 1988. Lze se oprávněně domnívat, že ani v současném období není tento podíl výrazně jiný. Z tohoto hlediska je pak podle názoru autora předloženého příspěvku zcela pochopitelné, že hovoříme o strategickém významu alespoň některých nerostných surovin a že problémy spojené s komplexem jejich vyhledávání, oceňování, těžení a následného zpracování stejně jako jejich importu nebo exportu jsou součástí nerostné surovinové politiky každého průmyslově vyspělého státu. Některým otázkám vzájemného vztahu strategických nerostných surovin a nerostné surovinové politiky je věnován tento příspěvek.

Zastavme se nejdříve u termínu strategická surovina. Nutno říci, že v současné době není zcela přesně a jednoznačně definován. V původním významu se omezoval jen na ty suroviny, které byly nepostradatelné pro výrobu zbraní, střeliva, nebo vojenského zařízení. Později byl tento termín rozšířen na suroviny, na které bývalo při politicko-hospodářských konfliktech vyhlašováno embargo a které byly předmětem státních strategických rezerv. V současné době můžeme za strategickou surovinu považovat surovinu, která

- má životní význam pro chod národního hospodářství a jeho zabezpečení energií,
- je nepostradatelná při výrobě tzv. Hi-Tech materiálů,
- je nepostradatelná při výrobě zbraní, střeliva nebo vojenského zařízení,
- má velmi omezené zdroje a navíc se vyskytuje v politicky nestabilních oblastech,
- je velmi obtížně zastupitelná jinými surovinami,
- má poměrně dlouhou dobu zpracování do užitné formy,
- má velmi dlouhou dobu průzkumu a ověřování zásob,
- má dopravní cesty suroviny k místu úpravy či konečné spotřeby, jež procházejí politicky nestabilními či rizikovými územími,
- má zranitelnou finanční strukturu těžebních podniků nebo tato je předmětem nátlaku, který by mohl vést k jejímu rozpadu.

Z důvodu zajištěnosti svého hospodářství strategickými surovinami zřídily zejména USA a také celá řada dalších států strategické zásoby vybraných surovin. Informace, které konkrétní suroviny jsou zařazeny do strategických zásob, jsou k dispozici pouze z USA. Nerostné suroviny jsou v USA zařazovány do skupiny strategických surovin na základě zákona o obranné výrobě (The Defense Production Act.). Samotné zásoby strategických nerostných surovin jsou součástí národních obranných pohotových zásob (National Defence Executive Reserves). Rozsah těchto zásob je pravidelně obměňován jak z hlediska mezinárodně-politické situace, tak zejména technologického pokroku. Tak např. ministerstvo obrany USA rozhodlo financovat

projekty mající za úkol vyvíjet tzv. high-tech materiály včetně ultračistých polysilikonů, vysoce kvalitních uhlíkatých a křemitých vláken, kompozitních materiálů na bázi kovů a grafitu a speciální keramické materiály.

Počátkem 80. let řada průmyslově vyspělých států dospěla k názoru, že bude vhodné zamezit zbytečné duplikaci v získávání informací o hlavních světových zdrojích strategických surovin. Proto bylo v roce 1981 rozhodnuto vládami USA, Kanady a SRN zřídit mezinárodní inventář strategických nerostných surovin (International Strategic Minerals Inventory - ISMI). Později se k těmto zemím připojily JAR, Austrálie a Spojené království. Jeho hlavním cílem je publikovat vhodnou formou netajné údaje a charakteristiky nejdůležitějších ložisek strategických nerostných komodit, které by se mohly stát podkladem pro formulování krátkodobé, střednědobé a dlouhodobé nerostné surovinové politiky z pohledu světových zdrojů nerostných surovín. Pokud je autorovi příspěvku známo, pracovní skupina ISMI rozhodla doposud o zpracování studií pod oficiálním názvem „International Strategic Minerals Inventory Summary Report" pro chrom, mangan, nikl, fosfáty, kobalt, kovy skupiny Pt, vanadu, grafitu, titanu, wolframu, cínu, lithia a zirkonu.

Každý spotřebitel bez ohledu na to, zda je to soukromý podnikatel, mezinárodní společnost či stát nebo politická aliance států, si potřebuje ujasnit své názory na bezpečnost dodávek surovin a na cenu a náklady, které by stály její porušení. Z toho důvodu si musí odpovědět alespoň na následující otázky:

- Jaké je geografické rozmístění hlavních nerostných surovinových zdrojů, tedy zásob a to jak geologických, tak zejména ekonomicky těžitelných?
- Kde jsou hlavní těžební kapacity?
- Jak politicky bezpečné jsou tyto zdroje?
- Jsou ohroženy zvnějšku?
- V jaké ekonomické situaci jsou producentské země či oblasti?
- Jak akutní je nebezpečí ohrožení plynulosti těžby v důsledku pracovních nepokojů?
- Jsou producentské oblasti zranitelné z hlediska energetického nebo z hlediska dodávek ostatních nerostných surovin nutných pro bezporuchový chod těžby?

Z výše uvedeného tedy jednoznačně vyplývá, že za strategické nerostné suroviny lze považovat ty, jejichž získávání je spojeno s určitým druhem rizika.

Hlavními kritérii rizikovosti jsou zřejmě

- produkční riziko,
- dopravní riziko,
- riziko změn užití a náhrady,
- obchodní riziko.

Vztah každého státu k nerostným surovinám obecně a strategickým zvláště závisí na řade faktorů. K nejdůležitějším z nich patří:

- úloha, kterou hraje nerostný surovinový komplex v ekonomice státu,
- přijatá energetická a nerostná surovinová politika státu,
- přijatý fiskální a monetární systém,
- vývozní a dovozní politika státu,
- stav přírodního prostředí příslušné země.

Země, které exportují nerostné suroviny, orientují svou nerostnou surovinovou politiku především na:

- vzrůst a racionalizaci produkce za účelem maximalizace daní ze zisku, důlních a exportních poplatků,
- diverzifikaci těžební produkce vedoucí ke zmírnění závislosti na jednotlivých producentech,
- zvyšování domácího zpracování nerostných surovin do pokud možno nejvyššího stavu možného zhodnocení,
- rozumnou politiku v oblasti péče o životní prostředí.

Naopak, země, které importují nerostné suroviny, orientují svou nerostnou surovinovou politiku na:

- garanci dodávek nerostných surovin pomocí mezinárodních investic do důlního průmyslu,
- účast na těžebních projektech v zahraničí,
- uzavírání dlouhodobých kontraktů na dodávky nerostných surovin,
- diverzifikaci zdrojů,
- pomoc vývoji nových technologií, které vedou k podstatně vyššímu zhodnocení nerostných surovin,
- intenzifikaci recyklace nerostných surovin.

Z uvedeného vyplývá všeobecné uvědomění si faktu, že nerostné suroviny jsou základní podmínkou existence velmi podstatné části zpracovatelských odvětví státu. Jednotlivé nerostné suroviny hrají v ekonomice každého státu rozdílnou úlohu. Právě z tohoto důvodu byly vlastně definovány strategické suroviny. Z hlediska potřeb definování nerostné surovinové politiky se však zdá, že by bylo vhodné definovat zhruba čtyři typy nerostných surovin, přičemž samotné strategické suroviny by mohly být rozděleny na dvě podskupiny: kritické a strategické s. s.

Za *kritické nerostné suroviny* bychom pak považovali ty nerostné suroviny, které jsou naprosto nezbytnou podmínkou chodu ekonomiky a života společnosti vůbec a to bez ohledu na vývojovou etapu, ve které se ekonomika státu bude nacházet.

Strategickými surovinami v užším slova smyslu by byly ty nerostné suroviny, které jsou podmínkou bezporuchového chodu ekonomiky v dané etapě jeho hospodářského vývoje.

Nerostné suroviny mají kromě celostátního významu i význam místní, protože mohou být na počátku místní či regionální průmyslové činnosti. Pro daný region jsou neméně významné než strategické suroviny z pohledu celostátního. Budou to zpravidla ty suroviny, u nichž budou hrát důležitou roli nejen náklady těžební a zpracovatelské, ale zejména dopravní. Tento druh surovin lze označit jako *regionálně významné nerostné suroviny*. Jsou významné zejména z toho důvodu, že mohou být podkladem pro zpracování regionální rozvojové koncepce. Jejich význam může vzrůst zejména v oblastech s vysokou nezaměstnaností.

Jako poslední skupinu nerostných surovin lze vyčlenit *obecné nerostné suroviny* jako ty suroviny, které nelze zařadit do některé z výše uvedených skupin.

Za hlavní hlediska hodnocení strategického významu nerostných surovin lze považovat následující kritéria.

Technologická kritéria: energetický význam, průmyslový význam, hi-tech význam, zastupitelnost.

Geologická kritéria: doba průzkumu a ověření zásob, obecná omezenost zdrojů, vnitřní omezenost zdrojů.

Kritéria dostupnosti: využitelnost domácích zdrojů, doba výstavby těžebny, dostupnost zahraničních zdrojů.

Ekonomická kritéria: cena suroviny, náklady na průzkum, těžbu, zpracování, dopravní náklady.

U kritických a strategických nerostných surovin lze za prioritní považovat tato kritéria:

- energetický význam,
- průmyslový význam,
- hi-tech význam,
- vnitřní omezenost zdrojů,
- využitelnost domácích zdrojů.

Naproti tomu u regionálně významných nerostných surovin lze považovat za rozhodující kritéria:

- průmyslový význam,
- cenu nerostné suroviny,
- zajištěnost v regionu,
- dopravní náklady.

Budeme-li v této souvislosti respektovat názor, že nerostná surovinová politika je souhrn všech aktivit státu, kterými prosazuje své zájmy při nakládání s domácími nerostnými surovinovými zdroji a zabezpečování státu nerostnými surovinami jak z vlastních zdrojů, tak jejich importem, pak zcela jistě budeme chápat, že strategické nerostné suroviny v širokém slova smyslu jsou důležitou složkou nerostné surovinové politiky každého státu. Jejich včasné a pokud možno jednoznačné definování může být důležitým vodítkem dlouhodobých podnikatelských aktivit v celém nerostném surovinovém komplexu bez ohledu na to, zda se jedná o podnikatele domácí či zahraniční.

Dohovor OSN o morskom práve

PAVEL MALÍK, splnomocnenec vlády SR v SO IOM, Ministerstvo hospodárstva SR

Vláda Slovenskej republiky prerokovala 11. októbra 1994 (uznesenie č. 1047) návrh na podpis Dohody o uplatňovaní časti XI Dohovoru OSN o morskom práve a uložila ministrovi zahraničných vecí v spolupráci s ministrom hospodárstva predložiť na rokovanie vlády Dohodu o uplatňovaní časti XI spolu s Dohovorom OSN o morskom práve z 10. decembra 1982 na posúdenie a Národnej rade Slovenskej republiky na vyjadrenie súhlasu.

Dohovor o morskom práve (ďalej Dohovor) upravuje všetky aspekty využívania svetových morí a oceánov a kodifikuje právny režim ich častí. Väčšinu jeho ustanovení štáty v praxi čoskoro akceptovali a mnohé jeho pravidlá sa stali súčasťou obyčajového medzinárodného práva. Súčasné morské právo sa vyvinulo ako obyčajové morské právo v priebehu niekoľkých storočí. Na I. konferencii OSN o morskom práve (1958) bolo kodifikované a rozvinuté v štyroch ženevských dohodách (Dohovor o pobrežných vodách a súvislom pásme, Dohoda o širom mori, Dohovor o rybolove a ochrane biologického bohatstva šíreho mora a Dohovor o pevninskej plytčine - kontinentálny šelf). Tieto dohody zachovali zásadu, že pobrežný štát uplatňuje svoju suverenitu nad pobrežným morom, ktorú obmedzuje len právo pokojného prechodu lodí druhých štátov, a priznali pobrežným štátom suverénne práva na zdroje na kontinentálnom šelfe, t. j. do vzdialenosti 200 m hĺbky mora alebo do vzdialenosti, kde ešte možno nerastné suroviny ťažiť. Zachovali sa aj tradičné slobody šíreho mora (sloboda plavby, rybolovu, kladenia káblov a potrubí a preletu). Nedoriešila sa otázka šírky pobrežného mora, o ktorej sa nedosiahla dohoda ani na II. konferencii OSN o morskom práve roku 1960.

Vývoj ukázal, že ženevské dohody už nie sú schopné plniť svoj účel. Rozvoj podmorského výskumu a techniky poukázal na perspektívne možnosti využívať tzv. mangánové konkrécie s obsahom medi, niklu, kobaltu, a najmä mangánu. Na medzinárodnú scénu vystúpila skupina nezávislých rozvojových štátov (Group 77), ktoré poukázali na to, že doteraz platné morské právo zvýhodňuje priemyselne vyspelé štáty. Tieto štáty si roku 1967 vynútili založenie Výboru OSN na mierové využívanie morského dna, ktorý mal zabrániť, aby niekoľko vyspelých štátov malo monopol na využívaní „ložísk" mangánových konkrécií vo svoj prospech. Skoro sa ukázalo, že rokovania tohto výboru nemôžu viesť k vypracovaniu právneho režimu ťažby nerastných surovín z morského dna, a preto VZ OSN roku 1970 rozhodlo začať práce na príprave novej ucelenej kodifikácie morského práva, ktoré by upravovalo všetky aspekty využívania morí a ich zdrojov. Po príprave na pôde OSN sa roku 1973 konala III. konferencia OSN o morskom práve a jej prvé pracovné zasadnutie bolo roku 1974 v Caracase (Venezuela). Od roku 1974 mala 11 pracovných zasadnutí, posledné v New Yorku roku 1982. Na práci III. konferencie OSN o morskom práve sa na základe uznesenia vlády č. 166/1974 zúčastňovala aj bývalá ČSSR.

Aj napriek tomu, že III. konferencia bola navonok kodifikovaná, v podstate sa zaoberala rozdelením morí a oceánov, ktoré pokrývajú dve tretiny zemského povrchu, a spravodlivým prístupom k nerastným surovinám budúcim generáciám. Jej výsledky budú veľmi významné z hľadiska ekonomických, politických a vojenskostrategických záujmov krajín, ktoré Dohovor ratifikovali alebo budú ratifikovať.

Do roku 1980 sa prakticky doriešili všetky sporné otázky a vypracoval sa konečný text Dohovoru. Záverečné dokumenty Dohovoru sa ako „package deal" podpísali na záverečnom zasadnutí III. konferencie 10. decembra 1982 v Montego Bay na Jamajke. Proti Dohovoru hlasovali len USA, Turecko, Izrael a Venezuela. Za bývalu ČSSR dokument podpísal Stanislav Svoboda, námestník ministra zahraničných vecí, ale ratifikovaný nebol.

Hlavné inštitúty morského práva

Dohovor OSN o morskom práve obsahuje 320 článkov a 9 príloh. Medzi jeho hlavné inštitúty patria:

a) *Pobrežné more.* Pobrežný štát bude v tejto oblasti uplatňovať suverenitu nad vlastným územím obmedzenú len právom pokojného prechodu lodí iných štátov. Podmienky prechodu sú podrobne špecifikované, aby sa zaručili záujmy pobrežných štátov a štátov vykonávajúcich námornú plavbu. Pobrežný štát môže právo pokojného prechodu obmedziť alebo dočasne pozastaviť iba za presne definovaných podmienok, pokiaľ je to nevyhnutné pre jeho vlastnú bezpečnosť. Šírka pobrežného mora nesmie presahovať hranicu 12 námorných míľ.

b) *Prechod prielivmi.* V súvislosti s rozšírením pobrežného mora na 12 námorných míľ niektoré prielivy používané na medzinárodnú plavbu prekryje pobrežné more. Keďže režim pokojného prechodu, ktorý by mal v prielivoch platiť, nezaručuje nerušenú námornú plavbu všetkých lodí a prelet lietadiel, Dohovor má ustanovenia, podľa ktorých bude v prielivoch platiť režim založený na slobode tranzitu pre lode a lietadlá všetkých štátov a ten nemožno meniť.

c) *Výlučná ekonomická zóna.* V podstate ide o nový právny inštitút, ktorý morské právo predtým nepoznalo. Podľa neho sa pobrežným štátom v oblasti 200 námorných míľ od pobrežia priznávajú suverénne práva na všetky živé a nerastné surovinové zdroje a výlučná právomoc na reguláciu ich využívania. Okrem toho majú príslušné štáty právo zriaďovať umelé ostrovy, vykonávať vedecký výskum a prijímať opatrenia proti znečisťovaniu morského prostredia vo svojej výlučnej ekonomickej zóne. Ostatné štáty si vo výlučných ekonomických zónach zachovávajú tradičné právo plavby, preletu, kladenia káblov a potrubia.

d) *Kontinentálny šelf.* Suverénne práva na živé a nerastné surovinové zdroje na kontinentálnom šelfe priznal pobrežným štátom už Dohovor o pevninskej plytčine z roku 1958. V ňom sa predpokladalo, že pobrežné štáty budú môcť uplatňovať svoje práva až do vzdialenosti, kde má more hĺbku 200 m, alebo až tam, kde ešte možno na kontinentálnom šelfe ťažiť nerastné suroviny. Druhé kritérium vyvolalo v praxi - v súvislosti s rozvojom techniky - veľkú nespokojnosť. Preto sa v Dohovore vypracovali jednoznačné pravidlá na určenie vonkajších hraníc kontinentálneho šelfu. Do úvahy sa vzali geologické a geomorfologické vlastnosti šelfov, ktoré zaručujú, že pobrežné štáty nebudú uplatňovať extrémne požiadavky na úkor medzinárodných oblastí šíreho mora. Pobrežný štát v podstate bude mať právo na kontinentálny šelf najviac do vzdialenosti 350 míľ od pobrežia alebo do 100 míľ od miesta, kde more dosahuje hĺbku 2500 m a ak podľa geologických znakov ešte patrí k pevnine. Súčasne sa dohodlo zriadiť tzv. hraničnú komisiu na posudzovanie otázok pobrežných štátov o súlade hraníc šelfového mora s Dohovorom.

e) *Šíre more.* Oblasť mora za hranicami 200 námorných míľ výlučných ekonomických zón sa pokladá za šíre more. Pre všetky štáty - pobrežné alebo vnútrozemské - platí na šírom mori sloboda plavby, preletu, kladenia podmorských káblov a potrubí, stavby malých umelých ostrovov, rybolovu a vedeckého výskumu. Dohovor obsahuje aj ustanovenia o spolupráci štátov v boji proti pirátstvu, o poskytovaní pomoci

plavidlám v čase potreby a o právach a povinnostiach štátov, pod ktorých vlajkami lode plávajú.

f) *Súostrovný štát.* Dohovor obsahuje novú koncepciu súostrovných štátov. Podľa nej sa súostrovné štáty považujú za jeden celok ohraničený spojnicami vonkajších ostrovov. More vo vnútri spojníc sa pokladá za vnútrozemské a súostrovný štát má nad ním suverenitu. Tam, kde si to vyžaduje medzinárodná plavba, musí súostrovný štát zabezpečiť lodiam všetkých štátov pokojný prechod, príp. stanoviť koridory na voľný prechod všetkých lodí. Okolo súostrovnej oblasti si súostrovné štáty môžu určiť pásmo pobrežného mora, výhradnú ekonomickú zónu a kontinentálny šelf.

g) *Ochrana morského prostredia.* Dohovor obsahuje súbor ustanovení zaväzujúcich štáty prijímať opatrenia na ochranu morského prostredia pred znečisťovaním. Doposiaľ platné normy dotýkajúce sa práv a povinností štátov na ochranu morského prostredia boli v čiastkových dohodách, ktoré uzatvoril obmedzený okruh pobrežných štátov. Z tohto hľadiska je Dohovor veľkým pokrokom.

h) *Režim vedeckého výskumu mora.* Dohovor priznáva pobrežným štátom právo regulovať vedecký výskum mora v ich ekonomickej zóne a na kontinentálnom šelfe. Pre výskum nerastných surovinových zdrojov v ekonomickej zóne a na kontinentálnom šelfe, na ktoré majú pobrežné štáty suverénne práva, sa zavádza povoľovací režim a pre ostatné druhy výskumnej činnosti liberálnejší oznamovací režim. Príslušný pobrežný štát má právo zúčastňovať sa na výskume vykonávanom inými štátmi a na jeho výsledky. Dohovor obsahuje aj záruky, že pobrežné štáty nebudú svoje práva zneužívať. Aj keď je režim vedeckého výskumu mora vo svojej podstate reštriktívny, predstavuje oproti stavu pred Dohovorom, keď niektoré rozvojové krajiny znemožňovali akýkoľvek výskum v blízkosti svojho pobrežia a odmietali cudzím lodiam vstup do svojich prístavov, istý pokrok. Dohovor upravuje aj iné aspekty morského práva. Má ustanovenia o ostrovoch, uzavretých a polouzavretých moriach, ako aj o delimitácii pobrežného mora, výlučných ekonomických zón a kontinentálneho šelfu medzi susediacimi a protiľahlými štátmi.

ch) *Právny režim morského dna a Medzinárodná organizácia pre morské dno.* Jadrom Dohovoru sú ustanovenia vytvárajúce medzinárodný režim morského dna. Ten sa týka častí ekonomickej zóny za hranicou 200 námorných míľ, príp. za hranicami šelfu. Všetky tamojšie zdroje sú „spoločným dedičstvom ľudstva". Na ich využívanie sa zriaďuje Medzinárodná organizácia pre morské dno so sídlom na Jamajke (MOMD). Ustanovenia o ťažbe nerastných surovinových zdrojov a vytvorenie novej medzinárodnej organizácie na III. konferencii OSN o morskom práve vyvolali mnohé diskusie. Po zložitých rokovaniach sa prijal tzv. paralelný systém, podľa ktorého popri MOMD a na základe jej splnomocnení budú vykonávať ťažbu aj jednotlivé štáty a ich štátne či súkromné podnikateľské subjekty. Časť zisku budú odvádzať do rozpočtu MOMD. Príjmy MOMD sa budú rozdeľovať medzi členské štáty s osobitným zreteľom na potreby rozvojových krajín.

Členmi MOMD budú všetky štáty, ktoré sa stanú stranami Dohovoru. V prípade ratifikácie Dohovoru prezidentom SR bude ním aj Slovenská republika. Hlavnými orgánmi MOMD budú zhromaždenie, rada a sekretariát. Rada bude rozhodovať o všetkých dôležitých otázkach ťažby nerastných surovinových zdrojov z morského dna a bude mať 36 členov. Budú v nej zastúpené zemepisné oblasti a špecifické záujmové skupiny (najväčší konzumenti kovov z mangánových konkrécií, ich suchozemskí producenti a pod.). Vnútrozemské štáty budú zastúpené pomerne podľa počtu obyvateľov. Výslovne je zabezpečené aj zodpovedajúce zastúpenie bývalých európskych socialistických štátov. Najzávažnejšie otázky v rade sa majú riešiť na základe súhlasu, ostatné meritórne otázky sa podľa závažnosti budú schvaľovať nadpolovičnou alebo dvojtretinovou väčšinou hlasujúcich členov. Tak sa má dosiahnuť, že ani jednu z geografických alebo sociálno-ekonomických skupín štátov v otázkach, ktoré sa jej dotýkajú, nebude možno prehlasovať. Súčasťou kompromisu sú aj pomerne zložité ustanovenia o regulácii ťažby z morského dna, ktoré majú chrániť záujmy štátov produkujúcich príslušné kovy zo suchozemských zdrojov. Podľa nich sa má v počiatočnom štádiu ťažba regulovať tak, aby kryla 60 % svetového ročného prírastku spotreby niklu. Súčasťou kompromisu sú aj ustanovenia, že sa po uplynutí istého času zvolí nová konferencia OSN a tá posúdi, či sa zvolený systém ťažby v praxi osvedčil, príp. navrhne jeho revíziu.

MOMD bude v počiatočnom štádiu svojej činnosti financovaná z rozpočtu OSN, neskôr, bude mať dosť vlastných zdrojov, z príspevkov členských štátov, odvodených od výšky ich príspevku do rozpočtu OSN. Začatie ťažby MOMD prostredníctvom jej osobitného orgánu (Podniku) budú musieť financovať aj členské štáty. Polovica vkladov má byť pôžičkou, druhá polovica sa má získať za zvyčajných podmienok od medzinárodných finančných inštitúcií ako pôžičky, ktoré budú garantovať členské štáty. Pôžičky aj záruky členských štátov sa majú poskytovať aj podľa príspevkovej stupnice OSN.

i) *Medzinárodný tribunál pre morské právo.* Dohovor obsahuje ucelený systém mierového urovnávania sporov. Okrem tradičných prostriedkov - zmierovacieho konania, arbitráže a konania pred Medzinárodným súdnym dvorom - predvída aj urovnávanie sporov pred novou súdnou inštitúciou - Medzinárodným tribunálom pre morské právo (MTMP). MTMP bude mať 21 sudcov. Zvolia ich 1. augusta 1996 v súlade s rozhodnutím prijatým 22. novembra 1994 na schôdzke strán Dohovoru v New Yorku, aby sa umožnilo čo najväčšiemu počtu štátov stať sa stranami Dohovoru do volieb, a tak sa zabezpečilo ich spravodlivé zastúpenie, ako aj zastúpenie všetkých hlavných právnych systémov v MTMP. Funkčné obdobie sudcov bude 9 rokov a sídlom MTMP bude Hamburg (Nemecko). V rámci MTMP sa vytvorí osobitná komora na riešenie sporov týkajúcich sa využívania surovín z hlbokomorského dna.

Postavenie vnútrozemských štátov v Dohovore

Na III. konferencii OSN o morskom práve sa zúčastňovalo 30 vnútrozemských štátov vrátane bývalého Česko-Slovenska, ktoré spolu so zemepisne znevýhodnenými štátmi vytvorili osobitnú skupinu (tzv. Skupina 55). Práve pomocou nej sa podarilo presadiť zásadu rovnosti medzi vnútrozemskými, pobrežnými a ostrovnými štátmi. Dohovor jednoznačne zakotvuje právo vnútrozemských štátov na prístup k moru a z neho cez územie tranzitných štátov. Právo na prístup k moru bude mať aj pre Slovenskú republiku prakticky význam.

Dohovor priznáva vnútrozemským a zemepisne znevýhodneným štátom právo zúčastňovať sa za istých definovaných podmienok na využívaní živých zdrojov v ekonomických zónach pobrežných štátov. Aby vnútrozemské štáty mohli toto ustanovenie realizovať, Dohovor im priznáva právo zúčastňovať sa na vedeckom výskume v ekonomických zónach susediacich štátov a na informácie o výsledkoch výskumu iných štátov. Na spravodlivé zastúpenie vnútrozemských štátov sa pamätá aj v ustanoveniach o zložení orgánov MOMD, hlavne rady, kde by mali obsadiť tretinu všetkých miest.

K 2. máju 1995 bolo stranami Dohovoru 75 štátov, z priemyselne vyspelých Austrália, Nemecko a Taliansko. V ďalších vyspelých priemyselných krajinách (Francúzsko, škandinávske štáty, Veľká Británia a Japonsko) je ratifikačný proces v pokročilom štádiu a skončí sa najneskôr v polovici roku 1996. Stranami Dohovoru sa majú v úmysle stať aj všetky štáty Európskej únie.

Dohoda o uplatňovaní časti XI Dohovoru

Dohodu o uplatňovaní časti XI Dohovoru prijalo 48. zasadnutie VZ OSN 28. júla 1994 v New Yorku a je výsledkom štvorročného úsilia o riešenie sporných otázok, ktoré by umožnilo dosiahnuť univerzálnu

účasť štátov v Dohovore. Sporné otázky sa týkali najmä právneho režimu hlbokomorského dna za hranicami jurisdikcie štátov a nerastných surovín (mangánových konkrécií), ktoré sa na ňom nachádzajú. Tento režim právne zakotvuje časť XI Dohovoru.

Dohovor predvídal rad záväzkov pre investorov vrátane pevného ročného poplatku vo výške 1,0 mil. USD už od pridelenia časti morského dna na geologický prieskum, bezplatný prevod technológií a pod. Mnohé priemyslovo vyspelé štáty takýto režim odmietli a Dohovor nepodpísali. Ďalšie štáty (158) síce Dohovor podpísali, ale neratifikovali; medzi nimi aj bývalá ČSFR. Ako chybný sa ukázal aj predpoklad, z ktorého sa vychádzalo v rokoch 1973 - 1983. Podľa neho sa ťažba mangánových konkrécií mala začať do 10 rokov po podpísaní Dohovoru, t. j. okolo roku 1992. Teraz prevláda názor, že sa ťažba nezačne skôr ako o 20 - 25 rokov. Dôvodom je situácia na svetovom trhu s nerastnými surovinami. Pre tento posun ťažby sa požiadavky na MOMD neodlišujú od pôvodných. Uvedená situácia viedla ku konzultáciám pod záštitou generálneho tajomníka OSN s cieľom modifikovať ustanovenia časti XI Dohovoru tak, aby sa jeho stranami mohli stať aj vyspelé priemyselné štáty.

Dohovor predvída, že nadobudne platnosť rok po uložení 60. ratifikačnej listiny alebo listiny o prístupe. Táto podmienka sa splnila 16. novembra 1993 a Dohovor nadobudol platnosť 16. novembra 1994. Blížiaci sa dátum platnosti Dohovoru urýchlil hľadanie kompromisov a vypracovanie Dohody (ďalej Dohoda) o uplatňovaní časti XI Dohovoru, ktorú prijalo 48. zasadnutie VZ OSN 29. júla 1994 121 hlasmi. Nijaký štát, ktorý sa zúčastnil na tomto zasadnutí, nebol proti, len 7 štátov, medzi nimi aj Ruská federácia, sa zdržalo hlasovania. Dohoda zefektívňuje a zjednodušuje právny režim hlbokomorskej ťažby, vytvára stabilné podmienky pre investorov a zaručuje prístup k nerastným surovinám všetkým kvalifikovaným investorom.

Dohoda sa skladá z preambuly, 10 článkov a prílohy, ktorá upravuje meritórne otázky režimu využívania surovín z morského dna.

Z preambuly Dohody vyplýva, že politické a ekonomické zmeny vo svete majú priamy vplyv na implementáciu časti XI Dohovoru po jeho podpise roku 1982. Štáty pokladajú Dohodu za najlepšiu pomoc univerzálnosti účasti v Dohovore. V jej operatívnej časti sa upravuje vzťah Dohody a časti XI Dohovoru. Prednosť majú ustanovenia Dohody a ustanovenia časti XI Dohovoru sa musia uplatňovať v súlade s ňou. Dohoda - i keď nie formálne - de facto je revíziou časti XI Dohovoru. Spätosť s Dohovorom vyjadruje aj to, že uloženie ratifikačnej listiny alebo listiny o prístupe k Dohovoru po prijatí Dohody, t. j. po 28. júli 1994, sa súčasne pokladá za potvrdenie viazanosti Dohodou. Inými slovami, štát sa nemôže stať stranou Dohovoru bez toho, aby sa nestal aj stranou Dohody. Ale byť iba stranou Dohody nemá praktický význam. Dohoda bola otvorená na podpis počas 12 mesiacov od prijatia, t. j. do 27. júla 1995. Návrh na podpis Dohody prerokovala vláda SR 11. októbra 1994 (uznesenie č. 1047) a na základe splnomocnenia prezidenta republiky charge d'affaires stálej misie SR pri OSN Dohodu 14. novembra 1994 podpísal, ale nebola ratifikovaná.

Dohoda nadobudne platnosť 30 dní potom, keď aspoň 40 štátov vyjadrí, že ju rešpektuje, keď medzi nimi bude aspoň 7 štátov oprávnených stať sa priekopníckymi investormi v súlade s Rezolúciou II Tretej konferencie OSN o morskom práve a z nich bude aspoň 5 priemyslovo vyspelých.

Dohoda predvída možnosť predbežnej aplikovateľnosti v prípade, že by nenadobudla platnosť do 16. novembra 1994, keď nadobudol platnosť Dohovor. Dohodu plnia predbežne štáty, ktoré hlasovali za jej prijatie vo VZ OSN a do 16. novembra 1994 generálnemu tajomníkovi OSN písomne neoznámili iný úmysel. Ďalej ju aplikujú štáty, ktoré ju podpíšu, a pri podpise neoznámia opačný úmysel. Predbežná aplikovateľnosť sa skončí nadobudnutím platnosti Dohody. V každom prípade sa skončí najneskôr o štyri roky, t. j. 16. novembra 1998, ak by sa nesplnila podmienka, že s Dohodou musí vysloviť súhlas 7 štátov oprávnených stať sa priekopníckymi investormi vrátane 5 priemyslovo vyspelých štátov.

Dohoda je významným príspevkom k všeobecnej akceptovateľnosti právneho režimu svetových morí a oceánov a využívania surovín ich dna tak, ako sa kodifikoval v Dohovore. Dohodu od jej prijatia do 31. decembra 1994 podpísalo viac ako 70 štátov, medzi nimi všetky štáty Európskej únie, USA, Japonsko, Čína, ale aj viaceré významné štáty Hnutia neangažovaných krajín (Brazília, Alžírsko, Indonézia atď.). Využívať suroviny z morského dna bude možno len v rámci režimu predvídaného Dohovorom a Dohodou.

Bývalé Česko-Slovensko bolo roku 1987 spoluzakladateľom spoločnej organizácie Interoceanmetal so sídlom v Štetíne. Slovenská republika (uznesenie vlády SR č. 215/1993) sa po zániku ČSFR stala rovnoprávnym členom tejto organizácie spolu s Českou republikou. Ďalšími členmi sú: Ruská federácia, Poľská republika, Bulharsko a Kuba. Interoceanmetal bol roku 1992 zaregistrovaný ako priekopnícky investor (jeden zo šiestich) a pridelili mu rozsiahlejšiu časť morského dna (540 tis. km^2) s výskytom mangánových konkrécií v oblasti zlomov Clarion - Clipperton v Tichom oceáne (medzi Havajskými ostrovmi a južnou Kaliforniou) na prieskum s možnosťou požiadať neskôr o uzavretie kontraktu na ich priemyselné využívanie. Aby SR mohla prostredníctvom Interoceanmetalu tieto zdroje využívať, musí sa stať stranou Dohovoru a Dohody.

Záver

Dohovor ČSSR podpísala 10. decembra 1982. Slovenská republika ho podpísala 28. mája 1993. Dohovor nebol nikdy predložený bývalému FZ a prezidentovi ČSFR na ratifikáciu. Pred jeho predložením Národnej rade SR a prezidentovi SR na ratifikáciu ho spolu s podpísanou Dohodou prerokuje vláda SR a rozhodne o ďalšom postupe. Treba posúdiť aj to, či sa v súvislosti s jeho ratifikáciou nevyžadujú legislatívne úpravy v právnom poriadku SR.

Z účasti Slovenskej republiky v Dohovore a Dohode vyplynú aj finančné záväzky do rozpočtu MOMD a MTMP, ale najmenej do konca roku 1996 sa budú náklady na činnosť obidvoch orgánov hradiť z rozpočtu OSN. Po roku 1997 by sa mal ročný príspevok Slovenskej republiky do rozpočtu MOMD a MTMP pohybovať od 15 000 do 140 000 USD. Jeho výška závisí od počtu strán Dohody a osobitne od počtu priemyselne vyspelých krajín. Pretože sa stranami Dohovoru majú v úmysle stať všetky štáty Európskej únie, Japonsko, ako aj ďalšie štáty (nateraz nie je jasné, či Dohovor budú ratifikovať USA, kde ho podporuje demokratmi vedená administratíva, kým republikáni majú k nemu skôr kritický postoj), možno predpokladať, že sa ročný príspevok Slovenskej republiky bude pohybovať skôr na spodnej hranici uvedeného rozpätia. Návrh rozpočtu MOMD prerokovalo zhromaždenie MOMD v auguste 1995 v Kingstone na Jamajke a návrh rozpočtu MTMP zmluvné strany prerokovali v novembri 1995 v New Yorku.

Účasť Slovenskej republiky na Dohovore je odôvodnená jej členstvom v spoločnej organizácii Interoceanmetal, zaregistrovanej ako jeden zo šiestich priekopníckych investorov, ktorým Dohovor a Dohoda zakladá prednostné právo na perspektívne využívanie surovinových zdrojov na morskom dne. Ak vláda SR schváli, Národná rada SR a prezident SR ratifikujú Dohovor a Dohodu, vytvorí sa Slovenskej republike prístup k využívaniu surovinových zdrojov na morskom dne v dlhodobej perspektíve a k širokej kooperácii so štátmi, ktoré Dohovor a Dohodu ratifikovali, pri výskume a vývoji technických zariadení a pri ich aplikácii. Navyše to potvrdí práva Slovenskej republiky ako vnútrozemského štátu na prístup k moru (tranzitná sloboda) a právo slobody plavby na širom mori, ktoré Slovensko zatiaľ využíva v menšom rozsahu, pretože naša námorná flotila má len päť lodí.

V nadväznosti na ustanovenia Dohovoru a Dohody sa pripravuje aj novelizované znenie Dohody o zriadení spoločnej organizácie Interoceanmetal, uzavretej roku 1987, ktoré bude predložené vláde SR na schválenie a prezidentovi SR na ratifikáciu.

Damoklov meč nad Nepálom a severnou Indiou

V severnej Indii sa už stáročia hromadí energia, ktorá môže spôsobiť najničivejšie zemetrasenie v histórii. Podľa poznatkov amerických a indických vedcov zverejnených na kongrese Americkej geofyzikálnej únie hrozí takéto zemetrasenie južnému okraju centrálnych Himalájí.

Zlá prognóza vznikla na základe najprogresívnejších geodetických meraní postupom GPS (Global Positioning System), ktoré v rokoch 1991 až 1995 potvrdili rýchlosť pohybu Indie voči centrálnej Ázii 2 cm za rok. Od roku 1650 neboli na hranici severnej Indie a západnej polovice Nepálu (to je zóna široká približne 800 km) nijaké výraznejšie zemetrasenia. Predtým bolo silné zemetrasenie roku 1255, pri ktorom prišiel o život nepálsky kráľ a asi tretina jeho poddaných.

Desať najničivejších zemetrasení:

Dátum	Oblasť	Počet obetí	Intenzita
23.1.1556	Čína, Šan-si	830 000	-
27.7.1976	Čína, Ťan-šan	650 000	7,6
11.10.1737	India, Kalkata	300 000	-
16.12.1920	Čína, Kan-su	180 000	8,5
1.9.1923	Japonsko, Okajama	143 000	8,2
28.12.1908	Taliansko, Messina	120 000	7,5
27.9.1290	Čína, Tchaj-wan	100 000	-
? 11.1667	Kaukaz	80 000	-
1.11.1775	Portugalsko, Lisabon	70 000	-
26.12.1932	Čína, Kan-su	70 000	7,6

Vedci preukázali, že indický subkontinent, pri Nepále silne skomprimovaný, v súčasnosti zaostáva za svojou vypočítanou polohou až o 15 m. Tento rozdiel sa bude musieť nevyhnutne vyrovnať a jeho dôsledkom bude zemetrasenie s magnitúdou 8 až 9, teda najničivejšie zemetrasenie v histórii. V nebezpečenstve je Nepál a veľké časti husto osídleného indického štátu Uttarpradéš, kde žije dovedna 200 miliónov ľudí. Okrem iného hrozí aj pretrhnutie mnohých priehrad v horách. Ani 260 m vysoký priehradný múr Tehri na SV od Dillí, ktorý sa práve začal stavať, zemetrasenie takejto intenzity nemusí vydržať. Možno povedať, že nad celou oblasťou visí Damoklov meč.

Moderné stavby nezváľa ani zemetrasenie

Pri zemetrasení v japonskom meste Kóbe zahynulo rekordných viac ako 5000 ľudí a materiálna škoda je vyše 65 miliárd USD. Tým sa prekročila doterajšia rekordná škoda, spôsobená pri zemetrasení v Los Angeles v januári 1994. Starý poznatok vedcov, že nezabíja a neničí zemetrasenie, ale domy, sa ukázal ako správny.

Sú teda domy odolávajúce zemetraseniu len ilúziou alebo sa stanú skutočnosťou? Otto Henseleit z Inštitútu pre masívne stavby a technológiu stavebných materiálov Univerzity v Karlsruhe konštatuje, že v súčasnosti je aj to možné, ale to neznačí, že sa takýmto stavbám nemôže nič stať. Rozhodujúce však je, že v nich ľudia budú môcť prežiť, uniknúť z nich a zachrániť sa. Mnoho ľudí v Kóbe takúto šancu nemalo.

Budova je odolná pri zemetrasení len vtedy, keď dokáže absorbovať jeho kmitanie. Nebezpečenstvo je tým nižšie, čím menej sa pohyby budovy podobajú pohybom zeme. Výhodnejšie sú dvadsať a viacposchodové stavby, ktoré bývajú menej postihnuté ako nižšie budovy. Aby sa výšková budova nezrútila, musia byť poschodia pevne pospájané železobetónom alebo oceľovými rámami. Najväčšou chybou je, ak sa pri stavbe budovy kombinujú nerovnako vysoké, a preto aj nerovnako kmitajúce časti. Nebezpečný je aj malý rozostup medzi domami, lebo vrchné poschodia výškových budov môžu do seba po rozkmitaní naraziť.

Všetky nové poznatky sa overujú na modelových situáciách, ale najlepšou skúškou je úspešné prekonanie skutočného zemetrasenia. Napríklad nadzemná mimoúrovňová autostráda v Hanšine sa zrútila napriek tomu, že ju japonskí experti označili za bezpečnú aj v prípade zemetrasenia, ale väčšina výškových budov v okolí postavených na základe najnovších poznatkov zemetraseniu úspešne odolala.

Skládka hlboko pod zemou

V Bernburgu, približne 100 km na J od Magdeburgu, sa nepoužívané časti soľnej bane vypĺňajú špeciálnym materiálom, ktorý stabilizuje banské dielo a súčasne sa stáva ekologickou podzemnou skládkou odpadu. Vhodnosť základky, keďže to nemôžu byť oxidy hliníka ani iné toxické látky, overuje firma Aurec niekoľkými fyzikálnymi a analytickými skúškami. Na základku je vhodný napríklad použitý zlievačský piesok, popolček z odlučovačov splodín spaľovania, troska z nerudného tavenia, stará soľ, vápenatý kal a rozličný odpadový stavebný materiál. Príprava základky spočíva v triedení a úprave materiálu na veľkosť s priemerom do 50 mm. Obsah kvapalnej fázy nemá prekročiť 10 %. Odpadové látky sa miešajú do zmesí podľa rozličných receptúr, ktoré sú z komerčného hľadiska utajené. Hlavnou podmienkou základkových materiálov musí byť zhodnosť ich mechanickej stability s pôvodne ťaženou soľou.

V rokoch 1992 až 1994 bolo pripravených 34 000 t základky ročne. Tona takto pripraveného materiálu stojí 212 DM, čo je v porovnaní s cenou 10 až 45 DM za tonu klasickej banskej základky pomerne vysoká cena, ale progresívna technológia sa aj napriek vyššej finančnej náročnosti využíva tam, kde by podcenenie ekologických faktorov mohlo v budúcnosti spôsobiť nevyčísliteľné škody.

Podľa časopisu Umweltmagazin Nr. 3 März 1995
spracovala NEI

Sladká erupcia

Americkí geológovia sa usilujú pomocou sirupových roztokov objasniť, čo sa deje vo vnútri Zeme pred vulkanickým výbuchom. Kilometer hrubé masy stuhnutej lávy svedčia o nejednej rozsiahlej vulkanickej aktivite. Rozľahlé vulkanické provincie sú v Indii, na Sibíri, v severnej časti Atlantického a v južnej časti Indického oceána. Najväčšia z nich - lávové plató Ontong-Jáva v severnej časti Tichého oceána - sa rozprestiera na ploche okolo 5 miliónov km^2. Väčšinu takýchto lávových más vyvrhla Zem za relatívne krátky čas - v spomenutom prípade za tri milióny rokov. Po prvej vulkanickej aktivite po miliónoch rokov často nasledovala aj druhá. Zmodelovať magmatickú aktivitu sa pokúsili David Bercovici a John Mahoney z Havajskej univerzity v Honolulu. Využili na to kukuričný a cukrový sirup, ktoré reprezentovali prostredie zemského plášťa. Vrchný plášť Zeme prechádza v hĺbke 650 km ostrým rozhraním do hustejšieho spodného plášťa. Vulkanológovia pripúšťajú, že niektoré veľké erupcie majú svoj pôvod v spodnom zemskom plášti.

Vedci pri experimentoch navrstvili v akváriu na neriedený kukuričný sirup, ktorý predstavoval spodný zemský plášť, cukrový sirup zriedený trochou vody, t. j. vrchný zemský plášť. Potom iniciovali pohyb silne prehriateho tenkého prúdu sirupu v spodnej časti nádoby. Zohriaty sirup pôvodne väčšej hustoty sa pod vplyvom tepelnej rozťažnosti stal ľahším ako jeho okolie a zákonite si hľadal cestu smerom hore.

Pri postupe sirupového prúdu sa na jeho hrote vytvoril guľovitý útvar. Ten sa na hranici sirupov s rozličnou koncentráciou oddelil. Postup sirupového prúdu smerom hore neustal a vytvoril sa ďalší guľovitý útvar a aj on po istom čase dosiahol vrchol plochy. Tento netradičný pokus s modelovaním zemského plášťa potvrdil už skôr zistenú dvojfázovosť bazaltov.

Podľa časopisu GEO, Das neue Bild der Erde, Nr. 7/Juli 1995
spracovala NEI

Zakladajúce zhromaždenie Asociácie geológov Slovenska (AGS)

Rozvoj všetkých odvetví hospodárskej činnosti ustavične akceleruje a kladie stále väčšie nároky na pripravu odborníkov rozličných profesií. Aj to je jedna z príčin vytvárania združení uľahčujúcich komunikáciu, koordináciu a ochranu prílušníkov profesii v oblastiach, ktorým sa vedecké spoločnosti nevenujú.

V rámci geovedných profesií, na Slovensku už niekoľko rokov pôsobí Slovenská asociácia inžinierskych geológov (SAIG), Slovenská asociácia hydrogeológov (SAH), Slovenská asociácia ložiskových geológov (SALG), Slovenská asociácia geofyzikov (SAG) a Slovenská geotermálna asociácia (SGA).

V európskom meradle od roku 1980 v takomto duchu funguje Európska federácia geológov (EFG). V súčasnosti združuje 13 štátov a okolo 65 000 geológov. Slovensko má v nej niekoľko rokov štatút pozorovateľa, zatiaľ prostredníctvom SAIG. Hlavným cieľom EFG je posilňovať význam geovedných disciplín v ekonomickej stratégii štátov. Venuje sa viacerým otázkam vyžadujúcim medzinárodnú komunikáciu a je nad rámec pôsobnosti geologických spoločností, úzko odborných asociácií či medzinárodných vedeckých a vedecko-technických projektov. Patrí medzi ne napr. otázka energetických a strategických surovín, hodnotenia stavu mapovania v jednotlivých krajinách, stav odbornej prípravy a zamestnanosti. S tým súvisí aj ekvivalencia diplomov a vytvorenie štatútu „európsky geológ", ktorý umožní celoeurópsku migráciu geológov. Bližšie informácie o EFG podal R. Ondrášik (Geovestník, Mineralia Slovaca).

Počas pôsobenia súčasného výboru SGS sa podpísali dohody o spolupráci medzi profesijnými asociáciami a SGS a vznikla predbežná dohoda asociácií o koordinačnom orgáne, ktorý by ich zároveň reprezentoval v EFG.

Geológov, ktorí vzhľadom na svoju špecializáciu nie sú členmi nijakej z jestvujúcich asociácií, doteraz zastupoval výbor SGS. Výbor SGS sa snažil odstrániť túto medzeru, a preto sa pri príležitosti valného zhromaždenia bratislavskej pobočky SGS 14. decembra 1995 konala v Bratislave zakladajúca schôdza Asociácie geológov Slovenska (AGS), ktorá schválila stanovy a zvolila výbor v zložení: S. Jacko, M. Fabian, J. Spišiak, V. Bezák, D. Plašienka, M. Kaličiak, M. Sýkora. Názov AGS je všeobecný, lebo má zastupovať geológov rôznych špecializácií (tektonika, stratigrafia, geochémia, mineralógia, petrológia, regionálna geológia a p.). Jej členom sa môže stať aj člen inej asociácie.

AGS bude pravdepodobne pracovať po oblastiach, a to Košice, Banská Bystrica a Bratislava. V súlade so stanovami medzi jej hlavné ciele patrí spolupráca s SGS pri rozvoji geologických vied na Slovensku a organizovaní odborných podujatí a ochrana oprávnených profesijných záujmov jej členov a ich reprezentácia v styku so štátnymi orgnánmi a hospodárskymi organizáciami.

V. Bezák

Medzinárodný kongres elektrónovej mikroskopie

(Vysoké Tatry 16. - 20. októbra 1995)

16. - 20. októbra 1995 sa v hoteli Akadémia v Starej Lesnej konal multinárodný kongres elektrónovej mikroskopie. Zorganizoval ho Virologický ústav SAV v spolupráci s Česko-slovenskou spoločnosťou pre elektrónovú mikroskopiu, ako aj so spoločnosťami pre elektrónovú mikroskopiu Maďarska, Slovinska, Chorvátska, Rakúska a Talianska.

Program kongresu tvorili plenárne zasadania, prednášky v sekciách (biologickej, prístrojovej techniky a pod.), zodpovedajúce posterové sekcie a demonštrácie rozličných elektronomikroskopických zariadení a výpočtovej techniky. Cieľom bolo umožniť vedeckým pracovníkom zúčastnených spoločností prezentovať najnovšie výsledky prác, vymeniť si skúsenosti a predstaviť súčasný pokrok vo vývoji a aplikácii elektrónovej mikroskopie. Tým kongres úspešne nadviazal na podobné podujatia v Parme (1993) a v Paríži (1994).

Napriek známym ekonomickým ťažkostiam vo väčšine zúčastnených krajín sa na kongrese prezentovalo viac ako 90 vedeckých príspevkov a predstavil sa značný počet komerčných elektronomikroskopických organizácií. Nehodláme analyzovať témy a diskusiu kongresu - v každom smere boli poučné a podnetné, ale konštatujeme, že vo výraznej prevahe boli prednášky a postery biologického zamerania, na druhom mieste bola náuka o materiáloch, kým elektrónová mikroskopia v geologických vedách bola zastúpená veľmi skromne. Všetky materiály sú v reprezentačnom zborníku abstraktov, ktorý dostal každý účastník pri prezentácii, a preto sa zameriam skôr na inštrumentálnu exhibíciu. Na kongrese sa zúčastnili nielen všetky renomované firmy, ktoré to prisľúbili už pred jeho konaním (Jeol, Philips, Zeiss, Oxford Instruments, Tescan, Recon a pod.), ale prišli aj ďalšie (napr. Hitachi, Preciosa Crytur). V okolitých priestoroch pri kongresovej hale počas celého kongresu každá z firiem inštalovala aspoň jeden z jej najnovších modelov elektrónového mikroskopu alebo aj periférne zariadenia (rozličné typy tlačiarní, počítače demonštrujúce rozličné programy a pod.). Keďže parametre prístrojov firiem sú takmer rovnaké a každý je zostavený podľa individuálnych požiadaviek zákazníka, ku cti podujatia patrí, že každá z uvedených firiem zároveň predstavovala aj iný typ prístroja. Tak Philips dal k dispozícii transmisný elektrónový mikroskop, Jeol nízkovákuový elektrónový mikroskop s detektormi na sekundárne a spätne odrazené elektróny s možnosťou prvkových analýz, Tescan tunelovací elektrónový mikroskop a pod. Aj tak sa dalo vycítiť, že firmy nenechávajú konkurencii nič, v čom by mohla byť sama sebou, v čom by mohla vyniknúť, lebo prakticky každá ponúka i kompletný servis a prídavné zariadenia k mi-

kroskopom. Tak napr. Hitachi vyvinula elektrónový mikroskop, ktorý sa stlačením klávesu myši na pripojenom osobnom počítači stáva nízkovákuovým, resp. posunutím kurzora na ďalšie okienko na obrazovke a stlačením klávesu myši prechádza na vysokovákuový režim (pri ňom má SEI o niečo vyššiu rozlišovaciu schopnosť: 3,5 nm oproti 5,5 nm pri nízkovákuovom režime a pri BEI). Samozrejmosťou sú spektrometre WDX a EDX. Treba uviesť, že dnes už všetky dodávané elektrónové mikroskopy pracujú na báze pripojeného osobného počítača. To umožňuje vzájomnú kompatibilitu, využitie množstva počítačových programov a napojenie na Internet. Preto sa o priazeň účastníkov kongresu uchádzali aj firmy so servisom a schopné prerábať staršie typy elektrónových mikroskopov, ktoré ešte pracujú v inom operačnom systéme ako Windows. V Čechách takýto servis ponúka fa Recom, na Slovensku Uni-Export Instruments Ltd, z Nemecka tam bol p. Fidler. Christine Gröplová z Rakúska s bohatou kolekciou náhradných súčastí, dielov a doplnkov k rôznym typom elektrónových mikroskopov - a to priamou ponukou i prostredníctvom katalógov - okrem toho poskytovala aj prehľad o cenových reláciách.

Firma Philips demonštrovala možnosti TEM, v ktorom sa ako emitor používa volfrámové vlákno, ale aj LaB_6 alebo CeB_6, prípadne FeG a pracuje v móde TEM, HR-TEM, skanovanie, skanovanie mikrosondou, nanosonda, skanovanie nanosondou, skanovanie pri difrakcii, tunelovanie vybranej oblasti a pod. s možnosťou dokumentácie a záznamu na film, tlačiareň, videoprinter, videorekordér alebo disk. Samozrejmosťou je detektor EDX, ale aj možnosť pripojiť ďalšie spektromery.

Jeol predviedol nízkovákuový elektrónový mikroskop. Na informáciu uvádzam, že nízkovákuové elektrónové mikroskopy, nazývané aj environmentálne, nevyžadajú nijakú úpravu vzorky (sušenie, pokovovanie a pod.). Na vytvorenie pracovného vákua teda nepotrebujú výkonné vývevy (odpadá chladenie vodou) a i pri pomerne veľkoobjemovej komore preparátu sa ich celková konštrukcia vyznačuje miniaturizáciou, takže vzhľadom pripomínajú stolový mikroskop. Nie sú väčšie ako pripojený osobný počítač, čiže najväčším dielom celej zostavy je monitor alebo tlačiareň. Do príslušenstva možno zarátať aj fotozariadenie na princípe polaroidu (videoprinter), čo umožňuje v priebehu 1 - 2 minút vyhotoviť pozitívnu snímku.

Nízkovákuový elektrónový mikroskop AQUASEM predvádzala i česká firma Tescan (kedysi známa Tesla Brno, výrobca TEM), ktorá okrem toho mala nainštalovaný aj tunelovací a skanovací elektrónový mikroskop s integrovaným spektromerom EDX. Všetky spomenuté elektrónové mikroskopy pracujú na báze osobného počítača PC, Windows a je pri nich možnosť použiť rozličné počítačové programy.

Použitie kompatibilných osobných počítačov, software a napojenie sa na Internet umožňuje vytvárať u mnohých používateľov elektrónových mikroskopov dátabázy nasnímaných objektov a verejne ich sprístupniť v počítačovej sieti. Z oblasti, na ktorú sa orientujeme, má zaujímavú ponuku Paleontologické múzeum v Kalifornii (mikrobiologická kolekcia) na adrese

http://ucmpl.berkeley.edu/collections/othermicro.html

Obdobná kolekcia mikrofosílií sa ponúka na adrese z Anglicka

http://turnpike.net/metro/jefferie/web-geog.html

Priame informácie o elektrónových mikroskopoch možno získať na e-mailovej adrese

chries@stowey.demon.co.uk

resp. v hypertextovej podobe na adrese

http://turnpike.net/metro/jefferie/index.html

Elektronický Journal of the Microscopy Society of America možno čítať na adrese

http://www.msa.microscopy.com/JMSA/JMSAHomePage.html

Software na práce v elektrónovej mikroskopii sa dá získať na adrese

http://home.netscape.com/cimewww.epfl.ch/emyp/lab.html

kde sa zároveň v hypertextovej podobe prezentujú pracoviská elektrónovej mikroskopie Ameriky a Austrálie. Prehľad laboratórií elektrónových mikroskopov v Európe je v ponuke na adrese

http://home.netscape.com/cimewww.epfl.ch/emyp/lab_eur.html

Americkú mikroskopickú spoločnosť možno nájsť na adrese

http://www.MSA.microscopy.com/MSADocs/MSAGen1nfo.html

Adresa medzinárodnej spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu:

http://www.amc.anl.gov/#phrase

Adresa Kanadskej mikroskopickej spoločnosti:

http://gause.biology.ualberta.ca/craig.hp/MSC.SMC/Bulletin

Adresa Austrálskej spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu:

http://146.139.72.10/Dosc/nonanl/aust/aust.html

Adresa Anglickej kráľovskej mikroskopickej spoločnosti:

http://146.139.72.10/Dosc/nonanl/rms/RMS.html

Česko-slovenská spoločnosť pre elektrónovú mikroskopiu má kontaktnú e-mailovu adresu

csem@isibrno.cz

Na poslednú adresu možno posielať aj príspevky do časopisu tejto spoločnosti Bulletin CSEM (dve čísla ročne).

Viac informácií možno získať na Gophere Juhočeskej univerzity, laboratórium elektrónovej mikroskopie, v Parazitologickom ústave ČAV, České Budejovice (Miloš Motejl) alebo na adrese telnet silmaril.paru.cas.cz

Pre úplnosť uvádzam aj kontaktné e-mailové adresy zástupcov firiem Philips:

zemek@eko.pcs.cz

a Preciosa Crytur:

preciosa@falco.vslib.cz

Najbližšie medzinárodné sympózium elektrónovej mikroskopie bude roku 1996 v Maďarsku. Bližšie informácie o ňom možno dostať na e-mailovej adrese

labar@falcon.mufi.hu

Informácie o XI. európskom kongrese elektrónovej mikroskopie, plánovanom na rok 1996 v Dubline (Írsko), možno získať na e-mailovej adrese

jflah@macollamh.ucd.ie

J. Stankovič

Seminár Nové poznatky o tektonike centrálnych Západných Karpát

(Bratislava 15.11.1995)

D. PLAŠIENKA a R. PROKEŠOVÁ: **Štruktúrne profily šambronsko-kamenického pásma**

Šambronsko-kamenické pásmo (ďalej ŠKP) je silne zvrásnená pribradlová zóna levočskej časti centrálnokarpatskej paleogénnej panvy na východnom Slovensku. Z podstatnej časti ho buduje stovky metrov hrubý komplex tenkorytmického flyšu vrchnoeocénneho až oligocénneho veku s charakteristickou prítomnosťou hrubých zlepencových a olistostrómových telies najmä v spodnejších častiach sledu (šambronské vrstvy). Štruktúrny charakter ŠKZ sme študovali na troch priečnych profiloch (Jakubany - Nová Ľubovňa, Šambron - Plavnica a Lipany - Kamenica).

Na profiloch sme vymedzili dve vrásové generácie odlišujúce sa morfológiou, vergenciou a genetickými znakmi, ale obidve vznikli tesne po sebe niekedy vo vrchnooligocénno-spodnomiocénnom období. Mezoskopické angulárne (krokvicovité, kolenovité), čiastočne penekontemporánne vrásy F1 sú vyvinuté iba v nekompetentnom tenkorytmickom flyšovom súbore v podloží masívnych pieskovcov bielopotockého typu po jz. periférii antiformnej štruktúry ŠKP. Sú výrazne asymetrické, so severnou vergenciou. Interpretujeme ich ako výsledok „vrch na sever" nekoaxiálneho, gravitačne generovaného medzivrstvového strihu v dôsledku naklonenia panvovej výplne na S.

Vrásový systém F2 vznikol už pod vplyvom regionálneho kompresívneho napäťového poľa so severojužným skrátením. V priečnych rezoch sa ako základný typ vrás F2 javia makroskopické symetrické antiformy typu „fault propagation folds" zostavené do „antiformal thrust stack" s južnou vergenciou. Tvar makrovrás kontrolujú hrubé telesá kompetentných zlepencov a tenkorytmické flyšové sekvencie v ich jadrách sú intenzívne disharmonicky zvrásnené do mezoskopických ohybových vrás paralelného typu (krokvicovité, koncentrické) s medzivrstvovým šmykom. Makrovrásy F2 sa v študovanom úseku ŠKP viažu na dva rozsiahle brachyantiformné vrásovoprešmykové zväzky. Osi megabrachyantiforiem sú orientované kulisovite a mierne šikmo voči okrajom ŠKP, teda aj voči bradlovému pásmu, čím indikujú slabú dextrálnu transpresiu. Hoci aj konečný štruktúrny obraz bradlového pásma je výsledkom najmä vrchnokriedovej a terciérnej dextrálnej transpresie, v detaile sa od ŠKP odlišuje intenzívnejším, aj keď tiež prevažne krehkým deformačným prepracovaním a rozsiahlou dezintegráciou sedimentárnych sukcesií. Zlom oddeľujúci ŠKP a bradlové pásmo je významným bočne posuvným kôrovým rozhraním, na ktorom bola amputovaná značná časť výplne centrálnokarpatskej paleogénnej panvy. Do juxtapozície sa tak dostali pôvodne vzdialené jednotky rôznych štruktúrnych etáží.

P. KOVÁČ a J. HÓK: **Terciérny vývoj bradlového pásma - predbežné výsledky**

Cieľom práce bolo zistiť zmeny orientácie napäťového poľa v oblasti bradlového pásma v terciéri, kinematický charakter zlomov a vek ich aktivity.

Štruktúrna interpretácia dát zo západného úseku bradlového pásma (po oravský úsek) poukazuje na niekoľko fáz deformačného postihu bradlového pásma. V prvej nastala kompresia bradlového pásma orientovaná kolmo na priebeh bradlového pásma. Vytvárali sa prešmykové zlomy a vrásové štruktúry. Na južnom okraji bradlového pásma vznikali spätné prešmyky. Túto etapu zaraďujeme do obdobia eocén? - spodný miocén. Na jej skončenie poukazuje aj koniec presunu príkrovov v čele Karpát v ich západnej časti (oblasť viedenskej panvy) v karpate. Pri reorientácii napäťového poľa postupne vznikali smerné posuny a strižné vrásy. V priestore bradlového pásma sa vytvárala sinistrálna strižná zóna. Tento transpresný režim ovplyvňoval vývoj bradlového pásma v spodnom až strednom miocéne. Generálny smer orientácie maximálneho napätia bol SSV - JJZ. Potom vo vrchnom miocéne v priestore bradlového pásma prevládal extenzný režim, prejavujúci sa všesmerne orientovanými poklesovými zlomami.

J. HÓK a J. IVANIČKA: **Extenzná tektonika juhovýchodného okraja Tríbeča**

Na juhozápadnom okraji Tríbeča v širšom okolí Kostolian pod Tríbečom sa analyzovala deformácia hornín obalovej sekvencie Tríbeča.

Definovali sme dve fázy extenzie súhlasného smeru SZ - JV súvisiace s výzdvihom granitoidného jadra. Staršia je krehko-plastického charakteru a prejavuje sa gravitačným rozkĺzavaním na vrstvových plochách hornín obalovej sekvencie, mylonitizáciou granitoidov a vznikom poklesových listrických zlomov. Gravitačné skĺzavanie spôsobilo vrásnenie celého komplexu do vrás s veľkou amplitúdou. Vrásy sa na vhodných miestach, napr. na kontakte hornín s rozličnou reológiou (granitoidy/kremence, resp. kremence/vápence), vytvárali aj v mezomierke. Datuje sa do spodného miocénu.

Štádium krehkej deformácie reprezentujú pukliny smerovo komformné so systémom mojmírovských zlomov smeru SV - JZ, ktoré JV oddeľujú pohorie od neogénnej výplne komjatickej depresie. Maximum subsidencie dosiahla komjatická depresia v panóne. Vrtné práce potvrdzujú, že sedimentáciu v panóne voči jadru Tríbeča kontroloval práve systém mojmírovských zlomov. Predpokladáme, že sa štádium krehkej deformácie uplatnilo vo vrchnom miocéne (panóne) a súvisí s vývojom komjatickej depresie.

J. MADARÁS, J. HÓK, O. LEXA a P. KOVÁČ: **Štruktúrno-geologický vývoj východného okraja veporika**

Najnovšie poznatky z nižnoslanskej depresie a styčnej zóny veporika a gemerika možno stručne zhrnúť takto:

Tektoniku územia ovplyvnili hlavne alpínske orogenetické procesy súvisiace s presunom príkrovov a nasledujúcou tektonickou relaxáciou regiónu spätou s extenziou generálne smeru V - Z.

Funkcia ani význam hercýnskeho orogénu nie sú dostatočne zdokumentované, lebo chýbajú relevantné údaje.

Proterozoického (?) - staropaleozoického veku sú pravdepodobne hybridné granitoidy, migmatity a ruly vystupujúce v granitoidnom kráľovohoľskom komplexe v oblasti veporika. Podľahli predhercýnskej vysokoteplotnej/vysokotlakovej metamorfóze a neskorším retrográdnym procesom. V severnom gemeriku sa preukázali dve hlavné metamorfné udalosti súvisiace s hercýnskou regionálnou metamorfózou, a to: 1. nízkoteplotná/vysokotlaková - fácia zelených bridlíc a 2. vysokoteplotná/nízkotlaková - fácia zelených bridlíc.

V južnom gemeriku mala hercýnska metamorfóza charakter spodnej časti fácie zelených bridlíc nízkotlakového typu.

V alpínskom orogéne sme vyčlenili dve tektonické štádiá: kompresiu a extenziu.

Kompresia súvisela s uzatváraním priestoru meliatika a s presunom, resp. štruktúrnou individualizáciou gemerika a príkrovov meliatika, turnaika, silicika a príkrovu Bôrky. Spôsobila segmentáciu, resp. štruktúrnu individualizáciu tektonických šupín revúckej skupiny federátskej (struženíckej) jednotky a príkrovu Markušky z pôvodne jednotného, aj keď členeného sedimentačného priestoru. Odohralo sa to na hranici vrchnej jury - spodnej kriedy v metamorfných podmienkach, pre ktoré bol charakteristický rozličný stupeň v závislosti od pozície horninových komplexov. Alpínska regionálna metamorfóza vo veporiku mala vcelku strednotlakový až vysokotlakový charakter vo fácii zelených bridlíc.

V príkrove Bôrky sa potvrdila vysokotlaková metamorfóza. Stupeň regionálnej premeny v silickom a stratenskom príkrove sa pohybuje blízko rozhrania diagenézia/anchizóna.

Po kompresnej fáze nasledovala extenzia a bola spätá s výzdvihom veporika. S ňou priamo súvisí aj umiestnenie rochovského granitoidného telesa a kontaktná metamorfóza okolitých hornín. V kontaktnej aureole sa rozlíšila chloritová, biotitová, kordieritová a kordieritovo-andaluzitová zóna. Vek extenznej etapy je stredná krieda. Potvrdzujú to výsledky rádiometrického datovania FT veku apatitu.

Extenzia bola kontinuálna a s ňou späté štruktúry od plastickej po krehkú - sú doložené v postupne plytších metamorfných úrovniach. Krehká deformácia sa v skúmanej oblasti uplatnila až po vrchnej kriede. Štítnický zlom, jedna z najvýznamnejších tektonických línií v skúmanej oblasti, bol aktívny práve v tomto období.

Seminár Hercýnska orogenéza v Západných Karpatoch - fakty a hypotézy, 1. časť

Seminár usporiadala bratislavská pobočka SGS 19. decembra 1995 na prezentovanie predbežných výsledkov projektu Geodynamický vývoj Západných Karpát, 2. etapa. Na seminári odzneli nasledujúce prednášky:

V. BEZÁK, S. JACKO, M. JANÁK, J. KRÁĽ, I. PETRÍK, J. SPIŠIAK a A. VOZÁROVÁ: **Hercýnsky vývoj Západných Karpát**

Predalpínsky vývoj Západných Karpát sa bez poznania naložených alpínskych procesov, ktoré spôsobili najväčšie zmeny v hercýnskej štruktúre sformovanej počas hlavného hercýnskeho kolízneho štádia, rekonštruuje veľmi ťažko.

Hercýnska kolízna štruktúra je zrejmá z tektonickej superpozície jednotiek s odlišným tektonometamorfným vývojom. Rozlišujeme tri hlavné litotektonické jednotky, ktoré zahŕňajú viac čiastkových jednotiek. Kolízia prebiehala počas mezohercýnskeho štádia vývoja (380 - 340 mil. r.) a bola spätá s kôrovými násunmi, strednotlakovou metamorfózou a intrúziami syntektonických granitoidov.

V predchádzajúcom, paleohercýnskom štádiu prebiehala subdukcia, o ktorej svedčia vysokotlakové relikty vo vrchnej jednotke. Podľa geochronologických údajov bola metamorfóza staršia ako 380 mil. r.

V neohercýnskom vývojovom štádiu (340 - 260 mil. r.) sa končila kolízia v externých zónach a vo vnútornejších zónach hercýnskeho orogénu už zároveň prebiehala kôrová extenzia. Pre toto štádium je typická nízkotlaková metamorfóza a intrúzie posttektonických granitoidov.

I. PETRÍK: **Nie leptit, ale mikroaplit: reinterpretácia horninového typu zo západnej časti Veporského rudohoria**

Pozdĺž vydrovského zlomu, súčasti pohorelskej línie, sa vyskytuje pozoruhodný horninový typ, známy doteraz ako „leptit" (Krist, 1976, 1977). Je to veľmi jemnozrnná svetlá hornina vystupujúca v podobe nepravých žíl mocných od 0,5 do 5 m konformných s okolitými diaftoritmi a v jednom prípade s hrončockým granitom. Má dva charakteristické znaky: (1) veľmi malú zrnitosť (priemerne 0,05 mm) a (2) hojné horninové (granitové) úlomky. Podľa geologického vystupovania a uvedených petrografických znakov ju Krist (l. c.) považoval za kyslú vulkanoklastickú horninu staropaleozoického veku.

Na základe podrobného petrografického a geochemického štúdia permského granitu typu Hrončok vystupujúceho pozdĺž pohorelskej línie a porovnania s „leptitom" som dospel k názoru, že „leptit" je subvulkanická hornina geneticky spätá s hrončockým granitom, ktorá intrudovala pozdĺž plôch odlučnosti (kliváže, Hók a Hraško, 1990) do podoby konformných žíl (Petrík, 1996).

Matrix horniny tvorí veľmi jemnozrnná aplitická hmota z kremeňa, hypersolvného alkalického živca (odlúčeniny albitu a K živca) a z malého množstva sľudy. Haplogranitové zloženie matrixu indikuje nízky tlak tuhnutia (50 - 100 MPa), zloženie biotitu, ktorý je veľmi železitý, naznačuje, že tavenina bola nasýtená vodou. Analýza veľkostnej distribúcie K živca v matrixe s aplikáciou teórie CSD (crystal size distribution, Marsh, 1988) ukázala, že pri použití rýchlosti rastu 6 x 10^{-11} $cm.s^{-1}$ trvalo vykryštalizovanie matrixu asi 440 dní. Na porovnanie uvádzame, že CSD strednozrnného hrončockého granitu indikuje až 145 rokov kryštalizácie.

Úlomky majú väčšiu zrnitosť (1 mm) a aplitové zloženie, charakteristická je aj prítomnosť magmaticky korodovaného kremeňa. Množstvo úlomkov dosahuje až 1/3 objemu horniny a dáva hornine charakter mikrobrekcie. Magmaticky korodovaný kremeň je dokladom rýchleho izotermického výstupu magmy z poľa stability kremeňa do poľa superlikvidu.

Uvedené petrologické znaky charakterizujú mikroaplity ako rýchlo tuhnúci systém taveniny - klast: Mikroaplity tým pripomínajú pseudotachylity, horniny vzniknuté frikčným trením ako výsledok paleoseizmicity (Sibson, 1975). Aj keď je mikroaplit žilný diferenciát hrončockého granitu, jeho kataklastická povaha naznačuje intrúziu v dynamických podmienkach strižnej zóny počas exhumácie okolitého kryštalinika. Rýchly výzdvih vyplýva z intruzívneho styku obidvoch hornín, ako aj z tlakového kontrastu medzi mikroaplitom a hrončockým granitom (Petrík, l. c.).

J. MADARÁS a M. PUTIŠ: **Nové poznatky o geologickej stavbe okolia Čierneho Balogu**

Oblasť medzi severozápadným úsekom pohorelskej línie a granitoidným veporským masívom v okolí Čierneho Balogu buduje horninovo pestrý čiernobalocký komplex. Jeho charakteristickými členmi sú ortobridlice (Ms-Bt-Plg páskované hrubozrnné ortoruly), parabridlice (Ms-Bt-Gr pararuly, svorové ruly, perlové, resp. okaté ruly/migmatity, svorové diaftority), ortobridlice - leptity (metaryolitové ortobridlice, metamorfované granitové porfýry, porfyroidy). Typickým členom sukcesie čiernobalockého komplexu sú Gt amfibolity, často s páskovanou textú-

rou a svetlou reakčnou korónou okolo Gt. Časť amfibolitov s vyšším podielom prográdne metamorfného zoisitu a Plg naznačuje prítomnosť gabroamfibolitov. Osobitnú skupinu hornín tvoria metagranitoidy veporského a hrončockého telesa. Mylonitizované metagranitoidy zahŕňajú nehomogénne granity až granodiority s enklávami plášťa, rovnomerne zrnitý granit typu Fabova hoľa, porfyrický granit až granodiorit typu Vepor. Aj v oblasti Čierneho Baloga sa potvrdila šošovkovitá forma tonalitu sihlianskeho typu, známa ďalej na V blízko severného okraja veporského granitoidného telesa. Hrončocký granit, ktorý je súčasťou čiernobalockého komplexu, tvorí malé šošovkovité telesá aj mimo hlavného výskytu, najmä v oblasti Krám - Medveďov. V prostredí ortobridlíc spolu s leptitmi vystupujú aj mikroaplity, aplity až pegmatity. Vzťah hlavných telies granitoidov k čiernobalockému komplexu je tektonický.

Mezoštruktúrne a petrografické štúdium potvrdilo prítomnosť hercýnskeho, a najmä alpínskeho deformačného štádia. Reliktne zachovaná hercýnska magmatická foliácia s prítomnosťou progresívne metamorfnej minerálnej asociácie má smer SV - JZ až VSV - ZJZ a strmý až stredný sklon na SZ až ZSZ. Nevylučujeme ani uplatnenie sa hercýnskej retrográdnej metamorfózy v extenzných podmienkach. Alpínska mylonitická foliácia má generálny smer SV - JZ a mierny až strmý sklon na JV. Lokálne až vejárovitá forma mylonitickej foliácie odráža naloženú kolízno-transpresnú bočnoposunovú (sinistrálnu) tektoniku strednokriedového veku. S ňou a nasledujúcou extenznou etapou súvisí aj formovanie lineácie natiahnutia minerálov v hlavnom smere VSV - ZJZ. Mylonitická foliácia je definovaná rekryštalizačnou minerálnou asociáciou (Qz, Ms_2, Bt_2, Ep-Clz, Chl, Sag, Ab, Cal, Gt-Gross) zreteľne naloženou na magmatickú (Qz, Plg, Kfs, Ms, Bt) a neskorohercýnsky (?) retrográdnu (hrubolupeňovitý Ms). Na zistenie charakteru alpínskej metamorfózy v biotitovej až biotitovo-granátovej zóne sa študovali granáty mylonitických ortorúl v žilách metagranitu hrončockého typu v oblasti doliny Vydrovo.

M. JANÁK a M. KOHÚT: **Cordierit - indikátor metamorfných podmienok v kryštaliniku Veľkej Fatry**

Cordierit je bežným minerálom v rulách, migmatitoch a granulitoch pelitického zloženia, pričom minerálna asociácia cordierit + granát + sillimanit + biotit + kremeň + K živec indikuje nízkotlakové až strednotlakové a vysokoteplotné podmienky metamorfizmu. Ale z kryštalinika Západných Karpát je cordierit doteraz opísaný len v asociácii s andaluzitom ako produkt kontaktnej metamorfózy. V poslednom čase sa v kryštaliniku Veľkej Fatry objavili migmatitické ruly bohaté na cordierit v podobe blokovitých xenolitov v tonalitických horninách Ľubochnianskeho masívu. Cordierit s Fe/Fe+Mg = 0,4 sa vyskytuje v asociácii so sillimanitom, biotitom, plagioklasom, kremeňom, muskovitom a ilmenitom. Sporadicky zachované relikty spessartínového granátu sú zatláčané porfyroblastmi cordieritu. Vznik tohto cordieritu bol spätý s rozpadom granátu podľa rovnice: 2 granáty + 4 sillimanity + 5 kremeňov = 3 cordierity. Na základe chemického zloženia cordieritov a ostatných minerálnych fáz (konvenčná geotermobarometria + Bermanova TWEEQU metóda) sa vypočítali takéto teplotno-tlakové podmienky vzniku cordieritov: P = 4 - 5 kbar a T = 600 °C. Cordierity sa pritom vytvorili ako výsledok izotermálnej dekompresie. Cordieritické migmatity sa mohli zachovať iba ako výsledok rapídneho výstupu, resp. rýchleho umiestnenia granitoidného masívu Veľkej Fatry do vyšších partií kôry. Tak sa vysokoteplotná minerálna asociácia s cordieritom „zmrazila" a zakonzervovala, t. j. nemala čas, aby ju kompletne nahradila nižšieteplotná asociácia. Počas štyroch miliónov rokov (od 342 Ma - kryštalizácia plutónu po 338 Ma - homogenizácia a uzatvorenie biotitu) granitoidný plutón vystúpil z hĺbky 10 - 12 km (cca 4 kbar a 650 °C) do úrovne 3 - 4 km (cca 1,5 kbar a 300 °C) pri rýchlosti výstupu 2 mm/rok, pričom počiatočný geotermálny gradient bol 35 ± 5 °C/km. Rapídne rýchly výstup a umiestnenie granitoidného masívu Veľkej Fatry zodpovedajúci dekompresnému P-T-t záznamu bol výsledkom extenznej tektoniky v závere hercýnskeho kolízneho orogénu.

S. W. FARYAD: **Vysokotlakové horniny tetydného regiónu Európy a poznatky zo 4. medzinárodnej eklogitovej konferencie v Taliansku** (Košice 23.3.1995)

Petrologický výskum hornín, ktorý sa v posledných rokoch aplikuje vo svetle koncepcie doskovej tektoniky a experimentálnej mineralógie, pomáha poznávať vývoj subdukcie a kolízie v mobilných zónach. Veľké rozšírenie a aktuálnosť štúdia vysokotlakových hornín vyústili do vytvorenia asociácie geológov sveta a pravidelných eklogitových konferencií. 4. medzinárodná eklogitová konferencia bola 5. - 11. septembra 1993 v Kalábrii (Taliansko). Bola spojená s týždňovou exkurziou, ktorá sa začala pri modrých bridliciach na Diamantovom pobreží v Kalábrii a pokračovala cez Západné Alpy v oblasti Ligárie, masívu Dora Maira, zóny Sesia a až po východné jednotky Álp do masívu Nonsberg. Na konferencii boli prednášky o vysokotlakových horninách z celého sveta a hlavná pozornosť sa venovala veľmi vysokotlakovým horninám s coesitom a mikrodiamantom.

Stretnutie v rámci seminára organizovaného pobočkou SGS v Košiciach sme venovali najmä výskytom a petrologickej charakteristike vysokotlakových hornín v Alpách, Karpatoch a v Egejskom mori. Okrem niekoľkých nálezov predalpínskych eklogitov v masívoch penninika a austroalpinika má prevažná časť vysokotlakových hornín alpínsky vek od 110 - 38 m.r. Mladší vek sa zistil pri niektorých eklogitoch Západných Álp. Teplota a tlak vysokotlakových hornín sa z miesta na miesto menia, avšak veľmi vysokotlakové horniny obsahujúce coesit boli doteraz opísané z masívu Dora Maira a zóny Zermat-Sass.

F. ZÁBRANSKÝ a S. W. FARYAD: **Horninotvorné minerály, ich význam a interpretácia** (Košice 12.12.1995)

Horninotvorným minerálom ako dôležitým indikátorom genézy a podmienok vzniku hornín sa venuje stále viac pozornosti. Dôvodom sú hlavne výsledky experimentálnych štúdií, ktoré majú za cieľ spresniť termodynamické parametre a stanoviť pole stability minerálov, príp. minerálnych paragenéz.

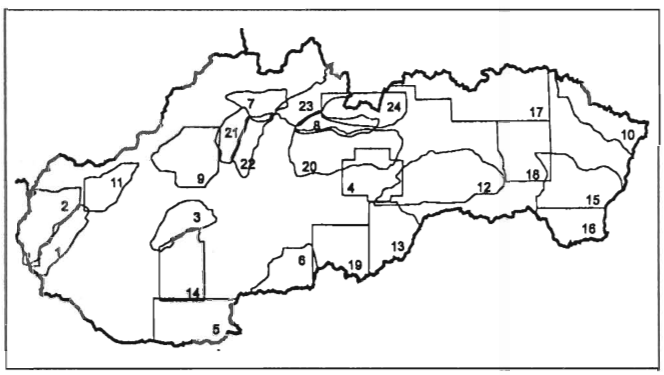
Aj keď si súčasné petrologické a mineralogické štúdia vyžadujú moderné identifikačné zariadenia, ktoré umožňujú zistiť chemické a často aj izotopové zloženie minerálov a hornín, má mikroskopické určovanie minerálov stále prvoradý význam. Často tak možno získať cenné informácie práve na základe výskytu kritického minerálu v hornine, pričom sú veľmi dôležité jeho štruktúrne vzťahy so susednými fázami. Práve tejto problematike bolo venované naše stretnutie v rámci košickej pobočky SGS a mineralogického klubu pri Východoslovenskom múzeu.

Hlavná pozornosť sa sústredila na kritické a zriedka sa vyskytujúce minerály v horninách. Okrem niektorých teoretických aspektov výskytu horninotvorných minerálov sa prezentovali výsledky výskumu novozistených minerálov z východnej časti Západných Karpát.

A. NAGY a V. BEZÁK: **Stav geologického mapovania na Slovensku.** (Prednáška na valnom zhromaždení bratislavskej pobočky 14.12.1995)

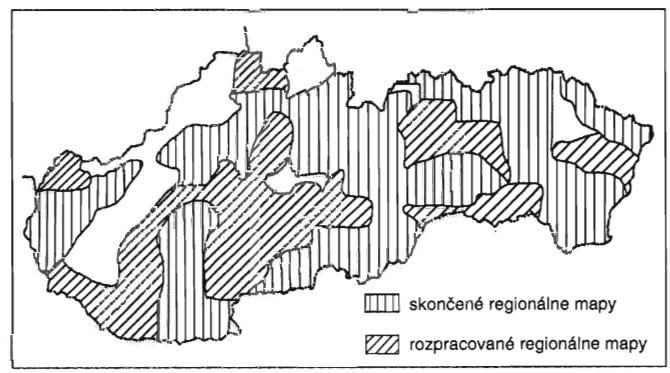
Za slovným spojením geologická mapa sa skrýva množstvo údajov z geologických prác najrozličnejšieho druhu. Geologická mapa je súhrnným vyjadrením poznatkov a náhľadov generácií geológov na mapovanie územia a jeho geologickú stavbu. Od roku 1940 je základné geologické mapovanie v rozličnej miere stálou úlohou Geologického ústavu Dionýza Štúra (predtým Štátneho geologického úradu).

Slovensko patrí medzi krajiny s najvyššou úrovňou geologických máp na svete. Zaslúžila sa o to kompletná edícia geologických máp mierky 1 : 200 000 v 60. rokoch a súčasná edícia geologických máp regiónov v mierke 1 : 50 000, ktorá je pred zavŕšením. Doteraz vyšli geologické mapy 24 regiónov Slovenska (obr. 1). Do tlače sú pripravené geologické mapy nasledujúcich regiónov: Košická kotlina-juh, Slovenský kras, Branisko a Čierna hora, Poľana, Kremnické vrchy, Javorie a Chvojnická pahorkatina. Rozpracované sú tieto regióny: Slovenské rudohorie-západ, Štiavnické vrchy a Pohronský Inovec, Podunajská nížina-východ, Nitrianska pahorkatina, Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina, Veľká Fatra, Vihorlatské a Humenské vrchy, Tríbeč, Stredné Považie. Roku 1996 sa začne mapovanie v regióne Trnavská pahorkatina, Považský Inovec a Nízke Beskydy. Do roku 2000 takéto geologické mapy zobrazia 90 % územia Slovenska (obr. 2). Geologické mapy mierky 1 : 50 000 sa zostavujú na základe oponovaných máp mierky 1 : 25 000.



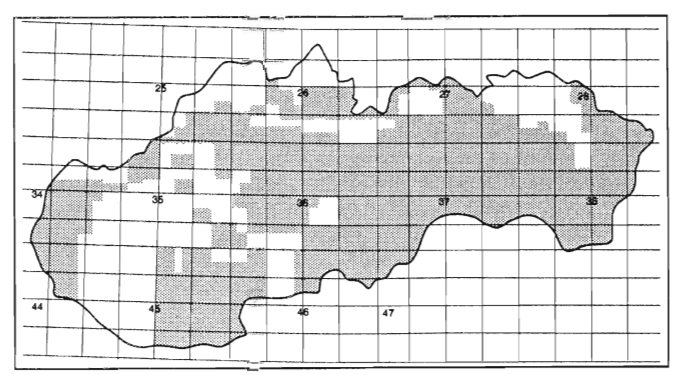
Obr. 1. Regionálne geologické mapy Slovenska 1 : 50 000.

	Región	Autori	Rok vydania
1	Malé Karpaty	Maheľ, M. a Cambel, B.	1972
2	Záhorská nížina	Bačacký, V. a Sabol, A.	1973
3	Tríbeč	Biely, A.	1974
4	Slovenské rudohorie a Nízke Tatry	Klinec, A.	1976
5	Podunajská nížina, jv. časť	Vaškovský, I. a Halouzka, R.	1976
6	Ipeľská kotlina a j. časť Krupinskej planiny	Konečný, V. a Pristaš, J. Vass, D.	1978
7	Kysucké vrchy a Krivánska Malá Fatra	Haško, J. a Polák, M.	1978
8	Liptovská kotlina	Gross, P.	1979
9	Strážovské vrchy	Maheľ, M.	1981
10	Nízke Beskydy, v. časť	Koráb, T.	1983
11	Myjavská pahorkatina, Brezovské a Čachtické Karpaty	Began, A. et al.	1984
12	Slovenské rudohorie, v. časť	Bajaník, Š. et al.	1984
13	Rimavská kotlina a priľahlá časť Slovenského rudohoria	Elečko, M. et al.	1985
14	Podunajská nížina, sv. časť	Harčár, J. a Priechodská, Z.	1988
15	Východoslovenská nížina, s. časť	Bačacký, V.	1988
16	Východoslovenská nížina, j. časť	Bačacký, V.	1988
17	Pieniny, Čergov, Ľubovnianska a Ondavská vrchovina	Nemčok, J.	1990
18	Slanské vrchy a Košická kotlina, s. časť	Kaličiak, M. et al.	1991
19	Lučenská kotlina a Cerová vrchovina	Vass, D. et al.	1992
20	Nízke Tatry	Biely, A. et al.	1992
21	Lúčanská Malá Fatra	Rakús, M.	1993
22	Turčianska kotlina	Gašparik, J. a Halouzka, R.	1993
23	Južná a východná Orava	Gross, P. et al.	1994
24	Vysoké Tatry	Nemčok, J. et al.	1994



Obr. 2. Stav geologického mapovania 1 : 50 000.

Významným počinom našej kartografie je nová geologická mapa Slovenskej republiky v mierke 1 : 500 000, ktorá má vyjsť tlačou roku 1996. Jej prezentáciou v zahraničí si slovenskí geológovia zabezpečili prioritné miesto medzi štátmi zúčastňujúcimi sa na príprave geologickej mapy Európy. Vďaka spolupráci s geologickými inštitúciami susedných štátov pripravujú naši geológovia aj geologickú mapu Západných Karpát v mierke 1 : 500 000.



Obr. 3. Schéma pokrytia územia Slovenska základnými geologickými mapami mierky 1 : 25 000.

Geologické mapy rozličnej mierky - navyše s trojrozmerným geologickým rezom - sú dôležité nie iba na pochopenie celkovej stavby istého územia, ale aj jeho geologickej minulosti. Mapy sú nevyhnutné aj z hľadiska hodnotenia energetického a surovinového potenciálu Slovenskej republiky, jeho ochrany, zakladania stavieb, skládok a úložísk rozličných druhov odpadu, vrátane toxického a rádioaktívneho. V súvislosti s naliehavosťou úloh tvorby a ochrany životného prostredia rastie dôležitosť i podiel regionálneho geologického výskumu a mapovania. Údaje, ale najmä kartografické zobrazenie v podobe geologickej mapy je základným východiskom tvorby súborov máp životného prostredia rozličného zamerania.

Seminár Nové výsledky izotopovej geochémie kryštalinika Západných Karpát

(Bratislava 12.10.1995)

J. KRÁĽ: **Nové $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovania z kryštalinika Západných Karpát**

Nové $^{40}Ar/^{39}Ar$ sa získali zo sľúd a amfibolov z kryštalinika Západných Karpát v spolupráci s Geochronologickým laboratóriom BVFA vo Viedni (prof. dr. W. Frank).

Vek muskovitu a biotitu z granitoidného telesa Veľkej Fatry leží v úzkom vekovom intervale medzi 338 - 342 Ma a je prakticky identický s údajmi získanými Rb-Sr datovaním z minerálov a celých hornín (Kohút et al., 1993). Zhoda údajov indikuje veľmi rýchly výzdvih granitoidného telesa hneď po jeho intrúzii.

Zhodný vek s týmito datovaniami má aj muskovit granodioritu zo Žiaru.

Z kryštalinika Malej Magury sa datoval amfibol z telesa neďaleko Chvojnice a muskovit z priľahlých pararúl. $^{40}Ar/^{39}Ar$ vek je v rámci analytických chýb zhodný (343 - 347 Ma) a zhoduje sa s predpokladaným vekom granitoidnej intrúzie (cca 350 Ma).

Z južného veporika sa datovali dve vzorky amfibolu. Amfibol zo skarnoidnej mineralizácie ložiska Mútnik (Vančová a Turan, 1981) má zložité spektrum. Z tvaru spektra, svedčiaceho o excese Ar, možno pravdepodobný vek formovania sa tohto amfibolu odhadnúť na 86 Ma. Vek amfibolu z metagabra v nadloží rochovského telesa je jedným z najnižších v tejto oblasti. Stredná a vysokoteplotná časť spektra dáva konzistentné Ar plató 76 Ma. Je pravdepodobné, že tento vek spôsobila rekryštalizácia spätá s teplotným vplyvom rochovského granitoidného telesa.

M. KOHÚT, V. P. KOVAČ, A. B. KOTOV a J. MICHALKO: **Prvé Sm/Nd izotopové údaje z granitoidných hornín Západných Karpát**

Údaje o pomeroch izotopov rozličných prvkov sú dôležité pri vysvetľovaní genetických aspektov magmatických hornín. Hodnoty stroncivých a neodýmových izotopických pomerov v kombinácii s ďalšími geochemickými dátami môžu indikovať povahu zdrojových hornín zúčastňujúcich sa na genéze granitoidných hornín. Uniformné izotopické zloženie v rámci magmatického telesa poukazuje na uzavretý magmatický systém, kým variabilné rozdelenie izotopov indikuje otvorený systém spôsobený najmä: 1) izotopicky heterogénnym zdrojom, 2) kontamináciou magmy počas umiestnenia, 3) magmatickým mixingom, príp. hybridizáciou a 4) subsolidovou alteráciou.

V rámci spolupráce medzi GÚDŠ a IPGG sa zmerali izotopické pomery $^{147}Sm/^{144}Nd$ a $^{143}Nd/^{144}Nd$ v prvých 25 vzorkách západokarpatských granitoidov na genetickú interpretáciu. Všeobecne je známe, že granitoidy Západných Karpát majú nízky pomer I_{Sr} (0,703 - 0,708), poukazujúci na zmiešaný spodnokôrovo-plášťový alebo o Rb ochudobnený kôrový zdroj. Naproti tomu gemerský granit má tento pomer vysoký (0,720 - 0,734), svedčiaci o čisto kôrovom zdroji. Pomer Rb/Sr má väčšina tonalitov až granitov pomerne nízky (0,1 - 0,5), v leukogranitoch rastie na 0,6 - 2,5, ale v gemerských granitoch je extrémne vysoký (1,6 - 10). Tonality - granity majú $\varepsilon Sr_{(0)}$ = 50 - 130, kým leukogranity majú $\varepsilon Sr_{(0)}$ = 150 - 250, avšak v S-typových gemerských granitoch dosahuje až $\varepsilon Sr_{(0)}$ = 500 - 2300. Celohorninový (WR) Rb/Sr systém často vykazuje zdanlivý „izochrónny" vek (420 - 390 Ma), starší ako vek umiestnenia hercýnskych granitoidov. Tieto „zdedené izochróny" sú výsledkom miešania viacerých horninových zdrojov, ako aj nedokonalej Sr izotopickej homogenizácie v čase tavenia hercýnskych granitoidov, resp. „remagmatizácie" starších magmatitov. V Sm/Nd (WR) systéme nepozorovať nijaké lineárne usporiadanie vykazujúce izochrónne relácie. Distribúcia hodnôt priemetných bodov vzoriek neindikuje izotopickú homogenizáciu v regionálnom meradle, ale skôr otvorený izotopický systém. Táto izotopická heterogenita potvrdzuje existenciu kontaminovaného mixingu (hybridizácie) najmenej dvoch kôrových anatektických magiem. Dominantným zdrojom západokaraptských hercýnskych granitoidov boli staršie metamorfované magmatické horniny TTG kompozície, z ktorých zdedili I-typovú, resp. VAG/CAG geochemickú charakteristiku. Zdrojom gemerských granitoidov však boli len metamorfované sedimentárne horniny. Hodnoty $\varepsilon ND_{(0)}$ západokarpatských granitoidov, varírujúce v intervale -2,3 až -9,4, sú porovnateľné s údajmi Liewa a Hofmanna (1988). Zdanlivý kôrovo-rezidentný vek indikovaný Nd modelovými vekmi (t_{DM} = 1,1 - 2,8 Ga, resp. t_{DM2st} = 1,1 - 1,7 Ga) podporuje názor autorov (l. c.), že hercýnsku Európu tvorili hlavne recyklované proterozoické horniny s prispením nových staropaleozoických komponentov. Podiel kôrových komponentov na genéze západokarpatských granitoidov je rozhodujúci. Poukazuje na to aj neodýmový kôrový index (DePaolo et al., 1992) NCl = 0,49 ~ 1 (väčšinou 0,6 ~ 0,8).

Všeobecne sa prijíma, že sa hercýnske granitoidy Západných Karpát vytavili a umiestňovali v rámci intrakontinentálneho kolízneho - transpresného orogénu. Zaujímavý je fakt, že s výnimkou gemerského granitu a granitu typu Králička všetky študované vzorky spadajú do poľa I-typových granitoidov, čo potvrdzuje náš starší náhľad o infrakrustálnom pôvode granitoidov Západných Karpát, resp. o recyklizácii starších magmatických produktov pri hercýnskych anatexných procesoch.

M. KOHÚT a K. MARSINA: **Chemizmus granitoidných hornín Západných Karpát**

Granitoidné horniny budujú približne 12 % povrchu Slovenskej republiky a už vyše 60 rokov sú v centre intenzívneho geologického výskumu. Dodnes sa v západokarpatskej literatúre používajú ich historické názvy, napr. ďumbiersky, prašivský, sihliansky, veporský, príp. gemeridný granit, ktoré postupne zaviedli priekopníci západokarpatskej geológie - J. Koutek, V. Zoubek a J. Kamenický. Analógy týchto granitoidných typov sú takmer vo všetkých pohoriach. Chemizmom západokarpatských granitoidných hornín sa v minulosti zaoberal napr. Kamenický, Hovorka, ako aj kolektív SAV pod vedením Cambela.

Od roku 1992 rieši GÚDŠ štátnu úlohu Geofaktory životného prostredia, ktorej koordinátorom je K. Vrána. V rámci geochemického atlasu SR vznikla aj databáza granitoidných hornín, v ktorej je v súčasnosti 763 rekordov granitoidov z tatrika, veporika a gemerika. Pri vyčleňovaní typov granitoidov (na štatistické spracovanie) sme sa usilovali skĺbiť kritériá mapovacích prác s formou kompozičných klasifikácií (petrografickej a geochemickej). Na základe toho v Západných Karpatoch vyčleňujeme nasledujúce skupiny granitoidov:

tatrikum: GR-1 biotitické tonality, GR-2 biotitické a dvojsľudné granodiority, GR-3 dvojsľudné granity, GR-4 leukogranitoidy, GR-5 pegmatity a aplity, GR-6 amfibolicko-biotitické diority, GR-7 hybridné biotitické granodiority/tonality, GR-8 feldšpatizované ruly a migmatity;

gemerikum: GR-9 gemeridné granitoidy;

veporikum: GR-10 biotitické tonality/granodiority - typ sihla s. s., GR-11 porfyrické granodiority/granity veporský typ, GR-12 hybridné biotitické granodiority/tonality, GR-13 leukogranodiority, GR-14 neporfyrický strednozrnný granodiorit, GR-15 dynamometamorfne postihnutý granit - typ hnilčík, GR-16 masívne leukotonality.

Výhodou tohto rozdelenia je odstránenie lokálnych názvov (ďumbiersky, prašivský typ a pod.) v tatriku, čím sa približujeme k medzinárodnému štandardu. Publikované hodnoty hlavných vedľajších, ako aj REE prvkov vyčlenených typov granitoidov Západných Karpát budú použiteľné aj v zahraničí. Granitoidy sa na základe chemizmu veľmi dobre klastrujú v bežne používaných geochemických diagramoch. Vo všeobecnosti možno povedať, že granitoidné horniny tatrika majú metaluminózno-peraluminózny charakter a predstavujú nízkodraselnú (tonalitickú) až vysokodraselnú (monzonitickú) suitu vápenato-alkalickej série magmatických hornín. Vyznačujú sa prevahou Na nad K. Ich Peacockov index je 59,5 a Shandov index hlinitosti A/CNK = 0,9 - 1,5. Na základe komplexného hodnotenia označujeme hercýnske granitoidy Západných Karpát ako anatektický kôrový I/S typ.

P. GRECULA et al.: **Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria**. Zv. 1. 829 s., 513 obr. a fot., 36 tab. Vydalo Združenie Mineralia Slovaca v edícii Mineralia Slovaca pre Slovenskú geológiu, š. p., a Geocomplex, a. s., vo vydavateľstve Geocomplex Bratislava. Cena 159 Sk.

Už prvý pohľad na textúru kremennej žily so sideritom, chalkopyritom a pyritom na obálke recenzovanej publikácie je impozantný. Akoby chcela pripomenúť chýrne časy medenorudného baníctva v Západných Karpatoch, ktorým sa Slovensko v minulosti preslávilo.

Geologická verejnosť, ale najmä odborníci zaoberajúci sa výskumom, prieskumom, dobývaním a využívaním nerastných surovín isto s očakávaním privítali prvý zväzok monografického diela o ložiskách nerastov v Slovenskom rudohorí. Je to najrozsiahlejšie horstvo Slovenska z horopisného hľadiska, ale pozornosť na seba upútalo a dôležitosť získalo najmä vďaka najvýznamnejším a najväčším ložiskám rudných a nerudných surovín na Slovensku, mnohých ťažených v minulosti a viacerých aj dnes.

Rozsiahla monografia na 829 stranách prezentuje poznatky nielen textom, lež aj 513 obrázkami a fotografiami a 36 tabuľkami, ktoré približujú bohatú baníckú aktivitu, tvar ložiskových telies, ich pozíciu, úložné pomery a poskytujú celkový pohľad na pestrú škálu genetických typov a druhov ložísk.

Tri kapitoly prvej časti sú o geológii a metalogenéze.

Prvá - Geologická stavba gemerika - sa okrem pozície gemerika v Západných Karpatoch zaoberá aj koncepciami vývoja jeho geologickej stavby, litostratigrafickou charakteristikou súvrství, usporiadaním príkrovov a ďalšími prejavmi tektoniky. Napokon sa tu stručne uvádzajú metamorfné procesy a ich produkty.

V kapitole 2 Metalogenetický vývoj gemerika sa opisujú štádiá vývoja hlavnej ložiskotvornej epochy (podľa autorov je variská) a osobitne sa rozoberá úloha granitov v metalogenetickom procese. Alpínskej epoche sa pripisuje vedľajší význam a uvádza sa mineralizácia spätá s jej syngenetickými transpresnými aj extenznými udalosťami.

V 3. kapitole Hlavné typy mineralizácie sa analyzujú metalogenetické koncepcie rozličných autorov dotýkajúce sa genetických typov. Pri žilnej mineralizácii sa najväčší význam pripisuje metamorfno-hydrotermálnemu modelu, založenému na kritickej termickej izográde a s ňou spätej mobilizácii kovov do metamorfných fluid. Autori to dokazujú množstvom výsledkov geologických, petrologických, izotopických, geochemických a mineralogických štúdií. Ďalej analyzujú otázky exhalačno-sedimentárnej, polymetalickej, stratiformnej (metasomatickej) Fe a Mg karbonátovej genézy a nakoniec magmatogénnej Sn-W mineralizácie.

Druhá časť je o ložiskách rudných surovín. Napriek rozličnými termínom, známym z domácej aj zahraničnej odbornej literatúry, pokladám tieto poznámky pred opisom ložísk rozličného typu mineralizácie za veľmi užitočné, lebo poskytujú čitateľovi spoľahlivú orientáciu.

V kapitole 4 Magmatogénna mineralizácia autori uvádzajú ložiská Sn-W (± vzácne prvky) typu hydrotermálno-greizenovej a albititovej mineralizácie, objavenej iba v 60. rokoch 20. stor. Približujú históriu kassiteritu, greizenizácie a iných aktivít geologického výskumu a prieskumu. Vyzdvihujú úspechy pri hľadaní ložiska žilného a greizenového typu Hnilec-Medvedí potok, spätého s granitom typu Súľová a Dlhá dolina a výstižne ich charakterizujú. Zaoberajú sa aj cínonosnosťou greizenov najmä vo východnej časti gemerického granitu a podľa výsledkov konštatujú, že nie je cínonosný, ale že naopak obsahuje niobonosné leukogranity, najmä v popročskom telese granitu.

Ďalšou jedinečnou udalosťou v poznávaní metalogenézy Západných Karpát bolo nájdenie a prieskum ložiska Mo-W rúd typu plutonicko-hydrotermálnej žilníkovej mineralizácie až v 80. rokoch nášho storočia. Autori prehľadne informujú o preskúmanom ložisku Rochovce, s jeho molybdénovou a volfrámovou zónou. Kým volfrámovú kladú do bazálnej časti ochtinského súvrstvia a spájajú najmä s metabazickými členmi, molybdénovú viažu na silicifikovaný exokontakt a endokontakt rochovskej granitoidnej intrúzie, kde vytvára žilníkový, resp. štokverkový typ zrudnenia. Pri opise metalogenetického modelu dokazujú jeho vývoj v troch štádiách extenzie. Do prvého kladú vznik anatektickej taveniny zo sedimentov typu arkóz a drôb, do druhého začiatok intrudovania anatektickej taveniny, silnejší obeh fluid a s nimi spojený vznik Mo-W mineralizácie a do tretieho skončenie kryštalizácie Mo-W zrudnenia a vznik Pb, Zn, pyritovej mineralizácie, z ktorej sa určil vek galenitu na 95 mil. rokov.

Kapitola 5 Metamorfno-hydrotermálna žilná mineralizácia, je najrozsiahlejšia. Na 315 stranách sa opisuje 18 oblastí s najrozšírenejším sideritovo-sulfidickým typom mineralizácie, a to od oblasti Margecany - Opátka - Košická Belá - Košice na V až po oblasť Železník - Štítnik na Z územia. Menej rozsiahlemu antimonitovému typu žilnej mineralizácie je venovaných 35 strán. Charakterizuje sa 7 žilných systémov a pásiem, a to od zlatoidčianskeho až po betliarsky, ako aj niektoré samostatné žily.

Veľmi významná je 6. kapitola. Je o stratiformnej mineralizácii, kam patrí aj jediné ťažené ložisko metasomatického sideritu a ankeritu Nižná Slaná - Kobeliarovo a veľké ťažené ložiská magnezitu a mastenca Jelšava, Lubeník a Hnúšťa, hydrotermálnometasomatického typu. Hoci magnezit a mastenec sú nerudy, a preto by mali patriť do tretej časti, pre ich genézu podobajúcu sa sideritom možno odobriť aj takéto zaradenie. Patria tu aj submarinné exhalačno-sedimentárne ložiská polymetalickej sulfidickej mineralizácie so známym vyťaženým ložiskom Smolník. Ďalej sa opisujú stratiformné uránové, mangánové a železné oxidické rudy, ako aj medňaté pieskovce v perme severného okraja gemerika.

Menej významné zvetraninové, rozsypové a ostatné typy mineralizácie charakterizuje kapitola 7. Okrem výskytov bauxitu, červeného ílu a kôry zvetrávania na ultrabázikách sa uvádzajú aj málo významné rozsypy cínových minerálov, Au, výskyt chromitu pri Tibe a Pb-Zn zrudnenia pri Ardove. Myslím, že napriek odlišnej genézy by ložisko Ardovo patrilo skôr do kapitoly 6, teda medzi hydrotermálne metasomatické typy mineralizácie.

Tretia časť oboznamuje čitateľa s nerudnými surovinami, ktoré sa dnes z našich nerastných surovín využívajú v najväčšej miere.

Kapitola 8 má názov Magmatické ložiská a opisuje u nás málo využívané živcové suroviny, a to na báze Na keratofýrov, albitizovaných granitoidov (Dlhá dolina v hĺbke vyše 400 m), kaolinizovaných granitov a kaolínu „fire clayového" typu, ktoré sú vyvinuté v zvetraninovej zóne popročského granitu (skôr by patrili už medzi zvetrávacie, reziduálne či preplavené ložiská). Základňu stavebného kameňa v tejto kapitole reprezentujú najmä granitoidy, paleozoické vulkanogénne horniny a amfibolity.

Do 9. kapitoly Hydrotermálne ložiská nerudných surovín sú zaradené geologicky už preskúmané, skôr ťažené a dosť rozšírené ložiská žilného kremeňa kvalitou vhodného na výrobu číreho kremenného skla. Najznámejším ložiskom tohto druhu je Švedlár.

Väčší význam sa dáva hydrotermálnym žilným ložiskám barytu, viažucim sa na apikálne časti sideritových žíl. Známe sú ich výskyty na severnej strane Spišsko-gemerského rudohoria v oblasti Rudňany - Poráč, kde sa ešte dobývajú, kým na južnej strane (oblasť Drnava - Krásnohorské Podhradie) sú už väčšinou vyťažené. Ďalej sa tu uvádzajú žily oblasti Jaklovce - Krompachy, ale aj komplexné hematitovo-barytovo-kremenné telesá exhalačno-sedimentárneho

pôvodu, súhlasne uložené s bridlicami a evaporitmi meliatskej skupiny v okolí Šankoviec.

V podkapitole sa opisujú ložiská spekularitu, a to z hydrotermálnych žíl sideritovej formácie, permských a spodnotriasových žilníkov, ako aj zo žíl a žilníkov v bázických horninách. V závere sa uvádzajú ložiská azbestu s najvýznamnejším, ale takmer vyťaženým ložiskom Dobšiná, preskúmaným ložiskom Jaklovce, Kalinovo-Bórčok a výskytom Kobeliarovo, Jasov, Rudník a i. Všetky sa viažu na serpentinity, najčastejšie spodnotriasového veku, ale aj na horniny nejasnej stratigrafickej pozície.

Kapitola 9 Sedimentárne ložiská stručne charakterizuje nerudné suroviny vo ôsmich podkapitolách. Sú to ložiská sadrovca a anhydritu v gemerskom a spišskom ložiskovom pruhu (s ťaženým ložiskom Novoveská Huta), ktoré majú veľkú zásobu suroviny a bohaté prognózne zdroje viažuce sa najmä na spodnotriasové až permské horizonty. Mimoriadne veľký význam sa pripisuje ložiskám vysokopercentného vápenca stredného triasu, ktorý sa využíva v chemickom a hutníckom priemysle na výrobu vápna a spolu so sialitickými surovinami paleogénu v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, pliocénu a spodného triasu v južnej časti tvoria surovinovú základňu cementárskeho priemyslu.

Stavebným kameňom na báze mezozoických karbonátov, pieskovcov a zlepencov (okrem vápenca Ružinej, ktorému autori pripisujú karbónsky vek) sa neprikladá mimoriadny význam. Z niekoľkých sa lokálne ťaží a využívajú sa v blízkom okolí kameňolomov. V ďalšej podkapitole sa opisuje ložisko karbonátov Silická Brezová, Prihradzany a Prihradzany-Skalka vhodné na výrobu dekoračných kameňov a ozdobných predmetov, ako aj jediné dnes ťažené ložisko pri Tuhári. Predmetom pozornosti je aj niekoľko ložísk tehliarskych surovín na báze paleogénnych, neogénnych a kvartérnych sedimentov. Ložiská piesku a ílu vhodné na keramickú výrobu sa opisujú z Lučenskej kotliny s dnes už známym ložiskom kaolínu Horná Prievrana a Gregorova Vieska, ako aj ložiská v Rimavskej a Košickej kotline. Veľmi stručne sa uvádzajú ložiská piesku a štrkopiesku v povodí hlavných vodných tokov, ako aj v Lučenskej a Turnianskej kotline.

Z netradičných druhov nerudných surovín sú zastúpené živce na báze žúl a arkóz, turmalínovce (skoryl) v laminách rulovitých hornín v okolí Zlatej Idky, pokrývačská bridlica z hámorského súvrstvia od Dobšinej (nie najlepšej kvality). Kremenec po skúškach vykázal iba malú vhodnosť na výrobu ferosilícia, ale dobrú na výrobu abrazív na brúsenie karbonatických hornín. Tu sa opisuje vhodnosť niektorých karbonátov a bridlíc ako plniva do plastov, papiera, v kozmetike a pod. a bridlíc do polyolefínových EPDM materiálov. Na konci tretej časti je tabuľka zásob a zdrojov niektorých druhov nerudných surovín so stavom k 1.1.1993.

Štvrtá časť monografie je venovaná drahým a ozdobným kameňom. Člení sa opäť na genetickom základe a opisujú sa najdôležitejšie výskyty magmatického, exhalačno-sedimentárneho a hydrotermálneho pôvodu, ako aj ich metamorfovaných variet. Zastupujú ich rozličné horniny, napr. serpentinit, amfibolit, kryštáľ, fuchsit, magnezit, jaspilit, rodonit, jaspis, anhydrit, sadrovec, aragonit, goethit, malachit, chryzokol, opál a i. Škoda len, že z nádherných šperkov vyrobených na Strednej umeleckej priemyselnej škole v Turnove z viacerých minerálov a hornín pri vyhľadávacom geologickom prieskume nie je farebná fotografická dokumentácia. Takéto snúbenie sa kameňa s kovom sme mohli obdivovať na výstave Krása kameňa, inštalovanej v niekoľkých našich aj zahraničných mestách, ako aj na 5. celoslovenskej geologickej konferencii roku 1990 v Bratislave.

Pri surovinách, ale najčastejšie pri deskripcii ložísk sa orientačne uvádzajú rozmery a pozícia ložiskových telies, kvalita, príp. technologická charakteristika, často aj zásoba a prognózne zdroje, čo spresňuje predstavu o veľkosti a kvalite ložísk.

Rozdelenie monografie do štyroch hlavných častí je z vecného pohľadu opodstatnené. Každá z nich obsahuje niekoľko kapitol, ktoré - okrem 1. až 3. - sa členia na genetickom základe. Výnimkou sú aj kapitoly 11 a 12, pomenované podľa druhov nerastných surovín, čo jednotnosť delenia čiastočne narúša. Je otázka, či by nebolo bývalo vhodnejšie členiť kapitoly podľa surovín (napr. železné rudy, medené rudy a pod.) a vrámci nich opísať genetické typy. To by spomenutý nesúlad odstránilo, ale mohli by zas vzniknúť iné ťažkosti, napr. kam pri zaraďovaní niektorých ložísk komplexných rúd, ako sú železné rudy (s chalkopyritom, Ag alebo Hg tetraedritom, rumelkou), polymetalické rudy (či ložisko so strieborným tetraedritom alebo galenitom zaradiť už k strieborným rudám) a pod. Ak uvedené vezmeme do úvahy, pokladáme členenie diela za pomerne citlivé.

Monografia je dobrým sprievodcom po historických aj súčasných ložiskách a výskytoch Spišsko-gemerského rudohoria. Opisujú sa v nej aj ložiská spoza hraníc tejto oblasti, patriace napr. do veporika (napr. magnezit a mastenec v pruhu Hnúšťa - Kokava n. Rimavicou). Dekoračný kameň pri Tuhári a vápenec pri Ružinej (autori ich pokladajú za karbónske) patria už tuhárskemu vývoju federátskej skupiny obalu veporika, podobne aj ložisko Samuel pri Čuntave a niektoré výskyty na okolí Slavošoviec, Čiernej Lehoty a i. Okrem magnezitu a mastenca vo veporiku sú to ložiská v styčnej zóne veporika s gemerikom a z tohto pohľadu to autorom nemožno zazlievať.

Hoci územie Spišsko-gemerského rudohoria ovplyvňa najmä rudnými a nerudnými ložiskami, škoda, že autori obišli známe výskyty kaustobiolitov, a to lignitu medzi Turňou nad Bodvou a Drienovcom, rašeliny v okolí Hrhova a i. Chýba aj opis výskytov travertínu pri Háji, Jablonove, Hrhove a na iných menších výskytoch.

Treba s uznaním konštatovať, že taká podrobná a rozsiahla publikácia o ložiskách jedného regiónu doteraz nevyšla. Preto možno autorom - napriek istým nedostatkom - blahoželať k úspešnému zavŕšeniu úsilia podať syntézu starých aj nových výsledkov geologického výskumu, prieskumu aj ťažby. Vyzdvihujem aj stĺpcové usporiadanie textu, teda fakt, že sa zhruba paralelne so slovenským uvádza anglický text, čo uvítajú predovšetkým zahraniční odborníci. Geografický register a register ložísk a výskytov nerastných surovín si zaslúži osobitné uznanie.

Oveľa väčšiu výpovednú hodnotu by malo dielo, keby jeho súčasťou bola súhrnná mapa ložísk a výskytov, hoci aj v mierke 1 : 200 000, resp. aj rozdelená na časti a zobrazená na viacerých stranách (vyhlo by sa tým skladanej prílohe), lebo lokálne mapy väčších mierok nemôžu nahradiť celkový pohľad na zdroje nerastných surovín a na ich pozíciu v geologickej stavbe horstva.

Netreba azda ani pripomínať, koľko námahy, trpezlivosti a času museli autori vynaložiť na zber a triedenie údajov, na napísanie textu, nakreslenie obrázkov, výber a zhotovenie fotografií, tabuliek a na ďalšie náročné aj drobné práce, aby mohli dať rukopis monografie do tlače. Páči sa mi, že autori venovali monografiu svojim rodinám, a tak aspoň sčasti sa im poďakovali za pochopenie, obetavosť a pomoc pri tvorivej práci.

Napriek možným námietkam, väčším či menším výhradám ku genéze, veku, geologickej stavbe, klasifikácii, rozsahu, usporiadaniu a pod., ktoré niektorí odborníci môžu mať, pokladám recenzované dielo - osobitne v súčasnom období útlmu až likvidácie ťažby - za najvýznamnejšiu slovenskú ložiskovú monografiu takého veľkého a významného územia, akým je gemerická časť Slovenského rudohoria.

M. Slavkay

O. Medenbach a C. Sussiecková-Fornefeldová: **Minerály.** Bratislava, Ikar 1995. Z nemeckého originálu preložila RNDr. E. Nelišerová a RNDr. O. Miko, CSc.

V súčasnom pretechnizovanom svete stále viac ľudí rozličného veku a povolania vypĺňa chvíle osobného voľna sledovaním, ba v rámci sebavzdelávania aj štúdiom rozmanitých výtvorov neživej prírody. A medzi nimi majú osobitné, ba čestné miesto minerály, a to pre svoj tvar, sfarbenie, ale v mnohých prípadoch vzbudzujú záujem aj úžitkovou alebo šperkárskou hodnotou. Uvedenému trendu vychádza v ústrety aj recenzovaná kniha, jedna z publikácií vydavateľstva Ikar, ktorá v edícii Sprievodca prírodou vyšla roku 1995 popri iných tituloch podobného zamerania (Huby, Stromy, Vtáky lesov, lúk a polí).

Prezentovaná publikácia má 286 strán. Po úvode a kapitole Čo je mineralógia? nasledujú časti o vnútornej stavbe kryštálov, o vlastnostiach minerálov a o podmienkach ich vzniku. Nosnou časťou je 362 farebných fotografií a 250 kresieb, ako aj pútavo napísaný vysvetľujúci text. Čitateľ v ňom nájde nielen základné faktografické údaje o príslušnom minerále alebo o skupine minerálov, ale aj rozličné zaujímavosti z histórie ich objavovania, ťažby, spracovania či okruhu používania. Súčasťou diela sú aj určovacie tabuľky (na 30 stranách).

Subjektívne dojmy z čítania recenzovanej publikácie zhŕňam do nasledujúcich konštatácií:

- Hoci usporiadanie minerálov v knihe zodpovedá zaužívanej klasifikácii do deviatich tried, výber minerálov do publikácie autori jednoznačne podriadili estetickým (morfológii a farbe) kritériám.

- Minerály zaradené do recenzovanej knihy pochádzajú väčšinou z územia Nemecka. Zo Slovenska je v nej kremeň z Banskej Štiavnice (žiaľ, nie reprezentatívnej kvality) a valentinit z Pezinka. O niečo bohatšie sú zastúpené minerály z lokalít Českej republiky.

- Väčší časový odstup od nemeckého vydania (1982) a ešte väčší od autorského skompletizovania publikácie (prakticky 15 rokov) sa v niektorých aspektoch prejavil už nie v súčasných platných predstavách. Napr. na s. 197 sa konštatuje, že ide o olivín v čadiči, čo je pravda iba sčasti. Olivín nie je v čadiči, ale je prevládajúcim minerálom v peridotitovom xenolite (uzavrenine) v čadiči. Pritom sa okrem svetlozeleného olivínu na tom istom obrázku dajú identifikovať aj ďalšie minerály. Ale o takýchto peridotitových xenolitoch v alkalických bazaltoch Vogelsbergu už v minulosti písal rad autorov.

- Odborný profil autorov publikácie a ich pôsobenie v múzeu spôsobili, že prakticky viac ako 15 rokov po prijatí klasifikácie a nomenklatúry vulkanických hornín Medzinárodnou úniou geologických vied používajú tradičnú nemeckú (rosenbuschovskú) nomenklatúru (bazalt, diabáz, melafýr, spilit). Tieto termíny - okrem názvu bazalt - spomenutý medzinárodný orgán neodporúča používať.

Drobné a nepodstatné nepresnosti alebo skôr údaje prameniace z času vzniku rukopisu celkový dobrý dojem z recenzovanej publikácie neznižujú.

Kniha je na našom trhu za 90 - 120 Sk. Záujemcovia, kúpte si ju! Isto vás poteší.

D. Hovorka

Tvary termínu chondrula

Slovo a zároveň termín chondrula nie je v Slovníku slovenského jazyka 1 (Bratislava, VSAV 1959), v Krátkom slovníku slovenského jazyka (Bratislava, VEDA, VSAV 1987), ba ani v Slovníku cudzích slov (M. Ivanová-Šalingová - Z. Maníková, Bratislava, SPN 1979), ale ich zostavovateľom alebo autorom to nemožno vyčítať. Ide o jazykové slovníky a tie nemusia - a prakticky ani nemôžu - registrovať termíny zo všetkých oblastí vedy, techniky a pod.

V poznámke sa nedotýkame obsahu termínu **chondrula** (resp. jeho logického spektra), lebo to patrí - ako je to všeobecne známe - do kompetencie príslušných odborníkov, v našom prípade astronómov, resp. ešte užšie orientovaných špecialistov, ktorí sa zaoberajú „kamennými meteoritmi typu H." Citovanú časť predchádzajúcej vety sme vypísali z denníka Sme (4.1.1996, s. 9) z článku s titulkom Meteorit z Rumanovej, v ktorom sa o. i. píše: „V hornine sme našli *chondrule* (kurzíva je naša, P. K.) - to sú štruktúry, ktoré sa v pozemských podmienkach nenachádzajú." V Encyklopédii astronómie (Bratislava, Obzor 1987) sa zas tvrdí, že **chondruly** (teda nie *chondrule*) sú „sferuly - drobné zrniečka hornín sférického tvaru, stmelené častice medziplanetárnej hmoty..."

Z jazykového hľadiska sa treba pristaviť pri tvaroch *chondrule* a **chondruly**, pretože iba jeden z nich je v spisovnej slovenčine správny. Rozkolísanosť a rozpaky pri ich používaní nie sú nové. S tvarom *chondrule* aj **chondruly** sme sa už stretli v rukopisoch vedeckých štúdií určených na publikovanie v odbornom periodiku v uplynulom roku. V jednom z nich neistí autori bez príčiny striedali tvar nom. pl. *chondrule* s podobou **chondruly**, kým v druhom sa narábalo iba s tvarom *chondrule*. Z toho vychodí, že niektorí odborníci nevedia skloňovať termín z vlastnej vednej oblasti, ba že - ako to dokazujú publikované informácie o rumanovskom meteorite - mýlia aj laickú verejnosť. Z jazykového pohľadu je totiž prijateľná podoba nom. pl. slova **chondrula** (a podľa toho aj gen. sg. a ak. pl.) iba **chondruly**. Kto v rovnakých pozíciách siaha po tvare *chondrule*, ignoruje mikrosystém, ktorý tvoria pádové prípony skloňovacieho typu (vzoru) **žena**. A práve podľa tohto vzoru sa slovo a termín **chondrula** pravidelne skloňuje.

Slovo **chondrula** je gréckeho pôvodu a v slovenčine patrí medzi prevzaté slová. Končí sa na **-la** rovnako ako napr. **hala, nebula, vertikála, infula, molekula, formula** atď. (takých slov je v slovenčine neúrekom). Slová tohto druhu majú v nom. pl. pádovú príponu **-y** (aj v gen. sg. a v ak. pl.), teda sú **haly, nebuly, vertikály, infuly, molekuly, formuly** atď. Nie je nijaký dôvod, aby bola **chondrula** výnimkou.

Argumentácia v prospech správneho tvaru nom. pl. **chondruly** je - dúfame - presvedčivá. Vyplýva z nej, že pravdu má aj už spomenutá Encyklopédia astronómie (ibid.), lebo je v nej heslo **chondruly**, nie *chondrule*.

Tvar *chondrule* by bol prijateľný iba v prípade, keby išlo o domáce alebo úplne zdomácnené slovo končiace sa na **-ľa**, teda *chondruľa* (čo nikto nežiada), ako je napr. **krivuľa, bakuľa, knedľa, košeľa, cibuľa** atď. Je pravda, že napr. aj slová **knedľa, košeľa** sú cudzieho pôvodu, lenže už úplne zdomácneli, a preto sa končia na **-ľa** (nom. pl. **knedle, košele**). Ale nič také v najbližšej storočnici slovu **chondrula** (ani **regula, molekula, rula, pararula** atď.) nehrozí, a preto má a bude mať v spisovnej slovenčine iba takéto správne gramatické tvary: **chondrula, (od) chondruly, chondrule, chondrulu, (o) chondrule; chondruly (!!!), chondrúl, chondrulám, chondruly (!!!), (o) chondrulách, chondrulami.**

Z praktických príčin ešte dodávame, že sa úplne rovnako skloňuje aj ďalší termín z astronómie, a to **sferula (od sferuly, dve sferuly...).**

P. Kušnír

Inštrukcie pre autorov

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 (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba 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 je treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 420 x 300 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vyhnúť.
   V prípade, že ide o počítačovo vytvorené ilustrácie, prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 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. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte 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
   Vrna, F., 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., Vikov, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľovského 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.