

ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0139-8946

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 14

1 B 107 b

620/91

ZÁPADNÉ KARPATY • MINERALÓGIA, PETROGRAFIA, GEOCHÉMIA, METALOGÉNÉZA 14

1B107b

Tem. skup. 03/9
Cena brož. 30,— Kčs

ISBN 80-85314-01-0

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1991

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚŠ



3902001020228

**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

*mineralógia
petrografia
geochemia
metalogenéza*
14

Vedecký redaktor
RNDr. ANNA VOZÁROVÁ, DrSc.

Redakčný okruh
RNDr. TIBOR ĎURKOVIČ, CSc., RNDr. JOZEF HATÁR, CSc., RNDr. JOZEF KRÍŠTÍN, RNDr. IVAN
REPČOK, CSc., Ing. JAROSLAV ŠTOHL

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 14

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1991

Geologický ústav D. Štúra KNIŽNICA, Bratislava	
Signatúra:	AB 107 b
kat. čís.:	G20/1991
Kčs kúpa:	30.-
Kčs vým.:	-
Kčs dar:	-

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1991

ISBN: 80-85314-01-0

OBSAH — INHALT — CONTENT

VOZÁROVÁ, A.: Petrológia hornín kryštalinika zemplínika — The Petrology of Crystalline Rocks of Zemplinikum (West Carpathians)	7
KONEČNÝ, V.—ŠTOHL, J.: Magmaticko-hydrotermálne a hydrotermálne explozívne brekcie centrálnej zóny stratovulkánu Javoria — Explosive breccias and related hydrothermal alterations and mineralizations within the Javorie stratovolcano central zone	61
ILAVSKÝ, J.—TURAN, J.—TURANOVÁ, L.: Metalogenéza stratiformných magnezitových ložísk Západných Karpát — Metallogenesis of stratiform magnesite deposits in the West Carpathians (Czechoslovakia)	93



ANNA VOZÁROVÁ

Petrológia hornín kryštalinika zemplinika

23 obr. v texte, anglické resumé

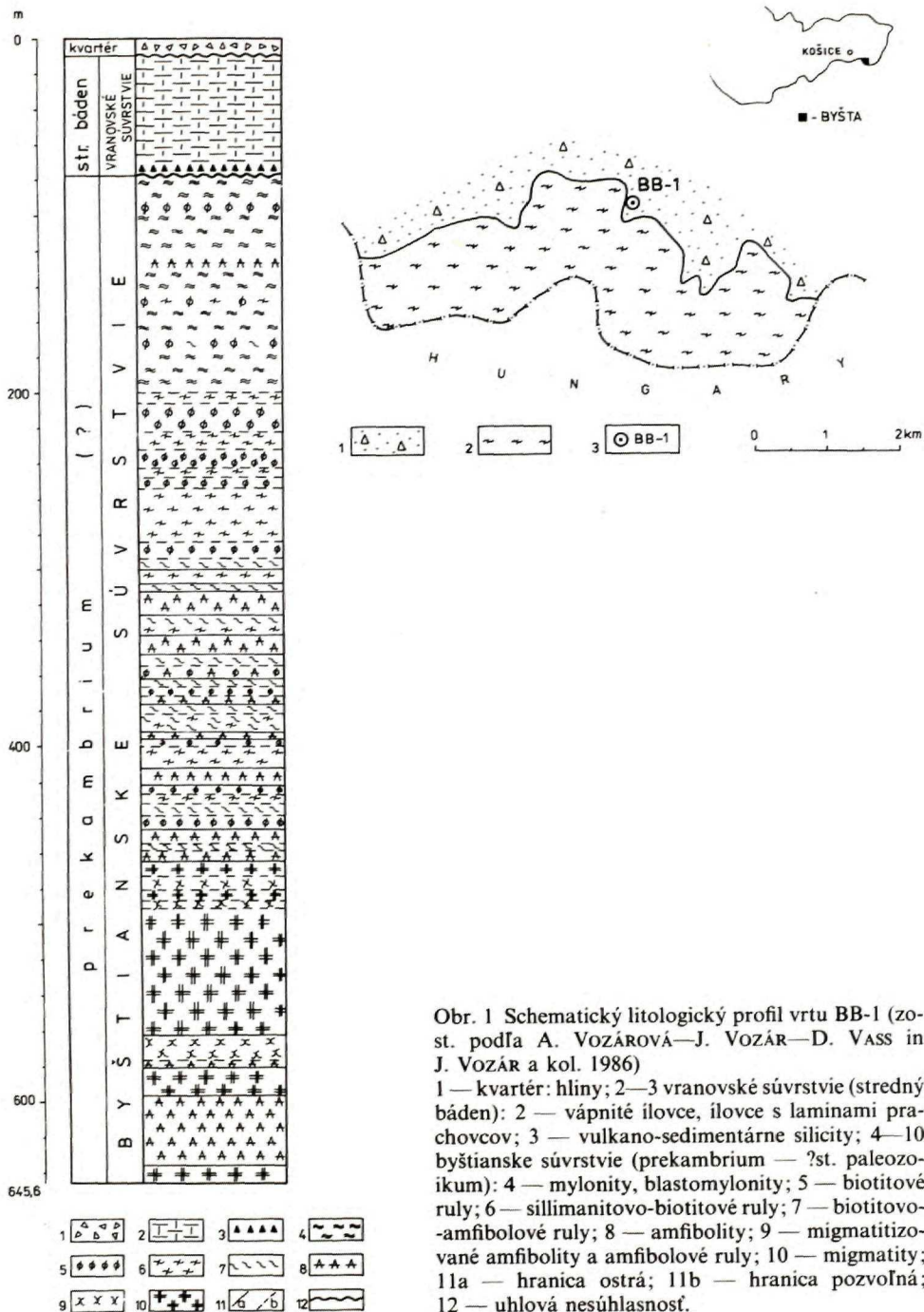
Abstract. The author defines a new lithostratigraphic unit — the Byšta Formation, characterizing crystalline rocks of the Zemplinicum. Detailed petrological and geochemical characteristics of the main rock types — gneisses, amphibolites and migmatites are also presented. The composition of metamorphic mineral assemblages is indicative of PT conditions corresponding to higher-temperated amphibolite facies associated with anatectic reworking of a part of the gneiss substrate. A protolith has been reconstructed on the basis of chemical composition (the main and trace elements; REE) of sedimentogenic and magmatogenic rocks. The volcano-sedimentary protolith consists of shales and graywackes with accessory basic volcanics and volcanoclastics of the tholeiitic magmatic trend.

Key words: Byšta Formation, Zemplinicum, grade of metamorphosis, protolith

Úvod

Doterajšie poznatky o kryštaliniku zemplinika boli na československom území získané iba z ojedinelých povrchových výskytov, v dôsledku jednak jeho malého povrchového plošného rozšírenia, jednak nedostatočnej odkrytosti terénu. Získať kompletnejší litologický profil kryštalinikom zemplinika bolo jedným z cieľov geologického vrtu BB-1, hlbokého 650 m (J. VOZÁR a kol. 1986), realizovaného na lokalite Byšta.

Predkladaná petrologická analýza sa opiera predovšetkým o štúdium horninového materiálu, získaného z tohto vrtu. Výsledky analýzy sa môžu použiť ako porovnávajúcí materiál pri tektonických interpretáciách alpsko-karpatského orogénneho pásma, ďalej ako korelačný materiál pre určenie zdrojovej oblasti klastických sedimentov mladšieho paleozoika zemplínskej skupiny a taktiež môžu spresniť tektonickú interpretáciu celej oblasti, doteraz založenú len na výsledkoch vrtných prác z územia Maďarskej republiky (GY. PANTÓ, 1965).



Obr. 1 Schematický litologický profil vrtu BB-1 (zost. podľa A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR—D. VASS in J. VOZÁR a kol. 1986)

1 — kvartér: hliny; 2—3 vranovské súvrstvie (stredný bádén): 2 — vápnnité ílovcy, ílovcy s laminami prachovcov; 3 — vulkano-sedimentárne silicity; 4—10 byštianske súvrstvie (prekambrium — ?st. paleozoikum): 4 — mylonity, blastomylonity; 5 — biotitové ruly; 6 — sillimanitovo-biotitové ruly; 7 — biotitovo-amfibolové ruly; 8 — amfibolity; 9 — migmatitizované amfibolity a amfibolové ruly; 10 — migmatity; 11a — hranica ostrá; 11b — hranica pozvoľná; 12 — uhlová nesúhlasnosť.

Geologická charakteristika

Kryštalínikum, vystupujúce na povrch v južnej časti Slanských vrchov, na Z a JZ od Michalian a na príľahlom území v MR, patrí k tektonickej jednotke zemplinika (v zmysle definície zemplinika A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR in V. BAŇACKÝ a kol. 1986). Buduje tektonickú hrasť sz.-jv. smeru (byštianska hrasť sensu V. Baňacký a kol. 1986), ktorej pokračovanie je evidentné i na maďarskom území, a ďalej v podloží terciérno-kvartérnej výplne sedimentačného bazénu v sv. časti MR. Hrasť kryštalínika je od elevačnej štruktúry Zemplínskych vrchov oddelená výrazným pásmom roňavských zlomov sz.-jv. smeru (V. BAŇACKÝ a kol. 1986). Pozdĺž tohto systému zlomov je súbor hornín kryštalínika, ktorý bol vymedzený ako samostatná litostratigrafická jednotka a označený názvom byštianske súvrstvie (A. VOZÁROVÁ 1986 in V. BAŇACKÝ a kol. 1986), poklesnutý do podložia terciérno-kvartérnej výplne roňavskej prepادلiny. V pokračovaní na SV sú predterciérne útvary odkryté v luhyňskej hrasti a v elevačnej štruktúre Zemplínskych vrchov, kde však na povrch vystupujú iba súbory sedimentov mladšieho paleozoika a triasu. Kryštalínikum bolo priamo zachytené v podloží sedimentov mladšieho paleozoika, a to v profile vrtu ZO-8, realizovanom GP. š. p. Spišská Nová Ves, západne od obce Veľká Trňa (P. GRECUŁA—K. EGYÜD, 1982) a najnovšie vrtom TR-59 (1998,4 m) z tej istej oblasti.

S cieľom získať čo najúplnejšie informácie o kryštalíniku zemplinika a zároveň overiť výsledky vrto v z územia MR (GY. PANTÓ, 1965) bol realizovaný i vrt BB-1 (650 m), jv. od kúpeľov Byšta (J. VOZÁR a kol. 1986). Údaje z vrto v realizovaných na území MR s. od obcí Villyvitany a Felsőregmec poukázali na prítomnosť metamorfítov vyššieho i nízkeho stupňa premeny, ktorých vzájomný vzťah bol interpretovaný GY. PANTÓOM (1965) ako tektonický — prikriovový.

Metamorfity, zodpovedajúce stupňom premeny kyanit-almándin-amfibolitovej fáci (in GY. PANTÓ, 1965), vystupujú na povrchu iba v niekoľkých odkryvoch v úseku medzi obcami Villyvitany a Felsőregmec. Ich priame pokračovanie je na našom území, v jv. časti Slanských vrchov.

Rádiometrické datovania z tohto komplexu použitím Rb/Sr metódy doložili asýnsky vek metamorfózy (analýza muskovitu a celej vzorky ruly: 984 ± 108 mil. rokov a 962 ± 39 mil. rokov, GY. PANTÓ a kol. 1967).

O variskom prepracovaní celého súboru môžeme uvažovať na základe rádiometrických datovaní, získaných pomocou K/Ar metódy — 258 ± 10 mil. rokov a 262 ± 10 mil. rokov (L. L. ŠANIN 1966 in GY. PANTÓ a kol. 1967).

Metamorfity nízkeho stupňa premeny nevystupujú na území MR na povrch. Boli zachytené iba vo vrtoch Felsőregmec 1 a Füzerkajáta 2. V profile oboch vrto v je nadložie nízkostupňových metamorfítov tvorené mladopaleozoickými sedimentmi, ktoré sú ekvivalentmi výskytov v Zemplínskych vrchoch na našom území (arkózy, zlepenca, bridlice s antracitovými slojkami, ryolity a ryolitové vulkanoklastiká). Vzájomný vzťah oboch metamorfovaných komplexov interpretuje GY. PANTÓ (1965) ako tektonický. V geologickom reze kreslí násun metamorfítov vyššieho stupňa na fylity a porfyroidy. Celý proces považuje za prejav variských pohybov, čo je v zhode s geologickými údajmi, pretože mladopaleozoické sedimentárne formácie pokrývajú obidva komplexy. Ďalší dôkaz poskytuje valúnový materiál zlepenčov v súvrstviach zemplínskej skupiny, ktorý je tvorený predovšetkým úlomkami vyšších metamorfítov, ale obsahuje taktiež, hoci len v malom množstve, aj úlomky fylitov. Z nízkostupňových metamorfítov boli tiež získané rádiometrické údaje o veku. Na základe Rb/Sr metódy boli síce doložené veky podporu-

júce kaledónsku tektonometamorfnú etapu — z muskovitu 394 ± 52 mil. rokov a celej vzorky fylitu 450 ± 130 mil. rokov (GY. PANTÓ a kol. 1967), ale veľký rozptyl časových údajov tieto datovania zároveň spochybňuje.

Celkom odlišný názor na otázku prítomnosti nízkych metamorfítov v kryštaliniku zemplínika vyjadrili najnovšie P. KISHAZI—I. IVANCSICS (1988). Horniny, ktoré boli vo vrtoch z oblasti Villyvitany a Felsőregmec označené ako porfyroidy, považujú za produkt kataklastickej deformácie metamorfítov vyššieho stupňa. To by znamenalo nutnosť prehodnotiť pôvodné názory GY. PANTÓA (1965), čím by tektonická interpretácia celej oblasti bola sice podstatne jednoduchšia, ale zároveň rozporná s evidentnou prítomnosťou nízkometamorfovaných hornín v karbónskych klastikách zemplínskej skupiny.

V profile vrtu BB-1 bola zastihnutá v podloží neogénnych sedimentov (do 76 m) zóna intenzívnej blastomylonitizácie a tektonického drvenia až do hĺbky cca 200—220 m a súbor nerovnomerne kataklasticky deformovaných rúl, amfibolitov a migmatitov (až po konečnú hĺbku vrtu 650 m).

Byštianske súvrstvie — nová litostratigrafická jednotka

Vzhľadom na malé povrchové rozšírenie (približne 4 km^2 , včítane povrchových výskytov na území MR) a pomerne izolované vystupovanie uprostred terciérno-kvartérneho pokryvu bol súbor týchto metamorfovaných hornín vyčlenený ako samostatná oblastná litostratigrafická jednotka, ktorá bola označená názvom byštianske súvrstvie (A. VOZÁROVÁ 1986 in V. BAŇACKÝ a kol. 1986).

V ďalšom texte uvádzame definíciu byštianskeho súvrstvia ako litostratigrafickej jednotky v zmysle zásad československej stratigrafickej komisie, 2. vydanie (1978).

Pomenovanie: podľa kúpeľov Byšta, z. od obce Michaľany, na jv. výbežkoch Slanských vrchov.

Definícia: Byštianske súvrstvie je zložené zo súboru regionálne metamorfovaných hornín, ktorých stupeň premeny zodpovedal P-T podmienkam vyššie temperovanej časti amfibolitevej fácie (až sillimanitová izograda) so sprievodnými prejavmi parciálnej anatexie. Na základe chemického zloženia a zistených minerálnych fáz protolit metamorfítov byštianskeho súvrstvia zodpovedal triede pelitových a kremenno-živcových metasedimentov a bazalt-andezitových metavulkanitov a metavulkanoklastík prechodného až tholeitového magmatického trendu.

Stratotyp (typový profil). Vzhľadom na veľmi nízky stupeň odkrytosti terénu bol stratotypom byštianskeho súvrstvia určený profil vrtu BB-1 v úseku hĺbok 76,3—645,6 m (viď priložený litologický profil vrtu BB-1), ktorý bol podrobne spracovaný a opísaný v správe J. VOZÁR a kol. (1986). Vrtné jadro je uložené v skladovacích priestoroch GÚDŠ.

Rozšírenie, hrúbka, hranice: Byštianske súvrstvie je na povrchu rozšírené cca na ploche 4 km^2 . Pokračuje v podloží terciérno-kvartérnej výplne roňavskej prepadliny a taktiež v podloží mladopaleozoických sekvencií, odkrytých v elevačnej štruktúre Zemplínskych vrchov. Smerom na juh sa predpokladá jeho vystupovanie v podloží terciérnych vulkanosedimentárnych formácií v Tokajskom pohorí na území v MR. Celková hrúbka byštianskeho súvrstvia nie je známa. V profile vrtu BB-1 bola zistená nepravá hrúbka byštianskeho súvrstvia v rozmere 569,3 m.

Litologicko-petrografická charakteristika: Charakteristickým litologickým znakom byštianskeho súvrstvia je striedanie biotitových a sillimanitovo-biotitových rúl s medzi-

vložkami biotitovo-amfibolových rúl a amfibolitov vo vrchnej časti a prítomnosť migmatitov v asociácii s amfibolitmi v spodnej časti stratotypového profilu.

Premenou pelitov a drôb vznikli biotitové ruly so staurolitom a granátom, sillimanitovo-biotitové ruly až migmatitizované ruly a migmatity. Stupeň premeny metasedimentov byštianskeho súvrstvia je charakterizovaný nasledovnými minerálnymi asociáciami:

biotit + plagioklas + kremeň + almandín ± ortoklas

biotit + plagioklas + kremeň ± staurolit ± ortoklas

biotit + sillimanit + almandín + plagioklas + ortoklas + kremeň

V žiadnej z týchto asociácií nevystupuje primárny muskovit. Koexistencia biotitu + sillimanitu + draselného živca a almandínu indikuje zónu vysokého stupňa premeny v rámci amfibolitevej fácie. Staurolit bol vo vrte BB-1 zistený iba vo vrchných častiach komplexu metasedimentov byštianskeho súvrstvia. Vystupuje v asociácii s biotitom bez prítomnosti muskovitu, čo dokazuje vyššiu teplotnú časť staurolitovej izogrady, prekryvajúcu sa čiastočne už s P-T podmienkami sillimanitovej izogrady.

V podmienkach vysokého stupňa premeny došlo k parciálnej anatexii rúl a ku vzniku migmatitov. Progresívny trend premeny byštianskeho súvrstvia bol zistený s postupujúcou hĺbkou vrtu BB-1. Vznikli migmatity páskovanej až nebulitovej textúry s typickou paragenézou minerálov: kremeň + plagioklas + ortoklas + biotit ± almandín, sillimanit, amfibol, titanit. Priemerné modálne zloženie migmatitov (na základe 7 vzoriek): kremeň — 31 %, plagioklas — 29 %, ortoklas — 21 %, biotit — 19 %. Pomer hlavných normatívnych minerálov, vypočítaných na základe 18 chemických analýz, dokazuje približne granodioritové až tonalitové zloženie anatektickej taveniny: Q-25, Ab-32, Or-25, An-18. Časť priemerných bodov normatívnych minerálov, vypočítaných z chemických analýz migmatitov, spadá v diagrame Q-Ab-Or do tesnej blízkosti kotektickej línie.

V súbore metasedimentov byštianskeho súvrstvia sa nachádzajú polohy metamorfovaných bázických vulkanitov a vulkanoklastík. V podmienkach vysokého stupňa premeny z nich vznikli biotitovo-amfibolové ruly a amfibolity. Sú to lineárne usmernené horniny drobnozrnnej, masívnej alebo páskovanej textúry. Asociácia hlavných horninotvorných minerálov je zložená z amfibolu, plagioklasu, v malom množstve kremeňa, titanitu a granátu. Chemické zloženie amfibolitov poukazuje na podobnosť so zložením bázických až intermediárnych vulkanitov a vulkanoklastík prechodného až tholeitového magmatického trendu (na základe vzťahov TiO_2 : ppm Zr; TiO_2 : MnO: P_2O_5).

Priemerné modálne zloženie amfibolitov (na základe 5 analýz): amfiboly — 68 %, plagioklas — 17 %, titanit — 8 %, biotit — 4 %, kremeň — 2 %. Biotit vystupuje v štruktúre amfibolitov v nerovnovážnom vzťahu s amfibolom a plagioklasom a je geneticky spätý s procesmi alkalickéj metazomatózy.

Asociácie metamorfných minerálov, zistené v súbore hornín byštianskeho súvrstvia, indikujú P-T podmienky, charakteristické pre vyššie temperovanú časť amfibolitevej fácie. Typická je koexistencia sillimanitu s draselným živcom a almandínom za neprítomnosti muskovitu. Prítomnosť sillimanitu svedčí o podmienkach nízkych až stredných tlakov, t. j. 3 až 5,5 kb. V podmienkach vysokej teploty a zodpovedajúcich tlakov došlo zároveň k čiastočnej anatexii rúl a ku vzniku migmatitov.

Charakter premien byštianskeho súvrstvia je polyfázový. Okrem regionálnej premeny, dosahujúcej vyššie temperovanú časť amfibolitevej fácie, možno pozorovať na horninách prejavy relatívne mladšej K-metazomatózy, ktorej intenzita stúpa smerom do hĺbky. Výrazné sú prejavy tlakovej deformácie, ktorá prebiehala taktiež najmenej v dvoch časovo rozdielnych etapách — variskej a alpínskej. Najmladšia je nízkotermálna hydrotermálna premena, geneticky zviazaná s prejavmi terciérneho vulkanizmu.

Stratigrafické údaje: Z geologických údajov vyplýva predkarbónsky vek regionálnej premeny byštianskeho súvrstvia. Rádiometrické datovania (GY. PANTÓ a kol. 1967) upresnili jej vek ako prekambriový. Z nálezov valúnov v permokarbónskych zlepencoch zemplínskej skupiny vyplýva, že prejavy K-metazomatózy a aspoň jednej etapy vzniku blastomylonitov možno zaradiť taktiež do predkarbónskej etapy. Rádiometrické údaje o variskej tektonometamorfóze (L. L. ŠANIN in GY. PANTÓ a kol. 1967) sa s týmito geologickými dôkazmi zhodujú.

Petrológia metamorfovaných hornín

Skupina biotitových a sillimanitovo-biotitových rúl

Vznikli premenou pelitov, prípadne pelitov s polohami pieskocov kremenno-živcového zloženia. V profile sa navzájom striedajú, pričom často obsahujú medzivložky svetlých, na plagioklas bohatých rúl. V diagrame A'FK (obr. 2) ich priemerné body, prepočítané na základe molekulárnych hodnôt z celkového chemického zloženia hornín, sa prekrývajú s polom, vymedzeným pre zloženie pelitov a drôb (podľa H. G. F. WINKLERA 1979).

Štruktúra týchto hornín je zrnitá, výrazne usmernená, často lineárna. Mikroštruktúra je lepidogranoblastická, prúžkovaná, v prípade sillimanitovo-biotitových rúl fibrolepidogranoblastická.

Základné minerálne asociácie, charakteristické pre biotitové a sillimanitovo-biotitové ruly sú:

biotit + plagioklas + almandín + kremeň

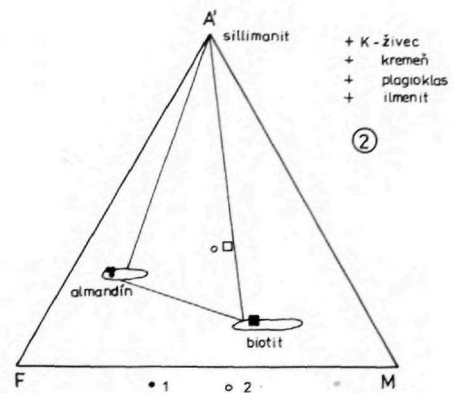
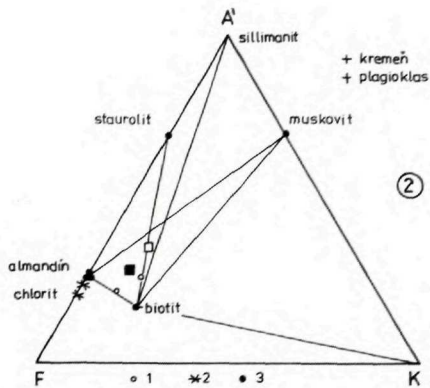
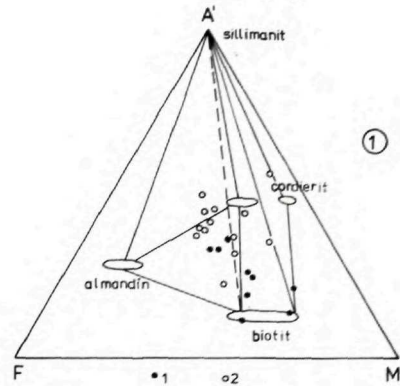
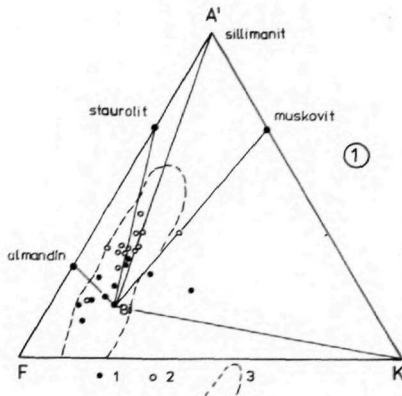
biotit + plagioklas + almandín + kremeň ± ojedinele staurolit

biotit + plagioklas + sillimanit + kremeň + ortoklas + almandín.

Z akcesorických minerálov je prítomný zirkón, rutil, ojedinele titanit, z opakových minerálov ilmenit, magnetit.

Opísané minerálne asociácie sú charakteristické pre vyššie temperovanú časť stredného stupňa premeny, ktorý je typický zmiznutím primárneho muskovitu v prítomnosti kremeňa a pri vyšších tlakoch i v prítomnosti plagioklasu. V týchto PT podmienkach je však možná koexistencia draselného živca s minerálmi Al_2SiO_5 a s almandínom. Staurolit bol v biotitových rúlach nájdený iba sporadicky, a to vo vrchných častiach profilu vrtu BB-1. Pokiaľ je prítomný, vystupuje v asociácii s biotitom bez prítomnosti primárneho muskovitu, čo dokazuje vyššiu teplotnú časť staurolitovej izogrady, prekrývajúcu sa čiastočne už s P-T podmienkami sillimanitovej izogrady.

Minerálne zloženie biotitových a sillimanitovo-biotitových rúl je zaznačené na diagramoch A'FK a AFM (obr. 2 a 3) dvojakým spôsobom. V prípade oboch obrázkov sú na diagramoch 1 graficky zaznačené charakteristické minerálne asociácie na základe celkového chemického zloženia hornín (tab. 1 a 2) a na diagramoch 2 na základe chemického zloženia limitujúcich horninotvorných minerálov — biotitu (tab. 9) a granátu (tab. 10). Na základe petrografickej analýzy v mikroskope, ale i na základe chemického zloženia hornín a určujúcich horninotvorných minerálov, sa podarilo dokumentovať prítomnosť asociácie minerálov almandín — sillimanit — biotit, ktorá je určujúca pre vyššie temperovaný stredný stupeň premeny. Podľa E. W. REINHARDTA (1968, obr. 3) patrí toto spoločenstvo minerálov k almandínovej paragenéze vyššieho stupňa, limitovanej trojicou minerálov Alm — Sill — Bi, za koexistencie s plagioklasom, draselným živcom, kremeňom, ilmenitom, prípadne magnetitom.



Obr. 2

Obr. 3

Obr. 2 Chemické zloženie biotitových a sillimanitovo-biotitových rúl vyjadrené v diagrame A'FK (podľa H. G. F. WINKLERA 1979)

Diagram 1: priemetné body na základe celkového chemického zloženia horniny

1 — biotitové ruly; 2 — sillimanitovo-biotitové ruly; 3 — pole drôb.

Diagram 2: chemické zloženie paragenézy metamorfných minerálov v biotitových a sillimanitovo-biotitových rúlách

1 — biotit; 2 — chloritizovaný biotit; 3 — almandín. Plným štvorcom je označené priemerné zloženie biotitových rúl a prázdny štvorcem sillimanitovo-biotitových rúl.

Obr. 3 Chemické zloženie biotitových a sillimanitovo-biotitových rúl vyjadrené v diagrame A'FM (podľa E. W. REINHARDTA 1968)

Diagram 1: priemetné body na základe celkového chemického zloženia horniny

1 — biotitové ruly; 2 — sillimanitovo-biotitové ruly

Diagram 2: chemické zloženie indexových metamorfných minerálov

1 — almandín; 2 — biotit

Prázdny štvorcem je vyznačené priemerné chemické zloženie sillimanitovo-biotitových rúl a plným štvorcem biotitových rúl.

Priemerné body chemických analýz hornín (v mol. hodnotách) indikujú existenciu koexistujúcich minerálov: draselný živec + biotit + sillimanit + cordierit ± plagioklas + kremeň, ktoré sú charakteristické pre cordierit-almandínovú paragenézu vyššieho stupňa v zmysle E. W. REINHARDTA (1968). Cordierit sa nám však mikroskopickým štúdiom nepodarilo doložiť. Pokiaľ aj existoval, bol pravdepodobne počas ďalších procesov, ktorými boli študované horniny postihnuté v období po hlavnej fáze regionálnej metamorfozy, úplne rozložený, muskovitizovaný. Podobný osud postihol i väčšiu časť sillimanitu, ktorý bol taktiež muskovitizovaný, avšak v mikroštruktúre hornín si miestami zachoval charakteristický fibrolitický tvar, takže ho bolo možné identifikovať. Sillimanit a biotit sú navzájom úzko prerastené.

Koexistencia cordieritu a almandínu v prítomnosti sillimanitu je významným petrologickým fenoménom. S výnimkou zriedkavého výskytu vo vhodných horninách z vysokoteplotnej časti facií stredného stupňa premeny je vystupovanie dvojice cordierit-almandín ohraničené len na obmedzený P-T rozsah v rámci vysokostupňovej metamorfozy a v granulitovej facií. B. J. HENSEN a D. H. GREEN (1972) doložili, že v horninách s hodnotou pomeru $(\text{MgO} + \text{FeO}) : \text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ vzniká za P-T vysokého stupňa premeny minerálne spoločenstvo Crd + Alm + Sill + Qz, na rozdiel od hornín s pomerom $(\text{MgO} + \text{FeO}) : \text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, kedy vzniká asociácia metamorfných minerálov Hyp + Crd + Alm + Qz, typická pre granulitovú faciú.

Priemerné chemické zloženie biotitových a sillimanitovo-biotitových rúl je nasledovné:

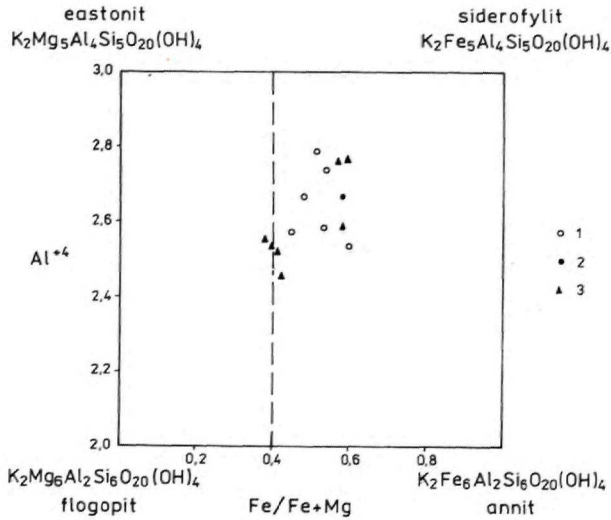
	biotitové ruly		sillimanitovo-biotitové ruly	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	58,66	7,024	58,53	5,15
TiO ₂	0,87	0,47	0,87	0,19
Al ₂ O ₃	14,75	1,29	16,57	2,11
Fe ₂ O ₃	1,20	0,73	0,96	0,58
FeO	4,83	1,59	5,41	1,595
MgO	3,45	1,27	3,08	0,64
MnO	0,098	0,036	0,098	0,03
CaO	3,98	2,48	2,57	1,71
K ₂ O	2,63	0,83	3,20	0,84
Na ₂ O	2,25	0,98	1,20	0,89
P ₂ O ₅	0,21	0,09	0,17	0,04
SO ₃	0,38	0,59	0,31	0,46
CrO ₄	0,015	0,007	0,021	0,01
	n = 11		n = 13	
$(\text{MgO} + \text{FeO}) : \text{Al}_2\text{O}_3$	1,06		0,94	
$M = 100 \times \text{MgO} : (\text{MgO} + \text{FeO})$	56		51	

Chemické zloženie hornín je vhodné pre možnosť vzniku stabilnej dvojice cordierit—almandín v prítomnosti kremeňa a sillimanitu.

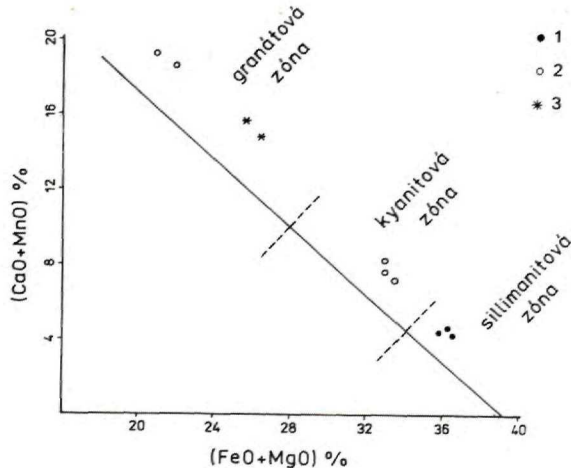
Chemické zloženie minerálnych fáz

Chemické zloženie všetkých minerálov uvedených v článku bolo urobené v lab. elektrónovej mikroanalýzy v Geologickom ústave Dionýza Štúra prístrojom Super-Probe 783.

Plagioklasy. Tvoria zrná oválneho alebo okrúhleho tvaru, usporiadané do lineárnych prúžkov spolu s kremeňom, alebo sú izolované uprostred sfudnatého agregátu. Zväčša sú len jednoducho zdvojené podľa albitového zákona, často kataklasticky deformované. Postihnuté sú sekundárnymi premenami, z ktorých je najrozšírenejšia sericitizácia a ka-



Obr. 4 Diagram $Al^{IV} : (Fe : Fe + Mg)$ s rozlíšením poľa Fe a Mg tmavých sŕúd. 1 — biotit z migmatitov; 2 — biotit zo sillimanitovo-biotitovej ruly; 3 — biotit z amfibolitov.



Obr. 5 Diagram $(CaO + MnO) : (FeO : MgO)$ vyjadrujúci zloženie granátov. Polia vyjadrujúce zloženie granátov z metapelitov rôznych metamorfných zón podľa K. NANDIHO (1967). 1 — granáty zo sillimanitovo-biotitových rúl; 2 — granáty z migmatitov; 3 — granáty z amfibolitov.

Tab. 1 Chemické zloženie biotitových rúl

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ^(100P)	H ₂ O ^(900P)	SO ₃	CrO ₄
295,0 m	57,80	0,66	14,46	0,46	5,86	3,43	0,09	0,46	3,28	0,17	0,36	0,11	9,18	0,10	0,027
350,0 m	55,54	0,97	14,38	1,97	4,74	5,12	0,11	3,00	1,50	3,10	0,21	0,00	6,64	2,20	0,014
351,5 m	53,45	0,52	16,57	1,25	5,55	4,23	0,11	6,17	1,52	2,85	0,10	0,26	5,62	0,52	0,014
376,0 m	73,43	0,19	12,69	0,29	1,71	0,91	0,04	1,55	3,86	2,53	0,13	0,38	1,75	0,16	0,005
378,5 m	65,80	0,44	14,22	0,36	3,21	1,62	0,085	2,40	3,88	1,32	0,23	0,72	5,41	0,11	0,005
380,0 m	65,18	0,87	14,81	1,03	4,38	2,46	0,055	1,71	2,55	2,10	0,13	0,04	3,81	0,06	0,005
396,5 m	49,46	0,94	13,17	0,85	6,60	4,67	0,15	7,20	2,68	0,85	0,19	0,67	11,89	0,22	0,023
410,0 m	51,01	2,12	14,13	1,88	7,78	4,87	0,14	9,31	2,01	2,54	0,41	0,61	1,99	0,27	0,023
435,0 m	62,98	0,94	14,52	0,92	5,04	3,73	0,05	1,54	1,68	3,10	0,16	0,10	4,00	0,26	0,018
436,5 m	53,17	1,01	16,79	1,41	4,72	3,46	0,12	5,09	3,03	2,95	0,16	0,88	6,88	0,22	0,014
444,0 m	57,41	0,92	16,57	2,79	3,52	3,49	0,13	3,28	2,98	3,22	0,18	0,00	4,33	0,03	st.

lab. Geol. prieskumu, š. p. Spišská Nová Ves

Tab. 2 Chemické zloženie sillimanitovo-biotitových rúl

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ^(100P)	H ₂ O ^(900P)	SO ₃	CrO ₄
252,0 m	60,40	0,76	16,66	0,09	5,79	2,62	0,08	1,12	3,70	0,24	0,16	0,28	6,83	0,20	0,035
267,0 m	58,31	0,88	16,70	0,82	6,58	3,23	0,11	1,96	2,72	0,47	0,22	0,08	6,71	0,06	0,031
302,0 m	46,14	0,80	13,99	0,82	7,65	4,78	0,15	6,64	2,79	0,65	0,13	0,74	13,86	0,21	0,023
335,5 m	54,80	0,68	20,19	1,58	3,16	2,96	0,08	4,71	1,36	3,74	0,17	0,33	5,15	0,71	0,005
389,2 m	59,47	0,96	17,29	0,96	6,11	2,64	0,08	1,83	3,30	1,41	0,13	0,66	4,44	0,04	0,023
390,0 m	67,20	0,93	15,03	0,06	4,80	2,22	0,07	1,12	2,61	2,04	0,13	0,03	2,57	0,10	0,023
399,0 m	56,10	0,88	17,47	1,13	7,43	2,92	0,11	2,24	3,02	0,92	0,23	0,27	6,37	0,09	0,027
400,0 m	59,56	0,75	19,23	1,45	6,50	2,72	0,09	0,42	3,33	0,86	0,19	0,19	3,54	0,06	0,031
408,0 m	58,26	1,21	19,21	0,92	6,57	3,43	0,06	0,70	3,96	1,06	0,21	0,72	3,30	0,09	0,027
423,0 m	62,15	0,82	13,80	0,84	5,11	3,33	0,09	2,66	2,92	0,67	0,13	0,59	6,64	0,16	0,014
426,3 m	63,60	0,53	13,21	0,40	4,15	3,21	0,09	3,39	2,86	1,68	0,19	0,12	5,72	0,13	0,023
446,0 m	52,48	0,82	17,13	2,26	4,42	3,69	0,18	4,18	3,94	1,37	0,13	0,00	7,89	0,42	0,005
450,0 m	62,43	1,31	15,52	1,13	2,04	2,32	0,08	2,38	5,05	0,48	0,26	0,56	5,08	1,78	0,009

lab. Geol. prieskumu, š. p. Spišská Nová Ves

olinizácia, ktoré patria k najmladším premenám, zviazaným s terciárnou magmatogénou. Zriedkavejšia je muskovitizácia, ktorá patrí k relatívne staršej K-metazomatóze. Zo sillimanitovo-biotitových rúl boli analyzované 3 zrná plagioklasov (analýzy č. 21, 22, 23 v tab. 8). Svojím zložením zodpovedajú albit-oligoklasu, (An = 10,4; 13,4 a 9,6 %). Obsah ortoklasovej zložky sa pohybuje od 0,7 až po 1,3 %.

K-živec. Tvorí drobné porfyroblasty. Oproti plagioklasom je zastúpený v menšine. Z premien okrem mladej kaolinizácie bola zistená Na-metazomatóza, ktorá prebiehala v zrnách predovšetkým pozdĺž štiepných puklín. Analýza chemického zloženia reliktov pôvodného zrna doložila čistý K-živec. Chemické zloženie hostiteľského ortoklasu: Al_2O_3 — 32,75 %; SiO_2 — 54,36 %; K_2O — 11,24 %. Prúžky metazomatického živca v ňom zodpovedajú chemicky čistému albitu (analýza č. 24 v tab. 8).

Biotit. V rulách je zastúpený v množstve okolo 20—30 %. Usporiadaný je do lineárnych prúžkov, ktoré v štruktúre konturujú priebeh živcovo-kremenných prúžkov, alebo ohraničenie osamotených blastov.

V sillimanitovo-biotitových rulách prerastá so sillimanitom. V horninách je často postihnutý intenzívnymi sekundárnymi premenami. Bežná je muskovitizácia, ktorá predchádzala hydrotermálnemu vybieleniu a chloritizácii. V reliktoch má zachované hnedé zafarbenie s intenzívnym pleochroizmom. Chemické zloženie reprezentuje analýza č. 7 v tab. 9. Charakteristický je zvýšený obsah Al_2O_3 (až 20,7 %), čo je taktiež znakom biotitov vystupujúcich v paragenéze so sillimanitom. Hodnota aluminiovosti (100.Al): $(\text{Al} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ti} + \text{Mn} + \text{Si}) = N_{\text{Al}}^{\text{Bi}} = 27$, čo zodpovedá biotitom pochádzajúcim z metamorfitov bohatých na Al (L. L. PERČUK a kol. 1983). Hodnota horečnatosti biotitu: $N_{\text{Mg}}^{\text{Bi}} = 42$. Obsah TiO_2 je pomerne vysoký — 2,0 %.

Granáty. V rulách sa nachádzajú iba v množstve okolo 1 %, ale tvoria takmer izometrické porfyroblasty s uzavreninami kremeňa, ilmenitu.

Sú opticky i chemicky homogénne, nejavia žiadnu zonalitu. Všetky tri analyzované zrná (analýzy č. 1, 2, 3 v tab. 10) zodpovedajú svojim zložením almandínom s nízkym obsahom spess. a gross. zložky (11,1—13,6 % spolu). Hodnoty horečnatosti granátov sa pohybujú v rozmedzí: $N_{\text{Mg}}^{\text{Gr}} = 16 - 13$. Na diagrame $(\text{CaO} + \text{MnO}) \% : (\text{MgO} + \text{FeO}) \%$ (obr. 5), na ktorom sú znázornené minerálne izogrady pre metamorfované pelity (podľa K. NANDI 1967) zodpovedajú svojim zložením granáty z týchto rúl sillimanitovej izograde. Vysoká hodnota aluminiovosti ($N_{\text{Al}}^{\text{Gr}} = 26 - 27$) je priamo úmerná zvýšenej železnatosti biotitu. Prítomnosť vysokoželezitých granátov a zároveň biotitov s vysokým obsahom Al podporuje úvahu o predpokladanej prítomnosti kordieritu v minerálnej paragenéze sillimanitovo-biotitových rúl. Výsledky experimentálnych prác dokumentovali (L. L. PERČUK a kol. 1983), že so vzostupom teploty sa v rovnovážnom vzťahu nachádzajú Gr a Cor s tendenciou vzostupu železnatosti. Opačný trend bol pozorovaný pri stúpaní tlakov (posun do horečnatej oblasti v bivariantných systémoch).

Sillimanit. Zachované sú zväčša iba pseudomorfózy muskovitu po vláknitých kryštáloch sillimanitu. Sillimanit tvorí fibrolické zhluky s kremeňom a biotitom.

Skupina biotitovo-amfibolových rúl

Sú to zrnité horniny sivozelenej farby, miestami lineárne usmernenej textúry. Svetlé a tmavé horninotvorné zložky sú usporiadané do paralelných, výrazne od seba oddelených prúžkov. Ruly sú relatívne bohaté na plagioklas (cca 30 %). Okrem toho sú v hornine prítomné amfiboly (15—20 %), biotit (15 %) a ako varirujúca zložka kremeň (15—30 %). V akcesorickom množstve sú zastúpené granáty, apatit, titanit. Draselný

Tab. 3 Chemické zloženie biotitovo-amfibolových rúl

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ^(100°)	H ₂ O ^(900°)	SO ₃	CrO ₄
298,4 m	55,90	1,02	15,47	0,93	5,80	3,29	0,07	2,86	3,07	0,48	0,16	0,00	9,55	0,49	0,009
326,5 m	48,17	0,73	20,56	1,16	7,41	2,58	0,20	2,15	2,40	2,99	0,18	2,28	8,83	0,86	0,027
383,5 m	44,87	2,56	14,49	2,88	9,53	5,41	0,19	7,10	1,64	1,78	0,55	1,33	7,28	0,15	0,053
428,0 m	61,84	0,78	14,37	0,08	3,94	3,73	0,10	4,63	2,20	2,47	0,14	0,34	4,18	0,20	0,031
431,6 m	62,97	0,51	13,60	0,67	3,58	3,11	0,08	3,81	2,04	2,20	0,28	0,02	6,24	0,07	0,023
459,0 m	52,34	0,89	17,23	1,48	5,10	4,21	0,14	6,14	2,15	3,16	0,17	0,00	5,76	0,09	st.
473,0* m	52,57	0,14	17,17	3,39	6,54	4,03	0,18	6,71	1,60	3,08	0,22	0,33	3,94		

analyzované v lab. Geol. prieskum, š.p. Spišská Nová Ves

* analyzované v lab. GÚDŠ, Bratislava

Tab. 4 Analýzy modálneho zloženia amfibolitov

	577,0 m	603,0 m	609,5 m	622,0 m	630,0 m
amfibol	54	51	61	60	71
plagioklas	30	12	5	20	14
titanit	—	10	9	11	8
biotit	—	12	—	5	5
ortoklas	7	—	—	—	—
kremeň	9	1	—	4	st.
apatit	—	—	1	—	st.
granát	—	—	—	—	—
epidot	—	10	24	—	2
kalцит	—	4	—	—	—

Priemerné chemické zloženie biotitovo-amfibolových rúl (n = 7):

	\bar{x}	s
SiO ₂	54,09	6,18
TiO ₂	0,95	0,71
Al ₂ O ₃	16,13	2,22
Fe ₂ O ₃	1,51	1,11
FeO	5,99	1,92
MgO	3,77	0,85
MnO	0,14	0,05
CaO	4,77	1,79
K ₂ O	2,16	0,46
Na ₂ O	2,31	0,88
P ₂ O ₅	0,24	0,13
SO ₃	0,31	0,28
CrO ₄	0,029	0,014

živce, ktorý sa na zložení horniny podieľa len v malom množstve, je metazomatického pôvodu.

Biotitovo-amfibolové ruly tvoria medzivložky uprostred amfibolitov a taktiež biotitových a sillimanitovo-biotitových rúl. Svojím chemickým zložením sa blížia zloženiu biotitových rúl, s výnimkou relatívne vyššieho obsahu FeO, MgO, CaO (tab. 5), pričom FeO prevláda nad MgO (M = 53).

Tab. 5 Chemické zloženie amfibolitov

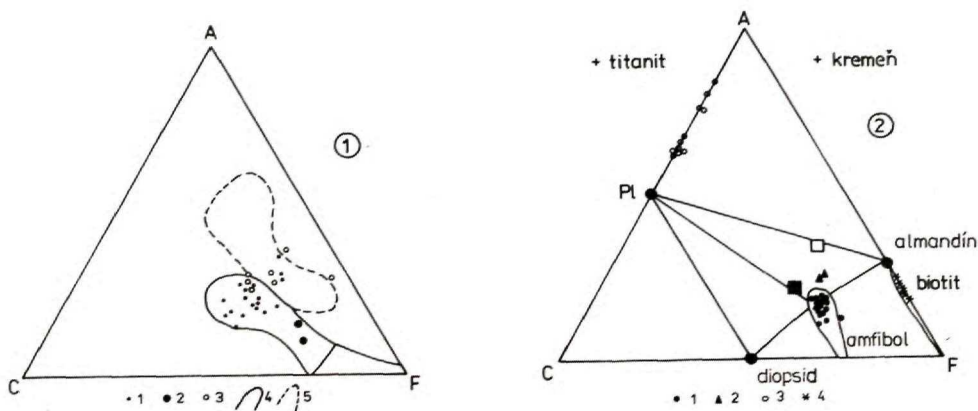
	313,5	341,7	358,0	362,0	364,0	366,0	367,5	368,5
SiO ₂	60,55	48,49	52,73	51,47	50,98	51,50	42,73	38,88
TiO ₂	0,46	0,52	0,71	0,08	0,73	0,65	0,72	0,86
Al ₂ O ₃	15,05	16,82	17,98	17,28	16,95	16,24	16,75	18,50
Fe ₂ O ₃	2,06	1,23	1,45	1,62	1,42	0,82	2,13	1,37
FeO	4,50	4,45	6,42	6,83	6,61	7,15	6,78	9,49
MgO	4,72	5,12	5,04	6,25	6,77	7,36	4,49	4,42
MnO	0,125	0,124	0,138	0,141	0,122	0,144	0,111	0,151
CaO	6,06	9,70	8,41	9,28	8,55	9,81	6,95	5,01
K ₂ O	0,02	1,00	0,76	0,48	0,48	0,73	1,70	1,82
Na ₂ O	3,04	3,56	2,90	2,46	3,26	2,02	1,77	0,96
P ₂ O ₅	0,08	0,14	0,13	0,08	0,13	0,08	0,14	0,16
H ₂ O ^(110°)	0,26	0,00	0,43	0,05	0,05	0,12	1,09	2,03
H ₂ O ^(900°)	1,92	7,43	1,53	1,91	2,61	1,63	11,71	14,83
SO ₃	0,29	0,19	0,28	0,14	0,07	0,73	2,53	1,47
CrO ₄	0,044	0,005	0,009	0,005	0,018	0,035	0,009	0,014

371,5	374,0	394,0	412,0	415,0	577,0*	609,5*	622,0*	630,0*
51,38	52,79	51,52	48,78	65,12	48,14	35,89	41,25	41,08
0,86	0,52	0,42	2,70	1,05	0,26	0,19	0,20	0,34
18,08	16,45	15,58	14,66	14,46	15,92	14,22	13,82	14,32
1,67	1,66	1,66	1,72	1,01	4,20	6,99	5,43	6,02
7,07	6,28	7,81	8,91	4,24	6,27	7,88	7,95	8,09
3,67	6,19	8,03	4,41	2,86	5,00	7,57	8,16	10,08
0,191	0,127	0,136	0,154	0,068	0,26	0,25	0,23	0,23
3,55	8,47	8,03	9,84	2,83	9,58	17,26	14,99	13,55
1,16	0,89	1,21	1,09	2,08	1,45	1,38	1,40	1,08
3,05	2,60	2,86	2,76	3,32	2,18	1,86	2,14	2,01
0,14	0,11	0,27	0,65	0,16	0,19	0,63	0,50	0,64
1,14	0,69	0,52	0,00	0,00	0,24	0,14	0,36	0,32
6,84	2,35	2,64	2,63	1,82	6,35	5,34	3,30	2,23
0,57	0,09	0,45	0,26	0,09				
0,023	0,044	0,049	0,005	0,005				

analyzované v lab. Geol. prieskumu, š.p. Spišská Nová Ves; analytik: Ursínyová, Šarlinová, Čamajová, Vrábliková

* analyzované v lab. GÚDŠ, Bratislava; analytik: Ďuriš

Asociácia metamorfných minerálov v biotitovo-amfibolových rulách je graficky znázornená na obr. 6. Na diagramoch ACF je znázornené minerálne spoločstvo a chemické zloženie hornín dvomi spôsobmi: 1. podľa celkového chemického zloženia hornín, 2. na základe chemického zloženia rovnovážnych minerálnych fáz. Typická asociácia metamorfných minerálov je: plagioklas + amfibol + biotit + kremeň ± almandín + titanit. Od amfibolitov sa tieto ruly líšia predovšetkým vyšším obsahom kremeňa.



Obr. 6 ACF diagram, reprezentujúci zloženie amfibolitov, amfibolovcov a biotitovo-amfibolových rúl (podľa H. G. F. WINKLERA 1979).

Diagram 1: priemerné body na základe celkového chemického zloženia horniny
1 — amfibolity; 2 — amfibolovce; 3 — biotitovo-amfibolové ruly; 4 — pole obsahujúce zloženie andezit-bazaltových vulkanitov; 5 — pole zahrnujúce chemické zloženie drôb.

Diagram 2: chemické zloženie metamorfných minerálov
1 — amfiboly; 2 — granáty; 3 — plagioklasy; 4 — biotit. Plný štvorec vyjadruje priemerné zloženie amfibolitov, prázdny biotitovo-amfibolových rúl.

Chemické zloženie minerálnych fáz

Plagioklasy. Tvoria kryštaloblasty oválneho tvaru. Obvykle sú sericitizované. Pri ich premene bol uvoľňovaný kalcit, sporadicky vznikli tiež drobné kryštáliky zoisitu, albitu. Dvojčatné zrasty sú jednoduché, reprezentované predovšetkým albitovým zákonom. Obsah anortitovej zložky sa pohybuje v plagioklasoch v rozsahu 28 až 39 % a ortoklasovej zložky do 1 % (analýzy č. 11, 12, 13 v tab. 8). Z ostatných prímiesí obsahujú plagioklasy FeO (prepočítané na dvojmocné železo) v množstve okolo 0,1 %.

Amfiboly. Tvoria stĺpcové kryštály, sú lineárne usmernené, orientované osou c paralelne s plochami foliácie. Farba je zelená, sú výrazne pleochroické. Na základe chemického zloženia a optických vlastností patria do A-skupiny Ca-amfibolov. Chemické zloženie amfibolov z biotitovo-amfibolových rúl je uvedené v tab. 11. Vyznačujú sa pomerne vysokým obsahom Al_2O_3 (12,70—14,21 %).

Množstvo Al^{IV} z priemeru analyzovaných zrn amfibolov je 1,42. Úmerne tomu je i nízka hodnota Si — 6,58. Na základe množstva Ca, ktorého priemerná hodnota je 1,72,

nízkej hodnoty Si a pomerne vysokej hodnoty Al^{IV} , patria analyzované amfiboly do A skupiny Ca-amfibolov v zmysle klasifikácie B. E. LEAKA (1978) a spadajú konkrétne do poľa Mg-amfibolov. Horečnatosť amfibolov sa pohybuje v rozsahu 69 — 53, priemer 65,6. Medzi postmetamorfné premeny patrí chloritizácia amfibolov, ktorá postupuje v amfiboloch obvykle pozdĺž puklín. Chloritizácia patrí k mladým, hydrotermálnym premenám, ktoré spôsobili tiež uvoľnenie kalcitu, s ktorým sa asociuje aj vznik minerálov epidot/zoisitovej skupiny.

Biotit. Tvorí charakteristické kryštály tmavohnedej farby, výrazne pleochroické, lineárne usmernené. Postihnutý je výrazne sekundárnymi premenami — chloritizáciou a vybielením.

Skupina amfibolitov

Sú to horniny masívnej textúry, výrazne usmernené, tmavozelenej farby. V profile vrtu BB-1 tvoria polohy nepravé hrúbky max. 50 m uprostred rúl i migmatitov. Textúra týchto hornín je buď masívna, zrnitá alebo prúžkovaná. Asociácia metamorfných minerálov je charakterizovaná hlavne amfibolom a plagioklasom, ktoré sú doprevádzané titanitom. Len ako akcesorická zložka sú prítomné granáty. Amfibolity sú postihnuté rôznym stupňom K-metasomatózy, v dôsledku čoho došlo k biotitizácii amfibolov a s tým súvisiacim vznikom miestami pomerne vysokého množstva titanitu. S procesmi K-metasomatózy je spojený i výskyt drobných idioblastov K-živca. Vedľajšou zložkou v amfiboloch je kremeň. Z akcesorických minerálov je prítomný okrem granátu i apatit, ojedinele zirkón. Amfiboly tvoria približne 60 % z modálneho zloženia amfibolitov, plagioklasy okolo 20—25 %, kremeň okolo 5 %. Príklady modálneho zloženia amfibolitov sú uvedené v tab. 4.

Asociácia metamorfných minerálov v amfiboloch je graficky znázornená pomocou diagramu ACF, obr. 6 (v mol. hodnotách s korekciami na apatit, titanit a biotit). Zloženie hornín je kontrolované okrem optických metód i analýzou chemického zloženia hornín (tab. 5) a charakteristických metamorfných minerálov. Na obr. 6 sú zaznačené v trojuholníkovom grafe ACF priemetné body chemických analýz amfibolitov a biotitovo-amfibolových rúl. Body amfibolitov padajú do poľa vymedzeného pre zloženie andezit-bazaltových hornín (podľa H. G. F. WINKLERA 1979). V diagrame 2 na obr. 6 sú zaznačené minerálne fázy a priemetné body zodpovedajúce zloženiu horninotvorných minerálov — amfibolov, granátov, plagioklasu a priemernému chemickému zloženiu amfibolitov a biotitovo-amfibolových rúl. Zloženie minerálov i celkové chemické zloženie hornín zodpovedá vyššie teplotnej časti amfibolitevej fácie, pre ktorú je charakteristická paragenéza minerálov: plagioklas + amfibol ± almandín + titanit + kremeň. Priemetný bod priemerného chemického zloženia amfibolitov sa zhoduje s bodom indikujúcim tholeiitický pôvod premenených vulkanitov (podľa H. G. F. WINKLERA 1979).

Oproti priemernému zloženiu veporidných a tatridných amfibolitov (B. CAMBEL—L. KAMENICKÝ 1982) majú amfibolity byštianskeho súvrstvia o niečo nižší obsah TiO_2 (0,63 % versus 1,30 % a 0,90 %) a relatívne vyšší obsah CaO (10,09 % versus 9,10 % a 8,53 %). Odlišnosti v hodnotách sú malé, čiastočne snád vyplývajúce z analytickej chyby i z výberu a množstva vzoriek v štatistickom súbore. Jednako možno konštatovať, že zloženie amfibolitov byštianskeho súvrstvia sa blíži k priemernému zloženiu amfibolitov veporidného kryštalinika, čo je premietnuté hlavne v nízkom obsahu TiO_2 .

Priemerné zloženie amfibolitov

	amfibolity byštianskeho súvrstvia		(B. CAMBEL—L. KAMENICKÝ 1982) priemerná analýza amfibolitov vepor. kryštalinika
	\bar{x}	s	
SiO ₂	46,19	8,12	49,73
TiO ₂	0,63	0,55	0,90
Al ₂ O ₃	15,40	2,19	15,19
Fe ₂ O ₃	2,60	2,02	4,52
FeO	6,82	1,33	6,91
MgO	6,10	1,78	7,23
MnO	0,17	0,07	0,30
CaO	10,09	4,12	8,53
K ₂ O	1,26	0,60	1,33
Na ₂ O	2,25	0,83	2,45
P ₂ O ₅	0,27	0,21	n = 33
SO ₃ *	0,52	0,63	
CrO ₃ *	0,027	0,032	
n = 19			
* stanovené len v 13 vz.			

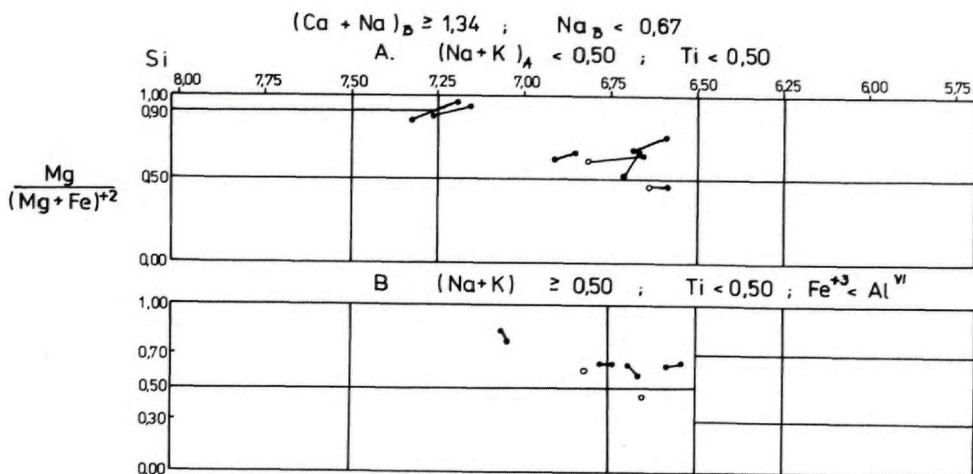
Zloženie minerálnych fáz

Plagioklasy. Bázicita plagioklasov v amfibolitoch silne varíruje. Obsah anortitovej zložky v desiatich analyzovaných zrnách je minimálne 14,3 a maximálne 38,1 %, čo zodpovedá oligoklasu až andezínu (tab. 8, analýzy č. 1—10). Obsah anortitovej zložky pritom klesá smerom do hĺbky, čo znamená, že amfibolity vystupujúce uprostred komplexu sillimanitovo-biotitových rúl obsahujú plagioklasy s An_{38—39} a amfibolity spojené s komplexom migmatitov obsahujú plagioklasy zloženia s An_{14—33}.

Plagioklasy z najhlbšie situovanej vzorky vrtu BB-1 (630 m; analýzy č. 1 a 2 v tab. 8) obsahujú najnižšie množstvo anortitovej zložky (14—19 %). Keďže minerálne spoločensvá v okolitých horninách indikujú vysoký stupeň premeny, musíme predpokladať, že tento trend v zložení plagioklasov je ovplyvnený pôvodným zložením hornín. Nie je vylúčený taktiež vplyv postmetamorfných metazomatických premien.

Vo väčšine prípadov je v amfibolitoch priamy lineárny vzťah medzi obsahom An zložky v plagioklasoch a horečnatosťou koexistujúcich amfibolov (B. E. LEAKE 1965 a, b; R. H. GRAPES et al. 1977 a ďalší). V amfibolitoch byštianskeho súvrstvia bol tento trend potvrdený (obr. 8), s výnimkou vzoriek z hĺbky 630,0 m (An = 15—19 %; M horniny = 55; N_{Mg}^{Amf} = 64—71). Zloženie plagioklasov je však silne ovplyvnené relatívnym množstvom Al₂O₃, CaO a Na₂O v materskej hornine. Rapídne zníženie An zložky v plagioklase mohlo byť ďalej spôsobené vznikom titanitu (v hĺbke 630 m 8 % z modálnej analýzy).

Amfiboly. Patria do skupiny monoklinických amfibolov, sýtozeleno sfarbených, s charakteristickým pleochroizmom zelených odtieňov a optickými vlastnosťami. Na základe ich chemického zloženia (tab. 11, analýzy č. 5—13) ich zaraďujeme medzi skupinu Ca-amfibolov. Priemerné hodnoty jednotlivých atómov z amfibolov byštianskeho súvrstvia sú: Si = 6,52; Ca = 1,86; Na + K_A = 0,57; Ti = 0,12; Al^{IV} = 1,48. Hodnota Mg: (Mg + Fe) varíruje v rozsahu 0,40—0,63. Podľa klasifikácie B. E. LEAKA (1978)



Obr. 7 Klasifikačný diagram amfibolov podľa B. E. LEAKA (1978).

patria študované amfiboly do skupiny A, do poľa VII (Mg-amfiboly) a X (Fe-čermakitový amfibol) a do skupiny B medzi edenitové a Fe-pargasitové amfiboly (obr. 7).

V amfiboloch variruje obsah čermakitovej a pargasitovej molekuly. Nízke obsahy Si, Fe^{+3} , Mn a naopak, zvýšené množstvo Ca, Mg, Al^{IV} , dovoľujú zaradiť analyzované amfiboly k vyššie teplotnej časti amfibolitovej fácie. Kontrastné sú jedine nízke obsahy Ti, ktoré sú v danom prípade zapríčinené jednak primárne nízkym obsahom TiO_2 v materských horninách, jednak prítomnosťou koexistujúceho titanitu, rutilu a Fe-Ti oxidov ako samostatných minerálnych fáz.

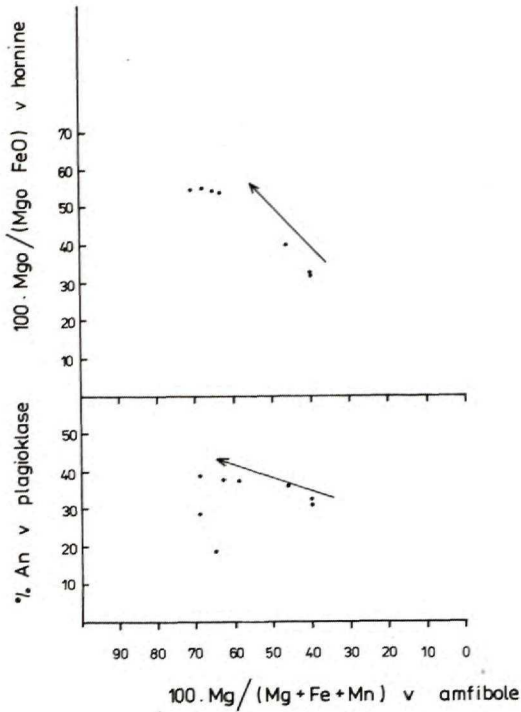
Priamo úmerne s klesajúcou horečnatosťou amfibolov stúpa obsah alkálií v A pozícii, a taktiež obsah Ti, Al^{IV} , Al^{VI} a naopak, klesá obsah Si (obr. 9).

Biotit. V amfibolitoch vystupuje ako naložený minerál, zviazaný s procesom metazomatického zatlačania amfibolov. Je tmavohnedej farby, výrazne pleochroický. Pri najmladšej, hydrotermálnej premene došlo k jeho čiastočnej chloritizácii. Biotit z amfibolitov má na rozdiel od biotitu zo sillimanitovo-biotitových rúl zvýšený obsah MgO a u väčšiny analyzovaných zŕn i nižší obsah Al_2O_3 . Výrazný je posun biotitov z amfibolitov do flogopit-eastonitového poľa. Biotity sú charakterizované vyššou hodnotou horečnatosti $N_{Mg}^{Bi} = 51$ ($n = 8$), ktorá priamo súvisí s relatívne nižšou hodnotou alumíniovosti $N_{Al}^{Bi} = 21$ ($n = 8$).

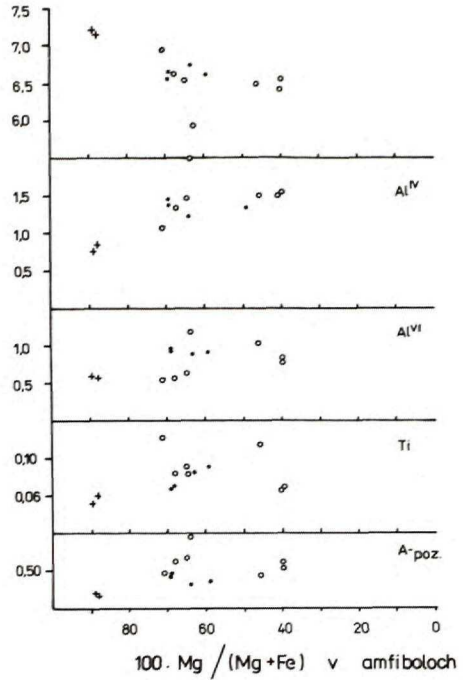
Titanit. Obsah titanitu v niektorých vzorkách amfibolitov dosahuje až 8—10 %. Vystupuje ako uzavrenina alebo v priestoroch medzi jednotlivými zrnami amfibolov.

Granáty. Idioblasty granátov boli zistené iba v akcesorickom množstve. Vystupujú v koexistencii s amfibolom, biotitom a plagioklasom (An_{36}).

Granáty sú chemicky homogénne, pozdĺž puklín chloritizované. Sú bezfarebné. Zložením zodpovedajú almandínu s relatívne vysokým obsahom grossulárovej a spessartínovej molekuly (tab. 10, analýzy č. 9, 10). Obsah CaO a MnO stúpa namiesto FeO, pretože horečnatosť granátov z amfibolitov sa výrazne oproti granátom zo sillimanitovo-biotitových rúl nemení ($N_{Mg}^{Gr} = 13$ amfibolity versus $N_{Mg}^{Gr} = 13—15$ ruly).



Obr. 8 Diagram vyjadrujúci vzťah medzi horečnatosťou v amfiboloch, % An v koexistujúcich plagioklasoch a horečnatosťou horniny v amfibolitoch.



Obr. 9 Vyjadrenie horečnatosti vo vzťahu k alkáliam v A pozícii, k Ti, Al^{VI}, Al^{IV} a Si v amfiboloch.

Zloženie titanitov

	603-2	603-1	622-1	622-4	630-2	412-2	412-03
SiO ₂	31,79	31,65	31,67	32,33	31,69	31,44	31,32
Al ₂ O ₃	1,89	1,52	1,35	1,64	0,90	1,25	1,34
CaO	28,56	28,49	28,35	27,94	28,40	28,37	28,33
TiO ₂	37,21	38,02	38,04	37,29	38,58	38,35	38,74
FeO	0,55	0,33	0,60	0,72	0,43	0,45	0,28

Množstvá iónov v prepočte na 20 (0)

Si	4,14	4,11	4,12	4,18	4,13	4,10	4,07
Al	0,28	0,23	0,20	0,24	0,13	0,18	0,2
Ca	3,98	3,97	3,95	3,88	3,96	3,97	3,95
Ti	3,64	3,72	3,72	3,64	3,77	3,76	3,78
Fe	0,06	0,04	0,06	0,08	0,05	0,05	0,03

Apatit. Vystupuje v podobe ojedinelých zŕn alebo glomeroblastov oválneho tvaru, orientovaných paralelne s usporiadaním celej štruktúry. Je bežnou akcesóriou v amfibolitoch. Chemické zloženie apatitu zo vzorky 622-2 je nasledovné: P_2O_5 — 42,94 %; Cl — 0,16 %; CaO — 56,05 %; Y_2O_3 — 0,85 %.

Epidot. Tvorí zrná a zhluky zŕn charakteristických kryštalografických tvarov. Vznikol ako produkt premeny amfibolov, ktorá bola zviazaná s neovulkanickými hydrotermálnymi procesmi. Vystupuje v asociácii s najmladšími minerálmi.

Zloženie epidotu

	603,2	603-1
SiO ₂	39,23	39,93
Al ₂ O ₃	27,38	28,29
TiO ₂	0,12	0,11
Cr ₂ O ₃	0,43	0,12
FeO	10,99	8,68
CaO	23,37	24,38

Množstvá iónov v prepočte na 13 (0)

	603,2	603-1
Si	3,17	3,34
Al	2,53	2,33
Ti	0,01	0,01
Cr	0,05	0,02
Fe	0,74	0,61
Ca	2,02	2,18

Amfibolovce

Týmto názvom boli označené horniny, ktoré sú tvorené z viac ako 95 % amfibolmi. Sú masívnej textúry, zelenej farby. Stĺpcové kryštály amfibolov sú výrazne lineárne usmernené. Drobné priestory medzi kryštálmi amfibolov sú vyplnené xenoblastami plagioklasov, ktoré sú silne zmenené (sericit, zoisit). Z akcesorických minerálov boli zistené iba zrná červenohnedého rutilu. Na základe celkového chemizmu hornín, ktorý je graficky vyjadrený v diagrame ACF (obr. 6), môžeme usudzovať, že tieto horniny s extrémnym obsahom amfibolu vznikli premenou vulkanitov relatívne bázickejšieho zloženia ako ostatná skupina amfibolitov. Oproti amfibolom s. s. v nich výrazne stúpa obsah MgO, klesá obsah alkálií a Al₂O₃ a stúpa obsah Cr₂O₃.

Zloženie minerálnych fáz

Amfiboly. Sú svetlozelenej farby, len slabo pleochroické. Patria k monoklinickým amfibolom s pomerne nízkym uhlom zhášania (10—15°). Na základe chemického zloženia ich možno priradiť k Ca-amfibolom (obr. 7). Sú charakterizované nasledovnými hodnotami (priemer dvoch analyzovaných zŕn): Ca = 1,73; (Na + K)_A = 0,17; Ti = 0,04; Si = 7,2; Al^{IV} = 0,83; Mg:(Mg + Fe) = 0,88. Podľa klasifikácie B. E. LEAKA (1978) patria do A skupiny Mg-amfibolov.

Rutil. Vytvára hrubostĺpcové alebo i nepravidelné zrná, tiež dvojčatné zrasty podľa (011) a (031). Chemické zloženie rutilu: TiO₂ — 99,37 %; Cr₂O₃ — 0,35 %; FeO — 0,28 %.

Skupina migmatitov

Sú to hrubozrnné horniny nerovnomerne zrnitej štruktúry. Charakteristické sú pružky alebo lineárne usmernené šmuhy bohaté na biotit. Minerály v štruktúre migmatitov sú generálne prednostne orientované, pričom štruktúra hornín je lepidogranoblastická alebo blastogranitová. Textúra migmatitov je páskovaná (arterity) alebo šlirová (nebulity).

Leukokrátna časť neozomu je tvorená kremeňom, plagioklasom a draselným živcom. Mafické minerály sú tvorené biotitom ± amfibolom ± granátom. Vzácné bol zistený sillimanit. Akcesorické minerály: titanit, apatit, zirkón.

Priemerné modálne zloženie migmatitov (na základe 7 vzoriek): kremeň — 31 %; plagioklas — 29 %; ortoklas — 21 %; biotit — 19 %. Príklady modálneho zloženia migmatitov sú uvedené v tab. 6.

Tab. 6 Príklady modálneho zloženia migmatitov

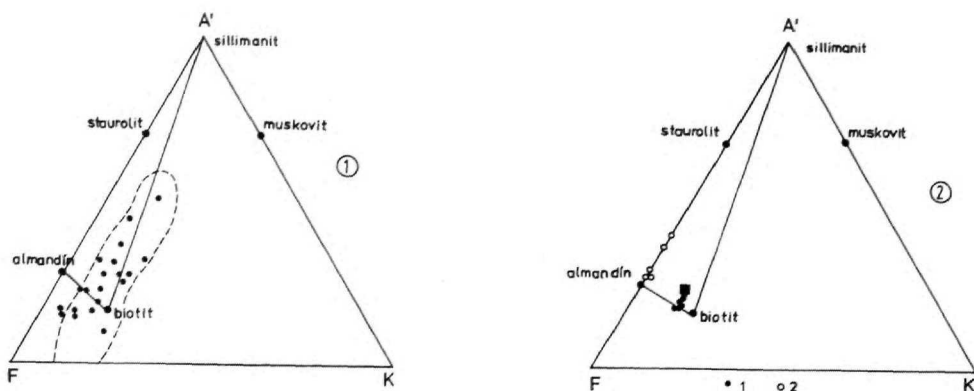
	593,0 m	590,0 m	582,5 m	553,0 m	528,0 m	501,0 m	481,0 m	486,5 m
kremeň	21	34	37	27	34	31	34	28
plagioklas	29	29	27	28	20	29	27	26
ortoklas	18	11,5	8	14	21	17	22	12,5
biotit	30	22,5	7	16	20	22	16	15
granát	1	—	—	—	—	—	—	1
titanit	1	1	—	st.	—	1	1	0,5
apatit	st.	—	—	st.	st.	—	—	st.
mikroklin	—	2	21	15	1	—	—	—
muskovit	—	—	—	—	4	—	—	—
amfibol	—	—	—	—	—	—	—	17

Určujúca asociácia metamorfnych minerálov v migmatitoch je: kremeň + plagioklas + ortoklas + biotit ± almandín ± amfibol ± sillimanit ± titanit. Charakter migmatitov na základe celkového chemického zloženia hornín (tab. 7) i hlavných horninotvorných minerálov bol graficky znázornený pomocou projekcie v diagramoch A'KF a A'FM (obr. 10, 11), v ktorých boli zaznačené indexové minerálne fázy.

Pomer hlavných normatívnych minerálov, vypočítaných na základe 18 chemických analýz, dokladá približne granodioritové zloženie anatektickej taveniny: Q — 25, Ab — 32, Or — 25, An — 18.

Údaje o zložení migmatitov na základe normatívnych minerálov

	470,0	481,0	486,5	501,0	509,0	521,0	528,0	537,5	549,0
Q	13	31	10	22	17	34	19	32	24
Ab	49	37	45	28	41	20	34	33	30
Or	25	12	13	30	19	30	26	26	27
An	13	20	32	20	23	16	20	9	18
Ab/An	3,7	1,8	1,4	1,4	1,7	1,3	1,7	3,6	1,6

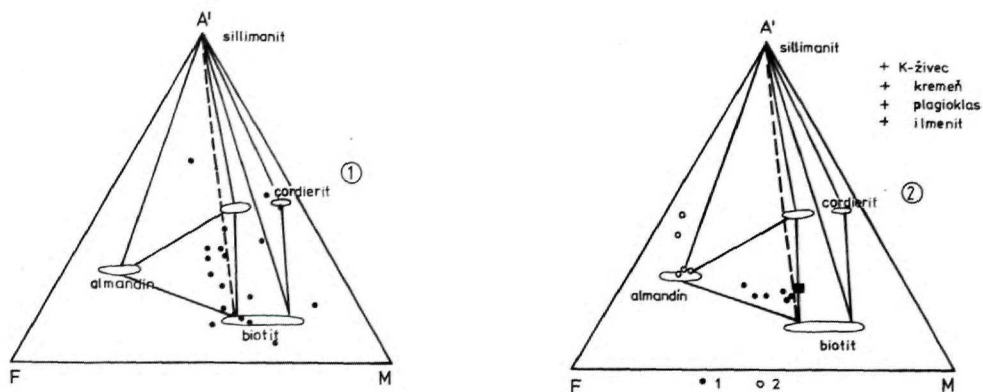


Obr. 10 Chemické zloženie migmatitov, vyjadrené v diagrame A'FK podľa H. G. F. WINKLERA (1979).

Diagram 1: priemerné body migmatitov na základe celkového chemického zloženia hornín, s vymedzením poľa, vyjadrujúceho chemické zloženie drôb.

Diagram 2: zloženie mafických minerálov z migmatitov.

Plným štvorcom je znázornené priemerné chemické zloženie migmatitov.



Obr. 11 Diagramy A'FM znázorňujúce zloženie migmatitov (podľa E. W. REINHARDTA 1968).

Diagram 1: priemerné body na základe celkového chemického zloženia hornín

Diagram 2: odzrkadľuje chemické zloženie mafických minerálov v migmatitoch

1 — biotit; 2 — granát

Plným štvorcom je zaznačené priemerné zloženie migmatitov.

	553,0	561,0	582,5	593,0	635,0	643,0	571,6	590,0
Q	21	29	37	29	19	45	3	4
Ab	32	26	29	28	32	24	41	50
Or	24	24	30	23	30	21	20	34
An	23	20	4	19	19	9	36	12
Ab/An	1,4	1,3	6,6	1,4	1,7	2,6	1,1	4,1

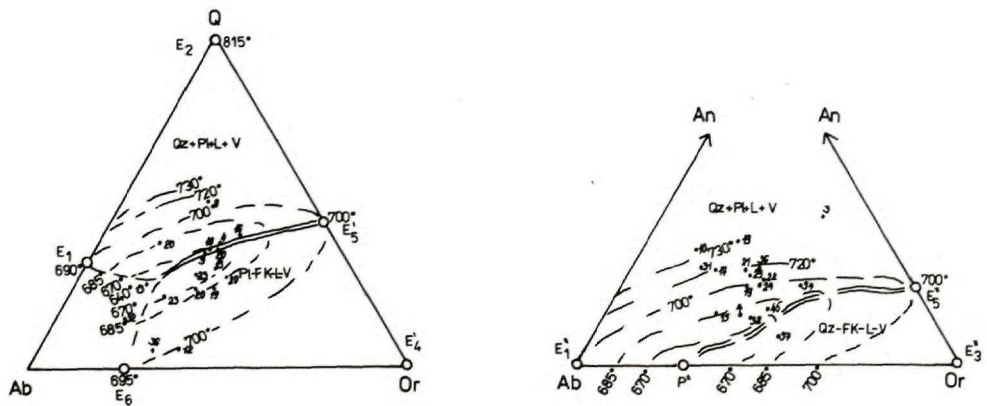
Tab. 7 Chemické zloženie migmatitov

	465,0	470,0	481,0	486,5	501,0	509,0	512,5	521,0	528,0
SiO ₂	40,33	47,46	66,31	57,18	60,29	59,23	58,74	58,74	58,26
TiO ₂	0,62	0,20	0,45	0,43	0,44	0,45	0,66	0,55	0,47
Al ₂ O ₃	17,43	16,54	15,02	17,50	16,52	15,15	19,08	16,04	15,58
Fe ₂ O ₃	7,16	1,63	2,31	3,43	2,87	1,41	1,27	0,66	1,85
FeO	2,46	7,82	3,26	5,16	5,40	4,25	4,80	6,57	5,58
MgO	5,55	6,46	2,05	3,49	3,13	2,86	1,58	3,29	3,29
MnO	0,22	0,17	0,15	0,15	0,12	0,09	0,14	0,09	0,12
CaO	6,69	4,72	3,44	4,83	2,58	3,85	1,52	2,12	2,87
K ₂ O	2,89	1,94	1,74	1,65	3,30	2,41	3,34	3,36	3,18
Na ₂ O	2,14	2,64	3,61	4,03	1,20	3,66	0,25	1,57	2,87
P ₂ O ₅	0,36	0,15	0,12	0,17	0,41	0,19	0,32	0,41	0,28
H ₂ O ^(110°)	0,83	0,29	0,10	0,21	0,04	0,26	0,60	0,30	0,40
H ₂ O ^(900°)	12,63	9,92	1,08	1,31	3,30	5,96	7,66	6,18	4,77

Lab. GÚDŠ, Bratislava

Pomerne nízke hodnoty pomeru normatívneho Ab : An, ktoré sa pohybuje v priemere okolo 2, zodpovedajú taveninám granodioritového až tonalitového zloženia. Indikujú posun počiatočného bodu tavenia nad 700 °C (podľa experimentálnych údajov H. von PLATTEN 1966; H. G. F. WINKLER—R. BREITBAR 1978). Na diagramoch Q : Ab : Or (obr. 12) sú vyznačené projekčné body, zodpovedajúce zloženiu analyzovaných migmatitov.

Chemické zloženie migmatitov je veľmi podobné zloženiu sillimanitovo-biotitových a biotitových rúl (tab. 7). Oproti rúlám je v migmatitoch relatívne vyšší obsah CaO a nižší K₂O.



Obr. 12 Projekcia izobarickej kotectickej línie P-E₅ a izoterm na troch kotectických povrchoch v systéme Q₂-Ab-Or-An-H₂O pri tlaku vody 5 kb (podľa H. G. F. WINKLERA—R. BREITBARA 1978). Čísla pri jednotlivých bodoch udávajú % An a % Qz.

pokračovanie tab. 7

537,5	549,0	553,0	561,0	571,6	582,5	590,0	593,0	635,0	643,0
66,45	61,73	61,93	62,83	50,74	66,84	52,20	51,50	54,10	61,28
0,48	0,46	0,45	0,27	0,47	0,19	0,14	0,18	0,20	0,08
15,41	16,28	16,47	15,93	15,29	12,84	15,72	14,49	19,02	17,32
1,93	1,68	1,77	1,81	3,08	1,46	3,83	5,83	2,42	5,26
3,62	4,78	4,61	4,92	8,59	2,07	7,65	4,65	7,05	3,55
2,01	2,26	2,22	2,68	4,48	1,80	4,24	6,63	4,80	3,43
0,08	0,10	0,10	0,12	0,21	0,09	0,18	0,21	0,15	0,09
1,51	2,84	3,66	3,23	4,66	2,77	4,17	4,87	2,23	1,30
3,51	3,59	3,25	3,29	2,05	4,12	4,25	2,07	3,05	2,49
3,16	2,71	3,01	2,49	2,99	2,76	2,35	1,75	2,23	1,94
0,26	0,26	0,26	0,35	0,24	0,08	0,51	0,32	0,40	0,26
0,12	0,10	0,12	0,06	0,27	0,18	0,24	0,20	0,22	0,20
1,39	2,96	1,64	2,00	6,82	4,82	4,26	7,23	3,79	3,58

Priemerné chemické zloženie migmatitov (n = 19)

	\bar{x}	s
SiO ₂	57,69	6,71
Al ₂ O ₃	16,19	1,45
Fe ₂ O ₃	2,46	1,31
FeO	5,34	1,69
TiO ₂	0,38	0,16
MnO	0,14	0,04
P ₂ O ₅	0,28	0,11
CaO	3,36	1,36
MgO	3,49	1,47
K ₂ O	2,92	0,75
Na ₂ O	2,49	0,88
H ₂ O ⁻	0,25	0,19
H ₂ O ⁺	4,80	3,02

Zloženie minerálnych fáz

Plagioklasy. V štruktúre nadobúdajú miestami hypidioblastický habitus. Hojné sú dvojčatné zrasty podľa albitového a periklinového zákona. Bázicita plagioklasov stanovená na základe chemického zloženia sa pohybuje od An₂₀ až po An₅₂ (tab. 8, analýzy č. 14 až 20). Obsah ortoklasovej zložky ako pevného roztoku je 0,6 až 1,6 %. Z prímiesi bol zistený len ojedinele nízky obsah FeO (0,12 %).

V plagioklasoch sa vyskytujú antiperthitické štruktúry. Nie je jasné, či vznikli počas procesov metamorfózy, alebo v období postmetamorfnej K-metazomatózy.

Tab. 8 Zloženie plagioklasov

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Na ₂ O	10,02	10,58	9,37	10,03	8,10	7,98	7,63	7,81	7,13	7,50	7,44	7,46
Al ₂ O ₃	25,07	24,12	25,13	24,69	26,85	27,40	27,57	27,96	27,97	27,76	28,18	28,05
SiO ₂	60,60	61,79	60,56	60,83	57,72	56,92	55,92	55,60	56,38	56,33	55,76	55,37
K ₂ O	0,10	0,26	0,27	0,27	0,33	0,30	0,16	0,24	0,18	0,21	0,13	0,13
CaO	4,21	3,25	4,66	4,03	7,00	7,41	8,06	8,24	8,34	8,21	8,35	8,88
FeO	—	—	—	0,15	—	—	0,33	0,16	—	—	0,14	0,11
MgO	—	—	—	—	—	—	0,32	—	—	—	—	—
Množstvo iónov v prepočte na 32 (O)												
Na	3,457	3,644	3,233	3,464	2,816	2,779	2,675	2,733	2,483	2,615	2,598	2,611
Ca	0,803	0,619	0,889	0,769	1,345	1,426	1,561	1,593	1,605	1,582	1,611	1,718
K	0,023	0,059	0,061	0,061	0,075	0,069	0,037	0,055	0,041	0,048	0,030	0,030
Fe	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,050	0,024	0,000	0,000	0,021	0,017
Al	5,258	5,050	5,271	5,183	5,674	5,801	5,875	5,947	5,921	5,884	5,981	5,968
Si	10,785	10,977	10,779	10,835	10,349	10,224	10,110	10,034	10,126	10,130	10,041	9,996
Prepočet na zložky živcov												
alb.	80,73	84,32	77,29	80,66	66,47	65,03	62,60	62,37	60,13	61,60	61,29	59,91
an.	18,74	14,31	21,24	17,91	31,75	33,37	36,54	36,36	38,87	38,01	38,01	39,41
ort.	0,53	1,36	1,47	1,43	1,78	1,60	0,86	1,26	1,00	0,71	0,70	0,69

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Na ₂ O	9,08	8,47	9,62	7,79	6,57	6,81	5,35	7,84	11,00	10,35	11,60	12,04
Al ₂ O ₃	26,85	26,67	25,19	27,30	29,28	29,02	31,14	27,68	23,47	24,62	24,39	22,44
SiO ₂	57,38	58,06	60,42	57,06	53,66	55,25	52,17	56,50	63,00	61,89	61,61	65,52
K ₂ O	0,11	0,21	0,12	0,20	0,21	0,27	0,23	0,30	0,16	0,26	0,17	—
CaO	6,57	6,59	4,65	7,64	10,16	8,66	11,11	7,67	2,37	2,89	2,23	—
FeO	—	—	—	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Množstvo iónov v prepočte na 32 (O)												
Na	3,162	2,941	3,320	2,711	2,309	2,376	1,879	2,734	3,775	3,556	3,997	4,096
Ca	1,264	1,265	0,887	1,470	1,973	1,669	2,157	1,478	0,449	0,549	0,425	0,000
K	0,025	0,048	0,027	0,046	0,049	0,062	0,053	0,069	0,036	0,059	0,039	0,000
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	5,684	5,629	5,285	5,776	6,256	6,154	6,649	5,867	4,896	5,141	5,108	4,640
Si	10,307	10,398	10,756	10,244	9,725	9,941	9,452	10,161	11,151	10,966	10,948	11,496
Prepočet na zložky živcov												
alb.	71,03	69,14	78,41	64,15	53,32	57,84	45,96	63,86	88,60	85,41	89,62	100,00
an.	28,40	29,73	20,94	34,77	45,56	40,65	52,74	34,53	10,55	13,18	9,52	0,00
ort.	0,57	1,13	0,64	1,08	1,12	1,51	1,30	1,61	0,85	1,41	0,86	0,00

Chemické zloženie týchto vtrúsením je nasledovné (2 uzavreniny zo zŕn plagioklasov vo vzorke 590,0-2):

Na ₂ O	0,84	1,32
Al ₂ O ₃	20,30	20,57
SiO ₂	62,64	62,06
K ₂ O	15,24	14,79
BaO	0,98	1,27

Plagioklasy sú postihnuté hydrotermálnymi premenami, hlavne sericitizáciou.

Draselné živce. Tvoria zrná izometrického tvaru. Podobne ako plagioklasy sú sericitizované a miestami kaolinizované. Stupňom štruktúrneho usporiadania zodpovedajú ortoklasom. Patria k živcom I. generácie, ktoré vystupujú v paragenéze s biotitom, plagioklasom a kremeňom.

V štruktúre migmatitov však vystupujú i draselné živce druhej generácie. Štruktúrnym usporiadaním zodpovedajú mikroklinu, ktorý vytvára porfýroblasty s laločnatým obmedzením a uzatvára minerály I. generácie. Pozorované sú procesy metazomatického zatlačania živcov I. generácie. Mikrokliny sú čire, bez znakov premeny.

Biotit. Najrozšírenejší tmavý minerál v migmatitoch, ktorý je tmavohnedej až červohnedej farby, výrazne pleochroický. V štruktúre hornín je všesmerne i prednostne orientovaný. Počas mladšej, hydrotermálnej premeny bol čiastočne vybielený a chloritizovaný. Biotity migmatitov sú charakterizované hodnotami: $N_{Mg}^{Bi} = 43-60$, priemerná hodnota $N_{Mg}^{Bi} = 50$; $N_{Al}^{Bi} = 22$. Hodnota aluminiovosti biotitu naznačuje, že protolit migmatitov bol tvorený sedimentami bohatými na Al zložku (na obr. 4 je vyjadrený taktiež vysoký obsah A^{IV}).

Amfiboly. V štruktúre migmatitov vystupujú spolu s biotitmi a v asociácii s plagioklasmi oligoklas-andezínového zloženia. Sú zelenej farby, výrazne pleochroické. Ich zloženie je dokumentované dvoma analýzami zo vzorky 486,5 (tab. 11, analýzy č. 20 a 21). Oproti amfibolom z amfibolitov a z amfibolových rúl majú zvýšený obsah FeO a TiO₂ a relatívne nižší obsah MgO. Zložením patria medzi skupinu Ca-amfibolov. Charakteristické stochiometrické hodnoty sú: Ca = 1,87; Si = 6,5; Na + K = 0,97; Ti = 0,09; Al^{IV} = 1,52; Mg: (Mg + Fe) = 0,47. Podľa klasifikácie B. E. LEAKA (1978) patria do B skupiny, medzi Fe-edenitické amfiboly.

Granáty. Kryštaloblasty takmer izometrického tvaru, ktoré obsahujú uzavreniny kremeňa, ilmenitu a kalcitu. Opticky sú homogénne. U niektorých zŕn sú však vyvinuté novotvorené lemy. V týchto novotvorených lemoch možno pozorovať výrazné obohatenie o CaO (tab. 10, analýzy č. 4-8). Ohraničenie týchto granátov v okrajových častiach je neostré, laločnaté a nesie znaky metazomatického dorastania. V týchto zrnách sú časté tiež uzavreniny kalcitu. Priemerná hodnota horečnatosti homogénnych granátov je 20.

Chemicky homogénne zrná zodpovedajú almandínom s obsahom 62-64 % alm. zložky, 15-16,5 % pyrop. zložky, 6-8 % spess. zložky a okolo 13 % grossulárovej zložky.

V zonálnych granátoch, ktoré predstavujú geneticky odlišnú minerálnu fázu, je výrazne zastúpená predovšetkým grossulárová zložka, mierne stúpa i obsah spessartínu (analýzy č. 7, 8, 9, tab. 10), pričom tento trend narastá v smere od centra k okraju zŕn. Okrajový lem voči centrálnej časti zŕn je ostro ohraničený.

Muskovit. Vystupuje v štruktúre ako sekundárny minerál, geneticky spätý s procesmi alkalickéj metasomatózy.

Tab. 9 Zloženie biotitov

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	35,3	35,9	36,1	34,3	35,6	35,1	35,3	35,4	34,8	34,0	37,0	36,4	36,7	37,3
Al ₂ O ₃	20,7	16,2	16,6	16,5	18,4	17,9	17,9	16,9	17,3	16,3	17,2	15,6	16,3	15,5
TiO ₂	2,0	2,5	2,5	3,6	1,3	3,0	2,1	3,6	2,7	3,2	2,4	2,7	2,9	3,2
FeO	20,3	19,0	18,3	21,8	22,8	20,0	19,5	21,8	23,6	22,4	15,5	15,8	16,7	16,6
MgO	8,1	12,9	13,3	10,5	8,4	10,9	11,8	9,0	9,1	9,5	14,1	14,5	13,8	14,1
MnO	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,3	0,2
K ₂ O	9,8	9,6	9,4	9,2	9,4	9,3	9,6	9,7	9,0	9,3	10,3	9,5	9,8	9,6
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	0,0	1,7	0,0	0,0
CaO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0

Množstvá iónov v prepočte na 22 (O)

Si	5,38	5,46	5,45	5,31	5,50	5,35	5,37	5,45	5,38	5,29	5,51	5,48	5,50	5,58
Al ^{IV}	2,62	2,54	2,55	2,69	2,50	2,65	2,63	2,48	2,62	2,71	2,49	2,52	2,50	2,42
Al ^{VI}	0,99	0,28	0,32	0,23	0,75	0,47	0,50	0,49	0,44	0,19	0,44	0,16	0,30	0,23
Ti	0,23	0,28	0,28	0,42	0,15	0,34	0,24	0,42	0,31	0,75	0,27	0,31	0,33	0,36
Fe	2,58	2,41	2,31	2,82	2,94	2,54	2,48	2,80	3,01	2,91	1,93	1,98	2,09	2,07
Mg	1,84	2,92	2,99	2,42	1,93	2,47	2,67	2,06	2,09	2,20	3,13	3,25	3,08	3,14
Mn	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,0	0,0	0,03	0,0	0,01	0,04	0,03
K	1,90	1,86	1,81	1,81	1,85	1,80	1,86	1,90	1,77	1,84	1,96	1,82	1,87	1,83
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,45	0,0	0,49	0,0	0,0
Ca	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	0,0	0,0	0,0	0,0

N _{Mg}	42	55	56	46	40	49	52	42	41	43	62	62	60	60
N _{Al}	26	20	21	21	24	23	22	22	22	21	23	20	20	19
M	28	40	42	33	27	35	38	29	28	30	48	48	45	46

Tab. 10 Zloženie granátov

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	37,11	36,00	36,87	37,02	37,18	37,04	37,76	38,08	36,99	37,02
Al ₂ O ₃	21,75	22,10	22,07	22,04	22,07	21,76	21,70	21,88	21,34	21,65
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,13	0,04
MgO	3,43	3,25	2,90	4,17	4,24	3,93	0,82	1,52	1,89	2,07
FeO	32,82	32,54	33,59	29,35	28,62	28,93	20,95	19,29	23,90	24,45
MnO	2,48	3,97	3,62	2,73	1,74	3,54	4,78	2,62	6,16	5,37
Na ₂ O	0,0	1,25	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	2,43	0,88	0,95	4,65	6,15	4,80	13,98	16,61	9,60	9,40

Množstvá iónov v prepočte na 24 (O)

Si	5,94	5,86	5,93	5,88	5,88	5,90	5,98	5,96	5,91	5,90
Al ^{IV}	0,06	0,14	0,07	0,12	0,12	0,10	0,02	0,04	0,09	0,10
Al ^{VI}	4,04	4,10	4,11	4,01	4,00	3,98	4,03	4,00	3,93	3,97
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	0,01
Fe ⁺³	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	0,0	0,0	0,05	0,02
Mg	0,82	0,79	0,69	0,99	1,0	0,93	0,19	0,35	0,45	0,49
Fe ⁺²	4,39	4,43	4,52	3,90	3,79	3,85	2,77	2,53	3,19	3,26
Mn	0,34	0,55	0,49	0,37	0,23	0,48	0,64	0,35	0,83	0,73
Ca	0,42	0,15	0,16	0,79	1,04	0,82	2,37	2,79	1,64	1,61

Mol. % konečných členov skupiny granátov

andradit	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,0	0,3
almandín	73,5	74,8	77,1	64,5	62,5	63,1	46,4	42,1	51,7	53,3
pyrop	13,7	13,3	11,8	16,4	16,5	15,2	3,2	5,8	7,3	8,0
spessartín	5,6	9,3	8,4	6,1	3,8	7,9	10,7	5,8	13,4	12,0
grossulár	7,0	2,5	2,7	13,0	17,2	13,5	39,7	46,3	26,6	26,4

Tab.11 Zloženie amfibolov

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	44,01	43,62	45,04	45,82	50,90	51,53	43,15	43,67	47,41	44,51	44,29	41,27	41,83
Al ₂ O ₃	15,57	14,21	13,68	12,70	8,90	8,40	14,57	12,36	9,18	11,24	12,24	13,45	13,41
TiO ₂	0,57	0,56	0,78	0,70	0,51	0,42	1,04	0,84	0,60	0,75	0,84	1,05	1,14
Cr ₂ O ₃	0,0	0,06	0,05	0,06	0,29	0,25	0,01	0,03	0,10	0,0	0,0	0,12	0,0
FeO	11,48	11,75	13,53	12,56	6,45	6,40	16,42	11,93	10,17	11,57	11,76	17,92	19,06
MgO	12,29	12,00	11,01	11,28	17,60	17,88	7,81	12,32	14,22	13,16	11,72	6,71	7,21
MnO	0,37	0,52	0,55	0,78	0,19	0,23	0,71	0,27	0,23	0,41	0,31	0,29	0,34
CaO	10,49	10,55	11,37	11,32	11,53	11,45	11,49	11,98	12,05	12,13	11,91	11,49	11,34
Na ₂ O	1,74	1,80	1,24	1,26	1,11	1,06	1,25	2,07	1,53	1,91	2,0	1,07	1,03
K ₂ O	0,13	0,17	0,36	0,26	0,11	0,10	1,09	0,96	0,65	0,69	0,79	1,25	1,31

Množstvo iónov v prepočte na 23 (O)

Si	6,60	6,52	6,62	6,76	7,15	7,20	6,5	6,53	6,97	6,63	5,9	6,45	6,45
Al ^{IV}	1,40	1,48	1,38	1,24	0,85	0,80	1,5	1,47	1,03	1,37	2,1	1,55	1,55
Al ^{VI}	0,93	0,95	0,92	0,90	0,58	0,55	1,01	0,64	0,51	0,55	1,3	0,86	0,81
Ti	0,06	0,06	0,09	0,08	0,05	0,04	0,12	0,09	0,13	0,08	0,08	0,12	0,26
Cr	0,0	0,01	0,01	0,01	0,06	0,05	0,003	0,01	0,02	0,0	0,0	0,03	0,0
Fe	1,44	1,47	1,66	1,55	0,76	0,75	2,06	1,49	1,25	1,44	1,30	2,35	2,45
Mg	2,74	2,67	2,41	2,48	3,68	3,73	1,75	2,74	3,11	2,92	2,31	1,57	1,65
Mn	0,05	0,07	0,07	0,10	0,02	0,03	0,09	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04
Ca	1,68	1,69	1,79	1,79	1,73	1,72	1,85	1,92	1,90	1,93	1,69	1,93	1,87
Na _B	0,10	0,08	0,05	0,09	0,12	0,13	0,12	0,08	0,10	0,07	0,31	0,07	0,0
Na _A	0,41	0,44	0,30	0,27	0,15	0,16	0,24	0,52	0,34	0,48	0,72	0,26	0,31
K	0,03	0,03	0,07	0,05	0,02	0,02	0,21	0,18	0,12	0,13	0,27	0,25	0,26
Mg/Mg+Fe	69	69	59	63	88	89	46	65	71	68	64	40	40

Geochemická charakteristika hornín

Distribúcia hlavných oxidov (tab. 1, 2, 3, 5, 7) je znázornená na diagramoch A'FK, A'FM a ACF, vyjadrujúcich zároveň zastúpenie hlavných asociácií horninotvorných minerálov, v ktorých sa tieto prvky nachádzajú.

Súbor hornín byštianskeho súvrstvia tvoria tri hlavné skupiny — ruly, amfibolity a migmatity. Ruly a taktiež migmatity sa vyznačujú priemerným obsahom SiO_2 , len v málo prípadoch prevyšujúcim hodnotu 60 hmotn. %.

Obsah alkálií sice variruje, ale všeobecne v biotitových, sillimanitovo-biotitových rulách a taktiež aj v migmatitoch prevláda K_2O nad Na_2O . Najvýraznejší je tento trend v sillimanitovo-biotitových rulách (priemerná hodnota $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,37$, pričom v biotitových rulách je 0,86 a v migmatitoch je 0,85), čo dobre zodpovedá úvahe o relatívne chemicky zrelšom východiskovom sedimentárnom protolite sillimanitovo-biotitových rúl. Tomu zodpovedá i vyšší obsah Al_2O_3 v nich. Prevažka K_2O sa odráža v prítomnosti biotitu a K-živca, vznikajúceho pri regionálnej metamorfóze v asociácii s kremeňom, sillimanitom, oligoklasom, prípadne cordieritom. Slabá prevažka Na_2O nad K_2O bola zaznamenaná v biotitovo-amfibolitových rulách, čo je v súlade s vypadávaním K-živca z asociácie metamorfných minerálov a tiež s podstatným znížením objemu biotitu v nich. Výrazná prevažka Na_2O nad K_2O je typická pre skupinu amfibolitov. Všeobecne je obsah alkálií ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) v amfibolitoch nízky (3,5 % priemer z 19 analýz), čo zodpovedá bazaltovému východiskovému materiálu (diagram ACM), pričom navyše musíme predpokladať oproti pôvodnému zloženiu ich sekundárne obohatenie v dôsledku procesov postmetamorfnéj alkalickéj metasomatózy (biotitizácia amfibolov; vznik mikroperthitu). Obsah FeO^* a MgO zaraďuje horniny byštianskeho súvrstvia k intermediárnym až mafickým typom. Železo i horčík sú viazané predovšetkým na horninotvorné Fe-Mg silikáty — hlavne na biotit, amfibol a v menšom množstve na almandínovú zložku v granátoch. Z rudných minerálov je koncentrované železo v magnetite, ilmenite a sulfidoch. Obsah horčíka je čiastočne ovplyvňovaný prítomnosťou hydrotermálneho dolomitu na epigenetických žilkách. V závislosti na modálnom zložení hornín stúpa i priemerná hodnota FeO^* , ktorá je v biotitových rulách 5,91, v sillimanit-biotitových rulách 6,27 a ďalej výrazne stúpa v horninách s obsahom amfibolu (biotit-amfibolové ruly 7,35 a amfibolity 9,16). Pomerne vysoká priemerná hodnota FeO^* v migmatitoch (7,56) je priamo závislá na obsahu mafických horninotvorných minerálov (v rozsahu 15—20 obj. %). Vzťah Fe^{+2} a Mg^{+2} odzrkadľuje hodnota M vyjadrujúca pomer $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ v mol. %. V horninách byštianskeho súvrstvia sa priemerné hodnoty M pohybujú v rozsahu 51—57 (Bi-ruly = 56; Sill-Bi ruly = 51; Bi-Amf ruly = 53; migmatity = 54; amfibolity = 57). Približne tomu istému rozmedziu zodpovedajú i hodnoty M v hlavných ferro-magnéziových mineráloch — biotit = 40—56, amfibolity = 40—70.

V A'FM diagrame sa priemerné body rúl a migmatitov v dvojfázovom biotit-sillimanitovom poli posúvajú v smere ku F strane trojuholníka, čo odzrkadľuje v prevažke železnaté zloženie hlavných mafických horninotvorných minerálov.

Vápnik je nahromadený predovšetkým v plagioklasoch a amfiboloch ako v hlavných horninotvorných mineráloch a ďalej v akcesóriách — apatite a titanite. Zdrojom Ca sú tiež minerály vznikajúce v období postmetamorfných hydrotermálnych premien, predovšetkým epidot a kalcit.

Priemerný obsah TiO_2 v horninách byštianskeho súvrstvia neprevyšuje 1 hmot. %. Ti je mimo akcesorických minerálov — ilmenitu, rutilu, titanitu — viazaný predovšetkým

v štruktúre biotitu. Obsah TiO_2 v biotitoch z rúl a migmatitov je v priemere 2,5 % (priemer 7 analýz) a v amfibolitoch okolo 3 % ($n = 7$). Pomerne vysoký obsah TiO_2 v biotitoch odrážajú PT podmienky počas regionálnej metamorfózy a indikujú vysoké teploty.

Mn je rozptýlený prvok, ktorý sa viaže na mafické horninotvorné minerály — biotit, amfiboly a granáty. Jeho obsah je nízky (0,10—0,17 %) a všeobecne nepresahuje hodnoty udávané v literatúre pre bežné sedimentárne, magmatické, príp. metamorfované horniny.

V horninách byštianskeho súvrstvia boli sledované koncentrácie ďalších prvkov (tab. 12, 13, 14, 15, 17), ktoré vystupujú rozptýlené vo forme diadochických väzieb v horninotvorných mineráloch.

Li sa koncentruje v Fe-Mg silikátoch, kde sa zastupuje s Mg^{+2} . Je viazané prednostne v biotite, v menšom množstve v amfibole. Približne rovnaké zastúpenie Li tak v rulách a migmatitoch, ako aj v amfibolitoch (priemer v rozsahu 25—46 ppm), i keď v štruktúre biotitov je Li viazané prednostne, sa dá vysvetliť podstatne vyšším objemovým zastúpením mafických silikátov v amfibolitoch.

Ďalším z alkalických kovov je Rb, ktorého distribúcia je úzko viazaná s koncentraciami draslíka. Najvyššie koncentrácie Rb sú v rulách (priemer = 213—283 ppm), nižšie koncentrácie sú v amfibolitoch. Pomer $\text{K/Rb} \cdot 10^4$ stúpa v smere Bi-Amf rula (98) — Bi-Si rula (113) — Bi rula (123) — amfibolit (135). V týchto horninách Rb vstupuje do štruktúry draselných minerálov — biotitu a draselného živca. Výnimku tvoria migmatity, pretože takmer pri obdobnom obsahu K ako v rulách, obsah Rb prudko klesá (154 ppm priemer z 19 analýz) a hodnota pomeru K/Rb stúpa (190). Súvisí to pravdepodobne s celkovým chemickým zložením migmatitov, inklinujúcim ku granodioritovému až tonalitovému typu horniny. Ochudobňovanie o Rb bolo opísané u vysokostupňových metamorfítov (K. S. HEIER 1960).

Cs sa koncentruje spolu s Rb v mineráloch s obsahom draslíka. V rulách sú jeho nositeľmi horninotvorné minerály biotit a K-živce, v amfibolitoch procesy sekundárnej biotitizácie amfibolov.

Sr je v rulách a migmatitoch zastúpené približne v rovnakom množstve (v priemere 146 až 170 ppm). Izomorfne sa zastupuje v horninotvorných mineráloch s Ca i s K, a preto v rulách a migmatitoch vstupuje do štruktúry plagioklasov a biotitov. Výrazné tendencie pre koncentráciu Sr boli zistené v plagioklasoch intermediárneho zloženia (A. EWART—S. R. TAYLOR 1969). To je pravdepodobne príčinou i relatívne vyššej koncentrácie Sr v amfibolitoch (328 ppm — priemer z 19 analýz) v porovnaní s rulami. Okrem toho sa môže Sr zastupovať s Ca v M_4 pozícii v štruktúre amfibolov.

Opačná tendencia bola zistená v koncentrácii Ba, to znamená vyšší obsah v rulách a migmatitoch a nižší v amfibolitoch. Ba sa diadochicky viaže v horninotvorných mineráloch predovšetkým s K. V rulách a migmatitoch je to predovšetkým v biotite. Len v menšom množstve môžeme uvažovať o jeho väzbe v štruktúre draselných živcov, prípadne v plagioklasoch andezínového zloženia. V amfibolitoch je Ba koncentrované v amfiboloch a v malom množstve snáď i v andezíne a sekundárnom biotite. Zdrojom Ba a taktiež i Sr sú aj akcesorické minerály — apatit, titanit.

Nositelmi Zr v rulách byštianskeho súvrstvia sú hlavne akcesorické minerály — zirkón, monazit. Jeho priemerný obsah v rulách sa pohybuje v rozmedzí 143—164 ppm. Ďalším zdrojom sú mafické minerály, v štruktúre ktorých Zr^{+4} substituuje za Ti^{+4} . V horninách byštianskeho súvrstvia sú to amfibol, biotit a titanit. So Zr sa izomorfne zastupuje Hf. Jeho obsah je všeobecne nízky, avšak priamo koreluje s koncentraciami Zr.

Koncentrácie V sú najvyššie v amfibolitoch ($\bar{x} = 254$ ppm). Vstupuje do štruktúry

Tab. 12 Obsah stopových prvkov v biotitových rulách (v ppm)

	Sn	Ni	Co	Cr	Sr	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	W	Li	Rb	V	Ga	Zr	Ba	U	Th	Sc	Cs	Hf	Sb	Ta
295,0 m	3	38	6	40	20	21	st.	14	<0,05	0,4	5	21	381	180	<20	96	270	<3	6,0	27,1	6,3	2,3	5,0	<1
350,0 m	2	88	28	180	60	103	86	169	—	0,4	5	38	138	215	<20	184	190	<3	6,9	28,0	9,3	6,2	7,8	<1
351,5 m	2	18	18	st.	420	29	2	72	<0,05	0,4	st.	32	139	210	<20	43	360	<3	<1	36,9	23,3	1,3	3,7	<1
376,0 m	st.	10	st.	40	100	10	2	29	<0,05	0,4	5	19	275	15	<20	62	230	3,7	9,7	5,0	2,6	1,6	4,9	1,3
378,5 m	3	8	st.	40	20	12	st.	74	<0,05	st.	5	15	287	40	<20	158	660	<3	10,7	9,6	3,8	7,9	29,4	<1
380,0 m	st.	36	12	80	160	18	st.	114	<0,05	st.	st.	33	160	90	<20	218	550	<3	11,6	16,4	3,2	6,5	3,2	<1
396,5 m	4	22	18	100	120	44	st.	75	<0,05	0,6	5	35	298	145	<20	125	900	<3	6,0	22,9	13,9	7,2	28,7	<1
410,0 m	6	16	8	18	360	38	60	102	<0,05	st.	st.	22	109	225	20	196	570	<3	3,1	28,1	2,5	9,4	20,1	1,8
435,0 m	5	36	18	60	140	63	st.	60	<0,05	0,2	st.	49	113	115	<20	191	120	<3	9,6	21,3	6,2	5,0	5,5	<1
436,5 m	2	16	8	80	300	54	st.	51	<0,05	st.	10	11	220	105	<20	148	750	<3	4,3	18,0	12,7	8,5	5,5	<1
444,0 m	st.	20	8	st.	160	5	st.	84	<0,05	st.	5	20	206	115	<20	185	650	<3	7,4	22,4	11,1	5,7	8,9	<1

Lab. Geol. prieskum, š.p. Spišská Nová Ves, stred. Spišská Nová Ves, Turčianske Teplice

prvky Rb, Li — GÚDŠ, Bratislava

prvky U, Th, Sc, Cs, Hf, Sb, Ta, Au — Geindustria, š.p., stred. Černošice

Tab. 14 Obsah stopových prvkov v biotit-amfibolových rulách (v ppm)

	Sn	Ni	Co	Cr	Sr	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	W	Li	Rb	V	Ga	Zr	Ba	U	Th	Sc	Cs	Hf	Sb	Ta
298,4 m	2	24	26	40	40	55	st.	23	<0,05	st.	5	39	304	165	20	175	300	<3	10,2	28,6	5,7	4,5	17,5	1,1
326,5 m	st.	32	20	140	340	79	st.	88	<0,05	st.	5	30	294	160	20	30	460	<3	<1	26,6	39,3	1,6	9,1	<1
383,5 m	3	94	38	34	400	31	st.	101	<0,05	st.	st.	53	269	225	30	245	530	<3	5,6	27,3	23,8	7,6	4,3	1,9
428,0 m	st.	52	12	20	30	41	st.	69	<0,05	0,4	st.	29	176	115	<20	106	520	<3	4,5	24,3	9,8	2,8	12,0	<1
431,6 m	3	32	6	20	60	24	4	43	<0,05	st.	5	37	147	75	<20	169	380	<3	9,7	11,9	4,6	3,8	13,0	<1
459,0 m	st.	20	18	20	160	59	st.	71	<0,05	st.	5	22	131	130	<20	134	500	<3	3,5	26,8	12,8	3,3	14,3	<1
473,0 m		22	20	120	209	172	20	115		1,5	5	11	65	159	16	47	282							

Lab. Geol. prieskumu, š.p. Spišská Nová Ves, lab. strediská Spišská Nová Ves a Turčianske Teplice

Lab. GÚDŠ, Bratislava, vzorky označené * plus všetky hodnoty Rb a Li

prvky U, Th, Sc, Cs, Hf, Sb, Ta, Au — Geindustria, š.p., Praha, stredisko Černošice

Tab. 13 Obsah stopových prvkov v sillimanitovo-biotitových rulách (v ppm)

	Sn	Ni	Co	Cr	Sr	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	W	Li	Rb	V	Ga	Zr	Ba	U	Th	Sc	Cs	Hf	Sb	Ta
252,0 m	4	28	6	80	60	160	st.	21	<0,05	0,4	5	43	297	105	20	160	560	<3	11,5	21,4	4,3	6,2	4,3	<1
267,0 m	3	60	16	60	80	35	st.	39	<0,05	st.	5	75	240	115	20	155	410	<3	14,2	19,4	6,0	4,3	19,4	1,3
302,0 m	st.	32	20	120	160	38	st.	71	0,05	st.	st.	52	300	100	<20	138	210	<3	10,0	18,0	8,3	2,9	5,3	<1
335,5 m	st.	52	18	20	760	12	st.	49	<0,05	0,2	st.	30	86	175	<20	51	420	<3	<1	28,2	18,9	<1	4,2	<1
389,2 m	st.	38	16	160	180	19	st.	57	<0,05	st.	st.	47	332	115	30	187	500	<3	14,8	19,4	8,0	9,4	3,2	<1
390,0 m	3	36	10	80	120	19	st.	76	<0,05	st.	st.	46	235	115	20	243	510	<3	14,8	20,0	7,9	6,8	11,5	1,0
399,0 m	2	46	8	100	60	23	st.	70	<0,05	st.	5	46	296	115	20	196	340	<3	13,4	19,9	3,5	4,5	7,4	<1
400,0 m	6	48	12	120	80	23	st.	114	<0,05	st.	5	55	334	105	20	117	360	<3	18,9	23,5	9,6	5,0	10,3	1,2
408,0 m	3	46	12	100	20	14	18	71	<0,05	st.	st.	49	407	125	30	174	470	<3	15,1	25,1	9,0	4,4	12,2	1,3
423,0 m	3	32	16	40	60	32	4	59	<0,05	st.	st.	30	212	80	<20	208	560	<3	14,6	16,0	4,8	6,3	6,9	<1
426,3 m	4	28	14	40	140	30	2	67	<0,05	st.	5	35	246	75	<20	182	580	<3	13,4	14,7	9,2	5,7	13,8	<1
446,0 m	5	34	18	st.	60	59	2	75	<0,05	st.	st.	41	307	120	<20	144	690	<3	8,5	22,8	12,3	5,3	28,6	<1
450,0 m	5	30	14	st.	120	5	st.	51	<0,05	0,4	st.	46	374	105	20	176	790	<3	2,8	16,3	14,1	4,2	15,7	<1

Lab. Geologického prieskumu, š. p. Spišská Nová Ves, stred. Spišská Nová Ves, Turčianske Teplice
 prvky Rb, Li — GÚDŠ, Bratislava
 prvky U, Th, Sc, Cs, Hf, Sb, Ta, Au — Geindustria, š. p. stred. Černošice

Tab. 15 Obsah stopových prvkov v amfibolitoch (v ppm)

	313,5	341,7	358,0	362,0	364,0	366,0	367,5	368,5	371,5	374,0	394,0	412,0	415,0	577,0*	609,5*	622,0*	630,0*
Sr	3	3	3	3	st.	st.	st.	st.	2	st.	st.	4	2				
Ni	20	24	10	8	24	14	34	12	20	18	32	22	22	20	324	107	112
Co	12	12	8	10	16	10	42	20	26	8	10	16	14	21	76	48	45
Cr	12	20	st.	60	180	100	80	60	160	240	300	40	20	45	468	275	302
Sr	26	680	200	340	400	340	380	140	260	360	280	580	420	372	251	302	195
Cu	45	39	37	43	19	46	97	50	20	49	54	55	26	52	136	164	80
Pb	st.	st.	st.	st.	4	st.	2	st.	st.	st.	st.	st.	st.	30	40	30	35
Zn	29	38	34	48	32	24	59	76	97	40	59	56	85	115	120	105	125
Au	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05				
Ag	st.	st.	0,2	st.	st.	st.	0,2	st.	st.	st.	st.	st.	st.	1,20	2,00	0,70	1,20
W	st.	st.	st.	st.	st.	st.	5	st.	10	st.	st.	st.	st.	<3	4	4	3
Li	22	17	25	24	31	22	40	61	61	24	22	20	32	31	13	13	12
Rb	49	90	39	28	36	39	218	194	129	81	83	62	150	92	22	25	15
V	165	125	260	280	245	285	265	270	255	195	220	185	95	275	447	372	380
Ga	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	20	<20	14	19	21	21
Zr	57	34	38	47	32	24	19	27	52	26	169	276	266	40	159	85	141
Ba	210	300	220	190	190	160	170	160	210	190	280	410	670	229	166	224	229
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Th	<1	<1	<1	1,04	1,38	<1	<1	<1	<1	<1	2,6	5,9	12				
Sc	33	20	45	46	43	51	43	45	42	37	39	24	19				
Cs	3	14	7	5	7	4	43	29	30	6	9	5	5				
Hf	2	1	3	<1	<1	<1	<1	7	7	1	3	6	9				
Sb	4	6	10	8	7	5	17	13	16	4	62	2	5				
Ta	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,66	<1	2,26	<1				

Vzorky analyzované: lab. Geol. prieskum, š.p. Spišská Nová Ves, lab. stred. Spišská Nová Ves a Turčianske Teplice;
 lab. spektrálnej analýzy GÚDŠ, Bratislava — vzorky označené * a všetky hodnoty Rb a Li;
 prvky U, Th, Sc, Cs, Hf, Sb, Ta, Au — lab. Geoindustria, š.p. Praha, stred. Černošice

amfibolov a magnetitu. Izomorfne sa zastupuje s Fe^{+3} , podobne ako Ga. Relatívne nižšie koncentrácie v rulách a migmatitoch zodpovedajú nižšiemu objemovému zastúpeniu mafických horninotvorných minerálov v nich.

V horninách byštianskeho súvrstvia možno pozorovať pozitívnu koreláciu v distribúcii prvkov Cr, Co, Ni. V rulách, amfibolitoch a migmatitoch sú viazané na mafické horninotvorné minerály — hlavne biotit a amfibol — v ktorých sú späté izomorfnými vzťahmi s Fe^{+3} , Al^{+3} , Fe^{+2} a Mg^{+2} . Extrémne nahromadenie Cr a Ni bolo zistené v amfibolovcoch (Cr = 1320—1300 ppm; Ni = 150—174 ppm, tab. 16), kde sú viazané na Mg-amfiboly a rutil a je veľmi pravdepodobná i akcesorická prítomnosť samostatných minerálov Cr.

Pb, Cu, Zn sú síce prvky výrazne chalkofilné, ale vytvárajú v profile vrtu BRU-1 samostatné rudné minerály iba v akcesorickom množstve. V podstatnej miere vstupujú predovšetkým do mriežky Mg-Fe silikátov. Ich výraznejšie koncentrácie sú v amfibolitoch, kde sú čiastočne súčasťou metamorfnej minerálnej asociácie a v migmatitoch, kde sulfidy tvoria epigenetické vtrúseniny. Viazanosť na Pb v akcesorických sírnikoch je možné pozorovať aj u Ag, ktorého najvyššie koncentrácie sú opäť v amfibolitoch.

Z rádioaktívnych prvkov boli v horninách byštianskeho súvrstvia sledované koncentrácie U a Th. Všeobecne je obsah rádioaktívnych prvkov nízky, v rulách o niečo vyšší (v rozsahu 0,5—18,9 ppm Th a 1,5—3,7 ppm U) ako v amfibolitoch (3—12 ppm Th; pod 3 ppm U). Vo všetkých sledovaných horninách je Th obsiahnuté v prevahe nad U. Priemerné hodnoty pomeru Th/U sú: Bi-ruly = 4,0; Sill-Bi ruly = 7,8; Bi-Amf ruly = 3,8; amfibolity = 1,3; amfibolovce = 0,3.

Nositeľmi rádioaktívnych prvkov sú akcesorické minerály, hlavne zirkón a v amfibolitoch pravdepodobne i apatit.

Z lantanoidov bolo sledovaných osem prvkov — La, Ce, Sm, Eu, Tb, Ta, Yb, Lu (tab. 18—21). V horninách byštianskeho súvrstvia vystupujú v rozptýlenej forme a sú viazané v akcesorických (zirkón, apatit, titanit) a pravdepodobne v menšom množstve i v horninotvorných mineráloch (biotit, amfibol, plagioklas).

Priemerný obsah vzácnych zemín v horninách byštianskeho súvrstvia (v ppm):

	\bar{x}	s	La_N/Lu_N	La_N/Yb_N	Eu_N/Sm_N	
sill.-biotit. ruly	131	37	9,46 (s = 3,11)	11,58 (s = 3,72)	0,61 (s = 0,08)	n = 11
biotitové ruly	82	27	10,43 (s = 6,83)	7,70 (s = 3,62)	0,68 (s = 0,17)	n = 13
biotit-amfibolové ruly	90	38	12,5 (s = 12,43)	10,37 (s = 3,88)	0,79 (s = 0,14)	n = 7
amfibolity	47	41	4,50 (s = 5,08)	5,32 (s = 3,61)	0,88 (s = 0,12)	n = 15
amfibolovce	32	3	5,33 (s = 2,23)	5,89 (s = 3,95)	0,68 (s = 0,03)	n = 2

Pomery vyjadrené v normalizovaných hodnotách podľa W. V. BOYNTONA 1984; čísla udávajú priemerné hodnoty, v zátvorke je uvedená štandardná odchýlka. Obsah vzácnych zemín, uvedený v tab. 18—21, bol zisťovaný v Centr. lab. Černošice, Geindustria, š. p. Praha.

Všeobecne od amfibolitov až po sillimanitovo-biotitové ruly stúpa obohatenie o ľahké vzácne zeminy a zároveň stúpa i absolútna koncentrácia vzácnych zemín. V porovnaní s chondritmi možno pozorovať ochudobnenie o Eu, i keď negatívna anomália nie je veľmi výrazná (obr. 13).

Tab. 16. Chemické zloženie amfibolovcov

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ^{110°}	H ₂ O ^{900°}	SO ₃	CrO ₄
300,0 m	47,89	0,48	9,56	1,55	6,08	15,68	9,87	0,52	0,92	0,08	0,14	0,30	5,37	0,06	0,22
330,5 m	45,94	0,65	12,92	1,71	5,78	12,52	7,99	2,10	0,78	0,11	0,32	0,55	7,94	0,08	0,027

Obsah stopových prvkov (v ppm) v amfibolovcoch

	Sn	Ni	Co	Cr	Sr	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	W	Li	Rb	V	Ga	Zr	Ba	U	Th	Sc	Cs	Hf	Sb	Ta
330,0 m	2	150	2	1320	240	9	st.	32	<0,05	st.	st.	38	44	135	<20	34	150	<3	<1	38	13	1,4	5,5	<1
330,5 m	2	174	18	1300	18	11	st.	37	<0,05	0,4	st.	51	38	165	<20	50	160	<3	<1	31	18	1,1	5,0	<1

Obsah vzácnych zemin (v ppm) v amfibolovcoch a hodnoty normalizované podľa W. V. Boyntona 1984

	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La _N	Ce _N	Sm _N	Eu _N	Tb _N	Yb _N	Lu _N
330,0 m	3,0	19,8	3,4	0,8	<1	1,0	<0,2	9,6	24,5	17,4	11,4	10,5	4,5	3,1
330,5 m	7,3	22,3	3,3	0,9	<1	<1	<0,2	23,5	27,6	16,9	12,0	10,5	2,4	3,1

Tab. 17 Obsah stopových prvkov v migmatitoch (v ppm)

	465,0	470,0	481,0	486,5	501,0	509,0	512,5	521,0	528,0	537,5	549,0	553,0	561,0	571,6	582,5	590,0	593,0	635,0	643,0
Ni	20	20	14	16	27	14	18	16	25	23	19	23	20	32	11	19	83	50	40
Co	16	31	12	14	19	12	12	14	14	15	14	20	17	21	10	25	20	21	16
Cr	69	66	59	118	132	78	83	98	93	68	115	98	132	138	98	126	316	178	123
Sr	105	135	151	224	186	105	35	79	162	132	263	398	324	186	105	240	138	126	48
Cu	48	198	46	42	80	38	28	38	20	20	14	16	20	230	8	360	54	46	42
Pb	20	30	20	30	25	35	20	25	25	30	15	25	30	55	50	45	35	35	30
Zn	100	130	105	100	115	85	120	145	110	250	90	80	100	230	40	350	150	180	80
Ag	1,5	1,2	1,0	1,0	0,7	0,7	1,2	1,0	1,0	1,0	1,2	2,0	1,0	1,7	0,7	1,2	1,7	1,0	2,5
W	<3	<3	<3	<3	2,4	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Li	31	37	19	20	33	18	38	33	28	25	27	40	28	48	13	31	55	50	41
Rb	162	108	67	45	225	130	177	200	180	207	182	145	167	115	180	270	85	175	105
V	98	162	56	112	79	63	65	37	69	89	102	118	126	178	28	251	151	123	76
Ga	19	18	16	22	23	19	16	25	21	31	16	19	18	20	15	30	16	25	18
Zr	44	93	22	55	110	50	100	38	79	79	63	112	148	74	25	257	49	68	126
Ba	759	138	324	477	1047	295	468	603	794	794	1047	676	813	468	246	813	537	603	447

Lab. Geologického ústavu D. Štúra, Bratislava

Tab. 18 Obsah vzácnych zemin (v ppm) v biotitových rulách

	295,0	350,0	351,5	376,0	378,5	380,0	396,5	410,0	435,0	436,5	444,0	\bar{x}	S
La	26,9	26,7	6,4	13,8	26,4	37,0	18,3	28,6	27,2	14,3	21,3	22,4	8,2
Ce	52,3	58,3	13,1	35,2	61,0	80,0	45,3	65,8	59,2	37,2	47,2	50,4	17,1
Sm	5,5	5,2	1,9	3,7	5,4	5,3	4,9	6,3	5,1	3,6	5,0	4,7	1,2
Eu	1,4	1,4	0,6	0,4	1,1	1,2	1,3	2,3	1,2	1,2	1,3	1,2	0,5
Tb	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	0,0
Yb	1,3	2,1	1,1	2,7	2,9	1,7	2,6	2,0	2,1	1,6	2,6	2,1	0,6
Lu	0,2	0,3	0,25	0,4	0,4	0,25	0,5	0,3	0,35	< 0,2	0,2	0,3	0,1

Tab. 19 Obsah vzácnych zemin (v ppm) v sillimanitovo-biotitových rulách

	252,0	267,0	302,0	335,5	389,2	390,0	399,0	400,0	408,0	423,0	426,3	446,0	450,0	\bar{x}	S
La	38,8	44,9	36,9	9,8	49,9	48,2	46,4	61,0	52,2	45,3	33,8	29,0	26,1	40,2	12,8
Ce	74,1	85,6	76,6	31,2	101,0	83,0	98,5	123,0	100,0	86,0	68,5	62,1	49,6	79,9	23,1
Sm	6,7	6,9	5,7	3,0	6,8	6,7	6,4	8,5	7,5	6,5	6,3	5,9	5,0	6,3	1,3
Eu	1,4	1,55	1,5	1,0	1,5	1,6	1,45	1,7	1,6	1,4	1,2	1,3	1,2	1,4	0,2
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	0,0
Yb	2,5	3,5	2,15	1,0	1,7	2,4	1,95	2,9	2,8	2,6	2,0	3,2	2,2	2,4	0,6
Lu	0,7	0,4	0,4	0,2	0,6	0,7	0,4	0,6	0,4	0,35	0,55	0,3	0,4	0,45	0,1

Tab. 21 Obsah vzácnych zemin (v ppm) v amfibolitoch

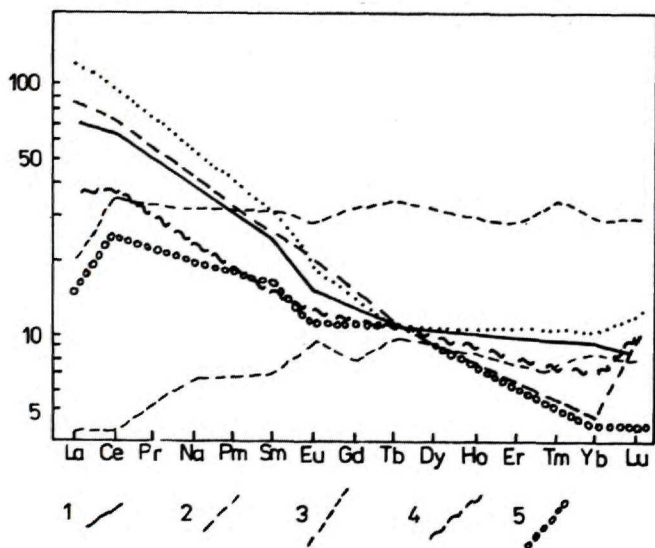
	313,5	341,7	346,0	358,0	362,0	364,0	366,0	367,5	368,5	371,5	374,0	394,0	412,0	415,0	453,0	\bar{x}	S
La	7,0	7,2	7,2	5,9	8,0	4,8	3,1	2,1	5,8	4,6	4,5	10,1	48,2	37,5	13,8	11,3	12,8
Ce	13,6	19,2	14,7	31,0	25,0	15,7	14,6	18,1	17,3	15,6	18,0	34,1	102,0	79,7	24,0	29,5	25,1
Sm	1,8	2,3	2,5	1,5	1,6	1,8	1,4	1,8	2,6	2,1	1,8	4,7	8,6	6,0	3,4	2,9	1,9
Eu	0,6	0,7	0,9	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,8	0,7	0,7	1,4	2,9	1,5	0,9	0,9	0,6
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	0,0
Yb	1,0	1,3	<1	<1	1,3	1,9	<1	2,6	<1	1,8	1,1	2,8	2,4	2,4	1,9	1,5	0,8
Lu	0,4	0,2	0,2	0,5	<0,2	0,3	0,3	<0,2	0,4	0,2	0,2	0,7	0,2	0,4	0,2	0,3	0,1

Tab. 20 Obsah vzácnych zemín (v ppm) v biotitovo-amfibolových rulách

	111,0	298,4	326,5	383,5	428,0	431,6	459,0	\bar{x}	S
La	39,2	39,4	8,0	36,1	13,7	27,3	15,3	25,6	12,2
Ce	79,3	73,8	24,8	91,1	36,1	56,9	31,6	56,2	24,1
Sm	5,3	6,4	2,7	6,9	3,5	4,9	4,2	4,9	1,4
Eu	1,9	1,6	0,9	2,6	1,0	1,0	1,2	1,5	0,6
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	0,0
Yb	1,6	2,1	<1	1,8	1,6	1,9	2,3	0,8	0,5
Lu	<0,2	0,4	0,2	0,2	0,5	0,2	0,6	0,3	0,2

Pre rulové horniny byštianskeho súvrstvia je charakteristické výrazné obohatenie o ľahké vzácne zeminy (priemerný obsah La normalizovaný na chondrity je v Bi-rulách 72,40, v Bi-Sill rulách 129,58 a v Bi-Amf rulách 82,51). Vyjadrené je to i hodnotami pomerov normalizovaného La/Lu a La/Yb, ktoré sú u všetkých typov rúl vysoké. Odzrkadľuje to vrchnokôrový kontinentálny zdroj pôvodného materiálu, z ktorého v predmetamorfnom stave pieskovce a bridlice vznikali ako budúci protolit rúl (obr. 13).

Najvyššie obohatenie o ľahké vzácne zeminy možno pozorovať v sillimanitovo-biotitových rulách, čo odzrkadľuje ich minerálne zloženie, t. j. vysoký obsah biotitu a živcov.



Obr. 13 Distribučná krivka chondrit-normalizovaných hodnôt (podľa W. V. BOYNTONA 1984) vzácnych zemín v horninách byštianskeho súvrstvia. Osobitne vyznačené pole pre vulkanity ostrovných oblúkov.

1 — biotitové ruly (n = 11); 2 — biotit-amfibolové ruly (n = 7); 3 — sillimanitovo-biotitové ruly (n = 13); 4 — amfiboly (n = 15); 5 — amfibolovce (n = 2).

Priemerné hodnoty pomerov La_N/Yb_N ($\bar{x} = 7,70-11,58$) a hodnoty Yb_N ($\bar{x} = 8,17-11,38$) zodpovedajú zloženiu kontinentálnej vrchnej kôry (S. R. TAYLOR—S. M. MC LENNAN 1981).

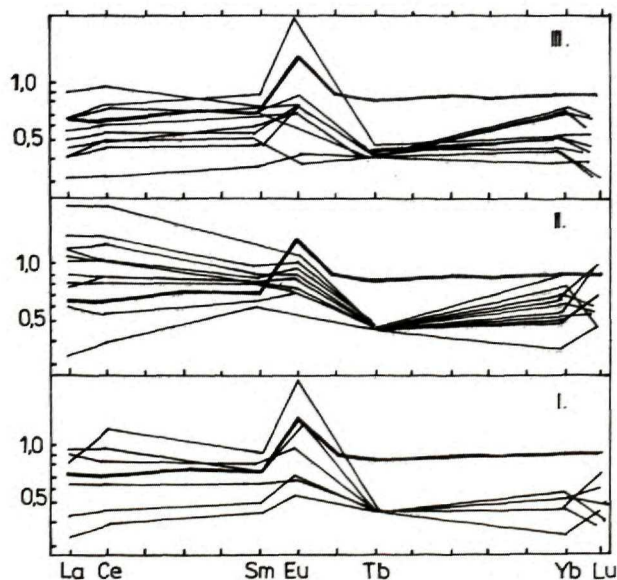
Obsah vzácnych zemín v rulách byštianskeho súvrstvia (tab. 18—20), normalizovaný na hodnoty fanerozoických bridlíc Severnej Ameriky (obr. 14) Európy a ZSSR (podľa D. Z. PIPER 1974) ukázal nasledovné závislosti:

1. absolútny obsah vzácnych zemín v rulách byštianskeho súvrstvia je o niečo nižší ako vo fanerozoických bridliciach ($\Sigma La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu = 138,48$ podľa D. Z. PIPER 1974);

2. relatívne väčšie obohatenie o ľahké vzácne zeminy voči ťažkým, s výnimkou sillimanitovo-biotitových rúl;

3. u prevažnej časti vzoriek rúl je pozitívna Eu anomália, t. j. obohatenie o Eu voči fanerozoickým bridliciám.

Absolútny obsah vzácnych zemín v amfibolitoch (tab. 21) je všeobecne nižší ($\bar{x} = 47$ ppm; v rozsahu 21,5—55 ppm, len anomálne vyšší u premenených vzoriek). Pomer ľahkých vzácnych zemín k ťažkým je nižší ako v rulách. Hodnota pomeru normalizovaného La_N/Yb_N silne varíruje v rozmedzí 0,55—13,43, podobne ako hodnoty normalizovaného $Yb_N = 2,93-13,25$. Na základe uvedeného sa dá predpokladať zmiešaný zdroj materiálu — hlbinný a kontinentálny, i keď musíme predpokladať určité obohatenie o ľahké vzácne zeminy v dôsledku sekundárnych premien a procesov alkalického metazomatózy. Pre amfibolity byštianskeho súvrstvia je charakteristická sotva badaateľná negatívna Eu anomália.



Obr. 14 Distribučná krivka vzácnych zemín, normalizovaná k fanerozoickým bridliciám (podľa D. Z. PIPER 1974). Porovnanie (hrubá čiara) s piatimi prekambrikými sedimentárnymi formáciami podľa T. R. WILDEMANA a K. C. CONDIEHO (1973)

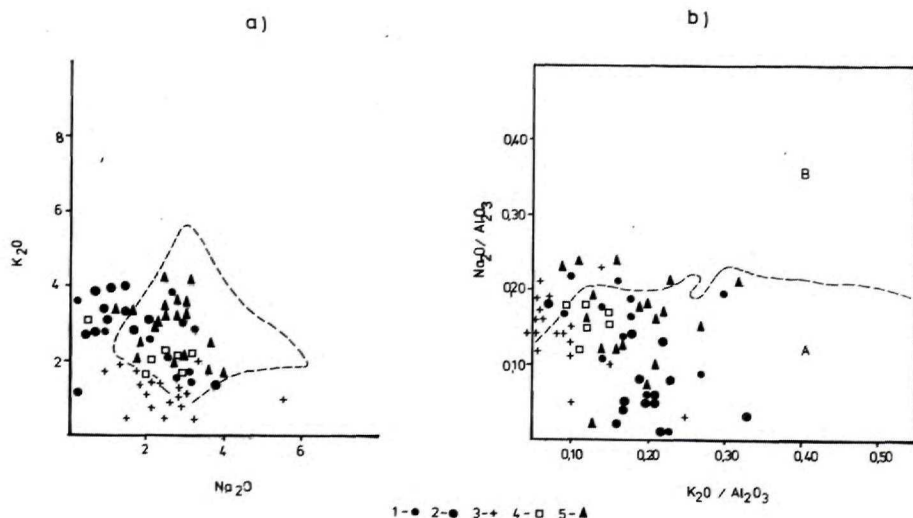
I — biotitovo-amfibolové ruly; II — sillimanitovo-biotitové ruly; III — biotitové ruly.

Charakter protolitu byštianskeho súvrstvia

Východiskovým materiálom pre vznik biotitových a sillimanitovo-biotitových rúl a taktiež migmatitov boli sedimenty ílovcovo-drobového zloženia. Ílovce a droby bohaté na Al_2O_3 podmienili vznik minerálnych asociácií so sillimanitom. Vysoký obsah Fe a miestami i Mg v pomere ku Al_2O_3 umožnil popri biotite a almandíne vznik staurolitu. Na základe chemického zloženia hornín môžeme predpokladať, že v tejto asociácii minerálov mohol vzniknúť i cordierit. Zatiaľ však nebol spoľahlivo opticky identifikovaný.

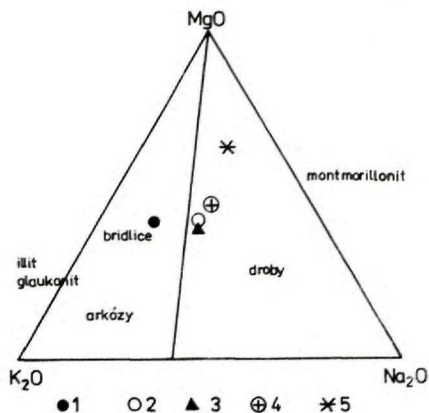
Základná asociácia metamorfných minerálov, reprezentovaná kremeňom + plagioklasom + biotitom + draselným živcom, sprevádzaná sillimanitom, almandínom, opakovanými minerálmi, prípadne predpokladaným cordieritom, determinuje normálne zloženie bridlic a drôb, miestami so zvýšeným obsahom Al_2O_3 . Prímes vulkanoklastického materiálu výrazne zvyšuje obsah MgO a FeO v sedimente, a tým umožňuje vznik väčšieho množstva železito-horečnatých silikátov za súčasne výrazného zníženia množstva draselného živca.

Na základe celkového chemického zloženia pararúl a migmatitov byštianskeho súvrstvia, hlavne pomerov $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ a $(\text{Na}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3):(\text{K}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3)$, možno jednoznačne uvažovať o bridličnato-drobovom východiskovom materiále, výrazne ovplyvňovanom bázičkou vulkanickou činnosťou. Na diagrame $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ podľa G. V. MIDDLETONA (1960) podstatná časť priemerných bodov migmatitov, biotitových a biotitovo-amfibolových rúl padá do poľa vyznačeného pre eugeosynklinálne sedimenty (obr. 15a). Sillima-



Obr. 15 a) Diagram $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ podľa G. V. MIDDLETONA (1960) s vyznačením poľa eugeosynklinálnych sedimentov.

b) Diagram $(\text{Na}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3):(\text{K}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3)$ podľa R. M. GARRELSA—F. T. MACKENZIEHO (1971) s poliami vyznačenými pre sedimentárne a metasedimentárne horniny (A) a pre vyvréle horniny (B). 1 — biotitové ruly; 2 — sillimanitovo-biotitové ruly; 3 — amfibolity; 4 — biotitovo-amfibolové ruly; 5 — migmatity.



Obr. 16 Diagram $MgO:K_2O:Na_2O$ podľa DE LA ROCHEA (1966) s vyznačením indexových minerálov a pozície hlavných skupín klastických sedimentárnych hornín. Priemerné body metamorfítov byštianskeho súvrstvia znamenajú ich priemerné chemické zloženie.

1 — sillimanitovo-biotitové ruly; 2 — biotitové ruly; 3 — migmatity; 4 — biotitovo-amfibolové ruly; 5 — amfibolity.

nitovo-biotitové ruly sa vymykajú z tohto poľa v dôsledku výrazne prevládajúceho obsahu K_2O nad Na_2O , odrazom čoho je tiež prítomnosť ortoklasu v paragenéze metamorfnych minerálov. Úzka spätosť sedimentárneho a vulkanogénneho materiálu je dobre dokumentovaná i na diagrame podľa R. M. GARRELSA a F. T. MACKENZIEHO (1971), na ktorom sú vyznačené polia, zodpovedajúce chemickému zloženiu sedimentárnych, metasedimentárnych (A) a vyvrelých (B) hornín (obr. 15b).

Na obr. 16 je vyjadrený vzťah $MgO:K_2O:Na_2O$ s vyznačením polôh, zodpovedajúcich arkózam, bridliciam a drobám podľa DE LA ROCHEA (1966). Na diagrame sú vyznačené priemerné body, zodpovedajúce priemernému chemickému zloženiu sillimanitovo-biotitových a biotitových rúl a taktiež migmatitov byštianskeho súvrstvia. Pre porovnanie sú uvedené priemerné body biotitovo-amfibolových rúl i amfibolitov. U amfibolitov je charakteristické enormné zvýšenie MgO oproti alkáliám, z ktorých výrazne prevláda Na_2O nad K_2O . Sillimanitovo-biotitové ruly zodpovedajú na diagrame chemickému zloženiu bridlic a sú veľmi blízke priemernému chemickému zloženiu bridlic, uvádzaných v literatúre.

Priemerné zloženie bridlic podľa D. M. SHAW (1956): SiO_2 — 59,93; TiO_2 — 0,85; Al_2O_3 — 16,82; Fe_2O_3 — 3,03; FeO — 3,18; MgO — 2,63; CaO — 2,18; Na_2O — 1,73; K_2O — 3,54 (priemerné zloženie sillimanitovo-biotitových rúl byštianskeho súvrstvia je uvedené v príslušnej časti o petrológii).

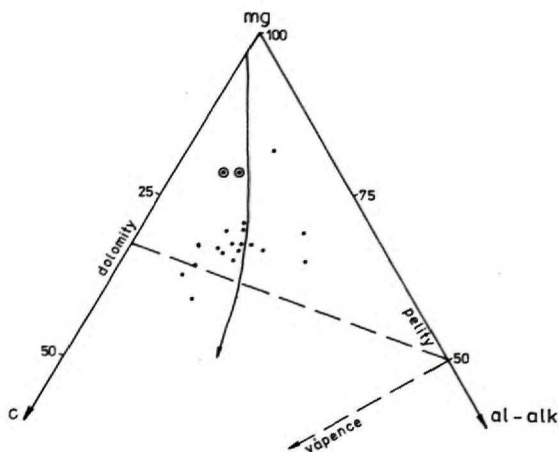
Priemerné body priemerných analýz biotitových, biotitovo-amfibolových rúl a migmatitov padajú na obr. 16 do poľa drôb. Zvýšený obsah MgO v biotitovo-amfibolových rúlach je odrazom bázeckej vulkanoklastickej prímеси v pôvodných sedimentoch.

Pre pararuly byštianskeho súvrstvia je charakteristické výrazné obohatenie o ľahké vzácne zeminy, ktorých absolútny obsah je však o niečo nižší v porovnaní s priemerným obsahom fanerozoických bridlic Severnej Ameriky, Európy a ZSSR (podľa D. Z. PIPER 1974), od ktorých sa líšia i významným obohatením o Eu. Takáto pozitívna Eu anomália je taktiež charakteristická pre prekambričné droby a bridlice kanadského, baltického a južnej časti afrického štítu (T. R. WILDEMAN—K. C. CONDIE 1973). Distribúcia vzácnych zemín v pararulách byštianskeho súvrstvia má rovnaký trend, aký bol zistený v týchto prekambričných bridliciach (obr. 14).

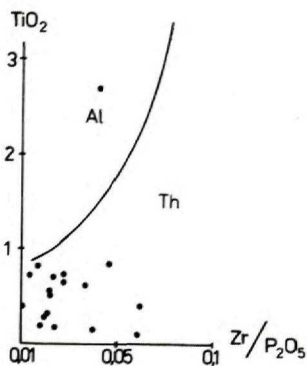
Východiskovým materiálom amfibolitov boli jednoznačne vulkanity andezitovo-bazaltového zloženia, tak ako je to dokumentované na diagrame ACF (obr. 6), uprave-

nom podľa H. G. F. WINKLERA (1979). Orto-pôvod amfibolitov je jasne preukázaný i na základe vzťahov $mg : c : al : alk$ v diagrame zostavenom podľa B. E. LEAKEA (1964) — obr. 17. Podstatná časť priemerných bodov týchto amfibolitov sa nachádza v blízkosti trendovej línie, ktorá bola stanovená B. E. LEAKEOM na základe zloženia Karoo-doleritov. Bázické vulkanity, z ktorých vznikli amfibolity byštianskeho súvrstvia, boli tholeitového magmatického trendu. Svedčí o tom, okrem iného, aj nízky obsah alkálií a taktiež nízky obsah TiO_2 .

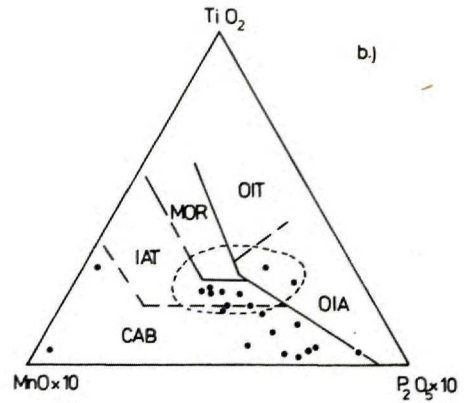
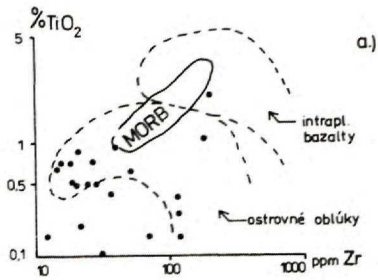
Priemerný bod priemernej analýzy amfibolitov byštianskeho súvrstvia padá v diagrame ACF (obr. 6, diagram č. 2) do blízkosti priemerného bodu tholeitov, vyznačeného H. G. F. WINKLEROM (1979). Výrazne tholeitový trend týchto metavulkanitov je doložený i na základe vzťahu immobilných elementov v diagrame $TiO_2 : (Zr : P_2O_5)$ podľa J. A. WINCHESTERA—P. A. FLOYDA (1976) — obr. 18. Pokúsili sme sa pomocou vzťahov $TiO_2 : ppm\ Zr$ (podľa G. H. GALE—J. A. PEARCE 1982) a $TiO_2 : MnO \times 10 : P_2O_5 \times 10$ (podľa E. D. MULLEN 1983) bližšie charakterizovať geotektonické postavenie týchto metavulkanitov. Na oboch diagramoch (obr. 19) padá väčšina priemerných bodov do poľa tholeitov ostrovných oblúkov. Treba však podotknúť, že do čiarkovane ohraničeného poľa na diagrame E. D. MULLENA (1983) padajú tiež intraplatňové tholeity. Ešte výraznejšie je tento trend vyjadrený na základe vzťahu $(FeO^{tot} : MgO) : TiO_2$ na obr. 20, zostavenom podľa W. GLASSLEYHO (1974). Takmer všetky priemerné body analýz amfibolitov byštianskeho súvrstvia sa ocitli na tomto diagrame v poli vyznačenom pre tholeity ostrovných oblúkov. Relatívne nízky absolútny obsah vzácnych zemín v amfibolitoch a takmer bezvýznamná Eu anomália tiež podporujú tento názor. Obohatenie o ľahké vzácne zeminy je najpravdepodobnejšie spôsobené sekundárnymi premenami, miestami K-metazomatózou a hydrotermálnymi premenami.



Obr. 17 Diskriminačný diagram orto- a paraamfibolitov podľa B. E. LEAKEA (1964). Dva body v krúžku zodpovedajú zloženiu amfibolovcov, ostatné amfibolitom byštianskeho súvrstvia.



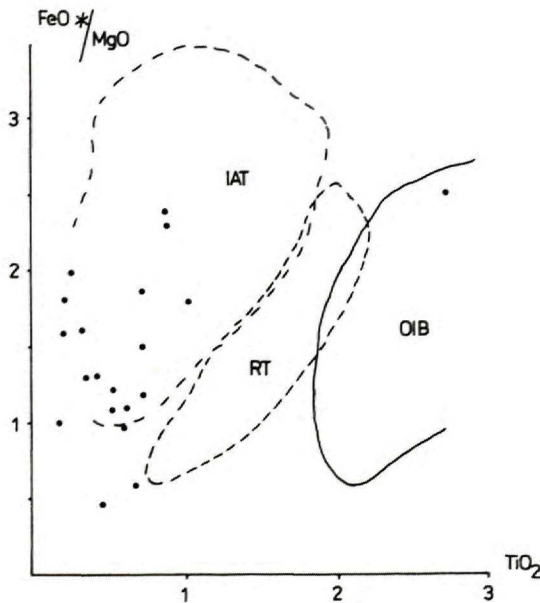
Obr. 18 Diskriminačný diagram $TiO_2 : (Zr : P_2O_5)$ podľa J. A. WINCHESTERA—P. A. FLOYDA (1976), oddeľujúci alkalické a tholeitické bazalty. Body znázorňujú priemerné body amfibolitov byštianskeho súvrstvia.



Obr. 19 Diskriminačné diagramy bazaltov.

a) TiO_2 : ppm Zr podľa autorov G. H. GALE—J. A. PEARCE (1982);

b) TiO_2 : $\text{MnO} \times 10$: $\text{P}_2\text{O}_5 \times 10$, podľa E. D. MULLENA (1983), vylučujúci geotektonickú pozíciu bazaltov.

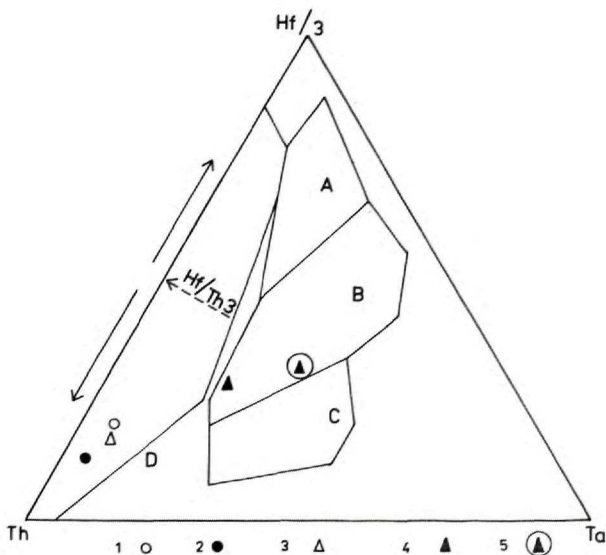


Obr. 20 Diskriminačný diagram $(\text{FeO}^{\text{tot}} : \text{MgO}) : \text{TiO}_2$ podľa W. GLASSLEYA (1974). Priemerné body amfibolitov byštianskeho súvrstvia padajú do poľa tholeiitov ostrovných oblúkov (IAT).

Málo zastúpená skupina metamorfovaných hornín, extrémne bohatých na kalcitické Mg-amfiboly, obsahuje pomerne vysoké množstvá MgO (12,52 a 15,68 %); tiež Cr (1320 ppm) a Ni (150—174 ppm), nízky obsah Na₂O (do 1 %) a tiež znížený obsah Al₂O₃. Ich priemerné body v diagrame ACF (obr. 6) sú posunuté bližšie k poľu ultrabázických hornín. Predpokladáme, že vznikli premenou melanokrátnych bazaltov, snáď až s afinitou k pikritickým bazaltom.

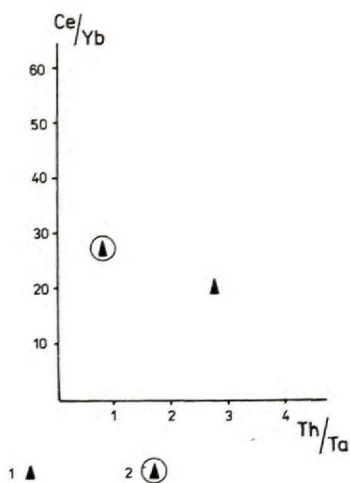
V ternárnom Th-Hf-Ta (D. A. WOOD 1980) diagrame (obr. 21), ktorý bol použitý s cieľom priblížiť geotektonické prostredie erupovaných bazaltov, padajú amfibolity a amfibolovce byštianskeho súvrstvia do poľa A. V tomto poli sa spolu objavujú ako tholeity intraplatňové, tak aj E-typy tholeitov stredoocéánskych chrbtov. Pretože Th-Hf-Ta koncentrácia je citlivá na spodno i vrchnokôrovú krustálnu kontamináciu, nemôžu byť na základe tohto vzťahu spoľahlivo oba spomenuté typy tholeitov odlišené. Tholeity ostrovných oblúkov sa však dajú spoľahlivo identifikovať, čo na základe Th-Hf-Ta vzťahu nebolo potvrdené.

Na základe vzťahu Ce/Yb a Th/Ta môžeme hovoriť o slabom obohatení o kôrový materiál. Nízky obsah Th a Ta a tiež pomerne nízke hodnoty pomeru Hf/Th (\bar{x} 1,6—2,6) nepodporujú žiadnu z možností. Pre porovnanie uvádzame v Th-Hf-Ta diagrame (obr. 21) i priemerné hodnoty rúl byštianskeho súvrstvia. Ukazujú výrazné obohatenie o Th, zníženie obsahu Hf a Ta, ako aj nízke hodnoty pomeru Hf/Th (\bar{x} = 0,4—0,8).

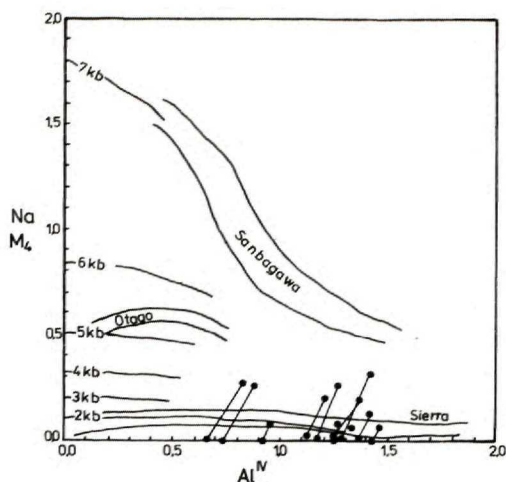


Obr. 21 Th-Hf-Ta diskriminačný diagram pre vulkanické horniny podľa D. A. WOODA (1980) s poľami vyčlenenými pre rôzne geotektonické podmienky. A: N-typ MORB; B: E-typ MORB a tholeitické intraplatňové bazalty; C: alkalické intraplatňové bazalty; D: bazalty aktívnych platňových okrajov. V diagrame sú vyznačené priemerné hodnoty amfibolitov a amfibolovcov byštianskeho súvrstvia a pre porovnanie i ostatných koexistujúcich hornín.

1 — biotitové ruly; 2 — sillimanitovo-biotitové ruly; 3 — biotitovo-amfibolové ruly; 4 — amfibolity; 5 — amfibolovce.



Obr. 22 Vzťah Ce: Yb vers. Th/Ta v metabázických horninách byštianskeho súvrstvia. 1 — amfiboly; 2 — amfibolovce



Obr. 23 Diagram podľa E. H. BROWNA (1977), určujúci vzťah medzi intenzitou tlaku a obsahom Na v M₄ pozícii amfibolov. Amfiboly z byštianskeho súvrstvia poukazujú na nízkotlakový typ metamorfózy.

Z uvedeného môžeme usudzovať, že protolit amfibolitov byštianskeho súvrstvia predstavoval tholeity neorogénneho typu. Sprievodné metasedimenty, pôvodne bridlice, droby a vulkanogénne droby, indikujú zložením hlbokovodné sedimenty, ktoré by mohli byť zviazané s bazaltami oceánskeho dna. Jednoznačné odlišovacie dôkazy od intraplatňových tholeitov však nemáme.

Stupeň premeny hornín byštianskeho súvrstvia

Asociácie metamorfnych minerálov v horninách byštianskeho súvrstvia indikujú vysokoteplotnú časť stredného stupňa regionálnej premeny. Diagnostické asociácie v metapelitech a metadroboch sú:

1. draselný živec + sillimanit + biotit + almandín ± plagioklas + kremeň,
2. biotit + almandín + plagioklas + kremeň ± draselný živec,
3. biotit + almandín + kremeň + plagioklas ± staurolit,
4. draselný živec + sillimanit + biotit + cordierit + almandín ± (paragenéza, predpokladaná na základe celkového chemizmu hornín).

Charakteristické je chýbanie primárneho muskovitu v prítomnosti kremeňa a plagioklasu, čo umožňuje koexistenciu draselného živca a sillimanitu. Staurolit je všeobecne považovaný za minerál signalizujúci začiatok stredného stupňa premeny. Pri stúpajúcom tlaku, v prítomnosti kremeňa a muskovitu, sa stáva staurolit nestabilný. V prípade, ak muskovit nie je prítomný, napr. v dôsledku zloženia pôvodného protolitu, k reakciám, smerujúcim k rozloženiu staurolitu, neprichádza. Preto staurolit v paragenéze bez muskovitu môže byť stabilný i v PT podmienkach, zodpovedajúcich vyššiemu stupňu preme-

ny — pri teplotách okolo 700 °C (ako bolo doložené experimentálne v prácach S. W. RICHARDSONA 1968 a W. SCHREYERA 1968 in H. G. F. WINKLER 1979).

Dvojica koexistujúcich minerálov sillimanit + draselný živec indikuje vyšší stupeň premeny, to znamená tlaky okolo 3—4 kbar a teploty 675—680 °C podľa petrografickej sieťky.

V amfibolitoch, ktoré sú úzko geneticky späté s komplexom biotitových a sillimanito-vo-biotitových rúl, je charakteristická paragenéza minerálov amfibol + plagioklas, ku ktorej pristupuje titanit, ilmenit, v malom množstve granát. Bázicita plagioklasov zodpovedá kyslému až bázickému andezínu. V niektorých zrnách bol zistený obsah An, zodpovedajúci až oligoklasu, avšak musíme predpokladať, že pôvodné zloženie metamorfných plagioklasov bolo silne ovplyvnené postmetamorfnými metazomatickými procesmi.

Na základe distribúcie alkálií medzi dvojicou koexistujúcich minerálov — amfibol + plagioklas — môžeme uvažovať o teplotách vzniku okolo 650—690 °C (dosadením do petrografickej sieťky podľa L. L. PERČUKA 1970; pri tomto termometre sa dáva do vzťahu $X_{Ca}^{Pl} : X_{Ca}^{Amf}$, pričom $X_{Ca}^{Pl} = Ca : (Ca + Na + K)$; v plagioklase; $X_{Ca}^{Amf} = Ca : (Ca + Na + K)$ v amfibole). Najvhodnejšie dvojice minerálov boli získané zo vzoriek 412-1, 412-2 a 603-1 z vrtnu BB-1.

	X_{Ca}^{Pl}	X_{Ca}^{Amf}	°C (približne)
412-1	0,36	0,63	650°
412-2	0,39	0,64	690°
603-1	0,32	0,66	610°

Nízke hodnoty K v M_4 pozícii amfibolov zodpovedajú vzniku v podmienkach nízkych tlakov, v rozsahu 2—4 kbar (podľa E. H. BROWNA 1977; obr. 23).

Teploty vzniku migmatitov, odhadované na základe pomeru normatívnych minerálov v systéme Qz-Ab-Or-An-H₂O pri tlaku 5 kb (H. G. F. WINKLER—R. BREITBART 1978), sa vo väčšine analyzovaných vzoriek pohybujú v rozsahu 670—685 °C. Malá časť vzoriek je posunutá smerom k vyšším teplotám 700—720 °C. Nízke hodnoty pomerov normatívneho Ab : An, ktoré sa pohybujú v priemere okolo 2, zodpovedajú taveninám granodioritového až tonalitového zloženia. Indikujú posun počiatočného bodu tavenia nad 700 °C (podľa experimentálnych údajov H. VON PLATTEN 1966, H. G. F. WINKLER—R. BREITBART 1978). Všeobecne pomerne vysoký obsah normatívneho An v migmatitoch nabáda predpokladať, že mimo biotitu, amfibolu a granátu existovali ako reziduálna fáza i plagioklasy. Tým by sa dal vysvetliť ojedinele zistený vysoký obsah An zložky v plagioklasoch (až 52 %). Na základe toho treba predpokladať, že drobový protolit migmatitov bol miestami obohatený o Ca zložku (kalcit alebo klastické plagioklasy bázického zloženia vulkanogénnej proveniencie). Minerálne a geochemické zloženie rúl byštianskeho súvrstvia determinuje intermediárny charakter anatektickej taveniny migmatitov.

Asociácie metamorfných minerálov, zistené v súbore hornín byštianskeho súvrstvia, indikujú podmienky, charakteristické pre vyššie temperovanú časť amfibolitovej fácie. V podmienkach tlaku 3,5—5 kb a teploty 670—720 °C došlo v migmatitoch, zodpovedajúcich sillimanitovej izográde až k ich parciálnej anatexii a ku vzniku migmatitov.

Záver

Byštianske súvrstvie je zložené zo súboru biotitových, sillimanitovo-biotitových a biotitovo-amfibolových rúl, amfibolitov a migmatitov. PT podmienky vzniku týchto hornín zodpovedajú vyššie temperovanej časti amfibolitevej fácie, pričom došlo až k anatektickému prepracovaniu časti pararulového substrátu. Kritická asociácia minerálov kremeň + plagioklas + draselný živec + biotit ± sillimanit, almandín, ilmenit, magnetit zodpovedá teplotám v rozsahu 650—720 °C a tlakom okolo 3,5 max. 5 kbar. Protolit metamorfítov byštianskeho súvrstvia bol vulkano-sedimentárny, tvorený bridlicami, drobnými so sprievodnými bázickými vulkanitmi a vulkanoklastikami. Zloženie bázických metavulkanitov indikuje tholeiitový magmatický trend neorogénneho typu. Distribučné krivky vzácnych zemín v rulách naznačujú prekambriký vek protolitu byštianskeho súvrstvia.

Kryštalické horniny zemlinika charakterom svojho protolitu a asociáciami metamorfických minerálov preukazujú výraznú afinitu k vyššie stupňovým metamorfítom západokarpatského kryštalinika.

Literatúra

- BAŇACKÝ, V. a kol. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Východoslovenskej nížiny — juh 1:50000. — Manuscript, archív Geol. Úst. D. Štúra.
- BOYNTON, W. V. 1984 in HENDERSON, P. 1984 ed.: Rare earth elements geochemistry. — Development in geochemistry 2, Elsevier.
- BROWN, E. H. 1977: The crossit content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. — Journal. Petrology, 18, 1, Oxford, 53—72.
- CAMBEL, B.—KAMENICKÝ, L. 1982: Geochémia metamorfovaných bázických hornín tatroveporidov centrálnych Západných Karpát. — Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—519.
- EWART, A.—TAYLOR, S. R. 1969: Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, central North Island, New Zealand. Phenocryst data. — Contr. Mineral. Petrology, 22, 127.
- GALE, G. H.—PEARCE, J. A. 1982: Geochemical patterns in Norwegian greenstones. — Canad. J. Earth Sci., 19, Ottawa, 385—397.
- GARRELS, R. M.—MACKENZIE, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. — Norton and Co., New York, 394.
- GLASSLEY, W. 1974: Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula. — Bull. Geol. Soc. Amer., Washington, 85, 785—794.
- GRAPES, R. H.—HASHIMOTO, S.—MIYASHITA, S. 1977: Amphiboles of Metagabbro-Amphibolite Sequence, Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido. — Journal. Petrology, 18, 2, Oxford, 285—318.
- GRECULA, P.—EGYÜD, K. a kol. 1982: Záverečná správa — Zemplínsky ostrov VP — polymetalické rudy a uhlie — stav k 30. 6. 1981. — Geofond, Bratislava.
- HEIER, K. S. 1960: Petrology and geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langöy, Northern Norway. — Norg. geol. Unders. Spec. public., 207, 246.
- HENSEN, B. J.—GREEN, D. H. 1972: Experimental study of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressure and temperatures II. Compositions without excess alumino silicate. — Contr. Mineral. Petrology, 35, 331—354.
- KISHAZI, P.—IVANCSICS, J. 1988: Adatok a Zempléni — szerkezet kristályos paláinak közettanához. Földtani Közlöny. — Bull. Hung. Geol. Soc., 118, Budapest, 109—124.
- LA ROCHE H. DE 1966: Sur l'existence de plusieurs faciés géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrenées Luchonnaises. — Geol. Rundsch. 55, 2, Stuttgart, 274—301.
- LEAKE, B. E. 1964: The Chemical Distinction between Ortho- and Para-amphibolites. — Journal of Petrology, vol. 5, 2, Oxford, 238—254.

- LEAKE, B. E. 1965a: The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. — In Pitcher, W. S.—Flynn, G. W. (Eds.), Edinburgh and London: Oliver and Boyd, 299—318.
- LEAKE, B. E. 1965b: The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. — *Amer. Mineralogist*, 50, 843—851.
- LEAKE, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. — *Miner. Petrogr. Acta*, 22, Bologna, 195—224.
- MAGYAR, J. 1969: Geologicko-petrologické pomery kryštalinika Zemplinskeho ostrova a jeho okolia. — Diplomová práca. Nafta PTZ, Michalovce.
- MIDDLETON, G. V. 1960: Chemical composition of sandstones. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, New York, 1011—1026.
- MULLEN, E. D. 1983: MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. — *Earth planet. Sci. Lett.* 62, Amsterdam, 53—62.
- NANDI, K. 1967: Garnets as indices of progressive regional metamorphism. — *Min. Mag.*, 36, London, 89—93.
- PANTÓ, GY. 1965: A Tokaji — hegység harmadkor előtti képződményei. A Magyar állami Földtani int. Évi jelent. az 1963, Evről, Budapest, 227—241.
- PANTÓ, GY.—KOVÁCS, A.—BALOGH, K.—SÁMSONI, Z. 1967: Rb-Sr check of Assyntian and Caledonian metamorphism and igneous activity in NE Hungary. — *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 11, 1—3, Budapest, 279—282.
- PIPER, D. Z. 1974: Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary. — *Chem. Geol.*, 14, Elsevier, Amsterdam, 285—304.
- PERČUK, L. L. 1970: Rovnovesija porodoobrazujuščich mineralov. — *Nauka, Moskva*, 320.
- PERČUK, L. L.—LAVRENTIEVA, I. V.—ARANVIČ, L. J.—PODLESSKIJ, K. K. 1983: Biotit-granat-kordieritovyje ravnovesja i evolucija metamorfizma. — *Nauka, Moskva*, 3—195.
- PLATTEN, H. VON 1966: Experimental anatexis and genesis of migmatites. — In: *Controls of metamorphism*, 10, 203—218. Olivier and Boyd, Edinburgh/London.
- REINHARDT, E. W. 1968: Phase relations in cordierite-bearing gneissen from the Gananoque area, Ontario. — *Canad. J. Earth Sci.*, 5, Ottawa, 455—482.
- SHAW, D. M. 1956: Geochemistry of pelitic rocks. Part III., Major elements and general geochemistry. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 67, New York, 919—934.
- TAYLOR, S. R.—MCLENNAN, S. M. 1981: The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. — *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 301—391.
- VOZÁR, J. a kol. 1986: Vyhodnotenie vrtu BB-1 (Byšta). — *Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- WILDEMAN, T. R.—CONDIE, K. C. 1973: Rare earths in Archean graywackes from Wyoming and from the Fig Tree Group, South Africa. — *Geochim. cosmochim. Acta*, vol. 37, Pergamon Press, 439—453.
- WINCHESTER, J. A.—FLOYD, P. A. 1976: Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. — *Earth. planet. Sci. Lett.*, 28, Amsterdam, 459—469.
- WINKLER, H. G. F. 1979: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th ed. Springer-Verlag, New York—Heidelberg—Berlin, 1—348.
- WINKLER, H. G. F.—BREITBAR, R. 1978: New aspects of granitic magmas. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatsch. Stuttgart* 1978, 463—480.
- WOOD, D. A. 1980: The application of 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, Amsterdam, 11—30.
- Zásady československej stratigrafickej komisie, 2. vydanie 1978: *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 6, roč. 53, Praha.

The petrology of crystalline rocks of Zemplinicum (West Carpathians)

Summary

The crystalline rocks of the Zemplinicum are building up a tectonic horst of NW-SE direction, the continuation of which is also evident on the Hungarian territory and further in the basement of the Tertiary-Quaternary filling of the Alpine sedimentary basin.

The data from boreholes realized on the territory of the Hungary pointed to the presence of rocks of medium- and low-grade metamorphism, mutual relation of which was interpreted by GY. PANTÓ (1965) as a tectonic — Late Variscan south-vergent thrust of higher-grade crystalline rocks on low-grade metamorphites. This opinion is in agreement with the geological data as the Late Paleozoic sedimentary formations are covering both mentioned complexes. A further evidence is provided by the pebble material of conglomerates in sequences of the overlying Zemplin Group (Stephanian-Permian). Although it is mainly composed of rocks fragments of higher-grade metamorphites it also contains fragments of phyllites.

Radiometric datings from rocks of higher-grade metamorphism have proved an Upper Proterozoic age (Rb/Sr method; $962-984 \pm 36-108$ MA; GY. PANTÓ et al. 1967). The age of low-grade metamorphosed rocks was proved as Caledonian (Rb/Sr method; $450-394 \pm 52-130$ MA; GY. PANTÓ et al. 1967).

The only borehole realized on the Czechoslovak territory (borehole BB-1; J. VOZÁR et al. 1986) has not confirmed the geological situation established on the territory of Hungary. In the profile of borehole BB-1 the zone of blastomylonites was encountered in the basement of neogene sediments and further on, a complex of gneisses, amphibolites a migmatites, cataclastic-deformed with various intensity (to the terminal depth of 650 m), which was defined as the Byšta Formation.

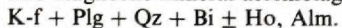
The diagnostic mineral assemblages in the complex of gneisses are as follows:

1. K-f + Sill + Bi + Alm \pm Plg;
2. Bi + Alm + Plg \pm K-f.

The absence of primary muscovite at presence of quartz and plagioclase is characteristic, making the coexistence of potassium feldspar and sillimanite possible. The couple of coexisting sillimanite + potassium feldspar indicate a higher-grade of metamorphism, it means pressures around 3–4 kbar and temperatures of 675–680 °C.

In amphibolites, which have close genetic linking with the complex of gneisses, the Ho + Plg is characteristic as major constituents, to which titanite, ilmenite in small amount garnet are joined. On the basis of distribution of alkalis in the couple of coexisting minerals — hornblende + plagioclase — we may consider the temperature of origin around 650–690 °C.

The diagnostic mineral assemblage in migmatites is following:



The temperatures of origin of migmatites, estimated on the basis of the ratio of normative minerals in the Qz-Ab-Or-An system at pressure of 5 kbar (H. G. F. WINKLER—R. BREITBAR 1978) are varying within the range of 640–685 °C. A small part of samples is shifted towards higher temperature of 700–720 °C. The low values of ratios of normative Ab:An, which are varying around 2, correspond to melts of granodiorite to tonalite composition. They indicate the shift of the initial melting point above 700 °C.

On the basis of total chemical composition and mineral assemblages of gneisses and migmatites a shale-greywacke protolith, in places with basic volcanoclastic admixture may be unambiguously supposed. The original material for formation of amphibolites were volcanics of andesite-basalt composition. The metavolcanics indicate a distinct affinity to tholeiites.

The average contents of rare earths elements in gneisses are as follows: biotite gneisses — 82 ppm ($n = 13$); sillimanite-biotite gneisses — 131 ppm ($n = 11$); biotite-hornblende gneisses — 90 ppm ($n = 7$). Distinct enrichment in light REE and positive Eu anomaly are characteristic of all gneisses. The average La/Yb_N ratio varies from 7,7 to 11,6.

The average content of REE in amphibolites is 47 ppm ($n = 15$). The average La/Yb ratio is high (average 5,3), because they are enriched in light REE, what is obviously also caused by secondary alterations (in places manifested K-metasomatism and hydrothermal alteration). The distribution curve of REE in amphibolites (normalized to chondrites) is neither showing distinct enrichment, nor impoverishment in Eu. In its course it is close to the field of tholeiite basalts of island arcs. The low U and Th contents (average value of ratio Th/U = 1,3) are also characteristic of this position. The high Rb contents in some samples are a reflection of secondary alterations. The values of Rb : Sr are varying from 0,08 to 1,38.

However, on the other hand, the Th-Hf-Ta ternary diagram shows the competence of metabasalts to the B-field, which is associated with E-type MORB and tholeiitic within-plate basalts together without possibility to distinguish them. It therefore seems possible to classify the Byšta Formation tholeiitic metabasalts as unorogenic. But the initial stage of island arc cannot be excluded in this case either. So the present available data cannot unambiguously confirm any of these geotectonic positions.

They show in the character of their protolith and associations of metamorphic minerals distinct affinity to higher-grade crystalline rocks of the West Carpathians in the Tatra-Veporide region.

Explanation of Figures

Fig. 1 Schematic lithological column of borehole BB-1 (according to A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR—D. VASS in J. VOZÁR et al. 1986)

1 — Quaternary: loams; 2—3 Vranov Fm. (Middle Badenian): 2 — calcareous claystones, claystones with siltstone laminae; 3 — volcano-sedimentary silicites; 4 — 10 Byšta Fm. (Precambrian—?Early Paleozoic): 4 — mylonites, blastomylonites; 5 — biotite gneisses; 6 — sillimanite-biotite gneisses; 7 — biotite-hornblende gneisses; 8 — amphibolites; 9 — migmatitized amphibolites and hornblende gneisses; 10 — migmatites; 11a — sharp boundary; 11b — vague boundary; 12 — discordance.

Fig. 2 Chemical composition of biotite and sillimanite-biotite gneisses indicated in diagram A'FK (according to H. G. F. WINKLER 1979).

Diagram no. 1: composition of gneisses on the basis of total chemical composition.

1 — biotite gneisses; 2 — sillimanite-biotite gneisses; 3 — field of greywackes.

Diagram no. 2: chemical composition of the assemblages of metamorphic minerals in biotite and sillimanite-biotite gneisses.

1 — biotite; 2 — chloritized biotite; 3 — almandine.

With full square the average chemical composition of biotite gneisses and with empty square that of sillimanite-biotite gneisses are indicated.

Fig. 3 Chemical composition of biotite and sillimanite-biotite gneisses plotted in diagram A'FM (according to E. W. REINHARDT 1968).

Diagram no. 1: composition of gneisses on the basis of total chemical composition.

1 — biotite gneisses; 2 — sillimanite-biotite gneisses.

Diagram no. 2: chemical composition of index metamorphic minerals.

1 — almandine; 2 — biotite.

With empty square the average chemical composition of sillimanite-biotite gneisses and with full square that of biotite gneisses are indicated.

Fig. 4 Diagram Al^{IV} : (Fe : Fe + Mg) with distinguished Fe and Mg fields of dark micas.

1 — biotite from migmatites; 2 — biotite from sillimanite-biotite gneisses; 3 — biotite from amphibolites.

Fig. 5 Diagram $[CaO + MnO : (FeO + MgO)]$ presenting the composition of garnets. Fields show composition of garnets from metapelites of various metamorphosed zones according to K. NANDI (1967).

1 — garnets from sillimanite-biotite gneisses; 2 — garnets from amphibolites.

Fig. 6 Diagram ACF representing chemical composition of amphibolites, hornblendites and biotite-hornblende gneisses (according to H. G. F. WINKLER 1979).

Diagram no. 1: projection points of amphibolites, hornblendites and biotite-hornblende gneisses on the basis of total chemical composition of rocks.

1 — amphibolites; 2 — hornblendites; 3 — biotite-hornblende gneisses; 4 — field expressing chemical composition of andesite-basalt volcanics; 5 — field expressing chemical composition of greywackes.

Diagram no. 2: chemical composition of metamorphic minerals.

1 — hornblendes; 2 — garnets; 3 — plagioclases; 4 — biotite.

With full square the average chemical composition of amphibolites and with empty square that of biotite-hornblende gneisses are indicated.

Fig. 7 Classification diagram of hornblendes according to B. E. LEAKE (1978).

Fig. 8 Diagram showing relation between magnesium content in hornblendes, An percentage in coexisting plagioclases and magnesium content in amphibolites.

Fig. 9 Magnesium content in relation to alkalis in A position, to Ti, Al^{IV}, Al^{VI}, and Si in hornblendes.

Fig. 10 Chemical composition of migmatites in diagram A'FK according to H. G. F. WINKLER (1979).

Diagram no. 1: projection points of migmatites on the basis of the total chemical composition of rocks with the delimitation of field representing chemical composition of graywackes.

Diagram no. 2: composition of mafic minerals from migmatites. Full square represents average chemical composition of migmatites.

Fig. 11 Diagrams A'FM showing composition of migmatites (according to E. W. REINHARDT 1968).

Diagram no. 1: is compiled on the basis of total chemical composition of rocks.

Diagram no. 2: reflects chemical composition of mafic minerals in migmatites.

With full square the average chemical composition of migmatites is indicated.

1 — biotite; 2 — garnet.

Fig. 12 Projection of isobaric cotectic line P-E₅ and isotherms at three cotectic surfaces in the Qz-Ab-Or-An-H₂O system, at water pressure of 5 kb (according to H. G. F. WINKLER—R. BREITBART 1978). The numerals at the individual points indicate An % and Qz %.

Fig. 13 Curve of chondrite-normalized (after W. V. BOYNTON 1984) contents of rare earth elements in rocks of the Byšta Formation. Special designated the field for island arc volcanites.

1 — Biotite gneisses (average of 11 analyses); 2 — biotite-amphibole gneisses (average of 7 analyses); 3 — sillimanite-biotite gneisses (average of 13 analyses); 4 — amphibolites of group I (average of 15 analyses); 5 — amphibolites of group II (average of 2 analyses).

Fig. 14 Curves of rare earth contents normalized to Phanerozoic shales (after D. Z. PIPER 1974). Comparison with 5 shaly formations (thick line) according to T. R. WILDEMAN and K. C. CONDIE (1973).

I — biotite-hornblende gneisses; II — sillimanite-biotite gneisses; III — biotite gneisses.

Fig. 15a Diagram K₂O:Na₂O according to G. V. MIDDLETON (1960) with marked field of eugeo-synclinal sediments.

Fig. 15b Diagram (Na₂O:Al₂O₃):(K₂O:Al₂O₃) according to R. M. GARRELS—F. T. MACKENZIE (1971) with marked fields of sedimentary and metasedimentary rocks (A) and igneous rocks (B).

1 — biotite gneisses; 2 — sillimanite-biotite gneisses; 3 — amphibolites; 4 — biotite-hornblende gneisses; 5 — migmatites.

Fig. 16 Diagram MgO:K₂O:Na₂O according to DE LA ROCHE (1966) with marked index minerals and position of main groups of clastic sedimentary rocks. Projection points of metamorphites of Byšta Fm. represent their average chemical composition.

1 — sillimanite-biotite gneisses; 2 — biotite gneisses; 3 — migmatites; 4 — biotite-hornblende gneisses; 5 — amphibolites.

Fig. 17 Discrimination diagram of ortho- and para-amphibolites according to B. E. LEAKE (1964). The two points in the circle correspond to composition of hornblendites, the other to that of amphibolites of Byšta Formation.

Fig. 18 Discrimination diagram of $TiO_2 : (Zr : P_2O_5)$ according to J. A. WINCHESTER—P. A. FLOYD (1976), distinguishing alkalic and tholeiitic basalts. The projection points of amphibolites of the Byšta Formation fall into the field of tholeiitic basalts.

Fig. 19 Discrimination diagram of basalts:

a) $TiO_2 : ppm\ Zr$ according to the authors G. H. GALE—J. A. PEARCE (1982).

b) $TiO_2 : MnO \times 10 : P_2O_5 \times 10$, according to E. D. MULLEN (1983), distinguishing the geotectonic position of basalts.

Fig. 20 Discrimination diagram ($FeO^{tot} : MgO$) : TiO_2 according to W. GLASSLEY (1974). Points of Byšta Formation amphibolites concentrate to field of island arc tholeiites (IAT).

Fig. 21 Th-Hf-Ta discrimination diagram for volcanic rocks according to D. A. WOOD (1980) with fields delimited for various geotectonic conditions. A: N-type MORB; B: E-type MORB and tholeiitic withinplate basalts; C: alkaline withinplate basalts; D: basalts of active plate margins. Average values of amphibolites and hornblendites of Byšta Fm. and for comparison also of other coexisting rocks are marked in diagram.

1 — biotite gneisses; 2 — sillimanite-biotite gneisses; 3 — biotite-hornblende gneisses; 4 — amphibolites; 5 — hornblendites.

Fig. 22 Relation $Ce : Yb$ vs $Th : Ta$ in metabasic rocks of Byšta Fm.

1 — amphibolites; 2 — hornblendites.

Fig. 23 Diagram (according to E. H. BROWN 1977) of relation between intensity of pressure and Na content in M_4 position of hornblendes from Byšta Fm. Hornblendes from Byšta Fm. are indicative of low-pressure metamorphism type.

List of tables

Tab. 1 Chemical composition of biotite gneisses.

Tab. 2 Chemical composition of sillimanite-biotite gneisses.

Tab. 3 Chemical composition of biotite-hornblende gneisses.

Tab. 4 Modal composition of amphibolites.

Tab. 5 Chemical composition of amphibolites.

Tab. 6 Modal composition of migmatites.

Tab. 7 Chemical composition of migmatites.

Tab. 8 Composition of plagioclases.

Tab. 9 Composition of biotites.

Tab. 10 Composition of garnets.

Tab. 11 Composition of hornblendes.

Tab. 12 Contents of trace elements in biotite-gneisses (ppm).

Tab. 13 Contents of trace elements in sillimanite-biotite gneisses (ppm).

Tab. 14 Contents of trace elements in biotite-hornblende gneisses (ppm).

Tab. 15 Contents of trace elements in amphibolites (ppm).

Tab. 16 Chemical composition of hornblendites. Contents of trace elements (ppm). Contents of rare earths (ppm) in hornblendites and normalized values according to W. V. BOYNTON (1984).

Tab. 17 Contents of trace elements in migmatites (ppm).

Tab. 18 Contents of rare earths in biotite gneisses (ppm).

Tab. 19 Contents of rare earths in sillimanite-biotite gneisses (ppm).

Tab. 20 Contents of rare earths in biotite-hornblende gneisses (ppm).

Tab. 21 Contents of rare earths in amphibolites (ppm).



VLASTIMIL KONEČNÝ—JAROSLAV ŠTOHL

Magmaticko-hydrotermálne a hydrotermálne explozívne brekcie centrálnej zóny stratovulkánu Javoria

13 obr. v texte, angl. resumé

Abstract. Centers of hydrothermal activity of the central volcanic zone of the Javorie strato-volcano are in a space-time association with minor intrusions of quartz diorite porphyries to quartz monzodiorite and alteration versus mineralization processes.

Along the margin of intrusive stocks magmatic explosive breccia zone were developed due to second boiling process. Copper porphyry minor indices were bound to breccia zones. Later phase of brecciation originated thank to hydrothermal explosive activities. Breccias are polymict cemented by argilic matrix. Fragments are composed of secondary quartzite \pm native sulphure, andesites, porphyries, pyrit with minor enargite. Hydrothermal explosive zones are part of advanced argilic alteration enviroment which consists of pyrophyllite, diaspore, alunite, illite etc.

Even recently mineralized sulfate springs are part of the fossil hydrothermal centers.

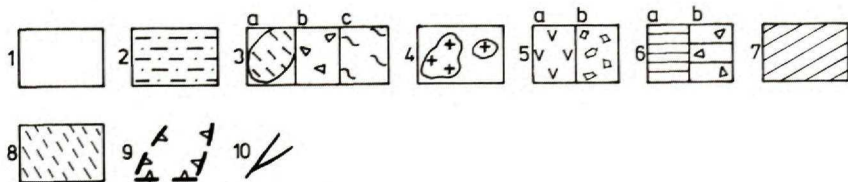
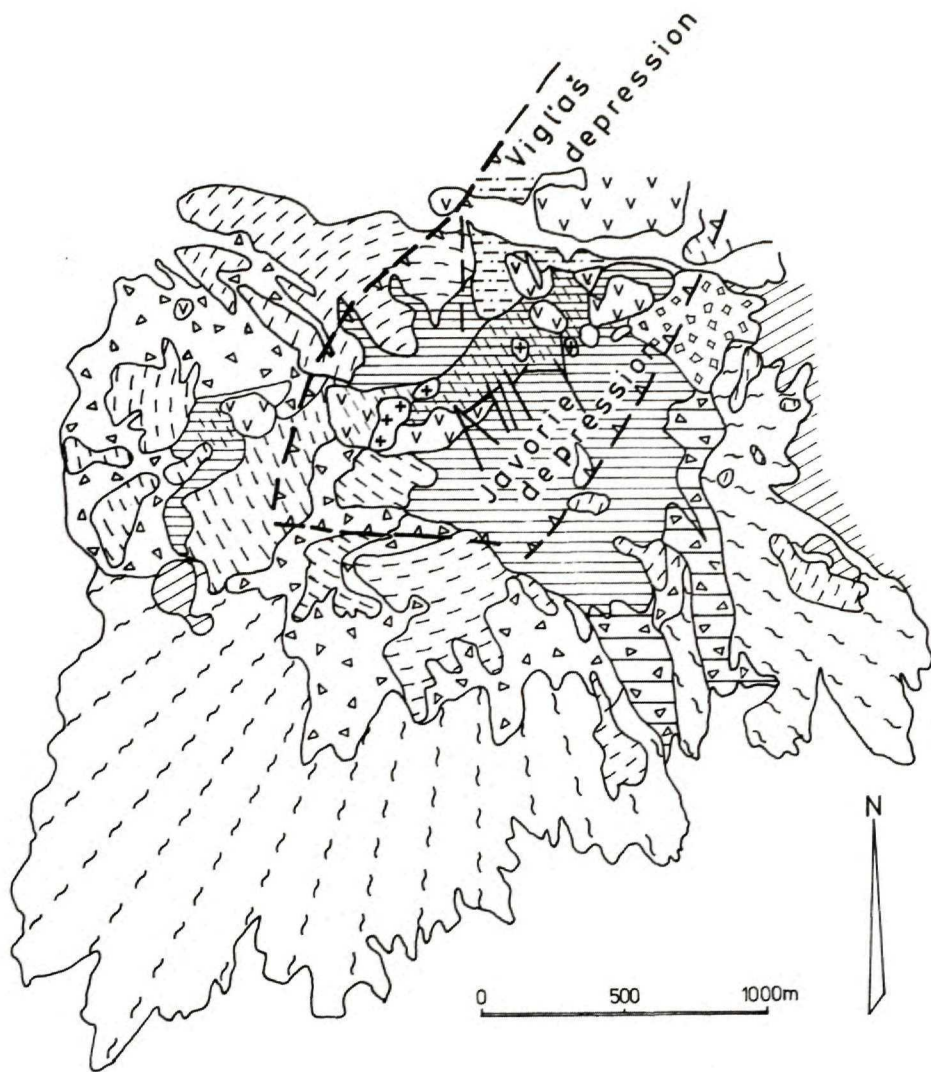
Key words: Neogene volcanism, central zone of volcano, intrusion of diorite-monzodiorite, magmatic-hydrothermal breccia, hydrothermal explosive breccia, copper porphyry, secondary quartzite, advanced argilic alteration, native sulphure, diaspore, alunite, pyrophyllite.

Geologická stavba centrálnej vulkanickej zóny Javoria

Pohorie Javorie predstavuje relikty rozsiahlej a komplikovanej vulkanickej stavby strato-vulkánového typu, ktorej vývoj sa uskutočnil v období bádén—sarmat, obr. 1. Strato-vulkán sa vyznačuje prítomnosťou intruzívneho komplexu a prejavmi hydrotermálnej aktivity. Maximum intruzívnej a hydrotermálnej aktivity je viazané na centrálnu vulkanickú zónu, ktorá zahrnuje časť vulkanotektonickej depresie Javoria a sčasti tiež oblasť víglašskej vulkanotektonickej depresie (V. KONEČNÝ—J. ŠEFARA—L. ZBOŘIL 1973, V. KONEČNÝ—J. LEXA—J. ŠEFARA 1978).

Spodná časť výplne vulkanotektonickej depresie Javoria, ktorú overuje štruktúrny vrt GK-7 (V. KONEČNÝ—A. MIHALÍKOVÁ—L. ROJKOVIČOVÁ 1977), je tvorená cca 700 m mocným komplexom lávových prúdov a vulkanoklastík pyroxenických a amfibol-pyroxenických andezitov, označená ako *Starohutský komplex*.

Vyššiu jednotku predstavuje *formácia Blýskavica*, ktorá je reprezentovaná striedaním lávových prúdov bazaltoidných andezitov až bazaltov a hyaloklastitových brekcií v cel-



Obr. 1 Štruktúrna schéma stratovulkánu Javoria

1 — aluvium; 2 — pliocénne sedimenty Slatinskej kotliny; 3 — stratovulkanický komplex formácie Javoria, a) lávové prúdy prechodnej zóny, b) vulkanoklastiká prechodnej zóny, c) epiklastické súvrstvia periférnej zóny (epiklastické brekcie, konglomeráty, pieskovce, tufy); 4 — intrúzie kremíto-dioritových porfýrov až monzodioritov (komplex Kalinka); 5 — intruzívno-extruzívny vulkanizmus pyroxenicko-amfibolických andezitov formácie Rohy; a) intrúzie a extrúzie, b) vulkanoklastiká; 6 — efuzívny vulkanizmus bazaltoidných andezitov, a) lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie, b) redeponované hyaloklastity; 7 — predterciérne podložie; 8 — oblasť intenzívnych hydrotermálnych premien; 9 — geofyzikálne vymedzený priebeh okrajov vulkanotektonických depresii; 10 — zlomy.

kovej mocnosti cca 300 m. Produkty mladšej aktivity *formácie Rohy* v podobe dômatických extrúzií, ložných telies a dajok sledujú jednak okrajové zlomové pásmo vulkanotektonických depresii, jednak tvoria izolované telesá vo vnútorných častiach depresii. Extruzívne telesá sú správanané akumuláciami hruboulomkovitých až hruboblokových brekcií.

Horniny uvedených formácií sú v rámci vulkanotektonických depresii prenikané intrúziami kremito-dioritových porfýrov až kremitých monzodioritov prevažne štokového typu, ktoré sú začlenené do *intruzívneho komplexu Kalinka* (V. KONEČNÝ et al. 1983). Výrazné usporiadanie intruzívnych telies v smere VVS-ZZJ indikuje pravdepodobne priebeh zlomového systému, ktorý prebieha vo fundamente vulkanotektonickej depresie Javoria. S intruzívnymi telesami je spätá široká škála hydrotermálnych premien, často s výrazným zonálnym rozložením a tiež telesá magmaticko-hydrotermálnych a hydrotermálno-explozívnych brekcií.

Mladší ekvivalent sukcesného radu pravdepodobne predstavujú malé izolované priekniky ryodacitových telies j. od obce Kalinka.

Vrchné časti stratovulkánu Javoria sú budované produktmi intermediárneho andezitového vulkanizmu *formácie Javoria*, tvorenej striedaním lávových prúdov a vulkanoklastických hornín. Stratovulkanický komplex tejto formácie spodno- až vrchnosarmatského veku do značnej miery prekrýva staršie formácie v oblasti stratovulkanického svahu. Uvedené produkty nie sú v bezprostrednom kontakte s intrúziami centrálnej vulkanickej zóny a nevykazujú teda postihnutie hydrotermálnymi premenami.

Hydrotermálne premeny a mineralizácia

Horniny centrálnej vulkanickej zóny sú na ploche cca 40 km² postihnuté hydrotermálnymi premenami rôznej intenzity. V priebehu geologicko-ložiskového výskumu bolo identifikovaných päť výrazných centier hydrotermálnej aktivity, ktoré v smere od Z k V označujeme ako Zaježová, Banisko (s ktorým je spojené známe ložisko rýdzej síry), Skalka, Podpolom a Stožok (obr. 2). Predpokladáme, že zdrojom celého súboru hydrotermálnych premien boli intrúzie kremito-dioritových porfýrov až kremitých monzodioritov, o čom svedčia úzke priestorové vzťahy premien k intrúziám a ich zonálne rozloženie.

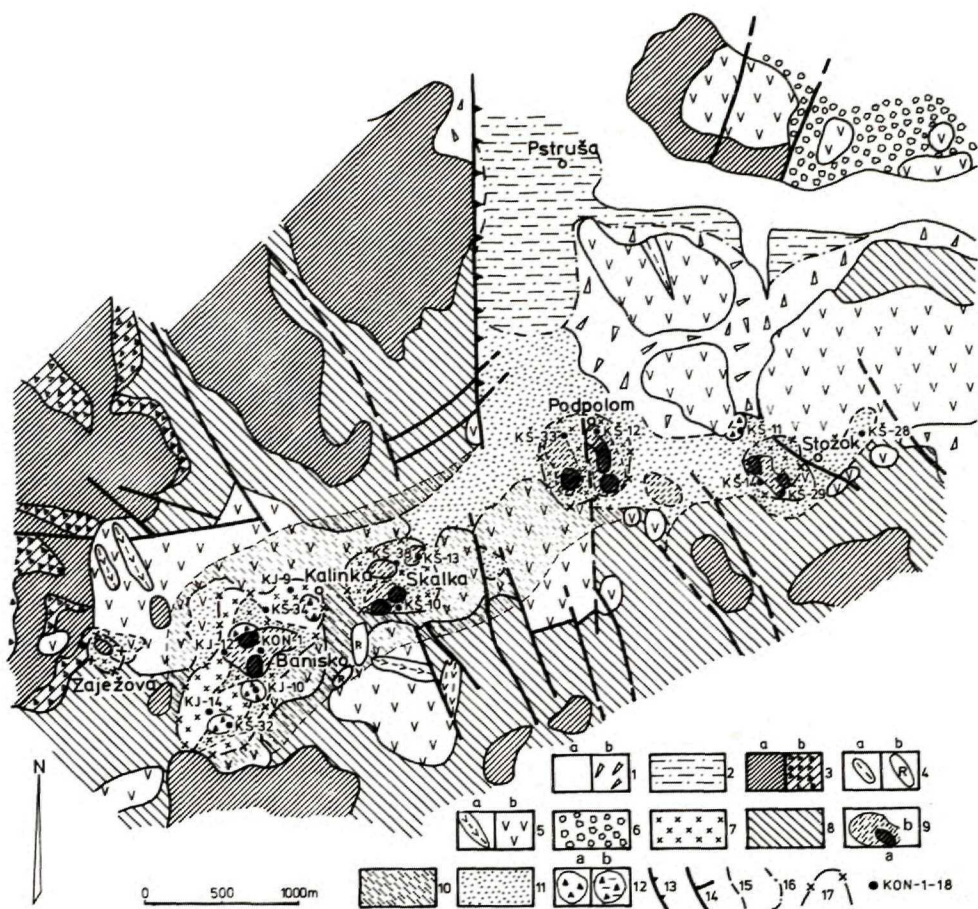
Hydrotermálne systémy, mineralizácia a nasledujúce premeny mali medeno-porfýrový charakter a boli vyvinuté v dvoch vývojových etapách:

a) staršia, vysokotermálna, ktorá podmienila vznik medeno-porfýrového systému a s ním spojenej draselno-silikátovej premeny (biotit, aktinolit, sericit),

b) mladšia, nízkotermálna, spojená s intenzívnou argilitizáciou, silicifikáciou a mineralizačnými indíciami (sfalerit, enargit, chalkopyrit, rýdza síra).

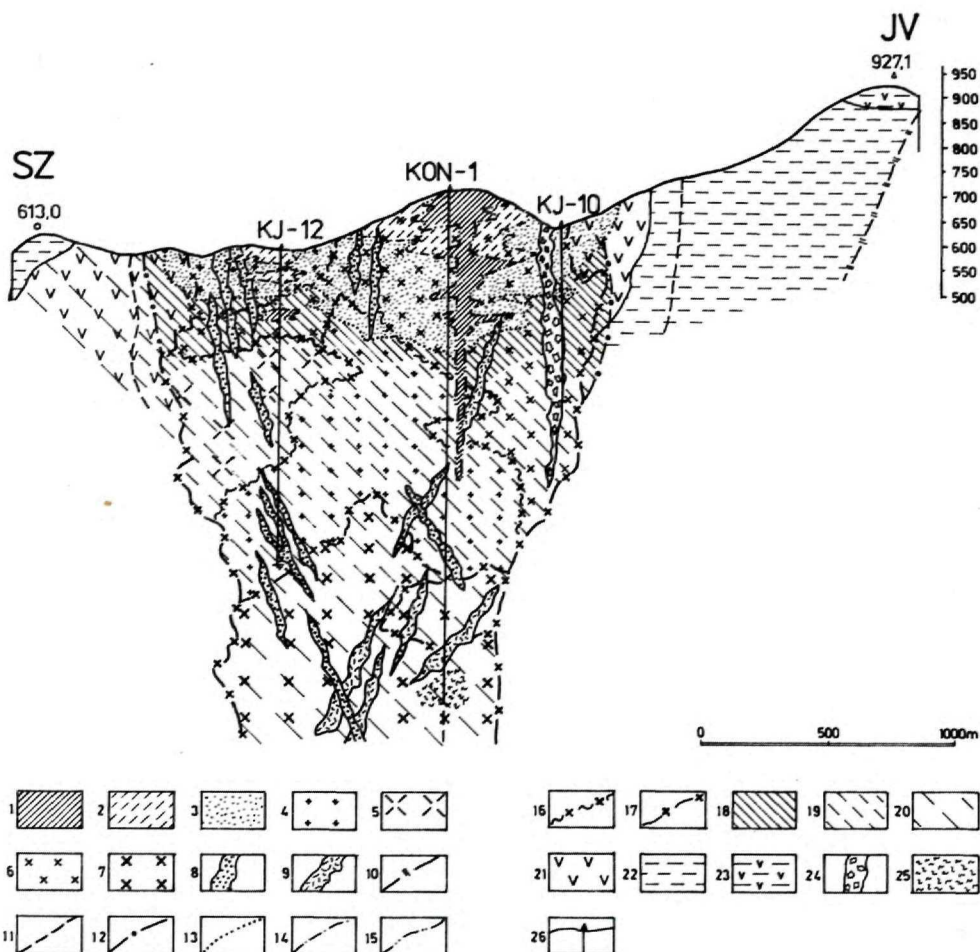
Staršia vysokotermálna etapa mineralizácie je priestorovo viazaná na intruzívne telesá, ktoré sú v okrajových a vrchných častiach postihnuté propylitizáciou, ktorá zasahuje na určitú vzdialenosť do okolitého prostredia s postupným vyznievaním. Vrchné časti intrúzií a ich okraje sú postihnuté biotitizáciou a aktinolitizáciou, v obmedzenom meradle je zistená tiež sericitizácia. V hlbších častiach intruzívneho komplexu vo vrte KON-1 boli zistené slabé indicie typického medenoporfýrového zrudnenia s chalkopyritom, pyrotínom, hematitom a magnetitom (V. KONEČNÝ—A. MIHALÍKOVÁ—L. ROJKOVIČOVÁ 1977), obr. 3.

Na túto vysokotemperatúrnú asociáciu je naložená mladšia asociácia nižšie teplotného charakteru, ktorá zodpovedá minerálom zóny silicifikácie a pokročilej argilitizá-



Obr. 2 Schéma stavby centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Javoria

1 — sedimenty kvartéru, a) aluviálne hlinito-piesčité sedimenty, b) deluviálne kamenito-hlinité sedimenty; 2 — pliocénne sedimenty Slatinskej kotliny; 3 — produkty formácie Javoria, a) lávové prúdy pyroxenických andezitov s amfibolom, b) vulkanoklastiká; 4-dajky, a) pyroxenický andezit, b) ryodacit; 5 — produkty formácie Rohy, a) dajky pyroxenicko-amfibolického andezitu, b) extrúzie pyroxenicko-amfibolických andezitov; 6 — hrubé až blokové brekcie pyroxenicko-amfibolických andezitov; 7 — intruzívny komplex Kalinka (štokové intrúzie kremito-dioritových porfýrov až kremitých monzodioritov); 8-produkty formácie Blýskavica (lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie bazaltoidných andezitov); 9 — kvarcitové telesá v oblasti hydrotermálnych centier, a) čisté sekundárne kvarcité, b) argilitizované sekundárne kvarcité; 10 — argilitizácia; 11 — propylitizácia; 12 — a) brekcie sírnych kvarcitov, b) povrchové uloženiny hydrotermálnych explózií (brekcie so železitým tmelom); 13 — zlomové obmedzenie vulkanotektonickej depresie; 14 — zlomy; 15 — neostré litologické rozhranie voči zóne argilizácie; 16 — predpokladaný rozsah pliocénnych sedimentov; 17 — predpokladané hranice intruzívnych telies; 18 vrty.



Obr. 3 Rez hydrotermálnym centrom Banisko

1 — sekundárne kvarcity; 2 — argilizované kvarcity; 3 — argility; 4 — kremitý diorit; 5 — dioritový porfýr; 6 — kremitý dioritový porfýr; 7 — kremitý monzodiorit; 8 — svetlý porfýr; 9 — bazické diferenciáty; 10 — hranica slabej propylitizácie; 11 — hranica strednej propylitizácie; 12 — hranica intenzívnej propylitizácie; 13 — hranica argilizácie; 14 — hranica argilizovaných kvarcitov; 15 — hranica sekundárnych kvarcitov; 16 — hranica intruzívnych fácií; 17 — vonkajšia hranica intruzívneho komplexu; 18 — intenzívna propylitizácia; 19 — stredná propylitizácia; 20 — slabá propylitizácia; 21 — pyroxenicko-amfibolický andezit, andezitový porfýr; 22 — pyroxenický andezit; 23 — pyroxenické andezity formácie Javoria; 24 — hydrotermálna explozívna breccia; 25 — porfýrové Cu^{\pm} Pb^{\pm} Zn^{\pm} zrudnenie; 26 — vrty.

cie, charakterizovanej prevahou ílových minerálov, ktorá prekryva prevažnú časť povrchového rozsahu uvedených intrúzií a prestupuje sčasti do okolitého prostredia.

V dnešnej dobe v oblasti hydrotermálnych centier vystupujú relikty sekundárnych kvarcitov, ktoré tvoria morfológicky exponované útvary. Silicifikované jadro, ktoré je v krajnom prípade predstavované takmer čistými silicitmi (monohydrokvarcit), je prstencovite obklopené zónami argilitizovaných kvarcitov až argilitov (obr. 2, 3).

Externe od zóny silicifikácie a argilitizácie je zóna propylitizácie, ktorá je charakteristická asociáciou chlorit, karbonát, zeolit, ku ktorým podľa intenzity premien pristupujú sericit a kremeň.

Vertikálny dosah argilitizácie a silicifikácie, overený početnými vrtmi, je 350—400 m, prevažne však zaniká v plytších úrovniach a je vystriedaný zónou propylitizácie, prípadne zónou vysokotermálnych premien typu biotitizácie a aktinolitizácie.

Mineralizačné procesy nevytvorili podstatnejšie rudné akumulácie. V zóne pokročilej argilitizácie spolu s rozsiahlou pyritizáciou, ktorá má v niektorých prípadoch charakter až masívnej pyritizácie, boli zistené len mineralogické indicie polymetalického zrudnenia. Z rudných minerálov boli opísané: sfalerit, chalkopyrit, galenit, molybdenit, arzenopyrit, antimonit, pyrit, pyrotín, enargit, rumelka, hauerit, alabandín. V sekundárnych kvarcitoch je často prítomná rýdza síra a zvýšený obsah Sn, Mo, Bi spolu s turmalínom a fluoritom.

Mineralizácia nemá ložiskový charakter, jediným doteraz známym ložiskovým výskytom je ložisko rydzej síry pri Kalinke.

Poznámky k mechanizmu hydrotermálnych explózií

V poslednom desaťročí nastal v riešení problematiky hydrotermálnych explózií značný pokrok, najmä vďaka sústredenému úsiliu početných bádateľov pri riešení otázok genézy zón brekciácie apikálnych častí intrúzií, v ktorých sú často ekonomicky významné akumulácie polymetalických a drahokovových rúd.

Klasifikáciu genetických typov brekcií s ohľadom na ich rudonosnosť v poslednom období predkladá R. H. SILLITOE (1985), ktorý rozlišuje:

- 1 — Magmaticko-hydrotermálne brekcie — porfýrový typ mineralizácie
- 2 — Hydromagmatické (hydrovulkanické brekcie)
 - a) freatické brekcie — epitermálny drahokovový (\pm polymetal.) typ mineralizácie, porfýrový typ, Kuroko typ ložísk
 - b) freatomagmatické brekcie—porfýrový typ a epitermálny drahokovový (\pm polymetal.) typ ložísk
- 3 — Magmatické (vulkanické) brekcie — porfýrový typ polymetalický a drahokovový typ ložísk
- 4 — Intrúzívne brekcie — akékoľvek typy mineralizácie späté s intrúziami
- 5 — Tektonické brekcie — akékoľvek typy mineralizácie.

V prípade kategórie magmaticko-hydrotermálnych brekcií (1) sú hlavným faktorom prchavé zložky (fluidná fáza), ktorých bezprostredným zdrojom je magmatické teleso, naproti tomu u kategórie hydromagmatických brekcií (inklúzívne hydrovulkanických brekcií) hlavnú úlohu pri vzniku vodných pár, ktoré vyvolávajú proces brekciácie, zohráva interakcia magmy (prípadne lávy) s externým zdrojom vody, ktorým je napr. podzemná voda, jazerná voda, oceánska voda a pod. Podľa úlohy magmatického zdroja v procese brekciácie je táto skupina rozdelená na: *freatomagmatické brekcie*, kde magma ako aj externá voda spolupôsobia pri vzniku explózií (brekcie obsahujú fragmenty juvenilnej lávy) a na *freatické brekcie*, kde len magmatické teplo spolu s externým

zdrojom vody podmieňuje vznik hydrotermálnych explózií (fragmenty v brekcií sú tvorené výlučne cudzorodým materiálom, fragmenty juvenilnej lávy nie sú prítomné).

Kategória magmatických (vulkanických) brekcií zahrnuje procesy fragmentácie v priebehu erupcie. Intruzívne brekcie sú späté s procesom intruzívneho prenikania pri umiestňovaní štokových, lakolitových, ložných, ako aj ďalších typov intrúzií. Tektonické brekcie sú produktom tektonických procesov, pri ktorých voda môže, ale aj nemusí hrať úlohu.

a) **Mechanizmus magmaticko-hydrotermálnych explózií** sprevádza výstup intruzívnych telies typu štokov a batolitov, ktoré sú umiestňované v plytkých krustálnych úrovniach. Telesá brekcií sú situované v rámci vrchných častí intruzív, resp. v ich bezprostrednom nadloží, prípadne pri ich okrajoch. Rozmery telies v horizontálnom smere sú udávané cca 50×300 m, ojedinele až 1300×900 m, vo vertikálnom smere sú sledované do hĺbky cca 900 m.

Väčšina autorov v poslednom období pripisuje pri vzniku brekcií u porfýrových systémov významnú úlohu náhlemu explozivnému uvoľneniu magmaticko-hydrotermálneho fluida z chladnúcich štokov.

Z doposiaľ navrhovaných mechanizmov vzniku je v poslednej dobe najviac prijímaný model, ktorý navrhol C. W. BURNHAM (1985). Po umiestnení na vodu bohatej magmy v plytkých krustálnych úrovniach dochádza v priebehu kryštalizácie k uvoľneniu prchavých zložiek (proces druhotného varu vodných pár „second boiling“ v zmysle vývojovej schémy H_2O bohatá magma + kryštály + prchavé zložky), čo spôsobuje jednak vzrast objemu telesa a uvoľnenie mechanickej energie, ktorá pôsobí frakturáciu okolitých hornín, jednak uvoľnenie prchavých zložiek. V dôsledku tohto procesu dochádza k náhlej dekompresii vylúčených prchavých zložiek, ako aj vody vo zvyškovej tavenine. To spôsobuje náhly a masový únik prchavých zložiek (mnohonásobne vyšší ako v prvej fáze), ktorý je sprevádzaný rozsiahlou frakturáciou a brekciáciou vrchných častí magmatického telesa, prípadne hornín v jeho nadloží.

S uvedeným typom brekcií je spájaný vznik hydrotermálnych medeno-porfýrových systémov a vysokotermálnych draselno-silikátových premien. Rudná mineralizácia porfýrového typu zaujíma voľné priestory brekcií, prípadne nahrádza cementujúcu zložku brekcií.

b) **Mechanizmus hydrotermálnych explózií** rozpracovali L. J. P. MUFFLER—D. E. WHITE—A. H. TRUESDELL (1971), J. A. NAIR—S. WIRADJIRADJA (1980). Zásadnú úlohu v tomto procese zohráva meteorická voda a jej kontakt s tepelným zdrojom. V zmysle klasifikácie R. H. SILLITOE (1985) je možné porovnať hydrotermálne explózie s kategóriou hydromagmatických (hydrovulkanických) brekcií. Hydrotermálne explózie sú v zmysle vyššie uvedených autorov rozčlenené na:

- hydrotermálne explózie s. s.
- hydrotermálne erupcie (gejzírové).

Hydrotermálne explózie vznikajú, keď plytko uložený hydrotermálny systém, viazaný na pukliny a póry hornín pri teplotách možno až $250^\circ C$, prechádza prudko do plynného skupenstva, podstatne zväčší svoj objem a vzniknutá energia prudko trhá okolité horninové prostredie. Potrebná tepelná energia pri hydrotermálnych explóziách je prinášaná z hĺbky cirkulujúcou horúcou vodou. Ide zrejme o hlboko cirkulujúce meteorické systémy, kde tepelná energia je získavaná z vysokých hodnôt tepelného gradientu v aktívnych vulkanických centrách.

V podzemných hydrotermálnych systémoch je potrebná oveľa väčšia teplota na prekonanie bodu varu v porovnaní s normálnym bodom varu. Zvýšením tlaku v hĺbkach sa zvyšuje aj bod varu. Vo vysoko teplotných vodných systémoch sú teploty kontrolované dvojfázovou hranicou medzi vodou

a parou. Takéto systémy sú prirodzene nestabilné, lebo menej teplá voda (hmotnejšia) je situovaná vo vodnom stĺpci nad teplejšou vodou s nižšou hustotou, ale s vyšším energetickým obsahom (D. E. WHITE 1967). Táto nestabilita spôsobuje prirodzené prúdenie, gejzírovú činnosť, alebo v krajnom prípade až hydrotermálnu explóziu. Výsledok je závislý od fyzikálnej charakteristiky systému (hĺbka, tvar, prierezy atď.).

Keď je podpovrchová permeabilita hydrotermálneho systému relatívne vysoká, nestabilita hydrotermálneho vodného stĺpca je vyvažovaná prirodzeným konvekčným prúdením, vrením vody na povrchu, alebo jednoduchým výtokom vôd na povrch bez sprievodnej explozívnej aktivity.

Vzhľadom na nestabilitu vysokotepeľného hydrotermálneho systému môže hocijaký náhly zásah do tohto systému spôsobiť „odpálenie“ hydrotermálnej explózie. Tieto zásahy môžu byť interného pôvodu, napr. zvýšenie tepelného toku do systému, zvýšenie tlaku utesnením permeability systému, alebo externé, spôsobené napr. náhlym poklesom barometrického tlaku, prípadne malou zemetrasnou vlnou, ktorá môže spôsobiť náhly pokles tlakového režimu v systéme.

Najbežnejší spôsob utesnenia hydrotermálneho systému je spôsobený produktmi hydrotermálneho alteračného procesu, napr. procesmi silicifikácie alebo argilitizácie, ktoré sú prirodzenou časťou hydrotermálnej aktivity. Tento proces „samoutesnenia“ systému je dlhodobý, z čoho môžeme dedukovať aj relatívne malú frekvenciu explozívnej aktivity. Pri utesnení systému podľa údajov L. J. P. MUFFLERA et al. (l. c.) sa môže tlak vody zvýšiť až o 30 % nad príslušný hydrostatický tlak v utesnenom systéme. Takýto pretlak je dostatočný pre vyvolanie hydrotermálnej explózie. Pozícia tohto typu brekcií v silicitoch a argilitoch je typická.

Hydrotermálne erupcie majú pôvod v tej istej nerovnováhe a následnej reťazovej reakcii ako hydrotermálne explózie. Rozdiel je v ich intenzite. Hydrotermálne explózie sú podstatne prudšie, prichádza k dezintegrácii horninového prostredia, fragmenty, úlomky až bloky môžu byť vyvrhované až do subaerického prostredia. Základný predpoklad explózie je v tom, aby tlakový režim hydrotermálneho systému prekonal hydrostatický i lithostatický tlak prostredia. Hydrotermálne explózie v porovnaní s gejzírovými erupciami potrebujú na „odpálenie“ oveľa vyššiu energiu. Hydrotermálne explózie nemajú takú vysokú periodickosť, ako gejzírové erupcie. Explózie sa môžu viackrát zopakovať v tých istých priestoroch, ale je potrebný dlhší čas na regeneráciu uvoľnenej energie.

Litologické charakteristiky hydrotermálno-explozívnych brekcií Javoria

Identifikácia telies hydrotermálnych brekcií vo vulkanických areáloch a dešifrovanie ich genetického typu má osobitný význam z hľadiska ich potenciálnej rudonosnosti, nakoľko niektoré typy brekcií sú štruktúrnymi pascami pre rudné akumulácie.

Pre klasifikáciu genetických typov hydrotermálno-explozívnych brekcií bol rozpracovaný rad kritérií, pričom sa zvažujú faktory, ako sú: bezprostredný účinok magmy na generovanie explozívnej energie (magmaticko-hydrotermálny typ brekcie), alebo či táto energia bola len sprostredkovaná v podobe tepelného toku v hydrotermálnych systémoch (hydrotermálne-explozívne brekcie). Ďalším kritériom je hĺbka, v ktorej dochádza k explozívnej dezintegrácii a jej vertikálny dosah, t. j. či explózia komunikovala s povrchom, alebo bola subterénna. Z početných publikácií vyplýva (R. H. SILLITOE 1985), že magmaticko-hydrotermálne brekcie, späté prevažne s intrúziami štokového typu, ktoré nedosahujú povrchu, sú charakteristické pre Cu porfýrové systémy, zatiaľ čo telesá s povrchovou komunikáciou (najčastejšie hydromagmatické a freatomagmatické typy brekcií) sa vyznačujú prevažne epitermálnym typom zrudnenia drahokovového typu.

Ďalšie kritériá poukazujú na litologický charakter brekcií, pričom je posudzovaná monomiktnosť, prípadne polymiktnosť materiálu, stupeň ich abrázie, rozmery, spôsob tmelenia a pod., čo umožňuje bližšie určiť genetický typ, ako aj mechanizmus a intenzitu explozívnej dezintegrácie. Typy textúr a stupeň abrázie umožňujú tiež posúdiť, či bol proces jednorazový alebo opakovaný, prípadne či sa v jeho závere uplatnili pohyby výstupného alebo zostupného charakteru.

Výsledný litologický typ brekcie je v nemalej miere podmienený aj stupňom hydrotermálnej alterácie a rudnej i nerudnej cementácie.

Pri zohľadnení uvedených hľadísk je možné v centrálnej zóne Javoria vymedziť dve hlavné kategórie brekcií:

- magmaticko-hydrotermálne brekcie,
- hydrotermálno-explozívne brekcie (hydromagmatické v zmysle R. H. SILLITOA 1985).

Magmaticko-hydrotermálne brekcie

Priestorovo a geneticky sú späté so štokovými intrúziami dioritových a kremito-dioritových porfýrov až kremitých monzodioritov. Z priestorového rozloženia (obr. 2) je zrejماً väzba týchto intrúzií na zlomový systém smeru VSV-ZJZ, pravdepodobne hlbokého založenia. Uvedený systém bol po výstupe intrúzií v neskoršom období využitý tiež pre výstup termálnej energie, ktorá podmienila vývoj hydrotermálnych systémov, s ktorými boli späté procesy hydrotermálnych explózií a vznik hydrotermálne explozívnych brekcií.

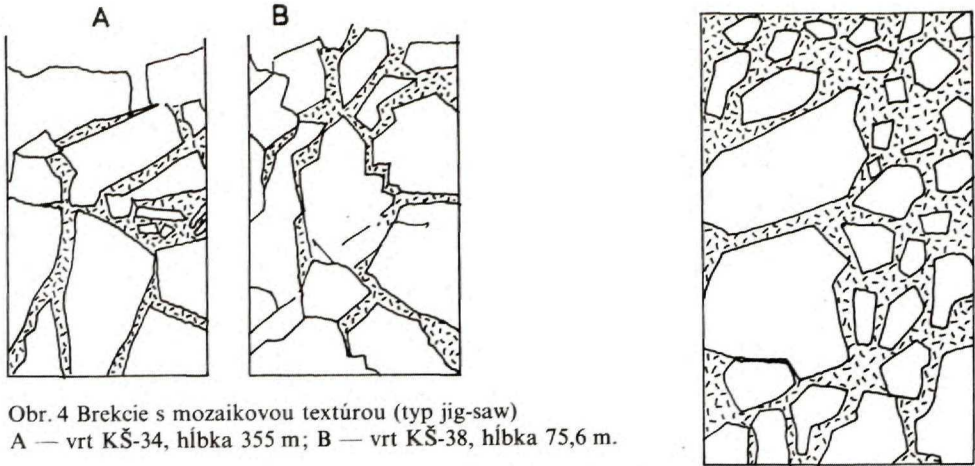
Magmaticko-hydrotermálne brekcie sú zistené početnými vrtnými prácami vo vrchných a okrajových častiach intrúzií v oblasti hydrotermálneho centra Skalka, Banisko a Podpolom. Vrty overujú pásma brekcií so šírkou od niekoľko m do 50 m—80 m, pričom v jednom vrtnom profile dochádza k niekoľkonásobnému vystriedaniu brekcií a masívnych nebrekciovatých úsekov. Z vrtných prác vyplýva, že zóny brekciácie sa vyznačujú zložitým priebehom a premenlivými úklonmi. Hĺbkový dosah brekciácie je podľa vrtných prác do cca 1400—1600 m pod súčasným erozívnym povrchom.

Variabilnosť litologického charakteru brekcií odráža rozdielnosť procesov ich formovania. V rámci brekcií rozlišujeme nasledujúce litologické typy:

a) *Brekcie s mozaikovou textúrou* (typ jig-saw) predstavujú dezintegrovanú horninu podľa hustej siete fraktúr do mozaikovej textúry, pričom obmedzenie fragmentov, ktoré je výrazne angulárne, zachováva zhruba priebeh pôvodných fraktúr (obr. 4A, B). Brekcia predstavuje v podstate iniciálne štádium dezintegrácie, pri ktorej nedošlo k markantnejšiemu priestorovému premiestneniu fragmentovaného materiálu. Matrix, ktorá tvorí výplň medzi fragmentmi (prípadne je zastúpená len sporadicky), je detritickej povahy a vyznačuje sa spravidla vyšším stupňom hydrotermálnej premeny. Jej obsah varíruje od 0 do 25 % celkového objemu. Brekcie popisovaného typu sa vyznačujú výrazne monomiktným charakterom, fragmentovaný materiál je identický s okolitou horninou.

V niektorých prípadoch sú okraje fragmentov lemované zónou draselných živcov a kremeňa v šírke cca 4—6 mm, pričom na vonkajšej strane tohto lemu je sekundárny biotit, ktorý prípadne tvorí hniezdovité výplne zvyšných priestorov (vrt KŠ-34, hl. 355—361 m).

Brekcie uvedeného typu sú identifikované v oblasti hydrotermálneho centra Skalka (vrt KŠ-38, úsek 75,5—102,5 m, vrt KJ-13, úsek 87—130 m), hydrotermálneho centra Banisko (vrt KŠ-34, úsek 257—273 m, 316—327 m, 355—361 m, vrt KJ-9, úsek 27,0—46,7 m, 74—79 m, vrt KON-1, úsek



Obr. 4 Breccie s mozaikovou textúrou (typ jig-saw)
 A — vrt KŠ-34, hĺbka 355 m; B — vrt KŠ-38, hĺbka 75,6 m.

Obr. 5 Breccie s chaotickou orientáciou fragmentov

236—287 m, 331—368 m). Nižšie, až do ukončenia vrtu KON-1 v hĺbke 2020 m, pokračuje striedanie úsekov preniknutých hustou sieťou fraktúr so strmým priebehom a úsekov masívnej intruzívnej horniny. V nižšej časti vrtu od hĺbky cca 900 m do konečnej hĺbky vrtu je na sieť trhlín viazaná polymetalická mineralizácia porfýrového typu v indických obsahoch.

Breccie mozaikového typu sú ďalej evidované v oblasti hydrotermálneho centra Podpolom vo vrte KŠ-33, ktorý bol situovaný pri okraji intruzívneho štoku kremitého monzodioritového porfýru, ktorý v hlbšej časti prešiel do kremitého monzodioritu. Brekciovitě textúry sa vyskytujú v rámci širokého intervalu od 455 do 1004 m v niekoľkých pásmach. Fragmentsy sú výrazne angulárne, zhruba zachovávajú orientáciu pôvodných fraktúr, tvoria 70 % a viac celkového objemu. V detritickom tmele je prítomný pyrit, lokálne rýdza síra (úsek 455,5—478,2 m), v úseku 641,8—662,0 m pristupuje spekularit a sadrovec. Pyrit v úseku 720,2—739,5 m nadobúda až masívny charakter; okrem neho je prítomný anhydrit. V úseku 905—1004 m je ojedinele zistená prítomnosť úlomkov podložia (biotitové ruly), v matrix je v hojnej miere prítomný anhydrit, menej pyrit a dolomit.

V spodnej časti vrtu v úseku 1375—1379 m je overená brekciová zóna, kde v matrixe okrem pyritu, kremeňa a zeolitov je zistená nevýrazná mineralizácia polymetalického typu.

b) *Breccie s chaotickou orientáciou fragmentov* (a nižším obsahom detritickej matrix) predstavujú samostatné telesá, častejšie však úseky v rámci brekcií s mozaikovou textúrou (typ jig-saw). V dôsledku pohybu sú fragmenty vytrhnuté z pôvodnej pozície, dostávajú sa do rotácie, čím strácajú pôvodnú orientáciu v smere plôch odlučnosti a nadobúdajú chaotickú orientáciu (obr. 5). Úlomkovitý materiál v dôsledku mechanickej abrázie stráca výrazne angulárny charakter, pričom objem detritickej zrnitej matrix výrazne narastá na 20—30 % celkového objemu.

Matrix voči fragmentom sa opäť vyznačuje vyšším stupňom hydrotermálnej alterácie, prípadne je preniknutá sieťou žiliek karbonátov, anhydritu a kremeňa a je v rôznom stupni impregnovaná pyritom. Okrem prípadov, keď matrix predstavuje kompletnú výplň medzi fragmentmi, je pozorovaná aj neúplná cementácia, prípadne je matrix lokálne zastúpená karbonátovou alebo karbonátovo-anhydritovou výplňou (spodné úseky vrtu KJ-10).

Fragmentovaný materiál je v prevahe monomiktný, v podradnom zastúpení sú fragmenty odlišného litologického charakteru.

c) *Breccie s prevahou detritickej matrix (rock flour breccia)* predstavujú opačný člen

litologickej škály vzhľadom na predchádzajúci typ. Matrix prevažne jemnozrnného charakteru vysoko prevláda (70—80 %) nad klastickým materiálom, ktorý má spravidla vyšší stupeň opracovanosti.

Uvedený litologický typ je možné demonštrovať na časti profilu vrtu KJ-10, v úseku 80—180 m (obr. 6a, b, c). Z dôvodov ďalšej diskusie o podmienkach vzniku tohto typu brekcie komentujeme celý profil vrtu.

V spodnej časti vrtného profilu (úsek 180—300 m) je hruboulomkovitá až bloková brekcia, tvorená fragmentmi veľkosťou 5—25 cm, ojedinele bloky do 0,5—1,5 m až 3 m, ktoré sú koncentrované hlavne v nižších úrovniach (interval 220—300 m). Fragmenty sú subangulárne, ojedinele sú prítomné bloky výrazne zaoblené (obr. 6a). Petrograficky je materiál polymiktný, prevládajú úlomky dioritového porfýru, podradné sú úlomky pyroxenického andezitu a amfibol-pyroxenického andezitu s rôznym stupňom propylitizácie, argilitizácie a prekremenenia. Sporadicky sú prítomné tiež úlomky sekundárnych kvarcitov s páskovanou textúrou (obr. 6a).

Matrix je zrnitá, detritická (spravidla tmavozelených odtieňov), intenzívnejšie chloritizovaná, sčasti argilitizovaná (pyrofyilit, kaolinit, sericit) a sčasti prekremenená. Vo výplni puklín a drobných dutín je kalcit a anhydrit.

Niektoré veľké bloky prejavujú známky tlakového stresu (obr. 6b), sú preniknuté fraktúrami, podľa ktorých dochádza k pohybu, pričom odlúčené úlomky v priľahlých častiach k fraktúram sú rotované a drvené za vzniku detritu, ktorý tvorí výplň pukliny.

V strednej časti vrtného profilu (úsek 80—180 m) prevláda detritická matrix prevažne jemnozrnného charakteru, ktorá predstavuje cca 70—90 % celkového objemu. Klastický materiál, ktorý tvorí podradnú zložku, je prevažne drobný (1—3 cm, sporadicky do 5 cm), s výrazným zaoblením (obr. 6c).

Klastický materiál je výrazne polymiktný, sú prítomné fragmenty dioritového porfýru, andezitov rôznych farebných odtieňov a rôzneho stupňa silicifikácie a argilitizácie.

Detritická matrix je intenzívne premenená, propylitizovaná, argilitizovaná, lokálne silicifikovaná a silne rozpadavá. V tejto jemnozrnnnej mase polymiktného charakteru sa separujú drobné fragmenty, silne zaoblené, rôznych farebných odtieňov a stupňa silicifikácie. Uvedený úsek profilu reprezentuje diskutovaný litologický typ (rock-flour breccia).

Vo vrchnej časti profilu v podloží argilitov a hĺn je v intervale 12,5—80 m masívny propylitizovaný dioritový porfýr s náznakmi brekciácie v spodnom úseku. Na puklinách sú povlaky rýdzej síry.

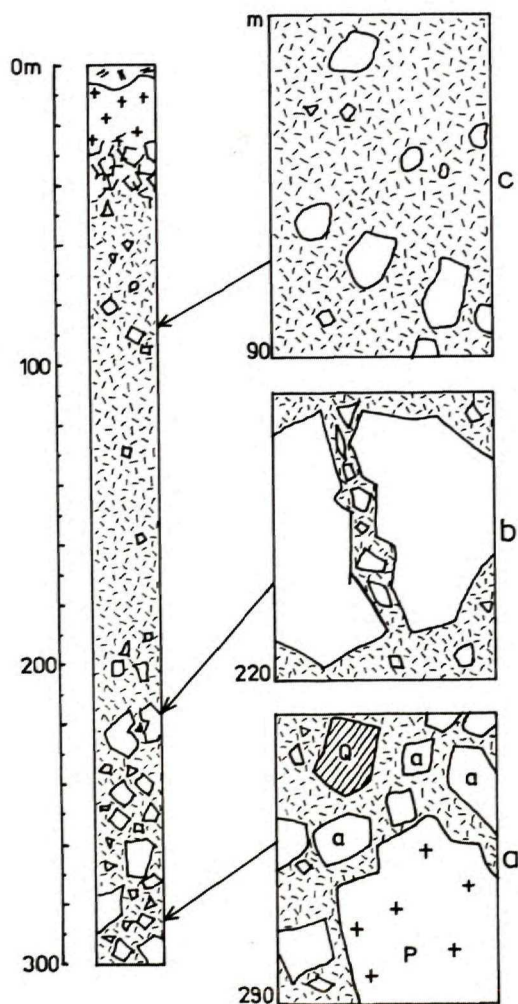
Poznámky ku genéze: a) brekcie s mozaikovou textúrou. Pre vysvetlenie procesu brekciácie (hlavne u typu a) je možné aplikovať model C. W. BURNHAMA (1985), v zmysle ktorého je hornina trieštená v dôsledku expanzie prchavých zložiek (hlavne vodných pár), uvoľnených procesom „sekundárneho varu vodných pár“ v priebehu kryštalizácie magmy. V dôsledku tejto expanzie, ako aj expanzie samotného objemu kryštalizujúceho telesa, dochádza k roztriešteniu solidifikovaných častí podľa hustej siete fraktúr. Po úniku plynnej fázy odlúčené fragmenty klesajú zhruba do pôvodnej pozície za vzniku mozaikovej textúry typu „jig-saw“. Prechod plynnej fázy cez solidifikovanú časť intrúzie podmieňuje okrem trieštenia aj alteráciu okrajových častí fragmentov, ako aj vzniknutej detritickej matrix, ktorá tvorí výplň medzi odlúčenými fragmentmi. Prítomnosť lemov tvorených draselným živcom, kremeňom a biotitom na okraji fragmentov poukazuje na zvýšený obsah K a Si zložky transportovanej prostredníctvom fluidnej fázy. S touto ranou, pomerne vysokoteplotnou fázou, spájame tiež vznik slabej porfýrovej mineralizácie vo vrte KON-1 (oblasť hydrotermálneho centra Banisko), ktorá tvorí výplň drobných až vlasových trhlín, prestupujúcich intrúziou kremitého monzodioritu v intervale 900—2020 m. Nasledujúca nižšia teplotná fáza vyvolala hydrotermálne alterácie detritickej matrix a okrajov fragmentov za vzniku asociácie ílových minerálov, žiliek karbonátov, anhydritu a impregnácie pyritu.

V prípade litologického typu b) brekcie s chaotickou orientáciou fragmentov došlo účinkom tlaku fluidnej fázy k vytrhnutiu fragmentov z ich pôvodnej pozície a k premiestneniu celej fragmentovanej masy na určitú vzdialenosť v smere k povrchu. Bezprostred-

ným účinkom tohto pohybu je vzrast objemu detritickej matrix, ako aj zníženie angularity v dôsledku mechanickej abrázie. Podobne polymiktnosť materiálu je výsledkom mobilizácie úlomkov zo stien kanálu, cez ktorý sa výstup úlomkovitého materiálu v smere k povrchu uskutočnil.

Litologický typ c) brekcie s prevahou detritickej matrix zodpovedá extrémnej intenzite pohybu klastického materiálu k povrchu. Z vrtného profilu vrtu KJ-10 (obr. 6a, b, c) je zrejماً výrazná separácia materiálu podľa granulometrie; v spodnej časti je koncentrovaný hruboúlomkovitý až hruboblokový materiál, vyššie je znižovanie rozmerov a prevládanie drobno- až jemnodetritickeho materiálu. Pozorované skutočnosti môžu byť objasnené procesom fluidizácie.

Fluidizáciu, pôvodne známu u priemyselných technológií, aplikovali do oblasti geologických javov D. L. REYNOLDS (1954), V. LORENZ et al. 1970 a v poslednej dobe pre procesy formovania komínových brekcií ju rozpracoval M. E. MCCALLUM (1985).



Obr. 6 Litologický profil vrtu KJ-10
Brekcie s prevahou detritickej matrix s fragmentmi: a — andezit propylitizovaný, p — dioritový porfýr propylitizovaný, Q — sekundárny kvarcit.

Fluidizácia je definovaná ako stav, kedy rýchlosť fluidnej fázy prúdiacej v smere nahor (kvapalnej alebo plynnej) cez agregát častíc je dostatočná na prekonanie ich gravitačnej sily a ich udržanie v suspenzii. Pri aplikácii na geologické fenomény K. H. WOHLTZ—M. F. SHERIDAN (1983) uvádzajú, že fluidizovaný systém môže byť definovaný ako „zmes častíc (pevných alebo likvidných), suspendovaných v smere nahor migrujúcej fluidnej fázy (kvapalnej alebo plynnej), kde sila trenia medzi fluidom a časticami a v rámci celej masy je taká, že masa sa vcelku chová ako fluidum“.

Z experimentálnych prác, ktorými modeloval M. E. MCCALLUM (1985) situácie pri formovaní komínových brekcií vyplýva, že proces fluidizácie môže objasniť opracovanosť materiálu, ako aj jeho granulometrickú selekciu, pozorovanú v rámci komínových brekcií.

Aplikáciou procesu fluidizácie je možné objasniť rad charakteristík pozorovaných v profile vrtu KJ-10.

Fragmentovaný materiál, ktorý bol transportovaný k povrchu vo fluidizovanej mase (tvorenej pevnými, kvapalnými a plynými zložkami), podliehal abrázii, na čo poukazuje vysoký stupeň opracovanosti a granulometrická selekcia materiálu. Pozorované litologicko-texturálne charakteristiky svedčia o vzniku cyklického pohybu, ktorého výsledkom bola akumulácia rozmernejších blokov v spodnejšej časti a separácia jemnozrnnejšej masy vo vyššej úrovni. O značnej energii transportu a vysokých tlakoch vo fluidizovanej mase svedčí prítomnosť blokov nad 0,8 m, ako aj textúry trieštenia a drvenia odlúčených fragmentov v smere fraktúry v priebehu pohybu (obr. 6b).

Prítomnosť úlomkov sekundárnych kvarcitov s páskovanou textúrou poukazuje na skutočnosť, že popisovaný systém dospel pravdepodobne do štádia hydrotermálnych explózií, kedy došlo k zatesňovaciemu efektu vyšších častí systému (úlomky silicitov pochádzajú pravdepodobne z výplne výstupových ciest, ktorá bola po vzraste tlaku fluidnej fázy explozívne roztrieštená).

Skutočnosť, či explózia dosiahla povrch, nie je možné jednoznačne dokázať, hoci je táto pravdepodobnosť značná, vzhľadom na povahu systému. Vo vrchnej časti vrtného profilu je overená masívna hornina dioritového porfýru, ktorý je v spodnej časti intenzívne trieštený a hydrotermálne premenený. V prípade, že výstupová cesta (explozívny kanál) bola uklonená, profil vrtu ju nemusel overiť; druhou alternatívou je, že vo vrchnej časti vrtného profilu ide o zaklesnuté bloky dioritového porfýru do uvoľneného priestoru po explózii.

V nasledujúcej etape po explozívnej aktivite bol fragmentovaný materiál v explozívnom kanále prestupovaný hydrotermami za vzniku asociácie kremeň, alunit, sadrovec, ktoré tvoria výplne dutín a drobných puklín a lokálne došlo ku vzniku pyritovej impregnácie. Pri interakcii hydroterm s horninami vznikala asociácia ílových minerálov. Nakoľko táto najmladšia výplň sekundárnych minerálov nepodľahla ďalšiemu triešteniu, predstavuje definitívny záver aktivity tohto systému.

Hydrotermálne explozívne brekcie (hydromagmatické brekcie)

Po výstupe intruzívnych telies v oblasti centrálnej vulkanickej zóny Javoria pretrvávajú prejavy hydrotermálnej aktivity, ktoré priestorovo koincidujú s rozsahom intrúzií. Výsledkom tejto aktivity sú pásma hydrotermálne premenených hornín vo fácií intenzívnej argilitizácie, charakterizované asociáciou ílových minerálov a kremeňa.

V rámci zón argilitizovaných hornín vystupujú telesá sekundárnych kvarcitov s brekciovitou textúrou s pomerne malým plošným rozšírením a vertikálnym priebehom, ktorý

je potvrdený vrtni do hĺbky 300—350 m. Tieto telesá považujeme za povrchové východy hydrotermálnych systémov a začleňujeme ich do kategórie **hydrotermálnych explozívnych brekcií** v zmysle L. J. P. MUFFLERA et al. (1971), čo zodpovedá tiež hydrotermálnym eruptívnym brekciám v zmysle E. F. LLOYDA (1959) a hydroexplóziám podľa M. F. SHERIDANA—K. H. WOHLTZA (1983) a R. H. SILLITOA (1985) kategórii hydromagmatických brekcií podtypu freatických brekcií.

Epitermálne brekcie uvedeného typu, ktoré sú produktom explózií v dôsledku interakcie meteorických vôd a tepelného toku (zo zdroja magmatického alebo vulkanického pôvodu), sú známe v súčasnej dobe z oblastí Islandu, Spojených štátov, Nového Zélandu a ďalších oblastí. Brekciácia prebieha v plytkej úrovni v geotermálnom systéme a po prerazení zemského povrchu vznikajú malé krátery, obklopené explodovaným úlomkovitým materiálom.

V centrálnej zóne Javoria je možné identifikovať nasledujúce typy hydrotermálnych explozívnych brekcií:

a) *Brekcie sekundárnych kvarcitov* (úlomky silicitov sú tmelené mladším silicitom — typ Podpolom). Telesá sekundárnych kvarcitov v dôsledku ich vyššej odolnosti voči erózií vystupujú v oblasti hydrotermálnych centier v prostredí hydrotermálne premenných hornín ako výrazné morfológické útvary v reliéfe terénu. Prierez je izometrický až nepravidelne eliptický, prípadne výraznejšie orientovaný v jednom smere s rozmermi cca 100 × 150 m až 250 × 300 m. Vertikálny dosah, overený vrtni, je 300—350 m od povrchu.

Vnútorne časti telies sú tvorené prevažne silicitmi s vysokým obsahom SiO₂ (nad 90 %), označovaných tiež ako monokvarcity. Na periférii týchto telies je zóna argilitizovaných kvarcitov (SiO₂ nad 50 a do 90 %), ktorá na vonkajšej strane prechádza do zóny argilitizácie.

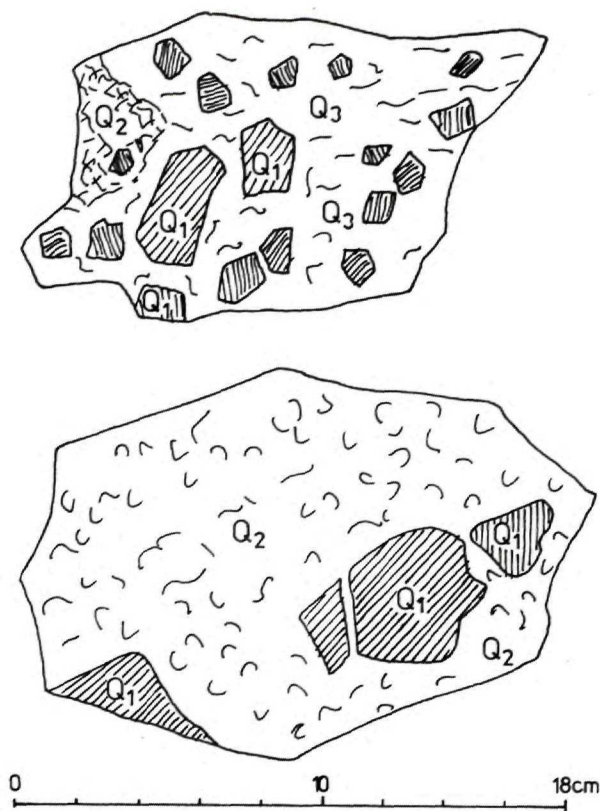
Sekundárne kvarcity sa vyznačujú pestrou asociáciou sekundárnych minerálov. Okrem kremeňa v zóne silicifikácie a argilitizácie (medzi ktorými sú pozvoľné prechody) sú identifikované: diaspór, pyrofylit, kaolinit, dikkít, illit, montmorillonit, alunit, pyrit, v menšom zastúpení je adulár, rutíl, topás, zunyt, sadrovec (M. MARKOVÁ—J. ŠTOHL 1978, E. ŽÁKOVÁ 1982). Rýdza síra je lokalizovaná prevažne na kvarcitovú fáciu, vyplňa póry a malé dutiny. Kvarcity so sírou označujeme ako sírne kvarcity.

Klastické textúry u silicitových telies boli v minulosti považované za reličky vulkanosedimentárnych hornín, prípadne za produkty lámania staršej sintrovej kôry, opätovne tmelené mladším silicitom (M. MARKOVÁ—J. ŠTOHL 1978).

Novšie údaje, získané z vrtných prác a geologického mapovania, umožnili nový pohľad na ich genézu. Klastické textúry a procesy brekciácie sú pozorované na lokalite Podpolom. Lomová stena predstavuje prierez cez pásno silicitov s textúrami brekciácie do zóny argilitizovaných kvarcitov až argilitov, vyznačujúcich sa masívnou až nezreteľne vrstevnatou textúrou, prípadne argility tvoria výplne priestorov v argilitizovaných kvarcitech. V rámci zóny silicitov je možné pozorovať klastické textúry, tvorené úlomkami silicitov (spravidla tmavšej farby), ktoré varujú v prevahe od 3—5 cm do 15 cm, podradné sú bloky do 15 cm. Obmedzenie je prevažne angulárne, často so znakmi trieštenia na drobnejšie ostrohranné úlomky, menej sú prítomné subangulárne úlomky a ojedinele zaoblené až subsférické (obr. 7). Matrix je silicitovej povahy, spravidla svetlejšieho odtieňa. Silicit tvorí tiež výplne drobných puklín vo fragmentoch.

Pomer klastického materiálu a silicitovej matrix silne varuje, v krajnom prípade klastický materiál predstavuje 60—80 %, v opačnom prípade ide o izolované, ojedinelé fragmenty, pohltené v silicitovej matrix.

Mikroskopicky sú tmavšie úlomky silicitov tvorené jemnozrnným agregátom, allotriomorfné obmedzených zrn kremeňa do 0,03 mm. Zhluky Fe oxidov pseudomorfujú porfýrické výrastlice



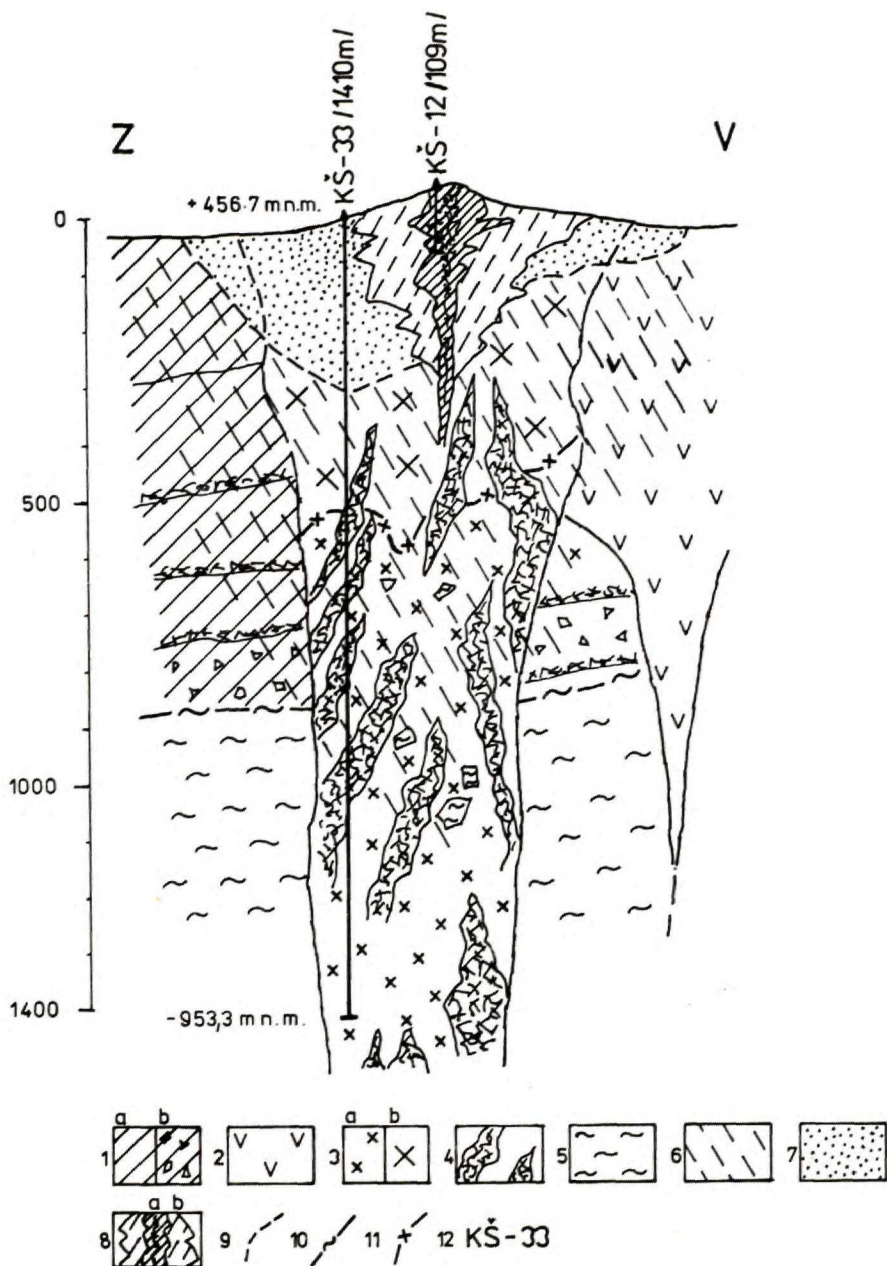
Obr. 7 Breccie sekundárných kvarcitov na lokalite Podpolom. Úlomky silicítov (Q_1) a silicítových breccií (Q_2) sú tmelené mladšími silicítmí (Q_3).

tmavých minerálov (amfibol?). Silicitová matrix je tvorená agregátmi zrn kremeňa s allotriomorfným obmedzením hrubozrnnejšieho charakteru (zrná do 0,05—0,07 mm). Allotriomorfné zrná kremeňa tvoria tiež výplň drobných žiliek, ktoré prenikajú cez fragmenty starších silicítov.

Vertikálne pokračovanie telesa sekundárných kvarcitov na lokalite Podpolom je overené vrtom KŠ-12 do konečnej hĺbky vrtu 109 m. Vo vrtovom profile sa striedajú silicity s brekciovitou, lokálne s masívnou textúrou (kremeň tvorí 80 %, zvyšok kaolinit, montmorillonit, akcesorický rutil, pyrit), s úsekmi zvýšenej argilitizácie, kde obsah kaolinitu dosahuje 67—70 %, (obr. 8).

Teleso sekundárných kvarcitov s brekciovitou textúrou, ako aj príslušné pásmo argilitizovaných kvarcitov, je prenikané systémom fraktúr s vertikálnym priebehom. Výplň fraktúr je tvorená drťou drobných až väčších úlomkov kvarcitu, ktoré sú tmelené tmavohnedou až tmavočervenou limonit-göthitovou a silicifikovanou matrix. Systém fraktúr s uvedenou výplňou je evidovaný vo vrtu KŠ-12 do jeho konečnej hĺbky 109 m.

Genéza popisovaných fraktúr predstavovala zrejme otvorený systém pre prenikanie vadóznych vôd bohatých na Fe oxidy a jeho vznik spadá do obdobia po vzniku výplne hydrotermálneho systému.



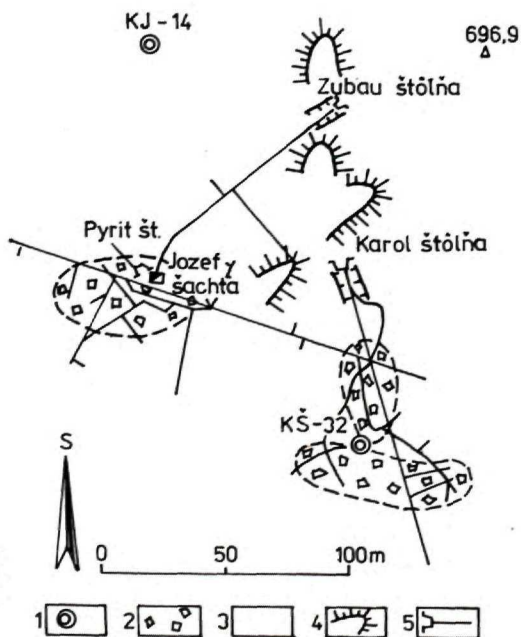
Obr. 8 Rez fosílnym hydrotermálnym centrom Stožok

1 — komplex pyroxenických a amfibol-pyroxenických andezitov, a) lávové prúdy, b) vulkanoklastické horniny, 2 — extrúzie pyroxenicko-amfibolických andezitov, 3 — štoková intrúzia, a) porfýrický kremitý monzodiorit, b) kremitý monzodioritový porfýr, 4 — pásma brekciácie, 5 — predpokladané podložie, tvorené veporidným kryštalnikom, 6 — propylitizácia, 7 — argilitizácia, 8 — telesá sekundárnych kvarcítov, a) čisté kvarcítov, b) argilitizované kvarcítov, 9 — predpokladaná hranica argilitizácie, 10 — predpokladaná hranica podložia, 11 — hranice intruzívnych facií, 12 — vrt.

b) *Brekcie sírnych kvarcitov* (typ Kalinka — sírna baňa) predstavujú litologicko-genetický typ hydrotermálnych brekcií, ktorý je tvorený úlomkovitým materiálom sekundárnych kvarcitov s výraznými impregnáciami rýdzej síry. Reprezentantom tohto typu je v minulosti exploatované ložisko rýdzej síry pri obci Kalinka. Ložisko je situované v rámci hydrotermálneho centra Banisko, v jeho jz. časti (obr. 2), v prostredí intruzívneho komplexu. Ložisko reprezentuje niekoľko telies hydrotermálnych explozivných brekcií, ktoré prerážajú cez intruzívny komplex dioritového porfýru.

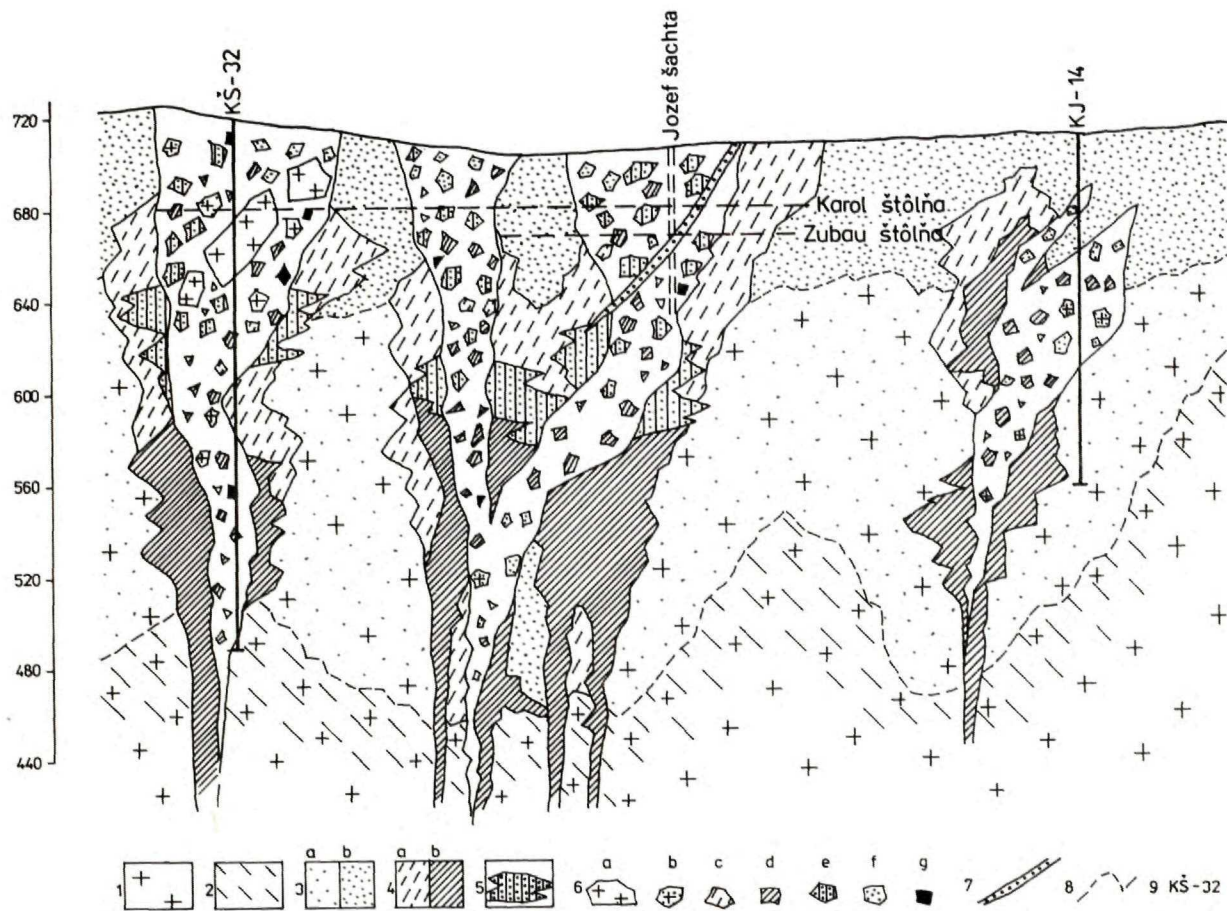
Vzhľadom na skutočnosť, že v súčasnej dobe banské práce na tomto ložisku nie sú prístupné, v stručnosti uvedieme niektoré poznatky starších geológov, získané v priebehu jeho exploatácie, ktoré sú cenné najmä z hľadiska pochopenia niektorých aspektov jeho genézy.

Sírna baňa bola otvorená v polovici minulého storočia, najintenzívnejšia banská prevádzka bola v rokoch 1842—1862, kedy sa vyrobilo cca 300 ton síry. Banské práce prenikli do hĺbky asi 70 m, boli otvorené na troch horizontoch a dedičnou štôľňou Zubau, (obr. 9). V centre ťažby bola vyrazená šachta Jozef. Podľa rozsahu banských prác vyplýva, že boli nafaňané len dve časti bohatšie na síru, a to v oblasti štôľne Karol a v priestore šachty Jozef, (obr. 10). V starých archívnych správach nemáme ucelený popis o tvare a formách vystupovania telies s rýdzou sírou. Pri jej hlavných výskytoch sa uvádza, že sú viazané na hydrotermálny (porézny) kremeň gufovitého tvaru, uložený v tufitovom materiáli, ktorý je prevažne „hlinistý“. Na prvom hĺbkovom obvode bola otvorená bohatšia hydrokvarcizovaná šošovka s priemerom až 11 m a výškou 5,4 m (A. BERGFEST 1952). Okrem rýdzej síry bol v banských priestoroch popísaný sadrovec, hauerit a je spomínaný aj realgar. Ucelenejší pohľad o type, tvare a uložení sírnej substancie poskytujú výsledky geologických prieskumných prác, realizovaných na lokalite začiatkom päťdesiatych rokov. J. KLUBERT (1955) charakterizuje sírne výskyty v oblasti štôľne Karol (obr. 11) nasledovne: „Horninové prostredie je tvorené komplexom tufového materiálu s vložkami andezitov a porézneho kemitého materiálu veľkosti hrachu, sopečných bômb až balvanov. Rýdza síra je viazaná na porézne kemité bloky bielej



Obr. 9 Banské práce v Kalinke

1 — vrty, 2 — brekcie s maximálnym výskytom rýdzej síry, 3 — intenzívne premenené dioritové porfýry až diority, 4 — haldy, 5 — štôľne.



Obr. 10 Rez sŕnym ložískom Kalinka

1 — dioritový porfýr, 2 — propylitizácia, 3 — argilitizácia, a) málo intenzívna, b) intenzívna, 4 — sekundárne kvarcity, a) argilitizované, b) čisté, 5 — ŕsne kvarcity (primárne akumulácie), 6 — telesá hydrotermálne-explozívnych brekcií s argilitizovanou matrix a s fragmentmi a) propylitizovaného dioritového porfýru, b) argilitizovaného dioritového porfýru, c) argilitizovaných kvarcitov, d) čistých kvarcitov, e) ŕsnych kvarcitov, f) argilitov, g) plastických ilov (dickit), 7 — pyritová žila, 8 — neoŕstré rozhranie, 9 — vrt.

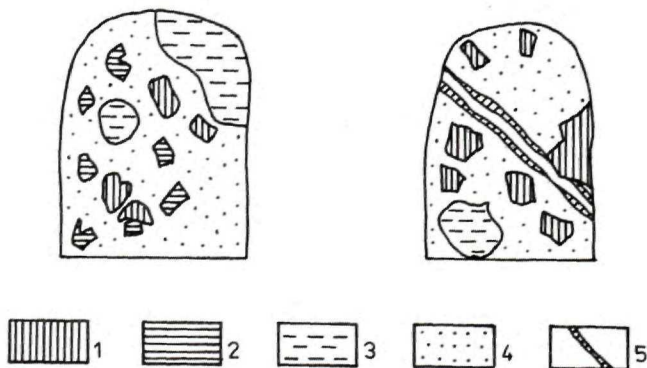
farby. Sira v nich vyplňa dutinky, póry a puklinky. Impregnácie sú jemné a tvoria až masívny vzhľad. Zriedkavejšie sa možno vo forme fragmentov stretnúť aj s temer čistou sírou. Tieto kvalitné kusy sú hrubé v priemere až 5 cm a majú ostrohranné obdĺžnikové obmedzenie. Sírne kvarcité bloky sú uložené buď v tmavých, alebo svetlejších andezitových tufoch, niekedy hlinitých. Morfológicky sírne bloky sú rôznych tvarov, pretiahnuté, angulárne, okrúhle a vždy ostro oddelené od susedných andezitových tufov. Sú veľké od najmenších zŕn až do 2 m³. J. KLUBERT vysvetľuje pozíciu síry v poróznych kremencových blokoch tým, že prenikajúce plyny využili práve voľné priestory na uloženie síry. Príspevkom k pochopeniu genézy a formy ložiska rýdzej síry v Kalinke je práca M. KUTHANA (1956). Rozlíšil na ložisku dve generácie síry. Staršiu, viazanú na bloky a fragmenty, ktorá má brekciovitú textúru a mladšiu, ktorá vystupuje v žilkách centimetrovej mocnosti, ktoré prerážajú brekciovité textúry. Podľa charakteru fragmentov rozlíšil viacej typov brekciovitých textúr: laločnatú, páskavú, sieťovitú, ostrohranne brekciovitú a zaoblenú. Genézu brekcií vysvetľuje sopečnou erupciou silne explozívneho charakteru, ktorá rozbila sírne exhalačné produkty a podmienuje vznik brekcií. Pôvod síry spája M. KUTHAN (1956) so solfatárovou činnosťou jedného z vedľajších kráterov Javoria.

Pri charakteristike litológie a textúr brekcií sírnych kvarcitov vychádzame okrem štúdia haldového materiálu a reinterpretácie starších popisov aj z banských prác, hlavne z výsledkov vrtu KŠ-32, situovaného v rámci ložiskovo-geologického výskumu centrálnej zóny Javoria v r. 1975—1981 (J. ŠTOHL a kol. 1981).

V intervale 2,8—35,3 m (obr. 10) vrt overuje brekciu tvorenú úlomkami kvarcitov s veľkosťou 2 mm až 10 cm, fragmenty sú subangulárne, zriedkavo až suboválne. Matrix je detritická, argilitizovaná, s drobnými brokovými úlomkami kvarcitu. V kvarcitových fragmentoch sú pozorované impregnácie rýdzej síry, prípadne výplne drobných žiliek (výraznejšie v úseku 24,0—31,0 m). Okrem úlomkov sekundárnych kvarcitov sú prítomné úlomky masívnejších pyritov a závalky kaolinitu, rozptýlené v detritickej matrix. Mocnejšia poloha kaolinitu je v úseku 9,3—10,0 m.

V intervale 35,3—55,2 m nasleduje blok hydrotermálne málo premeneného až takmer nepremeneného pyroxenického andezitového (dioritového?) porfýru.

V intervale 55,2 m pokračuje brekcia analogického charakteru ako v úvodnej časti vrtu. V hlbších úrovniach vrtu, v úseku 188,0—191,0 m, je overený sivý plastický íl s očkami a závalkami, prípadne hniezdami bieleho dikkitu do 10 cm, v úseku 191,0—194,2 m je poloha bieleho plastického dikkitu.



Obr. 11 Nákres čelieb v štólňi Karol (J. KLUBERT 1955)

1 — argilitizované fragmenty, 2 — fragmenty sekundárnych poréznych kvarcitov s rýdzou sírou, 3 — tmavý argilitizovaný tmel brekcií, 4 — svetlý argilitizovaný tmel, 5 — žilky rýdzej síry, 2. generácie (postexplozívne).

Poznatzky z profilu vrtu je užitočné konfrontovať s údajmi starších pozorovaní v t. č. neprístupných banských prácach. J. KLUBERT (1955) graficky dokumentuje čelbu v štólňi Karol, ktorá sa nachádza v jz. časti telesa sírnych brekcií (obr. 11). Na obrázkoch je dokumentovaná veľkosť, tvar fragmentov, ako aj ich kvantitatívny vzťah k detritickej argilitizovanej matrix (predtým označovanej ako tuf). V matrix sú „fragmenty“ nejasného pôvodu, tvorené kaolinizovaným materiálom plastického charakteru, ktorý je vzhľadom na okolie ostro ohraničený.

Zo štúdia haldového materiálu vyplýva, že okrem úlomkov silicítov s impregnáciami síry sú prítomné úlomky hornín s relikťami porfýrickej štruktúry, v rôznej miere argilitizovaných a silicifikovaných. Charakter porfýrických štruktúr je blízky až analogický intruzívnym horninám (veľkosť a hustota relikťov porfýrických výrastlíc), ktoré vystupujú v bezprostrednom okolí a sú overené vrtmi.

c) *Brekcie sekundárnych kvarcítov s masívnou pyritovou ± Cu mineralizáciou.* Vo vrte KŠ-14, umiestnenom v okrajovej časti hydrotermálneho centra Stožok, bola v úseku 11,1 až 55 m identifikovaná svojrázna polymiktná brekcia, tvorená fragmentmi sekundárnych kvarcítov, premenených andezítov a kvarcítov s bohatou pyritickou impregnáciou, miestami až čistých kryštalických pyritov. Priemer fragmentov bol od 1 do 10 cm. Tmel je tvorený argilitizovanou horninovou masou. V pyrite boli zistené mikroskopické výskyty enargitu, čo spôsobilo obsah Cu v priestore brekcie od 245 do 850 ppm. Spektrálne analýzy pyritových fragmentov vykázali zvýšený obsah Tl, Ga a In. Tieto prvky sa pravdepodobne kryptogénne viažu na pyrit.

Poznámky ku genéze: Evolúciu procesov, ktoré viedli ku vzniku hydrotermálnych brekcií typu a) *brekcie sekundárnych kvarcítov* (úlomky kvarcitu tmelené mladším silicítom — typ Podpolom), je možné rekonštruovať nasledovne:

V priebehu vzniku hydrotermálneho systému nad termálnym zdrojom dochádza v oblasti výstupných ciest k procesom hydrotermálnej dekompozície pôvodných hornín (dioritový porfýr?), sprevádzanej intenzívnou argilitizáciou a silicifikáciou. V závere vývojovej etapy dochádza v dôsledku uloženia ílových minerálov a kremeňa vo vrchnej časti hydrotermálneho systému ku vzniku tesniaceho efektu, čo zapríčinilo rast tlaku vodných pár a plynov až ku kritickej hranici hydrostatického a litostatického tlaku. Nasledujúca explozívna deštrukcia viedla k rozbitiu výplne hydrotermálneho systému, ako aj silicifikovaných a argilitizovaných hornín v jeho bezprostrednom okolí a k výnosu fragmentov do vyšších úrovní. V priebehu transportu bol materiál ďalej trieštený a dochádzalo sčasti k jeho zaobleniu v dôsledku mechanickej abrázie.

Nasledujúca etapa je charakterizovaná obnovením funkcie systému, kedy procesmi H metasomatizmu dochádza v kyslom až ultrakyslom prostredí k intenzívnej argilitizácii pri vzniku ílových minerálov (illit, kaolinit, montmorillonit) a silicifikácii s vylúčením SiO₂, ktorý kryštalizuje a cementuje starší fragmentovaný materiál v oblasti prívodového systému (uzatváranie starších silicítov s relikťami porfýrickej štruktúry v mladšej silicitovej matrix (obr. 7). Do tohto obdobia, resp. jeho mladšieho časového úseku, spadajú procesy solfatárovej aktivity, kedy pri poklese teploty dochádza k exhalačnej činnosti s vylúčením rýdzej síry, ktorá tvorí impregnácie a nálety po puklinách.

Do záverečného obdobia kladieme procesy trieštenia a frakturácie, ktoré postihujú vrchné časti silicitového telesa a viedli ku vzniku otvoreného systému. Otvorené pukliny boli využívané pre cirkuláciu vadózných vôd, z ktorých došlo k vyzrážaniu Fe oxidov a hydroxidov, podieľajúcich sa v podstatnej miere na cementácii fragmentovaného materiálu v príľahlých častiach puklín. Pôvod Fe oxidov je možné spájať s oxidáciou pyritu, ktorý tvorili impregnácie v rámci vrchného solfatároveho klobúka. Procesy

frakturácie a trieštenia tohto štádia sú opäť dôsledkom explózie vodných pár. Pri explozívnej disrupcii došlo k vyvrhovaniu fragmentovaného materiálu, tvoreného úlomkami silicítov a argilitizovaných silicítov a k ich akumulácii v blízkosti explozívneho centra.

Považujeme za pravdepodobné, že záverečné štádium hydrotermálneho centra bolo predstavované gejzírovou činnosťou. Na túto možnosť poukazuje výver minerálneho prameňa s obsahom SO_3 , bohatého na Fe oxidy, v bezprostrednej blízkosti silicítov na lokalite Podpolom.

b) *Brekcie sírnych kvarcítov* (typ Kalinka — sírna baňa).

Získané poznatky o litológii, textúrach a pozícii nás nútia prehodnotiť staršie názory o ich géneze. Proti staršej koncepcii M. KUTHANA (1956) o ich pôvode ako výplni solfatárovej aktivity v kráteri, ktorá bola postihnutá vulkanickou erupciou, svedčí:

- neprítomnosť pyroklastických fragmentov,
- detritická matrix nie je tufovej povahy, ale predstavuje horninovú drť, ktorá je v rôznej miere postihnutá hydrotermálnymi premenami,
- brekcie nevystupujú v prostredí vulkanickej stavby, ale v prostredí intruzívneho komplexu.

Na základe našich poznatkov považujeme sírne brekcie na ložisku Kalinka za produkt hydrotermálnych explózií, priestorovo a časovo spätých s prejavmi intruzívnej aktivity v centrálnej časti Javoria. Polymiktnosť materiálu, ktorý je tvorený úlomkami sekundárnych kvarcítov s impregnáciami rýdzej síry (alebo bez nej), v rôznej miere argilitizovaných a silicifikovaných intruzívnych hornín, úlomkami argilitov, svedčí nepochybné o tom, že hydrotermálna explózia postihla heterogénnu výplň hydrotermálneho systému a sčasti boli do tejto deštrukcie zahrnuté aj okolné horniny intruzívneho charakteru. Povaha detritickej matrix, ktorá predstavuje horninovú drť s drobnými úlomkami kvarcítov, ako aj výrazná zaoblenosť väčších fragmentov, poukazujú na ich rozpad a abráziu v priebehu transportu k povrchu. V rámci hydrotermálneho systému bola pred explóziou časť silicítov výplne impregnovaná sírou, čo potvrdzujú niektoré úlomky bohaté na síru. Podobne úlomky pyritovej impregnácie dokazujú deštrukciu na pyrit bohatších polôh v rámci tejto výplne. Pôvod niektorých plastických kaolinitových „fragmentov“, rozptýlených v matrix (hlavne fragmenty s ostrým ohraničením), je pravdepodobne možné sčasti prisúdiť procesu explozívneho rozrušenia mocnejších polôh, hoci vzniká námietka s ohľadom na ich nízku odolnosť a ľahkú rozrušiteľnosť v priebehu transportu, a teda malú pravdepodobnosť ich zachovania.

V nasledujúcom štádiu je výplň explozívneho komína podrobená intenzívnym hydrotermálnym premenám, ktoré podmienili intenzívnu argilitizáciu matrix a sčasti tiež jej silicifikáciu. V tomto štádiu vznikajú aj mocnejšie polohy argilitov (polohy dikkitu v spodných častiach profilu vrto KŠ-32) a hniezdovité akumulácie v rámci matrix. Za záverečný prejav exhaláčnej aktivity možno považovať síru vo výplni drobných žiliek, prerážajúcich brekciové textúry, ktoré popisuje M. KUTHAN (1956).

V prípade typu c) *brekcie sekundárnych kvarcítov s masívnou pyritovou ± Cu-mineralizáciou* možno reálne predpokladať, že hydrotermálna explózia rozbila pôvodne celistvú polohu sekundárnych kvarcítov spolu s intenzívne mineralizovanou pyritovou polohou. V iných častiach hydrotermálneho centra Stožok vo vrtoch KŠ-29, $29 \times a 7$ boli prevrátené sírne kvarcicity s mineralogickými výskytmi sfaleritu, chalkopyritu, antimonitu a rumelky s polohami masívnych pyritových telies až metrovej hrúbky. Domnievame sa, že brekcia zistená vo vrte KŠ-14 bola pôvodne podobným celistvým telesom, ktoré bolo v postmineralizačnej hydrotermálnej etape hydrotermálnou explóziou rozbité.

Povrchové uloženiny produktov hydrotermálnych explózií predstavuje východ brekcií so železitým tmelom, ktorý vystupuje severne (cca 300 m) od okraja hydrotermálneho centra Stožok pri ceste do osady Stožok v malom opustenom výlome. Plošný rozsah je malý, cca 10 × 20 m.

Prvé litologické charakteristiky uvádza J. VALACH (1955), ktorý ich považuje za mladšie ako premenené aglomeráty. J. ŠTOHL in M. MARKOVÁ—K. ŠTOHL (1978) predpokladá ich vznik vo vodnom prostredí triedením a považuje ich za brekcie vulkanických hornín, ktoré sú súčasťou intravulkanického vulkanosedimentárneho horizontu, postihnutého solfatárovou činnosťou. V. KONEČNÝ in J. ŠTOHL a kol. (1981) považoval železité brekcie za suťový materiál (argilitizované kvarcité, kvarcité a premenené vulkanické a intruzívne a vulkanické horniny), ktorý bol transportovaný do lokálnych depresii v blízkosti výverov minerálnych vôd, bohatých na Fe oxidy. Vznik kladie do obdobia vrchného panónu až spodného pontu.

Prehodnotenie genézy silicitových telies v oblasti hydrotermálnych centier otvára nové možnosti riešenia genézy železitých brekcií a ich súvislostí s procesom hydrotermálno-explozívnych erupcií.

Východ obnažený malým výlomom pri ceste do osady Stožok je vo vrchnej časti (obr. 12A) tvorený drobným úlomkovitým materiálom priemernej veľkosti 1—3 cm, (menej fragmenty do 5—8 cm), s výrazne angulárnym až subangulárnym obmedzením. Klastický materiál patrí argilitizovaným silicitom, prípadne argilitizovaným a silicifikovaným horninám (relikty porfýrickej štruktúry) svetlohnedej, hnedej až okrovej farby. Nevýrazne sú prítomné drobné angulárne úlomky sivobielych silicitov. Prítomnosť fragmentov čerstvých (nepremenených) vulkanických hornín nebola zistená. Klastický materiál predstavuje cca 80—90 %.

Tmel je tmavohnedý až červenohnedý, resp. čiernohnedý, železitý, predstavuje neúplnú, medzeovitú výplň. Lokálne má len kontaktný charakter (obr. 12B). Vzhľadom na klastickú zložku predstavuje asi 20—12 % celkového objemu.

Uloženie materiálu je chaotické, prípadne je naznačená len hrubá granulometrická selekcia (obr. 12A). Uvedená poloha predstavuje produkt rapidnej, prípadne jednorazovej depozície bez nasledujúceho premiestnenia materiálu.

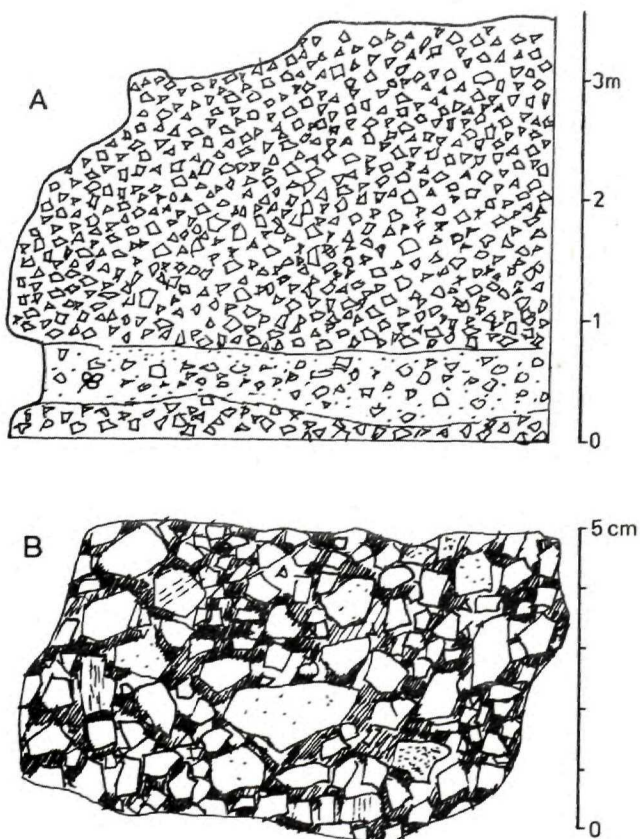
V spodnej časti odkryvu je poloha (obr. 12A), v ktorej železitý tmel dosahuje v pomere k fragmentom 50 % a viac, fragmenty sú rozptýlené, ich veľkosť varíruje od 0,5 cm až do 5—8 cm, pričom pozorujeme ich výrazné zaoblenie. Materiál tejto polohy prejavuje známky transportu a redepozície. V rámci polohy je zistená prítomnosť úlomkov driev. Petrografickým štúdiom sú potvrdené fragmenty: 1 — argilitizovaných silicitov až argilitov (tvorené agregátmi zrn kremeňa a ílových minerálov), 2 — čistých silicitov (len agregáty zrn kremeňa), 3 — hematizovaných silicitov, 4 — silicifikovaných a argilitizovaných hornín s relikmi porfýrickej štruktúry. Prítomnosť nepremenených úlomkov andezitov nie je potvrdená.

Fragmenty sa vyznačujú v prevahe výraznou angularitou. Z petrografického štúdia vyplýva, že materiál železitých brekcií, tvorený úlomkami silicitov a v rôznej miere argilitizovaných a silicifikovaných hornín, je možné odvodiť z procesov deštrukcie telies sekundárnych kvarcitov v oblasti centrálnej vulkanickej zóny. Najplytšiu úroveň predstavujú úlomky hematizovaných kvarcitov, ktoré sú porovnateľné s mladšou brekciáciou vrchných častí telesa Podpolom (brekcie s hematit-limonitizovanou matrix), zatiaľ čo hlavný objem úlomkov, tvorený argilitizovanými kvarciti a čistými kvarciti, je litologicky porovnateľný s prevažnou časťou silicitových telies hydrotermálnych centier. Fragmenty silicifikovaných a argilitizovaných hornín poukazujú na skutočnosti, že pri deštrukcii boli postihnuté aj horniny bezprostredného okolia privodového hydrotermálneho systému.

Angularita fragmentov, chaotické uloženie, ktoré zodpovedá rapidnej až jednorazovej depozícii, neprítomnosť čerstvých nepremených hornín vylučujú podľa nášho názoru procesy povrchovej deštrukcie v dôsledku exogénneho zvetrávania, a tým aj suťový pôvod uvedených brekcií.

Uvedené litologické charakteristiky, ako aj petrografická povaha materiálu, dokazujú proces náhlej deštrukcie typu hydrotermálne-explozívnej dezintegrácie, ktorá postihla rôzne časti výplne hydrotermálneho systému. Hydrotermálnu explóziu potvrdzuje okrem litologicko-petrografického charakteru neprítomnosť juvenilného vulkanického materiálu.

Explodovaný materiál bol po krátkom vzdušnom transporte (na ktorý poukazuje vysoká angularita, ako aj čiastočná granulometrická selekcia materiálu) uložený v lokálnej depresii močaristého charakteru, do ktorého vyvierali pramene s vysokým obsahom Fe oxidov. Pramene tohto typu sú v blízkom okolí činné aj v súčasnom období.



Obr. 12 Povrchové uloženy hydrotermálnych explózií (brekcie so železitým tmelom) na lokalite Stožok

A — lomová stena na odkryve pri obci Stožok, B — detail textúry brekcie.

Mapovací vrt KŠ-11, uskutočnený v telese brekcií, overil jeho mocnosť 4 m a v jeho podloží (4—8,20 m) polohu hnedočervených svahových hlin s úlomkami andezitov suťového pôvodu. Nižšie nasledujú autoklastické andezitové brekcie.

Na základe poznatku, že brekcie so železitým tmelom sú uložené na fosílnom zvetralinovom povrchu, ktorého vznik je možné na základe regionálnych korelácií situovať do konca panónu, záverečné hydrotermálne explózie časovo zaraďujeme s najväčšou pravdepodobnosťou do obdobia vrchný panón až spodný pliocén, čo zároveň definuje záverečné štádium vyhasínania aktivity hydrotermálnych centier. Kontinuitu aktivity záverečných prejavov hydrotermálnej činnosti do súčasného obdobia, podľa nášho názoru, predstavujú vývery minerálnych vôd s vyšším obsahom SO_3 a Fe hydroxydov.

Na skutočnosť, že hydrotermálno-explozívne prejavy, ktoré viedli ku vzniku brekcií so železitým tmelom, nepredstavovali zjav ojedinelý, poukazujú nálezy blokov brekcií so železitým tmelom analogického charakteru tiež v oblasti hydrotermálneho centra Banisko pri Kalinke.

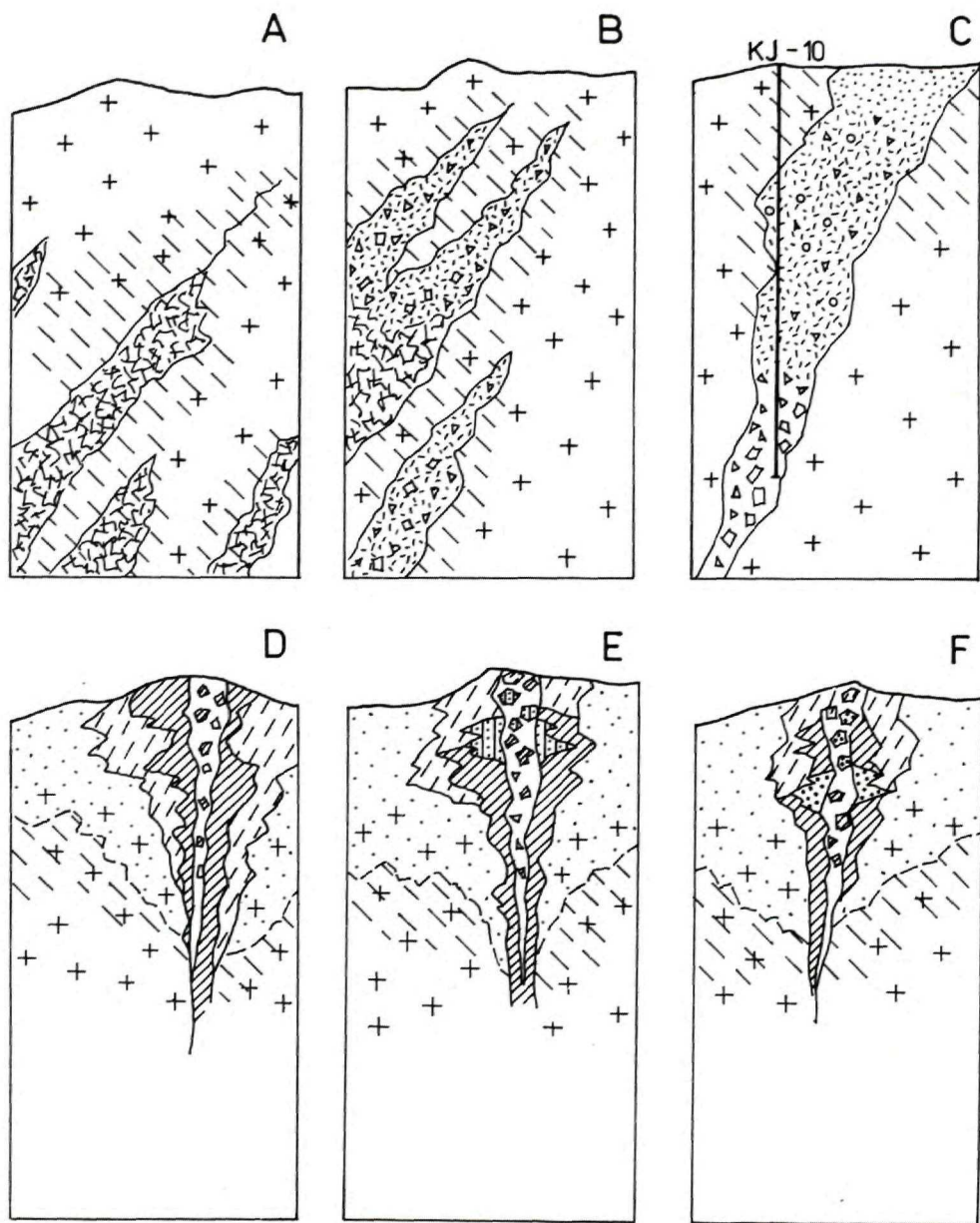
Záver

Po umiestnení štokových intrúzií kremito-dioritových porfýrov až kremitých monzodioritov v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Javoria došlo v priebehu chladnutia a kryštalizácie k uvoľňovaniu prchavých zložiek, hlavne vodných pár (proces sekundárneho varu vodných pár), čo vyvolávalo fragmentáciu a brekciáciu vrchných a okrajových solidifikovaných častí intrúzií. V prípade, že po fragmentácii nenasleduje pohyb (odlúčené fragmenty po expanzii plynnej fázy zostávajú zhruba v pôvodnej pozícii), vznikajú brekcie s mozaikovou textúrou (typ jig-saw), obr. 13A. Okrajové časti fragmentov sú v niektorých prípadoch lemované zónou draselných živcov, prekremenenia a biotitizácie. S touto vysokotemperatúrnou fázou spájame vznik slabej porfýrovej mineralizácie (vrt KON-1), ktorá tvorí výplň drobných trhlín v nižších úrovniach intruzívneho telesa. Nasledujúca nízkotemperatúrna fáza podmienila vznik ílových minerálov, žieliek karbonátov, kremeňa, anhydritu a pyritu, prenikajúcich po sieti puklín.

Tlakovým účinkom fluidnej fázy dochádza k premiestneniu úlomkovitého materiálu a ku vzniku brekcií s chaotickou orientáciou fragmentov. V dôsledku mechanickej abrázie fragmentov narastá objem detritickej matrix a znižuje sa angularita úlomkovitého materiálu. Okrem intruzívnych hornín sú sporadicky prítomné úlomky podložja a starších častí vulkanickej stavby. Matrix, ako aj fragmenty, sú intenzívne hydrotermálne premenené (obr. 13B).

V dôsledku extrémneho pohybu úlomkovitého materiálu dochádza ku vzniku brekcií s prevahou detritickej matrix (rock flour breccia). Fragmentovaný materiál transportovaný vo fluidizovanej mase k povrchu bol podrobený intenzívnemu drveniu a opracovaniu (na čo poukazuje vysoký stupeň zaoblenia niektorých fragmentov) so vznikom väčšieho objemu detritickej matrix (80—90 %). Granulometrické triedenie vo vertikálnom smere (vrt KJ-10) svedčí o vzniku cyklického pohybu materiálu vo fluidizovanom systéme v rámci explozívneho kanálu. V dôsledku výstupu hydroterm bol úlomkovitý materiál, ako aj detritická matrix, podrobený v rôznej miere hydrotermálnym premenám pri vzniku sekundárnych minerálov, hlavne ílovej skupiny, prekremeneniu a v závere prenikaniu žieliek karbonátov, pyritu a anhydritu (obr. 13C).

Po odznení vysokotemperatúrnych premien pretrvávajú v oblasti výstupu intruzívnych telies prejavy hydrotermálnej aktivity nižších temperatúrnych štádií, ktorých vý-



Obr. 13 Litologicko-genetické typy magmaticko-hydrotermálnych brekcií (A, B, C) a hydrotermálno-explozivných brekcií (D, E, F) v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Javoria
 A — brekcie s mozaikovou textúrou (typ jig-saw), B — brekcie s chaotickou orientáciou fragmentov, C — brekcie s prevahou detritickej matrix, D — brekcie sekundárnych kvarcitov (úlomky kvarcitov tmelené v mladšej kvarcitovej matrix), E — brekcie sírných kvarcitov (typ Kalinka), F — brekcie kvarcitov s masívnou pyritovou \pm Cu mineralizáciou.

sledkom sú zóny hydrotermálnych premien vo fácií pokročilej argilitizácie. V rámci zón argilitizácie sú prítomné *telesá sekundárnych kvarcitov s brekciovitými textúrami* (úlomky silícitov cementované mladšou silícitovou masou), obr. 13D. Vzhľadom na rezistenciu voči erózii vystupujú kvarcitové telesá v reliéfe ako nápadné morfológické útvary. Brekciovité textúry považujeme za doklad hydrotermálnych explózií, ktoré postihovali výplň hydrotermálneho systému. Predpokladom vzniku hydrotermálnej explózie bolo zatesnenie vrchných častí hydrotermálneho systému uložením ílových minerálov a kremeňa, čo vyvolalo rast tlaku vodných pár až ku kritickej hranici s vonkajším litostatickým tlakom. Nasledujúca explózia spôsobila roztrieštenie výplne hydrotermálneho systému, ako aj silicifikovaných a argilitizovaných hornín, ktoré tvorili steny explozívneho kanálu. Úlomkovitý materiál v priebehu transportu k povrchu bol ďalej trieštený a v dôsledku mechanickej abrázie zaobľovaný (prítomnosť zaoblených úlomkov).

Po obnovení funkcie hydrotermálneho systému dochádzalo v kyslom až ultrakyslom prostredí k uloženiu minerálov argilitovej skupiny s vylúčením kremeňa a k novej cementácii úlomkovitého materiálu, čo vytváralo predpoklady k opakovaniu hydrotermálnych explózií.

Do mladších období vývoja hydrotermálneho systému spadá vznik otvorených puklín, využívaných pre cirkuláciu vadóznych vôd, obohatených v oxidačnej zóne o Fe oxidy a hydroxidy, ktoré boli vyzrážané spolu s SiO_2 a ílovými minerálmi v puklinách, kde cementujú ich detritickú výplň. Považujeme za pravdepodobné, že v záverečnom štádiu vývoja hydrotermálneho systému došlo ku gejzírovej činnosti. Na relikty tejto aktivity poukazujú vývery minerálnych prameňov s obsahom SO_3 , bohatých na Fe oxidy a hydroxidy v blízkosti kvarcitových telies.

Špecifický litologický typ predstavujú *brekcie sírnych kvarcitov* (ložisko Kalinka), ktoré sú tvorené polymiktným materiálom s obsahom fragmentov kvarcitov, impregnovaných sírou. Litologický charakter a textúry dovoľujú predpokladať, že brekcie sú výsledkom explozívneho rozbitia starších hydrotermálnych systémov, ktoré obsahovali polohy kvarcitov bohaté na impregnácie rýdzej síry. V súvislosti s vyznievaním následnej aktivity hydroterm došlo v závere k vylúčeniu rýdzej síry mladšej generácie, ktorá v podobe žiliek preniká cez brekciové textúry (obr. 13E).

Podobnú genézu je možné prisúdiť *brekciám sekundárnych kvarcitov s masívnou pyritovou \pm Cu mineralizáciou*, u ktorých predpokladáme, že explóziou boli rozbité produkty staršej aktivity hydrotermálneho systému, ktorý obsahoval úseky s bohatšou pyritovou impregnáciou (obr. 13F).

V oblasti hydrotermálneho centra Stožok sú identifikované povrchové uložneniny hydrotermálnych explózií, označené ako brekcie so železitým tmelom. Úlomkovitý materiál, tvorený kvarcitmi, argilitizovanými kvarcitmi a v rôznej miere argilitizovanými a silicifikovanými horninami s porfýrickou štruktúrou, je cementovaný hydroxidmi a oxidmi Fe. Úlomkovitý materiál bol po krátkom vzdušnom transporte uložený v lokálnej depresii močaristého charakteru, do ktorého vyvierali minerálne pramene s vysokým obsahom Fe oxidov a hydroxidov. Prítomnosť fosílného zvetralinového povrchu v podloží brekcií, ktorý je korelovaný s vrchným panónom, dovoľuje situovať záverečné procesy hydrotermálnych explózií pravdepodobne do konca panónu až spodného pliocénu.

Literatúra

- BERGFEST, A. 1952: Baníctvo v Kalinke (Viglašská Huta). — Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BURNHAM, C. W. 1979: Magmas and hydrothermal fluids, in Barnes H. L. ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, John Willey and Sons, 71—136.
- BURNHAM, C. W. 1985: Energy release in subvolcanic environments: Implications for breccia formation. *Econ. Geol.* v. 80, New Haven, 1515—1522.
- MCCALLUM, M. E. 1985: Experimental evidence for fluidization processes in breccia pipe formation. *Econ. Geol.* v. 80, New Haven, 1523—1543.
- KLUBERT, J. 1955: Záverečná správa o vlastnom prieskume Kalinky — rýdza sira. — 25 R. P. Turč. Teplice. Geofond, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—ŠEFARA, J.—ZBOŘIL, L. 1973: Investigation of deep structures in the basement of Central Slovakia young volcanic region and their classification with respect on Neogene volcanism. — X. kongres CBGA, section III. Tectonics, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—MIHÁLIKOVÁ, A.—ROJKOVIČOVÁ, L. 1977: Záverečná správa za vrt KON-1, Javoria. — Manuskript, archív Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—ŠEFARA, J. 1978: Vzťah vulkanizmu k morfoloģickým štruktúram predvulkanického podložia. — Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. — *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 203.
- KUTHAN, M. 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Viglašskej Huty (predtým Kalinka). — *Geol. Práce, Správy* 5. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 33—36.
- LORENZ, V.—BIRNEY, A. R.—WILLIAMS, H. 1970: An investigation of volcanic depressions. — Part III. Maars, tuff-rings, tuff-cones and diatremes. Houston, Texas, NASA. Prog. Rept. NGR 38-003-012, 198.
- LLOYD, E. F. 1959: The hot springs and hydrothermal eruptions of Waiotapu. — *New Zealand Jour. Geol. Survey Inf.* 50, Wellington, 40—46.
- MARKOVÁ, M.—ŠTOHL, J. 1978: Niektoré poznatky o solfatárovej formácii v oblasti Kalinka—Viglašská Huta (stredoslovenské neovulkanity). — *Záp. Karpaty, sér. miner. petrogr. geochem. metal.* 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—144.
- MUFFLER, L. J. P.—WHITE, D. E.—TRUESDELL, J. E. 1971: Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 82, Washington, 723—740.
- NAIR, J. A.—WIRADJIRADJA, S. 1980: Late Quaternary hydrothermal explosion breccias at Kaweran geothermal field, New Zealand. — *Bull. volcanol., Napoli*, 43—1.
- REYNOLDS, D. L. 1954: Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. — *Amer. J. Sci.* v. 252, New Haven, 557—613.
- SILLITOE, R. H. 1985: Ore related Breccias in volcanoplutonic arcs. — *Econ. Geol.* vol. 80, New Haven, 1467—1514.
- SHERIDAN, M. F.—WOHLETZ, K. H. 1983: Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. — *Am. J. Sci.* v. 283, New Haven, 385—413.
- ŠTOHL, J. et al. 1981: Metalogenetický výskum Javoria. — Záverečná správa. Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VALACH, J. 1955: Geologicko-petrografické pomery územia medzi Viglašom, Podkriváňom a Klokočom. — Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- WHITE, D. E. 1967: Some principles of geyser activity mainly from steamboat Springs, Nevada. — *Am. J. Sci.* vol. 265, No. 8, New Haven, 641—684.
- WOHLETZ, K. H.—SHERIDAN, M. F. 1983: Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. — *Amer. J. Sci.*, 283, New Haven, 385—413.
- ŽÁKOVÁ, E. 1982: Mineralógia premenených hornín centrálnej zóny Javoria, oblasť Podpolom. — Kand. dizert. práca. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Explosive breccias and related hydrothermal alterations and mineralizations within the Javorie stratovolcano central zone

The presence of wide variety of breccias are relatively common within volcano-plutonic areas. The significance of deciphering of the possible mechanism for brecciation appears very urgent in view of their importance for the accumulation of the ore (e. g. base metal, precious metal, copper porphyry). Breccia zones represent one of the leading structural traps for ore deposition processes.

During ore-prospecting within hydrothermally altered central zone of the Javorie stratovolcano of the Middle Slovakia Neovolcanic Region, as an integral part of the geological structure, several zones of brecciation were found out. They have been defined of the magmatic-hydrothermal and the hydrothermal explosives types.

Geological setting of the Javorie stratovolcano central zone

The basis of the erosional remnants of the Javorie Neogene stratovolcano consists of explosive — effusive masses of pyroxen ± hornblende andesites, which in turn are overlain by basaltoid andesites and hyaloclastic breccias of 300 metres thickness. Next volcanic stage is characterised by more acidic extrusives of pyroxen ± hornblende ± biotite andesite and dacite domes and cumulo domes (fig. 1).

From point of view of mineralization and alteration processes next intrusive stage, varying in composition from diorite porphyry to monzodiorite, is the most important. Brecciation mechanism is intergrated part of this igneous activity as well. Final stage of volcanic activity represents pyroxen andesite which covers top parts of the Javorie Mountain.

Hydrothermal alteration and mineralization

Bed-rocks of the central volcanic zone are distinctly altered over the area of 40 square kilometres. Within framework of the stratovolcano central zone five fossil hydrothermal centres have been distinguished with clear spatial relation to the underlain stock intrusions (fig. 2, 3). Two mineralization and alteration stages were recognised:

1. First stage, high-temperature mineralization of copper porphyry type (chalcopyrite, molybdenite, pyrotite, hematite, magnetite) accompanied by potassium silicate alteration zone (biotite, actinolite, sericite).

2. Second stage is represented by advanced argillic alteration and silicification (kaolinite, illite, alunite, diaspor, pyrophyllite) minor base-metal mineralization (sphalerite, enargite) and native sulphure with small bodies of massive pyrite is also present.

During geological investigations by boreholes many irregular breccia bodies were identified within individual hydrothermal centre. Two genetic type of breccias were recognised: 1. Magmatic-hydrothermal breccias at deeper levels of the hydrothermal systems and 2. hydrothermal-explosive breccias which occur at more shallow levels (according to R. H. SILLITOE 1986).

Magmatic-hydrothermal breccias

This type of breccias are formed by energy release during emplacement and solidification of hydrous magma at high crustal levels. Energy for brecciation mechanism is derived from magma during exsolution of an aqueous fluid phase by the second boiling reaction and by decompression of aqueous fluid and residual melt. Violent and rapid expulsion of fluid from magma generate fracture zones, later used for penetrating with both residual melt rich in volatiles and mineralized ore solutions.

Three types of magmatic-hydrothermal breccias at the Javorie were recognised:

Jig-saw breccias (fig. 13A)

Fragments are angular and almost not moved from original site. Up to 10 per cent of breccias consists of matrix material, which includes mainly rock-fragments. Veinlets of pyrite, anhydrite, native sulphur, calcite, zeolites are common within breccia zones. In some cases orthoclase, quartz and biotite are part of the matrix (borehole KŠ-34, fig. 4). The zones of brecciation are of large size, thickness may reach up to one hundred metres and are situated at depth up to 1000 metres. They were found at deep levels of the KŠ-33 borehole (fig. 8). Fragments of altered monzodiorite porphyres are cemented by violet anhydrite and minor pyrite.

Occurrences of copper porphyry mineralization of no economic value are associated with this breccia type.

Breccias of chaotic oriented fragments (fig. 13B)

Form both independent bodies or are parts of jig-saw type. There are clear signs of vertical transport of fragments (abrasion and chaotic orientation of fragments, increased content of matrix material). Silica, calcite, anhydrite and massive pyrite also occur in matrix (fig. 5).

Breccia of rock-flour type (fig. 13C)

It is originated by intrusion of well-desintegrated rock-mass into vertical fracture zone. Breccia zones are commonly vertical of the pipe form and may reach depth of 300 metres (borehole KJ-10). Fragments are polymict and might be well sorted in vertical sense. Matrix is detritic, argillitic and may amount up to the 90 per cent of the breccia volume (fig. 6).

Hydrothermal explosive breccias

Breccia zones of this type are closely associated with fossil hydrothermal centers and spatially are connected with intrusive bodies (fig. 8). Brecciation was originated by subterranean hydrothermal explosions of joint underground water and was developed by self-sealing of fracture zones by argillaceous mass. Explosion might be regularly repeated and is intergrated part of activity of hydrothermal systems. Following lithological types of breccias within central volcanic zones of the Javorie stratovolcano were recognised:

Secondary quartzite breccias (fig. 13D)

They are located within advanced argilic alteration zones and may reach area of 0,1—0,2 square km with vertical dimension from 250 to 350 metres. The core of quartzite is formed of massive bodies (monohydroquartzites) and nowadays represents elevated land reliefs (fig. 8).

Zones of brecciations are formed by several generations of silica varying in color (fig. 7). Wide variety of minerals were identified within and around silica bodies e.g. diaspore, pyrophyllite, alunite, pyrite, kaolinite, dickite, illite, minor rutile, adularia, topas, zunyite and gypsum. Higher content of trace element of Sn, Mo, Bi, were recorded as well.

Native sulphure breccias of quartzite (fig. 13E)

The most typical of this type is small deposit of native sulphure in Kalinka (fig. 9, 10). The deposit is formed with, at least, three pipe breccias bodies. Explosions took place after deposition of native sulphure. Further minerals such as hauerite, alabandine, alunite, calcite, anhydrite, and zeolites are associated with native sulphure. Mineralization, mostly native sulphure, forms filling in pores and vesicles of quartzite. Fragments and blocks of quartzite with native sulphure are as large as several m³ in volume. Matrix consists of argillaceous rock-flour matter (fig. 11).

Breccias of massive sulphide type (fig. 13F)

These has been proved within the Stožok hydrothermal centre in the borehole KŠ-14. Fragments of massive crystalline pyrite as well as quartzite with minor enargite are cemented by argillaceous matrix. Higher trace content of Tl, Ga, In were recorded in pyrite fragments.

Conclusions

Identification of hydrothermal explosive mechanism in the environment of fossil hydrothermal centers within volcanic central zone of the Javorie stratovolcano made possible to explain the genesis of the extensive breccia zones. No geological phenomenon of the hydrothermal explosive activity and successive brecciations were recognised before within the West Carpathians Neovolcanics Regions. Intimate associations of mineralization and alteration, within hydrothermal systems, accompanied by explosive brecciation, has been proved in the investigated area.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Structural scheme of the Javorie stratovolcano

1 — Alluvium, 2 — Pliocene sediments of the Slatina Basin, 3 — Stratovolcanic sequence of the Javorie formation, a) lava flows of transitional zone, b) volcanoclastics of transitional zone, c) epiclastic sequence of distal zone (epiclastic breccias, conglomerates, sandstones, tuffs), 4 — Intrusions of quartz diorite porphyries and monzodiorites (Kalinka Complex), 5 — Extrusive and intrusive volcanism of pyroxene — hornblende andesites of the Rohy formation, a) intrusions and extrusions, b) volcanoclastics, 6 — Effusive volcanism of basaltoid andesites, a) lava flows and hyaloclastite breccias, b) redeposited hyaloclastite, 7 — Pre-Cenozoic basement, 8 — Zone of advanced hydrothermal alterations, 9 — Volcanotectonic depression outlined by geophysics, 10 — Faults.

Fig. 2 Scheme of the structure of the central volcanic zone of the Javorie stratovolcano

1 — Quaternary cover, a) alluvial clay and sandy sediments, b) deluvial rock and clay sediments, 2 — Pliocene sediments of the Slatina Basin, 3 — Volcanic piles of the Javorie Formation, a) pyroxene andesite lava flows ± hornblende, b) volcanoclastics, 4 — Dikes, a) pyroxene andesite, b) ryodacite, 5 — Volcanic piles of the Rohy Formation, a) dikes of pyroxene hornblende andesite, b) extrusion of pyroxene hornblende andesites, 6 — Coarse to block breccias of pyroxene hornblende andesites, 7 — Kalinka Intrusive Complex (stocks of quartz diorite porphyries to quartz monzodiorite), 8 — Volcanic piles of the Blýskavica Formation (lava flows and hyaloclastic breccias of basaltoids andesites), 9 — Secondary quartzites in the vicinity of hydrothermal centres, a) monohydroquartzite, b) argillaceous secondary quartzite, 10 — Argillites, 11 — Propylitization, 12 — a) breccias of native sulphure quartzites, b) surface horizon of hydrothermal explosive breccias with limonitic matrix, 13 — Tectonic boundaries of the volcanotectonic depression, 14 — Faults, 15 — Transitional lithologic outline of the argillaceous zone, 16 — Assumed extent of the Pliocene sediments, 17 — Assumed boundaries of intrusive bodies, 18 — Boreholes.

Fig. 3 Cross-section accross the Banisko hydrothermal center

1 — Secondary quartzite, 2 — Argillaceous quartzites, 3 — Argillites, 4 — Quartz diorite, 5 — Diorite porphyries, 6 — Quartz diorite porphyries, 7 — Quartz monzodiorite, 8 — Light coloured porphyry, 9 — Basic differentiates, 10 — Boundary of the slight propylitization, 11 — Boundary of the medium grade propylitization, 12 — Boundary of advanced propylitization, 13 — Boundary of the argillitization, 14 — Boundary of argillaceous quartzites, 15 — Boundary of secondary quartzites, 16 — Boundary of the intrusions, 17 — Margin of intrusion complex, 18 — Advanced propylitization, 19 — Medium grade propylitization, 20 — Weak propylitization, 21 — Pyroxene hornblende andesite, andesite porphyry, 22 — Pyroxene andesite, 23 — Pyroxene andesite of the Javorie Formation, 24 — Hydrothermal explosive breccia, 25 — Cu-porphyry ± Pb ± Zn mineralization, 26 — Boreholes.

Fig. 4, 5 Breccia with jig-saw texture

A — Borehole KŠ-34 at depth of 355 metres

B — Borehole KŠ-38 at depth of 75,6 metres.

Fig. 6 Lithological logg of the KJ-10 borehole

Breccia with dominant detritic matrix with fragments:

a — propylitic andesite, p — propylitic diorite porphyry, q — secondary quartzite.

Fig. 7 Breccias of secondary quartzite at the Podpolom

Fragments of silicites (Q_1) and silicitic breccias are cemented by younger silicites (Q_2).

Fig. 8 Cross-cut trough the Stožok hydrothermal fossil center

1 — Complex of pyroxen and pyroxen-hornblende andesite, a) lava flows, b) volcanoclastic rocks,

2 — Extrusions of pyroxen hornblende andesites, 3 — Stock intrusion, a) porphyric quartz

monzodiorite, b) quartz monzodiorite porphyry, 4 — Breccia zones, 5 — Supposed basement

complex formed by the Vepor crystalline schists, 6 — Propylitization, 7 — Argillitization,

8 — Secondary quartzites, a) monohydroquartzites, b) argillaceous quartzites, 9 — Supposed

boundary of argillitization, 10 — Supposed boundary of basement, 11 — Boundaries of intrusive

facies, 12 — Borehole.

Fig. 9 Kalinka mining development

1 — Boreholes, 2 — Breccias with native sulphur occurrence, 3 — Advanced argillic alteration of

diorite porphyry to diorite, 4 — Mining dumps, 5 — Abandoned gallery.

Fig. 10 Cross-cut trough the Kalinka native sulphur deposit

1 — Diorite porphyry, 2 — Propylitization, 3 — Argillitization, a) mild, b) advanced, 4 —

Secondary quartzite, a) argillaceous, b) native sulphur quartzites, (primary occurrences), 6 — Bodies

of hydrothermal explosive breccias with argillaceous matrix. Fragments are composed of a) propylitic

diorite porphyries, b) argillaceous diorite porphyry, c) argillaceous quartzite, d) poor quartzite,

e) native sulphur quartzites, f) argillite, g) plastic clay (dickite), 7 — Pyrite vein, 8 — Unclear outline,

9 — Borehole.

Fig. 11 Picture of mine face of the Karol Gallery (J. Klubert, 1955)

1 — Argillaceous fragments, 2 — Fragments of porous secondary quartzites with native sulphur,

3 — Dark argillaceous cement of breccias, 4 — Light coloured argillaceous cement, 5 — veinlets

of native sulphure of 2nd generation (postexplosive).

Fig. 12 Surface deposit of hydrothermal explosions products (breccia with limonitic cement) at the locality of Stožok

A — Exposed quarry wall, B — Detail of the breccia texture.

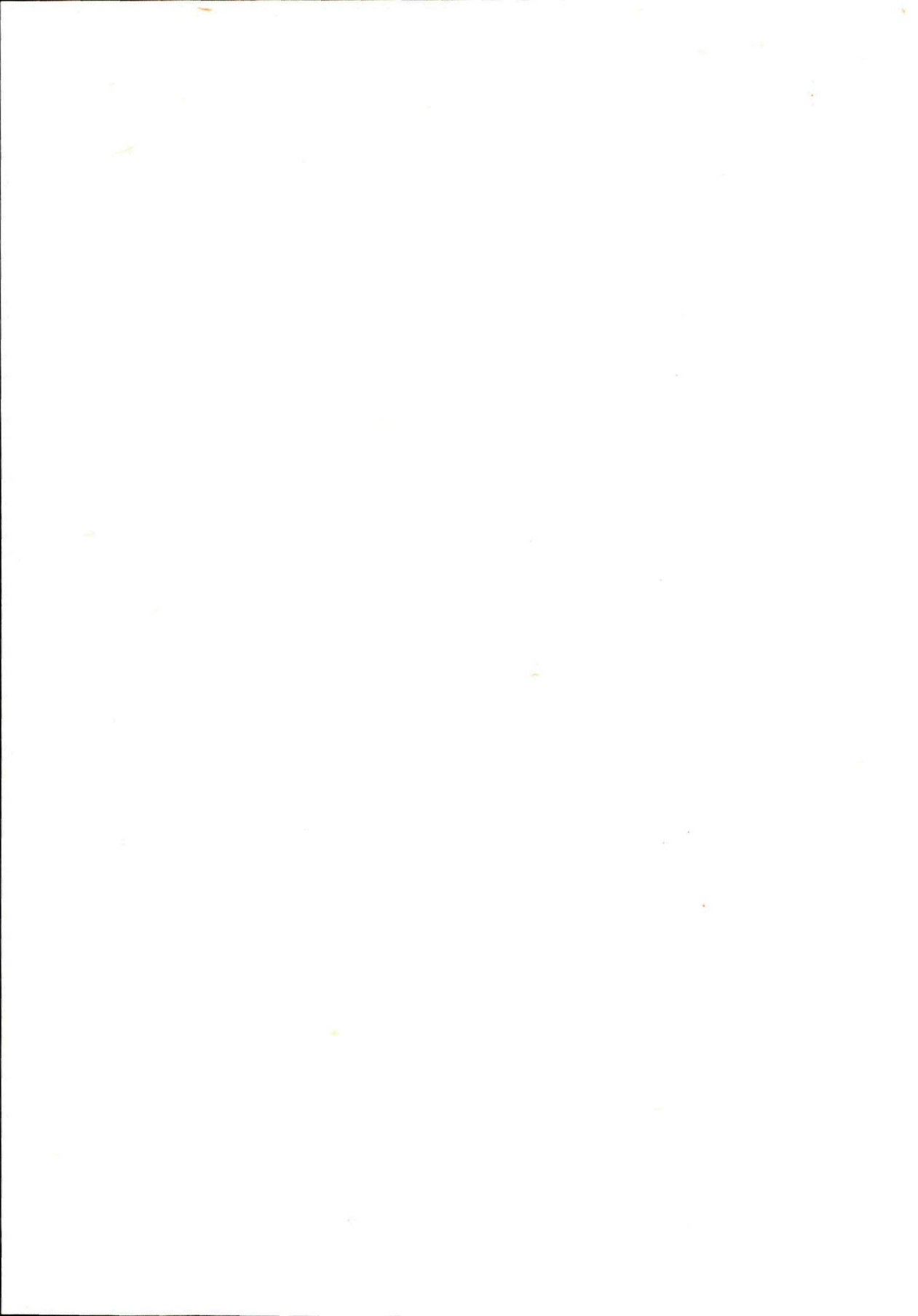
Fig. 13 Lithogenetic types of magmatic-hydrothermal breccia (A, B, C) and hydrothermal explosive breccias (D, E, F) within central volcanic zone of the Javorie stratovolcano

A — Breccia of Jig-saw type (mosaic), B — Breccia with chaotic orientation of fragments,

C — Breccia with dominance of detritic matrix, D — Breccias of secondary quartzite (fragments of

quartzite cemented by younger silica), E — Breccia of native sulphur quartzites (Kalinka type), F

— Breccias of quartzites with presence of massive pyrite ± Cu-mineralization



JÁN ILAVSKÝ—JÁN TURAN—LÍDIA TURANOVÁ

Metalogenéza stratiformných magnezitových ložísk Západných Karpát

20 obr. v texte, 10 fototab. (I—X), anglické resumé

Abstract. Magnezity v Západných Karpatoch sú známe od druhej polovice 19. storočia. Nachádzajú sa hlavne v zóne gemerika, kde sú epimetamorfované a v zóne veporika, kde sa nachádzajú v horninách s vyšším stupňom metamorfózy. Tieto dve skupiny ložísk sa ťažia ako magnezitová surovina a mastenec. Nemetamorfované magnezity sa vyskytujú tiež v ďalších geologických a geotektonických útvaroch hronika a bradlového pásma. Stratiformné magnezity vystupujú vo viacerých stratigrafických horizontoch, od kambria po vrchný trias.

V minulosti sa považovali za hydrotermálne-metasomatické, alpínskeho veku. Novšie sa posudzujú ako stratiformné a syngenetické s útvarmi, v ktorých ležia. Ich vznik možno považovať za polyfázový a polygenetický.

V predloženej práci sa uvádza opis geológie, petrografie, priestorového rozmiestnenia zrudnenia, mineralógie a geochémie jednotlivých obzorov s výskytmi magnezitu. O genetických podmienkach vzniku magnezitov sa hovorí v záverečnej kapitole.

Úvod

Kryštalické magnezity patria k najdôležitejším nerastným surovinám v Česko-Slovensku. Zaraďujú sa do skupiny stratiformných ložísk a exploatujú sa od posledného desaťročia 19. storočia (tab. 1).

Ťažba magnezitu v kt v rokoch 1896—1990

Tab. 1

1896	3	1945	14
1900	4	1950	105
1905	18	1955	233
1910	80	1960	413
1915	90	1965	1144
1920	66	1970	1841
1925	54	1975	2660
1930	35	1980	3230
1935	67	1985	2911
1940	78	1990	2704

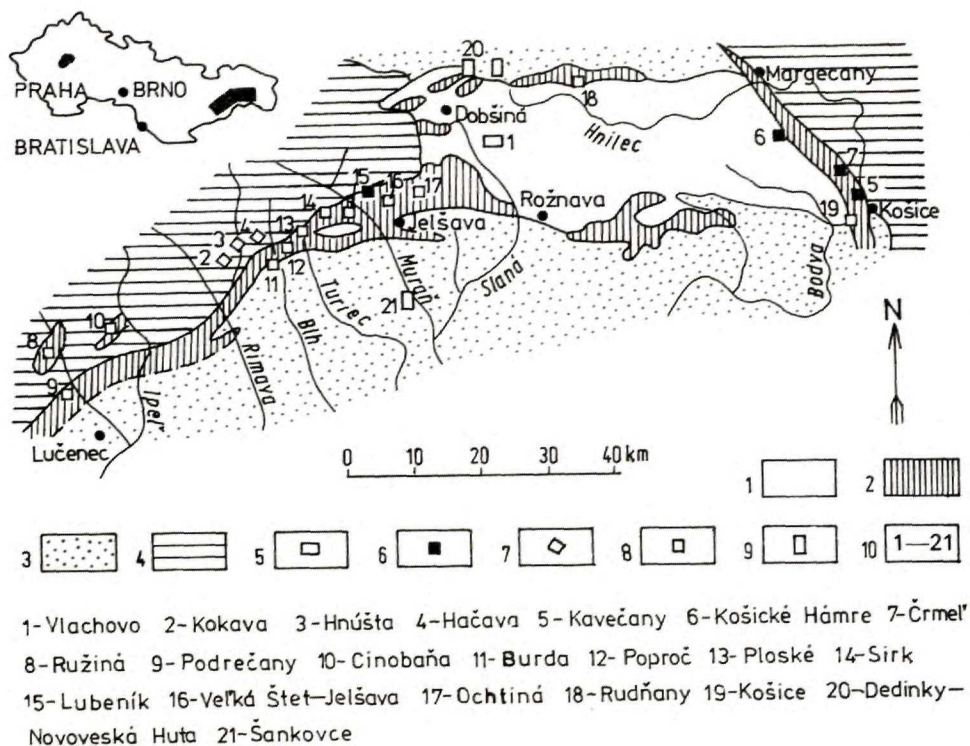
RNDr. J. ILAVSKÝ, DrSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

RNDr. J. TURAN, CSc., RNDr. L. TURANOVÁ, CSc., Geologický ústav PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Všetky hospodársky dôležité ložiská magnezitu na Slovensku sa nachádzajú v jednotkách gemerika a veporika, menší výskyt je známy aj z iných zón západokarpatskej sústavy, z hronika a bradlového pásma.

Prvé literárne zmienky o magnezitoch na Slovensku nachádzame v prácach geológov starej rakúsko-uhorskej monarchie (G. EISELE 1907, K. PAPP 1919). V období medzi dvoma svetovými vojnami sa štúdiom magnezitov na Slovensku zaoberali A. K. REDLICH (1926, 1934), J. STEJSKAL (1931), F. ULRICH (1933) a J. ŠUF (1935).

Po druhej svetovej vojne pracovali na magnezitových ložiskách D. ANDRUSOV—V. ZOUBEK (1953), M. KUŽVART (1954, 1955), V. ZORKOVSKÝ (1955), J. ILAVSKÝ (1956, 1957, 1959), M. MÁŠKA (1956, 1957, 1959), M. ĎAPÁK (1956, 1967), R. ŠEVČÍK (1957), S. GAVORA (1958), J. KLUBERT (1959), Z. TRDLIČKA (1959, 1960, 1962), J. GUĽA (1959), O. ABONYI—M. ABONYIOVÁ (1961, 1981), S. KLÍR (1962), I. VARGA (1963, 1965, 1970), P. KORPEL (1963, 1964), L. BACHŇÁK (1964), J. PIPTA (1964), J. MARKOVIČ—J. BALOGH (1967), J. TURAN—L. VANČOVÁ (1972, 1975, 1976, 1977a, b, 1979, 1980), J. BEŇKA—L. SNOPKO (1974), K. ELIAŠ (1979), J. TURAN—L. TURANOVÁ (1985).



Obr. 1 Náčrt geologickej mapy Slovenského rudohoria s magnezitovými stratiformnými ložiskami, zjednodušené podľa O. FUSÁNA (1957)

1 — staršie paleozoikum (gemerikum), 2 — mladšie paleozoikum (gemerikum), 3 — terciér (paleogén, neogén), 4 — kryštálické bridlice a váriské granitoidy (veporikum), 5 — ložiská magnezitu v kambriu, 6 — ložiská magnezitu v devóne (5—6 gemerikum), 7 — magnezitovo-mastencové ložiská (veporikum), 8 — magnezitové ložiská vo vrchnom karbone (gemerikum), 9 — výskyt magnezitov v evaporitoch (perm, trias), 10 — ložiská magnezitov.

Kryštalické magnezity sú rozšírené okrem Slovenska v mnohých pohoriach. Ležia v rôznych geologických útvaroch. Názory na ich vznik a vek sú veľmi rozdielne.

V platformnom Španielsku, aj v Pyrenejách sú známe viaceré, sčasti aj ťažené magnezitové ložiská tzv. typu „Asturetta“. Tento typ je známy aj z francúzskych Pyrenej. Ležia v útvaroch kryštalinika a metamorfovaného paleozoika (J. J. GUILLOU 1970, 1972). Sú považované buď za sedimentárne (J. G. LLARENA 1953, 1962, H. LEITMEIER 1953), alebo za hydrotermálno-metasomatické (J. P. DESTOMBES 1956).

Vo východných Alpách na území Rakúska sú dobre známe a detailne preštudované magnezitové ložiská typu „Veitsch“. Ležia v útvaroch kryštalinika, paleozoika a permu — spodného triasu. Názory na ich genézu a vek sú veľmi rozdielne. Jedna časť autorov ich považuje za hydrotermálno-metasomatické (A. K. REDLICH 1926, F. ANGEL—F. TROJER 1953, E. CLARR 1956, O. M. FRIEDRICH 1959, 1963, W. E. PETRASCHECK 1932, 1953, 1961, 1964, 1972 atď.), kým druhá skupina autorov v nich vidí znaky synsedimentárnych útvarov, ktoré boli po vzniku magnezitu zmenené mladšími deformačnými pochodmi a metamorfózou (W. SIEGL 1953, 1955, 1964, 1969, H. LEITMEIER 1953, I. LEŠKO 1972, O. SCHULZ 1974, G. MORTEANI et al. 1981, 1982, 1983 atď.).

Kryštalické magnezity sú známe a ťažia sa tiež na Urale. Ide o ťažené satkinské ložiská magnezitu a bakalské sideritové ložiská s magnezitom predkambriického veku. Považovali sa, a aj dnes sa považujú za hydrotermálno-metasomatické, príp. metamorfno-metasomatické (A. N. ZAVARICKIJ 1920, M. J. FADEJEV 1961, A. J. SIDORENKO 1966), alebo za sedimentárne, ktoré boli po svojom vzniku metamorfované (M. I. GARAN 1947, 1957, V. P. PETROV et al. 1984). Sú však aj kompromisné názory, hľadajúce genézu magnezitu medzi týmito dvomi názormi (L. V. ANFIMOV—B. D. BUSYGIN—L. E. DEMINA 1983).

Veľké a početné ložiská kryštalických magnezitov sa nachádzajú v Čínskej ľudovej republike a Kórejskej demokratickej republike. Ležia v staršom proterozoiku, v metamorfovaných sériách dolomitických mramorov, svorov, rúl, migmatitov a amfibolitov. Magnezity sú metamorfované a postihnuté rekryštalizáciou a metasomatózou. Preto ich tiež niektorí autori považovali za hydrotermálno-metasomatické (LUO JAOXING—ZHU JUNRUI 1985), iní autori ich považujú za sedimentárne, morské (H. NISHIHARA 1965). Najnovšie smery výskumu v Číne i Kórei zdôrazňujú polygenetický vznik kryštalických magnezitov. Magnezity vznikali primárne sedimentárne, neskôr boli ložiská metamorfované, deformované a rekryštalizované, uplatnila sa tiež metasomatóza (ZHU GUOLIN 1985, ZHAO GUANGREN 1985, SE WAI SEN—LI UN RGONG 1985, HE SHUHONG 1985). Takýto polygenetický vznik magnezitov je aj oficiálnym stanoviskom v záveroch sympózia o genetických problémoch čínskych a kórejských kryštalických magnezitov, ktoré sa konalo v roku 1985 v meste Chanchum.

Iné typy magnezitov lagunárneho sedimentárneho typu boli opísané z platformných formácií permu Nemecka, Poľska a Preduralia v ZSSR (J. K. FROLOVA 1955, O. BRATISCH 1962, H. E. USDOWSKI 1968, K. H. WEDEPOHL 1968).

Napokon pomerne obsiahla je aj literatúra o aridných shebkách vo všetkých starých gondwanských platformách alebo semiaridných oblastiach severnej Ameriky, Afriky, Arabského poloostrova, Malej Ázie, Austrálie, Ázie (J. P. PERTHUISOT—S. FLORIDIA—A. JAUZEIN 1972, P. SONNENFELD 1984). Ide o magnezitálne sedimenty charakteru uhličitanov, síranov, solí atď.

Tento príspevok, zameraný na stratiformné magnezity Západných Karpát sa snaží komplexne (geológia, stratigrafia, sedimentológia, vulkanológia, petrografia, mineralógia, paragenetické štúdie, geochemia hornín a minerálov, termometria, izotopové štúdiá C a O) riešiť viaceré problémy magnezitových ložísk, ich genézu.

Priestorové rozmiestnenie, geológia, mineralógia a geochemia magnezitov

Ložiská a výskyt magnezitov vystupujú v Západných Karpatoch v rôznych geotektonických zónach a rôznych stratigrafických útvaroch. Preto je aj ich geológia, litológia, petrografia a mineralógia veľmi rozdielna, taktiež sú rozdielne aj technicko-exploatačné podmienky ich ťažby.

Podľa súčasného prieskumu sú na Slovensku známe ložiská a výskyt magnezitu v nasledujúcich útvaroch:

— ložiská a výskyt kryštalického magnezitu v gelnickej skupine gemerika, stratigraficky zaradené do vrchného kambria — ordoviku, resp. spodného až stredného silúru a spodného devónu;

— ložiská a výskyt kryštalického magnezitu v kryštaliniku veporika, stratigraficky zaradené do silúru až devónu, najnovšie podľa V. BEZÁKA (1988) až vrchného paleozoika;

— výskyt magnezitu, resp. členov izomorfného radu magnezit — siderit v horninách rakoveckej skupiny gemerika, resp. v klatovskej skupine, stratigraficky zaradené do devónu;

— ložiská a výskyt kryštalického magnezitu v ochtinskom a zlatníckom súvrství dobsínskej skupiny gemerika, stratigraficky zaradené do spodného a vrchného karbónu;

— výskyt izomorfných členov radu magnezit — siderit v evaporitoch, anhydrite a sadrovci, stratigraficky zaradené do permu, spodného a vrchného triasu gemerika, hronika a bradlového pásma;

— výskyt žiliek a zhlukov amorfného magnezitu v serpentinizovaných ultrabázikách rôznych tektonických jednotiek tatrika, veporika a gemerika, stratigraficky zaradené do paleozoika a mezozoika.

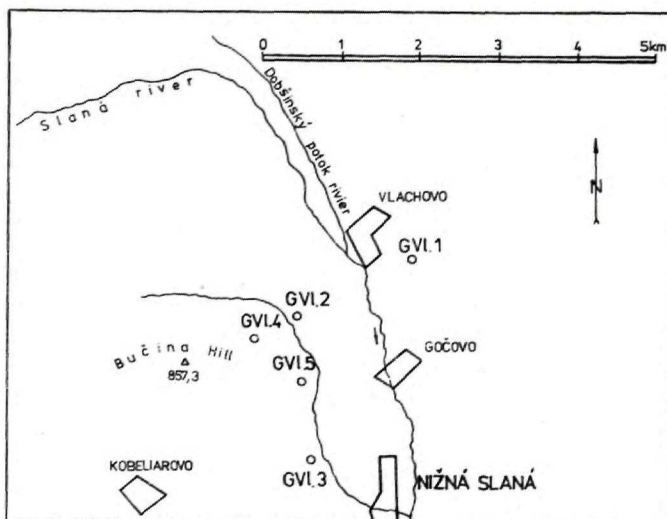
Ložiská a výskyt magnezitu v gelnickej skupine gemerika

Výskyt magnezitu v spodnom mezorytme vlachovského súvrstvia
(vrchné kambrium — ordovik)

Magnezit bol v tomto obzore zistený v štruktúrnych vrtoch GVL-1, 2, 4 a 5 pri Vlachove, v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (obr. 2, 3). Leží v komplexe gelnickej skupiny vo vlachovskom súvrství, ktoré sa podľa L. SNOPKU (1974) skladá z troch vulkano-sedimentárnych mezorytmov. Najstarší člen, spodný mezorytmus, vrchnokambrického veku je datovaný na základe acritarch a acantofór (L. SNOPKO—P. SNOPKOVÁ 1977).

Uhlíčanové polohy pre spodný horizont vlachovského súvrstvia nie sú charakteristické. V hojnejšej miere sú zastúpené vo vyšších horizontoch vlachovského súvrstvia, v tzv. betliarskej facií v zmysle L. SNOPKU (1969). Vlachovské súvrstvie je postihnuté v tomto priestore značnými faciálnymi zmenami laterálneho typu, ktoré sa prejavujú zmenami počtu polôh magnezitu, dolomitu a grafitických bridlic a zmenami mocnosti týchto polôh (obr. 3, 4).

Uvedené vrty zasiahli polohy uhličitanov v rôznych hĺbkach s väčším alebo menším obsahom kvalitného čistého magnezitu, ktorého mocnosť sa pohybovala rádovo od niekoľkých cm do 5 i viac m. Vrt GVL-1 zachytil v hĺbke 690 m 61 m mocnú polohu, vrt GVL-2 v hĺbke 877 m až 193,9 m



Obr. 2 Rozloženie vyhľadávacích vrtov v kambro-ordoviku gelnickej skupiny v oblasti Vlachova, podľa L. SNOPKU (1969)

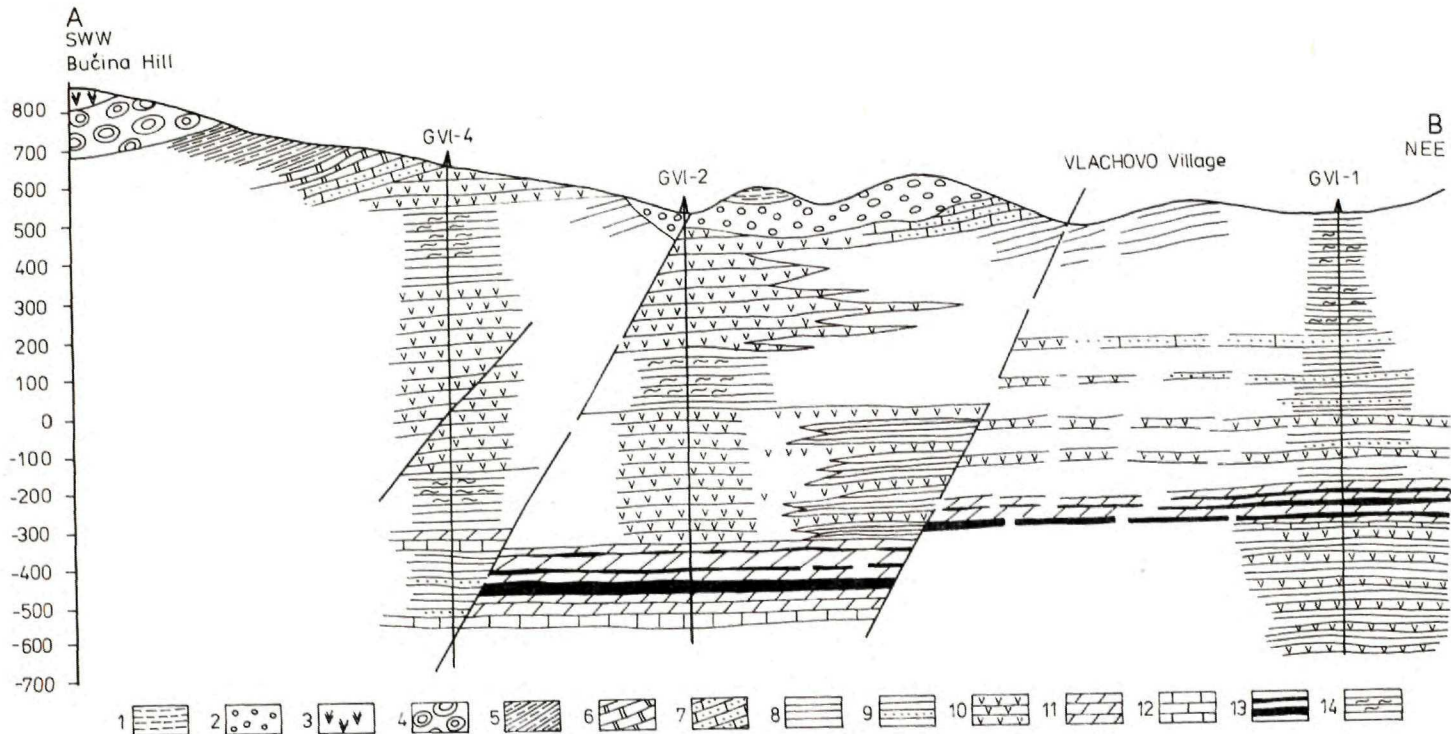
mocnú polohu, vrt GVL-4 18 m mocnú vápencovo-dolomitovú polohu v hĺbke 965 m a vrt GVL-5 v rozpätí od 767 m do 1127 m prevrтал 8 uhličitanových polôh, z ktorých najmocnejšia dosahovala 8 m (obr. 3, 4). Polohy magnezitu znečisteného dolomitom dosahujú podstatne vyššiu mocnosť.

Magnezit v uhličitanových polohách pri Vlachove vystupuje v asociácii s dolomitom, ktorý sa vyskytuje vo viacerých typoch. Je spravidla hrubozrnný, biely alebo sivý od prímiesi grafitu. Makroskopicky možno magnezit od dolomitu len ťažko rozlíšiť. Veľkosť zrn dosahuje až 5 cm; zrná sú pretiahnuté. Má vzhľad masívnej, všesmerne zrnitej textúry. Veľmi rozšírené sú radiálno-lúčovité agregáty. Vzácné má páskovanú textúru, pričom sa zdá, že táto textúra obkresľuje primárnu sedimentárnu textúru. Magnezit akcesoricky obsahuje mastenec, kremeň, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, bournonit, chlorit, sericit, rutil a apatit (J. BEŇKA—L. SNOPKO 1974).

Podľa Ilavského mal vznik uhličitanov štyri vývojové štádiá: 1. sedimentogénne, 2. rekryštalizačné, 3. mobilizačné, 4. oxidačné. K prvému, sedimentárno-diagenetickému štádiu patri kalcit 1, dolomit 1, magnezit 1, pričom tieto minerály tvoria rytmicky sa opakujúce vrstvičky rôznej mocnosti. Rekryštalizačnému štádiu zodpovedajú zrnité vápence s kalcitom 2, dolomitom 2 a magnezitom 2. Mobilizačné štádium tvoria kremené a uhličitanové žilky s lokálnym doprovodom sulfidov: pyritu, chalkopyritu, bournonitu. Tieto vznikali pri rekryštalizácii mobilizáciou z disperzne rozptýlených zrníčok tých istých sulfidov, patriacich do prvého štádia.

Chemické zloženie uhličitanov je doložené kompletnými chemickými analýzami (tab. 2, 3, 4). Obsah MgO sa pohybuje od 20,24 % do 45,5 %, obsah CaO od 0,91 do 29,6 %. Uhličitanové horniny tejto oblasti sú pomerne čisté, obsahujú v priemere 1—2 % nerozpustného zvyšku, len ojedinele sa vyskytujú vzorky s vyšším obsahom.

Obsah FeO kolíše v rozmedzí 1,1—4,2 %, priemerný obsah FeO v magnezite bol cca 2,3 %, v dolomite 1,9 %. Obsah Mn je pomerne stály, pohybuje sa od 550 ppm do

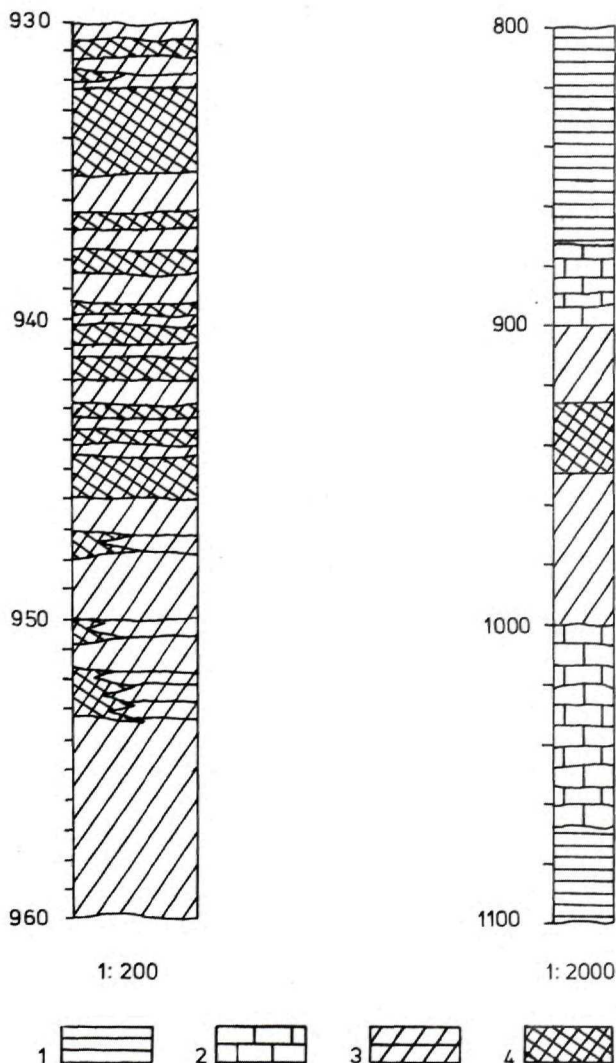


Obr. 3 Pozdĺžny geologický rez vlachovskými vrstvami (vrchné kambrium až ordovik) gelnickej skupiny, podľa L. ŠNOPKU (1969).

1 — pestré bridlice, 2 — zlepenec (1—2 perm), 3 — kremité porfýry, 4 — zlepenec, 5 — fylity, 6 — vápence, 7 — kvarcité (3—7 vrchný karbón), 8 — chloriticko-sericitické fylity, 9 — kvarcité fylity až kvarcité, 10 — metapaleoryolity (porfýroidy), 11 — dolomity, 12 — vápence, 13 — magnezity, 14 — grafitické fylity (8—14 gelnická skupina).

1360 ppm. Vlachovský magnezit svojím vzhľadom, rovnako aj svojím chemickým zložením veľmi nápadne pripomína magnezit z kryštalinika kohútkeho pásma veporika (tzv. severný magnezitový pruh v zmysle M. KUŽVARTA 1954).

Stopové prvky v magnezite (tab. 5) zastupujú izomorfne Mg, čiastočne tiež Fe. Väčšina stopových prvkov je však viazaná heterogénne v dolomite a v ďalších neuhličitanových mineráloch. V dolomite a vápenci (tab. 6, 7) sú viazané rovnaké stopové prvky ako v magnezite, čiastočne sa však líšia svojím kvantitatívnym zastúpením.



Obr. 4 Podrobný geologický pričný rez vrtom GVL-2 s horizontmi uhličitanov vo Vlachove, podľa L. SNOPKU (1969)

1 — čierne bridlice (fylity), 2 — vápence, 3 — dolomity, 4 — magnezity.

Chemické zloženie magnezitov z ložísk v Západných Karpatoch

Tab. 2

Ložisko	Vek	MgO	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	Strata žih.	Suma
Vlachovo	kambrium	40,13	5,77	0,69	0	2,40	1,33	49,88 %	100,28
Mútnik	devón	44,41	0,77	3,74	0,65	2,70	0,16	50,08	102,51
Vefká Štef	devón	40,72	1,45	6,13	2,68	1,24	0,25	47,83	100,00
Kavečany	spodný karbón	39,50	0,83	10,46	3,14	1,26	0,11	44,50	99,80
Podrečany	karbón	44,4	2,1	1,37	0,75	3,70	0,21	47,50	100,01
Burda-Poproč	karbón	43,97	1,7	0,45	0,60	2,44	0,24	50,41	99,77
Ploské	karbón	43,07	1,6	1,40	1,52	2,82	0,22	50,07	100,74
Sirk	karbón	43,3	1,94	1,09	1,34	2,91	0,24	49,60	100,42
Lubeník	karbón	42,0	3,1	1,30	1,06	3,18	0,25	50,05	100,90
Jelšava	karbón	42,5	2,15	1,24	0,69	3,78	0,26	49,49	100,10
Ochtiná	karbón	42,3	2,36	0,91	0,57	3,42	0,34	50,23	100,16
Košice	karbón	43,25	1,2	1,8	0,87	3,32	0,26	49,50	100,16

Chemické zloženie dolomitov z magnezitových ložísk Západných Karpát

Tab. 3

Ložisko	Vek	MgO	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	Strata žih.	Suma
Vlachovo	kambrium	19,87	29,30	0,61	0,79	2,86	0,26	46,06	99,75
Mútnik	devón	20,38	28,33	2,41	0,80	1,35	0,10	46,83	100,20
Podrečany	karbón	20,35	30,15	—	—	1,20	0,18	47,05	99,77
Ploské	karbón	20,81	29,36	—	—	1,20	0,16	47,01	100,00
Burda	karbón	21,00	30,06	—	—	1,10	0,10	47,08	99,70
Sirk	karbón	21,72	29,42	—	—	1,55	0,32	46,95	100,10
Jelšava	karbón	20,07	30,00	—	—	1,75	0,13	46,80	100,10
Košice	karbón	20,66	30,25	—	—	1,32	0,17	47,12	100,04

Prevzaté z prác J. BEŇKA—L. SNOPKO (1974), J. TURAN—L. VANČOVÁ (1972, 1979, 1980), Z. TRDLIČKA (1959)

Chemické zloženie vápencov z magnezitových ložísk Západných Karpát

Tab. 4

Ložisko	Vek	MgO	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Strata žiňaním
Vlachovo	kambrium	2,10	51,14	0,83	0,69	1,80	0,26						42,93
severný magnezitový pruh	devón	3,97	47,96	2,80	0,80	0,45	0,04						41,96
južný magnezitový pruh	karbón	1,67	51,40	2,10	0,87	0,70	0,02	0,08	0,05	0,91	0,25	0,14	41,57

Prevzaté z prác J. BEŇKA—L. SNOPKO (1974), J. TURAN—L. VANČOVÁ (1972, 1979, 1980)

Stopové prvky v magnezitoch z ložísk Západných Karpát

Tab. 5

Ložisko	Vek	Ag	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cu	Cr	Ga	Hg	In	K	Li	Mn	Na	Ni	Pb	P	Sb	Sn	Sr	Ti	V	W	Yb	Zn	Zr
Vlachovo	kambr.	●	⊗	—	●	○	●	—	—	●	○	○	●	—	●	—	—	⊗	○	●	●	—	—	●	○	●	—	—	—	—	—
Mútnik	devón	●	○	●	●	○	●	●	●	○	○	●	○	○	●	○	●	⊗	○	○	●	●	●	●	○	○	●	●	●	●	●
Veľká Štef	devón	●	⊗	●	●	○	—	●	—	○	○	⊗	—	●	●	⊗	●	⊗	⊗	○	●	●	●	●	○	○	●	●	●	●	—
Košice až Podrečany	karbón	●	○	●	○	○	—	●	—	●	●	—	—	—	●	⊗	—	⊗	⊗	—	●	●	●	●	○	●	●	●	—	○	—

Stopové prvky v dolomitoch z magnezitových ložísk Západných Karpát

Tab. 6

Ložisko	Vek	Ag	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cu	Cr	Ga	F	Hg	In	K	Li	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	P	Sb	Sc	Sn	Sr	Ti	V	W	Yb	Zn	Zr
Vlachovo	kambr.	●	○	—	—	○	—	—	—	●	○	●	—	—	—	●	●	—	○	—	○	●	●	—	—	—	●	—	—	—	—	—	●	—
Mútnik	devón	○	●	—	—	●	—	●	—	○	○	●	—	—	—	○	○	—	⊗	—	⊗	●	●	—	—	—	○	⊗	●	—	—	○	—	—
Košice až Podrečany	karbón	●	○	●	●	○	●	—	●	●	●	●	●	●	—	—	●	●	○	●	●	●	○	—	○	●	—	●	●	●	—	●	●	●

⊗ — obsah nad 10 % ○ — obsah od 10 do 1,1 % ● — obsah od 1,1 do 0,1 % — — obsah pod 0,1 %

Prevzaté z prác J. BEŇKA—L. SNOPKA (1974), J. TURANA—L. VANČOVEJ (1972, 1979, 1980).

Dekrepitačné teploty jednotlivých uhličitanov, pohybujúce sa v rozmedzí od 150 do 200 °C (tab. 8) najskôr svedčia o teplote rekryštalizácie uhličitanov pri rovnakých podmienkach.

Výskyt magnezitu vo vrchnom mezorytme vlachovského súvrstvia (spodný-stredný silúr)

Vo vrchnom mezorytme vlachovského súvrstvia sú polohy uhličitanov zastúpené hojnejšie. Vystupujú v pestrom komplexe hornín, v ktorom prevládajú tmavé sericiticko-chloritické fylity s polohami grafitických fylitov. Lokálne sú vyvinuté piesčité fylity s metapiekovcami až kremencami. Charakteristickým členom, okrem uhličitanov, sú tmavé kremité horniny organogénneho pôvodu — lydity. Výskyt uhličitanov je viazaný na známy pruh Hanková—Nižná Slaná—Volovec.

V tomto pruhu od Z na V možno vyčleniť dve uhličitanové asociácie: kalcitovo-ankeritovo-sideritovú a dolomitovo-magnezitovú, ktoré sú priestorovo oddelené nižnoslanským zlomom.

Kalcitovo-ankeritovo-sideritová asociácia je všeobecne známa v priestore Hanková—Nižná Slaná. Uhličitaný kalcit, dolomit, Fe-dolomit, ankerit a siderit sú zastúpené v jednotlivých polohách v rôznom kvantitatívnom pomere. Prítomnosť magnezitu v tejto časti pruhu nebola dokázaná.

V priestore medzi Nižnou Slanou a Volovcom sa vyskytuje niekoľko prirodzených a umelých odkryvov, v ktorých vystupujú uhličitaný dolomitovo-magnezitovej asociácie, pričom dominujúcim minerálom je Fe-dolomit a dolomit.

Magnezit v rámci uhličitanových polôh je zastúpený nepravidelne. Tvorí zhluky v zrnitom dolomite, od ktorého sa prakticky nedá makroskopicky rozlíšiť a často iba na základe hrdzavých škvŕn možno predpokladať jeho prítomnosť. Frekvencia výskytu magnezitu v uhličitanových polohách je nízka, pohybuje sa okolo 5 %. Rovnako obsah magnezitu sa pohybuje najčastejšie okolo 5—7 %, výnimočne dosiahol až 70 %. V jednom prípade sa zistil výskyt magnezitu (breunneritu až mezitínu) vo forme úlomkov v brekcií.

Zaujímavé výsledky sa zistili pri mikroskopickom štúdiu. Magnezit, ktorý je prítomný vo forme jednotlivých zŕn alebo ich zhlukov, patrí medzi najstaršie uhličitanové minerály a je intenzívne zatlačaný dolomitom, príp. Fe-dolomitom. V mnohých prípadoch možno pozorovať iba pseudomorfózy po magnezite. Hodnoty indexov lomu jednotlivých zŕn vo väčšine prípadov zodpovedajú breunneritu, alebo sú na rozhraní magnezit—breunnerit; v jednom prípade dosiahol index lomu hodnotu až 1,75, čo by podľa Winchellovej klasifikácie zodpovedalo až mezitínu.

Chemické zloženie uhličitanov pruhu Hanková—Volovec je veľmi rozdielne, pokiaľ ide o obsah Fe, Mg a Mn. Obsah MgO kolíše v širokom rozmedzí od stopových množstiev v uhličitanoch západnej časti pruhu až po 35,5 % MgO v najvýchodnejšej časti pruhu. Rovnako kolíše aj obsah FeO. Kým v západnej časti pruhu (Hanková—Nižná Slaná) dosahuje až 58,5 %, vo východnej časti klesá na 6,2 %. V každom prípade však je tento obsah 3 až 5-násobkom obsahu FeO v magnezite z oblasti Vlachova. Podobný rozdiel je aj v obsahu Mn, ktorý v západnej časti dosahuje priemerne 9500 ppm, kým vo východnej časti jeho obsah klesá na 3300 ppm. Obsah ďalších stopových prvkov je pomerne nízky, len ojedinele dosahuje vyššie hodnoty. Väčšina z nich je viazaná heterogénne.

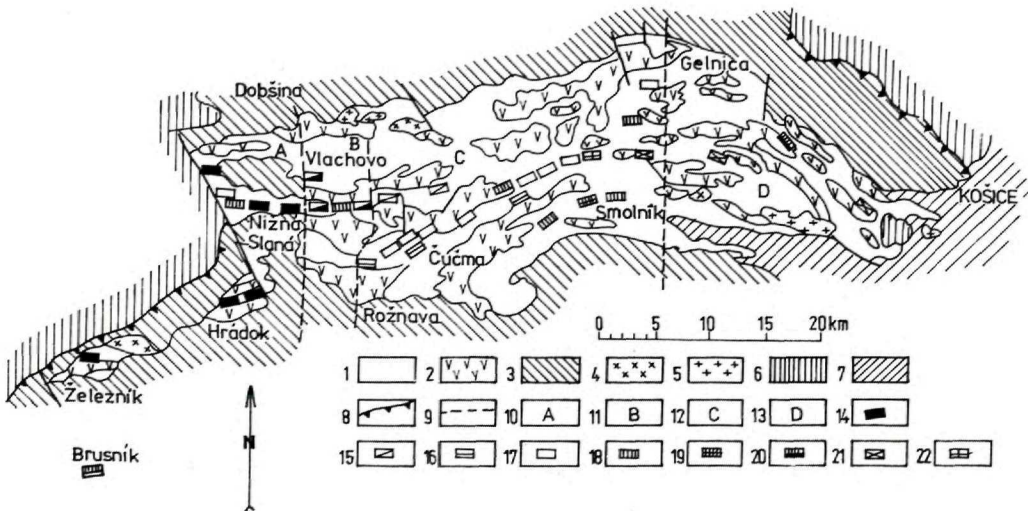
Najnovšie bol zistený výskyt magnezitu vo vrtoch v Dlhej doline pri Podsúfovej. Vo vrte DD-16 (ale aj v ďalších troch vrtoch DD-9, DD-10, DD-11), ktorého účelom bolo overiť Sn-W zrudnenie,

sa zistil výskyt uhličitanových polôh v hĺbkach 200 až 600 m s nepravou mocnosťou 30—111 m. V podloží magnezitovo-mastencovej polohy vo vrte DD-16 sa vyskytuje granit, v nadloží je vyvinutý sedimentárno-vulkanický komplex s prevahou rôznych druhov fylitov, porfyroidov, lokálne i metabázik. Podľa Danišku (ústne podanie) uvedený komplex hornín patrí do najvrchnejšej časti betliarskeho súvrstvia v zmysle P. GRECULU (1982).

Výskyt magnezitu a mastenca, okrem prípadného ekonomického významu, je zaujímavý aj z hľadiska vzájomných vzťahov medzi stratiformným sideritovým a magnezitovým zrudnením, pretože v podloží i nadloží magnezitovo-mastencovej polohy, predovšetkým v čiernych metapelitoch, sa zistil výskyt rozptýleného sideritu v priemere okolo 7 %, maximálne do 20 %. V súčasnom období je tento výskyt magnezitu predmetom nášho štúdia.

Výskyt magnezitu v drnavskom súvrstvi (spodný devón)

V oblasti Mníška nad Hnilcom sa hlbokým vrtom MPV-8, ktorým sa overovala geologická stavba a možnosť smerného pokračovania stratiformného sulfidického zrudnenia,



Obr. 5 Paleogeografické a litofaciálne zóny v gelnickej skupine Spišsko-gemerského rudohoria, podľa J. ILAVSKÉHO (1974)

1 — sedimenty gelnickej skupiny (fylity, kvarcity, lydity, uhličtany), 2 — metapaleovulkanity gelnickej skupiny (porfýry, porfyroidy), 3 — mladšie členy gelnickej skupiny (devón-trias), 4 — variské granity, 5 — alpské granity (krieda), 6 — jednotky veporika, 7 — vnútrokarpatský miocén, 8 — ľubenícko-margeciánska presunová línia medzi gemerikom a veporikom, 9 — hranice jednotlivých faciálnych zón v gelnickej skupine, 10 — litofaciálna zóna so sideritom a vápencami, 11 — litofaciálna zóna s dolomitom a magnezitom, 12 — litofaciálna zóna s dolomitom, 13 — litofaciálna zóna bez uhličitanov, 14 — stratiformné ložiská sideritu, 15 — výskyt stratiformných magnezitov, 16 — výskyt stratiformných mangánových rúd, 17 — ložiská a výskyt antimonových rúd (žilných a stratiformných?), 18 — výskyt stratiformných pyritov, 19 — výskyt a ložiská stratiformných pyrit-mednatých rúd, 20 — výskyt stratiformných Pb-Zn-Cu-pyritových rúd, 21 — výskyt hematit-magnetitových rúd stratiformného typu, 22 — výskyt antimonovo-scheelitových rúd.

Stopové prvky vo vápencoch z magnezitových ložísk Západných Karpát

Tab. 7

Ložisko	Vek	Ag	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cu	Cr	Ga	F	Ge	K	Li	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	Rb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ti	V	W	Yb	Zn	Zr
Vlachovo	kambr.	•	⊗	-	-	⊗	-	•	-	•	○	•	•	-	•	○	-	○	-	○	○	-	•	-	-	-	○	○	○	-	-	•	•	•
Mútnik	devón	•	•	-	-	•	•	-	-	○	•	•	-	•	-	○	-	○	-	○	•	-	•	•	•	-	•	○	○	•	-	-	•	-
Košice až Podrečany	karbón	-	○	-	○	•	-	-	-	•	•	•	•	-	-	•	•	○	•	•	•	•	•	•	-	•	-	○	•	•	-	-	•	-

Dekrepičné teploty hlavných minerálov magnezitových ložísk Západných Karpát

Tab. 8

Zóna	Ložisko	Vek	Minerál	Začiatok dekrepitácie pri °C	Počet analýz
Gemerides	Vlachovo	kambrium	magnezit	150—200	28
			dolomit	150	55
			kalcit	170	7
			kremeň	150	5
Veporides	Mútnik	devón	magnezit	250	3
			dolomit	230	1
			kremeň	260	11
			kalcit	250	1
	Kokava n. Rimavicou	devón	magnezit	250	2
			dolomit	240	1
	Samo	devón	kremeň	310	3
			magnezit	270	2
kremeň			kremeň	330	2
Gemerides	Burda-Poproč	karbón	magnezit	160	15
			dolomit	140	19
	Jelšava	karbón	magnezit	130	35
			dolomit	160	16
	Ochtiná	karbón	magnezit	210	2
			dolomit	160	5
	Košice	karbón	magnezit	163	77
			dolomit	120	20

Údaje prevzaté z prác BEŇKA, J.—SNOPKO, L. (1974), ELIAŠ, K. (1979), TRDLIČKA, Z.—KUPKA, F. (1964), TURAN, J.—VANČOVÁ, L. (1972), VANČOVÁ, L. (1968), VARČEK, C. (1967).

zistil v hĺbke 834—886 m výskyt svetlosivého masívneho kryštálického magnezitu (P. GRECULA—J. KOBULSKÝ 1980). Identifikácia magnezitu nie je prekvapujúca, pretože v susednom Rakúsku, kde sú podobné geologické pomery, je výskyt magnezitu v staršom paleozoiku oveľa hojnejší a významnejší (H. MOSTLER 1973).

Magnezit vystupuje v nadloží granitu v prostredí zelenkavých fylitov so zriedkavými vložkami fialových fylitov na báze horizontu s mocnou polohou bazáltových hornín a keratofýrov (P. GRECULA 1982).

Uhličitanovú polohu buduje takmer čistý magnezit, iba v okrajových častiach sa uplatňuje čiastočne aj dolomit. Prechod uhličitanovej polohy do okolitých fylitov je pozvoľný. Zabezpečujú ho drobné paralelné magnezitovo-breunneritové vrstvičky mocné niekoľko mm až cm, sledujúce bridličnatosť fylitov.

Okrem týchto makroskopicky viditeľných tenkých magnezitovo-breunneritových polôh sa v nadloží aj v podloží magnezitovej polohy v okolitých fylitoch vyskytujú aj vtrúsené uhličitanové s obsahom spravidla pod 10 %. Tieto vtrúsené uhličitanové možno zaradiť podľa nameraných indexov lomu od breunneritu až po sideroplezit.

Minerálne zloženie samotnej uhličitanovej polohy je veľmi jednoduché. Je zložená takmer výlučne z magnezitu, ktorého obsah sa pohyboval od 21 % v okrajových častiach polohy po viac ako 96 %, v priemere dosahoval 82,5 %. Z kremičitanov sú najhojnejšie zastúpené chlority a kremeň, z rudných minerálov pyrit, výnimočne tiež chalkopyrit.

Magnezit vystupuje samostatne alebo častejšie spolu s malým množstvom dolomitu. Obsah MgO sa pohybuje v rozmedzí od 41,8 do 44 %, CaO sa uplatnil iba v stopách. Obsah FeO v magnezite sa pohyboval od 2 do 3,2 %.

Zo stopových prvkov v magnezite podľa kvantitatívnych spektrochemických analýz má zaujímavejšie koncentrácie iba Mn, príp. ďalšie 3—4 prvky, kým ostatné sa vyskytujú v množstve blízkom medzi stanoviteľnosťou, alebo sú dokonca pod ňou. Obsah Mn, ktorý je najvyšší, sa pohybuje od 1930 do 4400 ppm (priemerný obsah 2742 ppm). Priemerný obsah Ba, Cu a Sr sa pohybuje okolo 10 ppm.

Magnezit v kryštaliniku zóny veporika

Ložiská a výskyt magnezitu tvoria tzv. severný magnezitový pruh v zmysle M. KUŽVART (1954). Obsahujú značné množstvo mastenca, ktorý je aj hlavným objektom ťažby. Magnezit sa spočiatku iba haldoval, neskôr sa začal využívať.

Ložiská a výskyt magnezitu s mastencom ležia v kryštaliniku veporika, ktoré je vyššie metamorfované ako gemerikum. Ide o viacero komplexov metamorfítov a granitoidov, ktoré študovali A. K. REDLICH (1926, 1934), J. STEJSKAL (1931), F. ULRICH (1933), J. ŠUF (1935), D. ANDRUSOV—V. ZOUBEK (1953), A. NEMČOK (1953), V. ZOUBEK (1936), M. KUŽVART (1954, 1955, 1956). Novšie tu pracovali A. KLINEC (1976), Z. BACSÓ (1964), A. SUCHÁR (1974), A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR (1975, 1982), V. BEŽÁK (1988).

Podľa súčasných poznatkov (V. BEŽÁK 1988) sa na stavbe územia veporika podieľajú nasledujúce komplexy: 1. kráľovohorský, 2. svorový komplex Ostrej, 3. klenovecký, 4. sinecký (s magnezitmi), 5. lovinobanský, ku ktorým pristupuje ešte komplex svetlých granitoidov (rimavický) a v j. časti vrchnopaleozoické slatvinské a rimavické súvrstvia v zmysle A. VOZÁROVEJ—J. VOZÁRA (1982) a mezozoický obal.

Vyčlenené komplexy predstavujú tri štruktúrne a vekovo odlišné stupne geologickej stavby.

Najnižší stupeň predstavuje kráľovohorský komplex, budovaný rôznymi typmi migmatitov s enklávami pararúl a granitoidov. Je najsilnejšie metamorfovaný a silne graniti-

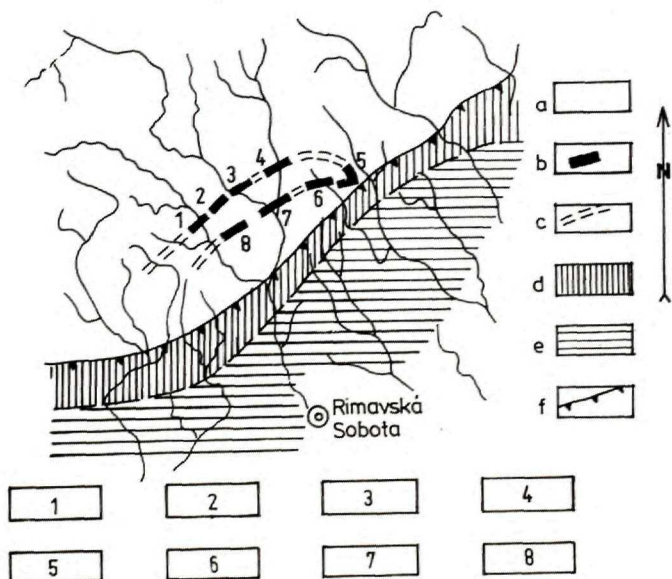
zovaný. Do strednej časti patria spodnopaleozoické komplexy, svorový komplex Ostrej, tvorený granátickými svormi a telesami amfibolitov a komplex klenovecký, zastúpený albitizovanými biotitickými pararulami. Vrchnú vrstvu tvoria sedimenty a vulkanity vrchného paleozoika a mezozoika, výrazne slabšie metamorfované. Sem radí V. BEZÁK (1988) tiež sinecký a lovinobanský komplex, ktoré sú tvorené muskoviticko-chloritickými fylitmi a bázickými metavulkanitmi a magnezitmi (sinecký), resp. metasedimentmi a metavulkanitmi s polohami svetlých a čiernych bridlic (lovinobanský).

Najstaršie známe granitoidy vo veporiku, tvoriace nepravidelné telesá, sú datované na 387 mil. rokov (G. P. BAGDASARJAN et al. 1986). Neskorohercýnske granitoidy (vek 284 mil. rokov, BAGDASARJAN, G. P. et al. 1986) intrudovali na rozhraní devónu a karbónu, príp. v spodnom karbone (V. BEZÁK 1988). Počas alpinskej epochy intrudovali v tejto oblasti alpinske granitoidy, ktoré prerážajú mladopaleozoické členy karbón a perm (A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1982).

Na staropaleozoických metamorfitoch a hercýnskych granitoidoch ležia diskordantne vrchný karbón a perm detritického pôvodu (pieskovce, zlepenca, bridlice).

Obsahujú fosilie typov *Sporites*, *Pollenites*, *Coniferales*, *Cordaitales*, *Filices* atď. (E. PLANDEROVÁ—A. VOZÁROVÁ 1978, A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1980). Tieto súvrstvia sú prekryté mezozoikom gemerika vo fácií uhličitanov, cez ktoré prerážajú miocénne vulkanity, andezity a diority. Kriedové granitoidy vychádzajú na povrch len vo vyššie metamorfovanom kryštaliniku veporika.

Uvedené komplexy hornín obsahujú okrem magnezitu aj ďalšie typy zrudnení (J. ILAVSKÝ et al. 1977).



Obr. 6 Geologický náčrt magnezitovo-mastencového zrudnenia vo veporiku, podľa A. SUCHÁRA (1974)

a — zóna veporika, b — magnezitovo-mastencové zrudnenie, c — uhličitanové horniny, d — vrchný karbón gemerika, e — perm až mezozoikum gemerika, f — Ťubenicko-margeciánska línia, 1—8 jednotlivé lokality magnezitovo-mastencového zrudnenia (1 — Kokava, 2 — Sinec, 3 — Ostrá, 4 — Hačava, 5 — Polom, 6 — Mútnik, 7 — Lýdia, 8 — Samo).

Následnosť minerálov rôznych rudných ložísk podľa znižovania dekrepitačných teplôt Tab. 9

Minerál	Gemerides	Veporides
kremeň	180—310 °C	300—340 °C
magnezit	168—277 °C	300—340 °C
dolomit	146—221 °C	235—260 °C
kalцит	135—245 °C	250 °C

Charakteristika stratiformných magnezitovo-mastencových ložísk v zóne veporika Tab. 10

Ložisko	Mocnosť v m	Smer lož.	MgO	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
	Plocha v m ²	Úklony				
Kokava nad Rimavicou	5 m	58° SV-JZ	42,65	1,3	4,5	2,8 %
	10 000 m ²	55°k JV				
Sinec	5 m	55° SV-JZ				
	1 250 m ²	40°k JV				
Mútnik-Hnúšťa	50 m	88° SV-JZ				
	240 000 m ²	45° J				
Polom	15 m	45° SV-JZ				
	2 400 m ²	40°k JV				

Prevzaté z práce L. VANČOVEJ (1980)

Magnezitovo-mastencové ložiská a výskyt v klenoveckom pásme v zmysle J. KAMENICKÉHO (1967) vystupujú v podobe zdvojeného pruhu, ktorý je výsledkom buď primárnej sedimentácie, alebo môže ísť aj o jeho tektonické zdvojenie. M. KUŽVART (1956) a A. SUCHÁR (1974) vysvetľujú túto štruktúru ako prevrátenú brachyantiklinálu (obr. 6). Severnému krídlu tohto zdvojeného pruhu patria ložiská a výskyt Hačava, Mútnik a Polom, južnému Kokava, Sinec, Lýdia, Samo. V každom krídle tvoria uhličitanové dve až tri polohy. Šošovky mastenca sú najhojnejšie vyvinuté na prechodoch uhličitanov a silikátových hornín.

Ložiská a výskyt magnezitu s mastencom majú smer SV—JZ, úklon okolo 50—70°k JV. Okolitými horninami sú spravidla granátické svory. Základné ložiskové údaje o lokalitách Kokava, Sinec, Mútnik a Polom sú v tab. 10. Polohy uhličitanov sú niekoľko stoviek metrov dlhé, maximálne 80 m mocné, miestami šošovkovité, čo môže byť alebo primárne, alebo spôsobené vplyvom budináže a vrásnenia.

Vnútroštruktúra uhličitanov ukazuje na rytmické striedanie magnezitu, dolomitu a vápenca (obr. 7). Textúry uhličitanov sú obyčajne masívne alebo jemnozrné.

Typickým znakom magnezitových ložísk v okolí Hnúšte je niekoľkonásobné prerušenie uhličitanovej sedimentácie a jej vystriedanie silikátovou sedimentáciou. Ide o striedanie sa niekoľko cm až m mocných polôh, tektonicky značne deformovaných. Pôvodné ílové minerály silikátových polôh boli neskôršie v metamorfo-metasomatických podmienkach zmenené na pestrú asociáciu minerálov, v ktorých má prevahu chlorit (sherdanit), sericit, flogopit (neskôr zmenený na vermikulit) a klinozoizit (L. VANČOVÁ—J. TURAN 1981). Kryštály klinozoizitu dosahujú lokálne až 5 cm. V dolomitických vápencoch a dolomite je častá calcitovo-tremolitová asociácia. Na iných miestach, kde v pôvodnom sedimente bolo ešte menej Fe, vznikali mm až cm vložky sepiolitu (parasepiolitu) a palygorskitu. Svetlý farebný odtieň, ako aj masťný oter týchto hornín spôsobili, že boli považované za mastenec.

Minerálne zloženie magnezitovo-mastencových ložísk bolo študované M. KUŽVARTOM (1955, 1956), Z. TRDLÍČKOM (1962), J. TURANOM—L. VANČOVOU (1977, 1979, 1980), O. ABONYIM—M. ABONYIOVOU (1981).

Z uhličitanových minerálov je najhojnejší magnezit, ale hojný je i dolomit. Vápence sú vyvinuté iba v periférnych častiach ložiska, v podloží i nadloží.

Mastenec je hlavnou dobývanou zložkou týchto ložísk. Tvorí šošovkovité telesá nepravidelného tvaru, alebo je jemne roztrúsený v magnezite. Agregáty mastenca obsahujú akcesoricky rutil a chlorit.

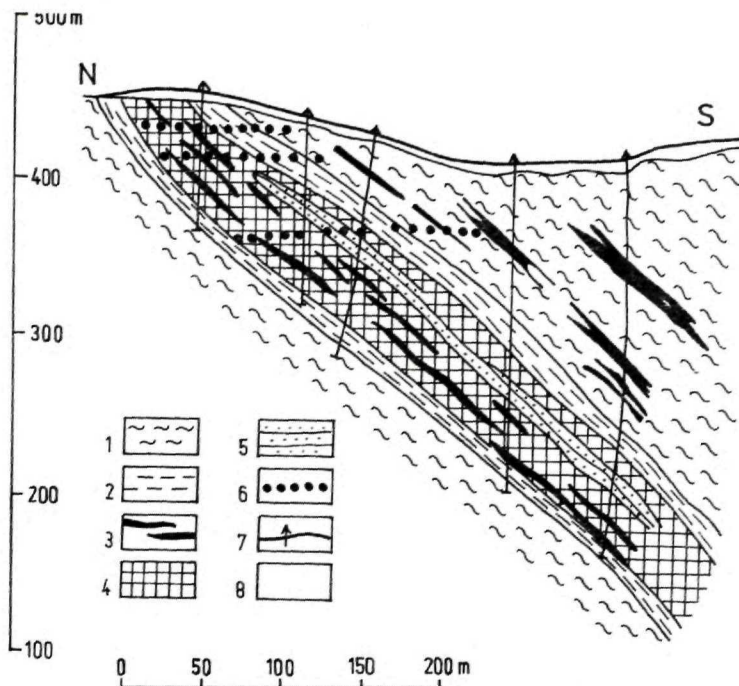
Medzi podradnejšie zastúpené minerály patrí kremeň. Vyskytuje sa jednak vo forme žiliek s mocnosťou od mm do dm, jednak v intergranulároch magnezitu a dolomitu.

Ďalšie minerály sú zastúpené prevažne akcesoricky, v niektorých prípadoch tvoria samostatné, vyššie opísané vložky v uhličitanoch. Patria k nim predovšetkým chlority (pennín, klinochlór, leuchtenbergit, sheridanit, korundofilit, ripidolit), sericit, muskovit, biotit, granát, zirkón, rutil, turmalín, palygorskít, tremolit, flogopit, klinozoizit atď. Zo sírníkov stojí za zmienku iba obsah chalkopyritu a pyritu (známe kryštály z ložiska Samo). Ojedinele sú zastúpené aj ďalšie sulfidy: arzenopyrit, pyrotín, pentlandit, sfalerit, galenit, chalkozín, markazit atď. Okrem toho boli v ložiskách identifikované ďalšie minerály: rýdza Cu, rýdže Au, limonit, malachit, azurit, hematit, goethit atď.

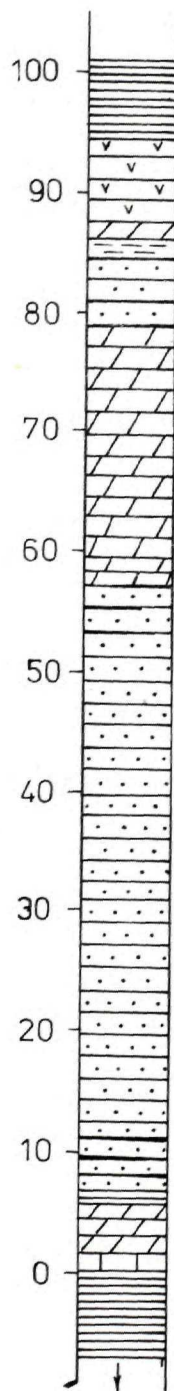
Ložisková výplň sa vyvíjala, podľa Ilavského, v štyroch až piatich štádiách. Pri ich charakteristike musíme brať do úvahy nielen parageneticko-sukcesívne vzťahy výplne, ale aj vložky rôznych hornín, v snahe vysvetliť procesy niekoľkofázovej metamorfózy hornín a ložísk.

V prvom sedimentogénno-diagenetickom štádiu vznikali minerály: kalcit 1, dolomit 1, magnezit 1, sulfidy Fe, Cu a Co prvej generácie. Vo vložkách okolitých hornín treba predpokladať ílovité minerály. Druhé štádium bolo metamorfogénne a rekryštalizačné, zodpovedajúce nižšie temperovanej amfibolitovej fácií. Vznikali stredno- až hrubozrnné uhličitaný: kalcit 2, dolomit 2, magnezit 2. V tomto štádiu sa vytvorili tiež granát (almandín), mastenec, biotit, muskovit, flogopit, tremolit, aktinolit na úkor ílovitých a uhličitanových minerálov alumosilikátových a bázičkových hornín vulkanického submarínneho pôvodu. V tomto štádiu mohli vznikáť aj niektoré z akcesorických minerálov (rutil, zirkón, pyrit 2), ktoré sa vyskytujú vo všetkých typoch rúd a okolitých hornín. Zo sulfidov vznikli v tomto štádiu kobaltín, arzenopyrit, pyrotín, pentlandit, sfalerit, Bi-minerály, galenit, boulangerit, rýdže Au, chalkopyrit 2, pyrit. Tretie štádium bolo tiež metamorfogénne, avšak vzhľadom na predchádzajúce, jeho charakter bol regresný. Z minerálov druhého štádia vznikali minerály fácie zelených bridlic, teda nižšie teplotné. Napríklad na úkor flogopitu vznikal vermikulit, na úkor mastenca chlorit, sericit, chlorit a antigorit namiesto tremolitu, muskovitu a granátov. Z amfibolov, pyroxénov a plagioklasov vznikali epidot, zoizit, kalcit 3, dolomit 3 atď. V štvrtom, mobilizačno-metasomatickom štádiu bola hlavná masa magnezitu rekryštalizovaná na magnezit 3 (hrubozrnný). Piate štádium bolo nízkoteplotné, blízke oxidačnému. V tomto štádiu vznikali parasepiolit a palygorskít ako vložky v tenkolavicovitom dolomite. Sfudnaté minerály sa v podmienkach povrchovej alterácie rozložili. Sulfidy druhého a tretieho štádia sa zmenili v oxidačných podmienkach na chalkozín, kovelín, malachit, azurit, limonit atď.

Ako vidieť, mnohé minerály sú vyvinuté vo viacerých generáciách, ktoré sa navzájom líšia štruktúrne a textúrne, majú odlišné stopové prvky a vykazujú rozdielne termometrické vlastnosti (Z. TRDLÍČKA—F. KUPKA 1964). Je teda pravdepodobné, že v dôsledku mobilizácie a premien pri viacfázovej metamorfóze sa uplatnila aj geochemická frakcionácia izotopov uhlíka, kyslíka, síry atď.



Obr. 8 Geologický profil magnezitovo-mastencového ložiska Mútník podľa A. SUCHÁRA (1960 in ABONYI, O.—ABONYIOVÁ, M. 1981).
 1 — granáticko-biotitické svory, 2 — chloriticko-mastencové bridlice, 3 — mastenec, 4 — magnezit, 5 — dolomit, 6 — banské práce, 7 — vrty, 8 — kvartérne hliny a sute.



Obr. 7 Schematizovaný geologický rez na magnezitovo-mastencovom ložisku Mútník, podľa J. TURANA—VANČOVEJ (1979)
 1 — granáticko-biotitické svory, 2 — amfibolické horniny, 3 — dolomity, 4 — magnezity, 5 — mastencovo-chloritické svory, 6 — vápence, 7 — chloriticko-aktinolitické a flogopitové bridlice.

Hornina	SiO ₂ od—do	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Počet analýz
1. chlorit. br.	27,0— 64,0	7,2— 27,0	0,25— 0,45	1,4—2	3,8— 10,8	0,05— 0,9	2,3— 23,2	0,2— 1,8	0,3— 0,5	0,1— 3,5	do 0,1	2,7— 11,0	do 0,4	3
2. seric.-albit bridlica	56— 85,0	7,2— 27,28	0,2— 0,9	0,8— 5,4	do 4,8	do 0,1	0,4— 6,7	0,6— 1,3	0,14— 4,13	1,2— 5,7	do 0,3	0,8— 3,3	do 0,43	7
3. biotitické bridlice	53— 64,0	15,6— 20,1	0,4— 0,9	2,3— 8,0	1,9— 5,7	0,1— 0,2	1,8— 4,0	1,1— 2,7	0,4— 4,2	1,2— 5,5	do 0,34	0,8— 5,0	do 0,11	6
4. granátické svory	52—83	7,2— 25,0	0,5— 1,0	0,9— 5,9	1,2— 5,7	do 0,39	0,8— 7,7	0,5— 2,9	0,4— 5,7	1,7— 4,8	0,2— 0,5	0,2— 3,6	do 0,3	16
5. biotitické ruly	53—68	11,9— 22,6	0,3— 1,0	11,9— 22,6	1,5— 6,0	do 0,4	0,6— 3,9	1,1— 4,6	1,8— 5,8	0,5— 7,3	do 0,3	0,3— 3,0	do 0,43	27
6. ortoruly	68—74	12,5— 15,8	0,2— 0,7	0,2— 2,5	0,3— 2,12	0,03— 0,06	0,4— 1,7	1,2— 2,4	3,0— 5,7	do 1,5	do 0,23	do 1,6	do 0,6	13
7. metakvarcity	71—89	5,0— 14,3	0,2— 0,6	0,7— 3,3	0,4— 0,9	do 0,06	0,5— 1,8	0,4— 2,2	0,2— 2,4	0,6— 6,0	do 0,14	do 1,38	do 0,1	6
8. amfibolity	38—77	2,3— 18,7	0,2— 1,9	1,7— 13,2	1,4— 11,4	do 1,7	1,0— 16	2,7— 12,4	1,2— 4,7	0,2— 2,4	do 0,58	do 4,9	do 1,0	47
9. diority	47—55	11,5— 20,0	0,8— 1,9	0,6— 7,7	3,4— 4,0	0,1— 0,3	8,1— 10,3	3,3— 10,3	2,1— 3,2	2,0— 2,9	0,2— 0,4	0,5— 2,2	do 0,36	3
10. variské granity	59—81	8,4— 17,0	do 1,55	0,16— 4,8	0,4— 3,7	do 0,6	do 3,13	0,2— 5,4	0,5— 7,5	0,7— 5,0	do 0,46	do 2,0	do 0,57	37

Údaje prevzaté z práce D. HOVORKA (1972).

Najrozšírenejšie okolité horniny magnezitovo-mastencových ložísk sú granatické svory (obr. 8). Sú zložené z muskovitu (50 %), chloritu a kremeňa (30 %), albit-oligoklasu (nad 10 %), granátov (6—8 %, lokálne i viac), ktorých kryštály sú až 1 cm veľké. Akcesoricky obsahujú epidot, zoizit, magnetit, menej turmalin, apatit, biotit, klinozoizit. Štruktúra hornín je lepidoblastická, lepidogranoblastická aj porfýroblastická.

Často sa vyskytujú najmä na lokalite Ostrá aj pararuly a biotitické svory. V porovnaní s granatickými svormi sú vyššie metamorfované. Pozostávajú hlavne z kremeňa (40—60 %), plagioklasov (20—30 %) a biotitu (nad 10 %, niekedy až 30 %). Posledný býva chloritizovaný alebo baueritizovaný. Ďalej je prítomný amfibol, granáty (veľké do 1 cm), zoizit, titanové minerály, pyrit, turmalin a magnetit. Štruktúry hornín sú lepido- a granoblastické. Textúry bývajú paralelné, bridličnaté.

Chloriticko-sericitické fylity tvoria vložky v magnezitových telesách. Sú sivozelené s obsahom chloritu nad 30 %. Ďalej obsahujú mastenec, klinochlór, dolomit, pyrit, tremolít atď. Akcesoricky obsahujú magnetit, epidot, apatit, turmalin, rutil.

Vo všetkých magnezitovo-mastencových ložiskách sa často vyskytujú amfibolity. Tvoria vrstevnaté telesá s mocnosťou do 60 m. Pozostávajú z amfibolu (60—90 %), živcov (30 %) a kremeňa (3—5 %). Akcesoricky obsahujú rutil, granát a muskovit. Štruktúra amfibolitov býva granonemablastická, granolepidoblastická alebo nematoblastická, textúra masívna alebo plošne paralelná.

L. VANČOVÁ—J. TURAN (1981) opisali priamo z ložiska Mútnik výskyt skarnoidov. Skarnoidy sa vyskytujú ako malé šošovkovité telesá konkordantne uložené v amfibolitoch. Smerná dĺžka telies sa pohybuje v rozmedzí 10—12 m, mocnosť 20—30 cm. Z minerálov má prevahu granát, prevažne almandín, amfibol, chlorit a biotit. Tieto minerály tvoria lokálne i samostatné, viac-menej monominerálne polohy. Okrem toho skarnoidy obsahujú aj ďalšie minerály — aktinolit, sericit, minerály skupiny epidot — zoizit, kremeň, albit. Z rudných minerálov je najhojnejšie zastúpený magnetit, najmä v polohách granátovca, zriedkavejší je pyrit a chalkopyrit. Z uhličitanov je najviac zastúpený dolomit. Na základe geologicko-tektonickej pozície, ako aj minerálneho zloženia, ich L. VANČOVÁ—J. TURAN (1981) považujú za skarnoidy, ktorých genéza bola závislá od východiskového materiálu a regionálno-metamorfnych podmienok.

Cez amfibolity prerážajú na niektorých miestach mladšie žilky tzv. „alpskej“ paragenézy s albitom, granátom, dolomitom, kalcitom atď.

Metakvarcity tvoria najčastejšie vložky v granatických svoroch. Sú zložené z kremeňa (50—70 %), muskovitu (do 20 %) a albitu. Zriedkavo obsahujú aj grafit, sericit, limonit, granát a chlorit, majú paralelné textúry a granoblastické alebo mozaikové štruktúry.

Chemické zloženie hornín a minerálov magnezitovo-mastencových ložísk študovali M. ĎAPÁK (1967 in SLÁVIK, J. 1967), J. ILAVSKÝ (1957), J. TURAN—L. VANČOVÁ (1972, 1975, 1977, 1979, 1980).

Všeobecne možno konštatovať, že magnezit zo severného magnezitového pruhu v zmysle M. KUŽVARTA (1954) obsahuje viac MgO než magnezit iných útvarov, predovšetkým v karbóne gemerika, čo je podmienené jednak vyššou čistotou tohto magnezitu, jednak prítomnosťou mastenca v intergranulároch magnezitu. Obsah CaO, FeO a MnO je naopak nižší (tab. 2).

Chemické zloženie dolomitu je uvedené v tab. 3, chemické zloženie vápencov v tab. 4. Oba minerály obsahujú zvýšené množstvo SiO₂ a Al₂O₃, čo zrejme súvisí so zvýšeným podielom silikátov v týchto uhličitanoch.

Ďalej v tab. 9 uvádzame chemické zloženie okolitých hornín podľa D. HOVORKU (1972) a v tab. 12 chemické zloženie mastenca.

Obraz o chemickom zložení jednotlivých uhličitanov nám vhodne dopĺňajú údaje v tab. 5, 6, 7, v ktorých je uvedený obsah stopových prvkov. Úplná väčšina stopových prvkov v uhličitanoch je viazaná na heterogénne prímеси rôznych minerálov. Obsah stopových prvkov v magnezite, dolomite i kalcite je veľmi podobný. Čiastočne odlišné stopové prvky obsahuje mastenec (tab. 13).

V tab. 8 a 9 a sú uvedené dekrepitačné teploty minerálov magnezitovo-mastencových ložísk. Masová dekrepitácia uhličitanov začína pri 230—270 °C. Magnezit dekrepituje

Chemické zloženie masťenca v magnezitovo-masťencových ložiskách zóny veporika a gemerika

Tab. 12

Ložisko	Zóna	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	str. žih.	H ₂ O	Spolu
Samo	veporikum	61,9	31,6	st.	?	?	?	?	?	?	?	?	0,23	5,1	98,8
Lýdia	veporikum	59,5	31,4	0,87	1,2	0,03	0,16	0,03	0,07	0,14	0,07	0,8	5,26	0,8	100,36
Hnúšťa-Mútnik	veporikum	63,5	31,6	1,13	0,07	1,8	st.	0,14	1,2	0,4	?	?	?	0,1	100,24
Sirk	gemerikum	63,5	30,9	0,24	0,07	2,1	st.	0,06	?	0,6	?	?	0,72	2,7	100,94
Jelšava-Kohútik	gemerikum	61,5	30,9	1,2	0,4	1,0	0,4	0,14	1,2	?	?	?	1,7	1,7	100,2

Prevzaté z prác A. SUCHÁR (1974), Z. TRDLIČKA (1959, 1960)

Stopové prvky v masťencoch z magnezitovo-masťencových ložísk veporika a gemerika

Tab. 13

Ložisko	Vek	As	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Ge	Hg	Li	Mo	Ni	Pb	S	Sr	Ti	V	Zr	Zn
+ Lýdia	devón	○	○	●	○	○	○	—	●	●	●	●	○	⊗	●	—	●	●	●
++ Samo	devón	—	—	●	●	●	●	●	—	—	—	●	●	—	●	●	●	—	—
++ Jelšava-Kohútik	karbón	—	—	—	—	●	—	●	—	—	—	●	—	—	—	—	—	—	●

Charakteristika stratiformných ložísk magnezitu v rakoveckej a črmeľskej skupine zóny gemerika

Tab. 14

Ložisko	Mocnosť v m	Smer °	MgO	CaO	SiO ₂	FeO
	Plocha m ²	Úklon °				
Veľká Štef	10 m	85° V-Z	40,7	1,45	6,13	1,47
	40 000 m ²	35° k J				
Kavečany	12 m	130 SZ-JV	41,5	1,52	5,18	1,82
	30 000 m ²	65 k JZ				
Martin-Šebök	4 m	80° V-Z	19,42	27,9	5,35	2,64
	1 200 m ²	50 k J				

Prevzaté z práce L. VANČOVEJ (1980)

v rozmedzí 250—270 °C, dolomit v rozmedzí 230—240 °C, kalcit okolo 250 °C a kremeň v rozmedzí 260—330 °C. Podrobnejšie štúdium dekrepitácie minerálov ukázalo, že jednotlivé generácie toho istého minerálu sú rozdielne. Z. TRDLIČKA—F. KUPKA (1964) ich uvádzajú pre minerály z ložiska Mútnik takto: magnezit 1 — 385 °C, magnezit 2 — 345—375 °C, magnezit 3 — 360 °C, dolomit 1 — nedekrepiteuje, dolomit 2 — 270—330 °C, dolomit 3 — 310—380 °C (generácie magnezitu a dolomitu sú vyčlenené v zmysle Z. TRDLIČKA 1959). Môže ísť o prejav teplotnej frakcionácie vplyvom naložených metamorfických a mobilizačných pochodov, ktoré však pre malé množstvo analyzovaných vzoriek nie je možné podrobnejšie charakterizovať.

Z uvedeného vyplýva, že pre podrobnejšie poznanie procesov metamorfózy, mobilizačnej frakcionácie geochemických a teplotných režimov na magnezitovo-mastencových ložiskách vo veporiku treba uskutočniť podrobné výskumy stopových prvkov, ako aj dekrepitačných teplôt všetkých generácií hlavných aj vedľajších minerálov, tak ako to urobili J. ILAVSKÝ et al. (1981) pre ložisko Smolník. Ďalej by bolo vhodné uskutočniť štúdium izotopov kyslíka a vodíka jednotlivých generácií uhličitanov, ako aj výskum vzácných zemín, ktoré sú podľa G. MORTEANIHO et al. (1983) vhodné pre toto štúdium.

Výskyt magnezitu v rakoveckej skupine gemerika

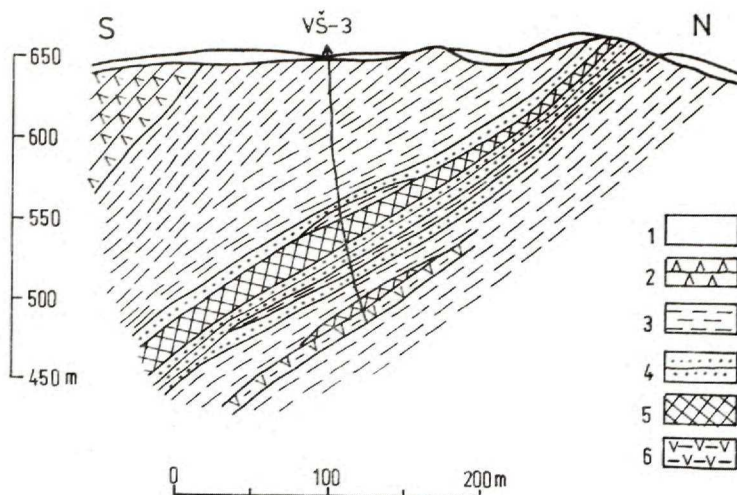
Výskyt magnezitu vystupujúceho v horninových komplexoch rakoveckej skupiny je známy už niekoľko desaťročí (J. ILAVSKÝ 1957, Z. TRDLIČKA 1959, O. ABONYI 1970, J. GUBAČ 1973, R. ĎUDA 1976, L. VANČOVÁ 1980, P. IVAN 1984). Venovala sa mu len malá pozornosť, nakoľko ide o výskyt bez hospodárskeho významu.

V súčasnej dobe ich litostratigrafické zaradenie nie je celkom jasné. Výskyt magnezitu (Veľká Štet, Martin-Šebök, Tatárska hora), zaraďovaný do tejto skupiny, je na základe výsledkov Š. BAJANÍKA et al. (1983) zaraďovaný do spodného kARBónu, do podložia hlavného magnezitonosného horizontu, zaraďovaného do vrchnej časti ochtinského súvrstvia. Najnovšie je rovnako zaraďované aj ložisko Kavečany, ktoré pôvodne patrilo do črmeľskej skupiny gemerika. Iný výskyt magnezitu (presnejšie breunneritu až mezitínu), vystupujúci vo viacerých paralelných pruhoch od Dobšinej na Z až po Košice na V, je najnovšie zaraďovaný do klatovskej skupiny v zmysle D. HOVORKU et al. (1984). P. GREČULA—J. KOBULSKÝ (1980) zaradili do rakoveckej skupiny tiež výskyt magnezitu v zelenkavých fylitoch pri Mníšku nad Hnilcom vo vrte MPV-8, ktorý sme charakterizovali v predchádzajúcej časti tejto práce.

Rakovecká skupina predstavuje vulkanogénno-sedimentárnu formáciu s charakteristickým a mohutne vyvinutým subakválnym bázičným vulkanizmom, patriacim spilitovo-keratofýrovej vulkanickej formácii. Š. BAJANÍK et al. (1983) vychádzajú z prác P. SNOPOKOVEJ—L. SNOPKA (1979) a H. KOZURA—R. MOČKA—H. MOSTLERA (1976) predpokladajú jej vek za stredný devón — spodný kARBón. Litostratigraficky sa s časť gemerika skladá zo smrečinského a sykavského súvrstvia (Š. BAJANÍK et al. 1981).

Horninovo pestrá, litostratigraficky, tektonicky a geneticky problematická klatovská skupina, zahŕňa predovšetkým vyššie metamorfované sedimenty a vulkanity typu rúl a amfibolitov a ich hydrotermálne premenené deriváty, ale tiež mastencovo-chloritové horniny s fuchsitom alebo bez fuchsitom (listvenity), v ktorých sa uplatnila uvažovaná uhličitanová mineralizácia. D. HOVORKA et al. (1984) považujú telesá hornín s uhličitanmi za telesá ultrabázik, implantované do kARBónu. Mastencovo-chloritové horniny komplexu klatovskej skupiny, v ktorých sa vyskytuje breunnerit až mezitín (výlučne iba v týchto horninách), sú považované niektorými autormi už za kARBónske.

Petrografickým a minerálnym štúdiom hornín s výskytom breunneritu v pruhu Veľký Folkmár — Košická Belá sa v poslednom období podrobne zaoberal P. IVAN (1984).



Obr. 9 Geologický rez magnetitovým ložiskom Veľká Štet, podľa O. ABONYIHO (1964 in ABONYI, O.—ABONYIOVÁ, M. 1981)

1 — kvartérne hliny a suty, 2 — lávové prúdy diabázov až porfyritov, 3 — chloritické fylity, 4 — dolomit, 5 — magnetit, 6 — diabázové tufy.

Uvedené horniny charakterizuje ako metasomatity, ktoré vznikli niekoľkostupňovou hydrotermálnou premenou ultrabázických hornín a porovnáva ich s uralskými listvenitmi. L. TURANOVÁ—J. TURAN (1990) považujú uhličitaný tohto pruhu spolu s výskytom rovnakých hornín s uhličitanmi v Dobšinej a Rudňanoch za prechodný typ, ktorý má vlastnosti čiastočne ako magnetit viazaný v ultrabázikách, čiastočne ako magnetit viazaný v evaporitoch.

Horniny s uhličitanmi sú farebne, textúrne i štruktúrne veľmi heterogénne. Najčastejšie sú masívne so všesmernou štruktúrou, ale bežné sú aj horniny s plošne paralelnými textúrami. Farba hornín je značne závislá na zastúpení hlavných minerálov v hornine. Určujúce sú predovšetkým uhličitaný, kremeň, svetlá slúda a chlorit. Vo väčšine prípadov prevládajú v hornine uhličitaný, ktorých obsah sa pohybuje v rozmedzí 30—50 %, a pretože uhličitaný sú zastúpené breunneritom až mezitínom, horniny sú sfarbené svetlohnedo. Tmavšie sfarbené sú horniny bohaté na chlorit a fuchsit. Kremeň má výraznejšie zastúpenie v týchto horninách iba lokálne.

Na viacerých miestach má v týchto horninách značné zastúpenie mastenec a fuchsit (Dobšiná, Rudňany i Veľký Folkmár). Mastenec je prítomný v tých prípadoch, keď je v hornine prítomný magnetit s nízkym obsahom Fe. Na základe toho možno predpokladať, že mastenec je produktom metamorfno-metasomatickej premeny magnetitu. Fuchsit, naopak, sa spravidla vyskytuje s vyššie železnatými členmi izomorfneho radu magnetit — siderit. Z tohto dôvodu sa spoločný výskyt mastenca s fuchsitom vylučuje.

Z akcesorických minerálov si zaslúži pozornosť prítomnosť chróm-spinelidu. Ide prakticky o jediný pôvodný minerál, ktorý sa zachoval z pôvodných ultrabázických, prípadne i bázických hornín. Pôvodné mafické minerály ani serpentínové minerály sa nezachovali.

Chemické zloženie okolitých hornín magnezitových ložísk v rakoveckej skupine zóny gemerika

Tab. 15

Hornina	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Strat. žihanim
fylity	44—66	0,5—1,4	15,9—25,1	2,6—7,3	3,8—6,7	do 0,3	2,2—4,7	1,4—8,5	0,64—3,8	0,2—4,9	do 1,4	0,18—4,8	0,2—4,5	?
diabázy	42—66	0,2—2,9	11,7—25,9	0,1—9,9	2,2—10,12	0,1—7,1	1,8—13,4	0,7—11,3	0,1—5,5	do 4,3	do 0,8	1,6—7,4	do 0,41	?
magnezit	6,1—10,5		2,7—3,1	1,2—1,3		0,1—0,3	39,5—40,7	0,8—1,5						44,5—47,5
dolomit	5,35				2,64	0,1	19,5	27,9						44,7

Prevzaté z prác D. HOVORKA (1972), J. SLÁVIK (1967).

Stopové prvky v okolitých horninách magnezitových ložísk rakoveckej skupiny

Tab. 16

Hornina	Ag	As	B	Ba	Bi	Co	Cr	Cu	Ga	Ge	Hg	In	K	La	Li	Mn	Mo	Ni	Na	P	Pb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ti	Yb	V	W	Zr	Zn
fylity	●	—	●	⊗	—	●	○	●	●	—	—	—	●	○	—	—	○	○	—	●	—	●	●	○	—	●	○	—	○	—	
diabázy	●	●	—	○	●	○	○	○	—	—	—	—	●	—	—	○	●	○	—	—	○	●	●	●	—	●	—	—	●	—	○
dolomity	○	●	●	⊗	—	○	⊗	○	●	—	●	●	—	—	—	●	●	×	×	—	●	●	—	●	×	×	—	×	●	—	○
magnezity	●	—	○	○	●	○	○	×	●	●	●	●	○	—	●	×	●	×	○	●	○	●	●	●	○	×	●	○	●	—	●

⊗ — od 10 do 1 %

× — od 1 do 0,1 %

○ — od 0,1 do 0,01 %

● — od 0,01 do 0,001 %

— — pod 0,001 %

Prevzaté z prác M. IVANOV (1965), L. KAMENICKÝ—M. MARKOVÁ (1957), J. TURAN—L. VANČOVÁ (1979).

Tieto nachádzame iba v serpentinitovom telese, ktoré opisali z oblasti Klatova I. DIANIŠKA—J. HURNÝ (1977). R. ĎUDA (1976) uvádza ďalšie akcesórie z kremenných žiłek v lokalite Košické Hámre — pyrit, pyrotín, chalkopyrit, galenit, tetradrit, ankerit, sericit, z oxidických minerálov limonit, malachit, azurit a zemitú rumelku.

Najdôležitejšie ekonomické údaje pre lokality s uvedeným typom hornín sú v tab. 14.

Petrografické štúdie okolitých hornín tohto typu magnezitu, ktoré uskutočnili mnohí autori, sú zhrnuté v práci D. HOVORKU (1972).

Chemické zloženie hlavných typov hornín tejto skupiny výskytu je uvedené v tab. 15, obsah stopových prvkov v tab. 16. Charakteristickým znakom pre uhličitanu klatovskej skupiny je vysoký obsah horčíka. Priemerný obsah MgO sa po prepočítaní na 100 % uhličitan pohybuje okolo 40 %. Úmerne k obsahu MgO sa pohybuje obsah železa. Obsah FeO dosahuje 15—20 % (prepočítané na 100 % uhličitan).

Druhým charakteristickým znakom pre tento typ uhličitanov je zvýšený obsah Cr a Ni. Obsah Cr sa pohybuje v stotínach až desatinách %. Je niekoľkokrát vyšší ako v magnezite z karbónu gemerika. Toto anomálne zvýšenie je oveľa väčšie, než je obsah Cr v tzv. „amorfných magnezitoch typu Kraubath“, ktoré sa viažu na serpentinizované ultrabázika v zóne hypergenézy. Zvýšený obsah Cr možno logicky zdôvodniť tým, že ani pri dôkladnej separácii uhličitanov neodstránime všetky zrná chrómspinelidu, ktoré sú hlavným nositeľom chrómu. Jeho výskyt nesporne poukazuje na prítomnosť pôvodne ultrabázických, príp. bázických hornín, ale súčasný stav nedovoľuje jednoznačne určiť ich charakter. Textúry premenených hornín, najčastejšie paralelné, ako aj lokálne zvýšená koncentrácia chrómspinelidu, skôr poukazujú na skutočnosť, že pôvodne to bol preplavený materiál, pochádzajúci hlavne z ultrabázických a bázických hornín. Tento bol prepracovaný už v diagenetickom, ale najmä metamorfom štádiu do dnešnej podoby. Keďže sa na viacerých miestach v stratigrafickom podloží a nadloží uvažovaných hornín nachádza v horninách rozptýlený siderit, najmä v sericitických fylitoch (Rudňany, Ostrý Hrbok, Zlatnícka dolina), možno predpokladať, že horninové prostredie zohralo významnú úlohu pri tvorbe a rozmiestňovaní jednotlivých uhličitanových asociácií.

Ložiská a výskyt magnezitu v karbóne gemerika

Magnezit v karbóne gemerika sa vyskytuje na mnohých lokalitách, ktoré sa už vyťažili, alebo sa ešte ťažia. Od Z na V ide o lokality: Ružiná, Podrečany, Cinobaňa, Brádko, Poproč, Burda, Ratkovská Suchá, Ploské, Sirk, Lubeník, Jelšava, Ochtiná a Košice. Ide o južný magnezitový pruh v zmysle M. KUŽVARTA (1954), 120 km dlhý (obr. 1). Väčšina ložísk leží v západogemerskom rudnom rajóne v zmysle J. ILAVSKÉHO—V. SATTRANA (1980), ktorého dĺžka je 70 km.

Karbón gemerika, ktorý bol predmetom výskumu mnohých autorov (O. FUSÁN 1957, Š. BAJANÍK et al. 1981, A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1977, E. PLANDEROVÁ 1980) sa člení na základe litologicko-stratigrafických odlišností na niekoľko súvrství, tvoriacich dobšinskú skupinu (Š. BAJANÍK et al. 1981). Dobšinská skupina zahŕňa terigénne, vulkanoterigénne a karbonátové sedimentárne fácie, sedimentované v morskom, deltovo-morskom a deltovom sedimentačnom prostredí (Š. BAJANÍK et al. 1983). Celá dobšinská skupina sa delí na štyri súvrstvia: ochtinské, rudnianske, zlatnícke a hámorské (Š. BAJANÍK et al. 1981). Magnezitové ložiská v karbóne gemerika ležia v ochtinskom a zlatníckom súvrství dobšinskej skupiny.

Ochtinské súvrstvie je tvorené v spodnej časti bridličnatými pieskovecami, piesčitými a grafitickými fylitmi, v ktorých sa nachádzajú ložné telesá metabazaltových tufov

a tufitov v nadloží s tenkými polohami výskytu magnezitov (Veľká Štet, Martin-Šebök, Tatárska hora). Nad týmto komplexom vystupuje pomerne mohutná poloha vulkanitov, v nadloží ktorých vystupujú fylity, ktoré postupne prechádzajú do dolomitických vápencov, dolomitov a magnezitov. Tu sú sústredené veľké, ťažené ložiská magnezitu od Podrečian po Ochtinú. Vek súvrstvia je visén — namur A (B. BOUČEK—A. PŘIBYL 1960, H. KOZUR—R. MOCK—H. MOSTLER 1976, H. KOZUR—R. MOCK—H. MOSTLER 1977). Ochtinské súvrstvie leží tektonicky na rôznych členoch podložného kryštalinika veporika.

Rudnianske súvrstvie je zložené z klastických hornín, zlepcov, pieskocov a piesčitých bridlíc. Na základe fosílií patrí do westfálu B-C. Leží diskordantne na horninách rakoveckej, črmefskej a klatovskej skupiny, ktorých veľká časť je z ultrabázických až bázických hornín.

Zlatnícke súvrstvie tvorí komplex pieskocov a bridlíc lokálne s vložkami karbonátov, bázických vulkanitov a vulkanoklastík. Leží nad rudnianskym súvrstvom. Jeho príslušnosť k vrchnému karbónu bola preukázaná na viacerých miestach na základe mikroflóry (P. SNOPKOVÁ 1978). V súvrství pieskocov a bridlíc s vložkami grafitických bridlíc sa vyskytuje v oblasti Dobšinej a Mlyniek siderit, na Bankove pri Košiciach magnezit.

Hámorské súvrstvie je najvrchnejším členom karbónu gemerika. Obsahuje pieskovce, piesčité a grafitické bridlice s ojedinelými slojkami antracitu a vložkami zlepcov. Tieto horniny sa cyklicky nad sebou opakujú. Ich vek na základe spór je westfál D až stefan A (Ž. ILAVSKÁ 1964).

Báza karbónu ochtinského súvrstvia nemá všade rovnaké členy. V najzápadnejšom úseku od Lučenca po Lubeník sa zdá, že najspodnejšie časti karbónu boli tektonicky odrezané pozdĺž Iubeníckej línie, lebo na povrchu tohto úseku ležia na veporiku obzory s magnezitom. Severenejšie sú takmer všade vyvinuté do 20 m mocné polohy zlepcov s okruhliakmi metamorfovaných pieskocov a bridlíc (E. KRIST 1954), obr. 10.

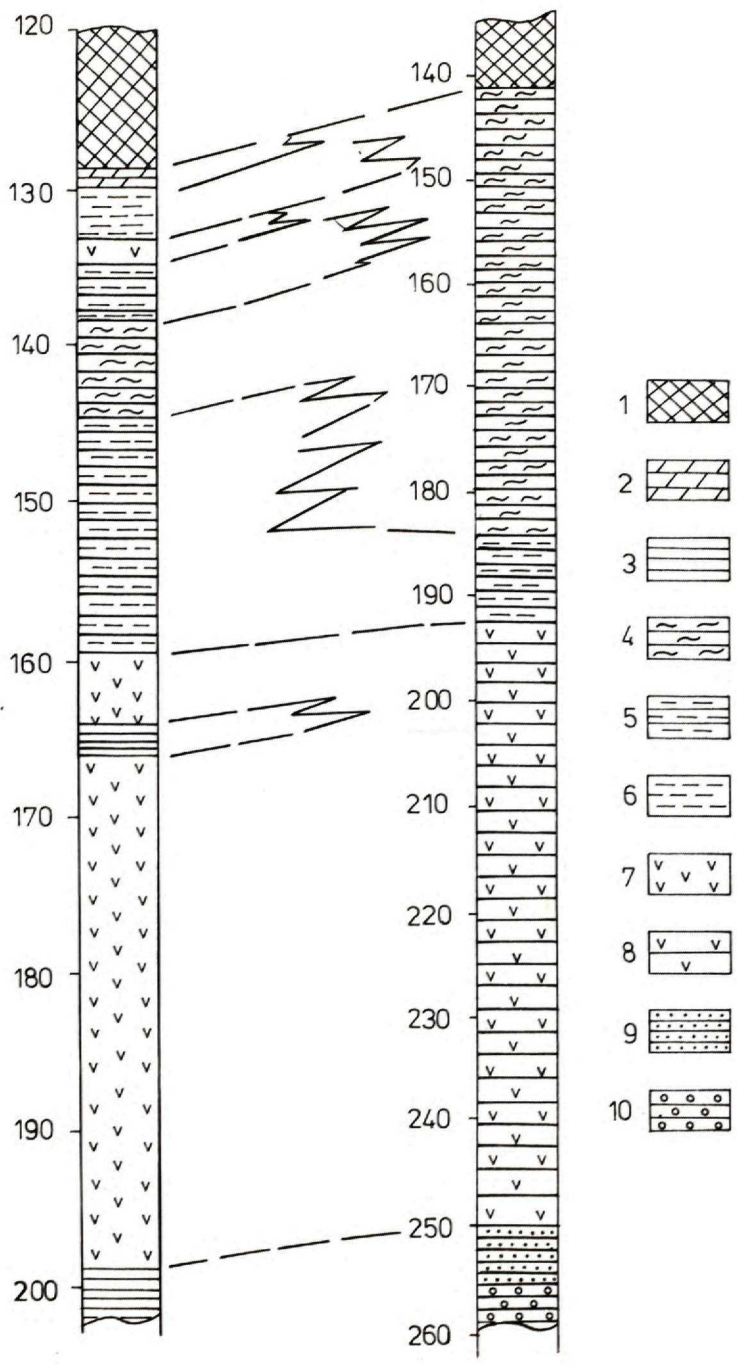
Nad zlepcami vystupujú mohutné telesá bázických vulkanických efúzií, pozostávajúce z doleritov, bazaltov, ich tufov a tufitov až chloritických a grafitických fylitov, s mocnosťou maximálne 30 m (M. MIŠÍK 1953, L. KAMENICKÝ—M. MARKOVÁ 1957, M. IVANOV 1965).

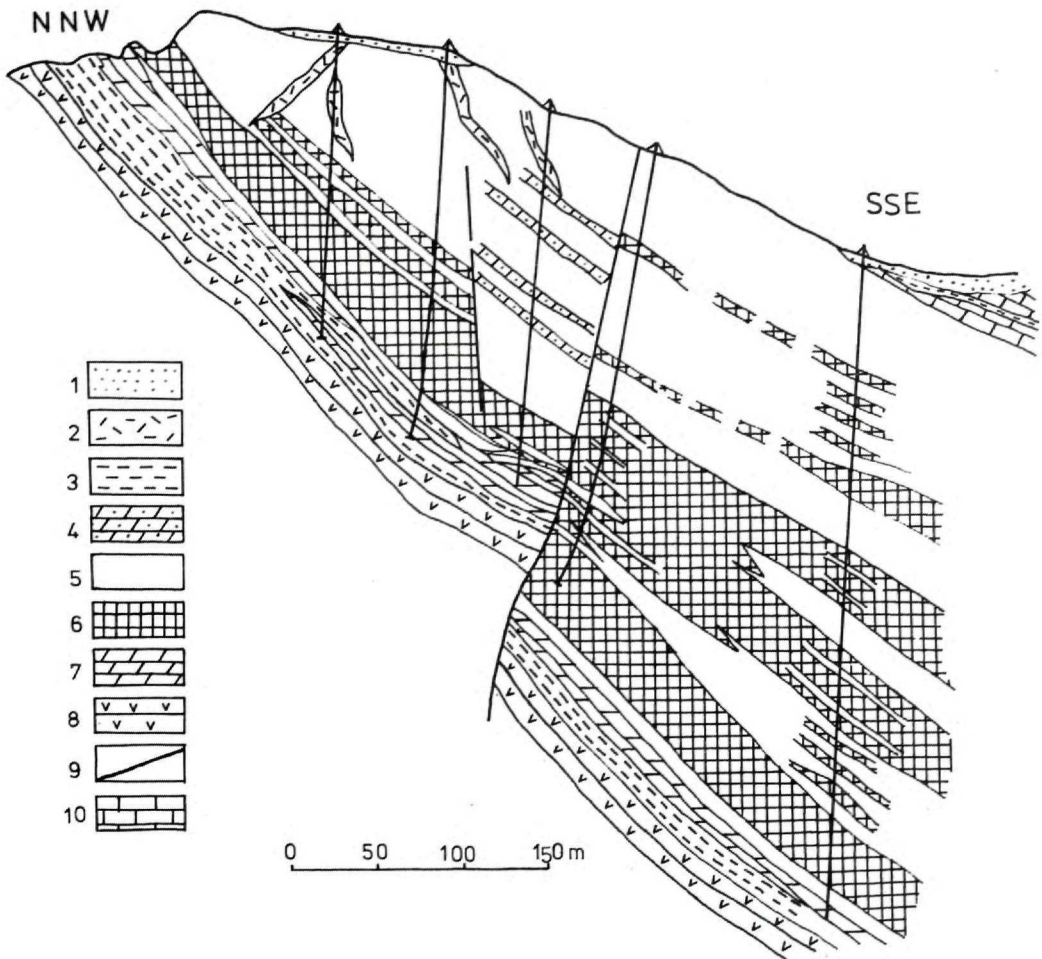
Najvyššie leží obzor sericitických, chloritických a grafitických bridlíc s pieskocami a nad nimi lavice vápenca, dolomitu a magnezitu. Obzor má veľkú faciálnu variabilnosť (obr. 10, 11, 12). Karbonátové obzory z vápencov, dolomitov a magnezitov tvoria niekoľko rytmov a viac laterálnych facií, medzi nimi aj tzv. „rifov“ a „bioherm“ (tab. I, obr. 1).

Grafitické bridlice na báze uhličitanových rytmov sa striedajú s vápencami a obsahujú veľa fosílií (tab. I, obr. 1; tab. VII, obr. 1; tab. X, obr. 2).

V ochtinskom súvrství s magnezitmi vystupujú aj zlepenca a intraformačné brekcie (Burda, Sušanský vrch). Obsahujú úlomky a valúny magnezitu a dolomitu, ktoré tmelí základná grafitická hmota s dolomitom (tab. VII/1). Ide o syndementárne útvary. V Ochtinej sa našli dokonca valúny uhličitanov s oolitickými obrubami kalcitu (tab. V, obr. 2; tab. VI, obr. 1), čo poukazuje nielen na syndementárny vznik, ale aj na malé hĺbky sedimentačného bazénu a silné vlnenie počas vzniku sedimentárnych brekcií.

Rudnianske súvrstvie, vyvinuté v klastickom vývoji, neobsahuje magnezit. V priestore Rudnian a Poráča vystupuje nad rudnianskym súvrstvom súvrstvie zlatnícke, ktoré tvoria grafitické fylity, polohy pieskocov, lávové prúdy bazaltov, ich tufov a tufitov. V grafitických bridliciach tohto súvrstvia sa vyskytuje ložisko Košice. V priestore Jelšavy vystupuje v nadloží magnezitových telies zlatnícke súvrstvie, tvorené vápencom s polohami bazaltových tufov a tufitov. Podobne je to aj pri Ochtinej a Rochovciach na Ochtinskej





Obr. 11 Geologický rez magnezitovým ložiskom Dúbrava-Miková, podľa O. ABONYIHO—M. ABONYIOVEJ (1981)

1 — kvartérne hliny a suty, 2 — krasové dutiny vyplnené zeminou, pieskom a brekciou, 3 — grafitické bridlice, 4 — jemnozrnný vrstevnatý dolomit, 5 — kryštalický dolomit, 6 — kryštalický magnezit, 7 — jemnozrnný vrstevnatý vápenc, 8 — dolerity až diabázy, 9 — zlomy, 10 — vápenc v nadloží magnezitu.

Obr. 10 Porovnanie geologických profilov vrtov J-4 a VPA-11

1 — kryštalický magnezit, 2 — dolomit, 3 — sericitická bridlica, 4 — grafitická bridlica, 5 — chloriticko-sericitická bridlica, 6 — chloritická bridlica, 7 — dolerity masívnej textúry, 8 — metapaleodiabázy zvrstvenej textúry, 9 — pieskovce až kvarcity, 10 — zlepence (1—10 vrchný karbón).

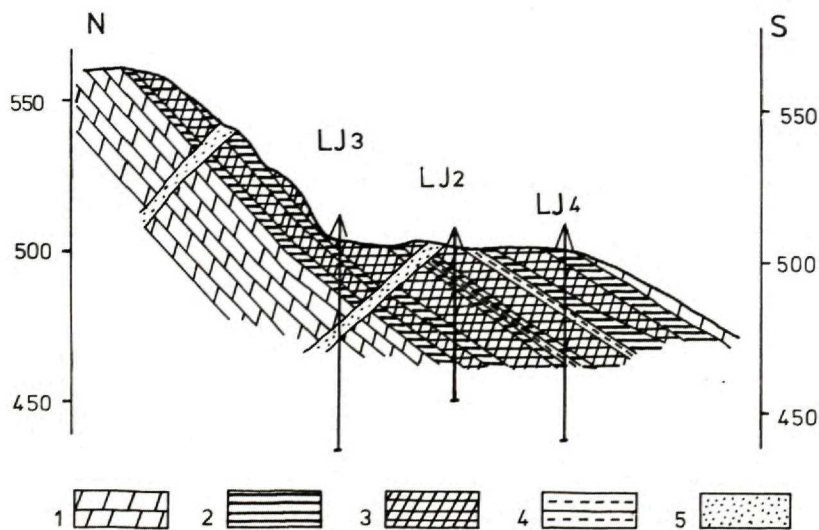
Dúbrave, kde je vo vápencoch vyvinuté Pb-Zn zrudnenie Margita (obr. 13, 15), O. FUSÁN 1957, M. ĎAPÁK 1967 (in J. SLÁVIK 1967), O. ABONYI 1970.

Na karbóne leží miestami perm gemerika, miestami miocén (obr. 13).

Vrchná časť ochtinského súvrstvia s magnezitom má na báze grafitické bridlice a piesčité bridlice s mocnosťou do 100 m, v ktorých smerom do nadložia pribúdajú uhličitaný (obr. 10, 11, 12, 13). Rytmy uhličitanových hornín sa viackrát opakujú (tab. 17). Mocnosť polôh magnezitu varíruje od niekoľkých metrov až do 400 m (obr. 11, 12, 13, 14). Vápence sú najčastejšie vyvinuté spravidla v periférnych častiach magnezitových ložísk (Košice, Podrečany, Burda), na iných ložiskách sú zriedkavé alebo chýbajú. Sú obyčajne tmavé, bituminózne, bohaté na koraly, krinoideá, trilobity atď. (tab. VI, obr. 1; tab. X, obr. 2). Svetlé vápence bývajú hojnejšie vo vrchných častiach rezov (obr. 11). V podloží a nadloží polôh magnezitu je spravidla dolomit s magnezitom, ďalej dolomit, príp. až vápenc. Lavice dolomitov bývajú až desiatky metrov mocné (obr. 11, 14, tab. I, obr. 1), ale tiež jemnorytmické, mocné 5—20 cm a striedajú sa s grafitickými bridlicami, v ktorých sú hojné zrná dolomitu, zriedkavejšie i magnezitu (tab. I, obr. 1).

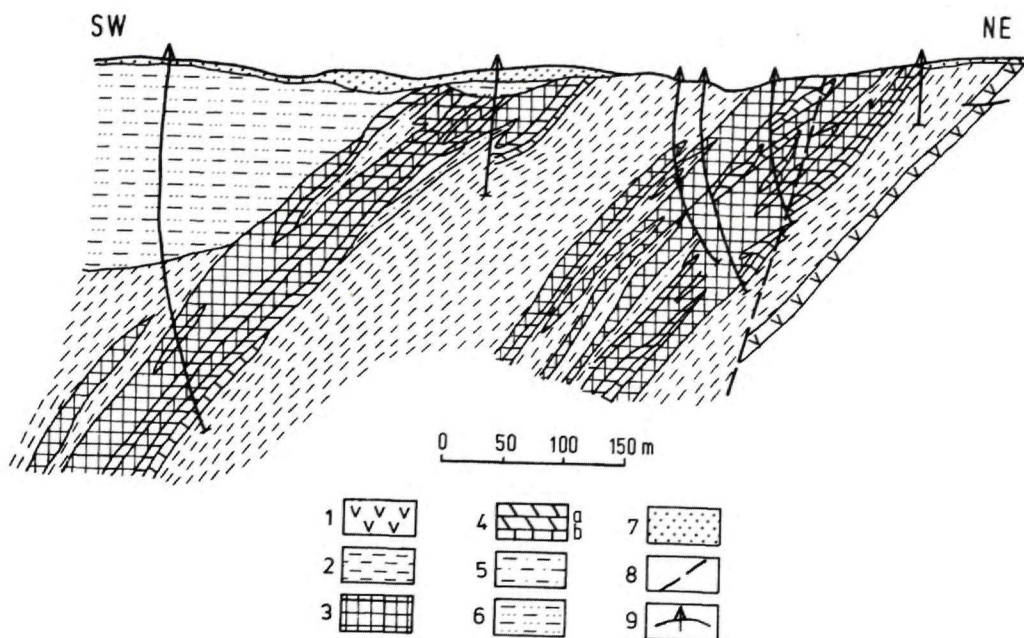
V magnezitových ložiskách je výrazná faciálna zonálnosť v laterálnom zmysle. Magnezit prechádza laterálne do dolomitu. Prechodné zóny obsahujú zhluky zrn magnezitu. Ide o tzv. „pinolitové“ textúry. Zhluky majú nepravidelné formy rôznej veľkosti (tab. IV, obr. 1; tab. VI, obr. 2). Šírka zóny prechodov je spravidla závislá na celkovej mocnosti uhličitanov, bežne dosahuje 0,5—1 m (obr. 12).

Uvedené faciálne prechody magnezitu do dolomitu sa chápali v minulosti ako „biohermy“ alebo „koralové rify“ v karbóne (J. ŠUF 1935, I. VARGA 1965, O. ABONYI 1970). Početné vrty v magnezitových ložiskách karbónu ukázali vrstevnatý charakter uhličitanov, pričom sú tieto vrstvy rozlámané na menšie bloky (obr. 11, 12, 13).



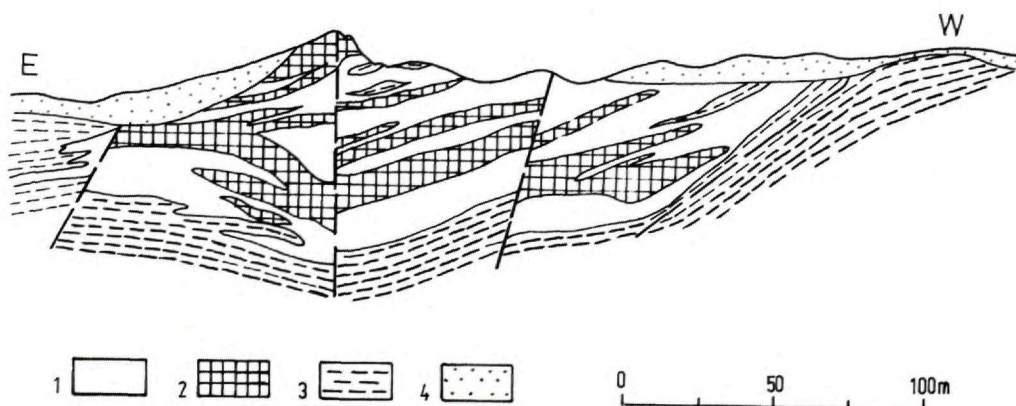
Obr. 12 Geologický rez ložiskom Jedľovec, podľa J. TURANA—L. VANČOVEJ (1979)

1 — kryštalický dolomit, 2 — prechodná zóna (dolomit so zrnami a zhlukmi magnezitu), 3 — kryštalický magnezit, 4 — grafitická bridlica, 5 — epigenetický dolomit.



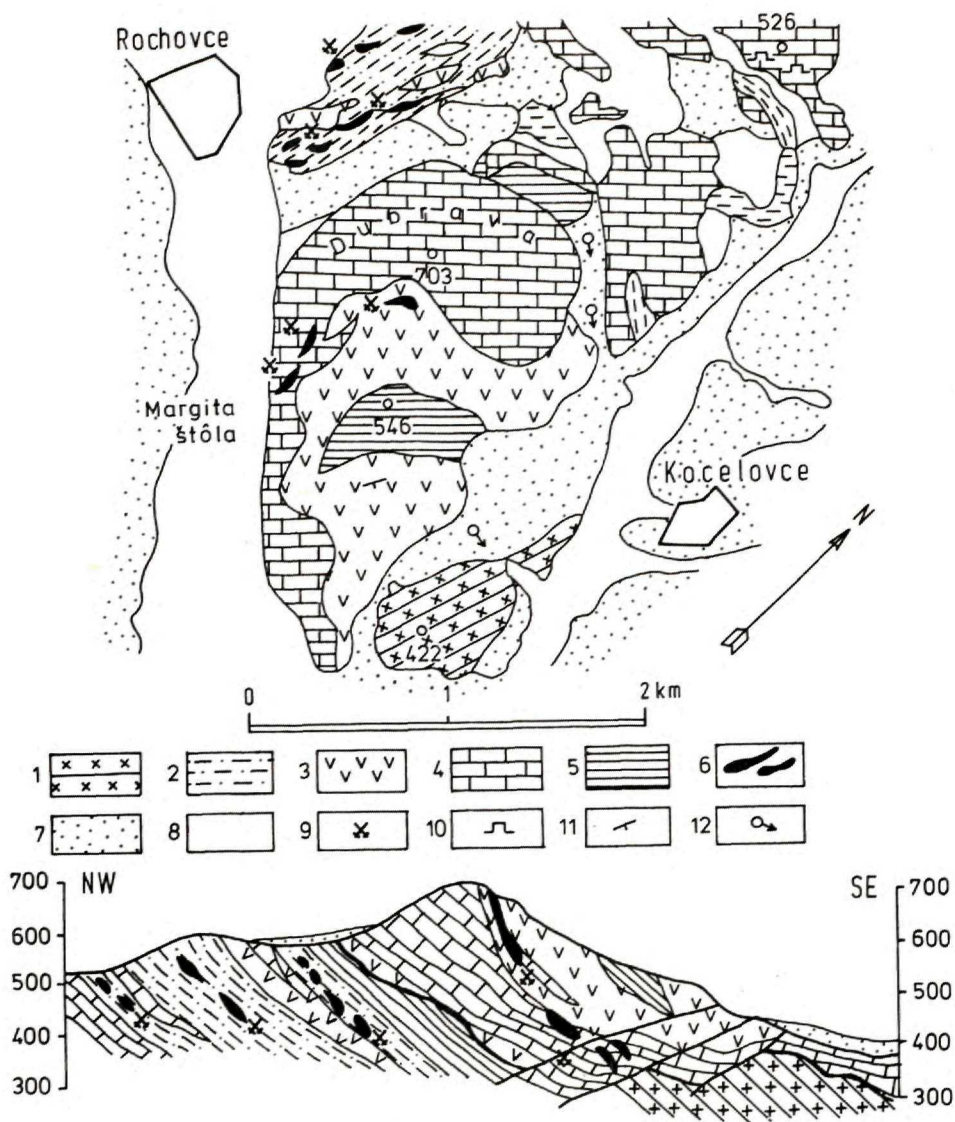
Obr. 13 Geologický rez magnezitovým ložiskom Košice, podľa P. KORPEĽA (1963)

1 — lávé prúdy diabázov, 2 — grafické bridlice, 3 — kryštalický magnezit, 4 — uhličitany a — dolomit, b — vápenec, 5 — bridlice až pieskovce (1—5 vrchný karbón), 6 — ryolitové tufy a piesky (pliocén), 7 — kvartérne hliny a suty, 8 — zlomy, 9 — vrty.



Obr. 14 Geologický rez magnezitovým ložiskom Ochtiná, podľa O. ABONYI—M. ABONYIOVÁ 1981

1 — dolomit, 2 — kryštalický magnezit, 3 — grafická bridlica, 4 — piesky a úlomky pliocénu.



Obr. 15 Geologický rez vulkano-sedimentárneho Pb-Zn-Cu zrudnenia v nadloží magnezitového ložiska Ochtiná, remobilizovaného počas alpskej orogenézy, podľa J. ILAVSKÉHO—O. FUSÁNA (in J. SLÁVIK 1967)

1 — metapaleoryolit (gelnická skupina), 2 — pieskovce až kvarcity, 3 — diabázy a ich tufy, 4 — vápenec a dolomit, 5 — grafitické fylity, 6 — stratiformné Pb-Zn-Cu zrudnenie (2—6 vrchný karbón), 7 — kvartérne hliny a sute, 8 — aluviálne nánosy vodných tokov, 9 — banské práce, 10 — povrchové lomy, 11 — smer a sklon vrstiev, 12 — pramene.

Minerálne zloženie výplne magnezitových ložísk v karbone gemerika študovali Z. TRDLIČKA (1959), I. VARGA (1965), O. ABONYI—M. ABONYIOVÁ (1981), J. TURAN—L. VANČOVÁ (1972, 1975, 1980) atď. Hlavná masa výplne ložísk je pomerne monotónna, tvorená magnezitom a dolomitom, ktoré majú niekoľko typov, príp. generácií. Ďalšie minerály sa vyskytujú spravidla iba akcesoricky rozptýlené v intergranulároch magnezitu a dolomitu, príp. v drobných žilkách, v puklinách atď.

Magnezit sa vyskytuje v troch generáciách (Z. TRDLIČKA 1959). Magnezit 1 tvorí idiomorfne zrná v jemnozrnnom tmavosivom dolomite; je považovaný za najstaršiu generáciu. Hlavná masa magnezitu, zastúpená jemno- až hrubozrnným magnezitom, je označovaná ako magnezit 2. Za najmladšiu generáciu sa považuje žilný magnezit 3. Druhá a tretia generácia magnezitu má podľa J. TURANA—L. VANČOVEJ (1972) opodstatnené vyčlenenie, sporným ostáva magnezit 1. Rozdiel medzi magnezitom 1 a hlavnou masou magnezitu 2 pripisujú títo autori čiastočne odlišným podmienkam vzniku a nie vekovým vzťahom. Podobne O. ABONYI—M. ABONYIOVÁ (1981) predpokladajú o ňom, že vzniká súčasne s obklopujúcim ho dolomitom počas diagenetickej rekryštalizácie.

Žilný magnezit 3 sa vyskytuje v ložiskách veľmi vzácne. Tvorí žilky, najčastejšie s mocnosťou niekoľko mm, výnimočne až 2—3 cm, ktoré vystupujú najčastejšie priamo v magnezite alebo jeho bezprostrednom okolí. Nikdy neboli pozorované v dolomite alebo mimo uhličitanových telies.

Z. TRDLIČKA (1959), tiež O. ABONYI—M. ABONYIOVÁ (1981) rozlíšili v slovenských ložiskách magnezitu 5 typov dolomitu. Dolomit 1 je vyvinutý v periférnych častiach ložiska, nebadáť v ňom stopy rekryštalizácie; dolomit 2 tvorí nepravidelné telesá, resp. polohy v ložisku, vystupuje spolu s magnezitom; dolomit 3 tvorí hypidiomorfne až idiomorfne zrná veľkých rozmerov, alebo hniezda v magnezite (tzv. kónský zub); dolomit 4 — žilný dolomit s jasne epigenetickým charakterom tvorí niekoľko mm až cm, niekde až m žilky; dolomit 5 sa vyskytuje v ložiskách veľmi zriedka, iba v spojitosti s palygorskitom.

Ďalej sa z uhličitanov v okrajových častiach ložiska vyskytuje hojnejšie kalcit, kde tvorí súčasť vápencov, dolomitických vápencov alebo vápnitých bridlíc.

V oxidačných zónach ložísk sa vzácne vyskytuje aj aragonit a mastenec. Z akcesórií sú zastúpené hlavne chlority, sericit, muskovit, biotit, zirkón, rutil, apatit, turmalín, palygorskite. Sírniky sú reprezentované pyritom, sfaleritom, galenitom, chalkopyritom, tetradritom, pyrotínom. Ojedinele sa tiež vyskytuje kobaltín, arzenopyrit, pentlandit, boulangerit, chalkozín, bornit, kovelín, Bi-minerály. Okrem toho v ložiskách magnezitu boli identifikované: rýdza Cu, rýdze Au, limonit, malachit, azurit, goethit, hematit a sírany.

Uvedené minerály vznikali v štyroch štádiách. Prvé bolo sedimentárno-diagenetické, na ktoré poukazujú lokálne vzácne zachované primárne textúry a štruktúry. Druhé štádium, metamorfno-rekryštalizačné, ktoré sa odohralo počas alpskej epochy, spôsobilo rekryštalizáciu uhličitanov a prekrylo sedimentárne textúry a štruktúry. Tretie štádium bolo remobilizačné, kedy vznikali žilky kremeňa s dolomitom, sulfidy druhej až tretej generácie (obr. 12, tab. VII, obr. 2). Štvrté štádium je výsledkom postalpínskej až recentnej etapy zvetrávania a oxidácie. K minerálom supergénneho štádia patrí aragonit (tab. VIII, obr. 1), dolomit 5, palygorskite a oxidy Fe, Cu, Pb, Zn atď. Vyskytujú sa v povrchových častiach ložísk, príp. v starých lomoch. Tu bývajú hojne vyvinuté aj sekundárne sulfáty (epsomit, hexahydrit, sadrovec, anhydrit), podrobne charakterizované v práci L. VANČOVEJ—J. TURANA (1979).

Chemické zloženie hornín ochtinského súvrstvia karbónu, ktoré uvádzame v tab. 18,

Ložisko	Mocnosť v m Plocha v m ²	Smer lož. Úklon lož.	MgO	CaO	SiO ₂	FeO %
Ružiná	13 šoš. 30 m 7 000 m ²	30° SV-JZ 40—50°k Z	39,7	4,6	2,80	3,70
Podrečany	2 šošov. 50 m 100 000 m ²	50° SV-JZ 30—50°k JV	42,5	1,4	1,2	4,0
Burda-Poproč	100 m 480 000 m ²	45° SV-JZ 30—50°k JV	42,5	2,5	1,2	3,5
Ratkovská Suchá	40 m 15 000 m ²	50° SV-JZ 55°k JV	41,2	2,0	?	3,7
Ploské	45 m 11 700 m ²	55° SV-JZ 60°k JV	38,8	1,4	1,5	3,3
Ploské-Latiňák	25 m 27 200 m ²	48° SV-JZ 50°k JV	39,8	5,3	2,6	2,8
Sirk	60 m 100 000 m ²	80° SV-JZ 60°k J	42,5	2,7	1,0	4,0
Lubeník	100 m 86 000 m ²	90° SV-JZ 60°k J	42,5	2,7	1,0	4,0
Jelšava	400 m 4 800 000 m ²	85° SV-JZ 45°k JV	42,5	2,5	0,5	4,2
Ochtiná	5 šoš. 80 m 180 000 m ²	80° SV-JZ 20°k J	40,5	2,6	2,9	3,9
Košice	120 m 1 400 000 m ²	135° SZ-JV 70°k JZ	43,5	1,3	1,7	3,00

Prevzaté z práce L. VANČOVEJ (1980).

poukazuje na vyššiu alkalinitu roztokov počas sedimentácie a diagenézy, čo uľahčovalo rozpustnosť minerálnych látok v roztokoch (R. G. BURNS et al. 1969).

V tab. 2, 3, 4 uvádzame chemické zloženie magnezitu, dolomitu a vápenca z magnezitových ložísk v karbóne gemerika. Pre magnezitové polohy je charakteristický vysoký obsah MgO (priemerný obsah MgO 38 %). Jeho obsah je závislý predovšetkým od stupňa znečistenia dolomitom, v menšej miere tiež od izomorfnej záměny horčíka železom. Obsah CaO v separovanom magnezite je spravidla veľmi nízky. Obsah FeO je pomerne stály, pohybuje sa najčastejšie v rozmedzí 2—6 % (priemerný obsah 3,5 %).

Zo stopových prvkov je pre magnezit (tab. 5) zaujímavejší iba obsah Mn, ktorý izomorfne zamieňa Fe v magnezite. Jeho obsah sa pohybuje v rozmedzí 600—8000 ppm (priemerne 1400 ppm). Obsah ďalších stopových prvkov je nízky, spravidla pod 10 ppm. Obsah stopových prvkov v dolomite a vápenci je veľmi podobný (tab. 6, 7). Na porovnanie uvádzame obsah stopových prvkov v horninách ochtinského súvrstvia v tab. 14 a v tab. 19.

Na identický charakter stopových prvkov v bazaltoch a uhličitanoch magnezitových ložísk poukázali už v minulosti viacerí autori (J. ILAVSKÝ 1957, M. ĎAPÁK (1967 in J. SLÁVIK 1967), O. ABONYI—M. ABONYIOVÁ 1981, tiež tab. 15.).

Chemické analýzy okolitých hornin magnezitových ložisk korbónu gemerika

Tab. 18

Hornina	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	str. žih	H ₂ O ⁺	C _{org.}
gabroamfibolit	50,9	2,5	15,0	11,2	0,6	st.	5,8	6,4	0,4	4,0	0,2	2,23	0,5	—
hrubozrnný dolerit	45,4	0,8	6,4	21,7	3,0	0,1	7,9	9,1	0,05	1,4	0,8	2,3	0,3	—
metadiabáz	45,4	0,7	17,0	4,5	5,1	0,1	7,8	11,5	0,2	3,0	0,25	3,0	3,1	—
grafitické a sericit. bridlice	53,3— 60,0	0,9— 1,0	18,3— 20,3	1,6— 5,0	2,2— 6,3	0,1— 0,5	1,8— 3,3	0,5— 2,2	2,9— 4,1	1,3— 2,3	0,17— 0,2	0,13— 0,4	0,13— 0,4	0,6— 3,0

Údaje prevzaté z prác D. HOVORKA (1972), J. TURAN—L. VANČOVÁ (1972, 1979).

Stopové prvky v okolitých horninách magnezitových ložisk korbónu gemerika

Tab. 19

Hornina	Ag	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	La	Li	Ni	Pb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ti	V	Y	Yb	Zr
gabroamfibolity	○	⊗	●	○	○	●	●	○	○	○	—	●	●	○	○	○	●	●	○
metadiabázy	—	○	●	○	○	—	—	—	—	●	●	●	—	—	○	○	—	—	○
grafitické a sericitické bridlice	●	○	●	○	○	○	●	○	○	○	—	●	●	○	○	●	●	●	○

- ⊗ — od 10 do 1 %
 ○ — od 1 do 0,1 %
 ● — od 0,1 do 0,01 %
 — — od 0,01 nižšie

Prevzaté z práce M. IVANOV (1965)

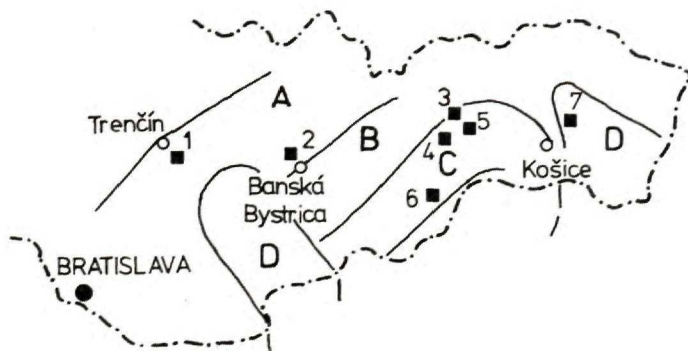
Pozoruhodná je aj dekrepitačná teplota magnezitu, dolomitu a vápenca z karbónskych magnezitových ložísk (tab. 8). Dekrepitačná teplota uhličitanov sa pohybuje v rozmedzí od 130 do 310 °C. Pri podrobnejšom štúdiu jednotlivých generácií uhličitanov je vidieť určité rozdiely v dekrepitačnej teplote. J. TURAN—L. VANČOVÁ (1972) uvádzajú nasledujúcu dekrepitačnú teplotu pre jednotlivé typy uhličitanov: magnezit 1 — 168—200 °C, magnezit 2 — 250—300 °C, magnezit 3 — 270—310 °C, dolomit 1 — 146—221 °C, dolomit 2 — 220—250 °C, dolomit 3 — 230—240 °C, dolomit 4 — 250—310 °C, kalcit 1 — 135—245 °C, kalcit 2 — 250—280 °C, kremeň — 180—220 °C

Vyššiu dekrepitačnú teplotu uhličitanov z magnezitovo-mastencových ložísk veporika možno vysvetliť účinkami vyššej teplotnej metamorfózy v oblasti veporika. Teplota dekrepitácie a premeny v gemeriku zodpovedajú kremeň-albit-muskovit-chloritovej fácií, kým vo veporiku kremeň-albit-epidot-almandínovej fácií. V oboch zónach je metamorfóza mladšia a naložená na uhličitaný.

Výskyt magnezitu v evaporitoch permu a triasu

Evapority na Slovensku sú dosť rozšírené; vyskytujú sa v oblasti tatrika, veporika i gemerika. Viazu sa na lagunárno-morské uloženiny vrchného permu, spodného triasu (verfén), vrchného triasu (keuper) a neogénu. Výskyt magnezitu v evaporitoch študovali J. TURAN—L. VANČOVÁ (1976) na lokalitách Biele Vody, Novoveská Huta, Šankovce, Strelnica, zaraďovaných väčšinou do spodného triasu, na ložisku v Smižanoch, ktoré s najväčšou pravdepodobnosťou patrí do vrchného permu (M. MAHEJ—J. VOZÁR 1973), na lokalitách Soblahov a Špania dolina, zaraďovaných do karpatského keupru (obr. 16). V paleogénnych a neogénnych evaporitoch sa magnezit, resp. breunnerit nevyskytuje.

Magnezit, resp. horečnaté členy izomorfného radu magnezit — siderit, breunnerit a mezitín, vystupujú v evaporitoch vo forme vtrúsenín, v podobe individuálnych, nepravidelne rozptýlených zŕn v základnej síranovej mase (tab. X, obr. 1). Zriedkavejšie sa zrná koncentrujú do nepravidelných zhlukov, ktoré tvoria hniezda. V niektorých prípá-



Obr. 16 Situačná mapka výskytu magnezitov v evaporitoch, podľa J. TURANA—L. VANČOVEJ (1976)

A — Fatrotatrikum, B — Veporikum, C — Gemerikum, D — Neovulkanity, 1 — Soblahov, 2 — Špania Dolina-Staré Hory, 3 — Smižany, 4 — Biele Vody, 5 — Novoveská Huta, 6 — Šankovce, Strelnica, 7 — Kecerovské Pekľany.

doch sa zrná magnezitu zoskupujú do paralelných vrstvičiek navzájom vzdialených 1—2 mm. Forma zrn je rôzna. Najčastejšie sú to nepravidelne obmedzené zrná, v mnohých prípadoch však idiomorfne, ale aj alotriomorfne. Veľká časť zrn je oválna, čo je výsledkom krátkeho transportu. O čiastočnom preplavení materiálu v sedimentačných bazénoch svedčí jeho heterogénny charakter a slabé opracovanie. Polohy s paralelnými textúrami sú spravidla obohatené o magnezit. Frekvencia výskytu je najvyššia v najstarších evaporitoch (Smižany), v ďalších lokalitách vo veľké sa znižuje a najnižšia je v evaporitoch meliatskej skupiny. Kvantitatívne zastúpenie magnezitu v evaporitoch sa nemení, dosahuje priemerne 5—8 % bez závislosti na veku. Sprievodnými horninami evaporitov s magnezitom sú zelené a sivé, chloritické, sericitické bridlice (obr. 17, 18).

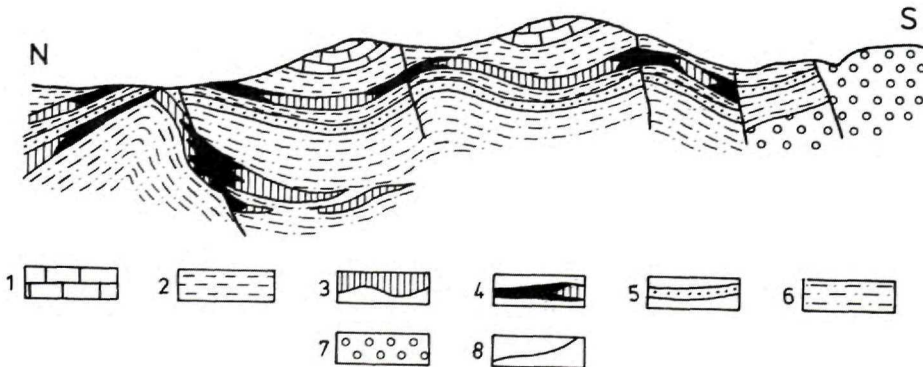
Minerálne zloženie evaporitových hornín s magnezitom je celkom odlišné od predchádzajúcich typov magnezitu. Základnú hmotu tvorí mliečnobiely, bieložltý, ružový, sivozelený alebo sivý zrnitý anhydrit s malou prímiesou sadrovca a halitu.

Z uhličitanových minerálov sa v evaporitoch popri magnezite uplatňuje ešte dolomit a kalcit.

V nerozpustných zvyškoch magnezitu tohto typu sme určili kremeň, pyrit, limonit, chlority, sfudy, živce, turmalín, zirkón, rutil a apatit.

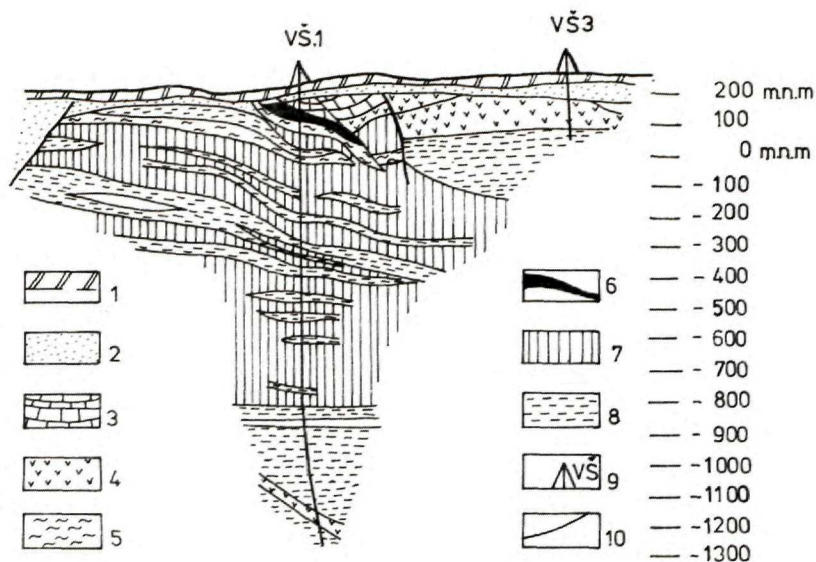
Na základe štúdia literatúry sme predpokladali, že magnezit viazaný v evaporitoch bude obsahovať zvýšený podiel železa. Ukázalo sa, že obsah Fe sa mení v širokom rozmedzí od 1,22 do 16,5 %, priemerný obsah FeO je cca 7 %. Rovnako premenlivý je aj obsah MgO, CO₂, ale aj obsah stopových prvkov, predovšetkým Mn.

Ukázalo sa, že magnezit viazaný v evaporitoch má svoju vlastnú asociáciu stopových prvkov (tab. 21), charakteristickú zvýšeným obsahom Sr, Ti, Ba, B a V a naopak, obsah Cr, Ni, Co a Cu je nízky. Pre porovnanie uvádzame v tab. 21 tiež stopové prvky amorfného magnezitu z Hodkoviec pri Moldave nad Bodvou, ktorý je viazaný v serpentinizovaných ultrabázikách triasu. V asociácii stopových prvkov amorfného magnezitu sa uplatnil zvýšený obsah Cr, Ni a Co, t. j. táto asociácia sa podstatne líši od asociácie stopových prvkov v magnezite viazanom v evaporitoch, ale tiež sa líši od asociácie stopových prvkov v magnezitoch z veporika a karbónu gemerika.



Obr. 17 Geologický rez anhydritovo-sadrovcovým ložiskom Grétla pri Spišskej Novej Vsi, podľa J. PECHU (in SLÁVIK 1967).

1 — vápenc (stredný trias), 2 — pestré bridlice (spodný trias), 3 — anhydrit (spodný trias-perm), 4 — sadrovec, 5 — zlepenca (báza spodného triasu), 6 — pestré bridlice a pieskovce (perm), 7 — zlepenca (perm), 8 — zlomy.



Obr. 18 Geologický profil anhydritovo-sadrovcovým ložiskom Šankovce, podľa J. BYSTRICKÉHO (in J. SLÁVIK 1967)

1 — hliny a suty kvartéru, 2 — piesky a štrky pliocénu, 3 — vápenec (stredný trias), 4 — serpentinizované ultrabáziká (spodný trias), 5 — vulkanické brekcie, 6 — hematit, 7 — sadrovec, 8 — pestré bridlice, 9 — vrty, 10 — zlomy.

Magnezity podobného typu v alpskom systéme východných Álp z útvarov permu a triasu v poslednom období opísali G. NIEDERMAYR et al. (1983). Tiež sú známe z Nemecka, Poľska, Preduralia, z zechsteinu, t. j. vrchného permu. Opísali ich J. K. FROLOVA (1955), O. BRAITSCH (1962), H. E. USDOWSKI (1968). Magnezit z aridných, salinárno-morských oblastí a shebiek, t. j. vnútrokontinentálnych jazier typu Balchaš, Karabugaz a severosaharských shebiek opísali J. P. PERTHUISOT —S. FLORIDIA—A. JAUZEIN (1972), P. SONNENFELD (1984).

Uvedené modely vzniku na týchto ložiskách aplikovali na niektoré naše zrudnenia J. TURAN—L. VANČOVÁ (1976). Vychádzajú zo sedimentárno-diagenetických pochodov v lagunárnych podmienkach, ktoré prebiehali v prostredí zvýšenej salinity. Klíma bola horúca a suchá, na čo poukazujú aj okolité horniny evaporitových formácií a zvýšený obsah Fe. Predpokladá sa prínos Mg z priľahlého kontinentu, kde sa uvoľňuje pri rozklade a erózii bazických vulkanických hornín devónu a spodného karbónu, ktoré boli intenzívne erodované a materiál z nich bol odnášaný do mora počas mladších období vrchného karbónu, permu až triasu.

Priestorové rozmiestnenie permských, spodnotriasových a vrchnotriasových evaporitových formácií zodpovedá pobrežným podmienkam, kde dochádza k miešaniu sladkých kontinentálnych vôd so slanými morskými vodami alebo vodami slaných, či brakických jazier. Striedanie režimu sladkých a slaných vôd zapríčiňuje zrážanie solí Mg vo forme hydroxidov a hydrouhlíčanov v disperznej forme, tak ako to z estuáriových podmienok veľkých riek Nilu, Amazonky, La Platy atď. opisuje J. M. MARTIN (1977).

Porovnanie stopových prvkov z rôznych hornín karbónu gemerika

Tab. 20

Hornina	Ag	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cu	F	Ga	Ge	La	Li	Mo	Ni	Pb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ti	V	W	Y	Yb	Zn	Zr	In	Na	K
dolerity	●	○	-	-	⊗	-	-	-	●	⊗	○	-	●	-	●	○	-	○	○	-	●	●	○	⊗	○	●	●	●	-	○	●	⊗	⊗
diabázy	-	⊗	-	-	○	-	-	-	●	○	○	-	-	-	-	-	-	●	●	●	-	-	●	○	○	●	-	-	-	○	●	⊗	⊗
magnezity	●	⊗	●	⊗	○	-	●	●	●	●	●	-	●	-	-	●	●	●	●	●	-	●	●	●	-	●	-	●	●	-	●	⊗	⊗
dolomity	●	●	●	○	○	●	-	●	●	●	●	●	●	-	●	●	●	●	○	○	●	-	●	●	●	-	●	●	●	●	○	●	
vápence	-	●	-	○	●	-	-	-	-	●	●	-	●	-	-	●	●	-	●	-	●	-	●	●	-	●	-	-	-	-	●	●	
grafit	●	⊗	-	-	○	-	-	-	●	○	○	-	○	-	●	○	-	○	○	-	●	●	○	⊗	○	●	-	●	○	⊗	●	⊗	
bridlice	●	⊗	-	-	○	-	-	-	●	○	○	-	○	-	●	○	-	○	○	-	●	●	○	⊗	○	●	-	●	○	⊗	●	⊗	

Stopové prvky v magnezitoch z evaporitov Západných Karpát

Tab. 21

Ložisko	Vek	Ag	Al	As	B	Ba	Bi	Co	Cr	Cu	Ga	Ge	In	K	Li	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	Sn	Sr	Ti	V	Zn	
Smižany	Trias sp.	●	⊗	○	○	○	-	●	○	○	●	●	-	⊗	○	○	○	⊗	○	●	○	○	○	○	○	○	●
Biele Vody	Perm	●	⊗	●	○	○	-	○	○	●	●	-	-	⊗	●	○	●	○	○	●	●	●	○	○	○	-	
Novoveská Huta	Perm	●	⊗	●	○	●	-	○	○	●	●	-	-	⊗	●	⊗	●	⊗	○	●	○	●	○	○	○	-	
Šankovce	Perm	●	⊗	○	○	⊗	-	-	-	○	●	-	-	⊗	○	⊗	○	⊗	●	●	○	●	●	○	●	-	
Soblahov	vrchný trias	●	⊗	○	○	⊗	-	-	○	●	●	●	-	⊗	○	○	○	⊗	●	●	○	●	●	○	●	-	

Prezvané z práce J. TURANA—L. VANČOVEJ (1976)

Vlachovo — kambrium		Ag	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cu	Cr	F	Ga	Ge	Hg	In	K	Li	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ti	V	W	Yb	Zn	Zr	
magnezity	●	○	—	—	○	—	—	—	—	●	○	—	—	●	—	—	●	—	—	○	—	○	●	●	—	—	●	○	●	—	●	—	—	—	—
dolomity	●	○	—	—	○	—	—	—	—	●	○	●	—	—	—	—	—	●	●	—	○	—	⊗	●	●	—	—	●	○	●	—	—	—	—	—
vápence	●	⊗	—	—	⊗	—	●	—	●	○	●	—	●	—	—	—	—	⊗	—	○	—	⊗	○	●	—	—	○	○	○	●	—	●	●	●	
Mútnik-Hnúšťa — devón																																			
magnezity	●	○	○	○	○	●	●	—	○	○	○	—	—	—	—	—	●	○	—	○	—	⊗	○	●	●	—	○	○	○	○	—	—	●	—	
dolomity	○	●	—	—	●	—	●	—	○	○	●	—	—	—	—	—	○	⊗	—	○	—	⊗	○	●	●	—	○	○	⊗	○	—	—	○	—	
vápence	●	●	—	—	●	●	—	—	○	●	●	●	—	—	—	—	—	⊗	—	○	—	○	●	●	●	—	●	○	○	●	—	—	—	—	
Jeľšava — karbón																																			
magnezity	●	⊗	●	⊗	●	—	—	●	●	●	●	●	—	●	—	—	—	●	●	⊗	●	●	●	●	●	—	●	●	●	—	—	●	●	—	
dolomity	●	○	●	●	○	●	—	●	●	●	●	●	—	●	—	—	—	●	●	○	●	—	○	○	●	—	—	●	●	●	—	—	●	●	—
vápence	—	●	—	○	●	—	—	—	—	●	●	●	—	●	—	—	—	●	●	○	●	●	●	●	—	●	●	●	—	—	—	—	—	—	—

- ⊗ — od 10 do 1 %
 ○ — od 1 do 0,1 %
 ● — od 0,1 do 0,01 %
 — — pod 0,01 %

Metagenéza stratiformných magnezitov v Západných Karpatoch

Ako vyplýva z predchádzajúcej kapitoly o jednotlivých typoch magnezitov, sú rozšírené v kambriu, silúre, devóne, spodnom a vrchnom karbóne, perme, spodnom a vrchnom triase (J. TURAN—L. VANČOVÁ 1977).

L. TURANOVÁ—J. TURAN (1990) v podstate na základe foriem výskytu, chemického zloženia a obsahu stopových prvkov, všetky známe ložiská magnezitu rozdelili do troch základných a jednej prechodnej skupiny, líšiacich sa svojim vznikom:

A) Kryštalický magnezit, kde zaradili ložiská a výskyt magnezitu z oblasti Vlachova, kryštalínika veporika, karbónu gemerika.

B) Rozptýlený magnezit v evaporitoch, kde patrí výskyt magnezitu v evaporitoch tatrika, veporika a gemerika (Smižany, Špania dolina, Soblahov, Novoveská Huta, Šankovce, Biele Vody, Strelnica atď.).

C) Žilný magnezit v ultrabázikách, kde patrí výskyt magnezitu z Hodkoviec, Muránskej Dlhej Lúky, Beňuša, Filipova, Tisovca, Krokavy, Striebornej, Brezničky, Banskej doliny, Ploského, Tešárrok atď.

D) Prechodný typ má znaky jednak skupiny B, t. j. rozptýleného magnezitu, jednak skupiny C, t. j. magnezitu viazaného v ultrabázikách. Sem zaradili výskyt magnezitu z oblasti Rudnian, Dobšinej, pruhu Veľký Folkmár—Košická Belá.

Na tomto mieste zhrnieme najdôležitejšie genetické charakteristiky a podmienky vzniku pre jednotlivé typy magnezitu, ktoré síce v niektorých prípadoch boli zhodné alebo veľmi blízke, ale predsa sa v každom stratigrafickom útvere čiastočne líšili.

Kambrické magnezity v gelnickej skupine gemerika pri Vlachove sú najstaršie. Ležia v uhličitanových obzoroch s grafitickými bridlicami. Magnezity sú spravidla čisté, slabo železnaté, ale ležia v značných hĺbkach (300 až 1300 m pod povrchom). Majú malé rozmery. Pre praktické použitie zatiaľ neprichádzajú do úvahy.

Úvahy o genetických podmienkach týchto magnezitov možno zhrnúť na základe doterajších znalostí takto:

Uhličitanové obzory s magnezitom v gelnickej skupine začínajú vápencom, nad ktorým nasleduje dolomit a nad nimi je magnezit (obr. 3, 4). Polohy magnezitu v dolomitoch sa rytmicky opakujú a prejavujú znaky faciálnej laterálnej zonálnosti a prechodov do dolomitu.

Uhličitanový zložený vápenec, dolomit, magnezit sa usadzovali v redukčnom prostredí grafitických bridlíc, bohatých na organické zvyšky.

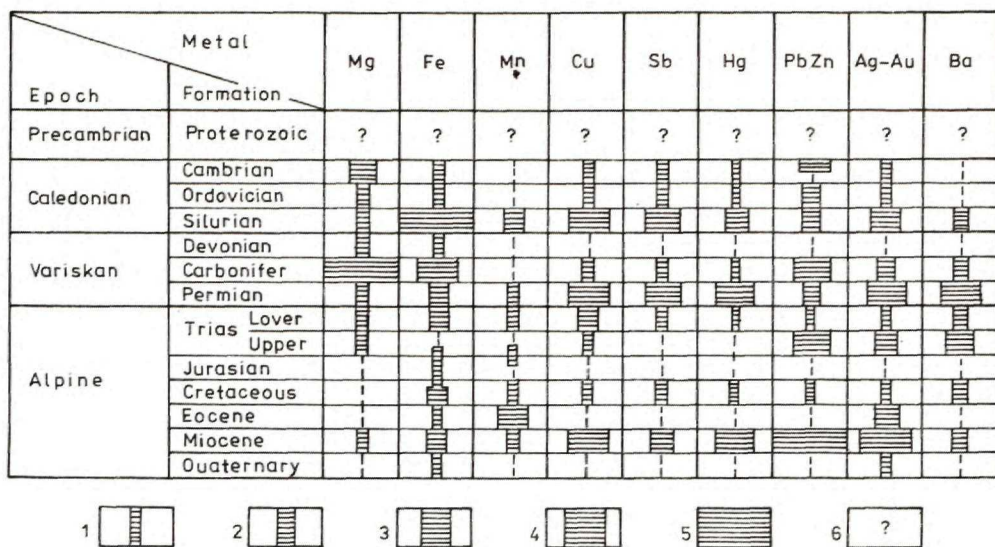
Horčík pochádzajúci z morskej vody sa zrážal vo forme hydromagnezitu a iných Mg zlúčenín v závislosti na špecifických lagunárnych podmienkach. Nie je však vylúčený ani jeho čiastočný vulkanogénny pôvod, keďže metavulkanity gelnickej skupiny v z. časti gemerika majú obsah MgO zvýšený o 2—3 %, na čo poukázali J. CHMELÍK—L. SNOPKO (1979), taktiež v uhličitanových obzoroch gelnickej skupiny sú časté polohy ultrabázických až bázických hornín (O. FUSÁN 1957, J. ILAVSKÝ 1974).

Na sedimentogénny a lagunárny charakter vzniku vápenca, dolomitu a magnezitu v kambriu gelnickej skupiny poukazuje aj obsah stopových prvkov.

Hrubokryštalické textúry uhličitanov sú výsledkom rekryštalizačno-metamorfných mladších pochodov. Primárne horniny boli predalpínske. Rovnaké teploty dekrepitácie vápenca, dolomitu a magnezitu svedčia o ich súčasnej rekryštalizácii.

Zriedkavý epigenetický výskyt kremenno-sulfidických žiliek v magnezite a dolomite bol najskôr remobilizovaný počas hercýnskej a alpínskej metamorfózy a orogenézy.

V silúre gelnickej skupiny gemerika je výskyt magnezitu (breunneritu), dolomitu



Obr. 19 Prehľad metalogenézy typomorfných kovov Západných Karpát, podľa J. ILAVSKÉHO et al. (1977)

1 — drobný výskyt a indicie, 2 — výskyt a malé zrudnenie, 3 — malé rudné ložiská, 4 — stredne veľké ložiská, 5 — veľké a ťažené ložiská, 6 — neisté zrudnenia.

v pruhu Nižná Slaná—Volovec a v Dlhej doline a stratiformných pyritov (ložisko Bonaventúra). Ležia v obzorochoch grafitických fylitov, ktoré sa striedajú s obzormi vulkanických hornín. Výskyt nemá praktický význam a jeho genetické podmienky vzniku boli veľmi podobné podmienkam vzniku magnezitu v kambriu. Novšie sa ukazuje, že aj magnezit tejto skupiny dosahuje väčšiu mocnosť, napr. vo vrtoch DD-9, 10, 11, 16 v Podsúľovej—Dlhej doline dosahuje nepravá mocnosť uhličitanových polôh až 111 m.

V rakoveckej skupine devónskeho veku je rozšírený najskôr vulkano-sedimentárny magnezit, ktorý má zvýšený obsah Cr, Ni, Co i Fe. Tieto prvky pochádzajú najpravdepodobnejšie zo synchronného vulkanizmu. Magnezit je dosť znečistený, má zvýšený obsah Fe, ako aj ďalších minerálov a prvkov. Pretože má tiež malé rozmery a nepravidelné tvary, neprichádza do úvahy pre praktické použitie.

Devónske magnezitovo-mastencové ložiská vo veporiku majú zložitý mineralogický charakter a polygenetický vznik. Ťažia sa v ložisku Mútnik, Samo, Kokava, Sinec a ziskava sa z nich predovšetkým mastenec. Magnezit má nižší obsah Fe, ale je znečistený prímiesami mastenca, čo vyžaduje jeho úpravu.

Genetické podmienky možno zhrnúť nasledovne: uhličitanové horniny, magnezit, dolomit a vápenec vznikali primárne sedimentárno-diageneticky z hydroxidov a hydrouhlícitanov v devónskej eugeosynklinále s hojným bázičným vulkanizmom submarínneho typu. Sedimentárny vznik dokumentuje pravidelná vrstevnatosť a rytmické striedanie polôh vápenca, dolomitu a magnezitu, príp. len vápenca a dolomitu, alebo len dolomitu a magnezitu. V horizontálnom smere v uhličitanových horninách vidieť faciálne laterálne zmeny, prejavujúce sa v zmenách mocností uhličitanov, v zmenách ich textúr a štruktúr, ako aj v zmenách obsahu uhličitanov.

Chemické zloženie uhličitanov a ich stopové prvky (čo sa týka kvality) sú podobné, poukazujúce na vulkanogénny pôvod a možno ich odvodíť od devónskych vulkanických hornín, ktoré vystupujú v magnezitoch a ich bezprostrednom okolí.

Po vzniku, t. j. po usadení hydroxidov a hydrouhličitanov Mg a Ca, došlo najprv k diagenéze, neskôr k metamorfóze a vrásneniu regionálneho rozsahu. Textúry, štruktúry aj minerálne zloženie sa v dôsledku toho zmenili. Vznikali metamorfne minerály, napr. mastenec, tremolit, flogopit atď. V tom istom čase, prípadne o niečo neskôr došlo k vzniku drobných epigenetických žiliek kremeňa so sulfidmi Fe, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Bi a ďalších.

V ďalšej fáze boli ložiská magnezitu a mastenca vo veporiku postihnuté retrográdnou epizonálnou metamorfózou (diaforézou), počas ktorej vznikali minerály fácie chloritických bridlic v ložisku aj v jeho okolí ako chlorit, sericit, epidot, zoizit, mladšie generácie sulfidov v žilkách mobilizačného charakteru.

U minerálov, ktoré podľahli len rekryštalizácii, vidieť efekty geochemickej a termickej frakcionácie vplyvom naloženej metamorfózy v zmysle Z. TRDLIČKU—F. KUPKU (1964). Takéto efekty sa prejavujú aj v niektorých sulfidoch. Podrobné výskumy tohto zamerania neboli na týchto ložiskách vykonané.

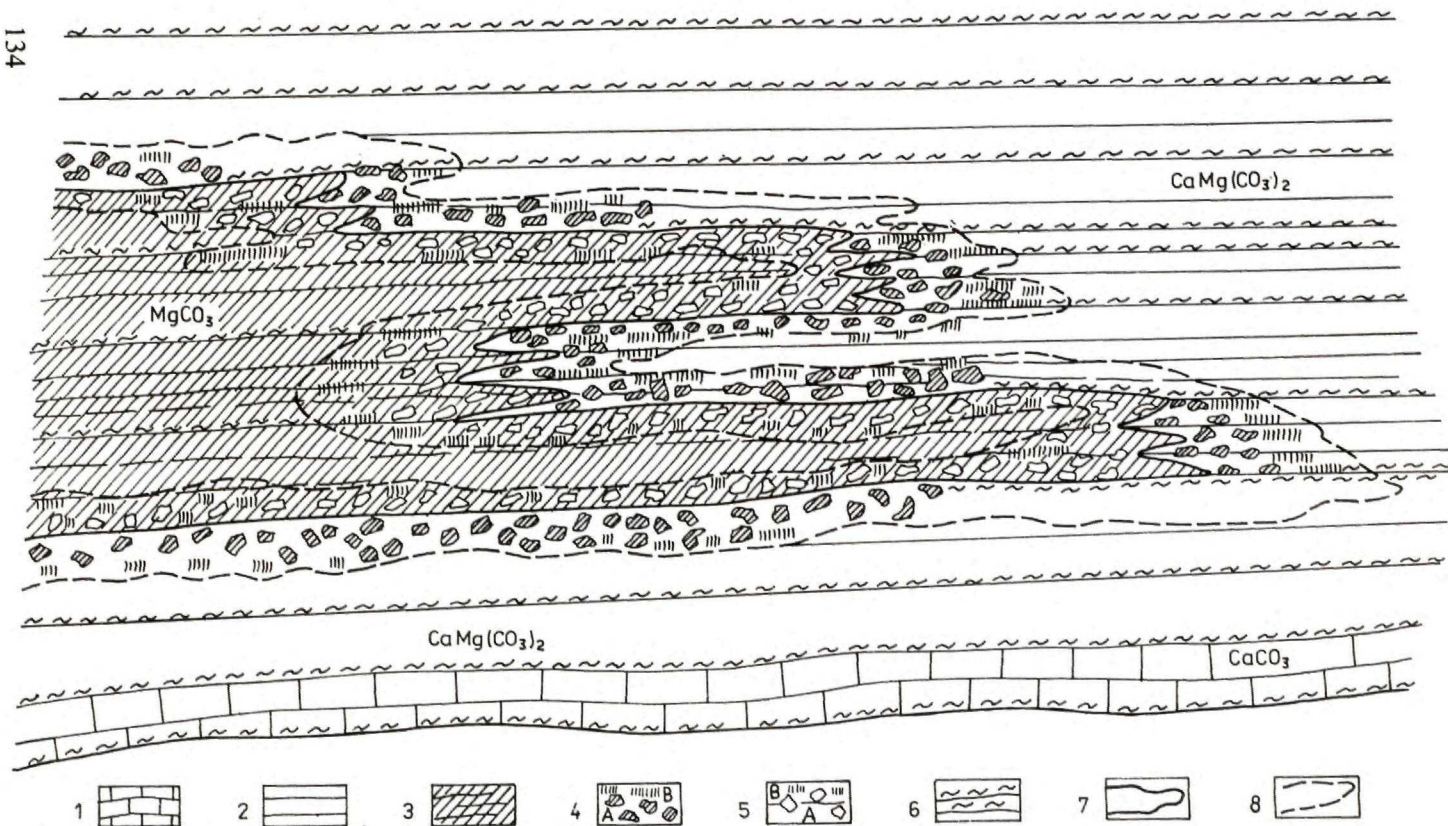
Karbónske magnezity v ochtinskom súvrství gemerika, ktorých vek je visén—namur A, sú ekonomicky najvýznamnejšie. Tvoria veľký počet ložísk s veľkými zásobami a viac-menej rovnakou kvalitou magnezitu. V súčasnosti sa ťaží v ložiskách Podrečany, Burda-Poproč, Lubeník, Jelšava, Košice. Viaceré menšie ložiská boli už v minulosti vyťažené — Cinobaňa, Ružiná, Divín, Ratkovská Suchá, Sirk, Ploské, Ochtiná. Na túto skupinu ložísk sa sústreďuje nielen ťažba, ale aj prieskum a investičná výstavba, včítane výstavby úpravni.

Pre genézu karbónskych magnezitov sú najdôležitejšie nasledujúce okolnosti: všetky magnezitové ložiská ležia v dvoch litostratigrafických súvrstviach, ochtinskom a zlatníckom. Oba sú doložené fosíliami.

Magnezit sa stýka vždy s dolomitom, nie s vápencom. Sekvencie rytmov uhličitanov sú dvojakého typu: 1. vápenec—dolomit—magnezit, 2. dolomit—magnezit. Polohy magnezitu sa v profiloch jednotlivých ložísk rytmicky opakujú, mocnosti polôh sú centimetrové, metrové až stometrové. Smerné dĺžky magnezitových telies sú niekoľko sto až tisíc metrové. Tvary magnezitových telies nie sú typicky rífové ani biohermné, ale tvoria vrstvy, ktoré sú postihnuté početnými zlomami, rozkúskované na bloky, ktoré tvarom síce môžu pripomínať rify, ale funkčne nimi nikdy neboli. Rytmy dolomitov, magnezitov v uhličitanových sériách znamenajú, že išlo o lagunárne, plytkovodné podmienky, zatiaľ čo vápence značia ingresie otvoreného mora, t. j. hlbokovodnejšie fácie v porovnaní s predošlými (C. W. CORRENS 1950, E. BONATTI 1966).

Textúry magnezitu, dolomitu a vápenca sú jemnoritmické, zvrstvené, štruktúry jemnozrnné, hlavne v okrajových častiach ložísk. Primiešaniny — chlorit, sericit, grafit, t. j. pôvodná sedimentárna zložka, má rovnaký charakter. Naproti tomu centrálné časti hrubších lavíc a polôh sú hrubozrnné, svetlé, bez grafitu a iných prímiesí. Prechod z magnezitu do dolomitu zabezpečujú tzv. prechodné zóny v zmysle J. TURANA—L. VANČOVEJ (1979), ktoré sa vyznačujú pinolitickými až nebulitickými textúrami.

Okolitými horninami v magnezitových ložiskách sú grafitické bridlice, príp. sericitické a chloritické bridlice, ktoré umožňovali koncentráciu organických látok a alkalických prvkov, pôsobili ako regulátor pH a Eh počas sedimentácie a uľahčovali aj súčasné zrážanie sulfidov (A. G. BETECHTIN 1958, K. H. WEDEPOHL 1968). Grafitické bridlice nemožno považovať za nepriepustné bariéry. Ich petrografický výskum ukázal, že je v nich hojne zastúpený dolomit, ale magnezit sa prakticky nevyskytuje. Najnovšie sa



Obr. 20 „Prechodné zóny“ medzi magnezitmi a dolomitmi v uhličitanových obzoroach magnezitových ložísk, podľa J. TURANA—L. VANČOVEJ (1972)

1 — vápenc, 2 — dolomit, 3 — magnezit, 4 — nebulitické zhluky, hniezda, konkrécie (A) a pinolitické štruktúry (B) magnezitu v dolomite ako súčasť prechodnej zóny, 5 — nebulitické zhluky, hniezda a konkrécie (A) a pinolitických štruktúr dolomitov v magnezite prechodných zón, 6 — grafitické bridlice medzi lavicami uhličitanov, 7 — ostré hranice medzi vrstvami dolomitu a magnezitu v prechodnej zóne, 8 — neostrý, pozvoľný prechod medzi dolomitom a magnezitom prechodnej zóny.

však ukazuje, že okolité čierne bridlice v magnezitových ložiskách obsahujú rozptýlený siderit (J. TURAN — L. TURANOVÁ, 1990).

V bazálnych častiach ochtinského a zlatnickeho súvrstvia sa vyskytujú vulkanické horniny, dolerity, amfibolity, diabázy, porfyryty. Na viacerých lokalitách vystupujú vulkanické horniny aj v uhličitanových obzorochoch.

Na viacerých magnezitových ložiskách sú vyvinuté intraformačné brekcie až zlepenca s fragmentmi a okruhliakmi magnezitu, dolomitu a kremeňa. Ich tmel má v niektorých prípadoch na úlomkoch a valúnoch oolitickú štruktúru, čo poukazuje na to, že sú synsedimentárne, synchrónne so vznikom magnezitových ložísk a pochádzajú z intraformačnej erózie podmorského typu.

Fosílie — koraly, brachiopódy, krinoidy, echinodermáty bývajú vždy v spodnej časti magnezitových polôh, v dolomite alebo vápenci, prípadne v grafitických bridliciach, ktoré tvoria vložky aj v uhličitanoch. Fosílie nie sú v magnezite, výnimočná je i dodatočná metasomatóza fosílií magnezitom, ktorá bola možná v diagenetickom štádiu.

Petrografické a minerálne štúdiá hornín magnezitových ložísk v karbone ukázali prítomnosť metamorfných minerálov, mastenca, chloritu, sericitu, čo poukazuje na premeny epizonálneho typu celej série.

Chemické zloženie hornín karbónu a bazických vulkanitov je kvalitatívne blízke, rovnako stopové prvky možno odvodiť od bazického vulkanizmu karbónu.

Dekrepitačné teploty minerálov magnezitových ložísk magnezitu, dolomitu aj vápenca sú približne rovnaké. Všetky uhličitaný boli postihnuté tými istými rekrystalizačnými procesmi.

V niektorých mineráloch karbónskych magnezitových ložísk bol zistený chlór, ktorý môže byť reliktom morského salinárneho prostredia (S. KLÍR 1962, L. VANČOVÁ 1980). Chlór môže byť prítomný v magnezite a v ďalších uhličitanoch v plynno-kvapalných uzavreninách, ktoré študoval z našich magnezitových ložísk K. ELIÁŠ (1979), ktorý konštatoval prítomnosť až štvorfázových uzavrenín, ale pre nedostatočné identifikačné metódy neboli tieto fázy rozlíšené.

V zmysle uvedených faktov sa javí vznik magnezitov karbónu gemerika, napokon i celej skupiny A v zmysle L. TURANOVEJ—J. TURANA (1990) polyfázový a pravdepodobne prebiehal nasledovne:

Vulkano-sedimentárne procesy vzniku magnezitu sa odohrávali v relatívne plytkovodnom prostredí, v bazéne obohatenom horčíkom. Karbónsky vulkanizmus, ktorý mal ultrabázický, bazický až intermediárny charakter, doniesol do vodného prostredia veľa Mg so značným obsahom solí. Časť Mg mohla byť do bazénu donesená aj sladkými tečúcimi vodami z erodovaných hornín rakoveckej skupiny, ktorá pôvodne pokrývala oveľa väčšie plochy.

Za zdroj Mg treba považovať ultrabázický a bazický magmatizmus. V prípade magnezitových ložísk, ktoré sa vyskytujú na území Slovenska, prichádzajú do úvahy dve možnosti: 1. prínos Mg z príľahlej pevniny do morských bazénov, 2. prínos Mg zo submarinného bazického vulkanizmu počas sedimentácie. Horčík sa dostával do morskej vody za vhodných pH a Eh podmienok. Na dno sedimentačného bazénu sedimentovali jednotlivé typy uhličitanov alebo silikátových hornín v závislosti na ich zrážanlivosti a koncentrácii jednotlivých zložiek (A. G. BETECHTIN et al. 1958, R. G. BURNS et al. 1969).

Všetky horniny karbónu a devónu majú vysoký obsah Mg. Vo všetkých moderných geochemických a geologicko-genetických koncepciách sa za zdroj Mg považuje ultrabázický a bazický magmatizmus (H. BORCHERT 1960, K. H. WEDEPOHL 1968, P. GUILD 1972, V. I. SMIRNOV 1976 atď.).

Sedimentáciu uhličitanov v bazénoch ovplyvňovali podmienky pH a Eh prostredia, obsah CO₂, zvýšená salinita vôd. Klíma počas vzniku bola horúca. Vysoké teploty morskej vody boli nielen dôsledkom tropickej klímy, ale aj dôsledkom submarinnej povahy vulkanizmu a horúcich postvulkanických prameňov. Dôkazom vysokých teplôt bazénov je aj prevaha Mg uhličitanov nad vápencami (R. G. BURNS et al. 1969).

Recentné dolomity a magnezity vznikajú všade vo svete v malých hĺbkach za podmienok veľmi intenzívneho odparovania v tropických moriach v oblasti Perzského zálivu, Bahamských ostrovov, Floridy, Holandských Antíl, južnej Austrálie, Kanárskych ostrovov atď. (R. G. BURNS et al. 1969).

Primárne prostredie vo vodnom bazéne bolo silne horečnaté, preto magnezity neobsahujú fosílie. Pravidelné striedanie uhličitanov a sedimentov redukčného charakteru (grafit, sulfidy) s alkalickými minerálmi (albit, sericit, chlorit) poukazujú na periodicitu zrážania Mg minerálov, a tým aj na periodickú neutralizáciu prostredia. Pritom prínos Mg do bazénu musel byť výdatný, aby postačil na tvorbu Mg minerálov počas sedimentácie a diagenézy (R. G. BURNS et al. 1969). Vznikali také minerály ako hydromagnezit, artinit, barringtonit, nesquehonit, lansdorfit, t. j. hydratované uhličitaný.

Výsledkom diagenézy boli bezvodé produkty uhličitanového zloženia a amorfnej konzistencie (typ magnezitu Bela Stena v Juhoslávii alebo Kozani v Grécku). Počas tohto procesu sú badateľné periódny s aridnejšou klímou, čoho výsledkom boli uhličitaný s vyšším obsahom Fe (breunnerit).

Na prítomnosť magnezických roztokov počas sedimentárno-diagenetických pochodov poukazujú pinolitické štruktúry (nebulitické) magnezitu v tzv. prechodných zónach v podloží a nadloží magnezitových polôh.

Rekryštalizácia uhličitanov je dôsledkom už diagenetických, neskôr tiež metamorfnych procesov. Hrbozrné uhličitaný vznikali vtedy, keď boli pôvodné uhličitaný relatívne čisté, bez prímiesi detritu, alebo vznikali stredno- aj jemnozrné uhličitaný, ktoré pôvodne obsahovali viac grafitu, kremeňa, ílovitej zložky atď.

Epigenetické žilky kremeňa so sulfidmi sú jasne mladšie, ich dekrepitačné teploty sú obyčajne vyššie. Zdrojom látok pre epigenetické žilky boli nečistoty v uhličitanoch, ako aj silikátové a vulkanické produkty vlastných magnezitových sérií. Teplota dekrepitácie minerálov takýchto žiliek je vyššia v dôsledku hĺbky ponorenia celého komplexu karbónu počas ich vzniku. Teploty spôsobili aj remobilizáciu Fe, Cu, Pb, Zn, Sb v zmysle metalogenetických koncepcií V. DOMAREVA (1956), F. M. VOKESA (1969), A. MOOKHERJEA (1976), M. J. BELEVTSOVA (1979). Hĺbka ponorenia karbónu pod skrývkou permu až spodnej kriedy mohla počas alpskej metamorfózy dosahovať okolo 4500—5000 m. Celkove však sú magnezitové ložiská najchudobnejšie na rudné minerály v porovnaní s inými útvarmi.

Minerálne zloženie magnezitov kontrolovali regionálne geologické faktory, hlavne ultrabázický a bázický magmatizmus, ktorý zodpovedá v zmysle globálnej tektoniky oceánskeho typu v zónach riftov. Magnezity karbónu gemerika, aj devónske, mohli vznikáť buď pozdĺž veľkého oceánskeho riftu, alebo pozdĺž subdukčnej štruktúry.

Magnezity v permu a triase (skupina B v zmysle L. TURANOVEJ—J. TURANA, 1990) majú diseminačný charakter. Sú viazané na určité preferenčné obzory evaporitov, predovšetkým anhydrit s prímiesou sadrovca a solí. Ich minerálna asociácia je salináno-evaporitová. Majú tiež svoju vlastnú asociáciu stopových prvkov, poukazujúcu na ich pôvod. Nie sú stratiformné, ale možno ich označiť ako strata-bound v zmysle K. H. WOLFA (1976).

V zóne hronika sa vyskytuje magnezit v anhydrite permu a spodného triasu na lokalite Špania dolina. V bradlovom pásme v Soblahove pri Trenčíne sa vyskytujú vtrúseniny

Hornina	Ložisko	Štát	Vek	$\delta \text{C}^{13} \text{‰}$	$\delta \text{O}^{18} \text{‰}$
+ magnezit	Mníšek n. H.	ČSFR	kambrium	-2,6	+15,71
+ magnezit	Jelšava	ČSFR	karbón	-3,6	+21,58
+ magnezit	Novoes. Huta	ČSFR	perm	-4,2	+20,65
+ magnezit	Smižany	ČSFR	spod. trias	-6,0	+27,46
++ siderit	Bakal-Ural	ZSSR	proterozoik.	-2,2	+22,00
++ siderit	Bakal-Ural	ZSSR	proterozoik.	-2,3	+21,90
++ siderit	Bakal-Ural	ZSSR	proterozoik.	-2,4	+20,50
++ siderit	Bakal-Ural	ZSSR	proterozoik.	-3,8	+21,40
++ dolomit	Bakal-Ural	ZSSR	proterozoik.	-4,4	+22,50
++ dolomit	Bakal-Ural	ZSSR	proterozoik.	-0,9	+21,30
++ dolomit	Bakal-Ural	ZSSR	proterozoik.	+0,5	+22,90
++ dolomit	Satka-Ural	ZSSR	proterozoik.	+1,9	+22,40
++ dolomit	Bakal-Ural	ZSSR	proterozoik.	+2,6	+21,40
++ magnezit	Bakal-Ural	ZSSR	proterozoik.	+0,5	+17,00
++ magnezit	Satka-Ural	ZSSR	proterozoik.	+0,8	+18,90
++ magnezit	Satka-Ural	ZSSR	proterozoik.	+1,2	+13,60
++ magnezit	Satka-Ural	ZSSR	proterozoik.	+1,7	+14,60
++ magnezit	Satka-Ural	ZSSR	proterozoik.	+1,9	+21,40
++ magnezit	Satka-Ural	ZSSR	proterozoik.	+2,0	+22,70
++ magnezit	Satka-Ural	ZSSR	proterozoik.	+4,2	+15,00
× dolomit. kr.	J. Liaoning	Čína	spod. proter.	-0,56	+15,51
× magnezit	J. Liaoning	Čína	spod. proter.	-0,63	+11,10
× magnezit žilný	J. Liaoning	Čína	spod. proter.	+0,57	+13,50
× kalcit	J. Liaoning	Čína	spod. proter.	+1,27	+16,89

+ Analyzoval Ing. V. ŠMEJKAL, CSc., Ústř. Úst. Geol., Praha

++ Prevzaté z práce J. A. BORŠEVSKIJ et al. (1981)

× Prevzaté z práce HE SHUHONG (1985)

magnezitu v evaporitoch vrchného triasu. Nie sú podrobnejšie preskúmané, hoci by to bolo zaujímavé, pretože množstvo magnezitových vtrúsenín v tejto oblasti dosahuje lokálne až 30 %.

Lokality Smižany, Biele Vody, Novoveská Huta, Košická Belá, Šankovce, Strelnica s výskytom magnezitu v evaporitoch sa nachádzajú v zóne gemerika.

Pri úvahách o ich genéze treba zohľadniť, že perm sa v tejto zóne usadzoval na vyvrásnený a erodovaný podklad a mal evaporitový charakter. Do bazénov sa dostával aj materiál z erodovaných staropaleozoických a karbónskych magnezitových ložísk, čo bolo predpokladom redepozície Mg v kolobehu geologického cyklu erózia—transport—resedimentácia.

Magnezity viazané v evaporitoch predstavujú typický evaporitový sediment typu sbebiek. Ich vznik vysvetľujeme ako dôsledok vyzrážania síranov z morskej vody, čím sa viazala podstatná časť Ca a matečné lúhy sa obohatili o Mg. V prítomnosti CO_2 dochádzalo k tvorbe horečnatých hydrouhličitanov, hydroxidov a solí, ktoré v diagenetickom štádiu prechádzali na stabilnejšiu formu, na bezvodý uhličitan horčíka—magnezit. Magnezit v evaporitoch nebol metamorfovaný.

K riešeniu problematiky genézy magnezitu môžu v blízkej budúcnosti prispieť izotopové analýzy uhlíka ^{13}C , kyslíka ^{18}O , prípadne ďalších prvkov, ktoré už boli urobené na uralských ložiskách magnezitu a sideritu (J. A. BORŠEVSKIJ et al. 1981) a ložiskách kryštalického magnezitu Číny a Kórei (HE SHUHONG 1985). Genéza magnezitu na základe výsledkov izotopických analýz bola interpretovaná ako sedimentárno-diagenetická. Výsledky izotopových analýz uhlíka a kyslíka sú uvedené v tab. 23.

Záver

Na záver možno konštatovať, že priestorové rozloženie zrudnení magnezitu, jeho akumulácia a koncentrácia sa postupne zväčšujú od externých (severných) zón smerom na J do vnútorných zón. Najväčšiu koncentráciu a akumuláciu dosahuje magnezit v karbóne gemerika, kde sa jeho ložiská aj ťažia.

Vzhľadom na všetky uvedené stratigrafické obzory s magnezitmi možno konštatovať, že horčík je typomorfným prvkom v metalogenéze Západných Karpát. Objavuje sa polycyklicky vo všetkých metalogenetických epochách geotektonického vývoja, tak ako viaceré kovové prvky (Fe, Cu, Mn, Pb, Zn, Sb, Hg, Au, Ag).

Vznik a vývoj kryštalických stratiformných magnezitov Západných Karpát je najpravdepodobnejšie polygenetický a polyfázový.

Uvedené genetické závery o stratiformných magnezitoch Západných Karpát majú veľký význam v praxi pre sféru prognózovania a vyhľadávania nových ložísk magnezitu. Zdôrazňujú význam stratigrafických obzorov karbónu gemerika a devónu veporika ako najperspektívnejších pre výskyt magnezitových, prípadne magnezitovo-mastencových ložísk, pričom ani staršie útvary nie sú beznádejné. Poukazujú na kontinuitu a vzájomné prepojenie stratigrafických obzorov s magnezitmi medzi známymi, ťaženými ložiskami do tej miery, že vytvárajú ďalšie nádejné priestory a mnohonásobne zväčšujú perspektívnosť nových, dosiaľ neznámych úsekov s magnezitovými alebo magnezitovo-mastencovými ložiskami aj v staršom paleozoiku.

Vyhľadávacie kritériá a príznaky výskytu magnezitu sa dostávajú do diametrálne odlišných rovín ako v minulosti pri akceptovaní iba hydrotermálno-metasomatickej koncepcie vzniku týchto surovín. Okrem stratigrafických kritérií sa do popredia dostávajú faktory litologické, paleogeografické, klimatické, vulkanologické a petrogenetické v najširšom zmysle slova. Zdôrazňuje sa tým význam podrobných minerálno-paragenetických štúdií, štúdií stopových prvkov a prvkov vzácných zemín, ako aj izotopov uhlíka a kyslíka, čo všetko môže veľmi účinne pomôcť objasniť perspektívu týchto surovín, ktoré sú v ekonomike česko-slovenského baníctva teraz najvýznamnejšie.

Literatúra

- ABONYI, O. 1970: Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemerid z oblasti Jelšavy a Dobšinej. — Miner. slov. 2, Spišská Nová Ves, 7, 217—230.
- ABONYI, O.—ABONYIOVÁ, M. 1961: Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská. — Geol. Práce, Zpr. 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—95.

- ABONYI, O.—ABONYIOVÁ, M. 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. — Miner. slov., monogr. 1, Bratislava, 1—125.
- ANDRUSOV, D.—ZOUBEK, V. 1953: Zpráva o geologickom výskume západogemerskej oblasti. Prehľad geologickej stavby a jej vzťah k zrudneniu. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, IV, Bratislava, 3—4, 539—556.
- ANFIMOV, L. V.—BUSYGIN, B. D.—DEMINA, L. E. 1983: Satkinskije mestoroždenija magnezitov na Južnom Urale. — Izd. Nauka, Moskva, 1—88.
- ANGEL, F.—TROJER, F. 1953: Der Ablauf der Spatmagnetit — Metasomatose. — Radex Rdsch. H 7/8 Radenthein, 315—334.
- BACSÓ, Z. 1964: Potriasové skarnové ložiská pri Tisovci. — Geol. Práce, Zpr. 31, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81—90.
- BAGDASARJAN, G. P.—GUKASJAN, R. CH.—CAMBEL, B. 1986: Rb-Sr isochron age of granites from the veporic pluton. — Geol. Zbor. Geol. carpath. 37, Bratislava, 3, 336—365.
- BACHŇÁK, L. 1964: Výpočet zásob magnezitu — Podrečany. — Geofond, Bratislava.
- BAJANÍK, Š.—VOZÁROVÁ, A.—REICHWALDER, P. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v SGR. — Geol. Práce, Spr. 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 27—56.
- BAJANÍK, Š.—HANZEL, V.—IVANIČKA, J.—MELLO, J.—PRISTAŠ, J.—REICHWALDER, P.—SNOPKO, L.—VOZÁR, J.—VOZÁROVÁ, A. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—223.
- BELEVTSJEV, M. J. 1979: Metamorphogenic Ore Deposition.—Izd. Nedra, Moskva, 1—275.
- BEŇKA, J.—SNOPKO, L. 1974: Nový nález magnezitu v gelnickej sérii Spišsko-gemerského rudohoria. — Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99—118.
- BETECHTIN, A. G.—GENKIN, A. D.—ŠADLUN, T. N.—FILIMONOVA, A. A. 1958: Textury i struktury rud. — Gosudarstv. nauč. technič. izd. literat. po geologii i ochrane nedr, Moskva, 1—435.
- BEZÁK, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. — Miner. slov., 20, Bratislava, 2, 131—142.
- BONATTI, E. 1966: Deep sea authigenic calcite and dolomite. — Sci., Jhg. 153, 534—537.
- BORCHERT, H. 1960: Geosynklinale Lagerstätte, was dazu gehört, sowie deren Beziehungen zur Geotektonik und Magmatismus. — Freiberg. Forsch. — H., R. C 79, Freiberg.
- BORŠEVSKIJ, J. A.—BORISOV, S. L.—LAZUR, O. G.—MEDVEDSKAJA, N. I.—POPOVA, N. K.—CHODJAK, J. A. 1981: Izotopnoje ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) issledovanije sideritov Bakalskogo i magnezitov Satkinskogo mestoroždenij. — Problemy osad, geol. dokembrija, Karbonatnoje osadkonakoplenije v dokembrii, vyp. 6, Moskva, 195—202.
- BOUČEK, B.—PŘIBYL, A. 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbónu. — Geol. Práce, Spr. 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—49.
- BRAITSCH, O. 1962: Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. — Springer Verl., Berlin—Göttingen—Heidelberg.
- BURNS, R. G.—BURNS, V. M.—USDOWSKI, H. E.—MUELLER, R. R. 1969: Magnesium. — Handbook of Geochemistry, Vol. II/1, Springer Verl. Berlin—Göttingen—Heidelberg.
- CLARR, E. 1956: Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnetite. — Carinthia II, Angels Festschrift, Klagenfurt, 22—31.
- CORRENS, C. W. 1950: Faktoren der Sedimentbildung, erläutert an Kalk und Kieselsedimenten. — Deutsch. Hydrogeol. Zeitschr. Jhg 3, 83—88.
- DESTOMBES, J. P. 1956: Magnésites (giobértites) des Pyrénées Occidentales. — Bull. Soc. géol. France, Vol. 6, Paris, 4—5.
- DIANIŠKA, I.—HURNÝ, J. 1977: Serpentininity pri Vyšnom Klatove a Bukovci (in Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR). — Geol. prieskum, Spišská Nová Ves.
- DOMAREV, V. 1956: Nekotoryje geologičeskije osobennosti metamorfogennyh mestoroždenij. — Materialy po geol. polez. iskop. Vsesoj. nauč. issledov. Geol. Inst., Novaja serija, vyp. 8, Leningrad, 1, 7—41.
- ĐUDA, R. 1976: Rudné výskyty a mineralogicko-paragenetické pomery v oblasti Košické Hámre — Košice—Hýľov. — Miner. slov., 8, Spišská Nová Ves, 5, 447—468.

- EISELE, G. 1907: Gömör és Borsod vármegyék bányászati és kohászati monografiája. — Banská Štiavnica, 1—546.
- ELIAŠ, K. 1979: Príspevok k objasneniu podmienok vzniku magnezitových ložísk termometrickým výskumom. — Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož., 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—32.
- FADEJEV, M. J. 1961: K voprosu o proischoždenii Satkinskich kristalličeskich magnezitov. — Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč. 90, Moskva, 2. 245—246.
- FRIEDRICH, O. M. 1959: Zur Genese der ostalpinen Spatmagnesite und Talklagerstätten. — Radex Rdsch., Vol. 1, Radenthein, 293—420.
- FRIEDRICH, O. M. 1963: Zur Genesis des Magnesites von Kasswassergraben und über ähnliche Vorkommen (Diegrub) im Lammerthal. — Radex Rdsch., Vol. 2, Radenthein, 421—432.
- FROLOVA, J. K. 1955: Magnezit v nižneperskych otloženijach Kujbyševskogo Zavolžja. — Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., Moskva, 5, 89—96.
- FUSÁN, O. 1957: Paleozoikum gemerid. — Geol. Práce, Zoš. 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—37.
- GARAN, M. I. 1947: O periodičnosti osadkoobrazovanja v drevnich svitach zapadnogo sklona Južnogo Urala. — In Geologija i poleznye iskopaemyje Urala, Gosgeolizdat, vyp. 1, Moskva.
- GARAN, M. I. 1957: Geologičeskoje strojenije i poleznye iskopaemyje Bakalo-Satkinskogo rajona. — In Voprosy razvitiya Bakalskoj rudnoj bazy, Sverdlovsk, 23—55.
- GAVORA, S. 1958: Závěrečná správa a výpočet zásob Podrečany — magnezit. — Geol. prieskum Spišská Nová Ves.
- GRECULA, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. — Miner. slov., monogr. 2, Bratislava, 1—263.
- GRECULA, P.—KOBULSKÝ, J. 1980: Magnezit v staršom paleozoiku pri Mníšku nad Hnilcom. — Miner. slov., 12, Bratislava, 3, 287—288.
- GUBAČ, J. 1973: Karbonátové horniny paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—182.
- GUILD, P. 1972: Metallogeny and the new global tectonics. — 24 Int. Geol. Congr. Canada, Sect. IV, 17—24.
- GUILLOU, J. J. 1970: Les magnésites cambriennes de Pacios (province de Lugo, Espagne) et leur environnement paléogéographique. — Bull. BRGM, Sect. 4, Orléans, 3, 5—20.
- GUILLOU, J. J. 1972: La série carbonatés magnésienne et évolution de l'hydrosphère. — Comp. rend. hebdom. Acad. Sci., Vol. 274, Paris, 22, 2952—2955.
- GULA, J. 1959: Geologické a paragentické pomery slovenských magnezitových ložísk. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 2, Bratislava, 195—201.
- HE SHUHONG 1985: Discussion on the origin of crystalline magnesite ore deposits South Liaoning. — Internat. Sym. on Metallogeny of the early Precambrian, Abstract Changchun 10.—13. October 1985.
- HOVORKA, D. 1972: Katalóg chemických analýz eruptívnych a metamorfovaných hornín kryštalínika, paleozoika a mezozoika Západných Karpát Slovenska a ich minerálov. — Náuka o Zemi, Sér. geol. 6, Slov. Akad. Vied Bratislava, 1—220.
- HOVORKA, D. — IVAN, P.—SPIŠIAK, J.: Nappe with the amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians — its position, origin and interpretation. — Miner. slov., 16, Bratislava, 73—86.
- HOVORKA, D.—TURAN, J.—SPIŠIAK, J.—TURANOVÁ, L. 1984: Charakteristika základných horninových typov vo vrtoch RHV-1 a RHV-2. — Geol. Úst. PFUK, Bratislava, 1—173.
- CHMELÍK, J.—SNOPKO, L. 1979: Prehodnotenie chemizmu vulkanogénnych a sedimentárnych hornín gelnickej série. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÁ, Ž. 1964: K otázke veku meliatskej série. — Správy o geol. výskumoch v r. 1964, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—32.
- ILAVSKÝ, J. 1956: Synklinála mladšieho paleozoika pri Košických Hámroch. — Geol. Práce, Zoš. 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 135—137.
- ILAVSKÝ, J. 1957: Geologie der Erzlagerstätten im Zips—Gömörer Erzgebirge. — Geol. Práce, Zoš. 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—96.

- ILAVSKÝ, J. 1959: Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v Spišsko-gemerskom rudohorí. — Manuskript, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—350.
- ILAVSKÝ, J. 1974: Príspevok ku paleogeografii gelnickej série gemerid na základe rozšírenia stratiformných zrudnení. — Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—98.
- ILAVSKÝ, J. et al. 1977: Vysvetlivky ku metalogenetickej mape Západných karpát 1 : 500 000. — Manuskript, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—900.
- ILAVSKÝ, J.—SATTRAN, V. 1980: Metallogenic Map of Czechoslovakia 1 : 500 000. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—144.
- ILAVSKÝ, J.—KUPČO, G.—CUBÍNEK, J. 1981: Zonálnosť stopových prvkov v hlavných mineráloch stratiformného ložiska pyritovo-medených rúd v Smolníku a ich porovnanie so stopovými prvkami v obdobných ložiskách. — Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 13—82.
- IVAN, P. 1984: Metasomatites (listvenites) replacing ultrabasics (Paleozoic, Inner Western Carpathians). — Miner. slov., 16, Bratislava, 1, 103—114.
- IVANOV, M. 1965: Litológia, petrografia a metamorfizmus paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. — Zbor. Geol. Vied Západ. Karpaty, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 43—92.
- KAMENICKÝ, J. 1967: Veporské kryštalinikum. — In MAHEF, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II Západní Karpaty, Ústř. Úst. geol., Praha, 353—372.
- KAMENICKÝ, L.—MARKOVÁ, M. 1957: Petrografické štúdie fylito-diabázovej série gemerid. — Geol. Práce, Zoš. 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—189.
- KLINEC, A. 1976: Geologická mapa východnej časti Nizkých Tatier a Slovenského rudohoria 1 : 50 000. — Manuskript, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLÍR, S. 1962: Hydrogeologie slovenských magnetitových ložísk v karbónu gemerid. — Geol. Práce, Zpr. 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—122.
- KLUBERT, J. 1959: Záverečná správa a výpočet zásob magnezitu — Ružiná. — Geofond Bratislava.
- KORPEL, P. 1963: Záverečná správa a výpočet zásob Košice — magnezit. Manuskript, Geol. prieskum Spišská Nová Ves.
- KORPEL, P. 1964: Správa o prieskume Kavečany — magnezit, Cu, Fe. — Manuskript, Geol. prieskum Spišská nová Ves.
- KOZUR, H.—MOCK, R.—MOSTLER, H. 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtefolge von Ochtná (Slovakie) in das oberste Vise Serpukhovian (Namur A). — Geol. paläont. Mitt., Vol. 6, Innsbruck, 1, 1—29.
- KOZUR, H.—MOCK, R.—MOSTLER, H. 1977: Erster Nachweis von Konodonten in Paläozoikum (Karbon) der Westkarpathen. — Čas. Mineral. Geol. R. XXII, Praha, 3, 299—305.
- KRIST, E. 1954: Karbónske zlepenice bindt-rudňanského vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. — Geol. Práce, Zoš. 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—107.
- KUŽVART, M. 1954: Zpráva o orientačnim výskumu ložísk magnetitů na Slovensku. — Věst. Ústř. Úst. geol. 24, Praha, 4, 178—185.
- KUŽVART, M. 1955: Geologické a petrografické pomery mastkových ložísk a jejich okolí u Hnúště na Slovensku. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., XXII, Praha, 145—196.
- KUŽVART, M. 1956: Ložiská mastku ve Spišsko-gemerském rudohoří na Slovensku. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., XXIV, Praha, 441—473.
- LEITMEIER, H. 1953: Die Entstehung der Spatmagnesite in den Ostalpen. — Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 11 Fasc., Bd. 3.
- LESKO, I. 1972: Über die Bildung von Magnesit-Lagerstätten. — Mineralium Depos., Vol. VII, 1, 61—72.
- LLARENA, J. G. 1953: Über die sedimentäre Entstehung der ostalpinen Magnesite „Typus Veitsch“. — Montan-Ztg. 69, Wien, 55—62.
- LLARENA, J. G. 1962: Observciones complementarias y experimentales sobre la magnesita sedimentaria. — Not. Comun. Inst. geol. min. Esp., 66, Madrid, 5—35.
- LUO JAOXING—ZHU JANRUI 1985: The geology of Dashi-Quiao Haicheng Magnesite Deposits. — Intern. Sym. on Metallogeny of the early Precambrian, Abstract Changchun 10.—13. October 1985.

- MAHEL, M.—VOZÁR, J. 1973: Geologická a litologická charakteristika štruktúrnych vrstov SM-1 a SM-2 (Smižany). — Region. Geol. Západ. Karpát, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—81.
- MARKOVIČ, J.—BALOGH, J. 1967: Magnezit—Jelšava. — Východoslov. vyd. Košice, 1—96.
- MARTIN, J. M. 1977: Le milieu éstuarien. — La Recherche, Paris, 78.
- MÁŠKA, M. 1956: Některé problémy metalogeneze a hledání rudních ložisek ve Spišsko-gemerském rudohoří. — Geol. Práce, Zpr. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—106.
- MÁŠKA, M. 1957: Poznámky k předtercierní metalogenesi Západních Karpát, zvláště Spišsko-gemerského rudohoří. — Geol. Práce, Zoš. 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 96—105.
- MÁŠKA, M. 1959: Správa o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří. Sv. 3. Karbón celkové. — Zpr. geol. Výzk., Ústř. Úst. geol., Praha.
- MIŠÍK, M. 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 4, Bratislava, 3—4, 557—588.
- MOOKHERJEE, A. 1976: Ores and metamorphism. Temporal and genetic relationships. — *Hanb. of Stratab. Stratiform. Ore Dep.*, vol. 4, Ch. 5, Elsevier, 203—260.
- MORTEANI, G.—SCHLEY, F.—MÖLLER, P. 1981: The formation of the Magnesite Deposits in the Northern Grauwackenzone and of the Innsbrucker Quartuphyllit (Austria) as deduced from the Rare Elements (REE) fractionation. — *Erzmetall*, 34, 10, 559—562.
- MORTEANI, G.—MÖLLER, P.—SCHLEY, F. 1982: The rare earth element (REE) contents and the origin of the sparry magnesite mineralizations of Tux (Lamersbach, Entachen Alm, Spiessnägel, Hochfilzen, Austria) and lacustrine magnesite deposits of Aiani (Kozani, Greece) and Bela Stena, Yougoslavia. — *Econ. Geol.* vol. 77, 617—631.
- MORTEANI, G.—SCHLEY, F.—MÖLLER, P. 1983: On the Formation of Magnesites. — *Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe* (ed. H. J. Schneider), Springer—Verl. Berlin, Heidelberg, 105—115.
- MOSTLER, H. 1973: Alter und Genese ostalpinen Spatmagnesite. — *Univ. Innsbruck*, Bd. 86, 237—266.
- NEMČOK, A. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. — *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 4, Bratislava, 3—4, 589—622.
- NIEDERMAYR, G.—BERAN, A.—SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. 1983: Magnesite in Permian and Scythian Series of the Eastern Alps, Austria, and Its Petrogenetic Significance. — In H. Schneider, ed. *Mineral Deposits of the Alps and the Alpine Epoch in Europe*, Springer-Verl., Berlin—Heidelberg, 97—104.
- NISHIHARA, H. 1965: Origin of the bedded magnesite deposits of Mantschouria. — *Econ. Geol.* vol. 51, Urbana, 7, 698—711.
- PAPP, K. 1919: Die Eisenerze und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. — *Franklin Verein*, Budapest, 1—638.
- PERTHUISOT, J. P.—FLORIDIA, S.—JAUZEIN, A. 1972: Un modèle récent de bassin côtier à sédimentation saline: la sebkha El Melah (Zarzis, Tunisie). — *Rev. Géol. dynam. Géogr. phys.*, vol. 14, Paris, 1, 67—83.
- PETRASCHECK, W. E. 1932: Die Magnesite und Siderite der Ostalpen.—Sitz.-Ber. Öster. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Abt. I, Bd. 141, 195—242.
- PETRASCHECK, W. E. 1953: Die österreichische Magnesite als Glied der alpinen Metallogenese. — *Berg-u. hüttenmänn. Mh. Jhg.* 98, 207—211.
- PETRASCHECK, W. E. 1961: Zur Bildung griechischer Magnesitlagerstätten. — *Radex Rdsch.*, vol. 4, Radenthein, 641—646.
- PETRASCHECK, W. E. 1964: Weitere Erkenntnisse über die Bildung der Lagerstätten des dichten Magnesites und des Mersschaums. — *Radex Rdsch.*, vol. 2, Radenthein, 103—108.
- PETRASCHECK, W. E. 1972: Beziehungen zwischen kryptokristallinem und spätigem Magnesit. — *Radex Rdsch.*, vol. 5, Radenthein, 339—350.
- PETROV, V. P. 1984: Genetičeskije typy, zakomernosti razmeščenija i prognoz mestoroždenij brusita i magnezita. — *Izd. Nauka*, Moskva, 1—318.
- PIPTA, J. 1964: Výpočet zásob ložiska magnezitu — Lubeník, Amag. — *Manuskript*, Slov. magnezitové záv. Košice.
- PLANDEROVÁ, E. 1980: Nové poznatky o veku rožňavsko-železničkej skupiny. — *Geol. Práce, Spr.* 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—119.

- PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. — Geol. Práce, Spr. 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129—141.
- REDLICH, A. K. 1926: Bemerkungen zu H. Mohrs: Zur Entstehungsfrage der alpinen Spatmagnesite vom Typus „Veitsch“. — Zeitschr. prakt. Geol., Jhg 34, Berlin, 8.
- REDLICH, A. K. 1934: Die Magnesitvorkommen der Tschechoslowakischen Republik. — Věst. St. geol. Úst., vol. XX, Praha, 3—4, 121—134.
- SE WAI SEN—LI UN RGONG 1985: The Distribution and Genesis of the Magnesite Deposits in North-East Korea. — Intern. Sym. on Metallogeny of the early Precambrian. Abstract Changchun, 10.—13. October 1985, 118—119.
- SCHULZ, O. 1974: Metallogene im Paläozoikum der Ostalpen. — Geol. Rdsch., Jhg. 63, Stuttgart, 1.
- SIDORENKO, A. I. 1966: O lokalizácii i genezisse magnezitovogo orudnenenija v satkinskom rajone. — Geologija i poleznye iskopaemyje Urala, Trudy Sverd. gorn. inst., vyp. 48, Sverdlovsk, 169—174.
- SIEGL, W. 1953: Zur Vererzung einiger Magnesite. — Karinthia 22, Wien, 238—240.
- SIEGL, W. 1955: Zur Entstehung schichtiger und strahliger Spatmagnesite. — Berg- u. hüttenmänn. Mh., 100, Leoben, 79—84.
- SIEGL, W. 1964: Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen sowie bei Ellman in Tirol. — Radex Rdsch., 3, Radentheim, 178—191.
- SIEGL, W. 1969: Entwurf zu einer salinar-sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg). — Mineralium Depos. 4, 225—233.
- SLÁVIK, J. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. — Ústř. Úst. geol., Praha, 1—510.
- SMIRNOV, V. I. 1976: Geologija poleznych iskopaemych. — Izd. Nedra, Moskva, 1—688.
- SNOPKO, L. 1969: O novom rudonosnom pruhu v okolí Vlachova. — Manuskript, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. 1974: Stavba Spišsko-gemerského rudohoria. — Materiály z III. celoslov. geol. konf., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121—124.
- SNOPKO, L.—SNOPKOVÁ, P. 1977: Regionálny geologický výskum paleozoika Západných Karpát. — Manuskript, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—68.
- SNOPKOVÁ, P. 1978: Správa o vyhodnotení vzoriek za úlohu 122. — Manuskript, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palynologických výsledkov. — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57—102.
- SONNENFELD, P. 1984: Brines and evaporites. — Acad. Press, Orlando, 1—613.
- STEJSKAL, J. 1931: Lagerstätten der feuerfesten Rohstoffe in der Tschechoslowakischen Republik. — Zeitsch. prakt. Geol., Jhg. 39, 9—10.
- SUCHÁR, A. 1974: Výsledky prieskumu mastenca v okolí Kokavy nad Rimavicou. — Miner. slov., 6, Spišská Nová Ves, 1, 1—16.
- ŠEVČÍK, R. 1957: Záverečná správa a výpočet zásob ložiska Sirk. — Manuskript, Geol. prieskum Spišská Nová Ves.
- ŠUF, J. 1935: Magnesitová ložiska a geologické poměry okolí Jelšavy na Slovensku. — Bãň. Svět, Praha, 14.
- ŤAPÁK, M. 1956: Ložisko kryštalického magnezitu severozápadne od Košíc (Bankov). — Geol. Práce, Zoš. 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 133—135.
- ŤAPÁK, M. 1967: Magnezit. — In J. SLÁVIK et al.: Nerastné suroviny Slovenska. — SNTL Bratislava, 220—241.
- TRDLIČKA, Z. 1959: Příspěvek k mineralogii slovenských magnesitů. — Geol. Práce, Zoš. 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 165—199.
- TRDLIČKA, Z. 1960: Mineralogicko-geochemický výskum masků a polymetalického zrudnění na ložiskách magnesitů ve Spišsko-gemerském rudohorí. — Věst. Ústř. Úst. geol., XXXV, Praha, 403—405.
- TRDLIČKA, Z. 1962: Výskyt fluor-apatitu na mastek-magnezitovém ložisku Samo (Slovenské rudohorí). — Čas. Mineral. Geol., Praha, 42—43.
- TRDLIČKA, Z.—KUPKA, F. 1964: K zjištění teploty vzniku metasomatických magnesitů ve Spišsko-gemerském rudohorí pomocí dekrepitační metody. — Geol. Sbor., XV, Praha, 1, 95—100.

- TURAN, J.—TURANOVÁ, L. 1985: Charakteristika uhličitanovej mineralizácie na vybraných ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. — Manuskript, Geol. Úst. Prír. Fak. Univ. Comen., Bratislava, 1—89.
- TURAN, J.—TURANOVÁ, L. 1990: O problematike vzniku stratiformných uhličitanových ložísk Západných Karpát. — Acta geol. geogr. Univ. Comen. 45, Bratislava, 127—138.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1972: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. — Manuskript, Geol. Úst. Prír. Fak. Univ. Comen., Bratislava, 1—295.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1975: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. — Manuskript, Geol. Úst. Prír. Fak. Univ. Comen., Bratislava, 1—102.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1976: Výskyt magnezitu v evaporitoch Západných Karpát. — Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. 2, Bratislava, 95—149.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1977: Postavenie magnezitov Západných Karpát v čase a priestore. — Zbor. Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, Prír. Fak. Univ. Comen., Bratislava, 283—287.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1977: Výskyt magnezitu v rudňanskom rudnom poli. — Geofond Bratislava, 1—83.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1977: Geologicko-mineralogický výskum magnezit-mastencových ložísk v okolí Hnúšte. — Geofond Bratislava, 1—72.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1979: Strukturen und Texturen der Lagerstättenausfüllung von Magnesitlagerstätten im Karbon der Westkarpathen. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, Bratislava, 2, 207—226.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1979: Ďalšie výskyty magnezitu v sz. časti gelnickej série gemerid. — Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—202.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1979: Petrografický a minerálno-geochemický výskum ložiskovej výplne a okolných hornín v oblasti Hnúšte. — Manuskript, Geol. Úst. Prír. Fak. Univ. Comen., Bratislava, 1—100.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1980: Výskum magnezitových ložísk Západných Karpát — záverečná správa. — Geofond Bratislava, 1—260.
- TURANOVÁ, L.—TURAN, J., 1990: Distribúcia hlavných zložiek a stopových prvkov v magnezite Západných Karpát. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., 45, Bratislava, 139—152.
- TURANOVÁ, L.—TURAN, J.—KOBULSKÝ, J. 1983: Charakteristika uhličitanovej polohy z vrta MPV-8 pri Mníšku nad Hnilcom. — Miner. slov., 15, Bratislava, 4, 363—372.
- ULRICH, F. 1933: Československá ložiska magnezitová a dnešní stav jejich využití. — Baň. Svět, 12, Praha, 1.
- USDOWSKI, H. E. 1968: The formation of dolomite in sediments. — In G. Müller—G. M. Friedman, eds.: Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, Springer-Verl., Berlin, Heidelberg, New York, 21—32.
- VANČOVÁ, L. 1968: Temperatúrny režim pri vzniku mastencových ložísk v okolí Hnúšte na základe dekreptačnej analýzy. — Manuskript, Prír. Fak. Univ. Comen., Bratislava, 1—90.
- VANČOVÁ, L. 1980: Minerálna, fyzikálno-chemická a geochemická charakteristika magnezitu z rôznych typov magnezitových ložísk a výskytov na Slovensku. — Manuskript, Geol. Úst. Prír. Fak. Univ. Comen., Bratislava, 1—200.
- VANČOVÁ, L.—TURAN, J. 1979: Výskyty síranov na magnezitových ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. — Miner. slov., 11, Bratislava, 3, 219—227.
- VANČOVÁ, L.—TURAN, J. 1981: Prejavy skarnoidnej mineralizácie v ložisku Mútnik. — Miner. slov., 13, Bratislava, 1, 69—74.
- VANČOVÁ, L.—TURAN, J. 1981: Distribúcia stopových prvkov v magnezite Západných Karpát. — Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—165.
- VARČEK, C. 1967: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. — Geol. Práce, Zoš. 46, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 107—126.
- VARGA, I. 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi západným Turcom a Rimavou. — Geol. Práce, Spr. 29, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—49.

- VARGA, I. 1965: Nové výsledky mineralogického a geochemického štúdia Dúbravského masívu. — Zbor. Východoslov. Múz., Sér. A, 6, Košice, 37—63.
- VARGA, I. 1970: Niektoré zákonitosti vzniku a vývoja geologického prostredia metasomatických karbonátových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. — Miner. slov., 2, Spišská Nová Ves, 2, 85—92.
- VOKES, F. M. 1969: A review of the metamorphism of sulphide deposits. — Earth. Sci. Rev., 5, Elsevier, 99—143.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. — Geol. Práce, Spr. 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81—96.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1977: The Upper Carboniferous of the West Carpathians. — Geol. Práce, Spr. 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—152.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1980: Late Paleozoic of West Carpathians. — In Bull. of Symp. Permian of the West Carpathians, ed. J. VOZÁR, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 11—23.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. — Geol. Práce, Spr. 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169—194.
- WEDEPOHL, K. H. 1968: Composition and abundance of common sedimentary rocks. — Handbook of Geochem., Ch. 8, Vol. I, Springer-Verl. Berlin, Heidelberg, New York.
- WOLF, K. H. 1976: Handbook of stratabound and stratiform Ore Deposits. Vol. I—VIII, Elsevier, Amsterdam.
- ZAVARICKIJ, A. N. 1920: Rezultaty issledovanija magnezitovykh mestorozhdenij v Satkinskom rajone v 1918 godu. — Gornoje delo, Moskva, 2—3.
- ZHAO GUANGREN 1985: Geological characteristics of Biegai Magnesite Deposit, Western Gansu Province, China. — Intern. Sym. on Metallogeny of the early Precambrian. Abstract Changchun 10.—13. October 1985, 190—191.
- ZHU GUOLIN 1985: Magnesite Deposits of the Dashiqiao District. Field Guidebook Excurs.-Sym. on Metallogeny of the early Precambrian. Abstract Changchun 10.—13. October 1985.
- ZORKOVSKÝ, B. 1955: K otázke vzniku magnezitov. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 6, Bratislava, 1—2, 131—145.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. — Věst. St. geol. Úst. 12, Praha, 207—239.

JÁN ILAVSKÝ—JÁN TURAN—LÍDIA TURANOVÁ

Metallogenesis of stratiform magnesite deposits in the West Carpathians (Czecho-Slovakia)

Introduction

Stratiform magnesite in the West Carpathians has been known since the second half of the 19th century. Ore deposits and occurrences have been studied in this epoch by REDLICH (1926), STEJSKAL (1931), ULLRICH (1933) and ŠUF (1935).

Detailed geological, mineralogical, geochemical and technological research of magnesites has been made since the fifties of our century by ANDRUSOV—ZOUBEK (1953), ZORKOVSKÝ (1955), KUŽVART (1954, 1955, 1956), ILAVSKÝ (1956, 1957, 1959), ĎAPÁK (1957, 1967), TRDLIČKA (1959, 1961, 1962), MÁŠKA (1956, 1957, 1959), GULA (1959a, b), ABONYI—ABONYIOVÁ (1961, 1981), KLÍR (1961), VARGA (1963, 1965, 1970), TURAN—VANČOVÁ (1972, 1975, 1979), BEŇKA—SNOPKO (1974), ELIÁŠ (1979). Numerous manuscripts and reports concerning magnesites are also there ŠEFČÍK (1957), BACHŇÁK (1964), GAVORA (1958), KLUBERT (1959), KORPEL (1963, 1964), PIPTA (1964, 1965) and SUCHÁR (1974).

These studies have shown that the magnesites in West Carpathians are of various origin and occur in different stratigraphical horizons as:

- the Upper Cambrian-Ordovician level of the Gemerides: epimetamorphosed,
- the Silurian-Lower Devonian level of the Gemerides: epimetamorphosed, too,
- Devonian level of the Veporides: meso- to katametamorphosed,
- Devonian to Lower Carboniferous (Rakovec Group and Črnel Group), of Gemerides, which are epimetamorphosed, too,
- Carboniferous of the Gemerides, affected by epimetamorphism,
- Permian to Upper Triassic in the Gemerides and Hronicum, in evaporitic facies and non-metamorphosed,
- in ultrabasic serpentized rocks of the Lower Triassic in the Gemerides, non metamorphosed.

Magnesite bodies of various stratigraphical levels have different geology, mineralogy, geochemistry, genetic conditions and their economic significance is various. From them two types only are important of point of view mining:

- the first: in the Devonian of the Veporides, which produce namely talc and magnesite is subordinate, here,
- the second: in the Carboniferous of the Gemerides, which is very important for magnesite production (magnesite slags, basic building bricks and other refractory materials).

The development of magnesite mining is presented in Table 1.

Spatial distribution, geology, mineralogy, petrography, geochemical character, termometry, isotopes of C and O and genesis of magnesites

Stratiform deposits and occurrences of magnesite are developed in various stratigraphical horizons and their spatial distribution, geological conditions, lithology, mineralogy and wall-rock petrography are different. Tectonics and metamorphism in the particular formations vary, too.

Magnesites in the Upper Cambrian-Ordovician and Silurian-Lower Devonian of the Gemerides

They the first were revealed first by SNOPOKO (1969) and studied in detail by BEŇKA—SNOPOKO (1974), (see Fig. 1—5), second by GUBAČ (1973).

The first group of magnesite are situated in the western part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. near the village of Vlachovo, in a considerable depth (Fig. 2, 3). They occur in the Gelnica Group and have a flyschoid-volcanogenic and eugeosynclinal character. It comprises five volcano-sedimentary mesorhythms. The oldest from them is of Upper Cambrian-Ordovician age, what is documented by many spores — acritarches (SNOPOKO—SNOPOKOVÁ 1977).

Carbonate rocks with the magnesite horizons were discovered in the depth up to 690 m, 877 m and from 965 to 1127 m (Fig. 2 and 3). Carbonate levels have up to 194 m thickness, magnesites up to several metres (Fig. 4). In carbonate levels of Upper Cambrian-Ordovician age the facial transitions traceable over several hundred of metres are seen.

The Gelnica Group with magnesites was affected by polyphase tectonics of fold-, overthrust-, fault- and perhaps nappe — type, produced in the time of Variscan to Alpine orogeny. The acid volcanism (with porphyroids) was very strong and was synchronous with Upper Cambrian-Ordovician beds.

Mineralogy of carbonate bodies is simple. Main minerals are: magnesite, dolomite, calcite. As accessories are present: talc, pyrite, quartz, chalcopryrite, tetrahedrite, bournonite, chlorite, sericite, rutile and apatite. Mineralization stages are four: first- sedimentogenic and diagenetic, second- recrystallization, third- mobilization of sulphide veins and at lastfourth oxidation stage.

Chemical composition of magnesites is seen in Table 2, and of other enclosing rocks in Tables 3 and 4. Trace elements are presented in Tables 5, 6, 7, 22 and thermometry of some minerals in Tables 8 and 9.

Genesis of magnesites in the Cambrian level is sedimentary-diagenetic. Magnesites occur rhyt-

mically in dolomites with lateral facial transitions into dolomites. Enclosing rocks of carbonates are dark, graphitic schists — rich in organic matter and spores.

Origin of magnesium is to be regarded as marine. Precipitation of dolomites and magnesites depended upon special lagoonal conditions. Volcanogenic addition of magnesium cannot be excluded. For ex. metavolcanics in the vicinity of magnesites contain up to 2—3 % of Mg. Contemporaneous origin of dolomites, magnesites and limestones is documented by the same trace elements. Sparry structures are effects of metamorphism. The prealpine age of magnesites, dolomites and limestones is also documented by their thermometry (Table 8).

Epigenetic quartz-sulphidic veins in magnesites and dolomites are filled by pyrite, chalcocopyrite, tetrahedrite, bournonite, and show material coincidence with trace elements of carbonates. Their origin may be explained by repeated remobilization of metallic elements from carbonate horizons and their migration into veins.

The Silurian-Lower Devonian levels of the Gelnica Group, as concerns their geology, tectonics, petrography a. o., are coincident with that of the Cambrian. One difference is here: mineralogical composition of carbonate ore deposits. Main minerals of them are brunnerite, dolomite, ankerite, calcite and magnesite. The later is very scarce and has no practical importance.

Magnesites in the crystalline complex of Devonian age in the Veporides

The geology of this territory is very complex. It is built up of crystalline schists of Paleozoic age, which are overlain by the Upper Carboniferous, above which Permian and Mesozoic series follow (Fig. 6).

The crystalline complex comprising talc- and magnesite deposits represents one flysch-series with carbonates and dark schists. Later these units were metamorphosed and changed into gneiss and micaschists. They contain the levels of submarine diabases, their tuffs and tuffites, altered by metamorphosis into amphibolites, or amphibolic gneisses. This rocks were intruded by Variscan and Alpine granitoids (Fig. 8).

In the crystalline complex lying some talc-magnesite deposits are lying (Table 10). They are stratiform, in size of lenticles and veins. Internal structures of carbonate bodies are characterized by rhythmically repeating dolomites, magnesites and limestones (Fig. 7). Structures and textures of them are fine-grained to sparry, stratified or massive (Fig. 7).

Mineralogy of talc-magnesite bodies is presented by calcite, magnesite as common minerals. As accessories are present: pyrite, cobaltite, arsenopyrite, pyrrhotite, pentlandite, sphalerite, Bi-minerals, native Bi, galena, boulangerite, native gold, chalcocopyrite. Non-metallic minerals are numerous: native gold, chalcocopyrite. Non-metallic minerals are numerous: talc, tremolite, phlogopite, vermiculite, chlorite, quartz (Pl. I, Fig. 2; Pl. II, Figs. 1, 2; Pl. III, Figs. 1, 2).

The mineralization developed in four stages. Chemical analyses of magnesites are seen in the Table 2, that of talc in Tables 12, 13. Petrography of wall-rock was studied in detail and its chemical composition is given in Tables 3, 4, 11 and 12. Trace elements are presented in Tables 5, 6, 7 and 22. Thermometry of different minerals is given in Tables 8 and 9.

The genetic model of talc-magnesite ore deposition is following: The series with magnesites and others mineralizations, including the carbonates, are the volcano-sedimentary sequences of Devonian age, with primary facial zoning. Magnesite layers appear rhythmically above dolomites, never with the limestones. Their minerals are developed in four evolutionary stages: sedimentogenic-diagenetic, recrystallization-metamorphic, mobilization of metallic minerals into veins, and at last oxidation stage. The sulphidic minerals in veins can be derived from trace elements in carbonate intergranulars.

Non-metallic minerals show higher metamorphism, which corresponds to amphibolic facies, which underwent later metamorphism of green schist facies. The structures and textures are identical in all carbonates and attest their pre-metamorphic origin. Chemical analyses and trace elements in carbonates of all kinds show the same results, what is in contrast with their metasomatic origin. Decrepitation temperatures for all types of carbonates are the same, ranging from 230° to 270 °C. It should prove the pre-metamorphic origin of the carbonates, affected by metamorphism.

The origine of magnesium could be derived from ultrabasic rocks of Devonian age and also the metallic elements of ore deposits and of epigenetic quartz-sulphidic veins could be of the same origin. The deposits were metamorphosed and changed in biphasic way: at first — regional metamorphism of mesozonal type, and the second: retrograde metamorphism (diaphthoresis) of epizonal type.

Magnesites in the Rakovec and Črmeľ Groups of the Gemerides

The Rakovec Group is of Devonian age and is lying above the Gelnica Group, being covered partly by the Črmeľ Group, Lower Carboniferous in age, and partly by the Middle-Upper Carboniferous with magnesites. It is divided into three parts: — lower (detrital) — middle (volcanogenic) and upper (volcano-sedimentary). Magnesites are in the upper part, partly also in the middle. The later is composed of phyllites, quartzites, diabases, their tuffs and tuffites, dolerites, diabase-porphyrites and quartz-porphyrites. Some horizons of graphitic phyllites with limestones, dolomites and magnesites are present in the upper part of these series. The phyllite-d diabase series was folded during two orogenic cycles: the Variscan and the Alpine.

Magnesite bodies are stratiform, of 400 to 500 m in length, and from 5 to 15 m thick. They were traced down to 100 m depth. Carbonate sequences start on the basal part with dolomites. Magnesite is overlying. Some of deposits, as concerns their economic data, are summarized in Table 14.

Mineralogy of ore deposits is typical by the presence of dolomite, magnesite, chlorite, quartz, talc as common minerals. As accessories are present: tetrahedrite, ankerite, tourmaline, haematite, sericite, calcite, fuchsite.

Petrography, chemical analyses and trace elements of wall rocks are seen in Tables 15 and 16. The relations to basic volcanism are visible very well.

Genesis of magnesites in the Phyllite-d diabase series is volcano-sedimentary. Magnesites are associated with basic rocks. Deposition and diagenesis of ores were followed by metamorphism and folding during the Variscan and after wards by the Alpine epochs. Magnesites are fine-grained, often disseminated.

Magnesites in the Carboniferous of the Gemerides

Crystalline magnesite ore deposits of Carboniferous age are present in a belt 120 km long between Lučenec and Košice (Fig. 1). Magnesite deposits have an equal geological position and belong to one stratigraphical level. They are numerous and mined for magnesite (Table 1 and 16).

As concerns geology, the Carboniferous of the Gemericum is built up of four different sequences:

1. Ochtiná sequence with most important magnesite deposits, which are of Visean to Namurian A in age.
2. Rudňany sequence of Westphalian age, without magnesite.
3. Zlatník sequence of Westphalian D to Stephanian A in age, with disseminated magnesites in clastic sediments.

The most important is the first: Ochtiná sequence, which is overlying on different members of the Veporicum and Gemericum. It consists of conglomerates, sandstones, dolerites and diabases, their tuffs, tuffites a. s. o. This is followed by chloritic, sericitic and graphitic schists, which alternate with limestones, dolomites and magnesites. In carbonate rocks numerous fossils are present (Pl. VII, Fig. 1; Pl. X, Fig. 2). They are indicative of the Visean to Namurian A (BOUČEK—PŘIBYL 1960 and KOZUR et al. 1976, 1977).

Carbonate horizons with magnesites are numerous. They are up to 400 m thick (Table 16). Magnesites are associated with dolomites only, never with limestones. They are arranged rhythmically (Fig. 10, 11, 13, 14; Pl. VI, Fig. 1, Pl. VII, Fig. 2). and are from 1—2 m to 400 m thick, with facial zoning. The last phenomenon is connected with the „transitional zones of pinolitic and nebulitic structures (Pl. IV, Fig. 1; Pl. VI, Fig. 2; Fig. 12). Interbedded graphitic schists are seen, too (Pl. I, Fig. 1).

Minerals of magnesite layers are as follows: dolomite, magnesite, calcite, talc, quartz. As

accessories are present: chlorite, sericite, rutile, zircon, apatite, garnet, tourmaline, pyrite (Pl. II, Fig. 1), pyrrhotite, chalcopyrite, tetrahedrite. Sometimes the following metallic minerals are present: galena, sphalerite, native gold, arsenopyrite, breunnerite (Pl. IV, Fig. 1, 2; Pl. V, Fig. 1; Pl. VIII, Fig. 2; Pl. IX, Fig. 1, 2). There are visible four mineralization stages: first the sedimentary-diagenetic, the second: metamorphic-recrystallization, the third: remobilization in veins (quartz, sulphides, dolomite), and last oxidation stage. Textures and structures were in the beginning sedimentogenic, fine-grained and stratified. Later they were recrystallized by metamorphic processes in sparries (Fig. 10—14).

Petrography of enclosing rocks, their chemical analyses and trace elements are seen in Tables 3, 4, 5, 6, 7, 19, 20, in Figures 10—14 and (Pl. IV, Fig. 1; Pl. V, Fig. 2; Pl. VI, Fig. 1, 2; Pl. IX, Fig. 1).

Decreepitization analyses are presented in Table VIII. The mass decreepitization of dolomites, magnesites and limestones pass from 100 °C to 170 °C, exceptionally to 220 °C.

As for genesis of Carboniferous magnesites in the Gemerides, we may conclude that all the important deposits occur in the Visean level. In the Westphalian-Stephanian are lying only small occurrences of the Zlatnik sequence. Magnesites are situated in dolomites, never in limestones. They are rhythmical to banded, mainly on the borders of ore bodies (Fig. 12; Pl. I, Fig. 1) an massive, but sparries in central parts of ore bodies (Pl. IV, Fig. 2; Pl. V, Fig. 1). The graphitic schists and graphite represent a concentrator of organic matter and of alkaline elements. They were very positive for precipitation of sulphides and dolomites. In some deposits intraformational breccias with occasional oolitic structures are seen (Pl. V, Fig. 2; Pl. VI, Fig. 1).

Fossils occur in the lower parts of dolomite and limestone bodies never in magnesites (Pl. VII, Fig. 1). Reefs and bioherms are developed in limestones only, never in magnesites.

The origin of the magnesites is polyphasic, what is documented by some metamorphic minerals, by four mineralization stages and by sparry structures of carbonates. Chemical analyses and trace elements of magnesites, dolomites and limestones show the coincidence basic volcanic rocks on the one hand, and marine, saline environment on the other hand.

So, the genesis of Carboniferous magnesites is polygenic. The first stage was volcano-sedimentary in shallow water basins with magnesian sediments. Diagenesis resulted in anhydrous carbonate products, from which the „pinolitic“ and „nebulitic“ structures in „transitional“ zones took place (Pl. I, Fig. 1; Pl. IV, Fig. 1). Second stage: recrystallization and metamorphism which resulted in sparries textures and structures (pure magnesite), or medium grained textures (with graphite and/or quartz a. o.). These phenomena occurred at temperatures above 100—150 °C, exceptionally about 200 °C, when the processes of metamorphism and recrystallization took place. Epigenetic veins of quartz with sulphides of Fe, Cu, Pb, Zn, Sb, Hg are younger (third stage). Metallic elements were remobilized into veins from ultrabasic-basic rocks, or from trace elements of carbonate rocks of Carboniferous (Fig. 15, Pl. VIII, Fig. 2). The fourth stage was oxidation with some sulphates, carbonates, oxides, hydroxides a. o. (Pl. VIII, Fig. 1).

Magnesites in Permian and Triassic evaporites of the Gemerides and Hronicum zone

Small occurrences of this type are numerous (Fig. 16, 17, 18, Table 21). In all zones the wall rock is green and/or grey, with predominance of chlorite, and/or sericite schists.

Magnesite is of disseminated type in evaporites: gypsum, anhydrite a. o. Its grain size is from 0,1 to 0,01 mm (Pl. X, Fig. 1, Fig. 17, 18). The following minerals are present here: mesitite, anhydrite, gypsum, halite, breunnerite, dolomite, pyrite, chlorite, sericite, quartz, magnesite. Occasionally tourmaline, zircon, apatite and feldspars are seen, too.

Trace elements in magnesite grains show coincidence with Paleozoic ones (Tables 21, 22).

Genesis of these magnesites is sedimentary-diagenetic, forming in lagoonal, evaporitic conditions at high salinity of water basins. The climate was hot and arid. Magnesium in sea water originated from continental blocks with basic, and/or ultrabasic rocks of Devonian to Carboniferous age. They were transported into marine environment by freshwater rivers and creeks.

Magnesites in Lower Triassic ultrabasic magmatic rocks in the Gemerides

They are different from those of Paleozoic age by their geological conditions, mineral associations, parageneses and geochemical character (Table 21). The only one locality in Slovakia is: Hodkovec in the eastern part of the Inner Neogene basin, which is known with this type of magnesite. It is present as surficial residual alteration or serpentinized ultrabasic rocks, lying in form of irregular bodies and veins in serpentinites. But they have no partial importance.

Metalogeny of magnesites in the West Carpathians

Magnesium is the typomorphic metal in the West Carpathians and its ore deposits and/or occurrences are present in sedimentary or volcano-sedimentary series of Cambrian, Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Lower and Upper Triassic, and at last in Neogene sediments. The type in the Lower Triassic is connected with the serpentinized ultrabasic rocks in form of numerous veins, veinlets and irregular bodies, the types in the Permian are connected with evaporitic and saliferous formations.

The time and spatial distribution of magnesites were controlled by basic and/or ultrabasic submarine and synchronous volcanism which took place in the carbonate environment.

An important part of magnesium could be derived from the ultrabasic and basic rocks on the dry land surface, which were altered, decomposed and transported by rivers into the sea basin. It is the case of the Rakovec Group and of the Črmeľ Group of Devonian to Lower Carboniferous age, which could have nourished the Carboniferous sedimentary basins.

The sedimentogenic sign of magnesian formations are as follows:

- laminar and/or rhythmical character of the magnesites and dolomites, which are conformable with other wall-rocks,
- transitional zonation of facial type between magnesites and dolomites, and at last into limestones,
- presence of the intraformational breccias with pebbles, clusters and fragments of magnesite, dolomite and siliceous rocks. Breccias show sometimes oolitic structures,
- relationships between quantities of Mg carbonates on the one hand and the limestones on the other hand, indicate the temperatures of marine environment,
- the uniform geochemical character of all kinds of carbonates (trace elements, too) shows their common origin,

— isotopic composition of C^{13} and O^{18} in magnesites is very similar to marine carbonate rocks. In this sense the West Carpathian magnesites and dolomites are very similar to those of Uralian deposits of Satka and Bakal, and very near to magnesites of China and Korea.

The premetamorphic origin of all kinds of carbonates is documented by:

- fine grained structures in non-metamorphosed, or in slightly metamorphosed carbonates,
- sparry magnesites, dolomites and limestones, which are the results of some recrystallization and of a more distinct metamorphism of regional type,
- mineral associations in all epizonal metamorphosed magnesites are very similar, but very different from these in mesozonal and katazonal metamorphosed series,
- the small veins and veinlets of magnesite, dolomite or calcite, which cut through the bodies of the magnesite ore deposits, are the results of some recrystallization and remobilization processes, which were caused by general metamorphism, and this visible in all kinds of wall-rocks.
- Isotopic composition of C^{13} and O^{18} of some magnesites is similar to marine ones. They have the composition from -6 to $+4$ per mille for C^{13} and from $+13$ to $+27$ per mille for O^{18} . These results are the effects of the stronger metamorphism and/or different physico-chemical conditions of magnesite forming process (Tab. 23).
- The fluid-gaseous inclusions in magnesites and dolomites show two to four phases, from which some are represented by carbon dioxide, water vapor and by some crystals of carbonates. It is very probable, but in this time non detectable, that in this category of crystals halite could also be present.

As concerns the trace elements and decrepitation temperatures of particular generations of the same mineral, a good fractionation of them is seen here, as results of metamorphism and mobilization in magnesite deposits.

Closing in could be said that the concept of stratiform and strata-bound genesis of all types of crystalline magnesite deposits of the West Carpathians are very important from the point of view of practical research and prospecting for new ore deposits of talc and magnesite.

Two stratigraphical levels: the Devonian in the Veporides and Carboniferous-Visean in the Gemerides are very perspective and could be prospected with good results. These two horizons have their continuity and the segments between well-known magnesite deposits could be perspective for finds of new talc and/or magnesite ore deposits.

Explanations to text-figures

Fig. 1 Geological sketch-map of the Slovenské Rudohorie Mts. showing magnesite deposits of stratiform character. After O. FUSÁŇ, 1957.

1 — Lower Paleozoic (Gemerides), 2 — Upper Paleozoic series (Gemerides), 3 — Tertiary formations (Paleogene and Neogene), 4 — crystalline schists and variscan granitoids (Veporides), 5 — sedimentary type of magnesite in the Cambrian, 6 — volcano-sedimentary type of magnesite in the Devonian (Gemerides), 7 — metamorphic volcano-sedimentary type of talc-magnesite of the Devonian in the Veporides, 8 — volcano-sedimentary type of magnesite in the Carboniferous of the Gemerides, 9 — evaporitic type of magnesite in the Permian and Triassic, 10 — localities of magnesite deposits or occurrences.

Fig. 2 Situation of drillholes for magnesite prospection in the Cambrian of the Gemerides near Vlachovo. After L. SNOPKO, 1969.

Fig. 3 Longitudinal cross-section through the Vlachovo Beds (Cambrian-Ordovician of the Gelnica Group) near Vlachovo. After L. SNOPKO, 1969.

1 — Schists, 2 — conglomerates (1—2 Permian), 3 — quartz porphyries, 4 — conglomerates, 5 — phyllites, 6 — limestones, 7 — quartzites (3—7 Magnesiferous Carboniferous), 8 — chlorite-sericite schists (phyllites), 9 — quartzitic phyllites to quartzites, 10 — metarhyolites, 11 — dolomites, 12 — limestones, 13 — magnesites, 14 — black schists (graphitic phyllites), (8—14 Gelnica Group).

Fig. 4 Vlachovo village: Detailed cross-section through the borehole GVL-2 with horizons of carbonaceous rocks. After L. SNOPKO, 1969.

1 — Black schists, 2 — limestones, 3 — dolomites, 4 — magnesites.

Fig. 5 Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. Paleogeographical and lithofacial zones in the Gelnica Group. After J. ILAVSKÝ, 1974.

1 — Sediments of the Gelnica Group (phyllites, quartzites, lydites (cherts), carbonates), 2 — metavolcanic rocks of the Gelnica Group (porphyries, porphyroids), 3 — younger member of the Gemerides (Devonian-Triassic), 4 — Variscan granitoids, 5 — granitoids of Alpine age (Cretaceous), 6 — units of the Veporides, 7 — Inner-Carpathian Miocene, 8 — Lubeník—Margecany overthrust line between the Gemerides and Veporides, 9 — boundaries of lithofacial zones of the Gelnica Group, 10 — sideritelimestone zone, 11 — magnesite-dolomite zone, 12 — dolomite zone, 13 — carbonates-free zone, 14 — stratabound deposits of siderite, 15 — occurrences of stratabound magnesite, 16 — occurrences of stratabound manganese ores, 17 — deposits and occurrences of antimony ores (veins and stratiform?), 18 — occurrences of stratabound pyrite ores, 19 — occurrences and deposits of cooper-pyrite (stratiform size), 20 — occurrences of stratabound leadzinc-copper ores with pyrite, 21 — occurrences of haematite-magnetite iron ores of stratiform size, 22 — occurrences of antimonite-scheelite ores.

Fig. 6 Sketch-map of the talc-magnesite deposits of the Veporides. After A. SUCHÁR, 1974.

a — Veporide as a whole, b — talc-magnesite deposits, c — carbonate horizons, d — Upper Carboniferous of the Gemerides, e — Permian to Mesozoic of the Gemerides, f — Lubeník—Margecany overthrust line, 1—8 — localities of talc-magnesite deposits: 1 — Kokava nad Rimavicou, 2 — Sinec, 3 — Ostrá, 4 — Hačava, 5 — Polom, 6 — Mútník, 7 — Lýdia, 8 — Samo.

Fig. 7 Lithologic column at the Mútník talc-magnesite deposit. After J. TURAN and L. VANČOVÁ, 1979.

1 — Mica schist with garnet and biotite, 2 — amphibolite, 3 — dolomite, 4 — magnesite, 5 — talc-chlorite schist, 6 — limestone, 7 — chlorite-actinolite and phlogopite schists.

Fig. 8 Geological cross-section through the talc-magnesite deposit Mútník near Hnúšťa. After A. SUCHÁR (in SLÁVIK J. et al. 1967)

1 — Biotite and garnet mica schist, 2 — chlorite and talc schist, 3 — talc mineralizations in magnesites or mica schist, 4 — crystalline magnesite, 5 — dolomite, 6 — mining work levels, 7 — drillholes, 8 — Quaternary soils and debris.

Fig. 9 Jelšava—Veľká Štef: Geological cross-section through the magnesite deposit in the Lower Carboniferous of the Gemerides. After O. ABONYI (1964 in O. ABONYI—M. ABONYIOVÁ 1981).

1 — Quaternary soils and debris, 2 — lava flows of basalt to andesite, 3 — chlorite schists, 4 — dolomite, 5 — magnesite, 6 — basalt tuffs and volcanoclastics.

Fig. 10 Jelšava magnesite deposit: Correlation between dolerites and metabasalts in drillholes VPA-II and J-4. After O. ABONYI (1971).

1 — Crystalline magnesite, 2 — dolomite, 3 — sericite schists, 4 — black schists (graphitic), 5 — chlorite-sericite schists, 6 — chlorite schists, 7 — dolerites of massive texture, 8 — banded metabasalt, 9 — sandstone to quartzite, 10 — conglomerate.

Fig. 11 Geological cross-section through the magnesite deposit Jelšava in the Carboniferous of the Gemerides. After O. ABONYI—M. ABONYIOVÁ (1981).

1 — Quaternary soils and debris, 2 — karst cavities filled by soils, sand and rubble, 3 — graphite schists, 4 — fine-grained, banded dolomite, 5 — crystalline dolomite, 6 — crystalline magnesite, 7 — fine-grained and stratified limestone, 8 — doleritic to basaltic rocks, 9 — faults, 10 — limestones in the top horizons of magnesites.

Fig. 12 Jelšava—Jedľovec deposit of bedded magnesite in the Lower Carboniferous. After J. TURAN—L. VANČOVÁ (1979).

1 — Crystalline dolomite, 2 — transitional zone: dolomite with grains or crystal clusters of magnesite ("pinnolitic" and/or "nebulitic" textures), 3 — crystalline magnesite, 4 — graphite schists, 5 — epigenetic magnesite in veins.

Fig. 13 Magnesite ore deposit Košice (Carboniferous). After P. KORPEL 1963.

1 — Lava flow of basalt, 2 — graphitic schists, 3 — crystalline magnesite, 4 — accompanying rocks: a — dolomite, b — limestone, 5 — graphite sandstone (1—5 Carboniferous), 6 — Pliocene: rhyolite tuffs and sands, 7 — Quaternary soils and debris, 8 — faults, 9 — drillholes.

Fig. 14 Ochtiná magnesite deposit: geological cross-section through the Carboniferous. After O. ABONYI—M. ABONYIOVÁ 1981.

1 — Dolomite, 2 — crystalline magnesite, 3 — graphite schists, 4 — Pliocene sands and debris.

Fig. 15 Ochtiná—Rochovce: Volcano-sedimentary lead-zinc-copper mineralizations in the top part of magnesite deposits, remobilized by Alpine orogeny and metamorphism. After J. ILAVSKÝ and O. FUSÁN (in J. SLÁVIK et al. 1967).

1 — Metarhyolites (Gelnica Group), 2 — sandstone to quartzite, 3 — basalts and their tuffs, 4 — limestone and dolomite, 5 — black schists (graphitic), 6 — stratabound lead-zinc-copper mineralizations, partly remobilized in veins (2—6 Carboniferous), 7 — Quaternary soils and debris, 8 — alluvial-fluvial deposits, 9 — mining works, 10 — opencast quarry, 11 — strike and dip, 12 — water springs.

Fig. 16 Localities of evaporitic magnesite association in the West Carpathians. After J. TURAN—L. VANČOVÁ, 1976.

1 — Soblahov, 2 — Špania Dolina, Staré Hory, 3 — Smižany, 4 — Biele Vody, 5 — Novoveská Huta, 6 — Šňahakovce—Strelnica, 7 — Kecerovské peklány, A — Fatra—Tatrides, B — Veporides, C — Gemerides, D — Neovolcanics.

Fig. 17 Geological cross-section through the anhydrite-gypsum deposit at Grétla near Spišská Nová Ves — Gemerides. After J. PECHO (in J. SLÁVIK et al. 1967).

1 — Limestone (Middle Triassic), 2 — variegated schists (Lower Triassic), 3 — layers of anhydrite (Upper Permian to Lower Triassic), 4 — gypsum, 5 — conglomerate- base of the Lower Triassic, 6 — variegated schists and sandstones (Permian), 7 — conglomerate (Permian), 8 — faults.

Fig. 18 Geological cross-section through the anhydrite-gypsum deposit in the Permian and Lower Triassic near Šankovce, Gemerides. After J. BYSTRICKÝ (in J. SLÁVIK et al. 1967).

1 — Soils and debris (Quaternary), 2 — sands, gravels (Pliocene), 3 — limestone (Middle Triassic), 4 — serpentinized ultrabasics (Lower Triassic), 7 — gypsum-anhydrite beds (Lower Triassic to Permian), 8 — variegated schists (Lower Triassic-Permian), 9 — drillholes, 10 — faults.

Fig. 19 Metallogeny of typomorphic metallic accumulations in the West Carpathians. After J. ILAVSKÝ et al. 1977.

1 — Occurrences, 2 — minor showings, 3 — small ore deposits, 4 — medium ore deposits, 5 — large ore deposits, 6 — uncertain mineralization.

Fig. 20 "Transitional zones" between magnesite and dolomite in carbonate rocks including magnesite deposits. After J. TURAN and L. VANČOVÁ (1972).

1 — Limestone, 2 — dolomite, 3 — magnesite, 4 — "nebulitic" clusters and concretions (A), and "pinolitic" structures (B) of magnesite in dolomitic portions of the "transitional zone", 5 — "nebulitic" clusters and concretions (A) and "pinolitic" structures (B) of dolomite in magnesite portion parts of the "transitional zone", 6 — graphite schists, intercalations between beds of carbonates, 7 — sharp contact between magnesite and dolomite in the transitional zone, 8 — transitions between the "transitional zone" and homogeneous carbonate rocks (dolomite or magnesite).

Explanations of Plates I—X

Plate I

Fig. 1 Jedľovec deposit near Jelšava: banded dolomite with layers of graphite schists. The Central part of darkcoloured layer are magnesites (M). The "transitional zone" is to the hanging wall side of the magnesite layer. Photographed by L. Turanová.

Fig. 2 Chlorite schist composed of sheridanite and clinozoisite. Hnúšťa deposit, drill hole M-2, depth; 475 m, Magnif. 30 ×, nicols X. Photographed by L. Osvald.

Plate II

Fig. 1 Idiomorphic crystals of pyrite in chlorite (sheridanite). Ore deposit Mútnik, lower gallery, 1th level, Magnif. 2.3 ×. Photographed by L. Osvald.

Fig. 2 Idiomorphic crystals of clinozoisite (light) in phlogopite layer (dark). Mútnik deposits, lower gallery. Reduction 2 ×. Photographed by L. Osvald.

Plate III

Fig. 1 Clusters of secondary calcite in tremolite-dolomite zones. Mútnik deposit: K — calcite, T — tremolite, D — dolomite. Lower gallery, ore block Mo-3. Actual size. Photographed by L. Osvald.

Fig. 2 Ostrá hora deposit: Antigorite in dolomite limestone. Magnif. 48 ×, nicols X. Photographed by L. Osvald.

Plate IV

Fig. 1 Jelšava deposit — block Jedľovec, Idiomorphic grains of magnesite, partly limonitized,

elongated, resting in fine grained dolomite. This is the so called "pinolitic" texture. Reduction 1/3. Photographed by L. Osvald.

Fig. 2 Burda deposit: granular magnesite with secondary-layered texture. Reduction 2/3. Photographed by L. Osvald.

Plate V

Fig. 1 Burda deposit: Medium-grained magnesite with omnidirectional texture. Photographed by L. Osvald.

Fig. 2 Burda deposit: intraformational breccia with light, partly rounded fragments of magnesite, dark dolomite a. o. Matrix is dolomitic with organic pigmentation. Photographed L. Osvald.

Plate VI

Fig. 1 Ochtiná deposit: oolic or cockade fabric within the intraformational breccia. The needles are represented by pseudomorphs of dolomite after aragonite. Opencast quarry- upper level. Magnif. 23 ×, nicols X. Photographed by L. Osvald.

Fig. 2 Sušanský vrch deposit near Burda: "Eisenblumen" structure of carbonates minerals. Actual size. Photographed by L. Osvald.

Plate VII

Fig. 1 Relics of corals-formed by dolomite. Sušanský Vrch deposit, opencast quarry in Baba locality near Ratkovská Suchá. Photographed by L. Osvald.

Fig. 2 Ploské deposit: metacollomorph sphalerite, located in a dolomite vein. Phtographed by L. Osvald.

Plate VIII

Fig. 1 Crystals of aragonite from oxidation zone. Podrečany deposit. Reduction 1/3. Photographed by L. Osvald.

Fig. 2 Košice deposit, Bankov section. Grains of sparry breunnerite (light) with grains of magnesite (dark bands), hosted by magnesite (black). Magnif. 330 ×. Photographed by J. Krištín.

Plate IX

Fig. 1 Košice deposit, section Bankov: Microanalyzer photography for Fe-K (alfa) pattern of breunnerite from Plate 16. Magnif. 330 ×. Photographed by J. Krištín.

Fig. 2 Chlorite-sericite schist with allotriomorphic grains of breunnerite. Rudňany deposit, borehole Ry-48-Z, depth 132 m. Actual size. Photographed by L. Osvald.

Plate X

Fig. 1 Biele Vody deposit near Mlynky: grains of magnesite in anhydrite, partly rounded. Magnif. 20 ×, nicols II. Photographed L. Osvald.

Fig. 2 Ploské deposit: Dolomite with dark pigmentation and remains of crinoid columnals. Actual size. Photographed by L. Osvald.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—X

Tab. I

Obr. 1 Lavicovitý dolomit s vložkami grafitických bridlíc. Stredné časti tmavých lavíc sú tvorené magnezitom (M). Lokalita: Jedľovec, povrchový lom. Foto: L. TURANOVÁ.

Obr. 2 Bridlica tvorená sheridanitom a klinozoizitom. Lokalita: Hnúšťa, vrt M-2, hĺbka 475 m. Zväčšenie 30 ×, nikoly X. Foto: L. OSVALD.

Tab. II

Obr. 1 Idiomorfne kryštály pyritu v chloritickej bridlice. Lokalita: Mútnik, nižná štôľňa, I. obzor, vzorka Mú-23/76. Zväčšenie 2,3 ×. Foto: L. OSVALD.

Obr. 2 Idiomorfne kryštály klinozoitu (svetlé) vo flogopite (tmavý). Lokalita: Mútnik, nižná štôľňa, vzorka Mú-30/76. Zmenšené 2 ×. Foto: L. OSVALD.

Tab. III

Obr. 1 Zhluky sekundárneho kalcitu v tremolitovo-dolomitovej zóne (K — kalcit, T — tremolit, D — dolomit). Lokalita: Mútnik, nižná štôľňa, blok Mo-3, vzorka Mú-75/76. Pôvodná veľkosť Foto: L. OSVALD.

Obr. 2 Antigorit v dolomitickom vápenci. Lokalita: Ostrá hora, vzorka OH-9/77. Zväčšenie 48 ×, nikoly X. Foto: L. OSVALD.

Tab. IV

Obr. 1 Idiomorfne, čiastočne limonitizované zrná magnezitu v jemnozrnnom dolomite, tvoriace pinolitovú textúru. Lokalita: Jedľovec. Zmenšené na 1/3. Foto: L. OSVALD.

Obr. 2 Zrnitý magnezit so sekundárne zvrstvenými textúrami. Lokalita Burda. Zmenšené na 2/3. Foto: L. OSVALD.

Tab. V

Obr. 1 Strednozrnný magnezit so všesmerne zrnitou textúrou. Lokalita: Burda. Foto: L. OSVALD.

Obr. 2 Intraformačná brekcia so svetlými, čiastočne zaoblenými úlomkami magnezitu a tmavými úlomkami dolomitu. Základná hmota je dolomitická s organickou prímiesou. Lokalita: Burda. Foto: L. OSVALD.

Tab. VI

Obr. 1 Intraformačná brekcia s ooliticou až kokardovitou textúrou. Pseudomorfózy dolomitu po aragonite. Lokalita: Ochtiná, povrchový lom. Zväčšenie 23 ×, nikoly X. Foto: L. OSVALD.

Obr. 2 Magnezit so štruktúrou železného kvetu. Lokalita: Ratkovská Suchá, povrchový lom. Pôvodná veľkosť. Foto: L. OSVALD.

Tab. VII

Obr. 1 Korály tvorené dolomitom. Lokalita: Ratkovská Suchá, povrchový lom, vzorka SV-9/75. Pôvodná veľkosť. Foto: L. OSVALD.

Obr. 2 Sfalorit s kolomorfnou štruktúrou v bielom žilnom dolomite. Lokalita: Ploské. Zmenšené na 1/3. Foto: L. OSVALD.

Tab. VIII

Obr. 1 Kryštály aragonitu. Lokalita: Podrečany, povrchový lom. Zmenšené na 1/3. Foto: L. OSVALD.

Obr. 2 Kompozícia z elektrónového mikroanalyzátoru. Svetlý breunnerit v tmavom magnezite. Lokalita: Košice, vzorka Bk-2/71. Zväčšenie 330 ×. Foto: J. KRÍŠTÍN.

Tab. IX

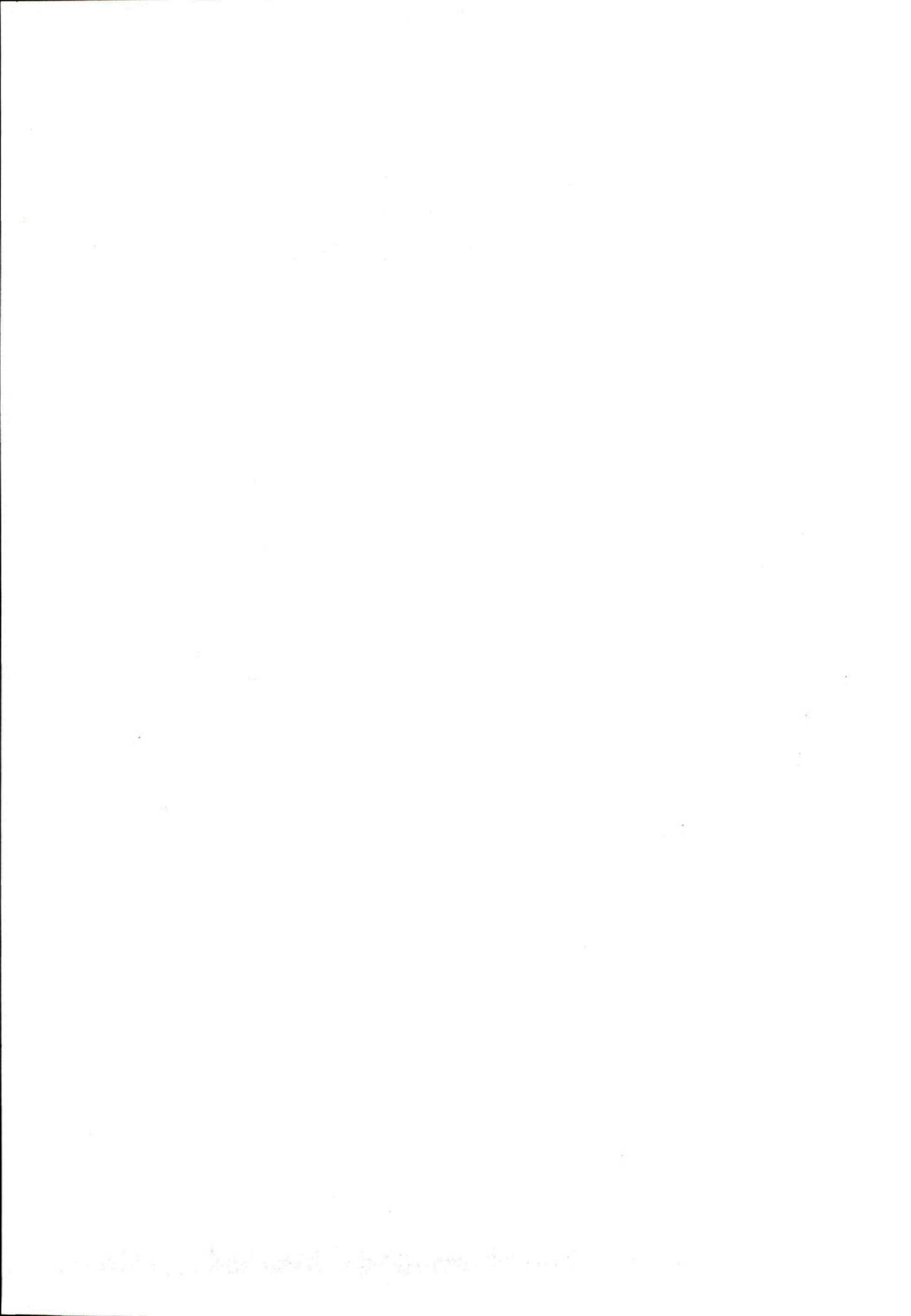
Obr. 1 Fe K. Lokalita: Košice, vzorka Bk-2/71. Zväčšenie 330 ×. Foto: J. KRÍŠTÍN.

Obr. 2 Chloriticko-sericitická bridlica s alotriomorfnými zrnami breunneritu zafarbenými alizarín-sulfonanom sodným v alkalickom prostredí. Lokalita: Rudňany, vrt Ry-48-Z, hĺbka 132 m, vzorka Ry-59/76. Pôvodná veľkosť. Foto: L. OSVALD.

Tab. X

Obr. 1 Čiastočne zaoblené zrná magnezitu v anhydrite. Lokalita: Biele Vody, vzorka BV-42/10/73. Zväčšenie 20 ×, nikoly // . Foto: L. OSVALD.

Obr. 2 Tmavý dolomit so svetlými zbytkami krinoid. Lokalita: Ploské. Pôvodná veľkosť. Foto: L. OSVALD.



FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—X

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

