

# ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0036 — 1372

SÉRIA

*mineralógia*

*petrografia*

*geochémia*

*metalogenéza 6*

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1979

Ústredná geologická knižnica SR  
ŠGÚDŠ



3902001020238

ЗАДАЧА

КАК

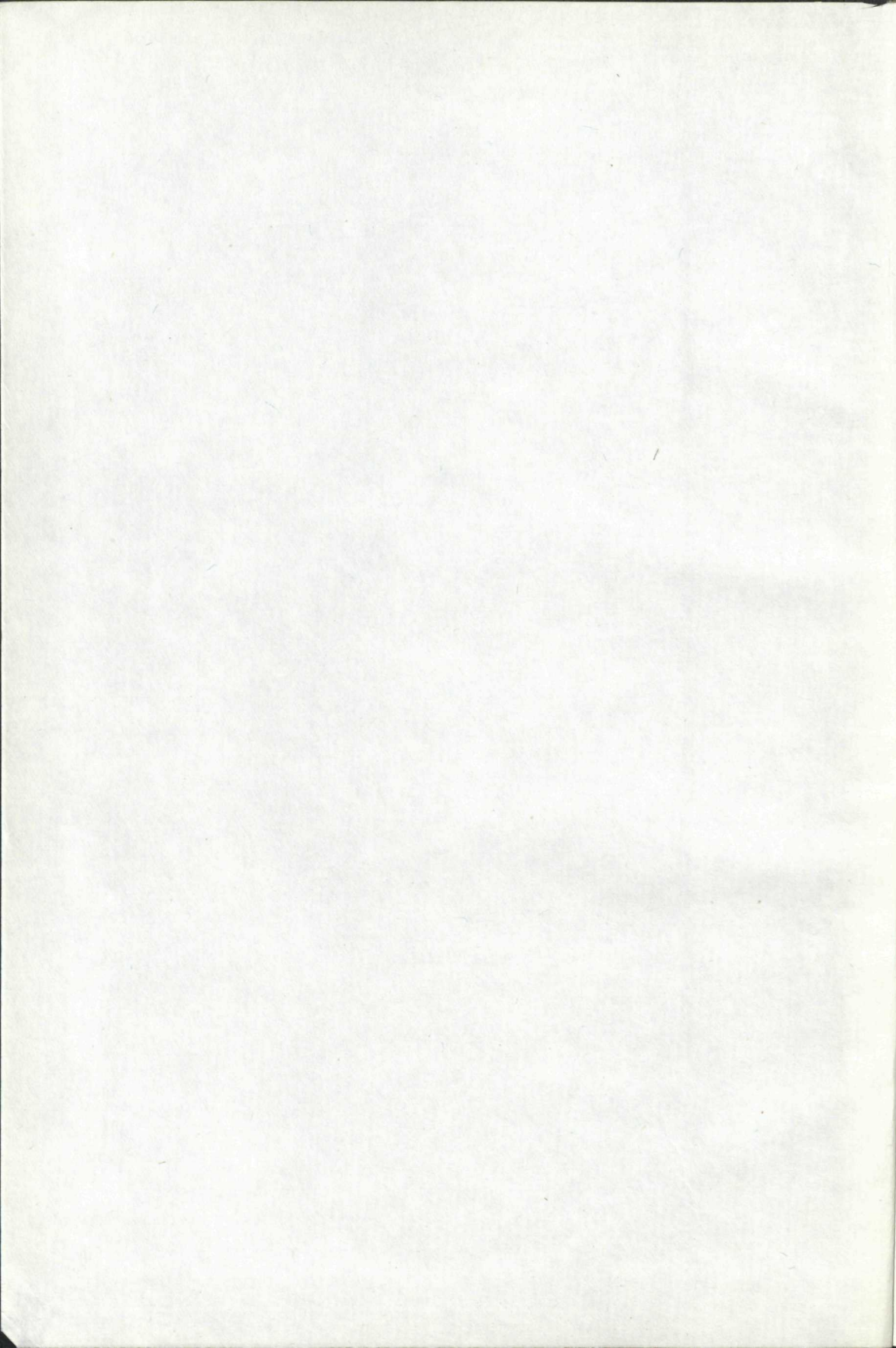
ИЛИ

КАК

КАК

КАК

КАК



**ZÁPADNÉ  
KARPATY**

**SÉRIA**

mineralógia  
petrografia  
geochémia  
metalogenéza 6

KARPATY  
KARPATY

SERIA

metaložen  
geochemia  
petrografia  
mineralogia

Geologický ústav D. Štúra
KNIZNICA Bratislava
Signatúra: <i>AB 10 46</i>
kat. čís.: <i>128/80</i>
Kčs kúpa: <i>23.-</i>
Kčs výma: _____
Kčs dar: _____

## OBSAH

Eiáš, K.: Príspevok k objasneniu podmienok vzniku magnezitových ložísk termometrickým výskumom . . . . .	7
Eiáš, K.: Termometrický výskum Pb-Zn ložiska Jasenie v Nížkych Tatrách . . . . .	33
Vozárová, A.: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika . . . . .	61
Mecháček, E. — Václav, J.: Štúdium distribúcie Cu, Pb, Sn, Mo a Co v permských horninách a v pôdnom horizonte B v oblasti Košickej Belej . . . . .	117
Turan, J. — Vančová, L.: Ďalšie výskyty magnezitu v sz. časti gelnickej série gemerid . . . . .	157

## CONTENTS

Eiáš, K.: Contribution to clearing up of conditions of origin of magnesite deposits by thermometric investigation . . . . .	27
Eiáš, K.: Thermometric investigation of Pb-Zn deposit Jasenie in the Low Tatra . . . . .	56
Mecháček, E. — Václav, J.: Study of Cu, Pb, Sn, Mo and Co distribution in Permian rocks and B-horizon of soils in the area of Košická Belá . . . . .	148
Vozárová, A.: Lithofacial characteristic of the Permian in the northwestern part of the Veporic . . . . .	111
Turan, J. — Vančová, L.: Magnesitvorkommen in der Gelnica — Serie des westlichen Teiles des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie (Westkarpaten) . . . . .	198

## СОДЕРЖАНИЕ

К. Элиаш: К объяснению условий образования магnezитовых месторождений при помощи термометрических исследований . . . . .	29
К. Элиаш: Термометрическое исследование свинцово-цинкового месторождения Ясение в Низких Татрах . . . . .	58
А. Возарова: Литофациальная характеристика перми северо-западной части вепорикума . . . . .	114
Е. Мехачек — Й. Вацлав: Исследование распределения Cu, Pb, Sn, Mo и Co в пермских породах в горизонте В почв в области Кошицкой Белой . . . . .	151
Я. Туран — Л. Ванчова: Месторождения магnezита в гельницкой серии западной части Спишко-Гемерского Рудогорья (Чехословацкие Карпаты) . . . . .	201





Karol Eliáš

## Príspevok k objasneniu podmienok vzniku magnezitových ložísk termometrickým výskumom

8 obr. v texte, 2 fotogr. tab., anglické a ruské resumé

**Abstrakt.** V článku sú uvedené výsledky termometrického výskumu vybraných magnezitových ložísk Slovenska, získané štúdiom kvapalno-plynných uzavrenín. Na základe detailného mikroskopického štúdia a výsledkov dekrepitačnej (termovákuovej impulznej) analýzy sme zistili, že na vzniku magnezitovej mineralizácie sa podieľala kvapalno-plynná fáza, ktorej teplota nepresahovala 200 °C.

### Úvod

Magnezitovým ložiskám Slovenska, ako zdroju ekonomicky významnej suroviny sa venuje čoraz väčšia pozornosť. Najmä v posledných rokoch sa urobilo viacero štúdií geologického a mineralogicko-ložiskového charakteru.

Paleotermometrickému výskumu týchto ložísk sa dosiaľ nevenovala dostatočná pozornosť. Existujúce údaje sú iba súčasťou vyššie uvedených štúdií.

V snahe zaplniť túto medzeru, bola do výskumného programu Geologického ústavu D. Štúra zahrnutá i táto práca, v ktorej sme sa prostredníctvom štúdia plynno-kvapalných uzavrenín pokúsili prispieť k objasneniu podmienok vzniku magnezitových ložísk na území Slovenska. Pre ich veľký počet a výskyt by bolo nereálne robiť na všetkých detailný termometrický výskum. Preto sme vybrali tri hlavné ložiská magnezitu — Košice, Jelšava, a Lubeník — u ktorých ťažobné a prieskumné práce, najmä vrty a dobrá rozfáranosť umožnili relatívne vhodný odber vzoriek.

Odobrali sme vzorky z vrtu GD-32, ktorý vertikálne prevrtal celú hrúbku karbonátovej šošovky Medvedza. Na ložisku Jelšava sme vzali vzorky z vrtu J-17, ktorým bola prevrtaná celá poloha karbonátov v časti ložiska zvanej Jedlovec. Na ložisku Lubeník sme odobrali vzorky na horizonte č. VI.

Okrem toho sme študovali aj vrtný materiál z karbonátových šošoviek v okolí Vlachova (GVL-1, GVL-2, GVL-4, GVL-5) a orientačne aj niekoľko vzoriek z ložiska Burda—Poproč a magnezitového lomu v Ochtinej.

## Priestorové rozšírenie a stručná geologická charakteristika magnezitových výskytov a ložísk Západných Karpát

Magnezitové výskytov a ložísk v Západných Karpatoch vystupujú v nasledovných geologicko-stratigrafických útvaroch:

- vrchný karbón
- rakovecká séria (devón — sp. karbón?)
- gelnická séria (kambrosilúr)
- kryštalické bridlice veporíd (staršie paleozoikum?)
- evapority permu a triasu.

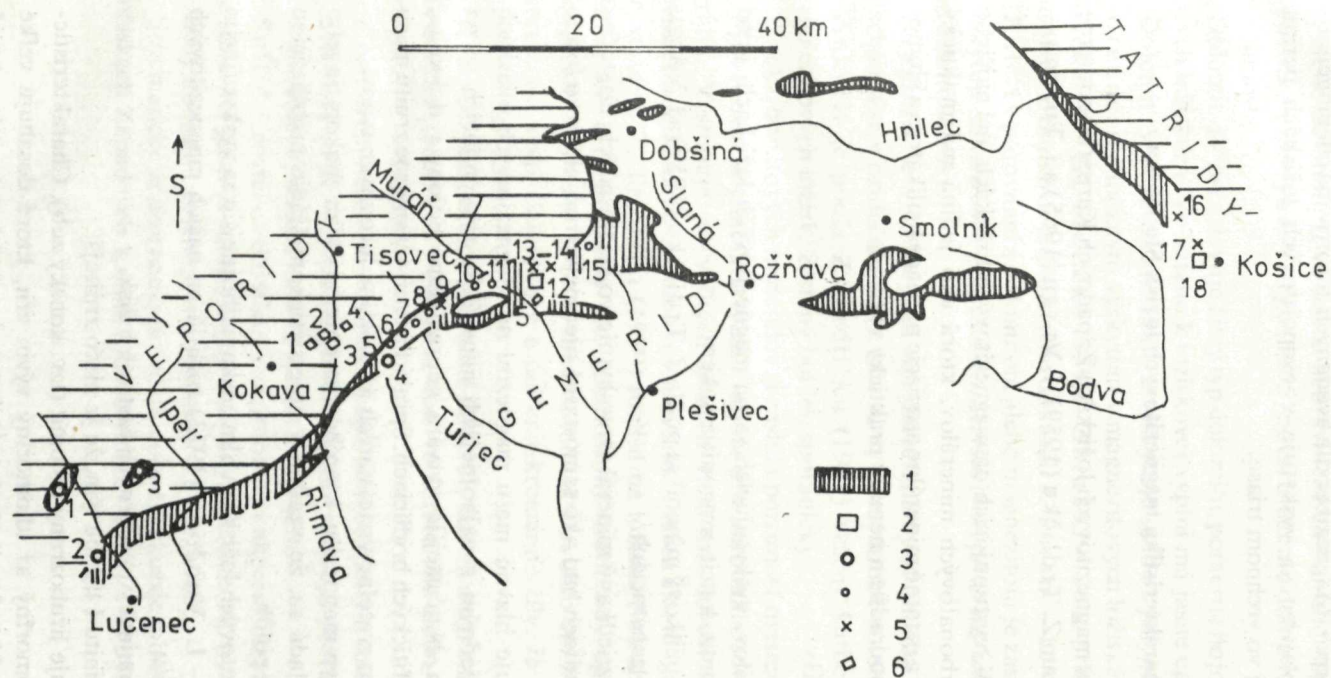
Vo vrchnom karbone sa nachádzajú magnezitové ložíská tzv. južného pruhu (M. Kužvart 1954). Podľa A. Abonyiho (1971) vo vrchnom karbone v epizonálne metamorfovanom komplexe gemeríd vystupuje stratigraficky horizont pôvodných biohermných karbonátov, metasomaticky čiastočne zmenených na magnezit. Takmer všetky dobývané a ekonomicky významné ložíská magnezitu sa nachádzajú v tomto stratigrafickom horizonte. Tvoria viac-menej súvislý pruh (obr. 1) od Podrečian na západe až po Ochtinú, v dĺžke okolo 70 km a pokračujú po prerušení až do oblasti Košíc. Patria sem: Ružiná, Cinobaňa, Podrečany, Bradlo, Burda, Ratkovská Suchá, Ploské, Sirk, Hlinka, Lubeník, Amag, Dúbravský masív, Hrádok — Hríbky, Biela Skala, Ochtiná, Košice.

V podloží vrchného karbónu rakoveckej série A. Abonyi (1971) uvádza niekoľko drobných magnezitových výskytov, ktoré podľa neho vznikli metasomatickým zatlačením pôvodne chemogénnych lavicovitých vápencov. Svojím mineralogickým zložením sa líšia od ložísk vo vrchnom karbone a pre vysoký obsah  $\text{SiO}_2$  a malé zásoby nie sú ekonomicky dobývateľné (A. Abonyi 1971). Sú to tieto výskytov: Veľká Štef, Martin Šebök, Kavečany.

V gelnickej sérii boli výskytov magnezitov zistené až v roku 1964, keď dva štruktúrne vrty v okolí Vlachova v pomerne značných hĺbkach zachytili polohy karbonátov s magnezitom v tzv. vlachovských vrstvách (J. Beňka 1971, J. Beňka — L. Snopko (1974). Z geochemického hľadiska tieto magnezity javia určitý vzťah k magnezitom, vyskytujúcim sa v severnom magnezit-mastencovom pruhu (J. Turan — L. Vančová 1972).

V poslednom období výskytov magnezitu v najmladších členoch gelnickej série — v betliarskych vrstvách, nezávisle na sebe zistili J. Gubač (1970) a J. Turan — L. Vančová (1972). Tieto, podľa posledných dvoch autorov, javia najbližší vzťah k magnezitom v Cinobani (vrchný karbón).

Vo veporidách vystupujú magnezitové ložíská v sérii mezozonálne metamorfovaných predkarbónskych kryštalických bridlíc (A. Abonyi 1971). Svojím geologickým prostredím i mineralogickým zložením sa podstatne odlišujú od ostatných magnezitových výskytov. Patria sem ložíská tzv. severného magnezitového pruhu (v zmysle M. Kužvarta 1954). Sú to Kokava, Rohačka, Sinec, Samo, Mútnik, Polom.



Vysvetlivky k obrázkom

Obr. 1 Magnezitové a mastencovo-magnezitové ložiská Slovenska (M. Ťapák — J. Slávik a kol. 1967) 1 — gemeridný karbón, 2 — veľké magnezitové ložiská, 3 — stredne veľké magnezitové ložiská, 4 — malé magnezitové ložiská, 5 — výskyty magnezitu, 6 — mastencovo-magnezitové ložiská a výskyty.

Magnezitové ložiská a výskyty: 1 — Ružiná, 2 — Podrečany, 3 — Cinobaňa, 4 — Burda-Poproč, 5 — Ratkovská Suchá, 6 — Ploské, 7 — Ploské-Latinák, 8 — Sirk, 9 — Hlinka, 10 — Lubeník, 11 — Amág, 12 — Dúbravský masív, 13 — Veľká Štef, 14 — Hrádok-Hríbky, 15 — Ochtiná, 16 — Kavečany, 17 — Črmel, 18 — Košice.

○ Mastencovo-magnezitové ložiská a výskyty: 1 — Mútnik, 2 — Samo, 3 — Kokava, 4 — Sinec, 5 — Kohútik.

Prítomnosť magnezitu zistili najnovšie J. Turan — L. Vančová (1976) aj v evaporitovej fácií Západných Karpát. Magnezit podľa uvedených autorov má chemogénno-sedimentárny pôvod. Najviac sa vyskytuje v evaporitových ložiskách permu a spodného triasu, menej vo vrchnom triase.

### **Stručná mineralogická charakteristika magnezitových ložísk Slovenska**

Mineralogické pomery na magnezitových ložiskách Západných Karpát sú pomerne známe najmä vďaka prácam Z. Trdličku (1959), I. Vargu (1965) a J. Turana — L. Vančovej (1972).

Z minerálnych asociácií, vystupujúcich na magnezitových ložiskách, má najširšie zastúpenie asociácia karbonátových minerálov, ktorá ako jediná má praktický význam. Rudné minerály a ostatné minerálne asociácie patriace k silikátom a aluminosilikátom, sú zastúpené podradne a nemajú praktický význam.

#### **Karbonátové minerály**

Z karbonátových minerálov, vyskytujúcich sa na magnezitových ložiskách, je to magnezit, breunerit, dolomit, kalcit, aragonit a ankerit.

Magnezit ako hlavný úžitkový minerál sa podľa Z. Trdličku (1959) a I. Vargu (1965) vyskytuje v troch generáciách.

Magnezit I ako veľmi zriedkavý minerál sa vyskytuje vo svetlošedých, čiastočne rekrystalizovaných dolomitoch buď ako samostatné ojedinelé zrná, alebo vo forme nepravidelných hniezd.

Magnezit II predstavuje hlavnú masu magnezitu na magnezitových ložiskách Západných Karpát. Je jedným z najhojnejších minerálov, vyskytujúcich sa na magnezitových ložiskách. Najčastejšie vytvára nepravidelné polohy v dolomite, zriedkavejšie lavičky v grafitických bridliciach. Spravidla tvorí všesmerne zrnitú masu s lokálnymi prechodmi do zreteľne vrstevnatých až radiálne lúčovitých typov.

Magnezit III je žilný typ magnezitu, ktorého charakteristickým znakom je jeho vysoká čistota. Predpokladá sa, že vznikol v epigenetickom štádiu mobilizáciou z veľkých magnezitových polôh.

Dolomit je v magnezitových ložiskách Slovenska najhojnejšie sa vyskytujúcim minerálom. J. Turan — L. Vančová (1972) rozlíšili na našich magnezitových ložiskách 5 typov dolomitu:

Dolomit I je vyvinutý najmä v periférnych častiach ložísk.

Dolomit II sa od dolomitu I líši iba tým, že je niečo zrnitejší.

Dolomit III predstavuje hrubozrnný dolomit (tzv. kónský zub). Charakteristickým znakom je hypidiomorfný až idiomorfný vývin zrn, ktoré dosahujú veľké rozmery (ojedinele až 1 dm). Vznikol ako dôsledok kontrakčných zmien, ktoré

nastali po metasomatóze pôvodných biohermných vápencov. Nachádza sa v magnetite alebo dolomite II vo forme nepravidelných hniezd, resp. samostatných zrn. Z. Trdlička (1959) a J. Varga (1965) považujú tento dolomit za prejav hydrotermálnej činnosti.

Dolomit IV predstavuje žilný typ dolomitu, pomerne hojne zastúpený v magnezitových ložiskách. Vo vzťahu k ložiskovej výplni má jasne epigenetický charakter.

Dolomit V je veľmi zriedkavý a vyskytuje sa iba s palygorskitom.

Breunerit s možným výskytom v magnezitových ložiskách Slovenska sa uvádza od roku 1959 (Z. Trdlička 1959, J. Guľa 1959). Jeho prítomnosť v magnezitovej surovine z Bankova jednoznačne dokázali J. Turan — L. Vančová (1972).

Kalcit v porovnaní s dolomitom alebo magnezitom je zastúpený v menšej miere. Vyskytuje sa vo dvoch generáciách. Staršiu tvorí pôvodný kalcit a mladšiu sekundárne kalcitové žilky.

Aragonit je v hojnejšom množstve známy zatiaľ iba na ložisku Podrečany. Nachádza sa v oxidačnej zóne, kde sú vyvinuté hrubé polohy Fe-okra.

Ankerit je podľa Z. Trdličku (1959) vzácny karbonátový minerál našich magnezitových ložísk. Zistený bol len sporadicky.

Z nekarbonátových minerálov si zaslúži pozornosť mastenec a kremeň.

Mastenec je charakteristický najmä pre karbonáty severného magnezitového pruhu. Vystupuje vo veľkých masách vo forme šošoviek a žíl nepravidelného priebehu. Žily majú väčšinou rovnaký smer i sklon ako magnezitové telesá, na ktoré je viazaný. Z. Trdlička (1959) rozlíšil na ložisku Sirk dve generácie mastenca. Mastenec I je prítomný ako jemnozrnný svetlošedý agregát, silne zatláčajúci magnezit. Mastenec II tvorí samostatné, až niekoľko cm hrubé žily, alebo lemuje kremenné, resp. dolomitové a dolomit-kremenné žily. Je stredne až jeme zrnitý, bielej až žltej farby.

Kremeň patrí medzi podradné minerály našich magnezitových ložísk. Podľa Z. Trdličku (1959) sa vyskytuje buď vo forme žíl, alebo vyplňa intergranulárny magnezit a dolomit.

Z ostatných minerálov treba ešte spomenúť silikáty a sulfidy.

Silikáty sa na magnezitových ložiskách vyskytujú prevažne akcesoricky a sú to hlavne: chlorit, sericit, zirkón, granát a turmalín.

Sulfidy, rovnako ako silikáty sú prítomné v akcesorickom množstve. Najhojnejší je sfalerit a galenit, menej hojný chalkopyrit, tetraedrit, pyrit, pyrotín, ojedinelý až vzácny kobaltín, arzenopyrit, boulangerit a pentlandit.

Schematické znázornenie pravdepodobnej sukcesie minerálov na magnezitových ložiskách Západných Karpát možno vidieť v práci Z. Trdličku (1959).

## Termometrický výskum

Doteraz nebol urobený systematický termometrický výskum slovenských magnezitov. Existujúce údaje sú iba súčasťou geochemicko-mineralogických, resp. ložiskových štúdií niektorých autorov. Ide výlučne o dekrepitačné termozvukové analýzy.

Nami urobený termometrický výskum spočíval: 1. v optickom štúdiu uzavrením minerálotvorných roztokov pod polarizačným mikroskopom v prechádzajúcom svetle a pod elektrónovým riadkovacím mikroskopom; 2. v dekrepitačnej (termovákuovej impulznej) analýze.

## Mikroskopický výskum

Plynno-kvapalné uzavreniny, zachované v mineráloch na magnezitových ložiskách, najmä v magnezite a dolomite, boli podrobené najskôr detailnému mikroskopickému štúdiu pod polarizačným mikroskopom. Štúdium bolo zamerané na množstvo plynno-kvapalných uzavrení, ich veľkosť a tvar, vzťah fáz a fázové zloženie a v neposlednom rade i genézu. V snahe zmerať teploty homogenizácie sme zároveň sledovali možnosti štúdia uzavrení na zahrievacom stolíku. Zatiaľ sme, až na vzácne výnimky, nenašli uzavreniny vhodné na optickú termometriu.

Elektrónovú mikroskopiu sme použili ako doplňujúcu metódu pri mikroskopickom výskume, potrebnom na posúdenie veľkosti, tvaru, množstva a rozloženia uzavrení v skúmaných karbonátoch, ako aj na potvrdenie prítomnosti pevnej fázy v plynno-kvapalných uzavreninách.

Mikroskopickému štúdiu v prechádzajúcom svetle pod polarizačným mikroskopom sme podrobili magnezity, dolomit a kremeň.

## Magnezit

Uzavreniny minerálotvorných roztokov v slovenských magnezitoch neboli dosiaľ opísané. Ich prítomnosť sa predpokladala len nepriamo a to na základe dekrepitácie magnezitu pri zahrievaní (Z. Trdlička — F. Kupka 1964). Za príčinu ich neskorého objavenia možno považovať:

- veľmi malé rozmery — len ojedinele dosahujú stotinu milimetra;
- veľká pravdepodobnosť zničenia pri príprave výbrusov; (väčšina uzavrení býva zničená jednak mechanickým a jednak tepelným zásahom. Preto na mikroskopické štúdium sú vhodnejšie štiepne úlomky karbonátov než brúsené a leštené preparáty).

Mikroskopickému štúdiu sme podrobili magnezit II (v zmysle Z. Trdličku 1959), ktorý predstavuje hlavnú masu magnezitu na magnezitových ložiskách Západných Karpát.

Už pri orientačnom mikroskopickom výskume bolo jasné, že metóda homogeni-

zácie pri týchto mineráloch neprichádza do úvahy. Veľkosť plynno-kvapalných uzavrení v magnezitoch bola totiž hlboko pod rozlišovaciu schopnosť nielen nami používaného zahrievacieho mikroskopu, ale aj špeciálnej mikrotermokamery, používajúcej krátko fokusové objektívy. Ich rozmery sa pohybujú od rádove najmenších do  $10^{-3}$  mm, len výnimočne do  $10^{-2}$  mm. Študovať ich možno len použitím imerzie.

Vo všeobecnosti sú magnezity, ako aj ostatné karbonáty veľmi bohaté na uzavreniny minerálotvorných roztokov, čo je zrejme príčinou aj ich mliečnobieleho zákalu.

Tvar plynno-kvapalných uzavrení býva rôzny:

- pravidelný — forma negatívnych kryštálov (klence),
- s čiastočným kryštalografickým obmedzením,
- nepravidelný.

Príklad tvaru a rozloženia plynno-kvapalných uzavrení v magnezitoch je uvede-  
ný na tab. I obr. 1.

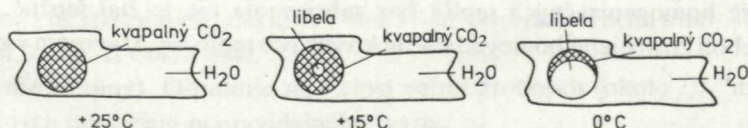
Fázové zloženie. Plynno-kvapalné uzavreniny v magnezitoch, majú tieto fázy:

- jednofázové — vodný roztok
- dvojfázové — vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$
- trojfázové — vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$  + plynová libela
- štvorfázové — vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$  + plynová libela pevná fáza (jeden alebo niekoľko drobných kryštálov).

Pri detailnom pozorovaní však v relatívne veľkých uzavreninách vidieť tri fázy – vonkajšiu kvapalnú (vodný roztok), strednú kvapalnú (kvapalný kyslíčnik uhličítý) a vnútornú (vákuum alebo plyn), ako znázorňuje obr. 2.

Pri laboratórnej teplote je väčšina týchto uzavrení dvojfázová (vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$ ). Len v relatívne veľkých uzavreninách pozorovať prudko sa pohybujúcu plynovú bublinku, vykonávajúcu tzv. Brownov pohyb molekúl, ktorá rozmermi nepresahuje niekoľko málo mikróvov. Postupným ochladzovaním sa pohyb libely spomaľuje a jej rozmery sa zväčšujú (obr. 2).

Pri teplote  $0^\circ\text{C}$  kvapalný  $\text{CO}_2$  zmenší svoj objem natoľko, že libela dosiahne vyše polovice priemeru kvapalného  $\text{CO}_2$ . Okrem toho sa pri ochladení libela objaví aj v menších uzavreninách, v ktorých boli pri laboratórnej teplote viditeľné len dve fázy (vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$ ).



Obr. 2 Vzťah fáz v plynno-kvapalnej uzavrenine, obsahujúcej kyslíčnik uhličítý, pri rôznych teplotách.

V ojedinelých prípadoch pri mikroskopickom štúdiu bola zistená prítomnosť pevnej fázy tzv. dcérskych\* minerálov, ktoré majú voči materskej uzavrenine epigenetický charakter. Táto sa v mikroskope javila ako drobné kryštáliky rovnakých optických vlastností, aké mal materský minerál. Prítomnosť pevnej fázy bola potvrdená elektrónovým riadkovacím mikroskopom (pozri tab. I obr. 2).

Vzťah fáz v plynno-kvapalných uzavreninách zachovaných v magnezitoch býva nerovnaký. Najväčšie zastúpenie má vodný roztok, ktorý zaberá od 100 (u čistokvapalných) do 40 % celkového objemu uzavrenín. Zvyšok tvorí kvapalný CO<sub>2</sub> a libela a v ojedinelých prípadoch aj pevná fáza.

Rozloženie uzavrenín v magnezitoch možno charakterizovať nasledovným spôsobom: Prvú veľkú skupinu tvoria uzavreniny, zachované na rastových plochách a pozdĺž kryštalografických smerov. Druhú skupinu tvoria uzavreniny vo vyhojených puklinách, patriacich často viacerým, navzájom sa pretínajúcim puklinovým systémom. Rozloženie uzavrenín v rámci uvedených skupín je väčšinou nepravidelné.

Genéza uzavrenín veľmi úzko súvisí s ich rozložením. Uzavreniny, nachádzajúce sa na rastových plochách a pozdĺž kryštalografických smerov, bývajú primárne. Uzavreniny vo vyhojených puklinách môžu byť primárno-sekundárne až sekundárne.

## Dolomit

Dolomit, ako najčastejší sprievodný minerál magnezitu magnezitových ložísk sme podrobili detailnému mikroskopickému štúdiu, zameranému na plynno-kvapalné uzavreniny rovnako ako magnezit.

Uzavreniny v dolomite, čo do množstva, tvaru, fázového zloženia, vzťahu fáz i genézy sú veľmi podobné uzavreninám v magnezite. Rozdiel je len v rozmeroch a v kvantitatívnom zastúpení pevnej fázy.

Pokiaľ ide o rozmery plynno-kvapalných uzavrenín v dolomite, ( $10^{-3} - 10^{-1}$  mm), našli sa aj uzavreniny vhodné na optickú termometriu. Odmerať teplotu homogenizácie sa nám podarilo iba v troch prípadoch ( $T_h = 118, 156$  a  $164$  °C), pretože u väčšiny už pri miernom zahriatí došlo k porušeniu hermetizácie. Na jednej z vhodných uzavrenín, vďaka jej trubkovitému tvaru, bolo možné zostrojiť aj homogenizačnú krivku (obr. 3).

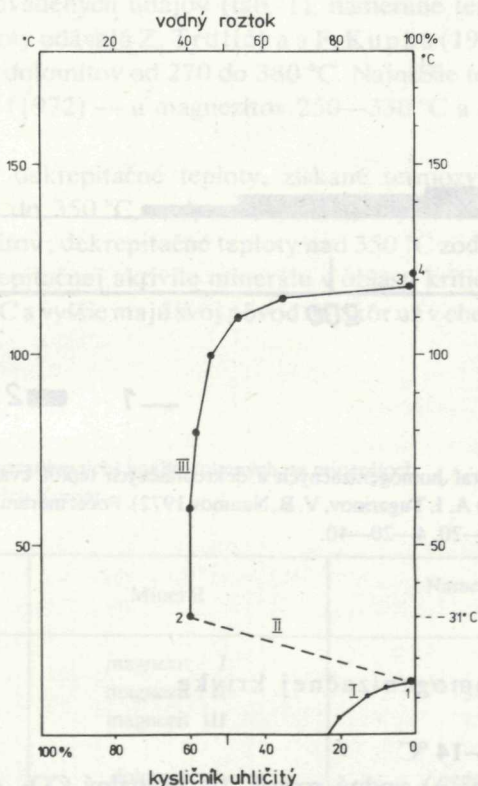
Využitie vzťahy fáz uzavrenín pravidelného tvaru s obsahom kyslíčnika uhličitého pre určenie homogenizačných teplôt bez zahrievania nie je žiaľ možné, pretože doteraz neboli zostrojené homogenizačné krivky pre tento typ uzavrenín v karbonátoch.

---

\* V anglickej terminológii „daughter crystals“, v sovietskej „minerály uzniky“.



Druhá odlišnosť uzavrenín v dolomite od magnezitu je v kvantitatívnom zastúpení pevnej fázy. Zatiaľ, čo niektoré plynno-kvapalné uzavreniny v magnezite obsahujú po jednom malom kryštáliku, v dolomite boli nájdené uzavreniny, obsahujúce až 15 drobných alebo 1–2 väčšie kryštáliky. V niektorých sa nachádzajú relatívne veľké



Obr. 3 Krivka homogenizácie kvapalno-plynnej uzavreniny s obsahom  $\text{CO}_2$ .

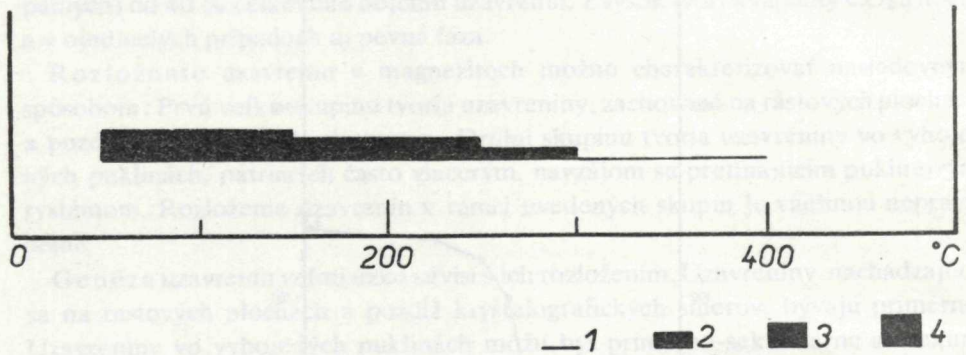
kryštály, zaplňujúce takmer celý objem uzavreniny. Ich identifikácia bežnými mikroskopickými metódami nie je pre malé rozmery možná. Podľa vzhľadu ide pravdepodobne o karbonáty s pekne vyvinutými kryštalografickými plochami, ako to vidieť z mikrosnímkov, získaných elektrónovým riadkovacím mikroskopom (tab. I obr. 4,3, tab. II obr. 1—4).

Kremeň (žilný). Obsahuje množstvo veľmi drobných (okolo  $10^{-3}$  mm) plynno-kvapalných uzavrenín nepravidelného tvaru.

Fázové zloženie: a) kvapalné (vodný roztok), b) kvapalno-plynné (vodný roztok + líbela). Rozlíšiť prítomnosť  $\text{CO}_2$  nie je pre malé rozmery uzavrenín možné.

Vzťah fáz: Prevláda kvapalina nad plynom. Vo väčšine prípadov je libela taká drobná, že je v neustálom pohybe.

Genéza uzavrenín: Uzavreniny, nepatriace k puklinovým systémom, sú pravdepodobne primárne; uzavreniny vo vyhojených puklinách môžu byť sekundárne, alebo primárno-sekundárne.



Obr. 4 Kombinovaný graf homogenizačných a dekrepitačných teplôt kvapalno-plynných uzavrenín v Fe-Ca-Mg karbonátoch A. I. Tugarinov, V. B. Naumov 1972). Počet meraní v 50-stupňovom intervale: 1 — 5, 2—5—10, 3—10—20, 4—20—40.

### Vysvetlivky k homogenizačnej krivke

#### I. Teplotný úsek 0—14 °C

Fázové zloženie: a) vodný roztok, b) kvapalný CO<sub>2</sub>, c) libela (plyn alebo vákuum).

1. T = 14 °C — prvý stupeň homogenizácie

Fázové zloženie: a) vodný roztok, b) kvapalný CO<sub>2</sub>.

#### II. Teplotný úsek 14—31 °C. Vzťah fáz a fázové zloženie sa nemenia.

2. T = 31 °C = kritická teplota CO<sub>2</sub> (presne 31,1 °C). Vzťah fáz zostáva nezmenený, mení sa len fázové zloženie (kvapalný CO<sub>2</sub> sa mení na plynný).

Fázové zloženie: a) vodný roztok b) plynný CO<sub>2</sub>.

#### III. Teplotný úsek 31—118 °C. Vzťah fáz sa mení so stúpajúcou teplotou v prospech vodného roztoku. Fázové zloženie zostáva nezmenené.

Fázové zloženie: a) vodný roztok, b) plynný CO<sub>2</sub>.

3. T = 118 °C — homogenizácia na kvapalnú fázu

4. T = 121 °C — dekrepitácia.

## Dekrepitačná (termovákuová impulzná analýza)

Doteraz robené dekrepitačné analýzy karbonátových minerálov na magnezitových ložiskách Západných Karpát, publikované i nepublikované, boli získané prostredníctvom dekrepitačnej termozvukovej analýzy.

Ako vidieť z nižšie uvedených údajov (tab. 1), namerané teploty sú relatívne vysoké. Najvyššie hodnoty udávajú Z. Trdlička a F. Kupka (1964) — u magnezitov od 345 do 385 °C a dolomitov od 270 do 380 °C. Najnižšie teploty uvádzajú J. Turan a L. Vančová (1972) — u magnezitov 250—330 °C a dolomitov 220 až 310 °C.

Podľa nášho názoru dekrepitačné teploty, získané termozvukovou analýzou v intervale cca od 220 do 350 °C, zodpovedajú zvukovým efektom, vyvolaným štiepateľnosťou karbonátov; dekrepitačné teploty nad 350 °C zodpovedajú pravdepodobne zvýšenej dekrepitačnej aktivite minerálu v oblasti kritickej teploty vody. Silné tresky okolo 400 °C a vyššie majú svoj pôvod najskôr už v chemickom rozklade karbonátov.

Prehľad dekrepitačných (termozvukových) analýz robených na mineráloch magnezitových ložísk Západných Karpát.

Tabuľka 1

Autor	Minerál	Namerané teploty °C
Z. Trdlička F. Kupka (1964)	magnezit I	385
	magnezit II	345—375
	magnezit III	360
	dolomit I	nedekrepitoval
	dolomit II	270—330
	dolomit III	310—380
C. Varček (1967)	žilný kremeň	nedekrepitoval
	magnezity metasomatické a žilné dolomity	~ 290 °C
	dolomit z drúz	280—250 pod 200
J. Turan L. Vančová (1972)	kremeň	280—390
	magnezit II	250—330
	dolomit II	220—250
	dolomit III	250—310
	dolomit žilný	230—240
	kalčit	250—280

$T_v$  °C — teplota vzniku,  $T_d$  °C — teplota dekrepitácie (L. G. Paľmova 1972).

$T_v$ °C	$T_d$ °C	$T_d - T_v$ °C
200	210—220	+ 10 — + 20
250	260	+ 10
300	300	0
350	290	- 60
400	300	- 100
450	290	- 160

Na magnezitových ložiskách mimo nášho územia taktiež nebol robený systematický paleotermometrický výskum prostredníctvom štúdia plynno-kvapalných uzavrenín. Existujú len orientačné údaje publikované A. I. Tugarinovom a V. B. Naumovom (1972), ktorí uvádzajú kombinovaný graf 72 meraní homogenizačných a dekrepitačných teplôt plynno-kvapalných uzavrenín v Fe—Ca—Mg karbonátoch zo 41 ložísk (obr. 4).

Celý interval nameraných hodnôt sa pohybuje od 50 do 400 °C s klesajúcim počtom meraní od najnižších (50—150 °C maximum) do najvyšších (300—400 °C minimum) teplôt.

Z uvedeného vyplýva, že väčšina Fe — Ca — Mg karbonátov vznikla v relatívne úzkom teplotnom intervale od 50 do 150, resp. 250 °C. Vyššie namerané hodnoty s najväčšou pravdepodobnosťou zodpovedajú dekrepitačným teplotám, získaným termozvukovou analýzou.

Vzťah teplôt vzniku a dekrepitácie umelých magnezitov nebol doteraz experimentálne overený. Štúdium takéhoto charakteru bolo urobené na umelých kalcitoch (L. G. Paľmova 1972). Vzhľadom na to, že ide o minerál zo skupiny karbonátov, uvádzame výsledky tohto experimentu (tab. 2).

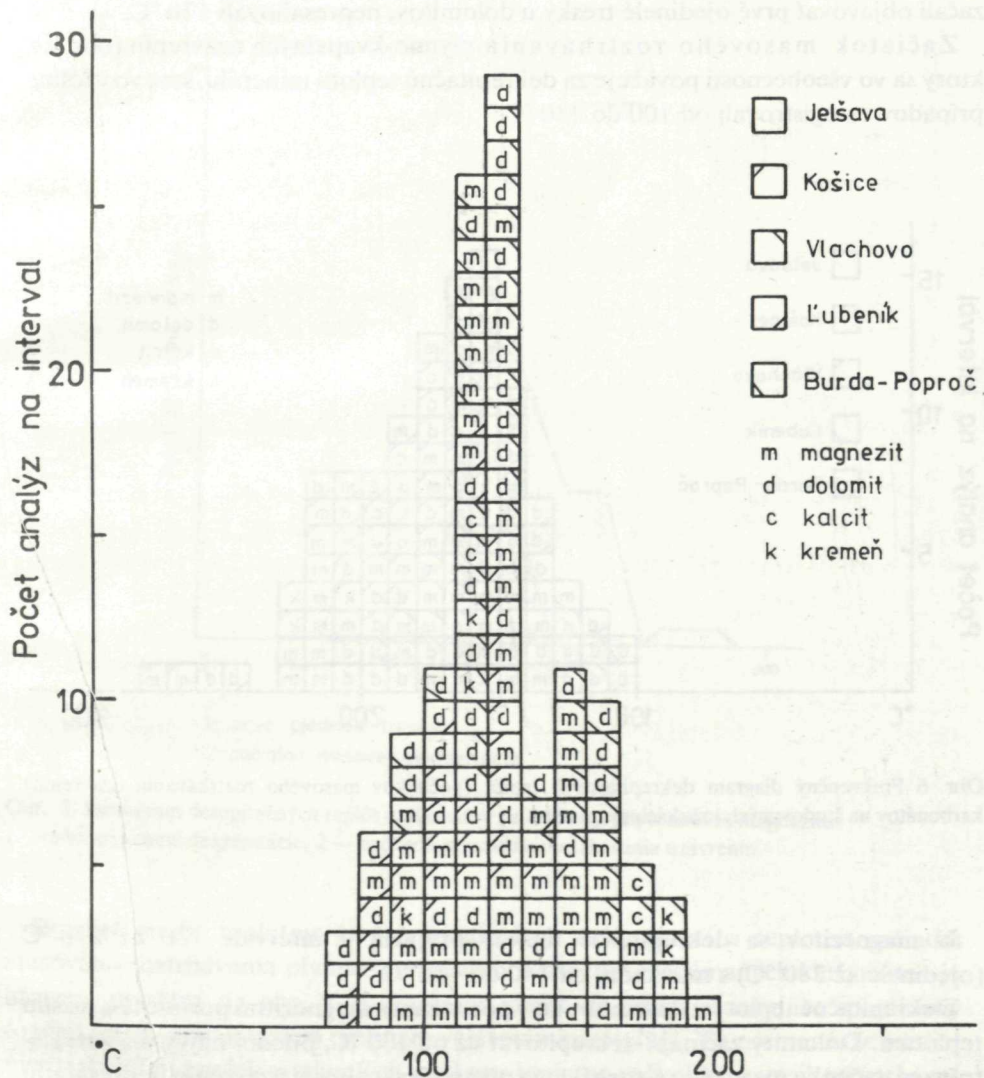
Kalcit obsahoval plynno-kvapalné uzavreniny rozličnej formy o rozmeroch v priemere od 2 do 8—10  $\mu\text{m}$ . Plynná fáza tvorila od 20 do 40 % objemu uzavreniny v závislosti od podmienok experimentu. Navážka pri analýze — 0,5 — 0,8 g; optimálna experimentálne zistená frakcia — 0,15 — 0,3 mm. Za teplotu dekrepitácie ( $T_d$ ) považovala teplotu začiatku masovej dekrepitácie.

Z tabuľky 2 vyplýva, že dekrepitačnú metódu u kalcitov možno použiť len vtedy, ak nevznikali pri teplote vyššej ako 300 °C.

Pre paleotermometrický výskum magnezitov sme sa pokúsili využiť dekrepitačnú termovákuovú impulznú (ďalej len TVI) metódu, vyvinutú v Geologickom ústave D. Štúra (L. Kantor—K. Eliáš 1974).

Touto metódou sme analyzovali 122 vzoriek, z ktorých bolo 54 magnezitov, 58 dolomitov, 5 vzoriek kremeňa a 5 kalcitu.

Technické podmienky pri analýze:  
 tlak P —  $10^{-5}$  Torr  
 navážka — 15 mg  
 zrnitosť — 0,4 — 0,7 mm  
 rýchlosť nahrievania —  $13\text{ }^{\circ}\text{C}/1\text{ min.}$



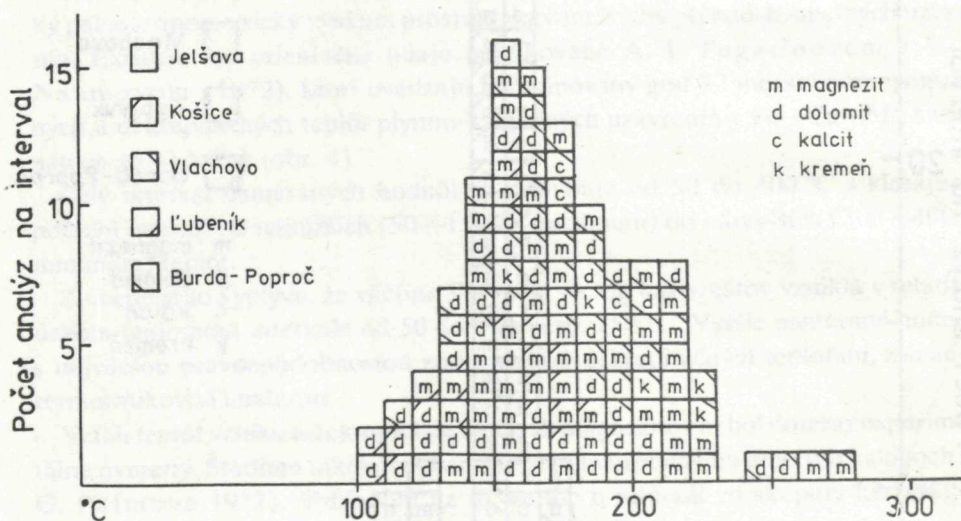
Obr. 5 Frekvenčný diagram prých treskov karbonátov na študovaných ložiskách.

Prvé ojedinelé tresky sa pri dekrepitačnej termovákuovej impulznej analýze začali objavovať už pri relatívne nízkych teplotách (pozri obr. 5).

U magnezitov boli zaregistrované od 80 do 190 °C. Najčastejšie v teplotnom intervale 90—150 °C s výrazným maximom od 110 do 130 °C.

U dolomitov sme prvé ojedinelé tresky zaznamenali ešte pri nižšej teplote ako u magnezitov (70—150 °C). Najčastejšie sa objavovali od 100 do 150 °C s maximom podobne ako u magnezitov — od 110 do 130 °C. Najvyššie teploty, pri ktorých sa začali objavovať prvé ojedinelé tresky u dolomitov, nepresahovali 170 °C.

Začiatok masového roztrhávania plynno-kvapalných uzavrenín (obr. 6), ktorý sa vo všeobecnosti považuje za dekrepitačnú teplotu minerálu, sme vo väčšine prípadov zaregistrovali od 100 do 230 °C.

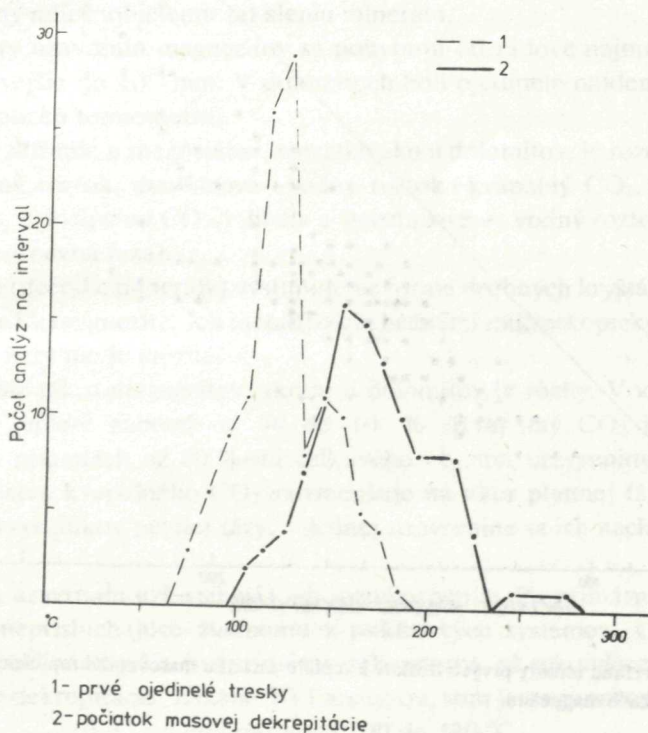


Obr. 6 Frekvenčný diagram dekrepitačných teplôt (počiatkov masového roztrhávania uzavrenín) karbonátov na študovaných ložiskách magnezitu.

U magnezitov sa dekrepitačné teploty prejavili v intervale 120 až 230 °C (ojedinele až 280 °C) s maximom od 140 do 180 °C.

Dekrepitačné teploty u dolomitov sú v porovnaní s magnezitmi posunuté k nižším teplotám. Dolomity začínajú dekrepitovať už od 100 °C, pričom najvyššie zaregistrované začiatky masového roztrhávania plynno-kvapalných uzavrenín nepresahujú 220 °C. Najčastejšie teploty dekrepitácie u dolomitov sme namerali od 130 do 200 °C (ojedinele do 260 °C) s výrazným maximom od 150 do 170 °C.

Keď porovnáваме frekvenčné diagramy prvých ojedinelých treskov s frekvenčnými diagramami začiatkov masovej dekrepitácie (obr. 7), vidíme, že maximum prvých treskov je oveľa výraznejšie než maximum začiatkov masového roztrhávania uzavrenín. Táto skutočnosť vyplýva z obťažnosti odpočítat z TVI dekrepitogramu začiatok masovej dekrepitácie, pretože prvé ojedinelé tresky niekedy pozvoľna prechádzajú do masového roztrhávania uzavrenín.

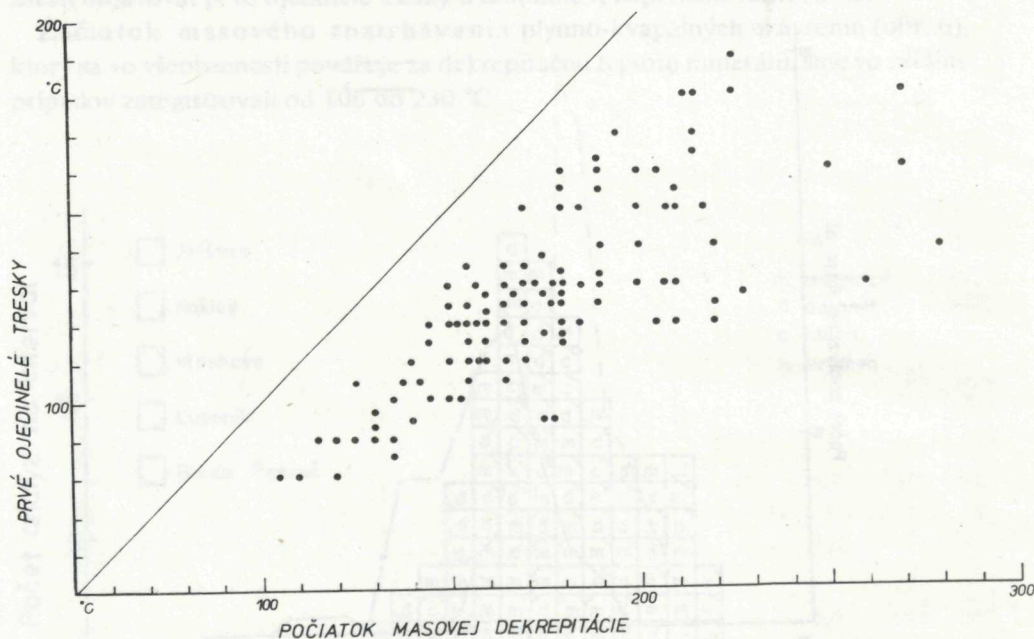


Obr. 7 Histogram derepitačných teplôt karbonátov na študovaných ložiskách magnézitu: 1 — prvé ojedinelé dekrepitácie, 2 — začiatok masového roztrhávania uzavrenín.

Rozdiel medzi teplotou prvých ojedinelých dekrepitácií a teplotou začiatku masového roztrhávania plynno-kvapalných uzavrenín a skúmaných karbonátov je názorne uvedený na obr. 8. Z diagramu vidieť, že body, označujúce spomínaný rozdiel, sa smerom k vyšším teplotám vejárovite rozptyľujú. To znamená, že rozdiel medzi teplotou prvých ojedinelých treskov s teplotou začiatku masového roztrhávania uzavrenín sa u tých istých vzoriek so stúpajúcou teplotou zväčšuje.

Zatiaľ čo u karbonátov s teplotou dekrepitácie do 150 °C je tento rozdiel do 50 °C, u minerálov s teplotou začiatku masového roztrhávania uzavrenín od 150 do 200 °C

je to do 70 až 80 °C. V intervale dekrepitačných teplôt 200—250 °C je u niektorých vzoriek teplota začiatku masového roztrhávania plynno-kvapalných uzavrenín voči teplote prvých ojedinelých treskov posunutá takmer až na 100 °C. V intervale teplôt dekrepitácie 250—300 °C tento rozdiel v niektorých prípadoch dosahoval až 140 °C.



Obr. 8 Diagram vzťahu teploty prvých treskov k teplote začiatku masovej dekrepitácie karbonátov na študovaných ložiskách magnezitu.

## Zhrnutie

Ak máme hodnotiť paleotermometrický výskum niektorých magnezitových ložísk Západných Karpát, musíme prihliadnúť na skutočnosť, že doteraz nebolo urobené žiadne štúdium podobného druhu na magnezitových ložiskách u nás ani vo svete. Všetky pokusy urobené v tomto smere prostredníctvom termozvukovej metódy nie sú vo všeobecnosti považované za dosť hodnoverné, pretože veľká väčšina nameraných hodnôt presahuje teploty, pri ktorých sa u karbonátov prejavuje intenzívna dekrepitácia, vyvolaná štiepatelnosťou minerálu.



Podobne nebol zatiaľ urobený ani mikroskopický výskum karbonátových minerálov magnezitových ložísk, zameraný na plynno-kvapalné uzavreniny. Pri bežnom mikroskopickom štúdiu sledujúcim petrografickú a mineralogickú charakteristiku, bývajú plynno-kvapalné uzavreniny vzhľadom na ich malé rozmery zväčša prehliadnuté.

Z hlavných výsledkov paleotermometrického výskumu robeného prostredníctvom plynno-kvapalných uzavrenín v karbonátoch magnezitových ložísk vyplýva:

1. Prítomnosť veľkého množstva plynno-kvapalných uzavrenín, ktorých počet je priamoúmerný mliečnobielemu zakaleniu minerálu.

2. Rozmery uzavrenín magnezitov sa pohybujú od rádove najmenších do  $10^{-3}$  mm, zriedkavejšie do  $10^{-2}$  mm. V dolomitoch boli ojedinele nájdené uzavreniny, vhodné na optickú termometriu.

3. Fázové zloženie u magnezitov, rovnako ako u dolomitov, je rozdielne (jednofázové—vodný roztok, dvojfázové—vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$ , trojfázové — vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$  + libela a štvorfázové — vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$  + libela + pevná fáza).

Pevná fáza (dcérske minerály) vystupuje vo forme drobných kryštálikov častejšie v dolomite než v magnezite. Ich identifikácia bežnými mikroskopickými metódami pre malé rozmery nie je možná.

4. Vzťah fáz tak u magnezitov, ako aj u dolomitov je rôzny. Vodný roztok pri laboratórnej teplote zaberá od 40 do 100 %. Kvapalný  $\text{CO}_2$  bol zastúpený v niektorých prípadoch až 60 %-mi celkového objemu uzavreniny. Znižovaním teploty množstvo kvapalného  $\text{CO}_2$  sa znižuje na úkor plynnej fázy. Pokiaľ ide o množstvo kryštálikov pevnej fázy, v jednej uzavrenine sa ich nachádza jeden až pätnásť.

5. Genéza uzavrenín úzko súvisí s ich rozmiestnením. Za primárne považujeme uzavreniny, neprislúchajúce žiadnemu z puklinových systémov. Uzavreniny vo vyhojených puklinách môžu byť primárno-sekundárne, až sekundárne.

6. Teploty dekrepitácie, získané TVI analýzou, som u magnezitov zaregistroval v intervale 120—230 °C a u dolomitov od 100 do 220 °C.

7. Metódu homogenizácie s výnimkou troch prípadov ( $T_h = 118, 156$  a  $164$  °C) sme nemohli použiť pre malé rozmery uzavrenín.

### **Vzťah kvapalno-plynných uzavrenín ku genéze magnezitov**

Problém genézy slovenských magnezitov nie je zatiaľ jednoznačne vyriešený. Na základe prác celého radu autorov (M. Kužvart 1954, Z. Trdlička 1959, 1964, A. Abonyi—M. Abonyiová 1962, J. Guľa 1959, J. Varga 1965, 1970, J. Turan—L. Vančová 1972, 1977, J. Gubač 1973) existujú v podstate dva názory na spôsob ich vzniku — syngenetický a metasomatický.

Najviac diskutovanou otázkou je prvý spôsob. Podľa mienky kolektívu autorov (J. Bartalský et al. 1975) pri zostavovaní geologicko-ložiskovej štúdie Spišsko-germerského rudohoria sa nenašli pre sedimentárny vznik ložísk magnezitu dôvody. Títo autori však nepredložili ani presvedčivé argumenty, ktoré by vyvracali metasomatický vznik spomínaných ložísk, ktorými by jednoznačne potvrdzovali syngenetický, sedimentárny alebo vulkanogénno-sedimentárny pôvod magnezitových, resp. sideritových a polymetalických zrudnení v karbonatických horninách vrchného karbónu.

Podľa nášho názoru k objasneniu spomínaných genetických problémov môže do určitej miery prispieť aj paleotermometrický výskum a to prostredníctvom štúdia kvapalno-plynných uzavrení.

Z. Trdlička—F. Kupka (1964) na základe prítomnosti kvapalno-plynných uzavrení v Mg-karbonátoch predpokladajú, že vznikli z hydrotermálnych roztokov.

J. Gubač (1973) však uvádza kvapalno-plynné uzavreniny okrem magnezitov aj v mramoroch a vyslovuje názor, že „prítomnosť plynno-kvapalných uzavrení nemusí ešte nutne predstavovať uplatnenie sa hydrotermálnych roztokov, ktorých zdroj by bolo potrebné odvodiť od magmatického zdroja“. Podľa jeho názoru prítomnosť uzavrení „hovorí predovšetkým o tom, že pri rekryštalizačno-migračnom procese vývoja magnezitu sa uplatnila kvapalno-plynná fáza“.

Ak by sme sa pridržali názoru A. I. Tugarinova a V. B. Naumova (1972), ktorí pod termínom „hydrotermálny vznik“ chápu vznik minerálov za účasti vodných roztokov bez ohľadu na ich pôvod, mohli by sme aj magnezity obsahujúce primárne kvapalno-plynné uzavreniny považovať za hydrotermálne.

Na základe poznatkov, ktoré sme získali pri paleotermometrickom výskume (a s ním súvisiacim štúdiom kvapalno-plynných uzavrení) magnezitových ložísk Slovenska, možno usudzovať, že

- a) pri vzniku magnezitu i dolomitu sa uplatnili hydrotermálne roztoky, zachované vo forme uzavrení v študovaných mineráloch,
- b) tieto roztoky boli silne obohatené kyslíčnikom uhličitým,
- c) prítomnosť dcérskych minerálov v magnezite, ale najmä v dolomite svedčí o relatívne vysokej koncentrácii týchto roztokov,
- c) teplota roztokov, z ktorých vznikli magnezitové ložiská, pravdepodobne nepresahovala 200 °C.

Prítomnosť kvapalno-plynných uzavrení v karbonátových mineráloch magnezitových ložísk nepovažujeme za jednoznačný dôkaz o hydrotermálne-metasomatickom pôvode magnezitového zrudnenia. Chceme tým len povedať, že pri vzniku magnezitovej mineralizácie sa vo veľkej miere uplatnila kvapalno-plynná fáza.

Na hodnovernejšie posúdenie tohto problému by bol potrebný komplexný výskum uzavrení minerálotvorných roztokov. Za jednu z kľúčových otázok považujeme stanovenie chemického zloženia uzavrení nielen v magnezitoch, ale

vo všetkých hlavných typoch karbonátových minerálov (magnezite, dolomite, metasomatickom i žilnom siderite, Fe-dolomite a ankerite). Na základe porovnávacích štúdií celkového charakteru uzavrením by bolo možné zaujať aj správnejšie stanovisko k otázke zdroja spomínaných roztokov. Z toho vyplýva, že i keď výskum kvapalno-plynných uzavrení naznačil nové možnosti v štúdiu povahy magnezitového zrudnenia, otázku vzniku magnezitov je potrebné i naďalej považovať za otvorenú.

## Záver

Ako sme už uviedli, problém termality karbonátových minerálov magnezitových ložísk na základe paleotermometrického výskumu nepovažujeme za doriešený. Vzhľadom na veľké rozšírenie a výskyt magnezitových ložísk a ich veľký národohospodársky význam si tento problém vyžaduje väčšiu pozornosť, zameranú nielen na paleotermometriu, ale i na komplexný výskum plynno-kvapalných uzavrení.

Za veľmi dôležité považujeme štúdium chemického zloženia uzavrení či už analýzou roztokov alebo plynov, získaných dekrepitáciou a v neposlednej miere identifikáciou a chemickou analýzou dcérskych minerálov, vyskytujúcich sa tak v magnezitoch, ako aj v dolomitoch.

Stanovenie chemického zloženia roztokov vzhľadom na nepatrné rozmery uzavrení je za dnešného stavu analytiky veľmi obťažné. Problémy s ich získavaním existujú nielen u nás, ale aj v krajinách, kde je výskum zaistovania chemického zloženia plynno-kvapalných uzavrení na vyššej úrovni.

Za oveľa jednoduchšie považujeme identifikáciu dcérskych minerálov, ktorú nám v súčasnosti pomáhajú určovať vysoko účinné elektrónové mikroskopy so špeciálnymi zariadením, schopným analyzovať pevné látky aj na lomových plochách minerálu.

Do tlače odporučil M. Háber.

## Literatúra

- ABONYI, A. 1971: Magnezitové ložiská Slovenska. *Mineralia slovacae* 3, 12—13, Bratislava, 319—340.
- ABONYI, A. — ABONYIOVÁ, M. 1962: Geologické pomery korbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská. *Geol. Práce, Správy* 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—95.
- BARTALSKÝ, J. — GRECULA, P. — ROZLOŽNÍK, L. — SNOPKO, L. — VARČEK, C. 1975: Výsledky komplexného geologicko-ložiskového hodnotenia Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slovacae* 7, 3, Bratislava, 15—32.
- BEŇKA, J. 1971: Mineralogicko-geochemický a štruktúrno-textúrny výskum metasomatických karbonátov v severozápadnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geofond, Bratislava.
- BEŇKA, J. — SNOPKO, L. 1974: Nový nález magnezitu v gelnickej sérii Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, ložiská 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99—116.

- GUBAČ, J. 1973: Karbonatické horniny paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty, 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—181.
- GULA, J. 1959: Geologické a paragenetické problémy Slovenských magnezitových ložísk. Acta geol. et geogr., 2, Bratislava, 95—201.
- KANTOR, J. — ELIÁŠ, K. 1974: Thermovacuumetric impluse apparatus for the study of thermality according to liquidgas inclusions. Geol. Zbor. SAV — Geologica Carpatica, 25, 1, Bratislava, 97—104.
- KUŽVART, M. 1954: Zpráva o orientačním výzkumu ložisek magnetitů na Slovensku. Věstník ÚÚG, 29, Praha, 178—185.
- PALMOVA, L. G. 1972: O sootnošenii temperatur obrazovaniia i dekrepitacii iskusstvennykh kvarcev, kačitov i pirítov. Izvestija vyššich učebnykh zavedenij, 3, Moskva 46—49.
- SLÁVIK, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Slov. Vydav. tech. lit., Bratislava, 1—510.
- TRDLIČKA, Z. 1959: Příspěvek k mineralogii slovenských magnezitů. Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 165—199.
- TRDLIČKA, Z. — KUPKA, F. 1964: K zjištění teploty vzniku metasomatických magnetitů ve Spišsko-gemerskem rudohorí pomoci dekrepitační metody. Geol. Zborn., 15, 1, Bratislava, 95—100.
- TUGARINOVA, A. I. — NAUMOV, V. B. 1972: Fizikochimickéskije parametry gidrotermalnogo mineraloobrazovaniia. Geochimija, 3, Moskva, 259—264.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1972: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. Manuskript-archív PFUK, Bratislava.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1976: Výskyty magnezitov v evaporitoch Západných Karpát. Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, ložiská 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—149.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1977: Postavenie magnezitov Západných Karpát v čase a priestore. V zborníku „Ložiskotvorné procesy Západných Karpát“, Bratislava, 283—287.
- VARČEK, C. 1967: Überblick der Metallogenese der Westkarpathen. Geol. Zborn. SAV, 18, 1, Bratislava, 3—9.
- VARGA, I. 1965: Nové výsledky mineralogického a geologického štúdia Dúbravského masívu. Zborník východoslovenského múzea, 6, Košice, 37—63.
- VARGA, I. 1970: Niektoré zákonitosti vzniku a vývoja geologického prostredia metasomatických karbonátových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí, Mineralia Slovaca, 6, Bratislava, 85—91.

## Vysvetlivky k tabuľkám I—II

### Tab. I

Obr. 1 Otvory po plynno-kvapalných uzavreninách na štiepanej ploche minerálu. Uzavreniny majú kryštalografické omedzenie a sú navzájom paralelné. Magnezit. Zväčšené 2000 × (foto M. Švec).

Obr. 2 Otvory po kvapalno-plynných uzavreninách tvaru negatívnych kryštálov. V dvoch z nich (v strede a vpravo dolu) vidieť drobné tzv. „dcérske minerály“. Magnezit. Zväčšené 6000 × (foto M. Švec).

Obr. 3 Otvor po relatívne veľkej plynno-kvapalnej uzavrenine nepravidelného tvaru s jedným dcérskym minerálom, pripomínajúcim skalenoedrický habitus s najväčšími plochami (2131). Dolomit. Zväčšené 10 000 × (foto M. Švec).

Obr. 4 Otvor po plynno-kvapalnej uzavrenine s jedným dcérskym minerálom tabuľkovitého vzhľadu orientovaným zhodne s kryštalografickými prvkami materskej uzavreniny. Dolomit. Zväčšené 10 000 × (foto M. Švec).

#### Tab. II

Obr. 1 Relatívne veľké dcérske minerály klencového vzhľadu v otvore po plynno-kvapalnej uzavrenine. Ich rozmery voči materskej uzavrenine sú také veľké, že takmer vyplňajú celý priestor v snímanej rovine, čo svedčí o vysokej koncentrácii pôvodných roztokov. Dolomit. Zväčšené 15 000 × (foto M. Švec).

Obr. 2 Otvor po plynno-kvapalnej uzavrenine s jedným dcérskym minerálom tabuľkovitého vzhľadu s plochami (0001), (0,010) a (0112) orientovaným podľa kryštalografických smerov materskej uzavreniny. Dolomit. Zväčšené 15 000 × (foto M. Švec).

Obr. 3 Otvory po plynno-kvapalných uzavreninách. Vo väčšom sa nachádza jeden dcérsky minerál tabuľkovitého vzhľadu, orientovaný paralelne s kryštalografickými prvkami materskej uzavreniny. Dolomit. Zväčšené 20 000 × (foto M. Švec).

Obr. 4 Drobné dcérske minerály tabuľkovitého až romboedrického vzhľadu v otvore po plynno-kvapalnej uzavrenine. Dolomit. Zväčšené 5000 × (foto M. Švec).

Karol Eliáš

### **Contribution to clearing up of conditions of origin of magnesite deposits by thermometric investigation**

#### Summary

In the article the results of thermometric investigation of selected magnesite deposits in Slovakia, obtained by the study of fluid-gaseous inclusions, are mentioned. The studied deposits are found in the Upper Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie mts. in the so called southern magnesite strip. The thermometric investigation consisted in:

a) optical study of inclusions under polarization microscope in passing light and electron scanning microscope,

b) decrepitation thermovacuum impulse (TVI) analysis.

The method of homogenization was not possible to apply, besides exceptions, as in the majority of inclusions suitable for optical thermometry disturbing of hermetization already with gentle heating takes place.

The optical study under polarization microscope was directed to the amount of gaseous-fluid inclusions, their size and shape, relation of phases, phase composition and genesis. At the same time the possibilities of study of inclusions at heating deck for the purpose of homogenization temperatures measurement were traced.

Electron microscopy was used as complementary method in microscopic investigation for judging the size, shape, amount and distribution of inclusions as well as to confirm the presence of solid phase in them.

On the basis of knowledge obtained with paleothermometric investigation of magnesite deposits in Slovakia and with the study of fluid-gaseous inclusions connected with it, it may be concluded that:

a) in formation of magnesite and dolomite hydrothermal solution were active, preserved in form of inclusions in the minerals studied,

- b) these solutions were highly enriched in carbon dioxide,
- c) the presence of daughter minerals in magnesite but mainly in dolomite testifies to a relatively high concentration of these solutions,
- d) the temperature of solutions, from which the magnesite deposits originated, probably did not exceed 200 °C.

In spite of that the investigation of gaseous-fluid inclusions indicated new possibilities in the study of the character of magnesite mineralization, I consider the question of genesis of Slovak magnesites further as open.

### Explanations to figures

Fig. 1 Magnesite and talc-magnesite deposits of Slovakia (M. Ďapák—J. Slávik et al. 1967); 1—Gemeride Carboniferous, 2—large magnesite deposit, 3 — magnesite deposits of middle size, 4 — small magnesite deposits, 5 — occurrences of magnesite, 6 — talc-magnesite deposits and occurrences.

Magnesite deposits and occurrences: 1. Ružiná, 2. Podbrečany, 3. Cinobaňa, 4. Burda-Poproč, 5. Ratkovská Suchá, 6. Ploské, 7. Ploské-Latinák, 8. Sork, 9. Hlinka, 10. Lubeník, 11. Amág, 12. Dúbravský massif, 13. Veľká Štet, 14. Hrádok-Hríbky, 15. Ochtiná, 16. Kavečany, 17. Črmel, 18. Košice.

Talc-magnesite deposits and occurrences: 1. Mutník, 2. Samo, 3. Kokava, 4. Sinec, 5. Kohútik.

Fig. 2 Relation of phases in gaseous-fluid inclusions, containing carbon dioxide, at various temperatures.

Fig. 3 Homogenization curve of fluid-gaseous inclusion with CO<sub>2</sub> content

Fig. 4 Combined graph of homogenization and decrepitation temperatures of fluid-gaseous inclusions in Fe-Ca-Mg-carbonates (Tugarinov A. I., Naumov V. B., 1972). The number of measurements in 50 centigrade interval: 1. <5; 2. -5 -10; 3. -10 -20; 4. -20 -40.

Fig. 5 Frequency diagram of first chips of carbonates at the deposits studied.

Fig. 6 Frequency diagram of decrepitation temperatures (beginnings of mass breaking of inclusions) of carbonates at the studied magnesite deposits.

Fig. 7 Histogram of decrepitation temperatures of carbonates at the studied magnesite deposits.

1 — first rare decrepitations,

2 — beginning of mass breaking of inclusions.

Fig. 8 Diagram of relation of temperature of the first chips to the temperature of beginning of mass decrepitation of carbonates at the studied magnesite deposits.

### Explanations to plates I—II

#### Plate I

Fig. 1 Openings after gaseous-fluid inclusions at fissility plane of mineral. The inclusions are of crystallographical delimitation and parallel to one another. Magnesite. Magnif. 2.000 × (Photo M. Švec).

Fig. 2 Openings after fluid-gaseous inclusions of shape of negative crystals. In two of them (in centre and right below) small, so called „daughter minerals“ are seen. Magnesite. Magnif. 6.000 × (Photo by M. Švec).

Fig. 3 Opening after relatively large gaseous-fluid inclusion of irregular shape with one daughter mineral resembling scalenohedral habit with largest planes (2131). Dolomite. Magnif. 10.000 × (Photo M. Švec).

Fig. 4 Opening after gaseous-fluid inclusion with one daughter mineral of tabular appearance oriented concordantly with the crystallographical elements of mother inclusion. Dolomite. Magnif. 10.000 × (Photo by M. Švec).

Plate II

Fig. 1 Relatively large daughter minerals of rhombohedral appearance in opening after gaseous-fluid inclusion. Their dimensions in contrast to mother inclusion are so large that they almost fill out the whole space in the pictured level, testifying to a high concentration of original solutions. Dolomite. Magnif. 15.000 × (Photo by M. Švec).

Fig. 2 Opening after gaseous-fluid inclusion with one daughter mineral of tabular habit with surfaces (0001), (1010) and (1012) oriented according to crystallographical directions of mother inclusion. Dolomite. Magnif. 15.000 ×. (Photo by M. Švec).

Fig. 3 Openings after gaseous-fluid inclusions. In the larger one a daughter mineral of tabular habit, oriented parallelly to the crystallographical elements of mother inclusion is found. Dolomite. Magnif. 20.000 × (Photo by M. Švec).

Fig. 4 Small daughter minerals of tabular to rhombohedral habit in the opening after gaseous-fluid inclusion. Dolomite. Magnif. 5.000 × (Photo by M. Švec).

Translated by J. Pevný.

К. Элиаш

### **К объяснению условий образования магнезитовых месторождений при помощи термометрических исследований**

#### Резюме

В настоящей статье приводятся результаты термометрических исследований некоторых выбранных месторождений магнезита Словакии, полученные путем изучения газовой-жидких включений. Изученные месторождения залегают в верхнем карбоне Спишско-Гемерского рудогорья в так называемой южной магнезитовой полосе.

Термометрическое исследование заключалось в

а) оптическом изучении включений под поляризационным микроскопом в проходящем свете и под электронным растровым микроскопом,

б) декрепитационном термовакuumном импульсном (TVI) анализе.

За некоторыми исключениями метод гомогенизации был неприменим, так как у большей части включений, пригодных для оптической термометрии, даже слабый нагрев нарушает герметизацию. Оптическое изучение под поляризационным микроскопом было направлено главным образом на установление количества газовой-жидких включений, их величину и форму, отношение фаз, состав фаз и генезис. В то же время рассматривались возможности изучения включений на нагревательном столике с целью определить температуры гомогенизации.

Электронная микроскопия дополняла исследования под поляризационным микроскопом, позволяя судить о величине, форме, количестве и расположении включений, а также подтвердить наличие в них твердой фазы.

На основании данных, полученных при палеотермометрическом исследовании магнезитовых месторождений Словакии и изучении газовой-жидких включений можно установить следующее:

а) в образовании магнезита и доломита участвовали гидротермальные растворы, сохранившиеся в виде включений в исследованных минералах,

б) растворы были сильно обогащены углекислотой,

в) наличие дочерних минералов в магнезите и особенно в доломите свидетельствует о довольно высокой концентрации растворов,

г) температура растворов, из которых возникали магнезитовые месторождения, по всей вероятности не превышала 200 °С.

Несмотря на то, что исследование газово-жидких включений намечает новые возможности изучения характера магнезитового оруденения, вопрос генезиса словацких магнезитов все еще остается открытым.

#### Пояснения к рисункам и таблицам

Рис. 1. Магнезитовые и тальково-магнезитовые месторождения Словакии (М. Тяпак – Й. Славик и др. 1967); 1-гемеридный карбон, 2-крупные месторождения магнезита, 3-месторождения магнезита средних размеров, 4-небольшие месторождения магнезита, 5-рудопоявления магнезита, 6-тальково-магнезитовые месторождения и рудопоявления.

Магнезитовые месторождения: 1-Ружина, 2-Подречаны, 3-Цинобана, 4-Бурда-Попроч, 5-Ратковска Суха, 6-Плоске, 7-Плоске-Латинак, 8-Сирк, 9-Глинка, 10-Лубеник, 11-Амаг, 12-Дубравский массив, 13-Велька Штеть, 14-Градок-Грибки, 15-Охтина, 16-Кавечаны, 17-Чрмел, 18-Кошице.

Тальково-магнезитовые месторождения: 1-Мутник, 2-Само, 3-Кокава, 4-Синец, 5-Когутик.

Рис. 2. Отношение фаз в газово-жидком включении, содержащем углекислоту, при различных температурах.

Рис. 3. Кривая гомогенизации газово-жидкого включения, содержащего CO<sub>2</sub>.

Рис. 4. Комбинированный график гомогенизационных и декрепитационных температур газово-жидкого включения в карбонатах Fe-Ca-Mg (Тугаринов А. И., Наумов В. Б., 1972). Число измерений в интервалах по 50 градусов: 1. < 5; 2. 5 – 10; 3. 10 – 20; 4. 20 – 40.

Рис. 5. Часточная диаграмма первых взрывов включений в карбонатах в исследованных месторождениях.

Рис. 6. Часточная диаграмма декрепитационных температур (начало массовых разрывов включений) карбонатов в исследованных месторождениях магнезита.

Рис. 7. Гистограмма декрепитационных температур карбонатов в изученных месторождениях магнезита.

1 – первые единичные декрепитации,

2 – начало массового разрыва включений.

Рис. 8. Диаграмма отношения температуры первых взрывов к температуре начала массовой декрепитации карбонатов в исследованных месторождениях магнезита.

Бат. I, рис. 1 отверстия от взорвавшихся газово-жидких включений на плоскости спайности минерала. Включения расположены параллельно, очертания их кристаллографические. Магнезит. × 2.000 (фото М. Швеца).

Табл. I, рис. 2 Отверстия от газово-жидких включений, имеющих формы отрицательных кристаллов. В двух из них (в центре и вправо внизу) видны мелкие, так называемые „дочерние минералы“. Магнезит × 6.000 (фото М. Швеца).

Табл. I, рис. 3 Отверстие от довольно большого газово-жидкого включения неправильной формы с одним дочерним минералом, напоминающим скаленоэдрический габитус, с самыми большими гранями (2131). Доломит. × 10.000 (Фото М. Швеца).



Табл. I, рис. 4 Отверстие от газОВО-жидкого включения с одним дочерним минералом таблитчатого облика, ориентированного также, как кристаллографические элементы материнского включения. Доломит.  $\times 10.000$  (Фото М. Швеца).

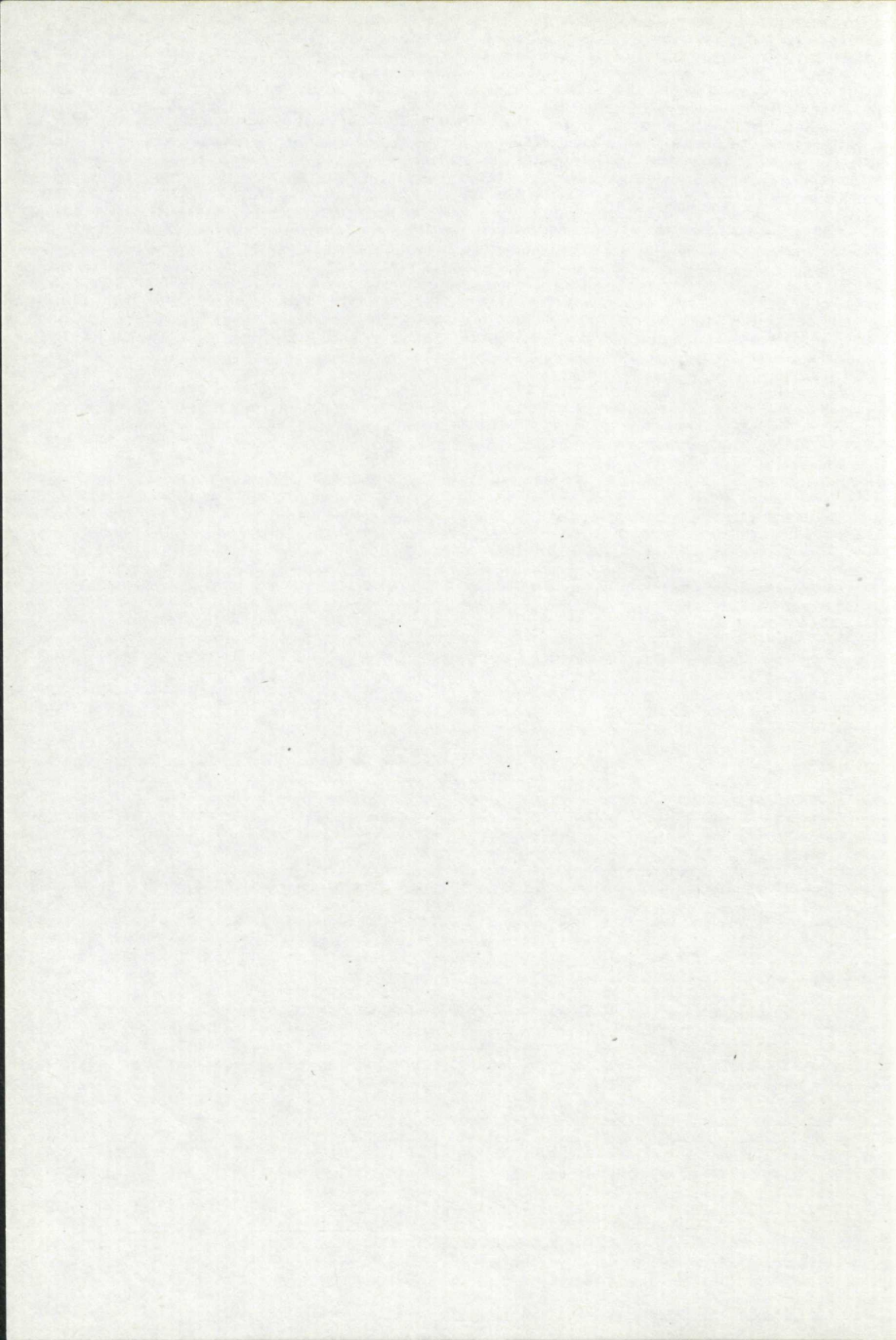
Табл. II, рис. 1 Довольно большие дочерние минералы ромбоэдрического облика в отверстии от газОВО-жидкого включения. Их размеры по отношению к материнскому включению так велики, что ими заполнено почти все пространство сфотографированной плоскости, что свидетельствует о сильной концентрации маточных растворов. Доломит.  $\times 15.000$  (Фото М. Швеца).

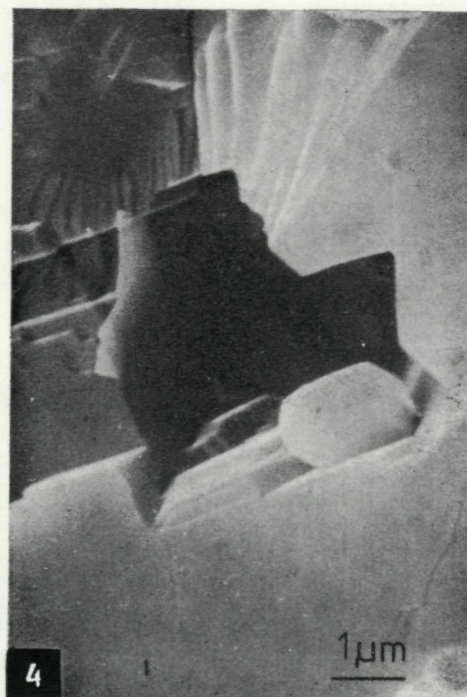
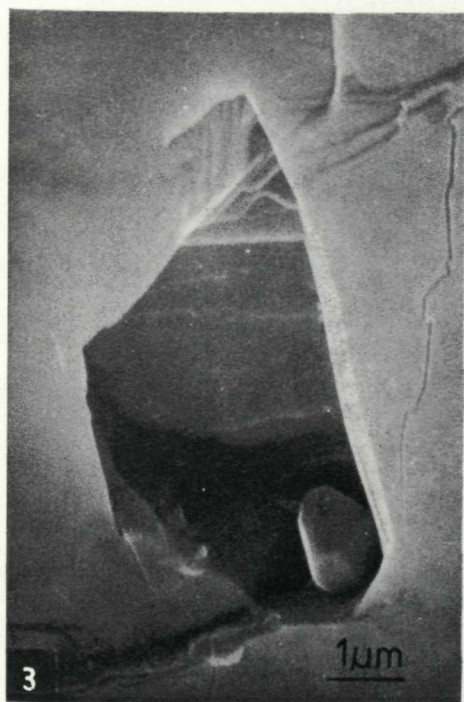
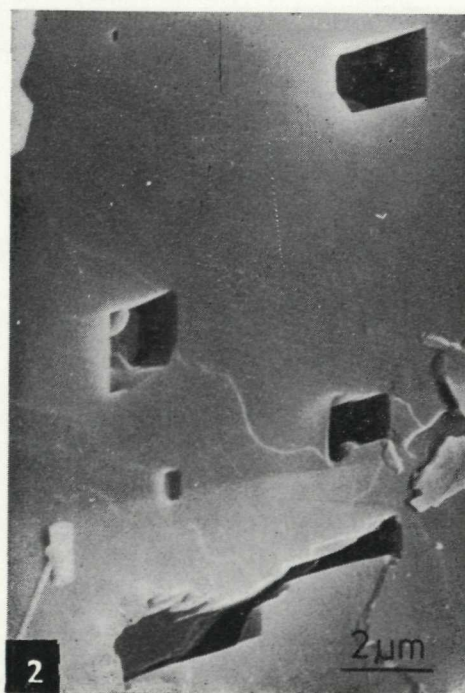
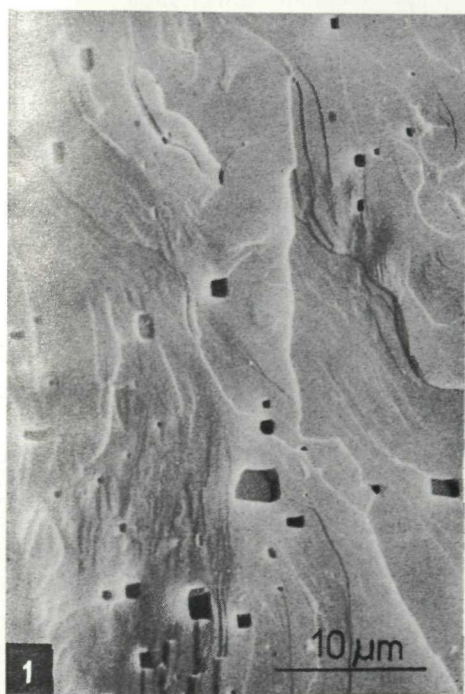
Табл. II, рис. 2 Отверстие от газОВО-жидкого включения с одним дочерним минералом таблитчатого облика с гранями  $(0001)$ ,  $(1010)$  и  $(01\bar{1}0)$  и  $(01\bar{1}2)$ , ориентированными в тех же кристаллографических направлениях, что и материнское включение. Доломит.  $\times 15.000$  (Фото М. Швеца).

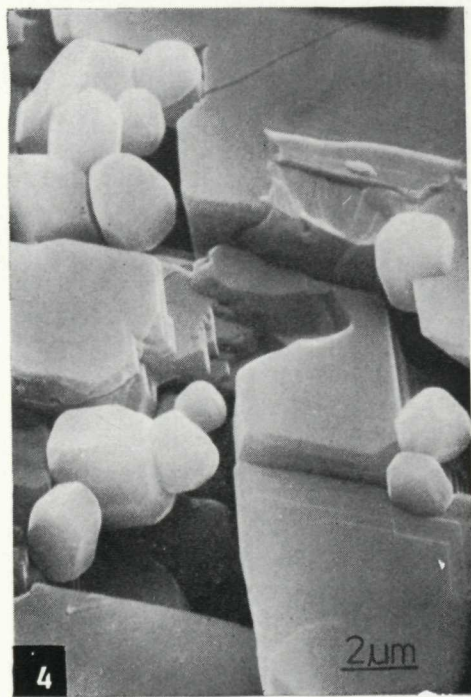
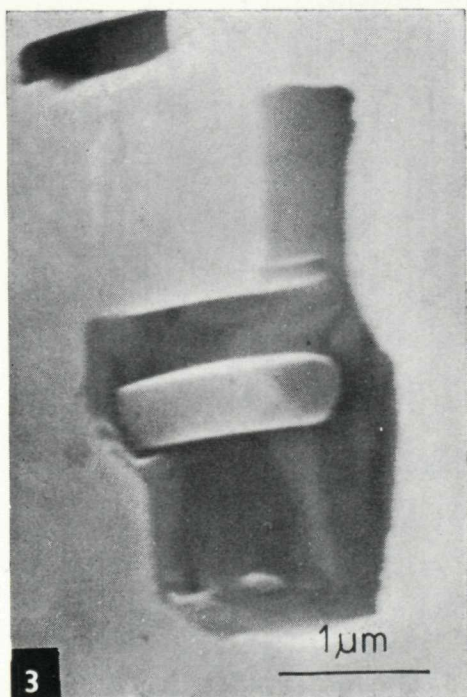
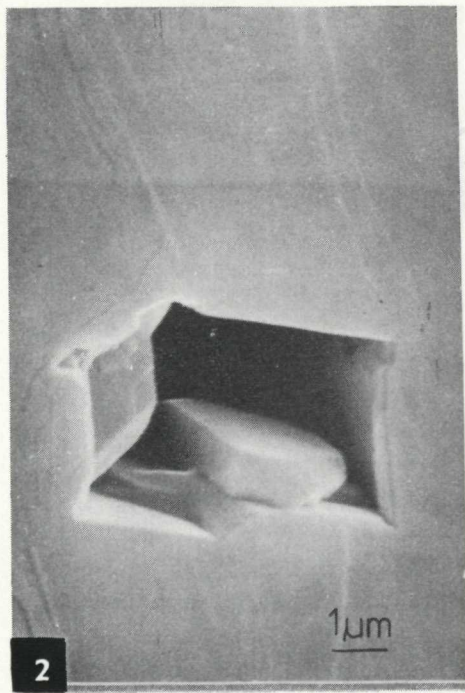
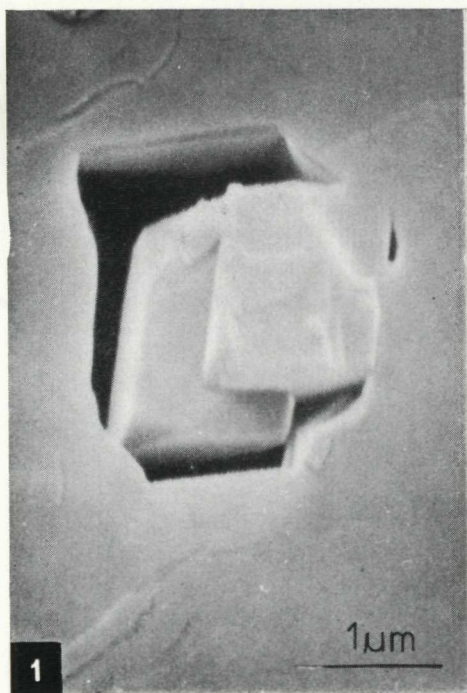
Табл. II, рис. 3 Отверстия от газовых включений. В самом крупном находится один дочерний минерал таблитчатого облика, ориентированный параллельно кристаллографическим элементам материнского включения. Доломит.  $\times 20.000$  (Фото М. Швеца).

Табл. II, рис. 4 Мелкие дочерние минералы таблитчатого и ромбоэдрического облика в отверстии от газОВО-жидкого включения.  $\times 5.000$  (Фото М. Швеца).

Перевод со словацкого  
В. С. Андрусовой.







Karol Eliáš

## Termometrický výskum Pb-Zn ložiska Jasenie v Nížkych Tatrách

12 obr. v texte, 4 fotogr. tab., anglické a ruské resumé

Abstract. V článku sú uvedené výsledky termometrického výskumu získané štúdiom kvapalno-plyných uzavrenín. Na základe detailného mikroskopického štúdia a výsledkov dekrepitačnej (termovákuovej impulznej) analýzy možno skúmané ložisko považovať za stredne až nízkotermálne.

### Úvod

Termometrický výskum hydrotermálnych mineralizácií Západných Karpát sa začal len v nedávnej dobe. Pb-Zn ložiskám a výskytom v predmezozoických útvaroch nebola dosiaľ venovaná patričná pozornosť.

V tejto práci som sa štúdiom plynno-kvapalných uzavrenín pokúsil prispieť k objasneniu podmienok vzniku jedného z týchto ložísk — Jasenie v Nížkych Tatrách, ktoré bolo v nedávnej dobe overované prieskumnými prácami, vďaka čomu bolo možné odobrať relatívne vhodný študijný materiál.

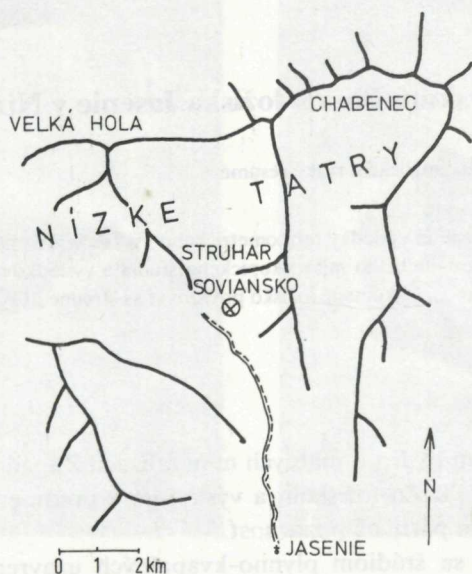
### Geologicko-ložiskové pomery

Ložisko Jasenie sa nachádza na južnej strane Nížkych Tatier JZ od Chabenca, v bočnom údolí nazvanom podľa potoka Soviansko, západne od kóty Struhár (obr. 1).

Prvé písomné údaje o ložisku, ako ich uvádza E. Lisý (1959), pochádzajú z konca 16. storočia. V novšej dobe študoval toto zrudnenie J. Kantor (1951). Neskôr sa

podrobným štúdiom ložiskových a paragenetických pomerov tohto ložiska zaoberali Z. Pouba a Z. Vejnár (1955) a po nich E. Lisý (1959), ktorý venoval najväčšiu pozornosť geologickým a ložiskovým pomerom vlastného ložiska.

V súčasnosti je ložisko opustené a banské práce neprístupné.



Obr. 1 Topografický náčrt Pb—Zn ložiska Jasenie—Soviánsko v Nízkyh Tatráh. Situácia ložiska je označená krížikom. Silné čiary znázorňujú hlavné horské hrebene (podľa Z. Pouba, Z. Vejnara 1955).

Okolné horniny, v ktorých sa vyskytujú rudné žily sú pomerne pestré. Prevládajú migmatity a paraaktivity zastúpené biotitickými a dvojsľudnými pararulami. Z ďalších hornín sú to hlavne kremence a kvarcitické ruly.

V blízkom okolí ložiska sa často vyskytujú pegmatity viacerých typov. Všetky okolné horniny na ložisku sú poznačené katazonálnou metamorfózou.

Z genetického hľadiska je jasenské ložisko hydrotermálne žilného charakteru. Smer rudných žíl je SV-JZ, miestami sa mení na V-Z. Sklon ložiska je na JV, od 40 do 80° na J. Hrúbka jednotlivých rudných telies sa pohybuje od niekoľko cm do 2 m. Ložisko je tvorené zložitým žilníkom, v ktorom sa jednotlivé rudné žily v smere a po úklone vzájomne spájajú.

Paragenézou a sukciou zrudnenia na tunajšom ložisku sa najobširnejšie zaoberali Z. Pouba a Z. Vejnár (1955). Ich pozorovania na základe nových poznatkov počas prieskumných prác doplnil E. Lisý (1959).

Podľa uvedených autorov je jasenské ložisko tvorené hydrotermálnymi žilami nasledovných typov:

1. kremenno-spekularitové,
2. kremenné s chloritom, epidotom a pyritom,
3. arzenopyritové
4. polymetalické — a) barytové, b) sfalerit-galenitové, c) baryt-galenitové.

V celkovom vývoji hydrotermálnych žíl možno rozlíšiť 4 tektonické vývojové štádiá, oddelené od seba tektonickými fázami a mineralizačné štádiá, charakterizované nápadnými zmenami minerálnej asociácie.

Jednotlivé mineralizačné štádiá možno rozdeliť do kryštalizačných období oddelených od seba prerušením kryštalizácie.

Vzájomný vzťah jednotlivých mineralizačných štádií a kryštalizačných období je názorne uvedený v schéme sukcesie minerálov v práci Z. Pouby a Z. Vejnar (1955).

### Termometrický výskum

Doteraz nebol urobený systematický termometrický výskum minerálov jasenského olovnatorudného ložiska. Existujúce údaje, získané výlučne dekrepitačnou termozvukovou metódou, sú súčasťou ložiskových a geochemicko-mineralogických, doteraz väčšinou nepublikovaných prác.

Najviac analýz nájdeme u J. Haka (1960, 1963), ktorý použil dekrepitačnú metódu pre relatívne porovnanie teplôt dekrepitácie barytu, sideritu a ankeritu z rôznych ložísk a paragenéz v Nízkyh Tatrách.

Dekrepitačnou analýzou barytov sa mu nepodarilo zistiť zjavné rozdiely ani medzi jednotlivými typmi barytu ani medzi barytmami z rôznych ložiskových typov. Teplota dekrepitácie sa u skúmaných barytov pohybovala zhruba medzi 200—400 °C.

Pri relatívne najnižšej teplote dekrepitoval baryt z Nižnej Matejkovej (230 °C). Baryty zo sideritových žíl dekrepitovali pri teplote okolo 300 °C.

Baryty z Jasenia, napriek tomu, že bolo skúmaných mnoho vzoriek, nedekrepitovali.

Z uvedených výsledkov nemožno urobiť žiadne závery o koreláciách teploty vzniku barytov z rôznych paragenetických celkov. Možno len usudzovať, že baryty zo sideritových žíl vznikali pri niečo vyšších teplotách než baryty z polymetalických ložísk.

Karbonáty (siderit a ankerit) v porovnaní s barytmami dekrepitovali oveľa lepšie. Siderity dekrepitovali od 350 °C vyššie, ojedinele až pri 400 °C. Vzhľadom k barytu sú teploty dekrepitácie sideritu relatívne vyššie, čo zodpovedá aj vzájomnému postaveniu oboch minerálov v sukcesii.

Dekrepitačné teploty ankeritov z rôznych ložísk v Nízkyh Tatrách boli dosť rozdielne. Pri relatívne najnižšej teplote dekrepitoval ankerit z Malého Železného. Relatívne nízke teploty dekrepitácie boli namerané u ankeritov z antimonitových

ložisk Medzibrod (270 °C) a Dve Vody (280 °C). Naproti tomu ankerity z Sb-ložisk Dúbrava a Lom dekrepitovali pri 320 až 340 °C. Najvyššiu teplotu dekrepitácie — 420 °C mal ankerit z Kliesňovej.

Z uvedeného vyplýva, že teploty vzniku ankeritu na antimonitových ložiskách v Nízkych Tatrách sú dosť rozdielne, i keď postavenie ankeritu v sukcesii na týchto ložiskách je stabilné.

Na základe výsledkov získaných dekrepitačnou analýzou ankeritov J. Hak (1960) usudzuje, že ankerity z antimonitových ložisk vznikali za relatívne nižších teplôt než ankerity zo sideritových žíl, pričom teplota stúpala zhruba od západu na východ.

Teploty dekrepitácie niektorých sideritov a ankeritov z rôznych ložiskových typov sú v priemere vyššie než teploty dekrepitácie barytov, čo zhruba zodpovedá aj ich postaveniu v sukcesii.

Zmienku o teplote vzniku barytov v Nízkych Tatrách nájdeme aj u J. Turana (1962), ktorý uvádza: ... „dekrepitačné skúšky barytov z nízkotatranskej oblasti ukázali, že za relatívne najvyšších teplôt vznikali baryty viazané na sideritové zrudnenie“ ... (str. 120).

Nami urobený termometrický výskum spočíval a) v mikroskopickom štúdiu uzavrenín v predchádzajúcom svetle; b) v dekrepitačnej termovákuovej impulznej analýze.

Metódu homogenizácie nebolo možné pre malé rozmery uzavrenín použiť.

### **Mikroskopický výskum**

Štúdiu pod mikroskopom boli podrobené priezračné a priesvitné minerály — kremeň, baryt, sfalerit, ankerit. U štiepateľných minerálov (baryt, ankerit a čiastočne aj sfalerit) boli zväčša použité štiepne úlomky, zaliate buď do kanadského balzamu, alebo jednoducho ponorené v imerznej kvapaline. Z kremeňa boli vyhotovené nezakryté leštené platničky. Vzhľadom na veľmi malé rozmery kvapalno-plynných uzavrenín v skúmaných mineráloch mohli byť študované pod mikroskopom len pri veľkom zväčšení.

V nasledujúcej časti popisujeme uzavreniny podľa kvantitatívneho zastúpenia minerálov na ložisku.

#### **Kremeň**

Vyskytuje sa vo všetkých zistených typoch žíl a takmer vo všetkých kryštalizačných periódach. Tvorí jednak drobné zrná zrastené s rudnými minerálmi, najmä s galenitom, jednak veľké kryštály až centimetrových rozmerov. Idiomorfne zakončené kryštály majú makroskopicky pozorovateľnú zonálnu stavbu, spôsobenú striedaním



polôh jemne pigmentovaného zakaleného kremeňa s polohami čistého kremeňa (Z. Poubá — Z. Vejnar 1955).

Prvá zmienka o kvapalno-plynných uzavreninách v kremeň jasenského olovnato-rudného ložiska pochádza od J. Kantora (1951).

Kvapalno-plynné uzavreniny v kremeň sú veľmi hojné, ale veľmi drobné. Ich rozmery sa pohybujú od najmenších do  $10^{-3}$  mm (tab. I, obr. 1), len ojedinele, najmä v kremenných kryštáloch, sa nájdu uzavreniny veľké okolo jednej stotiny milimetra (tab. I, obr. 2).

Fázové zloženie :

1. dvojfázové — a) vodný roztok + plynová libela (tab. I, obr. 3)
2. trojfázové — a) vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$  + plynová libela (tab. I, obr. 4)  
b) vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$  + pevná fáza
3. štvorfázové — vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$  + libela + pevná fáza.

Pevná fáza býva zastúpená priehľadným izotropným kryštálkom a) tvaru kocky, b) nepravidelného tvaru, c) obidvoma druhmi kryštálikov naraz (tab. I, obr. 5).

Uvedené kryštáliky nebolo možné pre malé rozmery prostredníctvom optického mikroskopu identifikovať. V prípade kubických kryštálikov sa na základe analógie s najväčšou pravdepodobnosťou jedná o NaCl.

Vzťah fáz býva nerovnaký, dokonca aj u uzavrenín v tesnej blízkosti vedľa seba (tab. I, obr. 6). Najhojnejšie je zastúpený vodný roztok — až do 95 % objemu uzavreniny.

Kvapalný  $\text{CO}_2$  zaberá najčastejšie 5—15, resp. 20 % celkového objemu uzavreniny. V týchto a v menších množstvách je v neustálom pohybe (tzv. Brownov pohyb molekúl). Výnimočne bol kvapalný  $\text{CO}_2$  pozorovaný aj vo väčších množstvách (30—70 %), kedy býva v klude a obvykle najmä v plochých a sploštených uzavreninách nemá sferický tvar.

Plynná fáza vo forme libely zaberá približne 5—20 % uzavreniny. Libely malých rozmerov (okolo  $1 \mu$  a menšie) vykonávajú neustály pohyb. V trojfázových uzavreninách sa libela pohybuje aj vtedy, keď má relatívne veľké rozmery.

Tvar uzavrenín je typický pre uzavreniny v hydrotermálnom kremeň — zväčša nepravidelný, niekedy s náznakom tvaru negatívnych kryštálov (tab. II, obr. 1).

Vzhľadom prevládajú objemové uzavreniny. Ploché sú zriedkavé a sploštené celkom ojedinelé.

Rozloženie uzavrenín v kremeň je najlepšie viditeľné pri malom zväčšení. Obvykle sa nachádzajú

- a) viac-menej nerovnomerne roztrúsené (tab. II, obr. 2)
- b) usmernené — akoby vo vyhojených puklinách viacerých systémov (tab. II, obr. 3)

c) v kombinácii oboch uvedených spôsobov (tab. II, obr. 4).

Niekedy sa stretne s paralelne usporiadanými uzavreninami, pripomínajúcimi rozloženie na rastových plochách minerálu (tab. II, obr. 5).

Genéza uzavrenín je ťažko určiteľná. Samostatné uzavreniny neprislúchajúce žiadnemu z puklinových systémov sa zdajú byť primárne. Uzavreniny vo vyhojených puklinách (tab. II, obr. 6) môžu byť sekundárne, resp. primárnosekundárne.

## Baryt

Patrí k najmladším minerálom na ložisku (barytové paragenetické štádium Z. Poubu a Z. Vejnara, 1955 a mladé galenit-barytové štádium E. Lisého, 1959). Tvorí jednak samostatné žily a jednak vyplňa stredy rudných žíl a tmelí brekcie. V samostatných žilách býva baryt, podľa Z. Poubu a Z. Vejnara, väčšinou veľmi jemnozrnný, cukrovitý až celistvý, bielej, namodralej alebo ružovej farby. Farebné odtiene sa niekedy striedajú v drobných páskoch; vcelku je však biely alebo namodralý baryt starší a ružový mladší. Podľa E. Lisého (1959) jemnozrnný biely baryt sklovitej farby, ktorý po puklinách akoby vetral, stáva sa cukrovobiely s nádychom do ružova.

Na rudných žilách sa vyskytuje baryt v dvojakej forme. Prvá je v hrubých rýsoch podobná barytu na samostatných žilách. Miestami je jemne páskovaný a obsahuje zrná, prípadne celé agregáty minerálov starších kryštalizačných období (najmä kremeň, sfalerit a galenit).

Druhá forma je hrubokryštalická. Baryt je väčšinou tabuľkovitý (tabuľky dosahujú až niekoľko cm rozmerov) a ukladá sa na minerály starších kryštalizačných období. Barytové tabuľky niekedy bývajú kryštalograficky omedzené.

Mikroskopickému štúdiu, zameranému na uzavreniny minerálotvorných roztokov, boli podrobené oba vyššie uvedené formy barytu — jemnokryštalický i hrubokryštalický. Vzhľadom k tomu, že uzavreniny v nich majú dosť odlišný charakter, popíšem ich osobitne.

Jemnozrnný baryt (všetkých farebných odtieňov) obsahuje relatívne hojné uzavreniny, ktorých rozmery nepresahujú niekoľko mikrónov. Uzavreniny väčších rozmerov sú menej časté.

### Fázové zloženie:

1. Jednofázové — vodný roztok (tab. III, obr. 1). Libela sa v nich neobjavila ani po ochladení na 0 °C.

2. Dvojfázové — vodný roztok + plynová libela (tab. III, obr. 2).

3. Trojfázové — vodný roztok + plynová libela + pevná fáza (tab. IV, obr. 3).

Pevnú fázu predstavujú priehľadné izotropné kryštály

a) tvaru kocky (pravdepodobne NaCl), b) nepravidelného tvaru.

Identifikácia uvedených kryštálikov optickým mikroskopom nebola pre ich malé rozmery možná.

Vzťah fáz: vodný roztok silne prevláda. Plynná fáza zaberá maximálne 5 % objemu uzavreniny s výnimkou uzavrenín s narušenou hermetičnosťou. Libela je takmer vo všetkých uzavreninách v neustálom pohybe.

Tvar uzavrenín je väčšinou nepravidelný.

U niektorých pozorovať prvky kryštalografického obmedzenia.

Vzhľad: Prevládajú ploché až sploštené uzavreniny. Objemové sú zriedkavé a bývajú viazané na vyhojené pukliny v mineráli.

Rozloženie: Uzavreniny sa nachádzajú väčšinou po plochách štiepateľnosti. Rozmiestnenie v rámci jednotlivých plôch sa neriadi žiadnymi zákonitosťami.

Genéza: Uzavreniny viazané na kryštalografické prvky minerálu sú najskôr primárne. Vo vyhojených puklinách majú uzavreniny s najväčšou pravdepodobnosťou pôvod sekundárny, resp. primárno-sekundárny.

Hrubokryštalický baryt obsahuje relatívne viac kvapalno-plynných uzavrenín než jemnozrnný. Jeho rozmery sa pohybujú od najmenších do  $10^{-2}$  mm.

Uzavreniny v hrubokryštalickom baryte možno podľa určitých charakteristických znakov rozdeliť nasledovne:

1. Jednofázové relatívne veľké, silne ploché uzavreniny s určitými kryštalografickými prvkami, rozložené po plochách štiepateľnosti paralelných s plochou (001) (tab. III, obr. 4) a vo vyhojených puklinách (tab. III, obr. 5).

2. Dvojfázové relatívne veľké uzavreniny (tab. III, obr. 6).

Fázové zloženie: vodný roztok + plynová libela.

Vzťah fáz: silne prevláda vodný roztok; zaberá až do 95 % celkového objemu uzavreniny.

Tvar: nepravidelný.

Vzhľad: ploché až sploštené.

Rozloženie: po plochách štiepateľnosti paralelných s 001.

Genéza: podľa umiestnenia uzavrenín v mineráli, vzhľadom ku kryštalografickým prvkom, ich možno považovať za primárne.

3. Zvláštne dvojfázové uzavreniny rozložené po plochách štiepateľnosti, kontúry ktorých takmer nevidieť (tab. IV, obr. 1). Plynná fáza v týchto uzavreninách takmer nikdy nemá kruhový tvar.

Rozmery dosahujú až do  $10^{-2}$  mm.

Fázové rozloženie: dvojfázové — vodný roztok + plynová libela.

Vzťah fáz: nerovnaký a stále sa meniaci. Ich najväčšia zvláštnosť spočíva v tom, že homogenizujú už od tepla svetelného zdroja. Nerovnaký vzťah fáz možno vysvetliť tým, že uzavreniny navzájom komunikujú.

Tvar majú nepravidelný. Vzhľadom sú ploché až sploštené.

Rozloženie: po plochách štiepateľnosti paralelných s 001.

Genéza: ťažko určiteľná. Ide buď o sekundárne uzavreniny zvyškových roztokov nízkej teploty, alebo o primárno-sekundárne uzavreniny zakonzervované na konci kryštalizačného procesu.

4. Uzavreniny rozložené po plochách štiepatelnosti a ich priesečníkoch. Mávajú prvky kryštalografického omedzenia (viď tab. IV, obr. 2).

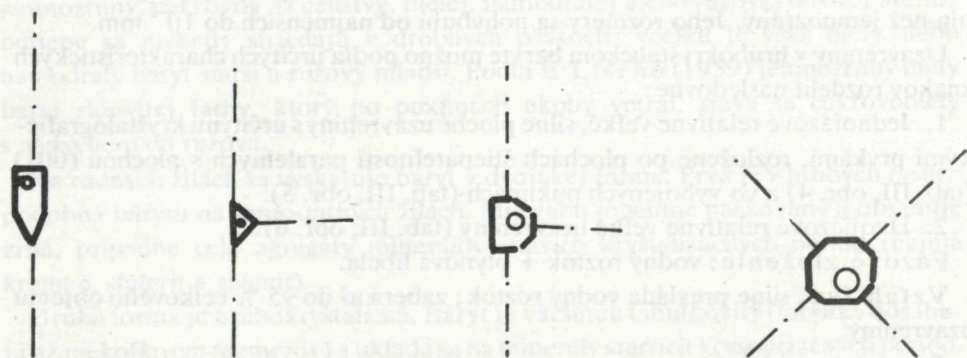
Fázové zloženie: vodný roztok + libela  $\pm$  pevná fáza (drobné priehľadné kryštáliky nepravidelného tvaru, resp. tvaru kocky). Identifikácia podobne ako u uzavrenín v jemnozrnnom baryte nebola pre malé rozmery kryštálikov možná.

Vzťah fáz: nerovnaký. Prevažuje vodný roztok. Plyná fáza nepresahuje 20 % objemu uzavrenín.

Tvar dosť pravidelný, s prvkami kryštalografického omedzenia (forma negatívnych kryštálov).

Vzhľadom sú objemové.

Rozloženie prevažne pravidelné po plochách štiepatelnosti a ich priesečníkoch (viď obr. 2).



Obr. 2 Schematické znázornenie rozloženia a tvaru plynno-kvapalných uzavrenín po plochách štiepatelnosti a ich priesečníkoch v hrubokryštalickom baryte.

Genéza je ťažko jednoznačne určiteľná. Vzhľadom na to, že sa tieto uzavreniny nachádzajú v priesečníkoch kryštalografických smerov, mohli by sme ich považovať za primárne. Keď však zvažujeme, že vyhojené pukliny a trhliny v štiepatelných mineráloch sa zhodujú s kryštalografickými smermi, mohlo by ísť o sekundárne, resp. primárno-sekundárne uzavreniny.

5. Ploché štvorfázové uzavreniny, fázovým zložením podobné predchádzajúcim s tým rozdielom, že obsahujú aj kvapalnú  $\text{CO}_2$  (tab. IV, obr. 3).

## Ankerit

Ankerit sa vyskytuje v pomerne širokom rozpätí, počnúc arzenopyritovými žilami a končiac mladším ankeritovým štádiom. Makroskopicky sú ankerity dosť hrubozrnné (2—10 mm). Najčastejšie tvorí samostatné žily s priemernou hrúbkou 5—10 cm. E. Lisý (1959) usudzuje, že ankerit mladších štádií vzniká rozpúšťaním starších

ankeritových generácií, o čom svedčí farba ankeritu a obsah Fe — najstaršie ankerity sú najtmavšie, kým mladšie sú svetlé.

Uzavreniny minerálotvorných roztokov v ankeritoch jasenského olovorudného ložiska majú okrem tvaru všetky charakteristické znaky kvapalno-plynných uzavrenín v karbonátoch (viď tab. IV, obr. 4).

Rozmery dosahuje od najmenších do  $10^{-2}$  mm.

Fázové zloženie: vodný roztok + kvapalný  $\text{CO}_2$  ± plynová libela ± pevná fáza (kubický kryštál — tab. IV, obr. 5).

Vzťah fáz: nerovnaký; vodný roztok zaberá približne 80 — 90 % celkového objemu uzavreniny. Kvapalný kyslíčnik uhličitý býva zastúpený až 20-timi percentami. Plynná fáza sa vo väčšine prípadov objaví až po ochladiení a v dôsledku tzv. Brownovho phybu molekúl je v neustálom pohybe.

Tvar: nepravidelný.

Vzhľad: objemový.

Rozloženie: nepravidelné — a) po plochách štiepateľnosti; b) vo vyhojených puklinách.

Genézu nemožno jednoznačne určiť. Ide pravdepodobne o primárne, resp. primárno-sekundárne uzavreniny.

## Sfalerit

Sfalerit je makroskopicky pozorovateľný len v šiestej kryštalizačnej perióde polymetalického štádia (Z. Pouba — Z. Vejnár 1955) a v mladom galenit-barytovom štádiu (E. Lisý 1959). Má svetlohnedú až tmavohnedú resp. hnedozelenú farbu so žltkavými odtieňmi. Väčšinou vytvára nepravidelne obmedzené jemnozrné agregáty a len niekedy nedokonalé idiomorfne kryštály (max. do 1 cm).

Pre mikroskopické štúdium zamerané na kvapalno-plynné uzavreniny sú nedokonalé idiomorfne kryštály vhodnejšie než jemnozrné agregáty.

Čo do množstva sú uzavreniny vo sfalerite dosť hojné. Ich rozmery sa pohybujú od najmenších až do  $10^{-2}$  mm.

Fázové zloženie: a) jednofázové — vodný roztok (tab. IV, obr. 6); b) dvojfázové — vodný roztok + libela.

Dvojfázové objemové uzavreniny tvaru negatívnych kryštálov môžu byť mylne považované za jednofázové, pretože v dôsledku totálnej reflexie sú veľmi tmavé, čo sťažuje rozlíšenie fáz. Len pri silnom presvietení za priaznivých podmienok vidieť v nich drobnú libelu.

Vzťah fáz: silne prevažuje vodný roztok. Plynná fáza zaberá niekoľko málo percent (max. do 5 %).

Tvar: nepravidelný, menej tvar negatívnych kryštálov.

Vzhľad: ploché uzavreniny prevažujú nad objemovými.

Rozloženie: veľmi nepravidelné.

Genéza: ploché uzavreniny nepatriace ku žiadnemu puklinovému systému možno považovať za primárne. Uzavreniny vo vyhojených puklinách, ktoré majú vždy objemový vzhlad, sú najpravdepodobnejšie primárno-sekundárne, prípadne sekundárne.

### Dekrepitačná (termovákuová impulzná) analýza

Doteraz urobené dekrepitačné analýzy niektorých minerálov rudných ložísk a výskytov v Nízkyh Tatrách (viď tab. 1) boli získané výlučne dekrepitačnou termozvukovou analýzou.

Vzhladom na všeobecne známu nízku citlivosť dekrepitačných termozvukových aparátov, väčšina nameraných hodnôt v uvedenej tabuľke je relatívne vysoká.

Na jasenskom olovnatorudnom ložisku bol dekrepitačnej termozvukovej analýze podrobený len baryt, ktorý však aj napriek mnohým pokusom nedekrepitoval (J. Hak 1960—1963), resp. jeho dekrepitácia bola taká zanedbateľná, že použitá aparátúra ju neregistrovala.

Ťažisko našich dekrepitačných analýz spočívalo v dekrepitačnej termovákuovej

Dekrepitačné (termozvukové) teploty barytu, sideritu a ankeritu z niektorých ložísk v Nízkyh Tatrách podľa J. Haka (1960, 1963). Tabuľka 1

Minerál	Lokalita	Teplota dekrepitácie	Intenzita dekrepitácie
baryt	Niž. Matejková	230 °C	slabá
baryt	Sider. žily N. Tatier	300—350 °C	slabá
baryt	Výskyty v melafýroch	cca 300 °C	slabá
baryt	Jasenie	—	nedekrepitoval
siderit	siderit. žily v N. Tatrách	350—400 °C	stredná
ankerit	Malé Zelezné	relatívne najnižšia	stredná
ankerit	Medzibrod	270 °C	stredná
ankerit	Dve Vody	280 °C	stredná
ankerit	Dúbrava	320 °C	stredná
ankerit	Lom	340 °C	stredná
ankerit	Kliesňová	420 °C	stredná

impulznej (ďalej len TVI) analýze na príslušnej aparatúre vyvinutej na GÜDŠ (J. Kantor — K. Eliáš 1974).

Technické podmienky pri analýze:

Tlak  $P = 10^{-5}$  Torr

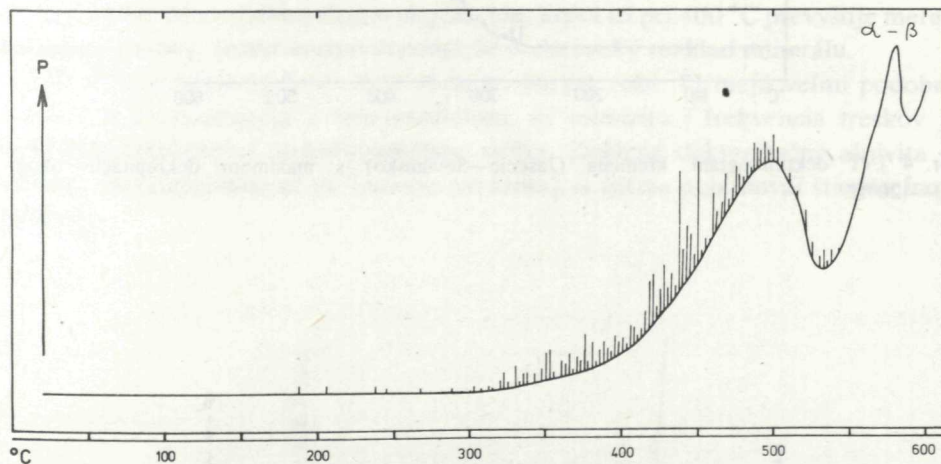
Navážka 15 mg

Zrornosť 0,4 – 0,7 mm

Rýchlosť zahrievania 13 °C/min.

## Kremeň

Kremeň z Jasenia sa napriek malým rozmerom uzavrenín vyznačuje priemernou dekrepitačnou aktivitou. Jeho TVI záznamy sú charakterizované nasledovnými znakmi (viď obr. 3):



Obr. 3 Schematické znázornenie TVI dekrepitačnej krivky kremeňa (Jasenie—Soviatsko) so začiatkom masovej dekrepitácie okolo 320 °C, s maximom okolo 500 °C.

- nevýrazný počiatok masovej dekrepitácie
- najväčšia intenzita treskov na vzostupnej časti maxima
- pokles intenzity i frekvencie treskov na zostupnej časti dekrepitačného maxima
- výrazné, ostré maximum okolo 570 – 575 °C (tzv. transformačné maximum)
- zjavná depresia medzi dekrepitačným a transformačným maximom.

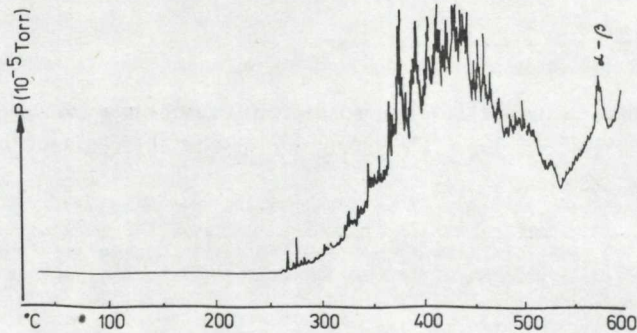
Prvé tresky pri zahrievaní sa začali objavovať v intervale 90—170 °C. Počiatok masového roztrhania uzavrenín bol zaregistrovaný od 170 do 320 °C.

Veľký rozptyl dekrepitačných teplôt spôsobil nevýrazný začiatok masovej dekrepitácie, pri odčítaní ktorého má veľkú úlohu subjektívny faktor.

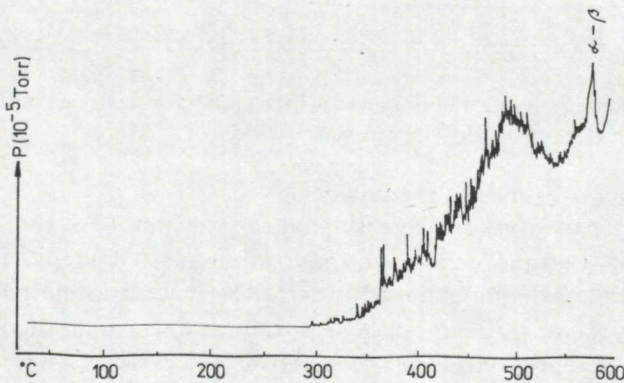
Za závažný poznatok pri TVI analýze kremeňa z jasenského olovorudného ložiska považujeme zistenie, že maximum dekreptácie sa nachádza v dvoch dosť presne vymedzených oblastiach v závislosti od minerálov asociovaných s kremeňom.

Kremeň z paragenetickej asociácie s barytom, galenitom a sfaleritom vykázal dekreptičné maximum okolo 410—420 °C, ako to vidieť na obr. 4.

Kremeň vystupujúci v asociácii, v ktorej okrem vyššie uvedených sulfidov je zastúpený aj ankerit, zaznamenal maximum dekreptácie okolo 500 °C (viď obr. 5).



Obr. 4 TVI dekreptogram kremeňa (Jasenie—Soviasko) s maximom dekreptácie okolo 410—420 °C.



Obr. 5 TVI dekreptogram kremeňa (Jasenie—Soviasko) s maximom dekreptácie okolo 480—500 °C.



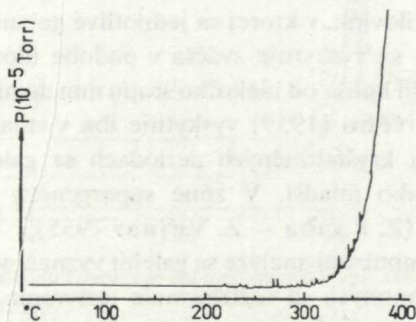
Okrem toho aj prvé tresky a počiatok masovej dekrepitácie (ktorá sa všeobecne považuje za teplotu dekrepitácie minerálu), sú posunuté k vyšším teplotám, na základe čoho môžeme usudzovať, že neskoršie mineralizačné pochody nezanechali na nich výraznejších stôp vo forme sekundárnych, nižšie termálnych uzavrení.

## Baryt

Barytu bola pri dekrepitačnej TVI analýze po kremeni a galenite venovaná najväčšia pozornosť. Štúdiu boli osobitne podrobené jemnozrnné i hrubokryštalické baryty.

U jemnozrnného barytu (viď obr. 6) sa prvé ojedinelé tresky veľmi slabej intenzity začínajú prejavovať už pri teplote okolo 150 °C. Výrazná dekrepitácia vo forme zvýšenej intenzity i frekvencie pulzov sa neprejavila ani do konca zahrievania. O poznanie silnejšie tresky boli zaznamenávané až okolo 270 °C, kedy sa pravdepodobne prejavila už štiepateľnosť minerálu. Od 320—330 °C sú impulzy kombinované s pomerne silnou neimpulznou degazáciou, ktorá už pri 400 °C preyšuje merací rozsah aparatury. Jedná sa pravdepodobne o chemický rozklad minerálu.

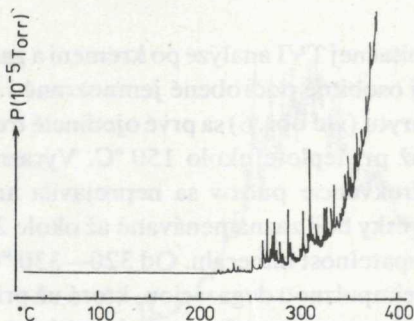
TVI dekrepitogramy hrubokryštalického barytu (obr. 7) majú veľmi podobný priebeh s jemnozrnným s tým rozdielom, že intenzita i frekvencia treskov je u hrubokryštalického niekoľkonásobne vyššia. Zvýšená dekrepitačná aktivita je výrazne zaregistrovaná až do teploty, pri ktorej sa začína uplatňovať štiepateľnosť minerálu.



Obr. 6 TVI dekrepitogram jemnozrnného barytu (Jaenie—Soviánsko)

Z priebehu TVI dekrepitogramov barytov z jasenského olovorudného ložiska vyplýva, že ich dekrepitačné teploty sú pomerne vysoké a nezodpovedajú ani vzťahu fáz v uzavreninách ani postaveniu minerálu v sukcesii.

Väčšina uzavrenín minerálotvorného roztoku v baryte sú jednofázové, resp. s takým vzťahom fáz, ktorý od dekrepitácie uzavreniny nevyžaduje takú vysokú teplotu ako bola nameraná pri TVI analýze. Okrem toho, prítomnosť  $\text{CO}_2$ , zistená v mnohých uzavreninách v študovanom baryte, podľa N. P. Jermakova, 1965 teplotu dekrepitácie skôr znižuje, ako zvyšuje.



Obr. 7 TVI dekrepitogram hrubokryštalického barytu (Jasenie—Soviatsko).

## Galenit

Galenit je na ložisku hlavným rudným minerálom, ktorý má priemyselný význam. Je viazaný na kremennú žilovinu, v ktorej sa jednotlivé galenitové zrná zoskupujú do ostrovčekov. V baryte sa vyskytuje zväčša v podobe úlomkov staršej generácie. Veľkosť jednotlivých zrn kolíše od niekoľko stotín mm do niekoľko cm. Hrubozrný galenit sa podľa E. Lisého (1959) vyskytuje iba v mladom galenit-barytovom štádiu. V jednotlivých kryštalizačných periódach sa galenit javí voči ostatným minerálom väčšinou ako mladší. V zóne supergenézy sa rozpadá a je často zatlačovaný ceruzitom (Z. Pouba — Z. Vejnár 1955).

Pri termovákuovej impulznej analýze sa galenit vyznačoval veľmi slabou dekrepitácnou aktivitou. U mnohých sa roztrhávanie uzavrení zahriatých nad teplotu homogenizácie vo forme impulzov neprejavilo vôbec, alebo len veľmi málo.

Prvé ojedinelé tresky začínajú v teplotnom intervale 150 až 260 °C. Intenzívna dekrepitácia vo forme výrazných impulzov s možnosťou odčítania počiatku masovej dekrepitácie sa ani u jednej skúmanej vzorky neprejavila.

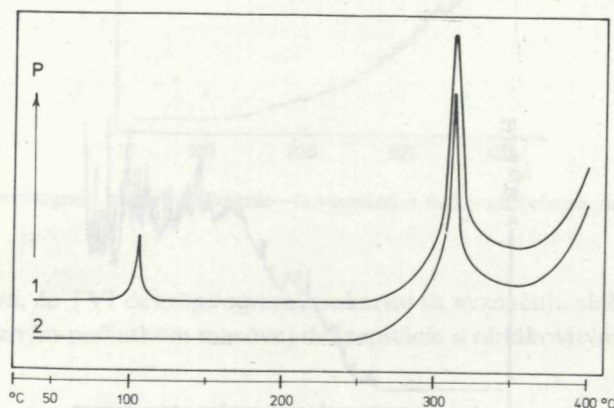
Dekrepitačné krivky získané termovákuovou impulznou analýzou sú charakterizované silnou neimpulznou degazáciou, začínajúcou v oblasti 240—260 °C s výrazným maximom okolo 310 °C.

Toto neimpulzné maximum u galenitov upútalo našu pozornosť už pri termometrickom výskume minerálov štiavnicko-hodrušskej oblasti (K. Eliáš 1970), keď sme u niektorých galenitov v TVI záznamoch zaregistrovali jedno, resp. dve rôzne vysoké pomerne ostré maximá neimpulzného charakteru a to i na vzorkách, ktoré takmer vôbec nedekreptovali. Prvé, menej častejšie, bolo zaregistrované pri teplote okolo 120 °C. Druhé, častejšie, sa začínalo spravidla odklonom krivky od teplotnej osi pri teplote okolo 270 °C. Vrchol dosahovalo v dosť presne ohraničenom teplotnom intervale 300—330 °C. Príčinu prvého maxima sa nám nepodarilo zistiť.

Detailným štúdiom galenitov, u ktorých počas zahrievania dochádza ku registrácii výrazného vyššie termálneho maxima, bolo zistené, že obsahovali v nepatrnom množstve sekundárne minerály olova, najmä ceruzit. Výška spomínaného maxima u týchto galenitov vždy mnohonásobne prevyšovala výšku impulzov vyvolaných dekrepitáciou aj najväčších plynno-kvapalných uzavrení príslušného galenitu.

Pri porovnávacích štúdiách galenitov z rôznych ložísk bolo zistené, že neimpulzné maximá nízko alebo vyššie termálne, resp. obidve spolu sú pre galenity dosť charakteristické. Na obr. 8 sú uvedené dva TVI záznamy galenitov. Pre ochtinský (krivka č. 1) je typická prítomnosť oboch spomínaných maxim, ale u galenitov z Jasenia (krivka č. 2) sa ani u jednej zo skúmaných vzoriek nižšie termálne maximum neprejavilo.

Pri teplotách okolo 350—370 °C vidieť na TVI krivkách u všetkých analyzovaných galenitov určitú depresiu, po ktorej býva zaregistrovaná silná neimpulzná degazácia, vyvolaná chemickým rozkladom minerálu.

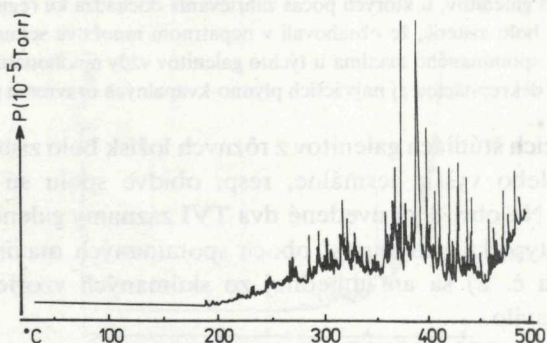


Obr. 8 TVI dekrepitogram galenitu s dvoma neimpulznými maximami z Ochtinej (krivka č. 1) a jedným z Jasenia—Soviarsko (krivka č. 2).

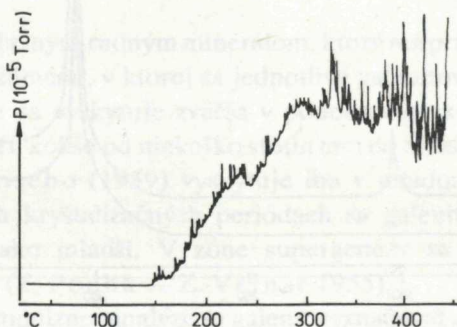
## Sfalerit

Sfalerit sa na rozdiel od galenitu vyznačoval priemernou dekrepitačnou aktivitou. Prvé tresky sú na TVI zázname zaregistrované vo forme ojedinelých impulzov už od

cca 110—120 °C (viď obr. 9 a 10). Počiatok masovej dekrepitácie sa pohybuje približne od 150 až do 220 °C. Zvýšenie frekvencie, ale najmä intenzity treskov, začína od cca 300 °C a maxima dosahuje v oblasti kritickej teploty vody. Po dosiahnutí teploty okolo 450 °C už pravdepodobne dochádza k chemickému rozkladu minerálu, čo sa prejavuje výrazným odklonom krivky od teplotnej osi.



Obr. 9 TVI dekrepitogram sfaleritu (Jasenie—Soviansko) s nevýrazným počiatkom masovej dekrepitácie.



Obr. 10 TVI dekrepitogram sfaleritu (Jasenie—Soviansko) so začiatkom masovej dekrepitácie okolo 150 °C.

Odčítanie začiatku masovej dekrepitácie je v niektorých prípadoch jednoduché (obr. 10) v iných problematické. S tým súvisí aj pomerne široký interval nameraných dekrepitačných teplôt. Napriek tomu sa však prvé tresky u všetkých skúmaných sfaleritov začínajú objavovať v úzkom tepelnom rozsahu od 110 do 130 °C.

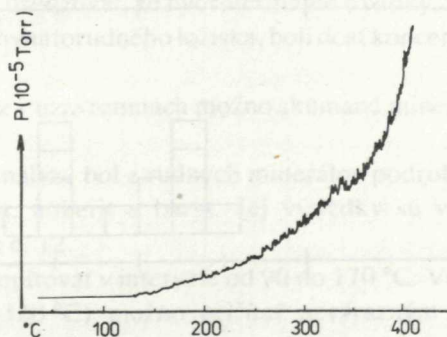
## Ankerit

Dekrepitačné teploty ankeritov napriek relatívne malému počtu analýz poskytujú dosť pestrý obraz.

Zatiaľ čo prvé prejavy dekrepitácie pozorovať u všetkých vzoriek v úzkom teplotnom intervale (140–170 °C), počiatok masovej dekrepitácie bol zaregistrovaný od 190 do 270 °C.

Tento veľký rozptyl dekrepitačných teplôt je, podobne ako u kremeňa a sfaleritu, zapríčinený veľmi nevýrazným počiatkom masového roztrhávania uzavrenín.

TVI dekrepitácia ankeritu začína pri teplote okolo 110 °C drobnými treskami, ktorých intenzita a frekvencia sa postupne zvyšuje až do oblasti dekompozície minerálu (viď obr. 11). Zároveň dochádza aj k pozvoľnému odklonu krivky od teplotnej osi, v dôsledku čoho TVI dekrepitogramy majú oblúkovitý tvar.



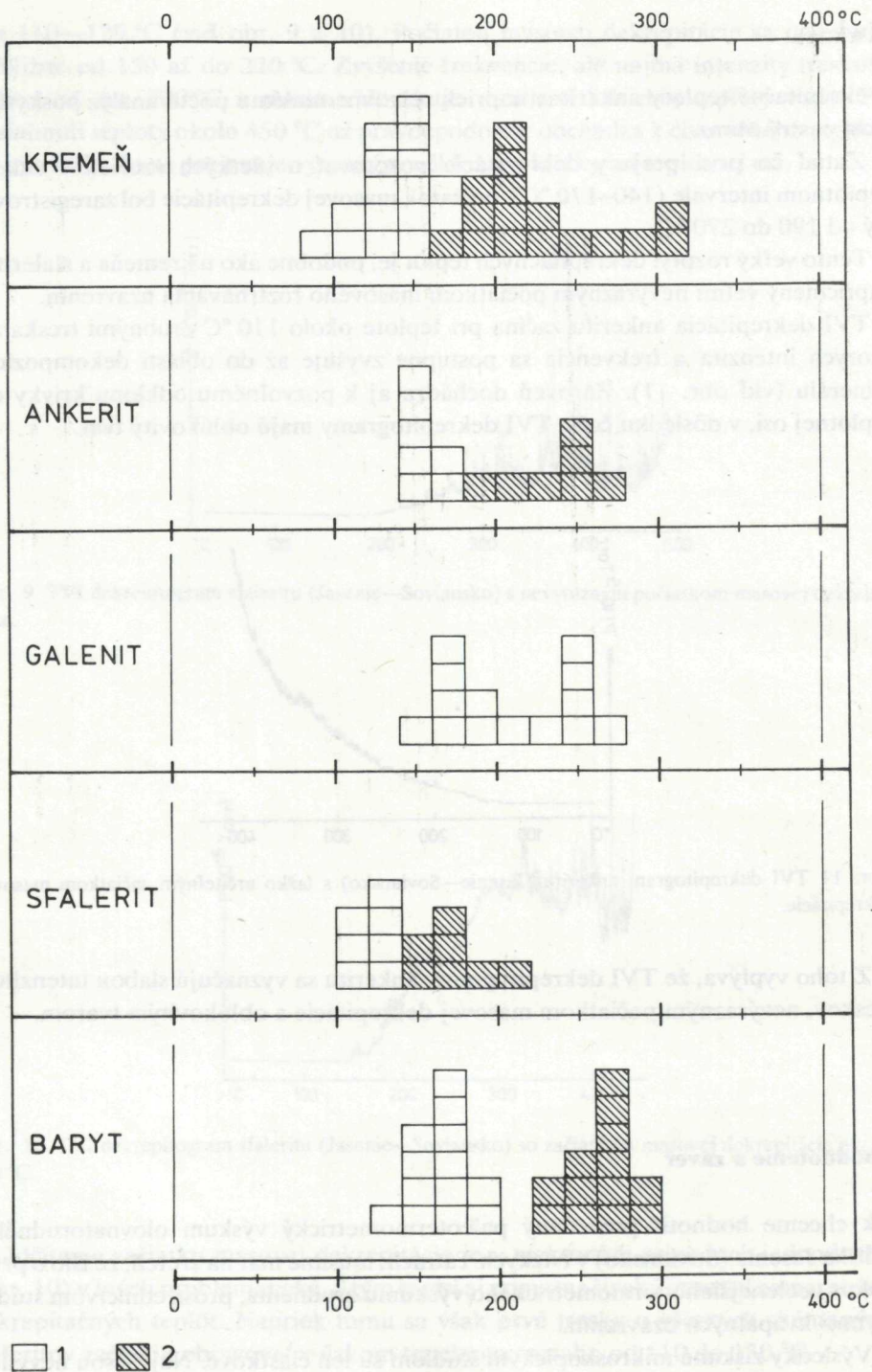
Obr. 11 TVI dekrepitogram ankeritu (Jasenie—Soviatsko) s ťažko určiteľným začiatkom masovej dekrepitácie.

Z toho vyplýva, že TVI dekrepitogramy ankeritu sa vyznačujú slabou intenzitou treskov, nevýrazným počiatkom masovej dekrepitácie a oblúkovitým tvarom.

## Zhodnotenie a záver

Ak chceme hodnotiť prevedený paleotermometrický výskum olovnatorudného ložiska Jasenie (Soviatsko) v Nízkych Tatrách, musíme mať na zreteli, že išlo o prvý pokus ucelenejšieho termometrického výskumu zrudnenia, prostredníctvom štúdia plynno-kvapalných uzavrenín.

Výsledky získané mikroskopickým štúdiom sú len čiastkové. Najväčšou nevýho-



dou výskumu bolo, že sa ani v jednom prípade (pre malé rozmery uzavrenín), nemohla použiť metóda homogenizácie. Takéto merania by boli užitočné, tak pre poznanie homogenizačných teplôt, ako aj relatívnych teplôt vzniku skúmaných minerálov. Rovnako by pomohli aj pri kontrole správnosti výsledkov, získaných dekrepitačnou TVI metódou, najmä u barytov, kde TVI analýzou boli namerané vysoké teploty, nezodpovedajúce fázovým vzťahom, zisteným pod mikroskopom a tiež ich postaveniu v sukcesii.

Rovnako nebolo možné vypočítať teplotu homogenizácie zo vzťahu fáz pri laboratórnej teplote, keďže tvar uzavrenín vo všetkých skúmaných mineráloch bol veľmi nepravidelný.

Na základe vzťahu fáz bolo možné urobiť iba rádomý odhad, či sa jedná o minerály nízko, stredne alebo vysoko termálne.

Dôležitým poznatkom pri mikroskopickom výskume bolo zistenie častej prítomnosti kysličníka uhličitého a pevnej fázy vo forme drobných kryštálikov (tvaru kocky i nepravidelných) vo všetkých skúmaných mineráloch okrem sfaleritu.

Z uvedeného možno usudzovať, že hydrotermálne roztoky, z ktorých sa vyzrážali minerály jasenského olovnatorudného ložiska, boli dosť koncentrované a obohatené kysličníkom uhličítym.

Na základe vzťahu fáz v uzavreninách možno skúmané minerály zaradiť k stredne až nízko-termálnym.

Dekrepitačnej TVI analýze bol z rudných minerálov podrobený galenit a sfalerit a z nerudných kremeň, ankerit a baryt. Jej výsledky sú vo forme histogramu znázornené na obrázku č. 12.

Kremeň začína dekrepitovať v intervale od 90 do 170 °C. Veľký rozptyl dekrepitačných teplôt (160—320 °C) možno pričítať nevýrazným počiatkom masovej dekrepitácie.

Za závažný poznatok pri TVI analýze kremeňa považujeme zistenie, že maximum dekrepitácie sa nachádza vo dvoch dosť presne vymedzených oblastiach v závislosti od minerálov asociovaných s kremeňom. Som toho názoru, že maximum dekrepitácie, ktoré sa na TVI krivkách kremeňa dosť výrazne prejavuje, môže byť dôležitým kritériom pri interpretácii dekrepitačných analýz a v konečnom dôsledku aj pri posudzovaní relatívnych teplôt, pri ktorých mohli skúmané minerály vzniknúť.

Z urobených dekrepitačných TVI analýz ankeritu vyplýva, že na objektívnejšie posúdenie dekrepitačných teplôt by bol potrebný oveľa väčší počet analýz.

---

Obr. 12 Histogram dekrepitačných teplôt niektorých minerálov Pb-Zn ložiska Jasenie—Soviansko, zoradených podľa sukcesie stanovenej Z. Poubom a Z. Vejnarom (1955)  
1 — prvé ojedinelé tresky, 2 — začiatok masovej dekrepitácie.

Galenit, ako sme uviedli, vyznačoval sa takou nízkou dekrepičnou aktivitou, že vymedzenie začiatkov masovej dekrepičácie uzavrenín na získaných krivkách je prakticky nemožné. Prvé tresky boli zaregistrované v intervale od 150 do 270 °C. TVI záznamy galenitu sú okrem absencie pulzov charakterizované silnou neimpulznou degazáciou, vznikajúcou pri teplote okolo 310 °C, vyvolanou pravdepodobne prítomnosťou ceruzitu v skúmaných vzorkách.

J. Hak (1960) v diskusii výsledkov spektrálnych analýz galenitu a sfaleritu z jasenského olovorudného ložiska pojednáva o vzťahu medzi chemizmom a teplotou ich vzniku. Galenit z Jasenia podľa údajov vyššie uvedeného autora, má z hľadiska chemizmu určité charakteristické znaky: neprítomnosť Bi, relatívne vysoká koncentrácia Ag, konštantná prímes kadmia a prítomnosť cínu vo väčšine analyzovaných vzoriek. E. Schroll (in M. Fleischer 1955) predpokladá, že prítomnosť Bi v galenitoch svedčí o ich vyššej temperovanosti. Podobne G. Tischendorf (in M. Fleischer 1955) uvádza, že obsah striebra a antimonitu v galenite sa znižuje s klesajúcou teplotou vzniku. J. Hak (1960), na základe uvedeného, považuje jasenské galenity dosť jednoznačne za nízkotermálne.

Podobne ako u galenitov J. Hak (1960) pojednáva o vzťahu medzi chemizmom a teplotou vzniku aj u jasenských sfaleritov, chemizmus ktorých je podľa spektrálnych analýz dosť pestrý. Z. Poucha (in J. Hak 1960) konštatuje, že niektoré slovenské sfalerity z mimovulkanických oblastí sú podľa obsahu stopových prvkov zhodné so sfaleritmi stredne až nízko temperovaných ložísk tzv. európskeho typu. Ich charakteristickým znakom je neprítomnosť niklu, kobaltu, cínu, a india a v mnohých prípadoch zvýšený obsah antimonu.

Staršie názory na vzťah medzi koncentráciou stopových prvkov a teplotou vzniku sfaleritu sú dnes prijímané veľmi kriticky. Krivka G. Kulleruda (1953), zostrojená pre umelé sulfidy, sa môže využiť, ako bolo dokázané viacerými autormi (z našich P. Kühn 1959, 1962; C. Varček 1968; C. Varček et al. 1968) len pri pomerne nízkotermálnych sfaleritoch približne do 10 % obsahov sulfidu železa, pretože ich vyššie hodnoty nesúhlasia s výsledkami iných metód a so všeobecnými predstavami o teplotách hydrotermálneho procesu. Podľa názoru A. D. Strojiteleva a M. D. Babanského (1969) obsah železa vo sfalerite nemôže byť využitý pre určenie ani rádových teplôt vzniku hydrotermálnej mineralizácie. V súčasnosti je všeobecne prijímaný názor, že obsah mikroelementov vo sfaleritoch je viac závislý na ich primárnej koncentrácii v rudonostných roztokoch ako na teplote vzniku. Napriek tomu však možno niektoré prvky vo sfaleritoch považovať aspoň v hrubých rysoch za určité indikátory teploty. R. E. Stoiber (1940) uvádza, že Sb, Hg, Tl a As sa vyskytujú skôr vo sfaleritoch, u ktorých sa predpokladá, že vznikli za nízkych teplôt. Podľa M. Koděru (1956, 1959) zastúpenie stopových prvkov vo sfaleritoch štiaavnicko-hodrušského rudného revíru javí výraznú závislosť od teploty. Sfalerity starších periód (považované za vyššie termálne) obsahujú stopové Sn, W a Bi a zvýšený obsah Mn a Fe, kým sfalerity mladších periód (považované za nižšie



termálne) obsahujú Hg, Sb a málo Fe, pričom výraznejšiu závislosť od teploty badať skôr pri stopových, než pri hlavných prvkoch rudných minerálov.

J. Hak (1960) podľa nízkeho obsahu železa a prítomnosti ortuti považuje sfalerity z Jasenia za nízkotermálne.

Na základe našich výsledkov optického štúdia i dekrepitačnej TVI analýzy možno s určitou pravdepodobnosťou usudzovať, že horná hranica teplôt pri ktorých vznikali jasenské sfalerity sa pohybovala okolo 200 °C.

Z pohľadu na histogram výsledkov TVI analýz barytu je zrejmé, že tieto neodpovedajú ani vzťahom fáz v baryte (prevažujú jednofázové) ani jeho postaveniu v sukcesii. Príčinu podľa nášho názoru treba hľadať vo výbornej štiepateľnosti minerálu. Jej zásluhou dochádza pravdepodobne k narušeniu hermetičnosti väčšiny uzavrenín už počas prípravy vzorky na analýzu. V dôsledku toho dochádza pri zahrievaní k pozvoľnému úniku obsahu uzavrenín, čo sa prejavuje nízkou dekrepitačnou aktivitou až do cca 200 °C. K výraznejšej dekrepitácii dochádza až od približne 220 do 300 °C s maximom okolo 270 °C, kedy už podľa viacerých autorov dekrepitačnú aktivitu ovplyvňuje štiepateľnosť minerálu.

Problém termality jasenského olovorudného ložiska nepovažujeme na základe prevedeného paleotermometrického výskumu za doriešený. Sme toho názoru, že by si tento problém zaslúžil väčšiu pozornosť zameranú nielen na samotnú paleotermometriu, ale komplexný výskum plynno-kvapalných uzavrenín včítane výskumu izotopového.

Za veľmi dôležité považujeme štúdium chemizmu uzavrenín, či už analýzou vlastných roztokov, alebo plynov získaných dekrepitáciou a v neposlednej miere identifikáciou a chemickou analýzou kryštálikov pevnej fázy, zistených mikroskopicky v uzavreninách kremeňa, barytu a ankeritu.

Stanovenie chemizmu roztokov vzhľadom na nepatrné rozmery uzavrenín za dnešného stavu analytiky je veľmi obtiažne. Problémy s ich získaním existujú nielen u nás, ale aj v krajinách, kde je zisťovanie chemizmu plynno-kvapalných uzavrenín na vysokej úrovni.

Za oveľa jednoduchšie považujeme identifikáciu kryštálikov pevnej fázy v uzavreninách, pretože v súčasnosti existujú elektrónové mikroskopy so špeciálnym zariadením schopným analyzovať pevné látky aj na lomových plochách minerálu.

Do tlače odporučil M. Háber.

## Literatúra

- ELIÁŠ, K. 1970: Dekrepitačná metóda a jej aplikácia pri termometrickom výskume štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Geofond, Bratislava, 1—181.
- FLEISCHER, M. 1955: Minor elements in some sulfid minerals. *Econ. Geol.*, 50 th anivers. vol.
- HAK, J. 1959: Príspevek k mineralogii a geochemii antimonitových ložisek južného svahu Nízkych Tater. *AUCo Geologica*, 2, Bratislava, 89—95.
- HAK, J. 1959: Mineralogický výzkum antimonitových ložisek Nízkych Tater. Geofond, Bratislava.
- HAK, J. 1960: Metalizace Nízkych Tater. Mineralogicko-geochemický výzkum křemenných a barytových žil. Geofond, Bratislava.
- HAK, J. 1962: Príspevek k metalogenesi centrálni časti Nízkych Tater. *Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 165—168.
- HAK, J. 1963: Mineralogie a geochemie nízkotatranských antimonitových ložisek a barytového zrudnění. Geofond, Bratislava.
- JERMAKOV, N. P. et al. 1965: *Research on the Nature of Mineral-forming solutions*. Pergamon Press. First edition, 1—743.
- KANTOR, J. 1951: Olovorudný výskyt u obce Jasenie. Geofond, Bratislava.
- KANTOR, J. — ELIÁŠ, K. 1973: Thermovacuumetric impulse apparatus for the study of thermality according to liquid-gas inclusions. *Geol. Zborn. SAV, Geologica Carpatica*, 25, 1, Bratislava, 97—103.
- KODĚRA, M. 1956: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 5—98.
- KODĚRA, M. 1959: Paragenetický a geochemický výskum Rozália žily v Hoduši. *Geol. Práce, Zošit 54, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 225—262.
- KULLERUD, G. 1953: The FeS — ZnS system a geological thermometer. *Norsk. geologisk tidsskrift*, 32, 2—4.
- KŮHN, P. 1959: Poznámka k použití systému FeS — ZnS jako geologického teploměru. *Sbor. věd. prací VŠB, 5, 2, Ostrava*, 209—212.
- KŮHN, P. 1962: Vysoké teploty homogenizace ve sfaleritech z Banské Štiavnici. *Sbor. věd. prací VŠB, 8, 2, Ostrava*, 227—236.
- LISÝ, E. 1959: Závěrečná správa s výpočtom zásob Jasenie — Pb so stavom k 1. 1. 1959. Geofond, Bratislava.
- POUBA, Z. — VEJNAR, Z. 1965: Polymetalické rudné žily u Jasenia v Nízkych Tatrách, *Zb. ÚÚG, 22, Praha*, 485—555.
- STOIBER, R. E. 1940: Minor elements in sphalerite. *Econ. Geology*, 35, 501—519.
- STROJITELEV, A. D. — BABANSKIJ, M. D. 1969: K voprosu o vozmožnosti ispol'zovanija sfalerita v kačestve geologičeskogo termometra. *Geochimija* 5, Moskva, 627—630.
- TUGARINOV, A. I. — NAUMOV, V. B. 1972: Fizikochimičeskije parametry gidrotermalnogo mineraloobrazovanija. *Geochimija*, 3, Moskva, 259—264.
- TURAN, J. 1958: Správa o činnosti výskumu za rok 1958. Barytové zrudnenie Slovenska. Manuskript-archív PFUK, Bratislava.
- TURAN, J. 1962: Baryty Nízkych Tater a príslušných oblastí. *Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 115—122.
- VARČEK, C. 1968: K probleme závislosti mežu chemizmom i temperaturou obrazovanija sfaleritov. V sb. „Mineralogičeskaja termometrija i barometrija“, 2, Izd. Nauka Moskva, 285—289.
- VARČEK, C. — HÁBER, M. — STREŠKO, V. — ŠAMAJOVÁ, E. 1968: Vztahy medzi chemizmom, termálnosťou a fyzikálnymi vlastnosťami sfaleritov. *Acta geologica et geographica Univer. Comeniana*, *Geologica*, 1—13, Bratislava.

## Vysvetlivky k tabuľkám I—IV

### Tabuľka I

- Obr. 1 Kvapalno-plynné uzavreniny v kremeni (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 420 ×.  
Obr. 2 Relatívne veľké kvapalno-plynné uzavreniny v kremeni (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 960 ×.  
Obr. 3 Dvojfázové kvapalno-plynné uzavreniny v kremeni (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 420 ×.  
Obr. 4 Trojfázové (vodný roztok + kvapalný CO<sub>2</sub> + plynová líbela) uzavreniny v kremeni (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 1890 ×.  
Obr. 5 Viacfázové uzavreniny v kremeni (Jasenie—Soviansko). Pevná fáza je zastúpená kubickým kryštálkom a kryštálom nepravidleného tvaru. Zväčšené 960 ×.  
Obr. 6 Kvapalno-plynné uzavreniny v kremeni (Jasenie—Soviansko) s nerovnakým vzťahom fáz. Zväčšené 960 ×.

### Tabuľka II

- Obr. 1 Kvapalno-plynné uzavreniny v kremeni (Jasenie—Soviansko) s náznakom tvaru negatívnych kryštálov. Zväčšené 840 ×.  
Obr. 2 Rozložené kvapalno-plynných uzavrenín v kremeni (Jasenie—Soviansko) pri malom zväčšení. Zväčšené 96 ×.  
Obr. 3 Kvapalno-plynné uzavreniny v kremeni (Jasenie—Soviansko) vo vyhojených puklinách viacerých systémov. Zväčšené 96 ×.  
Obr. 4 Nerovnomerné rozloženie kvapalno-plynných uzavrenín v kremeni (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 186 ×.  
Obr. 5 Paralelne usporiadané kvapalno-plynné uzavreniny v kremeni (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 420 ×.  
Obr. 6 Kvapalno-plynné uzavreniny v kremeni (Jasenie—Soviansko) vo vyhojenej pukline. Zväčšené 420 ×.

### Tabuľka III

- Obr. 1 Jednofázové uzavreniny v baryte (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 960 ×.  
Obr. 2 Dvojfázová (vodný roztok + plynová líbela) uzavrenina v baryte (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 960 ×.  
Obr. 3 Trojfázová (vodný roztok + plynová líbela + drobný kryštál) uzavrenina v strede zorného poľa v baryte (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 420 ×.  
Obr. 4 Jednofázové, relatívne veľké, silne ploché uzavreniny v baryte s určitými kryštalografickými prvkami rozložené po plochách štiepateľnosti paralelných s plochou 001. (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 960 ×.  
Obr. 5 Uzavreniny vo vyhojených puklinách v baryte (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 960 ×.  
Obr. 6 Dvojfázová (vodný roztok + plynová líbela) relatívne veľká uzavrenina v baryte (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 960 ×.

### Tabuľka IV

- Obr. 1 Zvláštne dvojfázové uzavreniny v baryte, kontúry ktorých takmer nevidieť, rozložené po plochách štiepateľnosti. Plyná fáza vo väčšine prípadov nemá kruhový tvar. (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 420 ×.  
Obr. 2 Uzavreniny v baryte (Jasenie—Soviansko) rozložené po plochách štiepateľnosti a ich priesečníkoch. Zväčšené 420 ×.  
Obr. 3 Trojfázové uzavreniny (vodný roztok + kvapalný CO<sub>2</sub> + plynová líbela) v baryte (Jasenie—Soviansko). Zväčšené 840 ×.

- Obr. 4 Relatívne veľká trojfázová uzavrenina v ankerite (Jasenie—Soviasko). Zväčšené 960 ×.  
Obr. 5 Viacfázové uzavreniny v ankerite (Jasenie—Soviasko). Zväčšené 960 ×.  
Obr. 6 Jednofázové uzavreniny nepravidelného tvaru vo sfalerite. (Jasenie—Soviasko). Zväčšené 420 ×.

Karol Eliáš

## Thermometric investigation of Pb-Zn deposit Jasenie in the Low Tatra

### Summary

In the article I deal with thermometric investigation of Pb-Zn deposit Jasenie—Soviasko in the Low Tatra by means of study of gaseous-fluid inclusions. From the genetic viewpoint I investigated the deposit of hydrothermal veiny character and also from the surrounding rocks, in which the ore veins are found, migmatites and paraektinites predominate.

The thermometric investigation consist in:

- a) microscopic study of inclusions in passing light,
- b) decrepitation thermovacuum impulse (TVI) analysis.

The method of homogenization was not possible to apply for small dimensions of the inclusion.

Transparent and translucent minerals — quartz, barite, sphalerite and ankerite were subjected to the study under microscope.

An important knowledge in microscopic investigation was establishing of the frequent presence of CO<sub>2</sub> and solid phase in form of small crystals inclusions of all the investigated minerals except sphalerite.

It may be concluded from the mentioned that hydrothermal solutions, from which the minerals precipitated, were sufficiently concentrated and enriched in carbon dioxide.

Decrepitation analyses I carried out on the device constructed at the Dionýz Štúr Institute of Geology in Bratislava (K. Kantor — K. Eliáš 1974).

From ore minerals I subjected to decrepitation TVI analysis galena and sphalerite and from nonmetallic minerals quartz, ankerite and barite. The results are represented in form of histogram in Fig. 12.

On the basis of relation of phases in inclusions, observed in microscopic study and of the results of decrepitation TVI analysis the investigated deposit may be ranged to medium- or lowthermal ones.

### Explanation to figures

Fig. 1 Topographical sketch- map of the Pb-Zn deposit Jasenie—Soviasko in the Low Tatra. The situation of the deposit is indicated with cross. The strong lines show the main mountain ridges) according to Z. Pouba, Z. Vejnar (1955).

Fig. 2 Scheme of distribution and shape of gaseous-fluid inclusions on fissility planes and their points of intersection in coarse crystalline barite.

Fig. 3 Scheme of TVI decrepitation curve of quartz (Jasenie—Soviasko) with beginning of mass decrepitation around 320 °C with maximum around 500 °C.

Fig. 4 TVI decrepitolgram of quartz/Jasenie—Soviasko) with maximum of decrepitation around 410—420 °C.

Fig. 5 TVI decrepigram of quartz (Jasenie—Soviasko) with maximum of decrepitation around 480—500 °C.

Fig. 6 TVI decrepigram of fine-grained barite (Jasenie—Soviasko).

Fig. 7 TVI decrepigram of coarse-crystalline barite (Jasenie—Soviasko).

Fig. 8 TVI decrepigram of galena with two nonimpulse maxima from Ochtiná (curve no. 1) and one from Jasenie—Soviasko (curve 2).

Fig. 9 TVI decrepigram of sphalerite (Jasenie—Soviasko) with indistinct beginning of mass decrepitation.

Fig. 10 TVI decrepigram of sphalerite (Jasenie—Soviasko) with beginning of mass decrepitation

Fig. 11 TVI decrepigram of ankerite (Jasenie—Soviasko) with beginning of mass decrepitation difficult to determine.

Fig. 12 Histogram of decrepitation temperatures of some minerals of the Pb-Zn deposit Jasenie—Soviasko, ranged according to succession established by Z. Pouba and Z. Vejnár (1955). 1 — first rare chips 2 — beginning of mass decrepitation.

## Explanations to plates I—IV

### Plate I

Fig. 1 Gaseous-fluid inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko). Magnif. 420 ×.

Fig. 2 Relatively large fluid-gaseous inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko). Magnif. 960 ×.

Fig. 3 Two-phase fluid-gaseous inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko). Magnif. 420 ×.

Fig. 4 Three-phase (water solution + fluid CO<sub>2</sub> + gaseous level) inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko).

Magnif. 1890 ×.

Fig. 5 Multi-phase inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko). The solid phase is represented by cubic crystal and crystal of irregular shape. Magnif. 960 ×.

Fig. 6 Fluid-gaseous inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko) with unequal relation phases. Magnif. 960 ×.

### Plate II

Fig. 1 Fluid-gaseous inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko) with indication of shape of negative crystals. Magnif. 840 ×.

Fig. 2 Distribution of fluid-gaseous inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko) with little magnification. Magnif. 96 ×.

Fig. 3 Fluid-gaseous inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko) in healed cracks of several systems. Magnif. 96 ×.

Fig. 4 Unequal distribution of fluid-gaseous inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko). Magnif. 186 ×.

Fig. 5 Parallely ordered fluid-gaseous inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko). Magnif. 420 ×.

Fig. 6 Fluid-gaseous inclusions in quartz (Jasenie—Soviasko) in healed crack. Magnif. 420 ×.

### Plate III

Fig. 1 One-phase inclusions in barite (Jasenie—Soviasko). Magnif. 960 ×.

Fig. 2 Two-phase (aqueous solution + gaseous level) inclusion in barite (Jasenie—Soviasko). Magnif. 960 ×.

Fig. 3 Three-phase (aqueous solution + gaseous level + small crystal) inclusion in the centre of the field of view in barite) inclusion in the centre of the field of view in barite (Jasenie—Soviasko). Magnif. 420 ×.

Fig. 4 One-phase, relatively large, very flat inclusions in barite with some crystallographical elements distributed on fissility planes parallel with 001 plane. (Jasenie—Soviasko). Magnif. 960 ×.

Fig. 5 Inclusions in healed cracks in barite (Jasenie—Soviasko). Magnif. 960 ×.

Fig. 6 Two-phase (aqueous solution + gaseous level) relatively large inclusion in barite (Jasenie—Soviasko). Magnif. 960 ×.

#### Plate IV

Fig. 1 Particular two-phase inclusions in barite, the contours of which are almost invisible, distributed on fissility planes. In most cases the gaseous phase has not circular shape. (Jasenie—Soviasko). Magnif. 420 ×.

Fig. 2 Inclusions in barite (Jasenie—Soviasko) distributed on fissility planes and their points of intersection. Magnif. 420 ×.

Fig. 3 Four-phase inclusions (aqueous solution + liquid CO<sub>2</sub> + gaseous level) in barite (Jasenie—Soviasko). Magnif. 840 ×.

Fig. 4 Relatively large three-phase inclusion in ankerite (Jasenie—Soviasko). Magnif. 960 ×.

Fig. 5 Multi-phase inclusions in ankerite (Jasenie—Soviasko) Magnif. 960 ×.

Fig. 6 One-phase inclusions of irregular shape in sphalerite. (Jasenie—Soviasko). Magnif. 420 ×.

Translated by J. Pevný.

Карол Элиаш

### **Термометрическое исследование свинцово-цинкового месторождения Ясение в Низких Татрах**

#### Резюме

В статье приводится термометрическое исследование свинцово-цинкового месторождения Ясение — Совианско в Низких Татрах на основе изучения газово-жидких включений. С генетической точки зрения месторождение гидротермально-жильное; из окружающих пород, в которых находятся жилы, преобладают мигматиты и параэктиниты.

Термометрическое исследование заключалось в следующем:

- а) изучение под микроскопом в проходящем свете,
- б) декрепитационный термовакuumый импульсный (TVI) анализ.

Метод гомогенизации нельзя было применить из-за малых размеров включений.

Под микроскопом изучались прозрачные и полупрозрачные минералы — кварц, барит, сфалерит и анкерит.

При изучении под микроскопом сделано важное наблюдение: во включениях всех рассматриваемых минералов за исключением сфалерита часто присутствуют CO<sub>2</sub> и твердая фаза в виде мелких кристалликов.

Приведенный факт позволяет заключить, что гидротермальные растворы, из которых формировались минералы, были довольно концентрированы и богаты углекислотой.

Декрепитационные анализы производились на установке, сконструированной в Геологическом институте им. Д. Штура в Братиславе (Я. Кантор — К. Элиаш, 1974).

Из рудных минералов для декрепитационного термовакuumного импульсного (TVI) анализа были взяты галенит и сфалерит, из нерудных — кварц, анкерит и барит. Результаты представлены в виде гистограммы (рис. 12).

На основании наблюдаемого под микроскопом отношения фаз во включениях и результатов декрепитационного термовакуумного импульсного (ТВИ) анализа исследованное месторождение можно отнести к средне- и низкотермальным.

#### Пояснения к рисункам

- Рис. 1. Топографический эскиз свинцово-цинкового месторождения Ясение – Совианско в Низких Татрах. Ситуация месторождения обозначена крестиком. Толстые линии изображают главные горные хребты (по З. Поубе, З. Бейнару, 1955).
- Рис. 2. Схематическое изображение распределения и формы газово-жидких включений в плоскостях спайности и пересекающих плоскостях в крупнокристаллическом барите.
- Рис. 3. Схематическое изображение декрепитационной термовакуумной импульсной кривой кварца (Ясение – Совианско) при начале массовой декрепитации около 320 °С и максимуме около 500 °С.
- Рис. 4. Термовакуумная импульсная декрепитограмма кварца (Ясение – Совианско) с максимумом декрепитации около 410–420 °С.
- Рис. 5. Термовакуумная импульсная декрепитограмма кварца (Ясение–Совианско) с максимумом декрепитации около 480–500 °С.
- Рис. 6. Термовакуумная декрепитограмма тонкозернистого барита (Ясение–Совианско).
- Рис. 7. Термовакуумная декрепитограмма крупнозернистого барита (Ясение – Совианско).
- Рис. 8. Термовакуумная декрепитограмма галенита с двумя неимпульсными максимумами из Охтиной (кривая № 1) и одним из Ясение – Совианско.
- Рис. 9. Термовакуумная импульсная декрепитограмма сфалерита (Ясение – Совианско) с нечетким началом массовой декрепитации.
- Рис. 10. Термовакуумная импульсная декрепитограмма сфалерита (Ясение – Совианско) с началом массовой декрепитации около 150°С.
- Рис. 11. Термовакуумная импульсная декрепитограмма анкерита (Ясение – Совианско) с трудно определяемым началом массовой декрепитации.
- Рис. 12. Гистограмма декрепитационных температур некоротких минералов свинцово-цинкового месторождения Ясение – Совианско, расположенных по последовательности образования, установленной З. Поубой и З. Вейнаром (1955)
- 1—первые единичные взрывы  
2—начало массовой декрепитации.

#### Пояснения к таблицам

##### Таблица I

- Рис. 1. Газово-жидкие включения в кварце (Ясение – Совианско). × 420.
- Рис. 2. Довольно крупные газово-жидкие включения в кварце (Ясение – Совианско). × 960.
- Рис. 3. Двухфазовые газово-жидкие включения в кварце (Ясение – Совианско). × 420.
- Рис. 4. Трехфазовые (водный раствор + жидкая CO<sub>2</sub> + газовый пузырек) в кварце (Ясение – Совианско). × 1890.
- Рис. 5. Многофазовые включения в кварце (Ясение – Совианско). Твердая фаза представлена кубическим кристалликом и кристаллом неправильной формы. × 960.
- Рис. 6. Газово-жидкие включения в кварце (Ясение – Совианско) с неодинаковым отношением фаз. × 960.

Таблица II

- Рис. 1. Газово-жидкие включения в кварце (Ясение – Совианско) с признаком форм отрицательных кристаллов. × 840.  
Рис. 2. Расположение газово-жидких включений в кварце (Ясение – Совианско) при небольшом увеличении. × 96.  
Рис. 3. Газово-жидкие включения в кварце (Ясение – Совианско) в залеченных трещинах нескольких систем. × 96.  
Рис. 4. Неравномерное расположение газово-жидких включений в кварце (Ясение – Совианско). × 186.  
Рис. 5. Параллельное расположение газово-жидких включений в кварце (Ясение – Совианско). × 420.  
Рис. 6. Газово-жидкие включения в кварце (Ясение – Совианско) в залеченной трещине. × 420.

Tablica III.

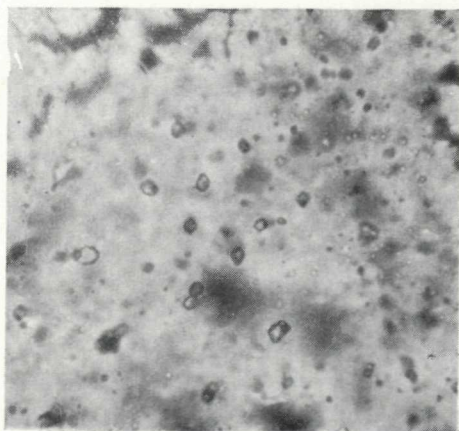
- Рис. 1. Однофазовое включение в барите (Ясение – Совианско). × 960.  
Рис. 2. Двухфазовое (водный раствор + газовый пузырек) включение в барите (Ясение – Совианско). × 960.  
Рис. 3. Трехфазовое (водный раствор + газовый пузырек + маленький кристалл) включение в центре поля зрения в барите (Ясение – Совианско). × 420.  
Рис. 4. Однофазовые, довольно большие, очень плоские включения в барите с определенными кристаллографическими элементами, расположенными на плоскостях спайности параллельных с гранью 001 (Ясение – Совианско). × 960.  
Рис. 5. Включения в залеченных трещинах барита (Ясение – Совианско). × 960.  
Рис. 6. Двухфазовое (водный раствор + газовый пузырек) довольно большое включение в барите (Ясение – Совианско). × 960.

Таблица IV.

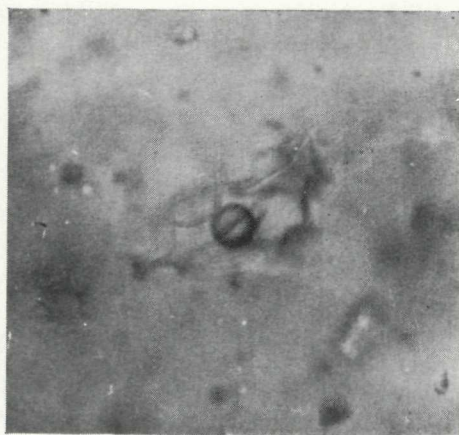
- Рис. 1. Своеобразные двухфазовые включения в барите с почти невидимыми очертаниями расположены в плоскости спайности. Форма газовой фазы по большей части не круглая (Ясение – Совианско). × 420.  
Рис. 2. Включения в барите (Ясение – Совианско), расположенные в плоскости спайности и пересекающих плоскостях. × 420.  
Рис. 3. Трехфазовое включение (водный раствор + жидкая  $\text{CO}_2$  + газовый пузырек) в барите (Ясение – Совианско). × 840.  
Рис. 4. Довольно большое трехфазовое включение в анкерите (Ясение – Совианско). × 960.  
Рис. 5. Многофазовое включение в анкерите (Ясение – Совианско). × 960.  
Рис. 6. Однофазовое включение неправильной формы в сфалерите (Ясение – Совианско). × 420.

Перевод со словацкого  
В. С. Андрусовой.

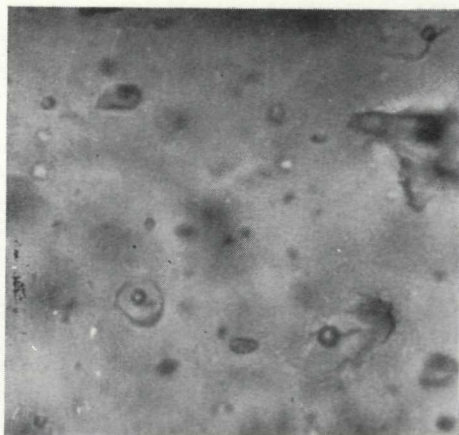




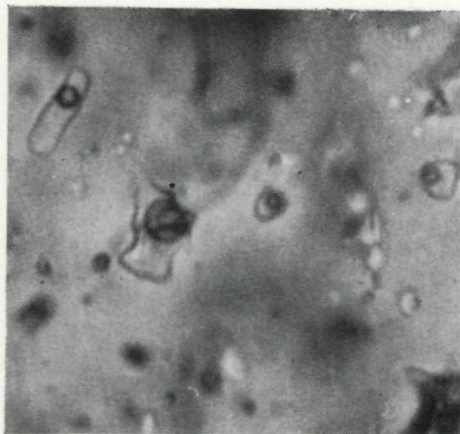
1



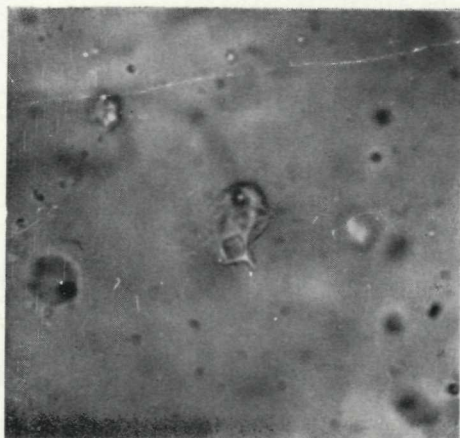
2



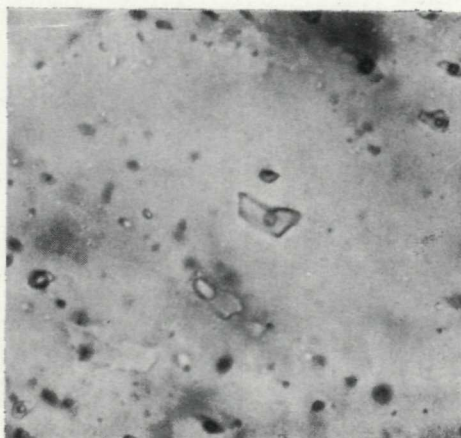
3



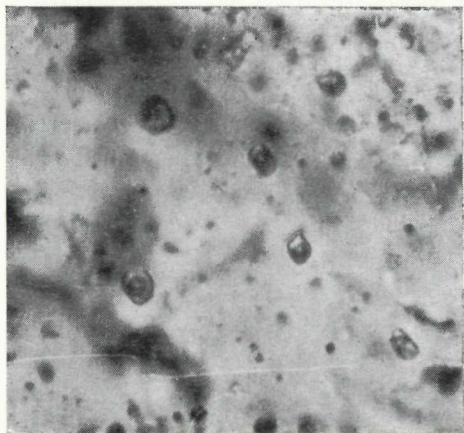
4



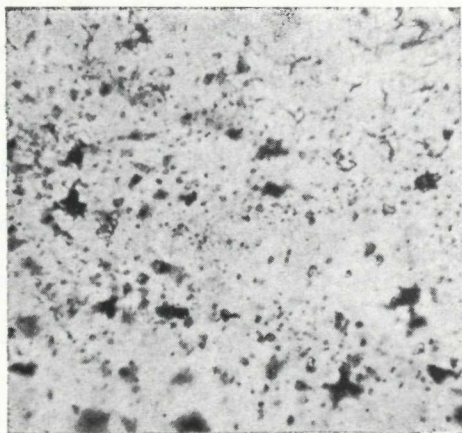
5



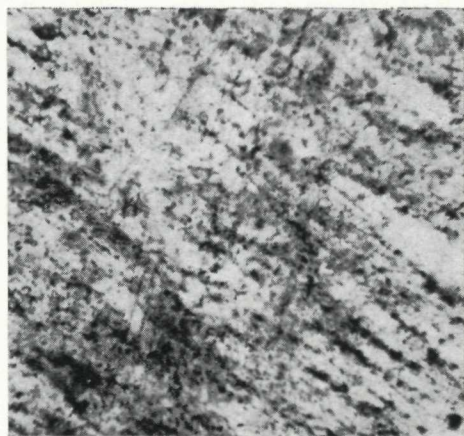
6



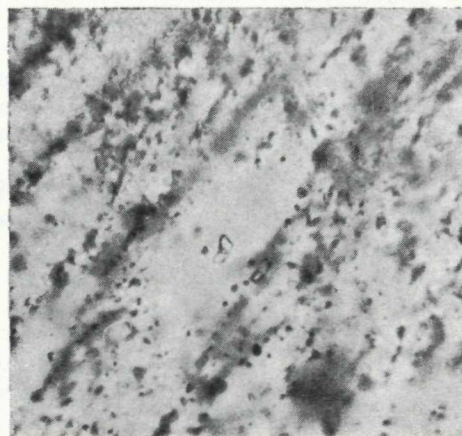
1



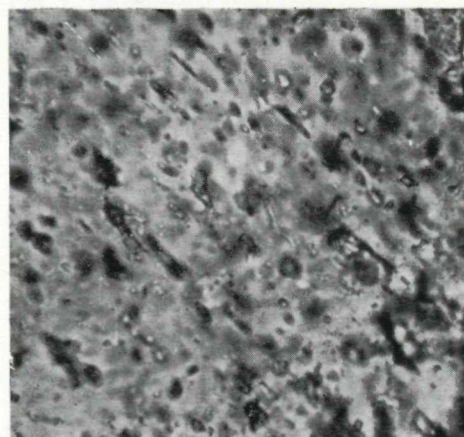
2



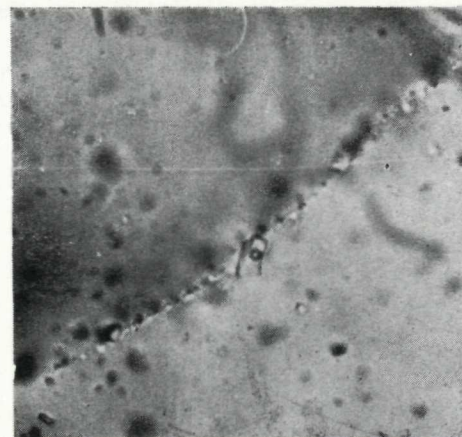
3



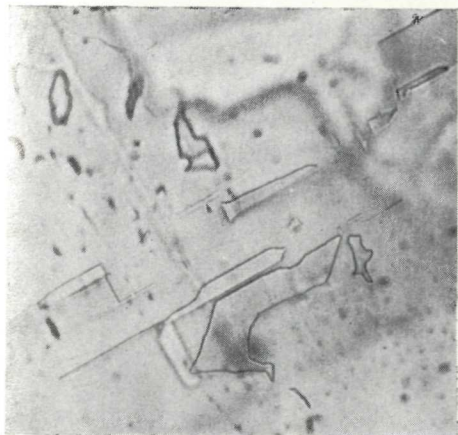
4



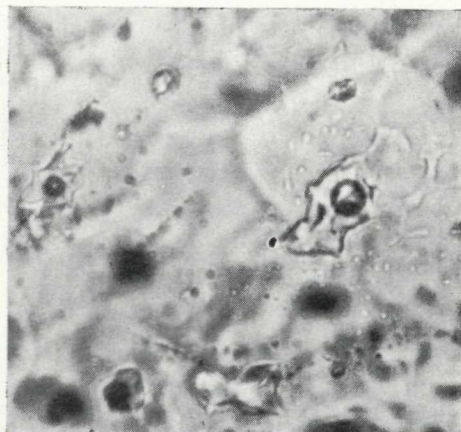
5



6



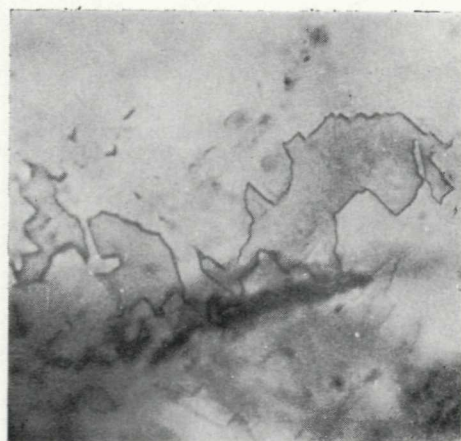
1



2



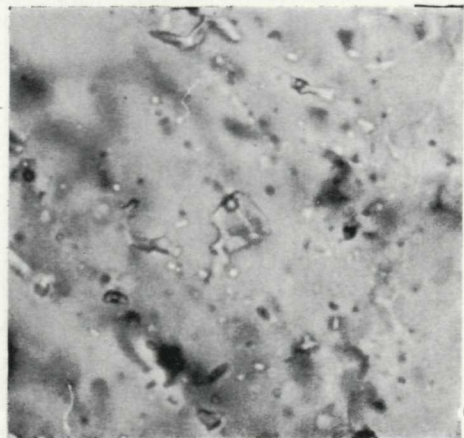
3



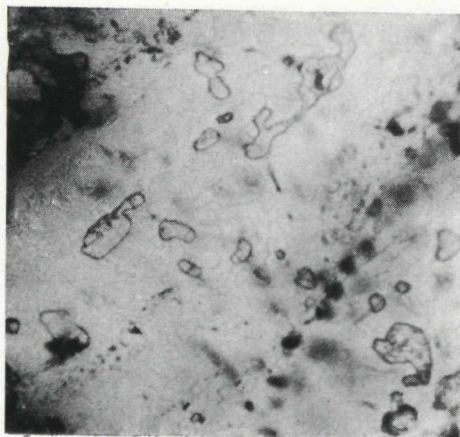
4



5



6



1



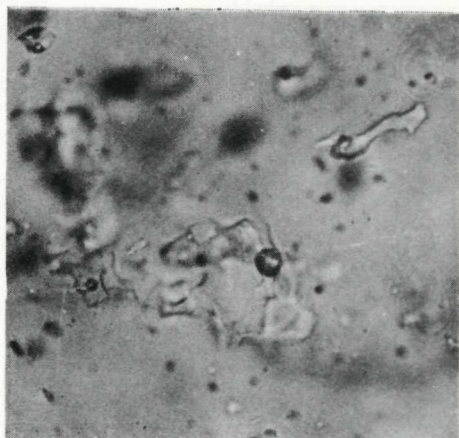
2



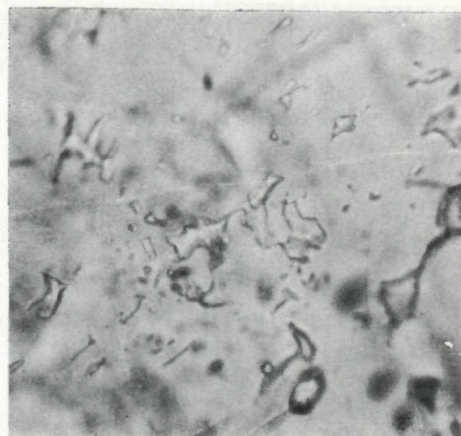
3



4



5



6

Anna Vozárová

## **Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika**

8 obr., anglické a ruské resumé

**Abstrakt:** V permských sedimentoch severozápadnej časti veporika (Iubietovský perm) boli vyčlenené dve nové oblastné litostratigrafické jednotky: A. brusnianske súvrstvie; B. predajnianske súvrstvie.

Sedimenty permu sa ukladali v intrakontinentálnom zlomovo-obmedzenom bazéne pretiahnutého tvaru, v ktorom prevládalo aluviálne sedimentačné prostredie, s typickými proluviálnymi fáciami v okrajových častiach.

Zdrojovú oblasť klastického materiálu tvorilo príslušné kryštalinikum veporika.

### **Úvod**

Hlavným cieľom litofaciálnej analýzy permských sedimentov v severozápadnej časti veporika bolo získať čo najviac informácií o charaktere pôvodného sedimentačného priestoru, o procesoch sedimentácie v ňom, o pôvode klastického materiálu a charaktere zdrojovej oblasti.

Použitá metodika sa opierała o litofaciálnu mapu študovaného permu v mierke 1:25 000 a typové litologické profily. Výsledky petrografického výskumu sedimentárnych i vulkanických hornín permu, doplnené o petrografickú a morfometrickú analýzu valúnového materiálu sú doplnkom predkladanej litofaciálnej štúdie. Výsledky výskumu sú príspevkom k riešeniu genézy permských sedimentov v severozápadnej časti veporika, k objasneniu tektoniky i metalogenetických problémov študovanej oblasti a prispievajú k riešeniu paleogeografie permu Západných Karpát.

### **Geologická stavba**

V severozápadnej časti Slovenského rudohoria sa na geologickej stavbe veporika podieľajú:

a) kryštalínikum (staršie paleozoikum) ľubietovského pásma, budované komplexom metamorfítov v rôznom stupni migmatizácie, sprevádzaných intrúziou anatektického leukokrátneho granitu a vulkanicko-sedimentárnou formáciou, zmenenou v podmienkach epizózy až mezozóny;

b) mladšie paleozoikum (perm), tvorené slabo vytriedenými klastickými sedimentmi s prímiesou kyslých až intermediárnych efúzií a ich pyroklastík;

c) mezozoikum — spodný, stredný a len čiastočne vrchný trias.

Stavba ľubietovského pásma má antiklinálny charakter, s prevahou štruktúrnych prvkov smeru SV—JZ. Krídla antiklinály upadajú k SZ i k JV.

Mladšie paleozoikum (ďalej perm) spolu s mezozoikom vystupujú v autochtónnej pozícii nad kryštalínikom. Pri sz. ohraničení kryštalínika po celej jeho dĺžke od Podbrezovej smerom na JZ vystupuje perm a nad ním spodný trias (na báze kremenné zlepence, vyššie kremenné pieskovce, vo vrchnejších častiach striedané s pestrými bridlicami).

Perm medzi Podbrezovou a Ľubietovou spolu s nadložným mezozoikom bude severozápadné krídlo antiklinálnej štruktúry, s miernym úklonom k SZ (28—35 °). Geologickú stavbu permu, ale i nadložných a podložných útvarov silne ovplyvňujú priečne (S—J, SZ—JV, SSV—JJZ) a pozdĺžne (SV—JZ) zlomy, ktoré miestami majú charakter lokálnych prešmykov s malou amplitúdou. V sv. časti antiklinálneho pásma je takto čiastočne tektonicky redukované severné krídlo, t. j. bazálne časti permu. Príkry úklony k SZ (podľa J. Vozára 1979 až 60—85 °) spôsobil zlom ssv.—jjz. smeru, ktorý prebieha približne paralelne s dolinou Predajnianske Čelno. Situácia zo sv. časti ľubietovského pásma bola v minulosti aplikovaná na celé územie, a tak sa zovšeobecnil názor o príkrom nasunutí kryštalínika na perm (V. Zoubek 1931—1961; J. Kamenický in M. Maheľ et al. 1967). Novšie výsledky výskumu v strednej a západnej časti ľubietovského pásma (J. Vozár 1979), a najmä štruktúrne vrty v oblasti lokality Podlipa pri Ľubietovej Lu-1, 2, 3 (v práci J. Ilavský et al. 1978) jednoznačne dokumentujú mierne ponáranie (15—35 °) sz. krídla antiklinálneho pásma k SZ. To znamená, že ľubietovské pásmo, vrátane permsko-mezozoického obalu sa ponára pod výskyty mezozoika chočského príkrovu v doline Hrona (M. Maheľ et al. 1961, 1964; J. Losert 1962).

Západne od Ľubietovej je celé ľubietovské pásmo ukončené systémom priečných zlomov. Pokračovanie na JZ bolo zistené v systéme menších hrasťí sv.—jz. smeru, s priečnym obmedzením S—J, SZ—JV. (J. Losert 1962; J. Jaroš 1961, 1962, 1966).

Osobitným problémom je stavba čiastkovej antiklinály v doline Bystrô, v jadre ktorej bol preukázaný obalový perm s typickými litologickými znakmi.

V profile doliny Bystrô (j. od obce Dubová) sa vynára perm v jadre čiastkovej antiklinály z podložia stredného a spodného triasu obalovej série. Po oboch stranách je jadro antiklinály lemované charakteristickými sedimentmi spodného triasu (kremence, kremenné pieskovce a bridlice). V oblasti Dúbravky (k. 542) sa spolu so

stredným triasom celá obalová séria priamo ponára pod mezozoikum chočského príkrovu.

Na tento výskyt v doline Bystrô boli v minulosti rozdielne názory. V. Zoubek (1931, 1957) ho považuje za bazálneho člena krížňanského príkrovu, J. Kamenický (1967), V. Ďurovič (1970) za perm chočského príkrovu a J. Vozár (1962, 1965, 1979) za perm autochtónny — vyklenutý v jadre čiastkovej antiklinály a tým vysvetľuje i upadanie mierne zvrásnenej obalovej série Ľubietovského pásma k SZ, do podložia mezozoika chočského príkrovu.

Počas terénneho výskumu mezozoika tejto oblasti zistil A. Biely roku 1978 medzi Brusnom a dolinou Bystrô ďalší malý výskyt permských sedimentov uprostred spodného triasu, a to v doline Kostolný potok a na východných svahoch Rakytovca. Sú to sedimenty predajnianskeho súvrstvia a budujú jadro malej antiklinály, podobne ako v doline Bystrô. Tento údaj je ďalším dôkazom pre interpretáciu mierne zvrásnenej obalovej série Ľubietovského pásma s plytkým ponáraním k severozápadu pod mezozoikum chočského príkrovu.

### **Litofaciálne členenie sedimentov permu**

Geologickou a litologickou charakteristikou tzv. Ľubietovského permu sa v minulosti zaoberali V. Zoubek (1928, 1930, 1931, 1936, 1957), J. Kamenický (1961, 1966, 1977), J. Losert (1962) J. Jaroš (1960, 1962), V. Ďurovič (1961), J. Vozár (1962, 1965, 1979). Všetci spomenutí autori ho považujú za odraz kontinentálnej sedimentácie v tzv. fácií verukána.

Prvé a doteraz všeobecne používané litofaciálne členenie Ľubietovského permu navrhol V. Zoubek (1930, 1931, 1957). Vyčlenil:

- bazálne arkózy, miestami až arkózové zlepenice;
- efúzie kremitých porfýrov s tufmi, tufitmi (spojené s intrúzivnými formami v podložnom kryštaliniku);
- polygénne zlepenice s vložkami drôb vo vrchnej časti.

Neskôr J. Kamenický (1966, 1977) rozdelil sedimenty permu na dve faciálne odlišné súvrstvia:

- súvrstvie kremitých drôb s polohami arkóz, s výlevmi kremitých porfýrov;
- pestrofarebné súvrstvie drobových bridlíc, drôb a zlepenčov.

Zatiaľ čo V. Zoubek (1. c.) opisuje v ním vymedzenom najvrchnejšom súvrství náznaky zákonitostí cyklického vývoja sedimentov, J. Kamenický (1. c.) vyslovuje názor, že vývoj týchto sedimentov je chaotický, bez možnosti vyčlenenie jednotlivých litologických horizontov, ktorých laterálny vzťah je charakterizovaný prstovitým zastupovaním.

Výsledkom podrobnej litologickej analýzy a sedimentárno-petrografického štúdia tzv. Ľubietovského permu je vyčlenenie oblastných litostratigrafických jednotiek, do

ktorých boli zaradené litologické typy sedimentov charakterizované určitými spoločnými základnými črtami.

Definované boli dve oblastné litostratigrafické jednotky (v zmysle zásad čsl. stratigrafickej klasifikácie, II. vydanie, 1978):

- brusnianske súvrstvie,
- predajnianske súvrstvie.

### Litostratigrafická charakteristika

**Brusnianske súvrstvie.** Názov jednotky je odvodený od kúpeľov Brusno. Geograficky je rozšírená v oblasti medzi Lubietovou a obcou Predajná, na JZ od Podbrezovej v pruhu širokom cca 1100—1500 m. Odhadovaná mocnosť brusnianskeho súvrstvia je v oblasti stratotypovej lokality asi 700 m. Stratotypové lokality, na ktorých bola litostratigrafická jednotka definovaná, sú profily doliny Brzáčka, a hrebeň Harnobisu so záverovými časťami dolín Kušnierová a Oselná na V od kúpeľov Brusno (pozri litologickú mapu a litostratigrafický profil — obr. 1).

Základnými znakmi brusnianskeho súvrstvia sú: absolútna prevaha klastických sedimentov psamitovej zrnitosti a prítomnosť vulkanogénneho horizontu Harnobisu približne v jej strednej časti. Stratigrafickým podložím je kryštalinikum Ľubietovského pásma tzv. subpásmo endogénnych migmatitov a leukokrátnych žúl typu Kráľičky. Styk brusnianskeho súvrstvia s podložím je diskordantný. Vek brusnianskeho súvrstvia je odvodený na základe litológie — vrchný — spodný perm. Diskordantne na brusnianskom súvrství leží vrchná litostratigrafická jednotka — predajnianske súvrstvie.

**Predajnianske súvrstvie.** Pomenovanie súvrstvia je odvodené od obce Predajná, od ktorej smerom na juh v doline Bystrá sa nachádza typový litologický profil (obr. 2, profil B—B'). Geograficky je táto litostratigrafická jednotka rozšírená v území medzi Lubietovou a Podbrezovou, v pruhu širokom asi 500—1000 m. Jej rozsah a podrobné litologické členenie je znázornené na litologickej mape (obr. 1). Mocnosť predajnianskeho súvrstvia je približne 400 m v západnej časti územia i viac. Voči podložnému brusnianskemu súvrstvíu je oddelené výraznou litologickou zmenou — polohou polymiktných zlepcov.

Základnými znakmi predajnianskeho súvrstvia sú predovšetkým cyklická stavba rádu megacyklu, pestrosť v zafarbení sedimentov, polymiktný charakter klastického materiálu a chýbanie prejavov aktívnej syngenetickkej vulkanickej činnosti. Vek predajnianskeho súvrstvia — vrchný perm — bol doložený na základe palinológie (E. Planderová ex J. Ilavský et al. 1978). Diskordantne na predajnianskom súvrství ležia sedimenty spodného triasu.

### Brusnianske súvrstvie

Pomenované bolo podľa kúpeľov Brusno, od ktorých smerom V a JV tvorí súvislý pruh v šírke 1100—1500 m. Smerom na S dosahuje až dolinu Predajnianske Čelno, kde je ukončené na sústave zlomov smeru SSV—JJZ. Juhozápadným smerom pokračuje do oblasti Lubietovej, kde je obmedzenie opäť tektonické, na systéme zlomov ohraničujúcich priekopovú prepadlinu (S—J, SSZ—JJV). Hrúbka brusnianskeho súvrstvia je asi 700 m.

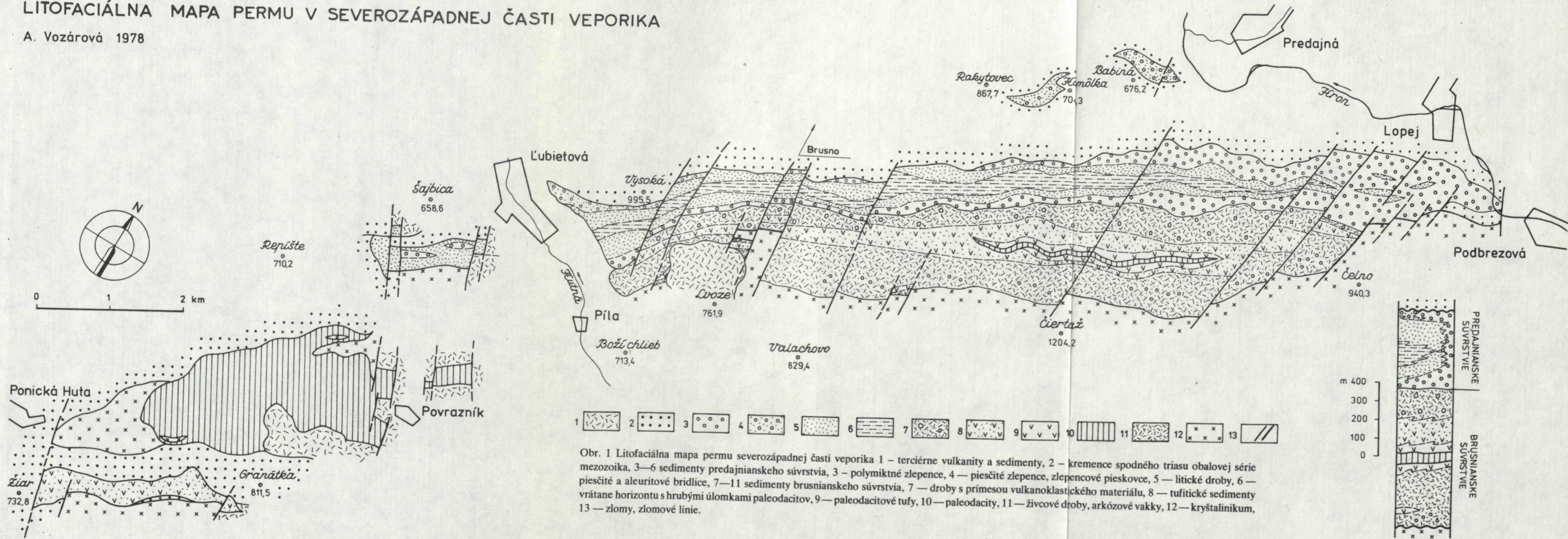
Typovými oblasťami tohto vývoja je dolina Brzáčky a hrebeň Harnobisu so záverovými časťami dolín Kušnierová a Oselné.

Základnými znakmi brusnianskeho súvrstvia sú: absolútna prevaha klastických sedimentov psamitovej zrnitosti a prítomnosť vulkanogénneho člena približne v jej strednej časti. Bezprostredným stratigrafickým podložím je kryštalinikum Ľubietov-



# LITOFACIÁLNA MAPA PERMU V SEVEROZÁPADNEJ ČASTI VEPORIKA

A. Vozárová 1978



Obr. 1 Litofaciálna mapa permu severozápadnej časti veporika 1 – terciérne vulkanity a sedimenty, 2 – kremence spodného triasu obalovej série mezozoika, 3–6 sedimenty predajnianskeho súvrstvia, 3 – polymiktné zlepence, 4 – piesčité zlepence, zlepencové pieskovce, 5 – litické droby, 6 – piesčité a aleuritové bridlice, 7–11 sedimenty brusnianskeho súvrstvia, 7 – droby s prímiesou vulkanoklastického materiálu, 8 – tufitické sedimenty vrátane horizontu s hrubými úlomkami paleodacitov, 9 – paleodacitové tufy, 10 – paleodacity, 11 – živcové droby, arkózové vakky, 12 – kryštalínium, 13 – zlomy, zlomové línie.

ského pásma, tzv. subpásma endogénnych migmatitov a leukokrátnych žúl typu Králičky.

Vzťah brusnianskeho súvrstvia ku kryštaliniku je diskordantný, bezprostredná hranica je však tektonicky zvýraznená.

Klastické sedimenty tohto súvrstvia sú okrem prevládajúcej piesčitej veľkosti zŕn charakteristické svetlošedou, zelenošedou farbou a veľmi nízkym stupňom štruktúrnej a mineralogickej zrelosti. Sedimenty sa vyznačujú i slabou textúrnou zrelosťou. Vrstevnatosť sa prejavuje len veľmi slabo. Vrstvy pieskovcov, pokiaľ ich bolo možné rozlíšiť, sú hrubé, nerovnomerné. Ich vnútorné usporiadanie je chudobné na textúry. Obvykle sú beztextúrne, prípadne horizontálne zvrstvené. Pieskovce obsahujú zhľuky valúnov alebo ojedinelé rozptýlené valúny. Valúny sú veľmi dobre opracované, zväčša vretenovitého tvaru. Majú zloženie leukokrátnych žúl a aplítov. Dosahujú veľkosť až 10—15 cm. Okrem týchto dobre opracovaných valúnov sú v pieskovcoch nepravidelné polohy, šošovky relatívne hrubšieho materiálu (dosahujúce až drobnozlepcovú veľkosť), ktorý je ostrohranný, zložený z kremeňa, úlomkov, leukokrátnych žúl a aplítov. Rozmiestnenie hrubšej piesčitej frakcie je šošovkovité.

Len na malom počte odkryvov bolo zistené gradačné zvrstvenie. Hrúbka gradačne zvrstvených lavíc dosahuje 1—1,5 m. Bazálna časť gradačne zvrstveného telesa obsahuje ostrohranný hrubopiesčitý a drobnozlepcový materiál. Smerom do jeho vrchnej časti pozorovať jasné zmenšovanie veľkosti zrna. Lokálne sú v najvrchnejších častiach gradačne zvrstvených vrstiev tenké polohy pelítov s prímiesou piesčitej frakcie. Tieto bývajú nadložnou vrstvou čiastočne odrezané. Všeobecne je v pieskovcoch brusnianskeho súvrstvia veľmi málo vložiek pelítov. Tvoria zvyšky pôvodných telies, ktoré boli značne rozrušené. Útržky týchto pelítov, obvykle zelenošedo sfarbené sa nachádzajú často v podobe intraklastov v pieskovcoch.

Významným členom brusnianskeho súvrstvia, ktorý ho rozdeľuje na spodnú a vrchnú časť, je vulkanogénny horizont Harnobisu (nazvaný podľa hrebeňa Harnobisu, kde je najtypickejšie vyvinutý). Predzvestou hlavnej vulkanickej činnosti sú malé polohy paleodacitových tufov nájdených sv. od osady Podlipa a v doline Brzáčky. Tvoria malé smerné vyklíňujúce telesá.

### Charakteristika vulkanogénneho horizontu Harnobisu

Zložený je z výlevov vulkanických hornín dacitového zloženia, ktoré sú sprevádzané pyroklastikami popolovej a pieskovej zrnitosti. Vlastné vulkanity a pyroklastiká boli v ďalšom procese sedimentácie rozrušované a distribuované do časti sedimentačného bazénu. Tvoria spolu s klastickým detritom rôzne typy zmiešaných sedimentov.

Paleodacity sú zelenošedej, zelenej, fialovošedej farby, afanitickej textúry s makroskopicky pozorovanými drobnými porfyrickými výrastlicami (veľkosť asi 1 mm). Sú slabo tlakovo usmernené.

č. vz.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	FeO	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Súčet
L-24/77	55,44	15,59	5,03	3,99	5,47	1,09	0,14	0,11	0,48	2,20	4,35	1,58	3,98	0,32	99,67
L-25/77	56,89	15,52	8,19	1,88	3,15	1,64	0,11	0,06	0,54	0,97	4,63	2,16	4,31	0,11	100,16
L-25/77A	53,84	15,21	4,81	7,66	3,50	1,28	0,18	0,06	0,56	0,81	3,45	3,74	4,39	0,11	99,60
L-26/77	57,82	15,28	7,08	1,25	3,65	1,78	0,10	0,10	0,86	1,84	3,96	1,14	4,42	0,50	99,78
Normatívne zloženie vulkanických hornín															
č. vz.	si	ort.	al	an	c	th	mg	hm	hy	ap	il	di	wo	ac	M
L-25/77	18,00	5,56	39,45	8,34	3,77	1,03	2,09	6,72	7,80	0,31	3,19	-	-	-	20,11
L-26/77	23,46	10,56	28,30	6,11	5,61	1,42	-	7,04	9,10	0,31	2,58	-	-	-	19,03

M = index farebnosti

Lokality analyzovaných hornín (k tab. 1)

L-24/77: tuf – vulkanogénny horizont Harnobisu – lesná cesta južne od doliny Oselné, asi 600 m j. od k. 824,3 m.

L-25/77: paleodacit – vulkanogénny horizont Harnobisu – lesná cesta severne od Harnobisu, oblasť Odstredka, asi 650 m jv. od k. 824,3 m.

L-25/77: tuf – vulkanogénny horizont Harnobisu – lesná cesta severne od Harnobisu, oblasť Odstredka, asi 650 m jv. od k. 824,3 m.

L-26/77: paleodacit – vulkanogénny horizont Harnobisu – oblasť Odstredka, západne od záveru doliny Kušnierovej, asi 850,0 m jv. od k. 824,3 m.

Štruktúra základnej hmoty je mikrokryštalická, zmenená. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklasy, úplne rozložený biotit, v menšom množstve aj kremeň. Plagioklasy majú typické lištovité prierezy, s kombinovanými dvojčatnými zrastami podľa zákona albitového a periklinového. Bázicitou zodpovedajú oligoklasu až andezínu ( $An_{26}$ ). Bežné sú rôzne typy prerastlíc. Plagioklasy sú obvykle silne zmenené — sericitizácia, chloritizácia.

Mafické minerály sú reprezentované predovšetkým biotitom. Pri autometamorfnnej premene bol úplne likvidovaný, hematizovaný. Zachované sú iba kontúry kryštálov a výplň štiepných puklín. Ojedinele boli zistené zvyšky amfibolovej štiepateľnosti, pravdepodobne po úplne zmenených amfiboloch. Z ďalších premien mafických minerálov je bežná chloritizácia a epidotizácia, tiež odmiešaniny rutilu v podobe sagenitovej štruktúry.

Výrastlice kremeňa nesú stopy silnej magmatickej korózie. Majú okrúhly tvar, ale sú aj pseudohexagonálne a bipyramidálne. V malom množstve sú okrem kremeňa vyvinuté i kryštály mikropertitov.

Základná hmota je mikrokryštalická. Z produktov jej premeny je najbežnejší sericit, chlorit, v malom množstve epidot. Bežné sú vtrúseniny karbonátov s pyritom. Rozoznať v nej drobné mikrolity plagioklasu a ihličkovité kryštály hematitu, ktoré pravdepodobne vznikli premenou mafických minerálov.

Akcesorické minerály: apatit, titanit. Chemické zloženie paleodacitov a z toho vypočítané normatívne minerálne zloženie je uvedené v tab. 1.

Na základe normatívneho zloženia môžeme predpokladať, že ide o skupinu efuzívnych hornín odvodenú od magmy zloženia kremenného dioritu (tonalitu) s výraznou tendenciou prechodu k dioritovému magmatu, teda u efuzívnych foriem až k paleoandezitom.

Paleodacitové tufy. Sú to zelenošedé fialovošedé kompaktné horniny, najčastejšie pieskovej zrnitosti. Štruktúru majú blastolitokryštaloklastickú, blastokryštaloklastickú. Medzi kryštaloklastami sú plagioklasy (bázicita  $An_{26-28}$ ), biotit, kremeň, menej často mikropertity. Biotit je silno rozložený. Z premien bola zistená chloritizácia, epidotizácia.

Litoklasty sú reprezentované útržkami mikrokryštalickej vulkanickej hmoty, v ktorej bývajú zachované i oblámané časti porfyrických výrastlíc.

Základná hmota je nerovnomerne zrnitá, rekryštalizovaná, zložená zo sericitu, kremeňa, chloritu, epidotu, hematitového pigmentu a slabo anizotropnej, jemnozrnej hmoty.

Z akcesorických minerálov je najhojnejší apatit. Sporadicky bol zistený zirkón a titanit.

Petrografické zloženie paleodacitových tufov vyjadrené v %

	L-4/76 A, B	L-25/72
kryštaloklasty kremeňa	1,82	8,11
kryštaloklasty živcov	6,26	17,53
kryštaloklasty biotitu	1,02	4,24
litoklasty	21,50	17,34
základná hmota	67,12	51,36
akcesórie + nepriesvitné minerály	2,28	1,49

Lokalita: L-4/76 — sv. od osady Podlipa,

L-25/72 — v lesnej ceste s. od Harnobisu, 1 km v od k. Holý vrch.

Tufity, vulkanoklastické pieskovce. Sú to piesčité sedimenty s obsahom vulkanických úlomkov, ktoré boli prepracované v procese transportu a zmiešané v rôznom pomere s klastickým detritom. Vulkanogénna zložka má podobné zloženie ako vo vyššie opísaných pyroklastikách, detritická zložka je reprezentovaná rozpukaným žulovým materiálom.

Výraznú polohu v týchto hybridných sedimentoch tvoria svetlošedé a zelenošedé pieskovce, v ktorých sú nepravidelne rozmiestnené úlomky fialovo sfarbených paleodacitov. Dosahujú veľkosť až 30, maximálne 50 cm. Majú obvykle oválny tvar, ktorým pripomínajú vyvrhnuté bomby. Ich vnútorná štruktúra však tomu nenasvedčuje. Najpravdepodobnejšie ide o materiál transportovaný z rozrušovaných vulkanických centier povrchovými transportačnými činiteľmi.

Pieskovcové členy, ktoré vystupujú v podloží a nadloží vulkanogénneho horizontu, sú po stránke štruktúrnej a textúrnej zrelosti rovnaké, avšak líšia sa mineralogickým zložením.

Pieskovce v spodnej časti brusnianskeho súvrstvia zodpovedajú v zmysle klasifikácie F. J. Pettijohna (1957) drobám. Podľa klasifikácie, ktorá je použitá v práci F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever (1972) ich možno nazvať arkózovými drobami (ang. arcose wacke).

Sú to sedimenty zložené zo žulového detritu, štruktúrne veľmi slabo vytriedené. Percentuálne zastúpenie základnej hmoty je v priemere 25—30 %, v ojedinelých prípadoch i viac. Piesčitý materiál je ostrohranný, granulometrický nevytriedený. Minerálne zloženie piesčitých zrn: kremeň, plagioklas, draselný živec (ortoklas, ojedinele mikroklin), mikropertit, biotit, muskovit. Medzi úlomkami hornín boli zistené granitoidy aplitovej štruktúry a intraklasty sericitických bridlíc. Akcesorické minerály: apatit, rutil, titanit, ilmenit, zirkón.

Základná hmota, metamorfne rekryštalizovaná, je bohatá na prímes siltovej frakcie. Zložená je z kremeňa a sericitu. Ako sekundárna hydrotermálna premena bola zistená karbonatizácia.

Pieskovce vrchnej časti brusnianskeho súvrstvia, ktoré vystupujú v nadloží vulkanogénneho člena Harnobisu, zodpovedajú petrograficky taktiež

drobám. Obsahujú však okrem žulového detritu v rôznom množstve prepracovaný vulkanoklastický materiál (vulkanogénny kremeň, úlomky paleodacitov).

Zloženie pieskovcov brusnianskeho súvrstvia vyjadrené v obj. %

	L-3/76	L-16/72	L-46/72 A	L-2/76
kremeň	27,07	38,24	43,55	40,04
draselný živec	21,80	14,42	9,47	6,71
plagioklas	4,34	6,44	0,12	3,26
sľudy	5,79	1,00	1,32	1,56
úlomky granitoidov	4,34	9,30	1,70	6,13
úlomky vulkanitov	—	—	—	1,28
základná hmota	36,65	30,60	43,82	41,06

Lokality:

L-2/76 Sv. od osady Podlipa, Zelená dolina, 600 m n. m. (spodná časť brusnianskeho súvrstvia).

L-3/76 Sv. od osady Podlipa, svah jv. od Zelenej doliny (vrchná časť brusnianskeho súvrstvia).

L-16/72 Dolina Predajnianske Čelno, asi 1 km s. od mosta, k. 688,4 m (vrchná časť brusnianskeho súvrstvia).

L-46/72 A Osada Podlipa, lesný chodník traverzom nad osadou; 950 m j. od k. Vysoká — 995,0 m (vrchná časť brusnianskeho súvrstvia).

Aj v oblasti v. od obce Ponická Huta, jz. od Ľubietovej, v úzkom pruhu smeru SV—JZ, plošne asi 250 m × 2000 m sú zachované sedimenty brusnianskeho súvrstvia. Reprezentované sú svetlošedými drobami, v ktorých sú útržky fialových paleodacitov. Podľa litologického charakteru tieto sedimenty zodpovedajú zmiešaným typom sedimentov z vulkanogénneho horizontu Harnobisu. Severne od tohoto úzkeho pruhu (jz. od obce Povrazník) je zachovaný aj efuzívny člen tohoto horizontu — drobnozrnitý až afanitický paleodacit, miestami so zastúpením drobnoporfyrickej variety. Celkovým petrografickým charakterom i chemickým zložením je paleodacit analógom efuzívnych telies opísaných v oblasti Harnobisu. Jeho dnešná geologická pozícia, podobne ako pozícia sprievodných sedimentov brusnianskeho súvrstvia v tomto území, (Povrazník — Ponická Huta) vyplýva z celkovej geologickej stavby, uplatnenia mladej zlomovej tektoniky hlavne na smernom obmedzení výskytov brusnianskeho súvrstvia pri Povrazníku a Ponickéj Hute. Celé súvrstvie tu leží priamo na kryštaliniku a prekrýva ho neogén (neogénne vulkanity a sedimenty). V celom Ľubietovskom pásme jedine tu leží spodný trias priamo v tektonickom styku s brusnianskym súvrstviem na systéme línií SV—JZ.

### *Charakteristika sedimentačného prostredia*

Sedimentačné prostredie, v ktorom vznikali sedimenty brusnianskeho súvrstvia, bolo kontinentálne. Prevládalo prostredie aluviálnych kužeľov s nepravidelným,

prívalovým prínosom klastického materiálu. Je pravdepodobné, že v súčasnom stave je zachovaný relikť okrajovej časti sedimentačného bazénu, pôvodne po celej dĺžke lemovaného systémom aluviálnych kužeľov, do ktorého bol prinášaný materiál z rozrušovaného morfogénu do sedimentačného bazénu.

Znos klastického materiálu bol rýchly a krátky, o čom svedčí slabá vytriedenosť, tiež ostrohrannosť materiálu. Potoky, prúdy, ktorými bol materiál transportovaný boli silne koncentrované, presýtené úlomkovitým materiálom. Dokumentujú to nájdené typy zvrstvení, tiež nedokonalé vytriedenie sedimentov.

### Predajnianske súvrstvie

Základnými znakmi predajnianskeho súvrstvia sú:

- cyklická stavba rádu megacyklu,
- vertikálne a laterálne zmeny v litologickom zložení,
- pestrosť v zafarbení sedimentov,
- chýbanie prejavov syngenetického vulkanizmu,
- polymiktný charakter klastického materiálu.

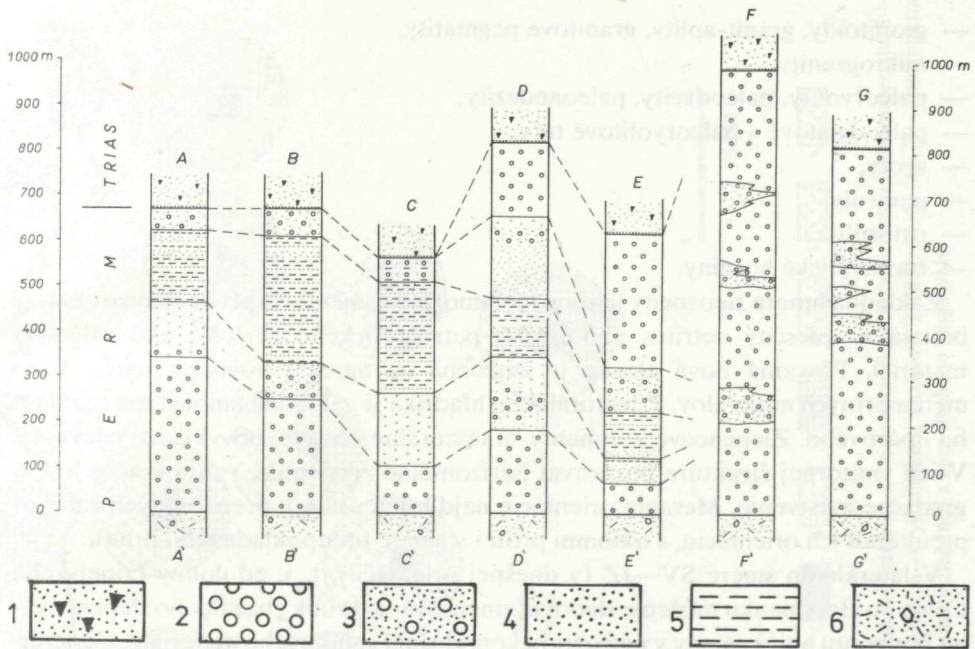
Pomenované je podľa obce Predajná, od ktorej smerom na juh sa nachádza typový litologický profil (dolina Bystrô, B—B', obr. 2). Hrúbka súvrstvia je približne 400 m, v západnej časti územia i viac. Voči podložnému brusnianskemu súvrstviu je oddelené výraznou litologickou zmenou, polohou polymiktných zlepcov, ktorá je rozšírená v bazálnej časti súvrstvia po celej jeho dĺžke. Sedimenty predajnianskeho súvrstvia reprezentujú jeden megacyklus. Začína sa polohou polymiktných zlepcov, u ktorých vo vertikálnom smere dochádza k pozvoľnému zmenšovaniu veľkosti zrna a k vystriedaniu pieskoveciami. Cyklus je ukončený drobnozrnnými pieskoveciami a piesčitými bridlicami, ktoré sa rytmicky striedajú. V nadloží megacyklu sa objavuje opäť poloha polymiktných zlepcov, piesčitých zlepcov, prípadne hrubozrnných pieskovec. Reprezentujú bazálne časti ďalšieho neukončeného cyklu.

Okrem vertikálnych zmien možno v sedimentoch predajnianskeho súvrstvia pozorovať i výrazné zmeny v laterálnom smere. Sú dobre dokumentované na litofaciálnej mape a na litologických profiloch (A—A' — G—G'). Generálne v smere od SV na JZ dochádza k zjemňovaniu zrna sedimentov, k ich relatívne lepšiemu mineralogickému vytriedeniu, k zväčšovaniu hrúbky pieskovecových a aleuropolitových členov.

### Charakteristika zlepcových členov predajnianskeho súvrstvia

V sv. časti rozšírenia predajnianskeho súvrstvia zaberajú zlepenice celú jeho hrúbku. Smerom na JZ sa rozdeľujú do dvoch výrazných horizontov — v spodnej časti prvého cyklu a na báze druhého cyklu.

*Zlepenice v spodnej časti prvého megacyklu.* Sú strednozrnné až hrubozrnné,



Obr. 2 Schematické litologické profily predajnianskym súvrstvím:

1-kremence spodného triasu, 2-polymiktné zlepence, 3-piesčité zlepence, zlepenčové pieskovce, 4-pieskovce, 5-piesčité a aleuritové bridlice, 2—5 sedimenty predajnianskeho súvrstvia, 6—pieskovce brusnianskeho súvrstvia,

A — A' — pravý prítok doliny Brusnianky

B — B' — dolina Bystrô

C — C' — dolina Oselné

D — D' — dolina Kušnierová

E — E' — pravý prítok doliny Záhruskovej

F — F' — dolina Predajnianske Čelno

G — G' — dolina Lopejské Čelno

veľmi slabo granulometricky vytriedené. Popri zrnitostnej frakcii 1—3 cm obsahujú ojedinelé balvany, veľké až 30 cm. Farbu majú fialovú, fialovošedú, šedú. Percentuálne zastúpenie valúnov voči základnej hmote je vysoké — v rozmedzí 60—70 %, miestami však len 20—40 %. Opracovanosť valúnov je veľmi nízka — 0,36—0,37 jednotiek zaoblenia v zmysle W. C. Krumbeina (1941); morfológická charakteristika valúnov je opísaná v osobitnej časti.

Petrografické zloženie zlepenčov je polymiktné. Zistené boli tieto typy valúnového materiálu:

— kremeň,



- granitoidy, granit-aplity, granitové pegmatity,
- mikrogranity,
- paleoryolity, paleodacity, paleoandezity,
- paleodacitové a paleoryolitové tufy,
- svory,
- pararuly,
- ortoruly,
- turmalinické horniny.

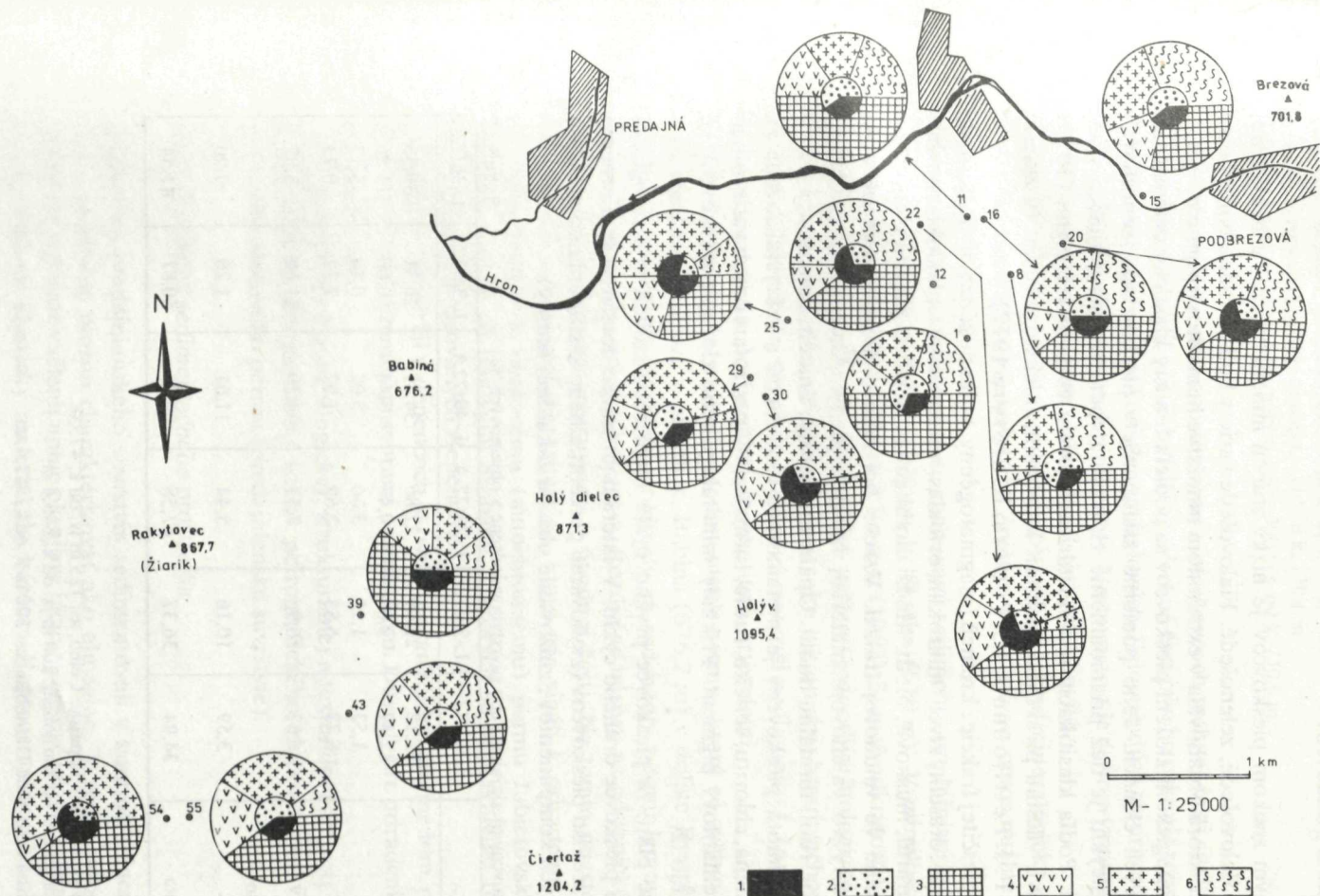
Základná hmota zlepenčov je silne metamorfne usmernená a rekryštalizovaná. Je bohatá na piesčitý detritus podobného petrografického zloženia ako valúnový materiál. Pôvodná ílová zložka je zmenená na agregát novotvorených, nízko metamorfnych minerálov. Z texturálneho hľadiska je základná hmota typu bazálneho i pórového. Zlepencové sedimenty sú texturálne nezrelé, obvykle nevrstevnaté. V ich vnútornej štruktúre pozorovať horizontálne zvrstvenie, veľmi vzácne hrubé gradačné zvrstvenie. Merania orientácie najdlhších osí A u pretiahnutých valúnov preukázali ich orientáciu, s úklonmi proti i v smere predpokladaného prúdu.

V laterálnom smere SV—JZ (v dnešnej orientácii), t. j. od doliny Lopejského Čelna po Brusnianku môžeme sledovať zmenšovanie hrúbky bazálneho zlepencového horizontu a tiež zmeny v petrografickom zložení valúnového materiálu. Generálne od SV na JZ sa znižuje percentuálne zastúpenie valúnov kryštalických bridlíc a naopak mierne stúpa zastúpenie valúnov paleodacitov a ich pyroklastík (obr. 3).

Percentuálne zastúpenie najhrubšej zrnitostnej frakcie v zlepencoch (nad 15 cm) neprejavuje síce výrazné zmeny, dôležité je však to, že sa mení petrografický charakter hornín zastúpených v tejto frakcii. Zatiaľ čo v sv. oblasti tvoria hrubú frakciu predovšetkým horniny kryštalinika, v menšom množstve tiež granitoidy, v jz. časti (dolina v. od Dielca, dolina Brusnianky) sa vyskytujú hojnejšie v tejto frakcii i paleodacity.

Zlepence druhého megacyklu. Ich základným znakom je postupné vyznievanie v smere od SV na JZ. V tom istom smere dochádza i k výraznému znižovaniu percentuálneho obsahu valúnov v sedimentoch a tiež najhrubšej frakcie. Zatiaľ čo v severovýchodnej časti je percentuálny obsah valúnov 50—60 %, smerom na JZ dosahuje hodnotu okolo 30 %, v oblasti Lubietovej 10—20 %. Môžeme sledovať celú škálu hornín zlepenec — piesčitý zlepenec — zlepencový pieskovec. Mení sa tiež petrografické zloženie valúnového materiálu.

Relatívne výraznejšie zastúpenie kryštalických bridlíc v oblasti Lopejského a Predajnianskeho Čelna sa smerom na JZ stráca a zvyšuje sa výrazne obsah valúnov granitoidov, miestami aj paleodacitov (obr. 3). Oproti bazálnej polohe zlepenčov je relatívne výraznejšia i texturálna diferencovanosť. Opracovanosť valúnového materiálu je v priemere o niečo vyššia ako u spodnej polohy zlepenčov — 0,41—0,44 jednotiek zaoblenia, podľa W. C. Krumbeina (1941). Mierne sa zvyšuje i v laterálnom smere — 0,48 jednotiek zaoblenia) oblasť z. od doliny Oselnô).



Obr. 3 Grafické znázornenie petrografického zloženia valúnového materiálu

1—2 pomerné zastúpenie valúnov k základnej hmote, 1—základná hmota, 2—valúnový materiál, 3—6 petrografické zloženie valúnového materiálu, 3—kremeň, 4—paleodacity, paleoryolity a ich pyroklastiká, 5—granitoidy, mikrogranity, 6—kryštalínikum. analýzy č. 20, 8, 1, 54, 55, 43, 39—polymiktné zlepence z bázy prvého megacyklu; analýzy č. 15, 11, 16, 12, 25, 29, 30—polymiktné zlepence z bázy druhého megacyklu.

## Charakteristika pieskovcov

Dominantným znakom pieskovcov je nízky stupeň mineralogickej a štruktúrnej zrelosti. Sú fialovošedé, zelenošedé. Fialovošedé variety boli pôvodne bohatšie na ílovú zložku, ktorá obsahovala v extrémnom množstve hematitový pigment.

Na mineralogickom zložení pieskovcov sa podieľa ten istý klastický detritus ako v zlepcových členoch. Jeho pomerné zastúpenie v pieskovcoch jednotlivých úrovní megacyklu je tiež priamoúmerné zloženiu zlepcov vystupujúcich v ich nadväznosti. Podľa klasifikácie sedimentárnych hornín F. J. Pettijohna (1957) možno drvivú väčšinu pieskovcov priradiť k drobám, litickým drobám (v zmysle klasifikácie F. J. Pettijohna, P. E. Pottera, R. Sievera 1972).

Zloženie piesčitej frakcie: kremeň (magmatogénny, vulkanogénny, hydrotermálny), plagioklas, draselný živec (mikroklín, ortoklas, mikroperthit), plagioklas pochádzajúci z pararúl, muskovit, biotit. Medzi úlomkami hornín boli zistené všetky typy hornín opísané vo valúnovej frakcii. Vzácné bol zistený úlomok hematitového kvarcitu, ktorý vo valúnovom materiáli nebol nájdený. Akcesorické minerály: zirkón, apatit, rutil, turmalín, titanit. Opakné minerály: ilmenit, hematit.

Základná hmota pieskovcov je metamorfne usmernená a rekryštalizovaná za vzniku kremeňa, chloritu, sericitu, rutilu, turmalínu. V pestrofarebných varietách je prítomný hematitový pigment. Príklady mineralogického zloženia pieskovcov sú priložené v tab. 2.

Generálne platí, že pieskovce prvého cyklu majú nižší stupeň mineralogickej zrelosti ako pieskovce druhého cyklu. V laterálnom smere dochádza k miernemu zvyšovaniu zrelosti pieskovcov (zvyšovanie percentuálneho zastúpenia kremeňa na úkor ostatných komponentov; znižovanie obsahu základnej hmoty).

Zloženie pieskovcov predajnianskeho súvrstvia vyjadrené v objemových %

Tabuľka 2

	L-11/72	L-26/72	L-24/72 A	L-40/72A	L-34/72	L-36/72
kremeň	32,12	26,49	22,86	34,81	28,31	30,33
draselný živec	12,47	2,03	10,40	13,44	0,60	11,26
plagioklas	1,53	1,15	3,66	5,02	0,10	3,17
šľudy	8,73	6,83	2,69	1,92	7,32	0,73
úlomky vulkanitov	6,62	16,96	7,37	4,20	11,60	3,07
úlomky granitoidov a kryštal. bridlic	3,59	10,16	5,44	11,61	1,20	9,90
základná hmota	34,94	36,37	47,58	29,00	50,87	41,54

Lokality:

L-11/72: Ľavý svah doliny Lopejské Čelno, asi 125 m jv. od k. 475,0.

L-26/72: Lesná cesta s. od Harnobisu, 200 m jz. od k. 843,4 m.

L-24/72A: Lesná cesta s. od Harnobisu, asi 300 m z. od k. 887,4 m.

L-40/72A: Dolina v. od Dieľa, asi 900 m jz. od k. Holý vrch.

L-34/72: Lesná cesta s. od Harnobisu, v oblasti k. 730,6 m.

L-36/72: Lesná cesta s. od Harnobisu, 250—300 m s. od k. 730,6 m.

Výrazné sú tieto zákonitosti hlavne v pieskovcoch vrchnej časti cyklu:

Aleuritové a piesčité bridlice. Vrchná časť prvého cyklu je reprezentovaná rytmicky sa striedajúcim komplexom fialových, fialovošedých aleuritových a piesčitých bridlíc a drobnozrnných pieskovcov. Vrstevnatosť je dobre vyvinutá, zvrstevnenie horizontálne, prípadne slabo vlnité, tiež šošovkovité.

Detritus piesčitej a aleuritovej veľkosti má podobné mineralogické zloženie ako vo vyššie opísaných pieskovcoch. Znižuje sa relatívne percentuálne zastúpenie litických úlomkov.

Juhozápadne od Ľubietovej sú zachované sedimenty predajnianskeho súvrstvia v malej tektonickej hrasti v oblasti k. Skalka (570 m). V minulosti sedimenty študoval J. Jaroš (1960, 1966) a J. Losert (1962). Stupeň odkrytosti v tejto oblasti je veľmi nízky, preto sa len obťažne dali vyčleniť jednotlivé litologické typy. Podľa celkového litologického charakteru je v tejto tektonickej hrasti zachovaná vrchná časť predajnianskeho súvrstvia. Valúnový materiál podľa opisu J. Jaroša (1960) je tvorený kremeňom, porfyroidmi, migmatitmi, ortorulami.

Napokon sa treba zmieniť o sedimentoch permu, ktoré sú zachované v úzkej antiklinálnej štruktúre v oblasti k. Babiná (676,2 m) v doline Bystrô, j. od obce Predajná. Po oboch stranách antiklinály sú sedimenty permu lemované úzkymi pruhmi spodnotriasových kremencov. Rozdielne názory na tektonické postavenie tohoto výskytu permu sme uviedli v úvodnej časti. Na tomto mieste sa chceme zmieniť len o litologických kritériách, ktoré nás viedli k priradeniu sedimentov z doliny Bystrô k obalovému (autochtónnemu) permu Ľubietovského pásma. Reprezentované sú fialovými drobnami, v ktorých sú nepravidelne rozmiestnené polohy slabo opracovaných zlepcov.

Valúnový materiál v zlepcoch je tvorený granitoidmi, kremeňom, paleodacitmi a paleoryolitmi, kremitými svorami a pararulami. Dôvody pre priradenie k obalovému permu sú:

- nízky stupeň mineralogickej, štruktúrálnej a texturálnej zrelosti,
- klastický detritus toho istého petrografického zloženia ako v zlepcoch vlastného obalového permu (predajnianske súvrstvie).

### *Charakteristika sedimentačného prostredia*

Sedimenty predajnianskeho súvrstvia sedimentovali v kontinentálnom prostredí, ktoré generálne možno charakterizovať ako aluviálne. V sedimentoch, ktoré sa zachovali môžeme vyčleniť úplne okrajové fácie, výnosové kužele z oblasti predhorí, ktoré dodávali klastický materiál do bázenu. Reprezentované sú zlepcovými

fáciami, s vnútornou textúrou zodpovedajúcou podmienkam občasných tokov „debris flow“. Takto prinášané sedimenty boli rozmiestňované v aluviálnom prostredí v osovom smere bazénu. Prúdy, ktoré transportovali klastický materiál, boli koncentrované do krajnosti. Takým spôsobom si môžeme vysvetliť rýchle vypadávanie materiálu z prúdov a jeho slabé triedenie.

Farba sedimentov, prítomnosť hematitu, svedčia o akumulácii vo vysoko oxidačných podmienkach. Transport v relatívne zriedenejších suspenziách možno predpokladať v terajšej jz. časti rozšírenia predajnianskeho súvrstvia. V distálnejších častiach bazénu sedimentovali fácie náplavových rovín, močiarové príp. jazerné fácie.

### Stručná charakteristika nízkostupňovej regionálnej metamorfózy permských sedimentov

Študované sedimenty možno všeobecne nazvať metasedimentmi. V dôsledku alpínskej regionálnej tlakovej metamorfózy došlo k vzniku bridličnatej textúry, k čiastočnej deštrukcii a porušeniu klastických zrn piesčitej frakcie, v niektorých častiach i k mechanickej deformácii a k rozpuškaniu valúnového materiálu v zlepencoch. Stupeň deštrukcie sa regionálne mení.

V najjemnozrnnejších členoch sedimentárneho komplexu — pôvodne v aleuritových a piesčitých bridliciach — a tiež v základnej hmote hrubozrnnejších sedimentov (pieskovcoch, zlepencoch) došlo k vykryštalizovaniu spoločenstva nízkometamorfných minerálov — kremeňa, sericitu, chloritu,  $\pm$  rutilu, turmalínu, hematitu. Charakteristické je prednostné usporiadanie kryštálov sludnatých minerálov v plochách bridličnatosti. Spoločenstvo nízkometamorfných minerálov a charakter deštrukcie sedimentárnych hornín naznačujú, že stupeň rekryštalizácie sedimentov, markantný hlavne u jemnozrných, pôvodne aleuropelitových typov, sa vymyká z rámca diagenetických premien.

Skupina minerálov kremeň — sericit — chlorit je charakteristická pre začiatkové štádium nízkostupňovej metamorfózy zodpovedajúcej fácií zelených bridlíc v podmienkach stredného tlaku. Teda v študovaných sedimentoch možno vyčleniť prechodné typy premeny hornín — od štádia diagenézy až po najnižšie stupne metamorfnej fácie zelených bridlíc.

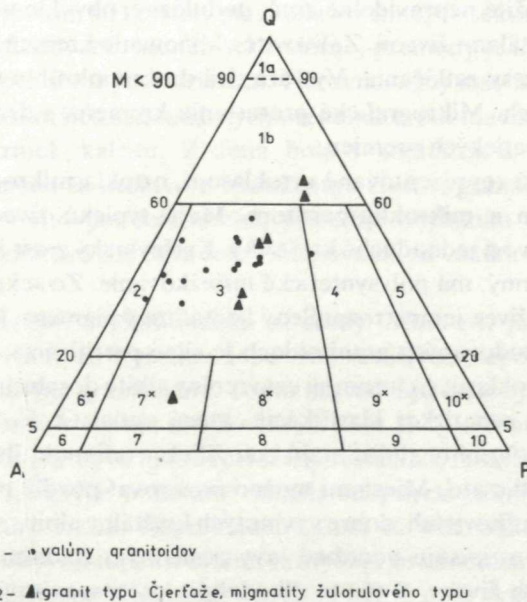
Vzhľadom na to, že prevládajúce množstvo sedimentov permu v sz. časti veporika obsahuje hrubšie klastiká a pôvodné klastické zrná možno dobre odlišiť, použili sme pre nomenklatorické zatriedenie hornín klasifikácie, ktoré sa používajú pre sedimentárne horniny. Pri petrografickom opise jednotlivých litologických členov, sme z dôvodov čo najstručnejšieho vyjadrenia použili názvoslovie prislúchajúce pôvodnému predmetamorfnému stavu horniny, napr. litická droba, namiesto metamorfovaná litická droba a pod.

## Petrografia valúnového materiálu

### Granitoidy

Vo valúnovom materiáli sú granitoidy reprezentované strednozrnnými varietami svetlošedej, svetlošedoružovej farby. Textúru majú masívnu, všesmerne zrnitú, prípadne slabo usmernenú. V zónach silnejšej alpínskej deformácie sú valúny granitoidov kataklasticky drvené. Pre klasifikáciu granitoidných hornín sme použili systém schválený IUGS v Montreale 1972. Používame výraz granitoid ako všeobecný zahrňujúci vyvrelé horniny, ktoré spadajú do polí 2, 3, 4 (alkalický granit, granit, granodiorit).

Podľa modálneho minerálneho zloženia, ktoré je vyjadrené v objemových percentách (viď. tab. 3) podstatnú časť valúnov granitoidných hornín môžeme zaradiť do skupiny granitov s výrazným trendom ku alkalicko-živcovým granitom. Index farebnosti  $M'$  dosahuje veľmi nízkych hodnôt. Všetky vzorky spadajú do skupiny leukokrátnych granitov.



Obr. 4 Klasifikačný diagram vyvrelých hornín (IUGS).

	L-11/74B	L-44/72B	L-32/72A	L-8/74A	L-10/72B	L-14/74B	L-13/74B	L-10/72A
kremeň	50,81	34,09	37,89	32,88	38,60	47,58	38,32	36,05
dras. živec + pertit	25,90	39,89	33,44	48,65	49,57	41,57	29,17	44,97
plagioklas	17,57	10,70	19,70	15,22	8,32	7,22	20,67	6,34
muskovit	4,57	12,96	0,64	—	—	1,05	—	8,28
biotit	1,15	2,36	8,32	3,05	3,41	2,57	11,83	4,35
akcesórie	—	—	—	0,19	0,09	—	—	—
opakné minerály	—	—	—	—	—	—	—	—
M'	1,1	2,3	8,3	3,2	3,5	2,5	11,8	4,3

M' = index farebnosti

Granitoidy majú hypautomorfne alebo panallotriomorfne zrnitú štruktúru, miestami s náznakmi vývoja porfyrických výrastlíc. V tlakove deformovaných varietách sú štruktúry kataklastické. Základnými stavebnými zložkami sú svetlé minerály — kremeň, draselný živec, plagioklas.

Kremeň tvorí zložité nepravidelné zrná, undulózne, obvykle usporiadané v priestoroch medzi kryštálami živcov. Zálivovité vклиňovanie kremeňa do týchto kryštálov naznačuje procesy zatláčania. Vytvára tiež drobné okrúhle uzavreniny hlavne v draselných živcoch. Mikrografické prerastanie kremeňa s draselným živcom je prejavom metasomatických premien.

Draselné živce sú reprezentované ortoklasom, ortoklasmikropertitom, zriedkavejšie mikroklinom a mikroklin-pertitom. Majú typickú živcovú štiepatelnosť. Ortoklas obvykle tvorí jednoduché kryštálky. Karlovarský zrašt je vzácny. Mikroklin, pokiaľ je prítomný, má polysyntetické mriežkovanie. Zo sekundárnych prímiesi obsahujú draselné živce jemne rozptýlený hematitový pigment. Ich najcharakteristickejšou črtou v študovaných granitoidoch je silná pertitizácia. Pertity sú zložené predovšetkým z ortoklasu, v ktorom sú uzavreniny albitu dosahujúce mikroskopické veľkosti (v zmysle genetickej klasifikácie, ktorú podal O. F. Tuttle 1952, ide o mikropertity). Vtrúseniny albitu majú tvar žiliek, vretienok, ihličiek, nepravidelných škvŕn, prerastlíc atď. Miestami možno pozorovať pozdĺž okrajov draselných živcov obruby z tabuľkovitých, dobre vyvinutých kryštálov albitu. O. F. Tuttle — N. L. Bowen (1958) pripisujú podobné javy posledným štádiám rozpadu pevných roztokov draselných živcov. S týmto dlhodobým procesom súvisí pravdepodobne i vznik drobných nepravidelných zŕn mikroklinu.

Plagioklasy. Morfológicky sa líšia od draselných živcov náchylnosťou vytvárať prizmatické kryštálky, najčastejšie s typickým dvojčatným lamelovaním podľa

L-1/72C	L-29/72	37	66	44	36	L-49/72	L-1/76	I	II		IV	V
35,97	42,32	38,63	37,35	42,51	49,95	8,66	35,35	46,71	46,04	31,50	50,98	47,76
58,63	16,47	26,00	25,28	28,27	31,22	52,24	35,58	24,54	25,12	34,06	9,40	10,20
4,87	32,75	21,87	22,93	25,24	16,66	19,93	24,45	23,18	22,37	23,24	20,58	20,51
-	-	9,72	13,86	1,85	-	-	2,89	4,73	4,40	6,17	9,06	12,56
0,52	8,46	3,35	0,49	0,60	-	18,29	0,83	0,36	0,71	5,00	8,21	2,86
-	-	0,20	0,03	0,02	0,18	0,87	0,89	0,45	1,36	0,03	1,77	1,11
-	-	0,23	0,06	1,51	1,98	-	-	-	-	-	-	-
0,5	8,4	4,2	0,5	2,2	1,6	19,1	1,7	0,8	2,1	5,0	10,0	4,0

albitového zákona. Z ostatných dvojčatných zrastov sú bežné periklínový a karlovarský. Mineralogicky zodpovedajú predovšetkým oligoklasu s obsahom anortitovej zložky 10–12 %. Bázicita zisťovaná metódou univerzálneho stolku zodpovedá oligoklasu  $An_{13}$  s uhlom  $2V = 86^\circ$ ; ojedinele bol zistený až kyslý andezín ( $An_{17-26}$ ). Oproti draselným živcom sú kryštály plagioklasov silnejšie sekundárne premenené, predovšetkým sericitizované. Stupeň sekundárnej premeny je intenzívnejší v kataklasticky silnejšie postihnutých varietách. Nerovnovážny stav kryštálovej mriežky plagioklasov pri neskorších sekundárnych premenách bol hlavnou príčinou odmiešania drobných zrníek kalcitu. Zistená bola i kaolinizácia draselných živcov. Kataklastická premena sa prejavuje undulozitou živcov, granuláciou kryštálov po okrajoch, ich segmentovým roztrhaním, prípadne ohýbaním dvojčatných lamiel u plagioklasu. Mylonitová drť býva rekryštalizovaná, za vzniku drobného agregátu kremeňa a sericitu.

Vedľajšími minerálmi v granitoidoch sú sludy. Muskovit je prítomný obvykle v podobe dobre vyvinutých kryštálov. Jeho vznik súvisí pravdepodobne s pneumatolytickým štádiom vývoja granitoidov. Tomu nasvedčujú časté symplektity s kremeňom a vzácne pozorovaný vznik muskovitu na úkor živcov. Biotit je zachovaný iba v reliktoch. Najčastejšie býva úplne rozložený, vybielený, prípadne chloritizovaný, s odmiešavinami opakných minerálov pozdĺž štiepných puklín. Bežné sú zvyšky sagenitovej štruktúry rutilu. Nepremenené časti sú tmavohnedé, výrazne pleochroické. Percentuálne zastúpenie biotitu sa zvyšuje vo varietách relatívne bohatších na plagioklasy, ktoré mineralogickým zložením inklinujú k skupine leukokrátnych granitoidov.

Akcesorické minerály reprezentuje zirkón, rutil, apatit, celkom ojedinele turmalín a titanit. Apatit je zaujímavý pomerne veľkými, hrubostĺpcovými kryštálmi



	L-10/72	L-4/72	66	91	L-49/72	27*	27/60*	8*
SiO <sub>2</sub>	70,70	69,23	78,98	73,60	72,86	71,09	73,56	66,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,82	16,08	9,70	12,11	13,06	12,24	13,86	16,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,67	2,07	1,74	2,54	2,88	2,11	1,34	2,10
CaO	0,42	0,56	0,70	1,11	1,26	1,64	1,32	1,08
MgO	0,90	1,01	0,56	1,00	0,50	1,94	0,97	2,15
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,26	0,03	0,03	0,39	0,69	0,14	0,64
MnO	0,04	0,06	st.	0,02	0,06	0,08	0,05	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,27	0,08	0,10	0,16	0,35	0,15	0,19
SO <sub>3</sub>	0,06	0,07	—	—	0,05	—	—	—
K <sub>2</sub> O	2,72	3,25	1,57	2,04	4,54	1,60	3,82	3,07
Na <sub>2</sub> O	5,43	5,07	5,07	5,77	2,96	2,75	2,32	3,85
FeO	0,72	0,72	0,75	0,44	2,05	3,50	1,09	2,25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,12	0,06	0,06	0,07	0,09	0,11	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,35	1,51	0,90	0,91	0,65	2,15	0,80	1,68
Spolu	99,40	99,27	100,14	99,76	100,22	100,23	99,35	100,05

Tabuľka Niggliho hodnôt

Tabuľka 5

	L-10/72	L-4/72	66	91	L-49/72	27*	27/60*	8*
al	46,69	42,47	37,3	37,5	39,51	35,79	45,85	41,12
fm	15,96	23,39	19,0	20,0	24,07	37,16	19,42	29,09
c	2,11	2,69	4,9	6,2	6,79	8,74	8,07	5,04
alk	35,24	31,45	38,8	36,3	29,63	18,31	26,66	24,75
si	354,52	309,95	516,6	387,4	374,38	353,36	419,14	291,12
k	0,25	0,30	0,17	0,18	0,50	0,28	0,52	0,34
mg	0,42	0,57	0,32	0,39	0,15	0,39	0,61	0,48
Π	0,03	0,04	0,0	0,01	0,10	0,19	0,13	0,25
γ	0,0	0,0	0,20	1,4	0,0	0,0	0,0	0,64
α	10,72	6,83	8,7	12,2	12,71	18,47	15,64	11,37
μ	0,42	0,57	0,25	0,31	0,15	0,39	0,61	0,79
Q	52,33	49,50	65,80	53,90	56,05	59,61	61,13	50,93
L	40,60	40,67	29,17	39,42	36,46	26,82	31,13	43,24
M	7,07	9,83	5,03	6,68	7,49	6,02	7,14	5,83

Lokality analyzovaných granitoidov pre tab. 3, 4, 5

L-11/74B: valún granitoidu /3b granit/ — dolina Brusnianky, j. od kúpeľov Brusno, asi 550 m sz. od k. 653,3 m.

L-44/72B: valún granitoidu (3a granit) — dolina Brusnianky, 700 m — 725 m sz. od k. 653,3 m.

L-32/72A: valún granitoidu (4 granodiorit) — lesná cesta s. od Harnobisu, asi 250 m jv. od k. 730,6 m.

- L-8/74A: valún granitoidu (3a granit) — hrebeň z. od doliny Oselné, v oblasti k. 843,3 m.
- L-10/72B: valún granitoidu (3a granit) — ľavý svah doliny Lopejské Čelno, 125 m jv. od k. 475,0 m.
- L-14/74B: valún granitoidu (3a granit) — ľavý svah doliny Lopejské Čelno, j. od obce Lopej, 125 m jv. od k. 475 m.
- L-13/74B: valún granitoidu (3a granit) — ľavý svah doliny Lopejské Čelno, 125 m jv. od k. 475 m.
- L-10/72A: valún granitoidu (3a) 2 — alkalicko-živcový granit — granit), ľavý svah doliny Lopejské Čelno, 125 m jv. od k. 475 m, j. od obce Lopej.
- L-1/72C: valún granitoidu (2-alkalicko-živcový granit) — dolina Lopejské Čelno, 1000 m jv. od k. 475,0 m.
- L-29/72: valún granitoidu (4 granodiorit) — lesná cesta s. od Harnobisu.
- L-4/72: valún granitoidu — dolina Lopejské Čelno, 750 m jv. od k. 475,0 m, 250 m, jv. od k. 475,0 m.
- 37: valún granitoidu (3 — granit) — sz. hrebeň k. Belehrad, j. od obce Lopej, nadm. v. 570 m (r. 1969).
- 66: valún granitoidu (3b — granit) — dolina Predajnianske Čelno, 100 m jz. od k. 475,0 m (odkryv č. 14; r. 1969).
- 44: valún granitoidu (3b — granit) — dolina Lopejské Čelno, 450 m jv. od k. 475,0 m (odkryv č. 7; r. 1969).
- 36: valún granitoidu (3 — granit) — sz. hrebeň k. Belehrad, j. od obce Lopej, nadm. v. 570 m (odkryv č. 15; r. 1969).
- 91: valún granitoidu — dolina Lopejské Čelno, 500 m jv. od k. 475,0 m.
- L-49/72: „granit typu Čierťaže“ — oblasť k. Čierťaž.
- L-1-76: pásmo endogénnych migmatitov — v. od obce Podlipa, 150 m v. od mosta, k. 543,0 m.
- I, II, III: granit typu Čierťaž — prebraté z práce J. Kamenického (1966).
- IV, V: migmatity žulorulového typu — prebraté z práce J. Kamenický (1966).
- 27\*: endomigmatit — 300 m jz. od k. 949,5 m, svah Veľkého Čelna (prebraté z práce J. Kamenického 1966).
- 27/60\*: oftalmický migmatit — dolina Predajnianske Čelno, 1,5 km jv. od Lopeja (prebraté z práce J. Kamenického 1966).
- 8\*: endomigmatit — dolina Predajnianske Čelno (prebraté z práce J. Kamenický 1966).

idiomorfného habitu. Podľa spôsobu vystupovania v štruktúre horniny patrí k posledným minerálom v sukcesii. Jeho kryštály často narušujú ohraničenie ostatných minerálov v štruktúre.

*Granit* — *apľity*. Mineralogicky sa líšia od skupiny granitoidov relatívne vyšším obsahom kremeňa. Majú drobnozrnnú textúru, svetlošedú farbu.

*Granitové pegmatity, pegmatitové žily*. Vo valúnovom materiáli sú zriedkavo zachované. Hlavnou príčinou je ich relatívne hrubozrnejšia štruktúra, a tým i možnosť výraznejších účinkov mechanických i chemických činiteľov zvetrávania pri transporte. Nájdene boli v polymiktných zlepenoch v oblasti lokality Podlipa pri Ľubietovej. Ich mineralogické zloženie je veľmi jednoduché. Pozostávajú z hrubých kryštálov muskovitu a kremeňa, ktoré tvoria často navzájom deuterické symplektity. Pôvodne tvorili pravdepodobne výplň žíl po puklinách v samotných granitoidoch.

## Mikrogranity

Do tejto skupiny hornín boli zaradené typy valúnov, ktoré svojou vnútornou štruktúrou tvoria prechod medzi skupinou granitoidov a ich výlevnými ekvivalentmi. V literatúre sú najčastejšie nazývané žulovými porfýrmi alebo granitporfýrmi, pokiaľ ide o variety porfyrické. Makroskopicky sú šedej, šedoružovej farby, drobnozrnné, obvykle slabo tlakovo usmernené. U porfyrických variet rozoznať voľným okom porfyrické výrastlice živcov.

Štruktúry mikrogranitov sú porfyrické a afyrické. Zvyšky základnej hmoty zachovanej v priestoroch medzi dobre vykryštalizovanými horninotvornými minerálmi majú mikrokryštalickú a mikroaplitickú štruktúru. Kataklastická deformácia týchto hornín sa prejavila porušením kryštálov, usmernením a rekryštalizáciou základnej hmoty.

Na základe vnútornej štruktúry mikrogranitov možno vyčleniť dve skupiny: porfyrické a afyrické mikrogranity. U porfyrických variet sa výrastlice zreteľne odlišujú od ostatnej hmoty veľkosťou a stupňom idiomorfizmu. Afyrické variety majú približne rovnaký vývoj všetkých minerálnych súčastí čo do veľkosti i tvaru. Zvyšky likvidusu sú vykryštalizované v podobe jemnozrnej základnej hmoty v priestore medzi kryštálmi.

Výrazne odlišné dve skupiny môžeme vyčleniť i po mineralogickej stránke.

Modálne zloženie mikrogranitov vyjadrené v %

	L-7/72A	L-13/72	L-11/74A	L-46/72B	L-3/76A
kremeň	48,46	42,34	40,97	48,54	49,60
drasel. živec	31,70	41,41	0,28	1,56	1,42
plagioklas	17,97	15,59	—	8,97	16,95
biotit	1,64	0,70	13,44	12,31	0,35
muskovit	0,23	—	14,16	7,37	4,89
zákl. hmota	—	—	21,67	21,24	26,79
akcesórie	—	—	0,48	—	—

Lokality analyzovaných mikrogranitov

Vz. č.:

L-7/72A: valún porfyrického mikrogranitu — dolina Lopejské Čelno, ľavý svah, 100 m jv. od k. 475,0 m (sútok).

L-13/72: valún porfyrického mikrogranitu — dolina Predajnianske Čelno, v pravom svahu, asi 120—140 m jz. od k. 475,0 m (sútok).

L-11/74A: valún afyrického mikrogranitu — dolina Brusnianska, j. od kúpeľov Brusno, asi 500—550 m sz. od k. 653,3 m.

L-46/72B: valún afyrického mikrogranitu — lesný chodník nad osadou Podlipa.

L-3/76A: valún afyrického mikrogranitu — v hrebeni v. od Zelenej doliny, v. od obce Ľubietová.

*Porfyrické mikrogranity* (vz. č. L-7/72A, L-13/72) sú typické vývojom porfyrických výrastlíc živcov. Minerálnym zložením sa nelíšia od vyššie opísaných granitoidov. Draselné živce, ortoklas-mikropertity percentuálne výrazne prevládajú nad plagioklasmi. Albitové lamielky u ortoklasov sú usporiadané do vretenovitých útvarov a nepravidelných škvŕn. Zriedkavo dochádza k vývoju šachovnicového albitu. Plagioklasy sú typické dvojčatnými zrastami podľa albitového a periklinového zákona. Vzácné boli u plagioklasov pozorované zonárne kryštály, vo vnútornej zóne intenzívne sericitizované. Kremeň tvorí kryštály menších rozmerov, xenomorfné obmedzené alebo agregáty alotriomorfnéj štruktúry. Z tmavých minerálov je prítomný v malom množstve úplne rozložený biotit. Základná hmota je u porfyrických mikrogranitov dobre vykryštalizovaná, panalotriomorfné zrnité alebo mikrogranitovej štruktúry. Zložená je z kremeňa, draselného živca, plagioklasu a zo sekundárneho sericitu. Z akcesorických minerálov bol zistený apatit a rutil.

*Afyrické mikrogranity* (vz. č. L-11/74A ; L-3/76A ; L-46/72B) sú minerálnym zložením bližšie k aplitic-kým varietám. Majú relatívne zvýšený podiel kremeňa a sfúd. Líšia sa i pomerným zastúpením živcov. Plagioklasy obsahujú 5—11 % anortitovej zložky. Draselné živce sú reprezentované mikropertitmi (ortoklas a mikroklín).

Muskovit tvorí v štruktúre veľké idiomorfne vyvinuté kryštály, ktoré sú vyvinuté na úkor susedných jedincov. Od aplitov sa afyrické mikrogranity líšia vyšším obsahom biotitu.

Je tmavohnedý s vysokým obsahom železa. Pravdepodobne ide o odrodu biotit-lepidomelan, ktorý sa nachádza v granitoidoch so zvýšeným obsahom kremeňa. Biotity sú v rôznom stupni degradované, s odmiešanimi opakných minerálov a rutilu. V konečnom štádiu premeny vznikajú agregáty kremeňa, sericitu, chloritu a zlúčenín železa. Vzácné boli zistené lúčovité agregáty svetlohnedého biotitu, vykryštalizovaného na puklinách a v priestoroch medzi kryštálmi. Ich vznik súvisí so sekundárnymi premenami. Kremeň je v afyrických mikrogranitoch najpočetnejším minerálom. Vytvára xenomorfné obmedzené zrná, často zubovite pospájané alebo kryštály hexagonálneho tvaru. Majú síce formu porfyrických výrastlíc, ale nedosahujú ich veľkosť. Práve na týchto kryštáloch kremeňa sú vzácné pozorované javy magmatickej korózie so zvyškami rýchle utužnutého likvidusu zachovaného v korozívnych záľivoch.

Základná hmota zachovaná v priestoroch medzi kryštálmi reprezentuje pravdepodobne rýchlo utužnuté zvyšky likvidusu. Má mikrokryštalickú štruktúru a je silne sekundárne sericitizovaná. Akcesorické minerály: zirkón, apatit.

### Paleoryolity, paleodacity

Tento valúnový materiál reprezentuje efuzívne ekvivalenty skupiny granitoidných hornín (granit, adamelit, granodiorit). Vyznačuje sa drobnozrnnými, často afanitic-kými textúrami, s makroskopicky rozlišiteľnými porfyrickými výrastlicami kremeňa, živcov a limonitizovaných tmavých minerálov. Farba týchto vulkanických hornín je šedoružová, fialová, šedo zelená. Porfyrické výrastlice dosahujú veľkosť až 1 mm. Štruktúra základnej hmoty je mikrokryštalická, felzitická, vzácné sférolitická a alotriomorfné zrnitá.

Tabuľka silikátových analýz vulkanických hornín

Tabuľka 6

	L-42/72	52	63	161	9	L-14/72	L-15/72	L-9/72	L-48/72
SiO <sub>2</sub>	70,68	71,51	78,31	79,79	66,60	65,30	70,94	76,60	64,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,74	10,74	10,31	9,82	17,27	16,68	16,16	12,12	16,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08	4,04	1,82	0,88	1,87	3,57	0,86	2,13	5,96
CaO	0,84	1,74	0,91	0,84	2,01	1,26	0,56	0,42	0,56
MgO	2,11	0,91	1,10	1,00	1,16	1,51	0,20	0,60	0,80
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,04	st.	st.	0,37	0,74	0,33	0,10	0,53
MnO	0,06	0,02	st.	st.	0,05	0,06	0,03	0,05	0,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,09	0,02	0,02	0,19	0,27	0,07	0,06	0,27
SO <sub>3</sub>	0,05	–	–	–	–	0,07	0,11	0,05	0,04
K <sub>2</sub> O	3,09	3,65	3,00	5,88	3,69	3,97	5,08	2,42	7,11
Na <sub>2</sub> O	3,26	4,73	2,85	0,30	3,81	3,84	4,10	4,10	0,21
FeO	1,08	0,74	0,59	1,06	0,99	2,52	0,32	1,19	1,47
H <sub>2</sub> O+/900 °	1,21	1,76	1,19	0,98	2,36	2,16	1,22	0,89	2,25
H <sub>2</sub> O-/110 °	0,04	0,12	0,07	0,07	0,05	0,07	0,01	0,05	0,10
	99,71	100,09	100,17	100,64	100,12	102,02	99,99	100,78	100,39

Normatívne zloženie vulkanických hornín

Tabuľka 7

	L-42/72	52	63	161	9	L-14/72	L-15/72	L-9/72	L-48/72
si	35,58	28,26	46,68	51,06	23,58	23,04	26,82	41,76	33,84
ort	18,34	21,68	17,79	35,43	21,68	23,35	30,02	14,46	42,26
al	27,71	34,58	24,10	2,62	32,48	31,96	34,06	34,08	3,00
an	3,05	–	4,45	4,17	9,17	4,72	2,78	1,39	1,11
c	3,97	–	0,71	1,33	3,57	4,34	2,95	1,73	7,75
th	–	–	–	–	–	0,14	0,14	–	–
mg	2,55	2,08	1,86	1,39	2,32	5,10	–	3,02	4,41
hm	1,28	0,96	0,48	–	0,32	–	0,80	–	2,88
hy	5,30	–	2,70	3,69	2,90	5,65	0,10	2,03	2,00
ap	0,31	0,31	–	0,31	0,31	0,62	–	0,31	0,62
il	0,61	0,15	–	–	0,76	0,15	0,61	0,15	1,06
di	–	5,68	–	–	–	–	–	–	–
wo	–	0,58	–	–	–	–	–	–	–
ac	–	3,40	–	–	–	–	–	–	–
M	10,05	13,16	5,04	5,39	6,61	11,52	1,51	5,51	10,97

M = index far.

Lokality analyzovaných vulkanických hornín k tab. 6, 7

Vz. č.:

L-42/72: valún paleodacitu — dolina v. od Dielca, asi 150 m jv. od k. 785,4 m.

52: valún paleoryolitu — dolina Predajnianske Čelno, 250 m jz. od k. 475,0 m v pravom svahu doliny.

63: valún paleodacitu — dolina Predajnianske Čelno, 100 m jz. od k. 475,0 m.

161; valún paleoryolitu — j. od obce Predajná v poľnej ceste v hrebeni z. od doliny Záhrušková, 700 m n. m.

L-14/72: paleodacit z kryštalinika — dolina Predajnianske Čelno, oblasť tunela.

L-15-72: paleodacit z kryštalinika — dolina Predajnianske Čelno, v oblasti k. 688,4 m, odbočka lesnej cesty z doliny do svahu.

9: paleodacit z vlastného permského súvrstvia — záver doliny Kušnierová (prebraté z práce J. Kamenický 1966).

L-9/72: valún paleodacitu — ľavý svah doliny Lopejské Čelno, 125 m jv. od k. 475,0 m.

L-48/72: paleoryolit — dolina Osrblianky v oblasti hájovne Dolinka — telesá kremenných porfýrov uprostred kryštalinika.

Porfýrické výrastlice tvorí kremeň, mikropertit, plagioklas a rozložený biotit. Kryštály kremeňa majú najčastejšie formu vysokotermálneho kremeňa zachovaného v podobe bipyramidálnych a štvorcových prierezov. Veľmi často sú pozorované znaky magmatickej korózie kryštálov, ktorá lokálne spôsobila až vznik beztvárnych jedincov. Kryštály kremeňa, podobne ako ostatné porfýrické výrastlice, sú tlakovou deformáciou kataklasticky drvené a vyznačujú sa slabým undulóznym zhášaním. Alkalické živce sú obvykle v podobe mikropertitov. Ich obmedzenie je xenomorfné. K tejto skupine minerálov patria i albity s obsahom anortitovej zložky max. do 5 %. Plagioklasy, oligoklasového zloženia (s obsahom anortitovej zložky v rozsahu 5–17 %) vytvárajú prizmatické idiomorfné kryštály s typickými dvojčatnými zrastami.

Výrastlice plagioklasov nesú stopy paraklázy a často sú kataklasticky deformované, segmentované, s výrazne ohýbanými dvojčatnými lamelami. Obsahujú uzavreniny idiomorfných kryštálov chloritizovaného biotitu, kremeň a jemne rozptýlený hematitový pigment. Zo sekundárnych premien je bežná sericitizácia v rôznej intenzite.

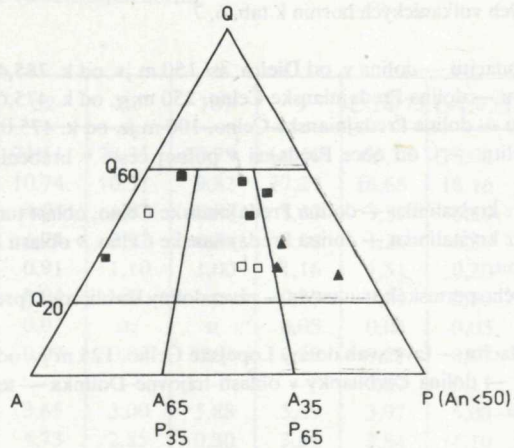
Mafické minerály sú reprezentované výrastlicami rozloženého biotitu. V zachovaných reliktoch je biotit tmavohnedý, pleochronický. Bežne je však vybielený, chloritizovaný, s odmiešaninami zlúčenín železa pozdĺž štiepných puklín. Obsahuje uzavreniny zirkónu a apatitu. Prímes titánu, pôvodne obsiahnutá v mriežke biotitu vo forme izomorfnnej prímesy, je v dôsledku jeho premeny odlúčená v podobe ihličkovitých kryštálov rutilu. Stupeň premeny biotitu je miestami taký intenzívny, že dochádza až k vzniku pseudomorfóz, ktoré sú tvorené kremeňom, sericitom, chloritom, rutilom a opaknými minerálmi. Akcesorické minerály: zirkón, rutil, apatit.

Základná hmota je obvykle druhotne rekryštalizovaná, usmernená a sericitizovaná. Vo väčšine prípadov ju možno opísať ako jemnozrný, usmernený kremeň-sericitový agregát, s prímesou jemného hematitového pigmentu. U relatívne „hruboiznejších“ variet rozoznať euhedrálné kryštály plagioklasu a xenomorfné zrná mikropertitu a kremeňa.

Klasifikácia valúnov paleoryolitov a paleodacitov bola urobená na pomernom zastúpení normatívnych minerálov, vypočítaných z chemickej analýzy.

Za základ klasifikácie sme použili trojuholníkový diagram QAO (obr. 5), navrhnutý v práci F. H. Hatch, A. K. Wells, M. K. Wells (1972).

Z tohto hľadiska opisované horniny patria do skupiny vulkanických hornín ryolit-ryodacit-dacit. Majú vysoký obsah SiO<sub>2</sub> a taktiež normatívneho kremeňa.



Obr. 5 Klasifikačný diagram vulkanických hornín

1 — valúny vulkanických hornín v zlepenkoch, 2 — vulkanické horniny z permu, 3 — vulkanické horniny z kryštalinika,

Q — normatívny kremeň;

A — normatívny alkalický živec,

P — normatívny plagioklas.

Index farebnosti ( $M'$ ), vypočítaný na základe normatívnych minerálov, leží v rozsahu 5—13 (tab. 7).

Vzájomný pomer porfyrických výrastlíc voči základnej hmote a modálne zloženie ich jednotlivých typov vyjadrujú planimetrické analýzy (v obj. %).

	L-42/72	L-31/72A	L-7/74	L-33/72C	L-14/72
výrast. kremeňa	9,15	3,63	6,79	5,12	1,92
výrast. dras. živca	2,82	7,13	6,57	7,21	5,16
výrast. plagioklasu	15,35	23,28	14,65	20,56	6,93
výrast. biotitu	5,79	7,87	7,99	5,88	3,01
akcesórie	—	—	0,94	—	—
zákl. hmota	66,89	58,08	63,05	61,28	82,97

Lokalita:

L-42/72: valún — dolina v. od Dielca, 150 m v. od k. 785,4 m.

L-31/72A: valún — lesná cesta s. od Harnobisu, 250 m jv. od k. 730,6 m.

L-7/74: valún — pravý svah doliny Predajnianske Čelno, jz. od Lopeja, 850 m z. od k. 780,2 m.

L-33/72C: valún — lesná cesta s. od Harnobisu, 250 m jv. od k. 730,6 m.

L-14/72: vulkanit z kryštalinika — Predajnianske Čelno, oblasť tunela.

## Paleoandezity

Je to skupina hornín, ktorá sa vo valúnovom materiáli vyskytuje len vzácné. Paleoandezity sú tmavošedé, zelenošedé s afanitickou textúrou. Obvykle sú slabo usmernené a majú ostrohranný rozpad. V mikroskope majú porfyrickú štruktúru s dobre vykryštalizovanou základnou hmotou pilotaxitovej štruktúry. Porfyrické výrastlice sú tvorené predovšetkým plagioklasom, v malom množstve biotitom a kremeňom, akcesoricky draselným živcom.

Plagioklasy sú typické lištovitými prierezmi. Vytvárajú kombinované dvojčatné zrasty podľa albitového, periklinového a karlovarského zákona a rôzne typy prerastlíc. Sú sekundárne silne premenené, sericitizované, karbonatizované. Kremeň je v podobe drobných, magmaticky korodovaných výrastlíc. Draselný živec tvorí nepravidelne obmedzené kryštály. Biotit je silne rozložený, vznikajú agregáty sericitu, rutilu, opakných minerálov.

Základná hmota má typickú pilotaxitovú štruktúru so znakmi fluidálneho obtekania okolo porfyrických výrastlíc. Zložená je predovšetkým z mikrolíšt plagioklasu (zloženie  $An_{12}$ ), priestory medzi ktorými vyplní hematitový pigment, chlorit, sericit a alloriomorfné zrná kremeňa. Ako produkt premeny je bežný karbonát. Akcesorické minerály: rutil, leukoxenizovaný ilmenit.

Do skupiny paleoandezitov boli tieto horniny zaradené predovšetkým kvôli pilotaxitovej štruktúre v základnej hmote a prevahe porfyrických výrastlíc plagioklasov (so zložitými typmi dvojčatných zrastov) v porovnaní s ostatnými minerálmi.

Zloženie paleoandezitov vyjadrené v objemových %

	L-32/72 B	L-32/72 C
výrastlice plagioklasu	27,73	28,90
výrastlice kremeňa	3,55	3,96
výrastlice biotitu	4,15	1,12
výrastlice drasel. živca	0,60	1,57
základná hmota (vcelku)	—	64,44
plagioklas v zákl. hmote	34,07	—
kremeň v zákl. hmote	15,67	—
chlorit v zákl. hmote	14,23	—

Lokalita nálezu valúnov: L-32/72 B; L-32/72 C — Lesná cesta S od Harnobisu, cca 250 m JV od k. 730,6 m.

## Paleoryolitové, paleodacitové tufy

Makroskopicky sú tmavošedé, fialovošedé. Textúra je masívna, obvykle výrazne usmernená. Zistená bola štruktúra kryštaloklastická a litokryštaloklastická. Veľkosť vulkanoklastických úlomkov dosahuje psamitovú frakciu. Stavebné prvky paleoryo-



litových a paleodacitových tufov tvoria úlomky porfyrických výrastlíc kremeňa, živcov a vulkanických hornín.

Kremeň nesie výrazné znaky vulkanogénneho pôvodu (magmatická korózia, monokryštalický charakter, obmedzenie. lom atď.). Zo živcov boli zistené úlomky mikropertitov a dvojčatne lamelovaných plagioklasov (oligoklas). Biotit je obvykle úplne rozložený, chloritizovaný.

Litoklasty sú reprezentované útržkami vulkanických hornín mikrokryštalickej alebo felzitickej štruktúry s hojným hematitovým pigmentom. Lokálne sú v nich zachované časti porfyrických výrastlíc.

Základná hmota je rekrystalizovaná. Tvorí ju kremeň, sericit, chlorit, hematitový pigment a klastické zrná aleuritovej veľkosti, podobného zloženia ako vyššie opísaný psamitový detritus. Akcesorické minerály: zirkón, apatit, turmalín, leuko-xenizovaný ilmenit. Sedimentárnu klastickú prímes tvoria úlomky granitoidov a svorových pararúl.

Zloženie tufov vyjadrené v objemových %

	L-28/72 B	19	45
kryštaloklasty kremeňa	15,23	31,43	45,88
kryštaloklasty živcov	0,12	50,83	26,29
litoklasty	50,03	—	—
rozložený biotit	0,27	5,13	5,55
sedimentárna prímes	0,23	—	—
základná hmota	34,11	12,54	20,00
akcesórie + opakné min.		0,05	2,25

Lokalita — vz. č.:

L-28/72 B: valún — lesná cesta s. od Harnobisu, 250 m jv. od k. 780,6 m.

19: valún — Lopejské Čelno, 50 m jvj. od k. 475,0 m

45: valún — dolina Lopejské Čelno.

## Svory

Sú vo valúnovom materiáli zastúpené v malom množstve. Vyplýva to z charakteru ich mineralogického zloženia a štruktúry. Majú výraznú foliáciu a sú zložené predovšetkým zo slúd. Hlavné horninotvorné zložky — kremeň a sludy — sú usporiadané do makroskopicky ľahko odlišiteľných prúžkov, s typickými sprehýbanými plochami foliácie.

Štruktúra svorov je lepidogranoblastická, granolepidoblastická a vplyvom alpínskej deformácie valúnového materiálu aj kataklastická. Katakláza sa prejavuje vznikom drvených zón, ktoré prechádzajú naprieč pôvodnou štruktúrou horniny. Skupinu svorov sme rozdelili podľa ich mineralogického zloženia:

- svory dvojsľudné ;
- svory kremité ;
- svory s turmalínom.

*Dvojsľudné svory* sú vo valúnovom materiáli zastúpené slabo. Hlavnými horninotvornými zložkami v nich sú muskovit, biotit a kremeň. Vzájomné zastúpenie sľúd je približne rovnaké, prípadne jedna alebo druhá skupina slabo prevláda. Sľudy vytvárajú dobre vyvinuté kryštály, s výbornou štiepateľnosťou. Okrem muskovitu a biotitu bol v malom množstve zistený i chlorit, ktorý tvorí samostatnú minerálnu fázu. Kremeň je usporiadaný do paralelných prúžkov granoblastickej štruktúry. Je silne undulózny. V zónach kataklázy je drvený na drobnozrnný agregát. Živce zložením zodpovedajúce pravdepodobne kyslým plagioklasom sú podradnou zložkou. Akcesorické minerály: zirkón, apatit, turmalín. Opakné minerály: ilmenit, hematit.

*Kremité svory.* Vo valúnovom materiáli sú v dôsledku väčšej odolnosti voči abrázií zachované najčastejšie. Patria sem svory s obsahom kremeňa nad 50 %. K hlavným minerálom okrem kremeňa patria sľudy — muskovit, biotit, lokálne zastúpený chlorit. Obsah živcov sa pohybuje v rozsahu 1—2 %. Nájdené boli i variety s vyšším obsahom živcov (max. do 10 %). Tieto typy inklinujú petrograficky až k skupine pararúl. Živce tvoria xenoblasty s hojnými uzavreninami kremeňa a opakných minerálov. Uzavreniny vnútri xenoblastov tvoria helicitickú štruktúru. Mineralogicky zodpovedajú plagioklasu albit-oligoklasového zloženia ( $An_{0-13}$ ). Vytvárajú nez dvojčatené kryštály, prípadne jednoduché zrasty dvoch jedincov podľa albitového zákona. Akcesorické minerály: zirkón, apatit, turmalín a titanit. Opakné minerály: ilmenit, hematit.

Chemické zloženie kremitých svorov reprezentuje analýza vz. č. 5 — lokalita hrebeň Čelna, 1 km s. od k. 940,3 m, 2 km j. od Lopeja:

SiO <sub>2</sub> — 78,41 % ;	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 10,21 % ;	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 2,91 % ;
CaO — 0,84 % ;	MgO — 1,09 % ;	TiO <sub>2</sub> — 0,05 % ;
MnO — st. ;	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0,07 % ;	K <sub>2</sub> O — 3,02 % ;
Na <sub>2</sub> O — 1,19 % ;	FeO — 0,89 % ;	H <sub>2</sub> O — 0,08 % ;
H <sub>2</sub> O+ — 1,73 %.		

V porovnaní s chemickými analýzami normálnych svorov uvádzaných bežne v literatúre, majú opisované svory z valúnového materiálu zvýšený obsah SiO<sub>2</sub> a nižší obsah Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

	72	4	157	53
kremeň	60,92	57,07	67,33	40,94
biotit	26,08	16,15	10,19	—
muskovit	9,60	10,27	13,80	21,72
chlorit	—	6,30	—	—
met. živce	1,07	8,91	7,70	1,06
turalín	—	—	—	30,97
akcesorie + opakné minerály	2,32	1,30	0,98	5,31

Lokality analyzovaných svorov k tab. 8

valún kremenitého — biotit-muskovitového svoru — Podbrezová, 150 m sz. od lomu.

valún kremenitého biotit-muskovitového svoru — hrebeň Čelna, 1 km s. od k. 940,3.

valún kremenitého dvojsludného svoru. Hrebeň Čelna, 1 km s. od k. 940,3 m.

valún svoru obohateného o turalín — dolina Predajnianske Čelno asi 250 m na jz. od k. 475,0 m, v pravom svahu doliny.

**Svory s turalínom.** Sú to tmavošedé horniny výrazne usmernenej, niekedy páskovanej textúry. Turalín je buď koncentrovaný v tmavofarbených prúžkoch, alebo tvorí veľké kryštály nerovnomerne rozptýlené po celej hornine. Je spolu s kremeňom a muskovitom hlavnou stavebnou zložkou.

Štruktúra svorov je lepidogranoblastická, v ktorej turalín tvorí idiomorfne obmedzené porfyroblasty. Má prizmatický habitus s pozdĺžnym ryhovaním po povrchu. Pričné prierezy majú tvar sférického trojuholníka a sú obvykle zonárne. Farba žltohnedá, modrá. Výrazný pleochroizmus v smere  $\epsilon$  minimálny a v smere  $\omega$  maximálny. Stĺpcovité kryštály turalínu bývajú v dôsledku alpínskeho stlačenia kataklaticky rozpukané a pukliny vyhojené mladším kremeň-hematitovým agregátom. Zo sludnatých minerálov je zastúpený predovšetkým muskovit, veľmi vzácné chlorit. Akcesorické minerály: zirkón, titanit. Opakné minerály: hematit, ilmenit.

Skupina svorov reprezentuje metasedimenty progresívne termodynamicky metamorfované v podmienkach zodpovedajúcich najvyššej časti fácie zelených bridlíc, v zmysle zónografie F. J. Turnera (1958), subfácie kremeň-albit-epidot-biotitovej. Svory bohatšie na plagioklasy oligoklasového zloženia zodpovedajú v zmysle tohto členenia fácie granátických amfibolitov.

Vzácné boli nájdené valúny hornín, kde okrem sukcesie metamorfných minerálov možno odlišiť minerály z prínosu (vz. L-31/72 D, L-6/74 B). Prinesená zložka kryštalizovala v medzifoliačných priestoroch a je zložená z kremeň-živcového materiálu. Živce tvoria relatívne veľké glomeroblasty a mineralogicky zodpovedajú albitu ( $An_{04}$ ) a draselnému živcu. Obsahujú početné uzavreniny kremeňa, slúd

a opakných minerálov. Obvykle v takýchto horninách došlo i k vývoju idiomorfných kryštálov turmalínu, apatitu a titanitu.

## Pararuly

Spomedzi hornín kryštalínika sú popri granitoidoch najviac zastúpeným horninovým typom vo valúnovom materiáli. Majú výrazne bridličnatú textúru, s rovnými hladkými plochami foliácie. Sú zväčša drobnozrnné, s páskovanou, zrnitošupinatou textúrou. Typickými štruktúrami pararúl sú porfyroblastická a lepidogranoblastická. Valúny sú alpínsky tlakove deformované za vzniku kataklastickej štruktúry. Hlavnými horninotvornými minerálmi sú: kremeň, plagioklas, muskovit, biotit. Dôležitou minerálnou zložkou v niektorých typoch pararúl je i draselný živec.

Pokiaľ ide o otázky nomenklatorické, vyčleňovali sme typy pararúl na základe pomerného zastúpenia draselného živca a plagioklasu, svetlej a tmavej sludy a kremeňa. Pararuly s obsahom kremeňa nad 50 % sme označili ako kremité pararuly, nad 60 % ako kvarcické pararuly (v zmysle klasifikácie metamorfovaných hornín navrhutej B. Hejtmanom 1962). Vzácné boli nájdené valúny metakvarcítov, ktoré obsahujú takmer 80 % kremeňa (vz. č. 148). Zrejme tvorili pôvodne v komplexe metasedimentov vložky.

Z hľadiska kritéria členenia pararúl na základe pomerného zastúpenia plagioklasu ku draselnému živcu vo valúnovom materiáli prevládajú typy plagioklasových pararúl. Obvykle obsahujú svetlú i tmavú sludu. Podľa ich vzájomného pomeru môžeme vyčleniť muskovit-biotitické a biotit-muskovitické plagioklasové pararuly.

Plagioklasy tvoria poikiloblasty s hojnými uzavreninami kremeňa, slúd a opakných minerálov, ktoré sú heliciticcky usporiadané. Obmedzenie poikiloblastov je xenomorfné. Tvoria jednoduché kryštály, len vzácné sú vyvinuté dvojčatné zrasty jedincov (zákon albitový, ojedinele periklinový). Bázicita plagioklasov je v rozsahu kyslý až bázický oligoklas ( $An_{10-29}$ ). Z premien je bežná sericitizácia. Kremeň tvorí samostatné prúžky zubovitej, granoblastickej štruktúry. Je silne undulózny. Sludy sú výrazne usmernené, koncentrované v plochách foliácie. Bežným akcesorickým minerálom v pararulách je zirkón, apatit, titanit. Veľmi vzácné boli zistené porfýroblasty granátu (vz. č. L-30/72 A). Zachovávaajú si idiomorfné obmedzenie, ale sú celkom premenené na zmes chloritu a rutilu. Z opakných minerálov bol zistený leukoxenizovaný ilmenit a hematit.

Okrem sukcesie metamorfných minerálov, ktorá zodpovedá metamorfnej fácií granátických amfibolitov, boli vo valúnoch hornín zistené i prejavy mladšej metasomatickej mineralizácie. Vytvára prúžky paralelné s plochami foliácie alebo ojedinele porfýroblasty. V týchto prúžkoch je hornina zložená z relatívne hrubozrnného kremeň-živcového materiálu (kyslý plagioklas, ortoklas). Práve v týchto horninách sa objavujú i veľké idiomorfné kryštály turmalínu a apatitu. Pravdepodobne metasomatický pôvod treba hľadať i v niektorých priečne orientovaných kryštáloch muskovitu a tmavohnedého biotitu.



	L-2/72	48*	28*	II.	III.
SiO <sub>2</sub>	78,80	72,75	54,60	65,28	73,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,65	13,19	17,33	15,72	19,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,24	0,88	1,74	1,35	1,32
CaO	0,56	1,53	8,88	3,04	2,06
MgO	1,21	1,65	4,59	2,34	1,63
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,39	0,20	0,72	0,51
MnO	0,05	0,03	0,08	0,12	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,06	0,04	0,23	0,12
SO <sub>3</sub>	0,13	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	2,10	3,30	1,80	2,33	2,37
Na <sub>2</sub> O	1,75	3,25	2,68	3,38	2,20
FeO	1,87	2,43	5,89	3,75	2,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,05	0,26	0,19	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,38	1,08	1,34	1,13	1,51
Spolu	101,70	100,59	99,43		

Lokality analyzovaných pararúl k tab. 9, 10

148: valún metakvarcitu — dolina Záhrušková 100 m, jz. od sútoku dvoch dolín.

50: valún biotitovej plagioklasovej pararuly — ústredný hrebeň medzi dolinami Predajnianske a Lopejské Čelno, 600 m n. m.

8: valún biotit-muskovitovej plagioklasovej pararuly — hrebeň Čelna, 1 km na s. od k. 940,3 m.

73: valún dvojsľudnej plagioklasovej pararuly — Podbrezová, 150 m zsz. od lomu.

69: valún kvarcitickej pararuly — dolina Predajnianske Čelno, 100 m jz. od k. 475,0 m.

80: valún biotitovej plagioklasovej pararuly — Podbrezová, 150 m zsz. od lomu.

L-1/74 A: valún kremitej biotit-muskovitovej plagioklasovej pararuly — dolina Lopejské Čelno, jv. od obce Lopej, asi 700 m jv. od k. 475,0 m.

L-14/74 A: valún kremitej plagioklasovej pararuly — ľavý svah doliny Lopejské Čelno, j. od Lopeja, asi 125 m jv. od k. 475,0 m.

L-2/72: valún kremitej dvojsľudovej plagioklasovej pararuly — dolina Lopejské Čelno, asi 800 m na jv. od k. 475,0 m.

L-20/72 A: valún kremitej plagioklasovej pararuly — pravý svah doliny Predajnianske Čelno, 850 m z. od k. 780,2 m (Na Holiach).

L-9/74 B: valún kvarcitickej pararuly — hrebeň z. od doliny Oselné, v oblasti k. 843,3 m.

48: biotitická pararula — kryštalinikum — dolina Muráň; (prebraté práce J. Kamenického 1966).

28: biotitická pararula — kryštalinikum — hrebeň Veľkého Čelna (prebraté z práce J. Kamenického 1966).

II.: priemer 42 analýz biotiticko-plagioklasových pararúl z jarabskej série (prebraté z práce D. Hovorka 1975).

III.: priemer 23 analýz kvarcitickej pararuly z jarabskej série (prebraté z práce D. Hovorka 1975).

Hlavným kritériom pre ich vyčlenenie ako samostatnej horninovej skupiny bola ich vnútorná štruktúra a mineralogická stavba: Makroskopicky sú drobnozrné, celistvé, páskovanej textúry. Štruktúru majú výrazne usmernenú, granoblastickú, lepidogranoblastickú.

Charakteristické je striedanie prúžkov kremeňa s prúžkami draselného živca, reprezentovaného prevažne mikropertitom. Je silne zmenený — sericitizovaný. Vzácné obsahuje inklúzie chloritu. Sludy sú zastúpené len v malom množstve. Tvoria drobné kryštály, často uzavreté v živcovej hmote, prípadne nepravidelné vrstvičky. Reprezentované sú predovšetkým biotitom, ktorý je silne chloritizovaný s odmiešaninami rutilu a opakných minerálov. Miestami boli zistené uprostred drobnozrnnej, pomerne rovnomerne zrnitej hmoty, porfýroblasty kyslého plagioklasu a ortoklasu. V týchto varietách ortorúl sa objavuje sporadicky i muskovit. Akcesorické minerály: titanit, zirkón.

### Kremito-turmalinické horniny a turmalínovce

Táto zaujímavá skupina hornín sa vo valúnoch nachádza sporadicky. Valúny sú čierne, čiernošedé, s bielymi okami kremeňa. Často tvoria „pseudobrekciovitú“ textúru. Sú jemnozrné, ostrohranného rozpadu. Ich mineralogické zloženie je monotónne. Prevládajúcou zložkou v nich je turmalín a kremeň.

Turmalín je v horninách v dvoch podobách:

- idiomorfne stĺpcovité kryštály
- jemnozrný, neplechroický, iba slabo polarizujúci agregát.

Vo valúnovom materiáli možno rozlíšiť dve skupiny: *Kremito-turmalinické horniny*, ktoré majú „očkatú“ alebo „pseudobrekciovitú textúru“. V priereze okrúhle alebo ostrohranné agregáty kremeňa sú sprevádzané dobre vykryštalizovanými kryštálmi turmalínu. Priestory medzi týmito hrubšími časťami sú vyplnené jemnozrným neplechroickým, slabo polarizujúcim agregátom turmalínu a kremeňa. Štruktúra je kataklasticky deformovaná. Tenké pukliny sú vyplnené kremeňom a hematitom. Mineralogicky bol turmalín na základe spektrálnej analýzy zaradený do skupiny skoryl-dravitovej (A. Vozárová 1966). Kryštály turmalínu sú zelenohnedé, žltohnedé, zriedkavo modré. Obsahujú uzavreniny kremeňa a zirkónu. Vzácné bol v týchto horninách zistený muskovit a kyslý plagioklas.

*Turmalínovce*. Svojou vnútornou stavbou nápadne pripomínajú turmalinizované sedimenty. Zrná kremeňa majú klastický charakter, sú ostrohranné, monokryštalické. V miestach silnejších prejavov, kataklastickej deformácie nadobúdajú silnú undulózitu, miestami sú pozorované až prejavy tektonického lamelovania. Tieto väčšie kremenné zrná sú tmelené tmavým kremito-turmalinickým agregátom. Rôzna intenzita turmalinizácie „základnej hmoty“ spôsobuje vznik šmuhovitých,

brekciovitých alebo páskovaných textúr. Akcesorické minerály; titanit, zirkón, ilmenit. V jemnozrnej kremito-turmalinickej hmote sa objavuje v nepravidelných šmuhách sericit.

Geneticky k týmto horninám patria i svory s extrémnym množstvom turmalínu, ktorých petrografický charakter bol opísaný v časti o svorových horninách. Kryštály turmalínu dorastajú v nich ojedinele až do veľkosti 8 mm.

Vo valúnovom materiáli sa tiež našiel valún kremitého svoru s kremeň-turmalínovou žilkou orientovanou naprieč systému plôch bridličnatosti (A. Vozárová 1966). Neoidný vek minerálnej výplne tejto žilky je vylúčený, pretože jej priebeh nepresiahol rámec obmedzenia valúna.

### **Pôvod valúnového materiálu**

Petrografická analýza valúnového materiálu jednoznačne dokumentuje, že znosovou oblasťou sedimentov Iubietovského permu bolo kryštalikum Iubietovského pásma. Podľa J. Kamenického (1966) je kryštalikum Iubietovského pásma zložené z dvoch stratigraficky rozdielnych členov

- z metamorfítov jarabskej série,
- zo žulových porfýrov a granodioritových porfýritov, ktoré považuje, podobne ako V. Zoubek (1956) za hypoabysálne ekvivalenty permských efuzív. Metamorfity rozčleňuje na tri čiastkové komplexy:
  - subpásma endogénnych migmatitov,
  - subpásma diaftorizovaných migmatitov,
  - subpásma diaftoritov.

Vymedzené subpásma zaraďuje k jednému stratigrafickému celku. Podľa tektonickej interpretácie J. Kamenického (1966) tvoria subpásma čiastkové šupiny Iubietovského antiklinória, nasunuté na seba v smere od JV k SZ. Vnútornú náplň metamorfítov tvorí pestrá paleta hornín od pararúl cez migmatity až po intenzívne granitizované horniny vzhľadu ortorúl. V pásme migmatitov, v oblasti k. Čierťaž vystupuje leukokrátny aplitický granit, petrograficky príbuzný leukokrátnemu granitu typu Kráľičky v Nízkych Tatrách. Podľa názoru J. Kamenického (1966) reprezentuje „palingénnu subautochtónnu intrúziu, ktorá zakončuje procesy endogénnej granitizácie v tejto oblasti“. V subpásme endogénnych migmatitov, ktoré tvorí vo väčšine prípadov priame podložie permských sedimentov, sú nepravidelné telesá granitov typu Kráľičky na viacerých miestach. Valúny granitoidov svojím mineralogickým zložením, vnútornou štruktúrou a chemizmom sa najviac podobajú práve tomuto typu leukokrátnych granitov (pozri klasifikačný diagram vyvrelých hornín IUGS, tiež Niggliho diagram Q-M-L (obr. 4, 6).

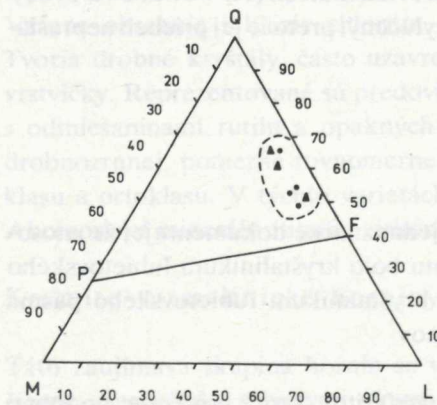
Druhým hojne zastúpeným typom hornín kryštalinika vo valúnovom materiáli sú pararuly. Prevládajú predovšetkým variety obohatené o kremeň — kremité para-



ruly, kvarcitické pararuly, vzácne metakvarcity zviazané s asociáciou pararúl. Na základe minerálneho zloženia a na základe údajov dostupných z literatúry možno valúny jednoznačne korelovať s pararulami jarabskej série (J. Kamenický 1966, D. Hovorka 1975; pozri tab. 9, 10). Medzi valúnovým materiálom skupina počtne menej zastúpených svorov pochádza pravdepodobne tiež z tohto komplexu metasedimentov. Nájdené boli i typy svorov bohatých na živce, ktoré by bolo možné

nazvať už svorovými pararulami.

Teda vo valúnovom materiáli je zachovaná celá škála metamorfovaných sedimentov, od chlorit-muskovitických svorov cez normálne svory, svorové pararuly, až k plagioklasovým pararulám. Skupinu valúnov chlorit-muskovitických svorov J. Kamenický (1961, 1966) považoval za úlomky diafторitov. Petrograficky sú to skutočne horniny relatívne slabšie regionálne metamorfované. Chlorit však v týchto horninách vystupuje ako samostatná minerálna fáza. Vzácne boli nájdené tiež valúny chlorit-muskovitických svorov, ktoré obsahujú relikty rozložených zrn plagioklasu a biotitu (A. Vozárová 1965). V kryštaliniku ľubietovského



- 1 - • - valúny granitoidov
- 2 - ▲ - kryštalinikum

Obr. 6 Q-M-L diagram granitoidných hornín

ho pásma boli opísané podobné horniny v subpásme diafторitov. Podľa pozorovania štruktúr vo valúnoch relatívne veľké kryštály rozloženého plagioklasu a biotitu, často tiež kataklasticky deformované by mohli byť reliktom staršej vulkanoklastickej štruktúry. Vo valúnoch tohto typu hornín sú často vyvinuté veľké idiomorfne kryštály turmalínu. Novotvorený sericit, muskovit a chlorit sú minerály, ktoré zodpovedajú podmienkam progresívnej termodynamometamorfózy vo fácii zelených bridlíc. Z týchto dôvodov teda nemôžeme hovoriť o náleze valúnov diafторitov.

Skupina hornín, ktoré sme vo valúnovom materiáli nazvali mikrogranitmi, môže byť porovnávaná s telesami žulových porfýrov a granodioritových porfýritov, ktoré V. Zoubek (1956) a J. Kamenický (1966) opísali z ľubietovského kryštalinika. Obaja autori ich zhodne považujú za hypoabysálne ekvivalenty permských efuzív. Treba však podotknúť, že vek týchto hornín zatiaľ nebol bezpečne doložený. Podľa mineralogického zloženia valúnov mikrogranitov možno skôr predpokladať ich spätosť s efuzívnymi kyslými horninami, ktoré vystupujú v kryštaliniku ľubietovského pásma (napr. južne od Lopeja v okolí tunela, v lesnej ceste Predajná-Kolba),

ktoré sa petrochemicky výrazne líšia od permských efuzív (pozri diagram Q-A-P, obr. 5, tab. 6, 7).

Podstatnú časť valúnov tvoria efuzívne horniny a ich pyroklastiká. V ľubietovskom pásme sa efuzívne horniny vyskytujú vo vlastnom permskom súvrství a v telesách ležiacich uprostred kryštalinika. Porovnanie valúnového materiálu s horninami in situ bolo urobené na základe ich normatívneho zloženia, vypočítaného z chemických analýz a tiež petrografickej analýzy (pozri diagram Q-A-P obr. 6 a tab. 1, 6, 7). Kým telesá efuzív z kryštalinika (považované VI. Zoubkom l. c. a J. Kamenickým (1966) za vrchnopermské) spadajú do skupiny ryolitov a dacitov (odvodené od granitu a granodioritu), vlastné permské efuzíva v brusnianskom súvrství môžeme nazvať výlučne dacitmi s prechodmi až ku intermediárnym varietám — andezitom. Sú derivátmi kremenko-dioritovej magmy (tonalit). Vo valúnoch boli nájdené obidva typy vulkanitov, ktoré sa nápadne líšia geochemickým aj petrografickým zložením. Efuzíva v perme a valúny z nich sú bohatšie na mafickú zložku a výrastlice plagioklasov. Sú silnejšie hydrotermálne zmenené. Medzi výrastlicami je percentuálne nižšie zastúpenie kremeňa a aj obsah  $\text{SiO}_2$  je podstatne nižší. Čiže časť valúnov efuzív je intraformačného pôvodu (vlastný perm) a časť pochádza z kryštalinika. Vek efuzív v kryštaliniku je s najväčšou pravdepodobnosťou starší ako perm. Najnovšie (A. Klíne c (1966, 1973) bol vyčlenený v podstatnej časti kryštalinika veporika hrónsky komplex, ktorého časť je tvorená pestrou vulkanogénno-sedimentárnou sériou. Okrem prevládajúcich metasedimentov metamorfovaných vo fácií zelených bridlíc obsahuje i polohy acidných až intermediárných vulkanitov a ich pyroklastík. Ojedinelé sú prítomné i bázičné vulkanity. Vulkanity spolu s pyroklastickými sedimentmi sú tiež metamorfne zmenené do fácie zelených bridlíc. Vek tohto komplexu bol paleontologicky doložený nálezom silúrsko-spodnodevónskych mikrofosílií a sporomorí (A. Klíne c — E. Planderová — O. Miko 1975) z oblasti severne od Bacúcha. Novšie nálezy organických zvyškov potvrdili staropaleozoický vek tohto komplexu (E. Planderová — O. Miko 1977) a rozšírili vekové rozpätie až na vrchný devón a spodný karbón. Je pravdepodobné, že vulkanicko-sedimentárna séria podobného zloženia vystupuje i v oblasti kryštalinika ľubietovského pásma. Napokon kontinuitná nadväznosť vymedzených horninových celkov kryštalinika krakovského pásma (v zmysle staršieho členenia V. Zoubka 1931) a kryštalinika ľubietovského pásma bola viackrát preukázaná už v minulosti (J. Kamenický 1961, 1966). Nakoľko vzájomná podoba hornín ľubietovského a krakovského pásma je evidentná, treba uvažovať o zaradení ku staršiemu paleozoiku hrónského komplexu aj časti ľubietovského kryštalinika. To znamená, že vymedzenie hornín hrónského komplexu v zmysle A. Klínca (1973) možno rozšíriť i do oblasti ľubietovského pásma. Z tohto hľadiska treba uvažovať o staropaleozoickom veku i o genetickej príslušnosti týchto efuzív a ich hypoabysálnych ekvivalentov vnútri kryštalinika i o genetickej príslušnosti hornín ktoré J. Kamenický (1966) pôvodne začlenil do tzv. subpásma diafortitov.

Poslednú zaujímavú skupinu hornín vo valúnovom materiáli tvoria turmalinické horniny. V starších prácach (V. Zoubek 1931) boli považované za „exotiká“. Z kryštalinika krakľovského pásma hronského komplexu vymedzeného v zmysle A. Klinca (1966) boli zakéto typy hornín opísané. O. Miko (1977) ich charakterizuje ako polohy a hniezda v metasedimentoch a metavulkanitoch. Makroskopicky a mikroskopicky sa podľa jeho opisu zhodujú s materiálom z valúnov. V týchto horninách kryštalinika boli zachované zvyšky staropaleozoických mikrofosílií a sporumorf. Turmalinické horniny tvoria v metavulkanitoch a metasedimentoch ložné, synsedimentárne polohy v hrúbke niekoľko cm až dm. Turmalín bol na základe chemických analýz priradený ku skoryl-dravitovému radu (O. Miko 1977). Podobne i vo valúnoch zodpovedá radu skoryl-dravit (A. Vozárová 1966). Genézu pre vznik turmalinických hornín predpokladá O. Miko (1977) nahromadením bóru z rozkladu vulkanických hornín, ako aj činnosťou hydrotermálnych roztokov a plynov vulkanického pôvodu.

Zaujímavé nálezy valúnov turmalinických hornín (droby, fylity, pyroklastiká a kremence) opisuje zo spodnotriasových kremencov a zlepcov Malých Karpát M. Mišík (in M. Mišík — J. Jablonský 1978). Na základe prítomných akcesorií — zirkónu, muskovitu, rutilu, titanitu, epidotu sa domnieva, že silná turmalinizácia je odrazom pneumatolitickej fázy v kontaktnej aureole hercýnskych granitov. Nález topášu určeného M. Šimovou (ex M. Mišík et al. 1.c.), ktorý udáva v jednej zo vzoriek to tiež potvrdzuje.

Tento spôsob vzniku turmalinizovaných hornín možno pripustiť aj u valúnov svorov s vysokým obsahom turmalínu a u biotitických pararúl, ktoré sú síce v akcesorickom množstve, ale tiež obsahujú veľké idiomorfne kryštály turmalínu.

### Morfológia valúnového materiálu

V tejto časti sú zhrnuté výsledky štúdia morfológie valúnov — ich veľkosti, tvaru a zaoblenia.

Tvar valúna je charakterizovaný týmito hodnotami: sféricita, index plochosti, koeficient izometrie, elongácia, forma. Hodnota zaoblenia bola stanovená pomocou škály W. C. Krumbeina (1941) a C. W. Samesa (1966).

Valúnové analýzy boli urobené na šiestich lokalitách:

Analýza č. 1: dolina Lopejské Čelno, 700 m jv. od k. 475,0 m (hájožna Predčelno).

Analýza č. 2: dolina Lopejské Čelno, jv. od Lopeja, 500 m jv. od k. 475,0 m.

Analýza č. 3: dolina Lopejské Čelno, 125 m jv. od k. 475,0 m

Analýza č. 4: pravý svah doliny Predajnianske Čelno jz. od Lopeja, 850 m sv. od k. 780,2 m.

Analýza č. 5: pravý svah doliny Predajnianske Čelno, j. od Lopeja, 1100 m sv. od k. 780,2 m.

Analýza č. 6: j. od Zámestia, hrebeň z. od doliny Oselné, 100 m zjz. od k. 843,4 m.

Valúnové analýzy sú zoradené v smere od SV na JZ, pričom analýzy č. 1 a 4 boli urobené v spodnej polohe zlepcov a analýzy č. 3, 5, 6 vo vrchnej polohe zlepcov.

*Sféricita.* Hodnota sféricity bola stanovená kvantitatívne na základe pomerov osí a, b, c na valúne. Vypočítané boli hodnoty tzv. operačnej sféricity podľa W. C. Krumbeina (1941) a maximálnej projekčnej sféricity, definovanej autormi E. D. Snedom a R. L. Folkom (1958).

Priemerné hodnoty operačnej sférickej (SF<sub>k</sub>)

analýza č.	1	2	3	4	5	6
SF <sub>k</sub>	0,732	0,705	0,735	0,677	0,699	0,702
štand. odch.	0,067	0,092	0,063	0,102	0,087	0,099

Priemerná hodnota maximálnej projekčnej sféricity (SF<sub>S-F</sub>)

analýza č.	1	2	3	4	5	6
SF <sub>S-F</sub>	0,722	0,696	0,725	0,670	0,737	0,725
štand. odch.	0,076	0,106	0,079	0,135	0,096	0,108

Na základe pomerov troch základných osí na valúnoch bol charakterizovaný ich tvar. Valúny v súboroch boli charakterizované i na základe tvarových tried maximálnej projekčnej sféricity podľa E. D. Sneda — R. L. Folka (1958):

	1	2	3	4	5	6
VP	0,00	0,00	0,00	3,23	0,00	0,00
VB	0,00	6,67	0,00	0,00	0,00	3,13
VE	0,00	0,00	0,00	3,23	0,00	3,13
VE	0,00	0,00	0,00	3,23	0,00	3,13
P	3,33	3,33	6,52	6,45	0,00	0,00
B	30,00	26,67	17,39	32,26	40,00	21,87
E	10,00	13,33	10,87	16,13	16,67	21,87
CP	10,00	10,00	6,52	6,45	0,00	6,25
CB	36,67	16,67	34,78	12,90	6,67	15,62
CE	6,67	13,33	21,74	12,90	20,00	15,62
C	3,33	10,00	2,17	6,45	16,67	12,50

Kvantitatívny údaj o prevládajúcom tvare v jednotlivých valúnových súboroch bol charakterizovaný pomocou hodnoty tvarovaného pomeru (form ratio, E. D. Sned — R. L. Folk 1958):

analýza č.	1	2	3	4	5	6
F <sub>r</sub>	-0,050	-0,117	-0,12	-0,129	-0,267	-0,328

Tvarová analýza valúnov podľa Th. Zingga (1935)

analýza č.	1	2	3	4	5	6
diskovité (I)	30,00	36,67	26,09	38,71	13,33	15,62
sférické (II)	46,67	26,67	50,00	22,58	36,67	37,50
čepelovité (III)	6,67	13,33	2,17	12,90	16,67	15,62
vretenovité (IV)	16,67	23,33	21,74	25,81	33,33	31,25

Sféricita a forma sú zložité funkcie litológie, transportných činiteľov a veľkosti valúnov. V laterálnom smere od SV na JZ tak v spodnej polohe zlepcov (valúnová analýza č. 1 a 4), ako i vo vrchnej polohe zlepcov (valúnové analýzy č. 3, 5, 6) dochádza k zmenšovaniu hodnoty sféricity. Zmenšovanie hodnoty sféricity zapríčinil pravdepodobne litologický faktor a spôsob transportu. Keďže na morfometrické meranie boli prednostne vybrané valúny veľkosti 3—7 cm, teda dosť veľké, treba predpokladať, že prevládala transport vlečením. K tomuto činiteľu treba pripočítať prednostné lámanie valúnov pozdĺž plôch foliácie (napr. u hornín kryštalínika alebo systémov puklín u kataklazovaných granitoidov). Tiež pripadá do úvahy štiepanie materiálu v dôsledku krehkosti (kremeň). Podobné závislosti opisujú E. D. Sneed — R. L. Folk (1958) z náplavov rieky Colorado, A. Unrug (1957) v štrkoch Dunajca, D. Vass — M. Elečko (1977) zo štrkov pozdišovskej formácie.

Tvarové triedenie valúnov Th. Zingga (l. c.) ukazuje koncentráciu valúnov v kategórii sférických tvarov, hlavne v predpokladaných okrajových častiach bazénu. V laterálnom smere však možno pozorovať tendenciu zvyšovania počtu valúnov v triede čepelovitých a vretenovitých tvarov. Treba povedať, že tvarová klasifikácia E. D. Sneed a R. L. Folk (l. c.) citlivejšie zatrieduje valúny podľa ich tvaru. Maximálne množstvo valúnov sa koncentruje v kategórii tvarov čepelovitých (VB, B, CB), čo je podľa ich interpretácie typické pre riečne sedimentačné prostredie.

Negatívna hodnota tvarového pomeru vo všetkých analyzovaných súboroch taktiež jednoznačne hovorí o prevahe tvarov čepelovitých a vretenovitých. V laterálnom smere dochádza v oboch polohách zlepcov k jej výraznej zmene.

**Zaoblenie.** Hodnota zaoblenia bola vizuálne odhadovaná pomocou škály W. C. Krumbeina (1941).

## Priemerné hodnoty zaoblenia (Ro)

analýza č.	1	2	3	4	5	6
Ro	0,367	0,443	0,411	0,377	0,427	0,487
štand. odch.	0,066	0,082	0,071	0,088	0,078	0,066

Všeobecne možno konštatovať, že v spodnej i vo vrchnej polohe zlepenčov dochádza k zvyšovaniu opracovanosti valúnov v smere od SV na JZ. Vzťah medzi hodnotou zaoblenia a hodnotou sféricity je nepriamo úmerný. Všeobecne je hodnota zaoblenia nízka, poukazujúca na veľmi krátky transport v aluviálnom sedimentačnom prostredí, typická skôr pre horné toky.

## Korelácia veľkosti valúnov (osí A) a hodnoty zaoblenia

analýza č.	1	2	3	4	5	6
kor. koef.	0,18	0,12	0,34	-0,08	0,11	-0,05

Korelačné vzťahy medzi veľkosťou valúnov a zaoblením sú na väčšine lokalít priamo úmerné. To znamená, že valúny by mali pochádzať z jedného zdroja a prejsť približne rovnako dlhým transportom. Negatívne hodnoty koeficientov značia nepriamo úmerné vzťahy, teda valúny pochádzajú z viacerých zdrojov a prešli rozdielnou dĺžkou transportu.

*Plochosť.* Hodnota plochosti bola vyjadrená indexom plochosti definovaným A. Cailleuxom (1945).

## Priemerné hodnoty indexu plochosti (IP)

analýza č.	1	2	3	4	5	6
IP	1,687	1,836	1,681	2,253	1,670	1,732
štand. odch.	0,283	1,454	0,301	0,186	0,321	0,422

Hodnota plochosti narastá nepatrne v smere od SV na JZ. Všeobecne sa zistené hodnoty nelíšia od hodnôt udávaných pre riečne sedimentačné prostredie (P. Niggli 1952). Kvôli porovnaniu uvádzame hodnoty indexu plochosti príbrežných štrkov z Urku (Holandsko), ktoré sa pohybovali od 1,75 do 2,50 (TJ. H. van Andel et. al. 1954).

## Korelácia medzi indexom plochosti a zaoblením, vyjadrená korelačným koeficientom

analýza č.	1	2	3	4	5	6
kor. koef.	0,25	0,22	0,31	0,47	0,44	-0,10

Podľa pozitívnych hodnôt možno konštatovať, že vzťah medzi indexom plochosti a zaoblením je priamo úmerný. Korelačné vzťahy medzi plochosťou a zaoblením valúnov geneticky zhodnotil C. K. Wentworth (1922). Zistil, že pri valúnoch plážového charakteru platia nepriamo úmerné vzťahy. Pozitívne hodnoty analyzovaných súborov svedčia o tom, že valúny neboli opracovávané v plážových podmienkach.

Priemerné hodnoty koeficienta izometrie (KI)

analýza č.	1	2	3	4	5	6
KI	1,040	1,060	1,038	1,076	1,163	1,134
štand. odch.	0,119	0,147	0,127	0,188	0,174	0,171

Hodnoty koeficientu izometrie naznačujú miernu tendenciu stúpania v smere od SV na JZ. Sú hlboko pod hodnotou udávanou pre riečne valúny (2,0—2,2 in. S. G. Sarkisjan — L. T. Klimová 1955). Sú blízke hodnotám koeficientov izometrie, ktorými boli charakterizované rožňavsko-železnícke zlepenca v Spišsko-gemerskom rudohorí (A. Vozárová 1973).

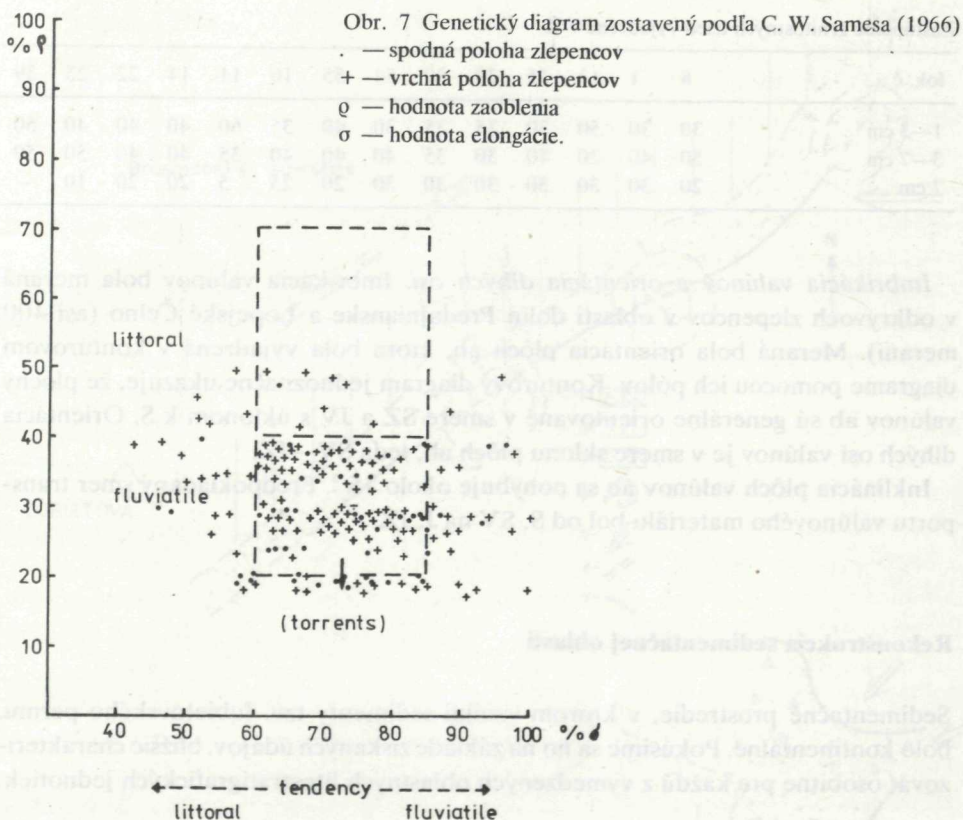
Koreláciu zaoblenia a elongácie študoval na riečnych a plážových štrkoch C. W. Sames (1966). Zaoblenie charakterizoval pomocou hodnoty  $q$  definovanou E. Szádeczkým-Kardossom (1933). Numericky vypočítanú hodnotu  $q$  použil na zostavenie vizuálnej škály. Pomocou korelačného vzťahu hodnoty zaoblenia a elongácie zostavil C. W. Sames (1966) štandardné genetické diagramy charakterizujúce sedimentačné prostredie litorálne a fluviaálne. Charakterizoval osobitne valúny rohovcov a osobitne valúny kvarcitov a im podobných hornín. Valúny analyzované v horizontoch spodných i vrchných zlepenecov spadajú do sedimentačného prostredia fluviaálneho s výraznou tendenciou k prostrediu privalových prúdov (proluviálnych kuželov).

Na charakteristiku transportačného činiteľa boli použité dve hodnoty, ktoré študoval L. A. Spaletti (1976) na štrkoch rieky Sarmiento v pohorí Sierra de Famatina v Argentíne. Na základe axiálneho pomeru  $c/b$  a tzv. geometrického pomeru zistil závislosti triedenia na podmienkach transportu v trakčných a suspenzných prúdoch.

Priemerné hodnoty  $c/b$  a geometrického pomeru

analýza č.	1	2	3	4	5	6
$c/b$	0,72	0,99	0,71	0,67	0,78	0,75
geom. pomer	1,72	0,69	2,53	0,94	2,33	2,20

Podľa štatistických výskumov (1.c) hodnota  $c/b$  a s ňou geometrický pomer sa zvyšuje so vzdialenosťou transportu v trakčných prúdoch a znižuje sa so vzdialenosťou



ťou transportu v suspenzných prúdoch. Podľa zistených údajov sa v spodnej polohe zlepcov táto hodnota znižuje od SV na JZ a naopak mierne sa zvyšuje v tom istom smere vo vrchnej polohe zlepcov.

**Zrornosť.** Pre zrnitosťné štúdium sme zvolili škálu: trieda č. 1 — valúny veľkosti 1—3 cm; trieda č. 2 — valúny veľkosti 3—7 cm, trieda č. 3 — valúny veľkosti nad 7 cm. Percentuálne zastúpenie jednotlivých veľkostných tried sme na lokalitách určovali počítaním valúnov priamo zo steny odkryvu.

Zrornosťná analýza potvrdzuje litologické zmeny v smere SV—JZ. Veľkosť valúnov sa výrazne zmenšuje vo vrchnej polohe zlepcov. V spodnej polohe zlepcov je zrnitosťné triedenie valúnov v laterálnom smere málo výrazné.



Zastúpenie zrnitostných tried vyjadrené v %

lok. č.	8	1	13	15	20	30	54	55	16	11	14	22	25	39
1—3 cm	30	30	50	30	35	35	30	40	35	60	40	40	40	50
3—7 cm	50	40	20	40	30	35	40	40	40	35	40	40	50	50
7 cm	20	30	30	30	30	30	30	20	25	5	20	20	10	—

*Imbrikácia valúnov a orientácia dlhých osí.* Imbrikácia valúnov bola meraná v odkryvoch zlepcov v oblasti dolín Predajnianske a Lopejské Čelno (asi 400 meraní). Meraná bola orientácia plôch ab, ktorá bola vyjadrená v kontúrovom diagrame pomocou ich pólov. Kontúrový diagram jednoznačne ukazuje, že plochy valúnov ab sú generálne orientované v smere SZ a JV s úklonom k S. Orientácia dlhých osí valúnov je v smere sklonu plôch ab, teda SV—JZ.

Inklinácia plôch valúnov ab sa pohybuje okolo 15°. Predpokladaný smer transportu valúnového materiálu bol od S, SV na J, JZ.

### Rekonštrukcia sedimentačnej oblasti

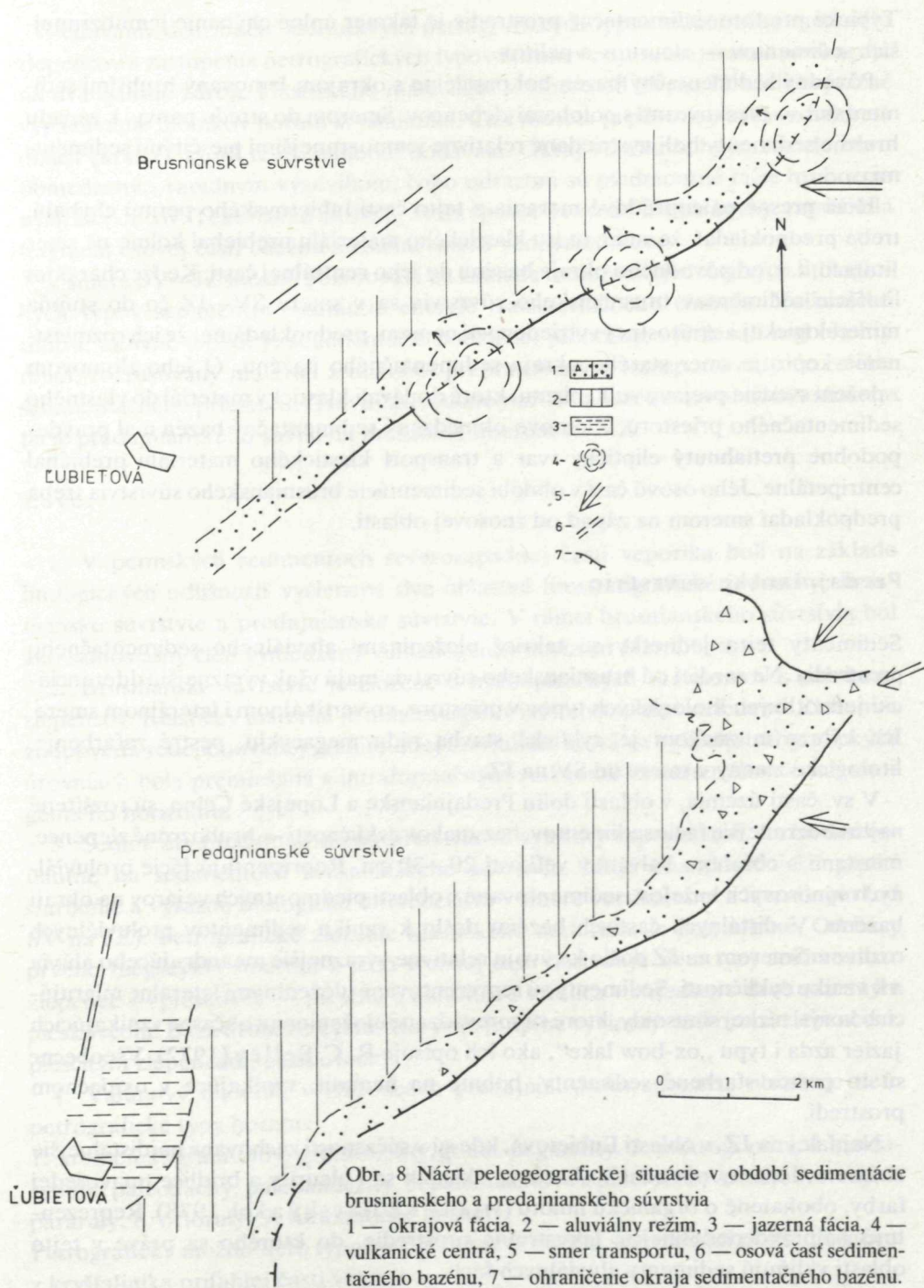
Sedimentačné prostredie, v ktorom vznikli sedimenty tzv. Iubietovského permu, bolo kontinentálne. Pokúsime sa ho na základe získaných údajov, bližšie charakterizovať osobitne pre každú z vymedzených oblastných litostratigrafických jednotiek.

#### Brusnianske súvrstvie

Sedimenty sú hrubopiesčité, zle vytriedené, šedo sfarbené. Obsahujú vložky dobre opracovaných valúnov a šošovkovite tvarované vrstvy drobnozlepcových, slabo vytriedených sedimentov. Prevláda horizontálna vrstevnatosť, lokálne šošovkovité striedanie pieskovcov rôznej zrnitosti. Ojedinele vidieť vo vnútri vrstiev normálne gradačné usporiadanie zrn.

Všetky tieto znaky naznačujú krátky a rýchly transport do sedimentačného bazénu. Charakter zvetrávania v znosovej oblasti musel byť silne mechanický, typický pre aridnú klímu, pretože dochádzalo k rozrušovaniu granitoidných hornín do veľkosti hrubopiesčitej, prípadne drobnozlepcovej frakcie.

Litologický charakter sedimentov sa v smere SV—JZ nemení. V súčasnom období zachované sedimenty brusnianskeho súvrstvia reprezentujú okrajovú, piedmontnú časť bazénu. Sú to aluviálne sedimenty „braided river“ rozložené v podhorí, ktoré nesú znaky sezónnosti, občasnej výplne korýt. Vodné toky boli pravdepodobne silne koncentrované, a tak vznikali sedimenty zle mineralogicky i zrnitostne vytriedené.



Obr. 8 Náčrt paleogeografickej situácie v období sedimentácie brusnianskeho a predajnianskeho súvrstvia  
 1 — okrajová fácia, 2 — aluviálny režim, 3 — jazerná fácia, 4 — vulkanické centrá, 5 — smer transportu, 6 — osová časť sedimentačného bazénu, 7 — ohraničenie okraja sedimentačného bazénu.

Typické pre toto sedimentačné prostredie je takmer úplné chýbanie jemnozrnnejších sedimentov — aleuritov a pelítov.

Pôvodný sedimentačný bazén bol paralelne s okrajom lemovaný hrubšími sedimentami — pieskovecami s polohami zlepencov. Smerom do stredu panvy, k západu hrubšie sedimenty boli vystriedané relatívne jemnozrnnejšími piesčitými sedimentmi.

Hoci presné paleoprúdové merania z tejto časti Ľubietovského permu chýbajú, treba predpokladať, že smer znosu klastického materiálu prebiehal kolmo na smer litofácií, t. j. od pôvodného okraja bazénu do jeho centrálnej časti. Keďže charakter litofácie sedimentov brusnianskeho súvrstvia sa v smere SV—JZ čo do stupňa mineralogickej a zrnitostnej vytriedenosti nemení, predpokladáme, že ich rozmiestnenie kopíruje smer starého okraja sedimentačného bazénu. O jeho zlomovom založení svedčia prejavy vulkanizmu, ktoré dodávali klastický materiál do vlastného sedimentačného priestoru. Zlomovo obmedzený sedimentačný bazén mal pravdepodobne pretiahnutý eliptický tvar a transport klastického materiálu prebiehal centripetálne. Jeho osovú časť v období sedimentácie brusnianskeho súvrstvia treba predpokladať smerom na západ od znosovej oblasti.

#### Predajnianske súvrstvie

Sedimenty tejto jednotky sú taktiež uloženinami aluviálneho sedimentačného prostredia. Na rozdiel od brusnianskeho súvrstvia majú však výraznejšiu diferenciáciu jednotlivých litologických typov v priestore, vo vertikálnom i laterálnom smere. Ich výrazným znakom je cyklická stavba rádu megacyklu, pestré zafarbenie, litologické zmeny v smere od SV na JZ.

V sv. časti územia, v oblasti dolín Predajnianske a Lopejské Čelno, sú rozšírené najhrubozernejšie fácie sedimentov, bez znakov cykličnosti — hrubozerenné zlepence, miestami s obsahom balvanov veľkosti 20—30 cm. Reprezentujú fácie proluviálnych výnosových kuželov, sedimentované v oblasti piedmontných vejárov na okraji bazénu. V distálnych častiach bazénu došlo k vzniku sedimentov proluviálnych rozlivov. Smerom na JZ došlo k vývoju relatívne výraznejšie meandrujúceho alúvia a k vzniku cykličnosti. Sedimenty sú reprezentované uloženinami laterálne migrujúcich koryt, nízkej sinusoidy, ktoré sú sprevádzané uloženinami občasne vznikajúcich jazier azda i typu „ox-bow lake“, ako ich opisuje R. C. Selley (1972). Všeobecne sú to pestro sfarbené sedimenty, bohaté na hematit, vznikajúce v oxidačnom prostredí.

Najďalej na JZ, v oblasti Ľubietová, kde sú v súčasnosti zachované najdistalnejšie známe sedimenty pôvodného bazénu, ukladali sa i aleurity a bridlice tmavošedej farby, obohatené o organickú hmotu (vrt LU-1 J. II a vský a kol. 1978). Reprezentujú najpravdepodobnejšie lakustrinné prostredie, do ktorého sa práve v tejto oblasti vkladajú sedimenty aluviálnych facií.

Sledovanie distribúcie jednotlivých petrografických typov valúnového materiálu zlepenčov a zastúpenia petrografických typov hornín v najhrubšej frakcii poukazuje na dva odlišné zdroje klastického materiálu. V smere od SV na JZ vidieť výrazné vypadávanie úlomkov hornín kryštalinika. Čiže musela tu pôvodne byť vyzdvihnutá oblasť (kryha), ktorá tento materiál dodávala. Okraj bazénu bol výrazne zlomovo obmedzený s rapidným výzdvihom, čoho odrazom sú piedmontné fácie hrubozrných zlepenčov. Tektonická aktivita, ktorá spôsobila výzdvih tejto kryhy, zapríčinila migráciu osovej časti bazénu a zmenu smeru vodných tokov.

V smere SV—JZ možno pozorovať i na základe rozloženia jednotlivých litologických typov sedimentov slabnutie energie transportačného činiteľa. Vulkanické centrá, aktívne v období sedimentácie podložnej jednotky, vyčnievali nad okolitý reliéf, rozrušovaný materiál z nich bol prepracovaný a transportovaný do celého sedimentačného priestoru. Osová časť sedimentačného bazénu sa v období sedimentácie predajnianskeho súvrstvia presunula smerom na JJZ.

## Záver

1. V permských sedimentoch severozápadnej časti veporika boli na základe litologických odlišností vyčlenené dve oblastné litostratigrafické jednotky: brusnianske súvrstvie a predajnianske súvrstvie. V rámci brusnianskeho súvrstvia bol ako samostatný člen vymedzený vulkanogénny horizont Harnobisu.

2. Brusnianske súvrstvie je zložené z hrubopiesčitých sedimentov s polohami zlepenčov. Klastický materiál je mineralogický i zrnitostne zle vytriedený. Zložením zodpovedá redeponovanej granitoidnej zvetraline, ktorá vo vyšších stratigrafických úrovniach bola premiešaná s intraformačným vulkanickým materiálom z vulkanogénneho horizontu.

3. Sedimenty predajnianskeho súvrstvia sú cyklicky usporiadané. Ležia diskordantne na sedimentoch brusnianskeho súvrstvia. Majú charakteristické pestré sfarbenie a výraznú litologickú diferenciaciu v smere vertikálnom a laterálnom (od SV na JZ). Petrografické zloženie klastického materiálu je polymiktné. Od bázy prvého megacyklu smerom k jeho vrchnej časti nasledujú tieto typy sedimentov: zlepenec — pieskovec — piesčitá a aleuritová bridlica v striedaní s drobnozrným pieskovcom. Báza druhého cyklu, ktorý nie je úplne vyvinutý, je tvorená zlepencom, piesčitým zlepencom, pieskovcom.

4. Valúnový materiál v zlepencoch predajnianskeho súvrstvia obsahuje tieto petrografické typy hornín:

1. kremeň 2. granitoidy, granit-aplity, granit-pegmatity, 3. mikrogranity, 4. paleoryolity, paleodacity, paleoandezity, 5. paleodacitové a paleryolitové tuffy, 6. svory, 7. pararuly, 8. ortoruly, 9. turmalitické horniny.

Petrograficky možno tieto typy hornín dobre porovnať s horninami pochádzajúcimi z kryštalinika priľahlej časti veporika.

5. Morfometrické znaky valúnového materiálu v zlepenoch predajnianskeho súvrstvia kombinované so stanovením stupňa opracovanosti indikujú aluviálne sedimentačné prostredie, v proximálnych častiach bazénu prívalové fácie proluviálnych kuželov.

6. Sedimenty permu v severozápadnej časti veporika sa ukladali v intrakontinentálnom bazéne pozdĺžneho tvaru. Okraje bazénu boli obmedzené zlomami, pozdĺž nich vznikali vulkanické centrá, ktoré dodávali klastický materiál do vlastného sedimentačného priestoru. Centrum sedimentačného bazénu v období sedimentácie obidvoch súvrství migrovalo. Jeho premiestňovanie bolo ovplyvnené tektonickými pohybmi pozdĺž zlomov ohraničujúcich sedimentačný bazén. Pokiaľ v období sedimentácie brusnianskeho súvrstvia sa oblasť znovu rozprestierala generálne na V a JV od zachovaného pruhu sedimentov a bazén sa rozširoval smerom na Z a SZ, v období sedimentácie predajnianskeho súvrstvia došlo k vzniku hrasťovej štruktúry na SV až S. Vznik tohoto systému spôsobil zmenu vo vodnom režime a sťahovanie centra sedimentačného bazénu smerom na JJZ. V tomto smere možno predpokladať aj možnosť existencie jazerných sedimentačných podmienok.

Sedimenty zachované v súčasnom období na povrchu reprezentujú všeobecne aluviálne sedimentačné prostredie typu „braided aluvium“ so zachovanými priokrajovými fáciami piedmontného vejára. V juhozápadnej časti aluviálneho režimu vznikali v období sedimentácie predajnianskeho súvrstvia plytké vodné nádrže (jazerá, močiare), kde sedimentoval jemnozrnnejší materiál, miestami so zvýšeným obsahom organickej hmoty.

7. Predajnianske súvrstvie leží diskordantne na brusnianskom súvrství. Dôkazom o tom sú: zmeny v smeroch transportu klastického detritu; objavenie sa polymiktného materiálu z kryštalinika, v bazálnych častiach predajnianskej formácie.

Tektonické pohyby na rozhraní medzi obdobiami sedimentácie obidvoch súvrství zapríčinili vznik nových hrasťových štruktúr, ktoré zmenili vodný režim v pôvodnom bazéne, jeho obmedzenie a rozmery.

Do tlače odporučil M. Mišík.

## Literatúra

- ANDEL, Tj. H. van — WIGGERS, A. J. — MAARLEVELD, G. 1954: Roudness and shape of marine gravels from Urk (Netherlands) a comparison of several methods of investigation. *J. Sediment. Petrology*, 24, Tulsa, Oklahoma.
- CAILLEUX, A. 1945: Distinction des galets marine et. fluviatiles. *Bull. de la géol. de France*, 15, 7—8, 5ième sér., Paris.
- ĎUROVIČ, V. 1961: Geologicko-petrografické pomery územia medzi Povráznikom a Lopejom. Dipl. práca. Archív katedry petrografie PFUK, Bratislava.
- ĎUROVIČ, V. 1970: Petrografia, litológia a sedimentológia melafýrovej (vulkanicko-sedimentárnej) série Centrálnych Západných Karpát. Manuskript-archív Katedry petrografie PFUK, Bratislava.

- HATCH, F. H. — WELS, A. K. — WELS, M. K., 1972: Petrology of the igneous rocks, London.
- HEJTMAN, B. 1962: Petrografia metamorfovaných hornín. Nakl. ČSAV, Praha.
- HOVORKA, D. 1975: The lithology and chemical composition of the metasediments of the Jarabá Group (West Carpathians). Krystalinikum, 11. Nakl. ČSAV, Praha.
- ILAVSKÝ, J. et al. 1978: Závěrečná správa o vrtoch LU-1, LU-2, LU-3. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- JAROŠ, J. 1960: Geologická stavba území západne od Lubietovej. Acta Universitatis Carolinae. Geologica, 2, Praha.
- JAROŠ, J. 1962: Geologická stavba územia medzi Lubietovou, Medzibrodcom a Brusnem na Stredním Slovensku (Príspevek k problému tektonického zařazení Iubietovské zóny). Acta Universitatis Carolinae. Geologica, 3, Praha.
- JAROŠ, J. a kol. 1966: Vysvetlivky k listu Slovenská Lupča 1:50 000, časť mezozoikum. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINEC, A. 1966: K problému stavby a vzniku veporského kryštalinika. Západné Karpaty 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1966: Vysvetlivky k listu Slovenská Lupča, 1:50 000. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1977: Der Geologische Bau des Nordwestlichen Teiles der Vepor-Erzgebirges. Acta geologica et Geographica Universitatis Comenianae, 32, Bratislava.
- KLINEC, A. et al. 1973: Geologický výskum veporidného kryštalinika (list Polomka 1:25 000) Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINEC, A. — PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporid. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KRUMBEIN, W. C. 1941: Measurements and geological signification of shape and roundness of sedimentary particles. J. Sediment. Petrology, 7, 2, Tulsa.
- KRUMBEIN, W. C. 1941: The effects of abrasion on the roundness of rock fragments. J. Geology, 49, Chicago.
- LOSERT, J. 1962: Geologická stavba a rudní ložiska západní části Iubietovského pásma a přilehlého subtatrika. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LOSERT, J. 1962: Geologie a petrografie západní části Iubietovské zóny a přilehlého subtatrika. Rozpravy Čs. Akad. Věd, rada mat. a přír. věd. 73, 12, Praha.
- MAHEL, M. a kol. 1961: Sjazdový sprievodca čs. spoločnosti pre mineralogiu a geológiu, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2, 1. Západní Karpaty. Ústf. Úst. geol., Nakl. ČSAV, Praha.
- MAHEL, M. a kol. 1974: Vysvetlivky k prehľadnej Geol. mape ČSSR 1:200 000. List Banská Bystrica. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MIKO, O. 1977: Produkty kyslého vulkanizmu (a. Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe peľovej analýzy, b. Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika N. Tatier. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MÍŠÍK, M. — JABLONSKÝ, J. 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenca Malých Karpát. Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae. Geologica, 33, Bratislava.
- NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten, 2, Basel.
- PETTIJOHN, F. J. — POTTER, P. E. — SIEVER, R. 1972: Sand and sandstone. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New York.
- PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny. Nakl. ČSAV, Praha.
- PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe peľovej analýzy. Mineralia Slovaca, 9, 4, Košice.

- SAMES, C. W. 1966: Morphometric data of some recent pebble association and their application to ancient deposits. *J. Sediment. Petrology*, 36, 1, Tulsa.
- SARKISJAN, S. G. — KLIMOVÁ, L. T. 1955: Orientirovka galek i metody ich izučenia dľa paleogeografičeskich postrojenij, Moskva.
- SELLEY, R. C. 1972: *Ancient sedimentary environments*. Chapman and Hall Ltd., London.
- SPALETTI, L. A. 1976: The axial ratio C/B as an indicator of shape selective transportation. *Journal of Sediment. Petrology*, 46, 1, Tulsa.
- STRECKEISEN, A. 1974: Classification and nomenclature of plutonic roks. *Geologische Rundschau*, 63, 2, Stuttgart.
- SNEED, E. D. — FOLK, R. L. 1958: Pebbles in the lower Colorado river, Texas: a study in particle morphogenesis I. *Geology*, 66, Chicago.
- TURNER, F. J. 1968: *Metamorphic petrology*. Mc Graw — Hil Book Comp., New York.
- TUTTLE, O. F. 1952: Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic salic roks. *Geology*, 60, Chicago.
- TUTTLE, O. F. — BOWEN, N. L. 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8$  —  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  —  $\text{SiO}_2$  —  $\text{H}_2\text{O}$ . *Geol. Soc. Amer. Mem.* 74, 17.
- UNRUG, 1957: W. spolczesny transport i sedimentacija zwierow w dolinie Dunajca. *Acta Geol. Polonica*, 7, Warszawa.
- WASS, D. — ELEČKO, M. 1977: Tvar valúnov a genéza pozdišovskej štrkovej formácie. *Mineralia Slovaca*, 1, 1, Košice.
- VOZÁR, J. 1962: Geologicko-petrografické pomery na juhozápad od Podbrezovej. Dipl. práca. Archív katedry petrografie PFUK, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1965: Metamorfované mezozoikum v západnej časti veporíd. *Geol. Práce. Správy* 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1979: Príspevok k objasneniu stavby a ku koreláciám obalových sérií v severnej časti veporika. *Geol. Práce, Správy* 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. 1965: Litofaciálny výskum konglomerátov ľubietovského permu. Čiastková správa za rok 1964. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. — MINAROVÍČOVÁ, A. 1966: O náleze valúnov turmalinických hornín v ľubietovskom perme. *Geol. Práce, Správy* 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. *Západné Karpaty*, 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- WENTWORTH, C. K. 1972: A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Geology*, 30, Chicago.
- ZINGG, Th. 1935: Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweizer. Min. Petr. Mitt.*, 15, Zürich.
- ZOUBEK, VI., 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. *Věstník St. geol. Úst. IV.* Praha.
- ZOUBEK, VI., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních již. od Podbrezové. *Věstník, St. geol. Úst.*, 6, Praha.
- ZOUBEK, VI. 1931: Tektonická skizka širšího okolí Brezna nad Hronem. *Věstník St. geol. Úst.*, 7, Praha.
- ZOUBEK, VI. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věstník St. geol. Úst.*, 12, Praha.
- ZOUBEK, VI. 1956: Zpráva o geologických výskumech pohoří Veporu v okolí Brusna. *Zprávy o geol. výskumech v r. 1956*, Praha.

## Lithofacial characteristic of the Permian in the northwestern part of the Veporic

### Summary

The lithofacial analysis of the Permian in the northwestern part of the Veporic provides information on the character of original sedimentary environment, sedimentation processes taking place in it and on the origin of clastic material and character of source area.

The Permian in the northwestern part of the Veporic (NW part of the Slovenské rudohorie mts.) occurs together with the Mesozoic in autochthonous position above the so called crystalline of the Lúbietová zone. They build up together the northwestern flank of the anticlinal structure, with gentle dip to NW, submerging below the occurrences of the Choč nappe Mesozoic in the Hron river valley.

In Permian sediments of the northwestern part of the Veporic two new regional lithostratigraphical units were distinguished from underlier to overlier: A. Brusno formation, B. Predajná formation. Within the Brusno formation the volcanogenic Harnobis horizon was distinguished as particular member.

**Brusno formation.** The name of the unit is derived from the spa Brusno. Geographically it is extending in the area between Lúbietová and the village Predajná, SW of Podbrezová, in a strip 1100—1500 m wide. The estimated thickness of the Brusno formation is about 700 m in the area of the stratotype locality. Stratotype localities, at which the lithostratigraphical unit was defined, are the profiles through the Brzáčka valley and the Harnobis ridge with closure parts of the Kušnierová and Oselné valleys E of the spa Brusno (Fig. 1).

The fundamental diagnostic features of the Brusno formation are: absolute prevalence of clastic sediments of psammite granularity and presence of volcanogenic member approximately in its central part. The underlier is the crystalline of the Lúbietová zone, the so called subzone of endogenous migmatites and leucocratic granites of Králička type. The contact of the Brusno formation with the underlier is discordant.

The age of the Brusno formation on the basis of lithology is — Permian (saxonian?). The Harnobis volcanogenic horizon is composed of effusion of rocks of dacite composition, which are accompanied by pyroclastics of ash and sand granularity. Volcanics proper and pyroclastics connected with them were disintegrated in the following process of sedimentation and distributed into a part of the sedimentary basin. Together with clastic detritus they form various types of mixed sediments.

On the basis of normative composition it may be supposed that there is a group of effusive rocks derived from magma of quartz diorite (tonalite) composition with distinct tendency of transition to diorite magma, thus even to paleoandesites in effusive forms.

The sandstone members, which occur in underlier and overlier of the volcanogenic horizon are typical in the low degree of maturity. The sandstones in the lower part of the Brusno formation are, from the mineralogical side, characterized by the content of granite detritus. In petrography they correspond to feldspar greywackes and arcose wackes.

The sandstones of the upper part of the Brusno formation, overlying the volcanogenic horizon, correspond in petrography also to greywackes. They, however, besides granite detritus, contain also reworked intraformational volcanoclastic material.

**Predajná formation.** The designation of the formation is derived from the village Predajná, to the south of which in the Bystrô valley the type lithological profile is situated (Fig. 2, profile B-B'). Geographically this lithostratigraphical unit extends in the area between Lúbietová and Podbrezová, in a strip 500—1000 m. wide. Its extent and detailed lithological subdivision are shown in the lithological



map (Fig. 1). Thickness of the Predajná formation is approximately 400 m, in the western part of the area also more. From the underlying Brusno formation it is separated by a distinct lithological change — layer of polymict conglomerates. The contact of both formations is discordant.

The fundamental features of the Predajná formation are mainly the cyclic structure of megacycle order, variegated colouring of sediments, polymict character of clastic material and absence of manifestations of syngenetic volcanic activity. The age of the Predajná formation — Upper Permian — was proved on the basis of palynology (E. Planderová ex J. Ilavský et al. 1978).

On the Predajná formation are discordantly lying Lower Triassic sediments.

The sediments of the Predajná formation represent one megacycle. It begins with a layer of polymict conglomerates, in which in vertical direction grain size is gradually reduced and replaced by sandstones. The cycle is terminated by fine-grained sandstones and sandy shale, mutually alternating. The megacycle is overlain again by a layer of polymict conglomerates, sandy conglomerates or coarsegrained sandstones. They represent the basal parts of the following cycle. In general, in lateral direction (from NE to SW), fining of grain, relatively better mineralogical sorting, increasing thickness of sandstone and shaly members are observed in sediments of the Predajná formation.

Petrographical composition of the material of pebbles of polymict conglomerates: 1) quartz, 2) granitoids; granite -aprites; granite pegmatites; 3) microgranites; 4) paleorhyolites; paleodacites, paleoandesites; 5) paleodacite and paleorhyolite tuffs; 6) mica schists; 7) paragneisses; 8) orthogneisses; 9) tourmaline rocks. In petrography these rocks may be well compared with rocks coming from the crystalline of the adjacent part of the Veporic. The morphometric features of the material of pebbles, combined with determination of the degree of working up indicate an alluvial sedimentary environment, with flood facies of proluvial fans in proximal parts of the sedimentary basin.

Sandstone members of the Predajná formation display a low degree of mineralogical and structural maturity. In petrography they correspond to lithic greywackes. The finest-grained lithological members of the Predajná formation are represented by sandy and aleuritic shales.

In the sediments studied the Alpine regional pressure metamorphism led to formation of schistous structure, to partial destruction of clastic grains of sandy fraction, in some parts also to mechanical deformation and cracking of the material of pebbles in conglomerates. In originally pelitic sediments and fine-grained groundmass of coarser clastics the mineral association of quartz-sericite-chlorite  $\pm$  rutile, tourmaline, developed, which is characteristic of the initial grade of the metamorphic green schist facies.

The Permian sediments in the northwestern part of the Veporic deposited in an intracontinental basin of elongated shape. The basin margins were bordered by faults, along which volcanic centres formed, supplying clastic material into the sedimentation area proper. The centre of the sedimentary basin migrated in the time of sedimentation. Its displacement was influenced by tectonic movements along faults bordering the sedimentary basin. Whereas in the time of sedimentation of the Brusno formation the source area extended generally E and Se of the preserved strip of sediments and the basin expanded toward W, NW, in the time of sedimentation of the Predajná formation a horst structure formed to NE to N. The origin of this system caused a change in the water regime and migration of the centre of sedimentary conditions may be supposed in direction towards.

The sediments preserved at present at the surface represent generally the alluvial sedimentary environment of „braided alluvium“ type, with preserved near-marginal facies of piedmont fan. In the southwestern part of the alluvial regime in the time of sedimentation of the Predajná formation, shallow water reservoirs (lakes-swamps) originated where finer-grained sediments, locally with higher content of organic substance, deposited.

The Predajná formation is discordantly overlying the Brusno formation. It is evidenced by:

- changes in transport directions of clastic detritus;
- occurrence of polymict material from the crystalline, in basal part of the Predajná formation.

The tectonic movements at the boundary between the times of sedimentation of both formations gave to new horst structures, which changed the water regime in the original sedimentation basin and also its delimitation and dimensions.

## Explanations to Figures

Fig. 1 Lithofacial map of the Permian of the northwestern part of the Veporic: 1-Tertiary volcanics and sediments; 2-Lower Triassic quartzites of the Mesozoic envelope group; 3-6 Sediments of the Predajná formation; 3-polymict conglomerates; 4-sandy conglomerates, conglomerate sandstones; 5-lithic greywackes; 6-sandy and aleuritic shales; 7-11 sediments of the Brusno formation; 7-greywackes with admixture of volcanoclastic material; 8-tuffitic sediments including the horizon with coarse fragments of paleodacites; 9-paleodacite tuffs; 10-paleodacites; 11-feldspar greywackes, arcose wackes; 12-crystalline; 13-faults, fault lines.

Fig. 2 Schematic lithological profiles through the Predajná formation: 1. Lower Triassic quartzites; 2-polymict conglomerates; 3-sandy conglomerates; conglomerate sandstones; 4-sandstones; 5-sandy and aleuritic shales; 2-5 sediments of the Predajná formation; 6-sandstones of the Brusno formation; A—A' — right afflux of the Brusnianka valley  
B—B' — Bystrô valley  
C—C' — Oselné valley  
D—D' — Kušnierová valley  
E—E' — right afflux of the Záhrušková dolina valley  
F—F' — Predajnianské Čelno valley  
G—G' — Lopejské Čelno valley

Fig. 3 Graphical representation of petrographic composition of the material of pebbles: 1-2 relative representation of pebbles to groundmass; 1-groundmass; 2-material of pebbles; 3-6 petrographical composition of the material of pebbles; 3-quartz; 4-paleodacites; paleorhyolites; and their pyroclastics; 5-granitoids, microgranites; 6-crystalline; analyses 20, 8, 1, 54, 55, 43, 39 — polymict conglomerates from the base of first megacycle; analyses no. 15, 11, 16, 12, 25, 29, 30 — polymict conglomerates from the base of second megacycle.

Fig. 4 Classification diagram of igneous rocks (IUGS); 1-granitoid pebbles; 2-granite of Čierťaže type, migmatite of gneissose granite type.

Fig. 5 Q-M-L diagram of granitoid rocks; 1-granitoid pebbles; 2-crystalline.

Fig. 6 Classification diagram of volcanic rocks; 1-pebbles of volcanic rocks in conglomerates; 2-volcanic rocks from the Permian; 3-volcanic rocks from the crystalline; Q-normative quartz; A-normative alkalic feldspar; P-normative plagioclase.

Fig. 7 Genetic diagram compiled according to C. W. Sames (1966); 1-lower conglomerate layer; 2-upper conglomerate layer;  $q$ -value of rounding;  $\sigma$ -value of elongation.

Fig. 8 Outline of paleogeographical situation in the time of sedimentation of the Brusno and Predajná formations: 1-marginal facies; 2-alluvial regime; 3-lacustrine facies; 4-volcanic centres; 5-transport direction; 6-axial part of sedimentary basin; 7-delimitation of the margin of sedimentary basin.

## Литофациальная характеристика перми северо-западной части вепорикума

### Резюме

Литофациальный анализ перми северо-западной части вепорикума дает сведения о характере первоначальной седиментационной среды, о происходивших в ней процессах осадконакопления, о происхождении кластического материала и характере области сноса.

В северо-западной части вепорикума (СЗ часть Словацкого рудогорья) пермь выходит вместе с мезозоем в автохтонном залегании над любиевской зоной кристаллических пород. Пермь и мезозой образуют северо-западное крыло антиклинальной структуры с незначительным наклоном к СЗ и погружаются под мезозой чехоского покрова в долине Грона.

В пермских отложениях северо-западной части вепорикума, от основания к кровле, выделены две новые региональные литостратиграфические единицы: А. бруснианская свита, Б. предайнианская свита. В пределах бруснианской свиты был вычленен самостоятельный вулканогенный член – горизонт Гарнобиса.

**Бруснианская свита.** Название этой единицы дано по курорту Брусно. Она образует полосу шириной около 1100–1500 м в области между Любиевской и сел. Предайна к ЮЗ от Подбрезовой. Предполагаемая мощность бруснианской свиты в области стратотипов около 700 м. Стратотипами, по которым была определена рассматриваемая единица, являются профили долиной Брзачка и хребет Гарнобиса с верховьями долин Кушнерова и Оселне к В от курорта Брусно (рис. 1).

Основные диагностические признаки бруснианской свиты – это полное преобладание кластических отложений псаммитовой зернистости и наличие вулканогенного члена приблизительно в ее средней части. Основанием являются кристаллические породы любиевской зоны, так называемая субзона эндогенных мигматитов и лейкократовых гранитов типа Кралички. Контакт бруснианской свиты с основанием дискордантный.

Судя по литологии, возраст бруснианской свиты – верхняя часть нижней перми. Вулканогенный горизонт Гарнобиса сложен излившимися породами состава дацитов и сопровождается пирокластическим материалом зернистости пепла и песка. В дальнейшем процессе седиментации совместно вулканические породы и связанные с ними пирокласты разрушались и распределялись в бассейне осадко-накопления. Вместе с кластическим детритом они образуют различные типы смешанных отложений.

На основе нормативного состава можно предположить, что здесь представлена группа эффузивных пород, образовавшихся из магмы состава кварцевого диорита (тоналита) с ясно выраженной тенденцией перехода к диоритовой магме, а у эффузивных форм – к палеоандезитам.

Песчанистые члены, залегающие под и над вулканогенным горизонтом отличаются низкой степенью зрелости. Для песчаников нижней части бруснианской свиты характерно наличие гранитного детрита. В петрографическом отношении они соответствуют полевошпатовым грауваккам и аркозовым ваккам.

Песчаники верхней части бруснианской свиты, обнажающиеся в кровле вулканогенного горизонта, также соответствуют грауваккам, но, помимо гранитного детрита, содержат переработанный интраформационный вулканокластический материал.

**Предайнианская свита.** Название свиты дано по сел. Предайна, к югу от которой, в долине Быстро, находится типичный литологический профиль (рис. 2, профиль В–В'). Эта литостратиграфическая единица расположена между Любиевской и Подбрезовой, где образует полосу шириной в 500 – 1000 м. Ее детальное литологическое расчленение показано на карте (рис. 1). Мощность предайнианской свиты равна приблизительно 400 м, в западной части области и более.

От подстилающей бруснианской свиты она отделена четким литологическим изменением – горизонтом полимиктовых конгломератов. Контакт предайнианской свиты с основанием дискордантный.

Основными чертами предайнианской свиты являются прежде всего цикличность строения ряда мегациклов, пестрота окраски отложений, полимиктовый характер кластического материала и отсутствие проявлений сингенетической вулканической деятельности. О возрасте предайнианской свиты — верхней перми — свидетельствуют палинологические данные (Е. Пландерова и И. Я. Илавский и др. 1978).

На предайнианскую свиту дискордантно налегают отложения нижнего триаса.

Седименты предайнианской свиты представляют собой мегацикл, начинающийся горизонтом полимиктовых конгломератов, размер галек которых постепенно уменьшается в вертикальном направлении: их сменяют песчаники. Цикл заканчивается мелкозернистыми песчаниками, перемежающимися с песчанистыми сланцами. В кровле мегацикла опять появляется горизонт полимиктовых конгломератов, песчанистых конгломератов, иногда грубозернистых песчаников. Эти слои являются базальной частью следующего цикла. В латеральном направлении (с СВ к ЮЗ) в отложениях предайнианской свиты везде наблюдаются уменьшение зерна, относительно лучшая минералогическая сортировка, увеличение мощности песчанистых к сланцевых членов.

Петрографический состав галек и валунов полимиктовых конгломератов следующий: 1) кварц, 2) гранитоиды, гранит-аплиты, гранитовые пегматиты, 3) микрограниты, 4) палеориолиты, палеоандезиты, 5) палеодацитовые и палеориолитовые туфы, 6) слюдяные сланцы, 7) парагнейсы, 8) ортогнейсы, 9) турмалиновые породы. Породы того же петрографического состава наблюдаются в кристаллическом комплексе, прилегающей части вепорикума. Морфометрические свойства обломочного материала и степень окатанности позволяют заключить, что в этой зоне отлагался аллювий, причем в проксимальных частях бассейна наблюдаются фации ливневых потоков, образующих пролювиальные конусы.

Степень минералогической и структурной зрелости песчанистых членов предайнианской свиты низкая. В петрографическом отношении они соотверствуют лититовым грауваккам. Наиболее тонкозернистые литологические члены представлены песчанистыми и алевроитовыми сланцами. В исследованных отложениях альпийский региональный метаморфизм давления обусловил сланцевую текстуру, частичное разрушение кластических зерен песчанистой фракции, в некоторых местах механическую деформацию и растрескивание галек и валунов конгломератов. В первоначально пелитовых отложениях и тонкозернистой основной массе более грубообломочных пород образовалась ассоциация кварц – серицит – хлорит ± рутил, турмалин, что характерно для начальной стадии метаморфической фации зеленых сланцев.

В северо-западной части вепорикума осадконакопление пермских отложений происходило в интраконтинентальном бассейне продолговатой формы. Края бассейна ограничивали разломы, вдоль которых возникали вулканические центры, поставившие кластический материал в свой же седиментационный бассейн. В период осадконакопления центр бассейна перемещался, что было вызвано тектоническими движениями вдоль упомянутых разломов. Тогда как в период отложения бруснианской свиты вся область сноса была расположена к В и ЮВ от сохранившейся полосы отложений, а бассейн распространялся в западном и северо-западном направлениях, в период отложения предайнианской свиты на СВ и С возникла горстовая структура, изменившая водный режим, и центр седиментационного бассейна переместился в направлении к ЮЮЗ. Возможно, что в тех местах отлагались озерные отложения.

Судя по отложениям, сохранившимся в настоящее время на поверхности, осадконакопления было типа „разветвленного аллювия“ (“braided alluvium”) с уцелевшими краевыми фациями пьедмонтского пролювиального шлейфа. В юго-западной части аллювиального режима во время осадконакопления предайнианской свиты во зникали плоские водоемы (озера, болота), где отлагались тонкозернистые осадки, местами с повышенным содержанием органического вещества.

Рис. 1 Литофациальная карта перми северо-западной части вепорикума: 1-третичные вулканические породы и седименты, 2-кварциты нижнего триаса серии оболочки мезозоя, 3—6: отложения предайнианской свиты; 3-полимиктовые конгломераты, 4-песчанистые конгломераты, конгломератовые песчаники, 5-лититовые граувакки, 6-песчанистые и алевритовые сланцы; 7-11: отложения бруснианской свиты; 7-граувакки с примесью вулканокластического материала, 8-туффитовые отложения, включая горизонт с крупными обломками палеодацитов, 9-палеодацитовые туфы, 10-палеодациты, 11-полевошпатовые граувакки, аркозовые вакки, 12-кристаллические породы, 13-разломы, линии разломов.

Рис. 2 Схематические литологические профили предайнианской свиты:

1 - кварциты нижнего триаса, 2 - полимиктовые конгломераты, 3 - песчанистые конгломераты, конгломератовые песчаники, 4 - песчаники, 5 - песчанистые и алевритовые сланцы: 2-5: отложения предайнианской свиты; 6 - песчаники бруснианской свиты;

A-A' - правый приток долины Бруснианки

B-B' - долина Быстро

C-C' - долина Оселне

D-D' - долина Кушниерова

E-E' - правый приток долины Загрушковой

F-F' - долина Предайнианске Челно

G-G' - долина Лопейске Челно

Рис. 3 Графическое изображение петрографического состава обломочного материала: 1-2 - количественное отношение галек и валунов к основной массе; 1 - основная масса, 2 - обломочный материал; 3-6 - петрографический состав обломочного материала; 3 - кварц, 4 - палеодациты, палеориолиты и их пирокласты, 5 - гранитоиды, микрограниты, 6 - кристаллические породы; анализы №№ 20, 8, 1, 54, 55, 43, 39 - полимиктовые конгломераты базы первого мегацикла; анализы №№ 15, 11, 16, 12, 25, 29, 30 - полимиктовые конгломераты базы второго мегацикла.

Рис. 4 Классификационная диаграмма изверженных пород (IUGS) 1 - гальки и валуны гранитоидов, 2 - гранит типа Чертижне, мигматиты гранито-гнейсового типа;

Рис. 5 Классификационная диаграмма вулканических пород:

1 - гальки и валуны вулканических пород в конгломератах,

2 - вулканические породы в пермских отложениях,

3 - вулканические породы в кристаллических комплексах,

Q - нормативный кварц, A - нормативный щелочной полевой шпат, P - нормативный плагиоклаз.

Рис. 6 Q-M-L диаграмма гранитоидных пород,

1 - гальки и валуны гранитоидов, 2 - кристаллические породы.

Рис. 7 Генетическая диаграмма, составленная по К. ? В. Самесу (1966):

1 - нижний горизонт конгломератов,

2 - верхний горизонт конгломератов,

g - степень окатанности,  $\sigma$  - степень удлинения;

Рис. 8 Эскиз палеогеографической ситуации во время осадконакопления бруснианской и предайнианской свит:

1 - краевая фация, 2 - аллювиальный режим, 3 - озерная фация, 4 - вулканические центры, 5 - направление транспортировки, 6 - осевая часть седиментационного бассейна, 7 - очертания края седиментационного бассейна.

Перевод со словацкого

В. С. Андрусовой.

Ernest Mecháček — Jozef Václav

## Štúdium distribúcie Cu, Pb, Sn, Mo a Co v permských horninách a v pôdnom horizonte B v oblasti Košickej Belej

16 obr. v texte, anglické a ruské resumé

Abstract. V práci autori podávajú výsledky štúdia koncentrácie a rozptylu Cu, Pb, Sn, Mo a Co v rôznych typoch permských hornín i B-horizontu pôd a charakterizujú vzťahy medzi obsahmi uvedených prvkov v B-horizonte pôd a v primárnych horninách.

### Úvod

Študované územie zaberá širšiu oblasť jv. od Košickej Belej (asi 15 km sz. od Košíc; pozri obr. 1).

Litogeochemický (metalometrický) výskum sa zameril na štúdium koncentrácie a rozptylu Cu, Pb, Sn, Mo a Co, na vyhľadávanie primárnych a sekundárnych aureol rozptylu týchto prvkov a na stanovenie ich nožnej prítomnosti vo zvýšených koncentráciách v hĺbke v horninách permu a tiež na zistenie prípadného smerného pokračovania hydrotermálnych žíl ložiska Vodná baňa.

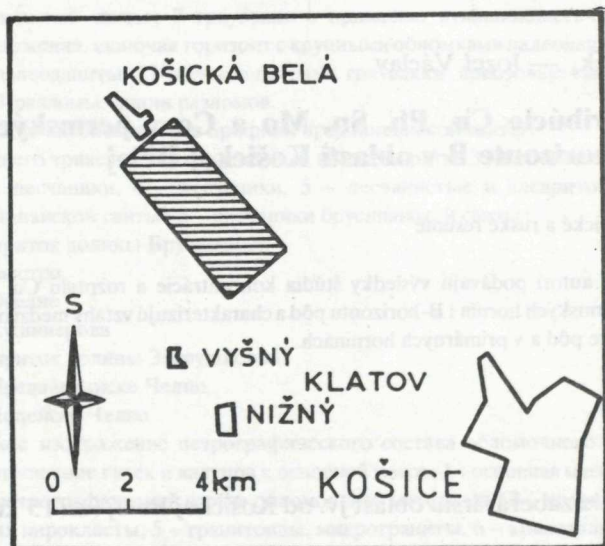
### Stručný prehľad geologických a ložiskových pomerov

Problematiku permu Spiško-gemerského rudohoria v minulosti i dnes študovali mnohí autori z viacerých hľadísk. Prvý celkový súhrn poznatkov o perme Spiško-gemerského rudohoria uvádza D. Andrusov (1958). V priebehu neskorších rokov sa zistili novšie poznatky zásluhou detailných prác mnohých pracovníkov (in lit.). Celkový súbor nových poznatkov a ich zhrnutie možno nájsť v práci I. Rojkoviča

† Doc. RNDr. E. Mecháček CSc., Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Paulínyho Tótha 1, Bratislava

RNDr. J. Václav CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

(1964), V. Ďuroviča (1966), M. Maheľa a kol. (1967) a i., a preto nie je účelné ich v tejto štúdií opakovať. Zameriame sa iba na problematiku permu skúmaného územia.



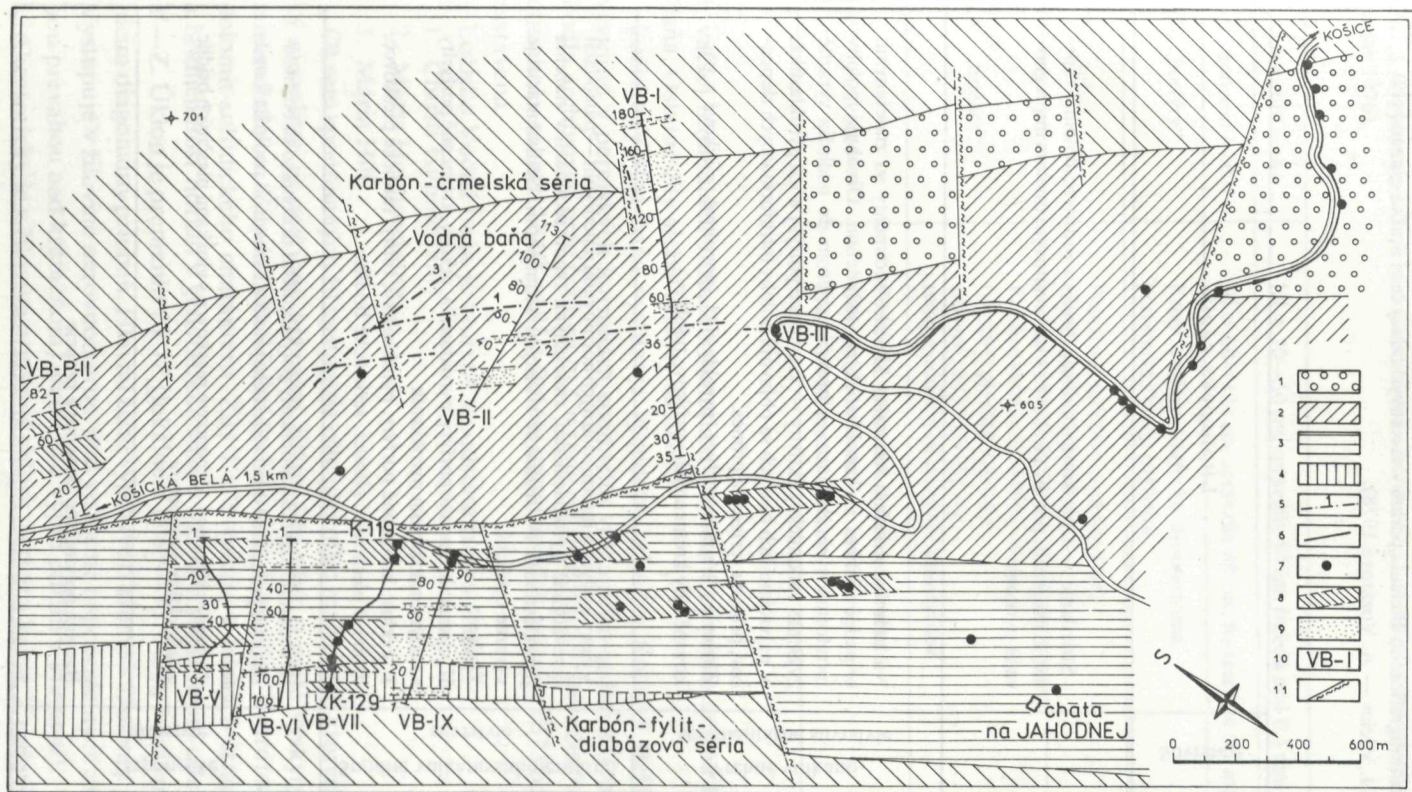
Obr. 1 Situačný náčrt študovaného územia (vyšrafované).

Územie sv. od Košickej Belej bolo v poslednom čase predmetom podrobného geologického, litologického, petrografického i geochemického štúdia (J. Václav 1976; J. Václav — A. Vozárová 1978). Na základe výsledkov sa zistilo, že celé predmetné územie je budované horninami permu. Ich charakter je veľmi pestrý s častým striedaním vulkanických i sedimentárnych hornín od niekoľko cm do niekoľko metrových polôh.

Smer vrstiev je približne SZ—JV so sklonom 50—80° k J až JZ. Zo severnej strany sa perm tektonicky stýka s karbónom a črmeľskou sériou a z južnej strany s karbónom a fylit-diabázovou sériou (obr. 2). Litologický vývoj permu študovanej oblasti je podobný ako v oblasti Novoveskej Huty. Sú tu vyvinuté všetky formácie (J. Václav — A. Vozárová 1978) charakteristické pre severogemeridný perm (obr. 2, 2a).

Pri štatistickom spracúvaní geochemických údajov sme horniny na základe petrografického charakteru začlenili do jednotlivých súborov (obr. 3).

Podbronným štúdiom ložísk a výskytov v oblasti Košickej Hámre—Myslava sa zaoberal J. Ilavský (1955, 1956), F. Zábranský (1969) a R. Ďuďa (1970). Zmienime sa iba o žilách vystupujúcich v študovanom teréne na základe ich výsledkov výskumu a našich terénnych pozorovaní. Podľa doterajších poznatkov



Obr. 2 Schematická geologická mapa a aditívne aureoly (Cu, Pb, Mo, Co) z oblasti Košickej Beľej (zostavil J. Václav 1976).

1-terigénna formácia, 2-spodné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie, 3-vrchné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie, 4-lagunárna formácia, 5-žily ložiska Vodná baňa, 6-geochemické profily, 7-vzorky mimo profilov a anomálnymi obsahmi sledovaných prvkov, 8-anomálne obsahy v primárnych aureolách, 9-anomálne obsahy v sekundárnych aureolách, 10-označenie profilov, 11-predpokladané tektonické línie.



Obr. 2a Schéma litostratigrafického členenia permu v severovýchodnej časti Spiško-gemerského rudohoria (zostavil J. Václav — A. Vozárová 1978).

Skupina	Formácia	Súvrstvie	Litologická náplň
SEVEROGEMERIDNÝ PERM	LAGUNÁRNA FORMÁCIA		Striedanie — pieskovec-bridlica, bridlica-sadrovec-dolomit-vápenec ± magnezit, polohy pieskovca s karbonátovým tmelom impregnované pyritom.
	VULKANOSEDIMENTÁRNA FORMÁCIA	Vrchné vulkanosedimentárne súvrstvie	Na báze sa striedajú normálne klasické sedimenty so zmiešanými, prípadne čistými vulkanoklastickými sedimentmi. Obsahujú polohy intraformačných zlepcov a brekcií; smerom do nadložia výrazné zvýšenie vulkanickej aktivity — kremenné porfýry a ich pyroklastiká. V najvrchnejších častiach sa objavujú polohy intraformačných zlepcov, pribúda terigénna prímes. Zloženie: kremité porfýry, pyroklastiká (popolové, pieskové a páskované tufy kremenných porfýrov; tufolávy)
		Spodné vulkanosedimentárne súvrstvie	Výlevy kyslých a intermediárnych hornín radu paleoryolit — paleodacit sprevádzané pyroklastikami, zmiešanými typmi sedimentov zloženia pyroklastikum — sediment s čistými sedimentmi. Sedimentácia je výrazne cyklická. Zloženie: II. cyklus: kremenné porfýry, pyroklastiká, arkózy, kremenné porfýry s malým množstvom pyroklastík I. cyklus: kremenné porfýry, pyroklastiká, tufity, tufitické pieskovce, drobové pieskovce, siltovce, sericitické bridlice
	TERIGÉNNÁ FORMÁCIA	Zlepcové súvrstvie	Hrubozrnné klastické sedimenty polymiktného zloženia so slabo pribúdajúcou prímесou vulkanoklastickej zložky v smere od podložia k nadložiu. Zloženie: zlepenec, zlepcové pieskovce s vložkami piesčitých bridlic a tufitických pieskovcov  Bazálne polymiktné zlepenec a brekcie

Obr. 3 Typy hornín začlenené do jednotlivých súborov pri spracúvaní geochemických údajov (zostavil J. Václav 1976).

I. horizont — B <sub>1</sub>	Hĺ = 30—50 cm, spravidla 40 cm, frakcia pod 0,1 mm
II. horizont — B <sub>2</sub>	Hĺ = 60—120 cm, spravidla 80 cm; frakcia pod 0,1 mm
III. „porfýry“	Krem. porfýry, felzitické, drobnozrnné, porfyrické; krem. porfyrity
IV. „tufy“	Popolové, pieskové a páskové tufy kremenných porfýrov; tufolávy
V. „bridlice“	Bridlice sericitické, sericit.-ilové, fylitické, piesčité, tufitické; siltovce; tufitické siltovce; tufity kremenných porfýrov a porfyrity
VI. „pieskovce“	Pieskovce kremenné, tufistické, drobové zlepcové, drobnozrnné, arkózové; kremence; zlepenec; brekcie.

k väčšej akumulácii rudného materiálu (hlavne Cu) prišlo len na ložisku Vodná baňa. Ostatné žily alebo výskyty sú malé.

Ložisko Vodná baňa vystupuje východne od obce Košická Belá (obr. 2) a je vyvinuté v permských horninách spodného vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia. Podľa archívnych prác ťažili sa tu Cu rudy od začiatku 19. storočia. Vrchol ťažby sa dosiahol v rokoch 1840—1850. Potom nastal úpadok a v roku 1873 bola ťažba úplne zastavená.

Ložisko Vodná baňa je tvorené v podstate troma žilami:

1. Christi Himmelfahrt
2. Mária Heimsuchung
3. Mária Hilf.

Okrem spomínaných žíl vystupuje ešte niekoľko malých žíl, ktorých mineralogický charakter je podobný hlavným žilám. Ide však o malé výskyty s chudobnou mineralizáciou. Žily ložiska Vodná baňa patria k pravým hydrotermálnym žilám dolomit-sulfidického charakteru. Žily 1 a 2 sledujú v hrubých črtách vrstevnatosť a bridličnatosť hornín v generálnom smere SZ—JV s lokálnymi odchýlkami smeru V—Z. Úklon je premenlivý k JZ (lokálne k J) 45—75°. Žila 3 má voči predchádzajúcim diagonálny priebeh. Hlavnú žilnú výplň tvorí kremeň. Dolomit je zriedkavejší. Vystupuje v žilovine nerovnomerne, buď vo forme nepravidelných zhlukov (s lokálnou prevahou nad kremeňom) alebo ako výplň puklín v kmeni.

Akcesoricky je v žilovine prítomný chlorit, sericit a kalcit. Z rudných minerálov je

	Ag	Al	As	Au	B	Ba	Bi	Ca	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Hg	In	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Sb	Si	Sc	Sr	Ti	V	Zn	Zr	Cr	Be	Ge	W
TETRAEDRIT	○	○	—	•	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
TETRAEDRIT	○	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
TETRAEDRIT	○	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
TETRAEDRIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
CHALKOPYRIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
CHALKOPYRIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
PYRIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
PYRIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fe-DOLOMIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fe-DOLOMIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe-DOLOMIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
KREMEŇ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
KREMEŇ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CHLORIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CHLORIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HEMATIT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

■	▲	●	○	—	•
100 - 10 %	10 - 1 %	1 - 0,1 %	0,1 - 0,01 %	0,01 - 0,001 %	pod 0,001 %

Obr. 4 Kvalitatívne spektrálne analýzy niektorých minerálov ložiska Vodná baňa. (podľa R. Ďuďu 1970).

najhojnejšie zastúpený chalkopyrit a tetraedrit. Vystupujú tiež nepravidelne, väčšinou vo forme jemných impregnácií v kremeň a v dolomite prípadne vo forme zhlukov (do veľkosti 5 cm, podľa haldového materiálu) alebo žiliek. Podľa kvalitatívnych spektrálnych analýz (obr. 4) tetraedritov obsahy As, Sb a Hg poukazujú na to, že ide pravdepodobne o tennantity so zvýšeným obsahom Hg. Pyrit tvorí jemné impregnácie v kremeň a dolomite spravidla v paragenéze s chalkopyritom a tetraedritom. Vo zvýšených koncentráciách sa nachádza len lokálne. Hematit-spekularit je z rudných minerálov najmenej zastúpený. Tvorí ojedinelé slabé impregnácie v kremeň a dolomite.

Sukcesia minerálov podľa R. Ďuďu (1970): kremeň I-sericit-chlorit-pyrit-hematit-kremeň II-dolomit-chalkopyrit-tetraedrit-kalcit.

### Metodika práce

Geochemické vzorky pre horninovú a pôdnu metalometriu sa odoberali po profiloch situovaných tak, aby pokrývali celú študovanú oblasť permu a zároveň prebiehali naprieč žilným štruktúram. Celkove sa odoberalo vyše 1400 vzoriek na 9 profiloch a niekoľko vzoriek pre horninovú metalometriu i mimo profilov.

Základný profil VB-II, na ktorom sa odoberali vzorky z pôdneho horizontu B<sub>2</sub>, bol situovaný naprieč žilám v oblasti ložiska Vodná baňa. Vo východnom pokračovaní boli situované profily VB-1 (vzorky sa odoberali z horizontu B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub>) a VB-III (horninové vzorky), v západnom pokračovaní profily VB-P-I (vzorky pôd), VB-P-II

(vzorky hornín) a VB-VIII (pôdne i horninové vzorky). Do oblasti južne od ložiska Vodná baňa boli situované profily VB-VI a VB-IX (pôdna metalometria), VB-V, VB-VII (horninové vzorky).

Vzorky pre horninovú metalometriu (i petrografické účely) sa odoberali z prirodzených aj z umelých odkryvov. Aby bolo možné určiť typ horniny, vzorky sa súčasne vyhodnocovali petrograficky. Krok odberu vzoriek na profiloch bol 5—10 m a lokálne v geologicky zložitej situácii i 1 m.

Vzorky pôd horizont B<sub>1</sub>, resp. B<sub>2</sub> sa odoberali pomocou výkopov. Hĺbka odberu bola určovaná charakterom pôdneho pokryvu. Vzorky z B<sub>2</sub> horizontu pôd sa odoberali z hĺbky 60—120 cm, v priemere z hĺbky 80 cm. Vzorky z pôdneho horizontu B<sub>1</sub> z hĺbky 30—50 cm (pod humusovým horizontom). Krok odberu na profiloch bol 5—10 m.

Váha odobraných vzoriek pre horninovú a pôdnu metalometriu sa pohybovala medzi 0,5—1 kg. Vzorky pôd sa sušili pri normálnej teplote a na analýzu sa odoberala frakcia pod 0,1 mm. Vzorky pre horninovú metalometriu sa taktiež sušili a drvili v drvičoch na frakciu pod 0,1 mm.

Horninové a pôdne vzorky boli kvantitatívne analyzované v laboratóriu Geologického prieskumu, Spišská Nová Ves na prvky: Pb, Co, Cu, Sn a Mo. Použité metodiky analýzy a medze dôkazuschopnosti prvkov sa uvádzajú v tabuľkách (obr. 5).

Obr. 5 Použité metódy určovania a dolné medze dôkazuschopnosti chemických prvkov v geochemických vzorkách.

Prvok	Použitá analytická metóda	medza dôkazuschopnosti
Cu	AAS po rozklade kyselinou dusičnou	2 g/t
Pb	AAS po rozklade kyselinou chlór vodíkovou a lúčavkou kráľovskou	5 g/t
Sn	kvantitatívna spektrochemická analýza	1 g/t
Mo	fotometricky po vyfarbení komplexu s rodanidom amónnym	10 g/t
Co	fotometricky po vyfarbení komplexu s nitroso R-soľou	1 g/t

## Výsledky štúdia horninovej a pôdnej metalometrie

### Charakter distribúcie Cu, Pb, Sn, Mo a Co v horninách a pôdach

Pri štúdiu primárneho a sekundárneho geochemického poľa a vyčlenení fónových a anomálnych úsekov vychádzali sme z celkového charakteru distribúcie študovaných prvkov, fónového a anomálneho obsahu prvkov pre vyčlenené typy hornín a pre pôdny horizont B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub>.

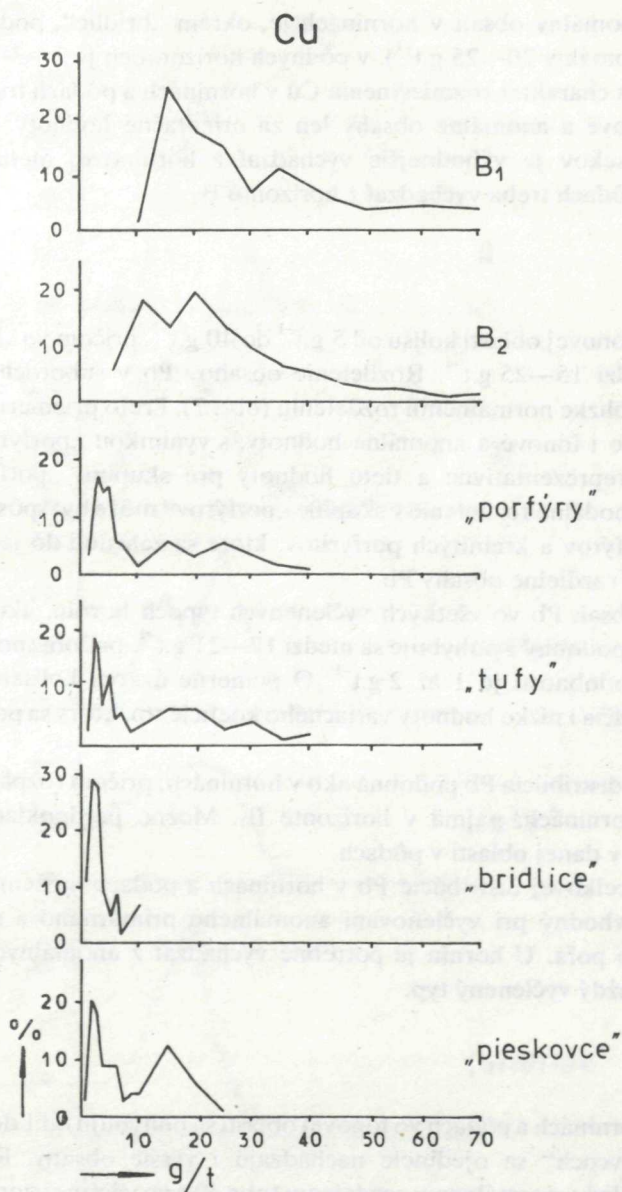
Zo štatistického spracovania analytických údajov geochemických vzoriek vyplýva, že charakter distribúcie prvkov je podobný v skupine hornín „porfýrov“ a „tufov“ hoci v „tufoch“ sa častejšie vyskytuje bimodálne rozdelenie obsahov, spôsobené rozdielnym podielom tufitickej a sedimentárnej zložky. Podobné rozdelenie je aj v skupine „pieskovcov“ a „bridlíc“ a pôdnych horizontov B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub>. Z porovnania charakteru distribúcie prvkov v horninách ako celku a v pôdnych horizontoch z tej istej oblasti vyplýva, že sú si podobné, i keď primárne obsahy u niektorých prvkov sú rozdielne. Pb a Sn, ktoré sa v primárnych horninách viažu v mriežkach horninotvorných minerálov, v zóne zvetrávania majú malú migračnú schopnosť. Ich obsahy sú v horninách i pôdach takmer rovnaké a v pôdach nedochádza k ich obohateniu. Pôdy oproti horninám sú obohatené o prvky, ktoré v zóne zvetrávania majú dobrú migračnú schopnosť a môžu sa sorpčne zachytávať na produkty zvetrávania, čo je evidentné najmä u Cu a v horizonte pôd B<sub>2</sub> i u Mo a Co.

V ďalšom texte podáme podrobný rozbor distribúcie študovaných prvkov vo vyčlenených typoch hornín a v pôdnych horizontoch B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub> charakteristické obsahy pre fónovú a anomálnu oblasť.

### Meď

Distribúcia Cu vo fónovej oblasti v horninách a v pôdach je veľmi nepravidelná a jej obsahy kolíšu v širokom rozmedzí (obr. 6). Veľké rozpätie, obsahov má Cu, najmä v skupine „porfýrov“ a „tufov“ — od 1 do 30—40 g.t<sup>-1</sup>. Na frekvenčných krivkách obsahov sú dve maximá, jedno medzi 2—4 g.t<sup>-1</sup>, druhé málo výrazne okolo 20—25 g.t<sup>-1</sup>. Podobný charakter rozdelenia obsahov majú i „pieskovce“. V „bridliciach“ sú obsahy podstatne nižšie, do 10 g.t<sup>-1</sup>. V dôsledku toho i hodnoty variačného koeficientu sú vysoké (75—80 %). Priemerné obsahy Cu v „porfýroch“, „tufoch“ a „pieskovcoch“ sú približne rovnaké (6—8 g.t<sup>-1</sup>), v „bridliciach“ sú podstatne nižšie (3 g.t<sup>-1</sup>).

Obsahy Cu v pôdach sú vyššie a kolíšu medzi 5—50 g.t<sup>-1</sup>, pričom rozdelenie obsahov má bimodálny charakter. Priemerný obsah v pôdnych horizontoch je 4-až 8-krát vyšší ako v horninách, čo možno vysvetliť jednak tým, že Cu uvoľnená pri zvetrávaní sa absorbovala v produktoch zvetrávania alebo v pôdach sa „zachytila“



Obr. 6

Obr. 6—10 Frekvenčné krivky obsahov vo vyznačených typoch hornín (súborov). Obr. 6 — Cu; obr. 7 — Pb; obr. 8 — Sn; obr. 9 — Mo; obr. 10 — Co (zostavil J. Václav 1976).

i Cu z oxidovaných Cu-minerálov hydrotermálnych žíl, ktoré sa v danej oblasti nachádzajú.

✓ Fónový a anomálny obsah v horninách je, okrem „bridlic“, podobný (fónový 9—11 g.t<sup>-1</sup>, anomálny 20—25 g.t<sup>-1</sup>), v pôdnych horizontoch je 2—3-krát vyšší.

Vzhľadom na charakter rozmiestnenia Cu v horninách a pôdach treba považovať priemerné fónové a anomálne obsahy len za orientačné hodnoty. Pri vyčlenení anomálnych úsekov je výhodnejšie vychádzať z horninovej metalometrie ako z pôdnej. Pri pôdach treba vychádzať z horizontu B<sub>2</sub>.

## Olovo

Obsahy Pb vo fónovej oblasti kolíšu od 5 g.t<sup>-1</sup> do 40 g.t<sup>-1</sup>, pričom vo väčšine vzoriek sú obsahy medzi 15—25 g.t<sup>-1</sup>. Rozdelenie obsahov Pb v súboroch, s výnimkou „porfýrov“, je blízke normálnemu rozdeleniu (obr. 7). Preto priemerné hodnoty Pb v súboroch, ako i fónové a anomálne hodnoty, s výnimkou „porfýrov“, môžeme považovať za reprezentatívne a tieto hodnoty pre skupinu „porfýrov“ len za orientačné. Bimodálne rozdelenie v skupine „porfýrov“ môže byť spôsobené tým, že rôzne typy porfýrov a kremitých porfyrítov, ktoré sa zahrnuli do jednej skupiny, majú primárne rozdielne obsahy Pb.

Priemerný obsah Pb vo všetkých vyčlenených typoch hornín, ako i v pôdnych horizontoch je podobný a pohybuje sa medzi 17—21 g.t<sup>-1</sup>, pričom spoľahlivosť  $\bar{x}$  pri 95 % pravdepodobnosti je 1 až 2 g.t<sup>-1</sup>. O pomerne úzkom kolísaní obsahov Pb v súboroch svedčia i nízke hodnoty variačného koeficientu, ktorý sa pohybuje medzi 30—45 %.

V pôdach je distribúcia Pb podobná ako v horninách, pričom rozpätie obsahov je užšie ako v horninách, najmä v horizonte B<sub>1</sub>. Možno predpokladať, že Pb sa nekonzcentruje v danej oblasti v pôdach.

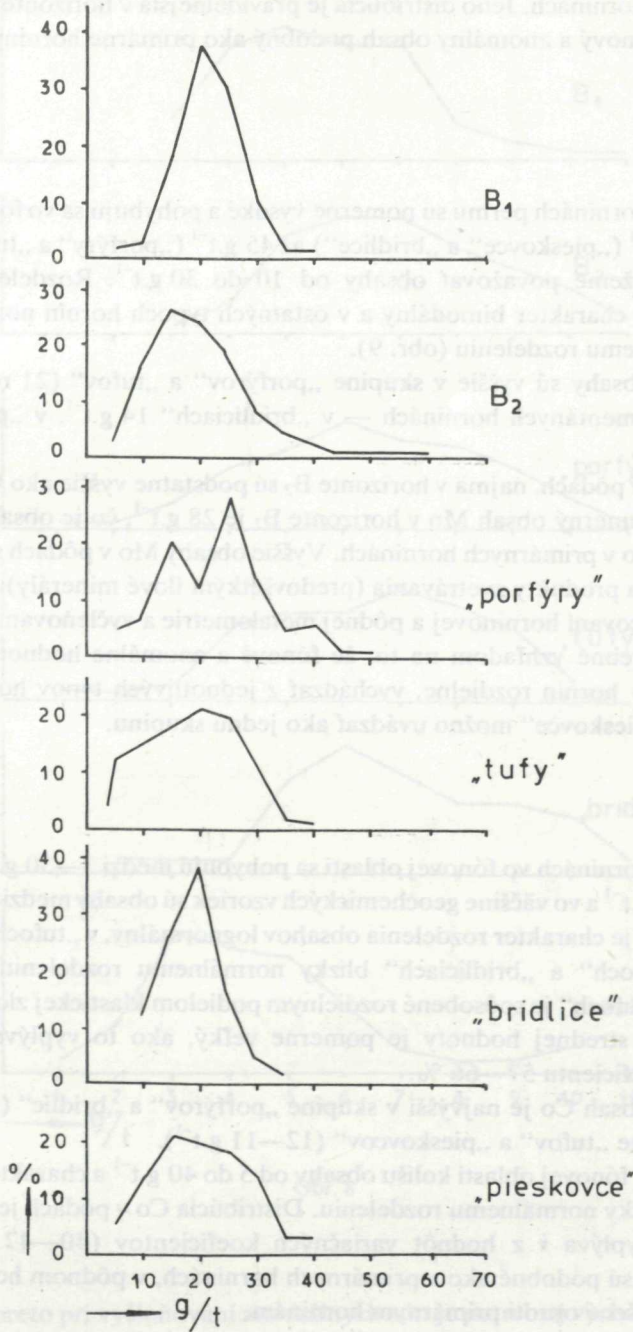
Na základe celkovej distribúcie Pb v horninách a pôdach môžeme tento prvok považovať za vhodný pri vyčleňovaní anomálneho primárneho a sekundárneho geochemického poľa. U hornín je potrebné vychádzať z anomálnych a fónových obsahov pre každý vyčlenený typ.

## Cín

Obsahy Sn v horninách a pôdach vo fónovej oblasti sa pohybujú od 1 do 11 g.t<sup>-1</sup> (obr. 8). V „pieskovcoch“ sa ojedinele nachádzajú i vyššie obsahy. Rozdelenie Sn v súboroch je blízke normálnemu rozdeleniu (obr. 8) a vo väčšine vzoriek má obsahy medzi 4—8 g.t<sup>-1</sup>. Rozdelenie Sn je veľmi rovnomerné a preto i hodnota variačného koeficientu je nízka — pod 35 % vo všetkých súboroch.

Priemerný obsah ako i fónový a anomálny, sú pre všetky vyčlenené súbory prakticky rovnaké (až na skupinu „pieskovcov“) a preto pri vyhodnocovaní geochemických vzoriek pre horninovú metalometriu môžeme vychádzať z jednej fónovej hodnoty — 8 g.t<sup>-1</sup> a jednej anomálnej hodnoty — 11 g.t<sup>-1</sup> Sn.

Pb



Obr. 7



Obsahy a rozdelenie obsahov Sn v pôdnych horizontoch sú podobné ako v primárnych horninách. Jeho distribúcia je pravidelnejšia v horizonte B<sub>2</sub>, ktorý má i priemerný, fónový a anomálny obsah podobný ako primárne horniny.

## Molybdén

Obsahy Mo v horninách permu sú pomerne vysoké a pohybujú sa vo fónovej oblasti od 5 do 30 g.t<sup>-1</sup> („pieskovce“ a „bridlice“) až 45 g.t<sup>-1</sup> („porfýry“ a „tufy“), pričom za typické môžeme považovať obsahy od 10 do 30 g.t<sup>-1</sup>. Rozdelenie obsahov v „tufoch“ má charakter bimodálny a v ostatných typoch hornín normálny alebo blízky normálnemu rozdeleniu (obr. 9).

Priemerné obsahy sú vyššie v skupine „porfýrov“ a „tufov“ (21 resp. 19 g.t<sup>-1</sup>) a nižšie v sedimentovaných horninách — v „bridliciach“ 14 g.t<sup>-1</sup>, v „pieskovcoch“ 17 g.t<sup>-1</sup>.

Obsahy Mo v pôdach, najmä v horizonte B<sub>2</sub> sú podstatne vyššie ako v primárnych horninách. Priemerný obsah Mo v horizonte B<sub>2</sub> je 28 g.t<sup>-1</sup>, čo je obsah asi o jednu tretinu vyšší ako v primárnych horninách. Vyššie obsahy Mo v pôdach sú spôsobené sorbciou Mo na produkty zvetrávania (predovšetkým ílové minerály).

Pri vyhodnocovaní horninovej a pôdnej metalometrie a vyčleňovaní anomálnych úsekov je potrebné vzhľadom na to, že fónové a anomálne hodnoty Mo sú pre jednotlivé typy hornín rozdielne, vychádzať z jednotlivých typov hornín, pričom „bridlice“ a „pieskovce“ možno uvádzať ako jednu skupinu.

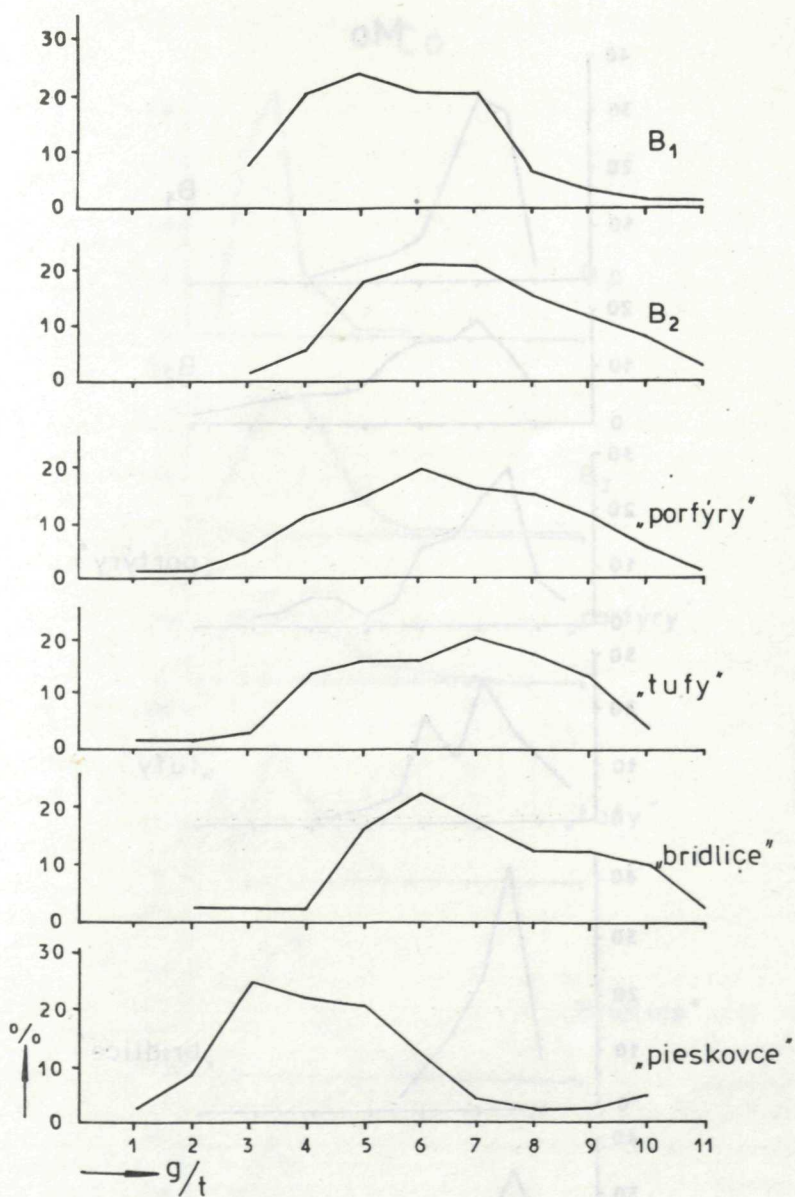
## Kobalt

Obsahy Co v horninách vo fónovej oblasti sa pohybujú medzi 3—30 g.t<sup>-1</sup>, v „porfýroch“ i do 40 g.t<sup>-1</sup> a vo väčšine geochemických vzoriek sú obsahy medzi 10—20 g.t<sup>-1</sup>. V „porfýroch“ je charakter rozdelenia obsahov lognormálny, v „tufoch“ bimodálny a v „pieskovcoch“ a „bridliciach“ blízky normálnemu rozdeleniu. Bimodálne rozdelenie v „tufoch“ je spôsobené rozdielnym podielom klastickej zložky. Rozptyl hodnôt okolo strednej hodnoty je pomerne veľký, ako to vyplýva i z hodnôt variačného koeficientu 57—66 %.

Priemerný obsah Co je najvyšší v skupine „porfýrov“ a „bridlíc“ (15—16 g.t<sup>-1</sup>) a nižší v skupine „tufov“ a „pieskovcov“ (12—11 g.t<sup>-1</sup>).

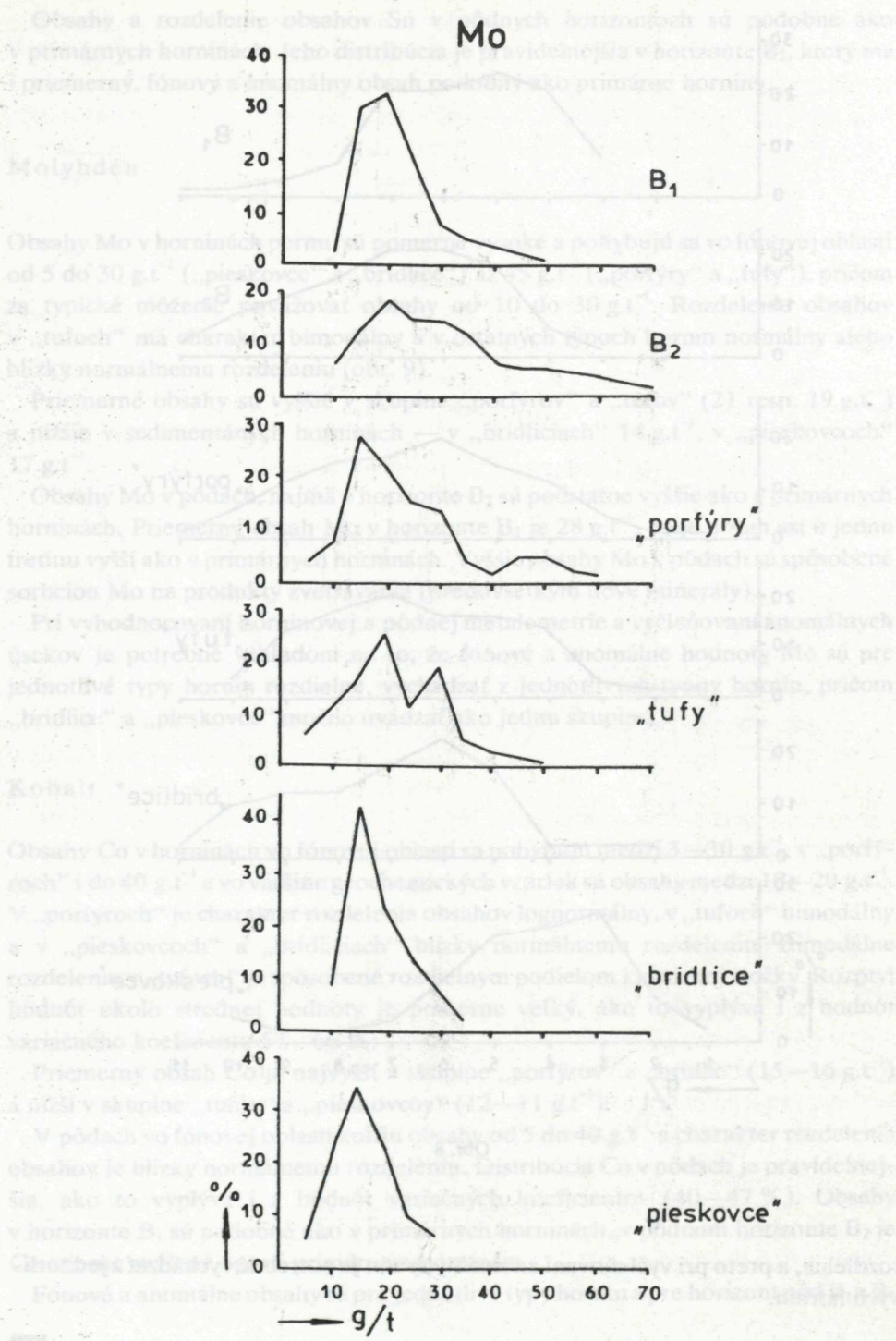
V pôdach vo fónovej oblasti kolíšu obsahy od 5 do 40 g.t<sup>-1</sup> a charakter rozdelenia obsahov je blízky normálnemu rozdeleniu. Distribúcia Co v pôdach je pravidelnejšia, ako to vyplýva i z hodnôt variačných koeficientov (40—47 %). Obsahy v horizonte B<sub>1</sub> sú podobné ako v primárnych horninách, v pôdnom horizonte B<sub>2</sub> je Co mierne zvýšené oproti primárnym horninám.

Fónové a anomálne obsahy sú pre jednotlivé typy hornín a pre horizont pôd B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub>



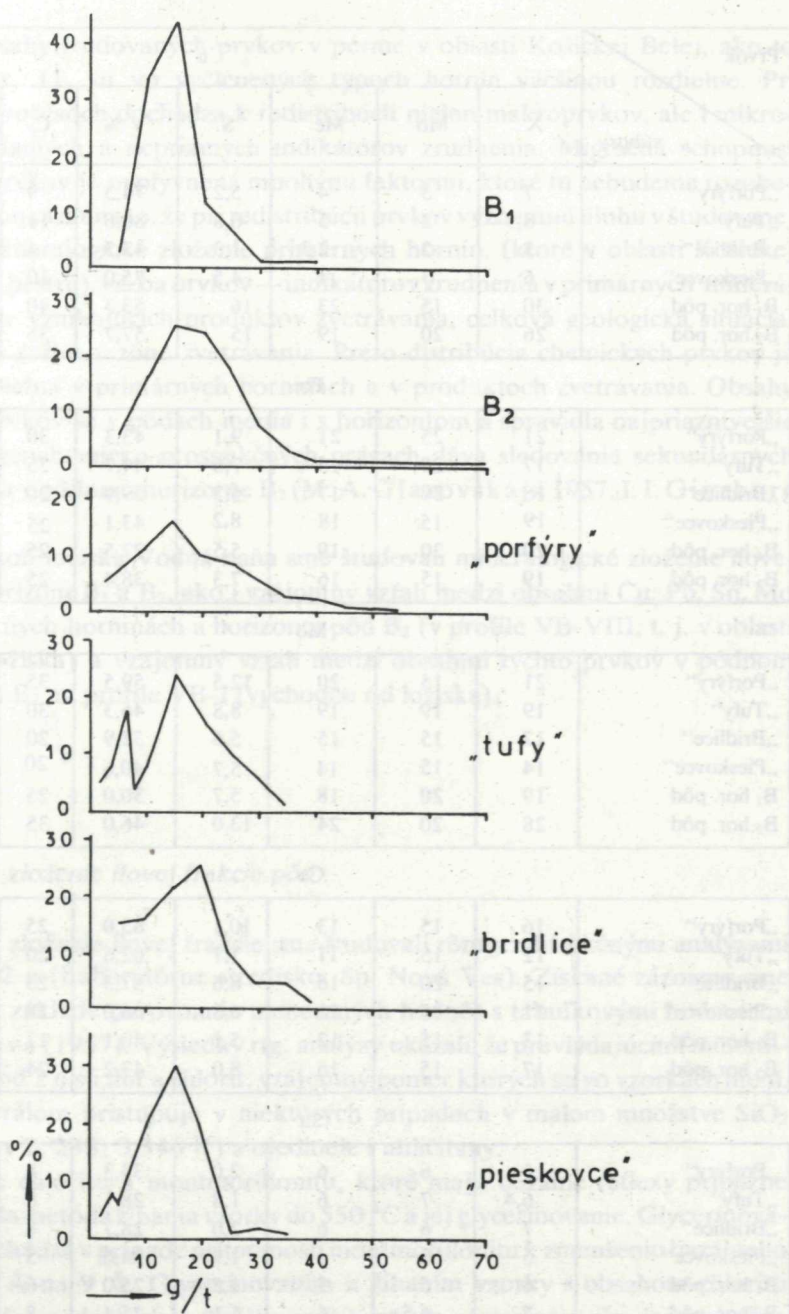
Obr. 8

rozdielne, a preto pri vyčleňovaní anomálnych zón je potrebné vychádzať z jednotlivých hornín.



Obr. 9

# Co



Obr. 10

Obr. 11 Základné štatistické údaje o chemických prvkoch vo vyčlenených súboroch .

Prvok súbory	Cu							
	$\bar{X}$	Mo	Me	S	V %	C <sub>F</sub>	C <sub>A</sub>	Počet vzoriek
„Porfýry“	7	3	4	5,2	74,3	9	20	144
„Tufy“	8,5	2	5	6,8	80,0	11	25	143
„Bridlice“	3	2	2,3	1,3	43,3	4	7	68
„Pieskovce“	6	3	4	4,5	75,0	10	20	68
B <sub>1</sub> hor. pôd	30	15	23	16	53,3	40	70	135
B <sub>2</sub> hor. pôd	26	20	19	15	57,7	35	65	506

Pb

„Porfýry“	21	25	21	9,1	43,3	30	50	151
„Tufy“	17	20	15	7,6	44,7	25	40	148
„Bridlice“	18	20	17	5,3	29,9	20	30	82
„Pieskovce“	19	15	18	8,2	43,1	25	40	80
B <sub>1</sub> hor. pôd	20	20	19	5,5	27,5	25	35	138
B <sub>2</sub> hor. pôd	19	15	16	7,3	38,4	25	40	537

Mo

„Porfýry“	21	15	20	12,5	59,5	35	60	102
„Tufy“	19	19	19	8,8	46,3	30	45	85
„Bridlice“	17	15	15	5,6	32,9	20	30	47
„Pieskovce“	14	15	14	5,7	40,6	20	30	46
B <sub>1</sub> hor. pôd	19	20	18	5,7	30,0	25	35	83
B <sub>2</sub> hor. pôd	28	20	24	13,0	46,0	35	65	442

Co

„Porfýry“	16	15	13	10,1	63,0	25	45	150
„Tufy“	12	15	11	7,7	62,6	20	35	145
„Bridlice“	15	20	15	8,6	57,3	25	40	82
„Pieskovce“	11	15	11	6,6	66,0	18	30	78
B <sub>1</sub> hor. pôd	13	15	12	5,1	40,1	17	28	156
B <sub>2</sub> hor. pôd	17	15	16	8,0	47,2	24	40	592

Sn

„Porfýry“	6	6	6	2,0	33,3	8	12	80
„Tufy“	6,4	7	6	1,8	28,1	8	11	98
„Bridlice“	7	6	6	2,0	28,7	8	12	81
„Pieskovce“	5	3	4	1,7	34,0	5	10	50
B <sub>1</sub> hor. pôd	6	5	5	1,5	25,0	6	9	158
B <sub>2</sub> hor. pôd	7	6,5	6	1,1	15,4	8	10	500

## Porovnanie obsahov Cu, Pb, Sn, Mo a Co v horninách a pôdach

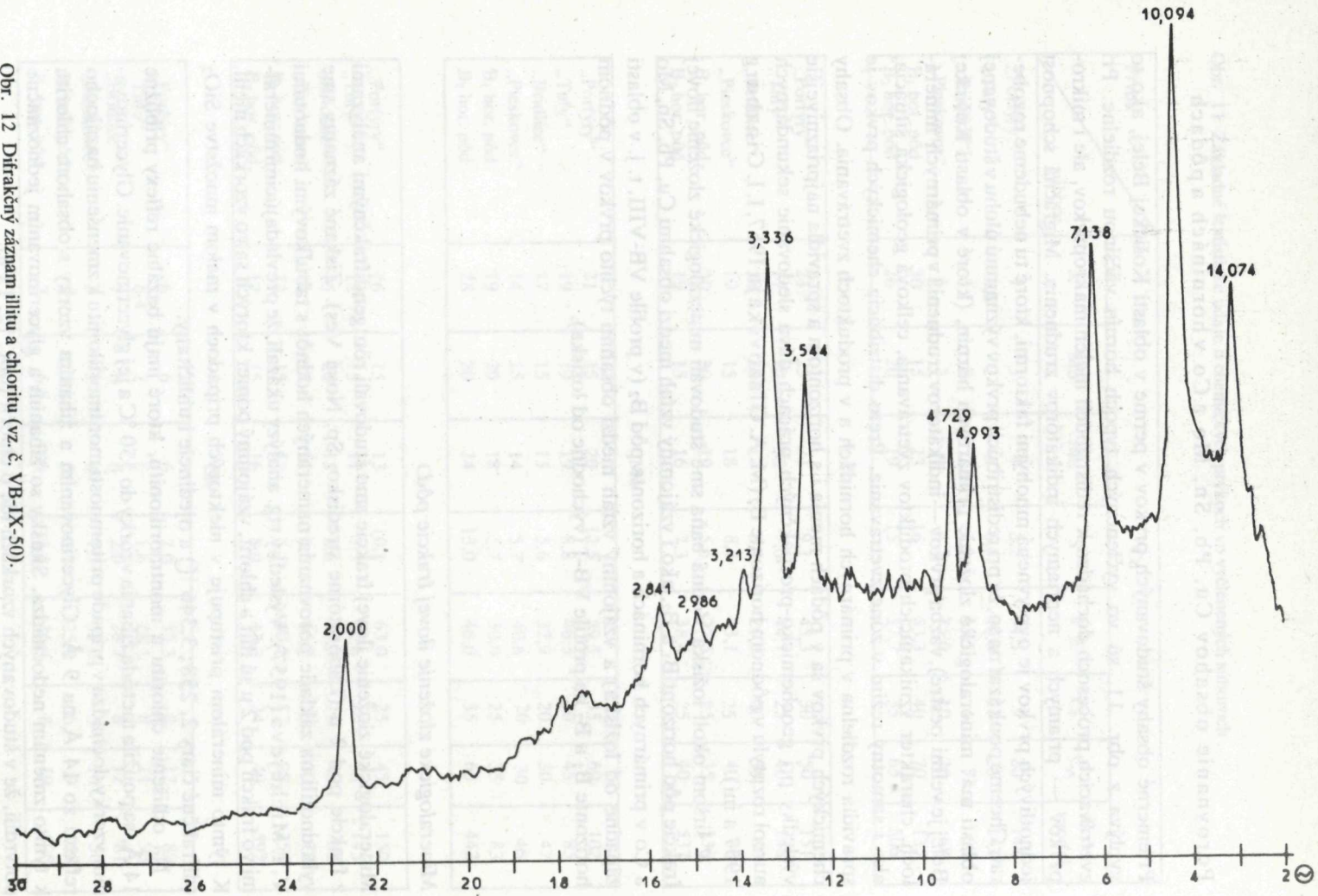
Priemerné obsahy študovaných prvkov v perme v oblasti Košickej Belej, ako to vyplýva z obr. 11, sú vo vyčlenených typoch hornín väčšinou rozdielne. Pri zvetrávacích procesoch dochádza k redistribúcii nielen makroprvkov, ale i mikroprvkov — priamych a nepriamych indikátorov zrudnenia. Migračná schopnosť jednotlivých prvkov je ovplyvnená mnohými faktormi, ktoré tu nebudeme rozoberať. Chceme poukázať na to, že pri redistribúcii prvkov významnú úlohu v študovanej oblasti má: mineralogické zloženie primárnych hornín, (ktoré v oblasti Košickej Belej je veľmi pestré), väzba prvkov — indikátorov zrudnenia v primárnych mineráloch, charakter vznikajúcich produktov zvetrávania, celková geologická situácia, ako i samotný režim v zóne zvetrávania. Preto distribúcia chemických prvkov je spravidla rozdielna v primárnych horninách a v produktoch zvetrávania. Obsahy chemických prvkov sa v pôdach menia i s horizontom a spravidla najpriaznivejšie výsledky pri geochemicko-prospekčných prácach dáva sledovanie sekundárnych aureol rozptylu v pôdnom horizonte B<sub>2</sub> (M. A. Glazovskaja 1957, I. I. Ginzburg 1957 a iní).

V širšom okolí ložiska Vodná baňa sme študovali mineralogické zloženie ílovej frakcie pôd horizont B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub>, ako i vzájomný vzťah medzi obsahmi Cu, Pb, Sn, Mo a Co v primárnych horninách a horizonte pôd B<sub>2</sub> (v profile VB-VIII, t. j. v oblasti západne od ložiska) a vzájomný vzťah medzi obsahmi týchto prvkov v pôdnom horizonte B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub> na profile VB-I (východne od ložiska).

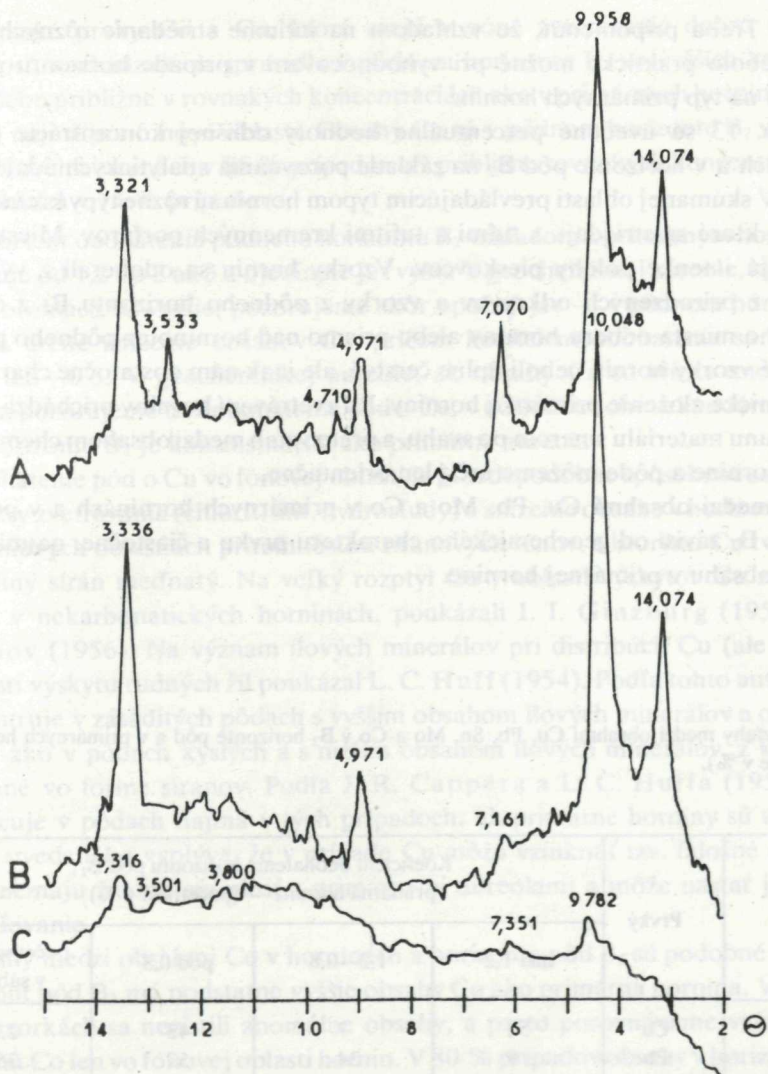
### *Mineralogické zloženie ílovej frakcie pôd*

Mineralogické zloženie ílovej frakcie sme študovali röntgendifrakčnými analýzami z frakcie pod 2  $\mu$  (Laboratórne stredisko, Sp. Nová Ves). Získané záznamy sme vyhodnotili na základe porovnania nameraných hodnôt s tabuľkovými hodnotami V. I. Michejeva (1957). Výsledky rtg. analýzy ukázali, že prevládajúcimi minerálmi vo frakcii pod 2  $\mu$  sú illit a chlorit, vzájomný pomer ktorých sa vo vzorkách mení. K týmto minerálom pristupuje v niektorých prípadoch v malom množstve SiO<sub>2</sub> (difrakčné čiar 2, 238; 3,346  $\lambda$ ) a ojedinele i uhličitaný.

Na odlíšenie chloritu a montmorillonitu, ktoré majú bazálne reflexy približne 14 Å, sa použila metóda žihania vzorky do 550 °C a jej glycerínovanie. Glycerínovaním vzorky dochádza v prípade prítomnosti montmorillonitu k zmenšeniu bazálneho reflexu zo 14 Å na 9 Å. Glycerínovaním a žihaním vzorky s obsahom chloritu k týmto zmenám nedochádza. Skúšky so žihaním a glycerínovaním jednoznačne potvrdili, že v študovaných vzorkách ide o chlorit (obr. 12, 12 a).



Obr. 12 Difrakčný záznam illitu a chloritu (vz. č. VB-IX-50).



Obr. 12a A-Difrakčný záznam chloritu (VB-VI-77). B-Difrakčný záznam vzorky (VB-VI-77) žihanej pri 550 °C/3 hod. C-Difrakčný záznam vzorky (VB-VI-77) sýtenej glycerínom 48 hod.

### Porovnanie obsahov Cu, Pb, Sn, Mo a Co v horninách a pôdach

Z porovnania obsahov študovaných chemických prvkov vo vyčlenených súboroch hornín a v horizonte pôd B<sub>2</sub> a B<sub>1</sub> vyplýva, že priemerné obsahy sú odlišné a v pôdach dochádza spravidla k obohateniu o Cu, Mo, Co a v prípade Pb k určitému zníženiu



obsahov. Treba pripomenúť, že vzhľadom na intímne striedanie rôznych typov hornín nebolo prakticky možné pri vyhodnocovaní v prípade horizontu pôd B<sub>2</sub> prihliadať na typ primárnych hornín.

Na obr. 13 sú uvedené percentuálne hodnoty odlišnej koncentrácie prvkov v horninách a v horizonte pôd B<sub>2</sub> na základe porovnania analytických údajov z 35 vzoriek. V skúmanej oblasti prevládajúcim typom hornín sú rôzne typy kremenných porfýrov, ktoré sa striedajú s tufmi a tufitmi kremenných porfýrov. Miestami sa nachádzajú i tenké polohy pieskovcov. Vzorky hornín sa odoberali z výkopov, prípadne z prirodzených odkryvov a vzorky z pôdneho horizontu B<sub>2</sub> z okruhu príslušného miesta odberu horniny alebo priamo nad horninou z pôdneho profilu. Odobrané vzorky hornín neboli úplne čerstvé, ale i tak nám dostatočne charakterizujú chemické zloženie primárnej horniny. Pri zvetrávaní horniny prichádza k určitému posunu materiálu smerom po svahu, a preto vzťah medzi obsahom chemického prvku v hornine a pôde môžeme určiť len orientačne.

Vzťah medzi obsahmi Cu, Pb, Mo a Co v primárnych horninách a v pôdnom horizonte B<sub>2</sub> závisí od geochemického charakteru prvku a čiastočne, najmä u Mo a Cu, od obsahu v primárnej hornine.

Obr. 13 Vzťahy medzi obsahmi Cu, Pb, Sn, Mo a Co v B<sub>2</sub> horizonte pôd a v primárnych horninách (početnosť je v %).

Prostredie	Prvky	Koeficient obohatenia horizontu pôd B <sub>2</sub> ; primárna hornina — (početnosť v %)			
		nad 1,2	1,2—0,8	pod 0,8	počet vzoriek v súbore
fónová oblasť	Cu	50	7	43	23
	Pb	9	34	57	35
	Mo	64	20	16	25
	Co	80	12	8	35
aureolová oblasť	Cu	33	—	67	12
	Pb	—	—	—	—
	Mo	0	0	100	10
	Co	—	—	—	—
celkove	Cu	66	14	20	35
	Pb	9	34	57	35
	Mo	46	14	40	35
	Co	80	12	8	35

Chemické prvky Co a Cu, ktoré majú v zóne zvetrávania dobrú migračnú schopnosť, nachádzajú sa spravidla v pôdnom horizonte B<sub>2</sub> vo vyšších koncentráciách alebo približne v rovnakých koncentráciách ako v primárnych horninách, čo je typické najmä pre fónové oblasti. Obsahy Cu sú v pôdnom horizonte B<sub>2</sub> vyššie ako v primárnych horninách v 66 % prípadov a v približne rovnakých koncentráciách sa Cu nachádza v 14 % prípadov.

Koeficient obohatenia pôdneho horizontu B<sub>2</sub> vzhľadom k primárnym horninám sa pohybuje od 1,2 do 2 až 3 a ojedinele je i vyšší. V geochemickej aureole, kde obsahy Cu v horninách sú vyššie, pozorujeme skôr opačný jav — v pôdnom horizonte B<sub>2</sub> nastáva určité zníženie obsahov Cu, pričom koeficient obohatenia sa pohybuje medzi 0,8—0,6. V geochemickej aureole, ak obsahy Cu sú blízke anomálnemu obsahu, pozorujeme tiež obohatenie pôd o Cu, v dôsledku čoho sekundárna aureola Cu v horizonte B<sub>2</sub> je kontrastnejšia ako primárna aureola.

Obohatenie pôd o Cu vo fónovej oblasti je pravdepodobne spôsobené sorbciou na produkty zvetrávania (chlorit, illit, hydrosľudy) a zníženie obsahu v horizonte pôd B<sub>2</sub> v aureolových oblastiach prítomnosťou síranových iónov, s ktorými Cu tvorí dobre rozpustný síran meďnatý. Na veľký rozptyl Cu v oblasti výskytov Cu zrudnenia, najmä v nekarbonatických horninách, poukázali I. I. Ginzburg (1957), S. R. Krajnov (1956). Na význam ílových minerálov pri distribúcii Cu (ale i Pb-Zn) v oblasti výskytu rudných žíl poukázal L. C. Huff (1954). Podľa tohto autora Cu sa koncentruje v zásaditých pôdach s vyšším obsahom ílových minerálov a organickej hmoty ako v pôdach kyslých a s nižším obsahom ílových minerálov, z ktorých sú vynášané vo forme síranov. Podľa J. R. Capper a L. C. Huffa (1954) Cu sa obohacuje v pôdach najmä v tých prípadoch, ak primárne horniny sú uhličitané. Z horeuvedeného vyplýva, že v prípade Cu môžu vzniknúť tzv. falošné anomálie, ktoré nemajú žiadnu súvislosť s primárnymi aureolami a môže nastať jej značné rozptyľovanie.

Vzťahy medzi obsahmi Co v horninách a horizonte pôd B<sub>2</sub> sú podobné ako u Cu. Horizont pôd B<sub>2</sub> má podstatne vyššie obsahy Co ako primárna hornina. V študovaných vzorkách sa nezistili anomálne obsahy, a preto porovnávame vzťahy medzi obsahmi Co len vo fónovej oblasti hornín. V 80 % prípadov obsahy v horizonte B<sub>2</sub> sú vyššie ako v primárnych horninách. Koeficient obohatenia horizontu B<sub>2</sub> oproti horninám sa pohybuje medzi 1,2—3, pričom koeficient má najčastejšie hodnotu 2. V 12 % prípadoch sú obsahy Co v pôdach a horninách približne rovnaké (koeficient obohatenia 0,8 až 1,2) a v 8 % prípadoch obsahy Co sú vyššie v horninách ako v pôdach.

Co, podobne ako Cu, sa pomerne dobre sorbuje na produkty zvetrávania, najmä na ílovú substanciu. Nie je vylúčené, že Co sa mohol sorbovať i na Mn a Fe-oxidy, ktoré sme však v tejto oblasti nesledovali.

Vzťahy medzi obsahmi Mo v horninách a horizonte pôd B<sub>2</sub> sú zložitejšie ako v prípade Cu a Co a sú rozdielne vo fónovej oblasti i v aureolách v zóne hornín.

Vo fónovej oblasti obsahy Mo v horizonte pôd sú podstatne vyššie ako v primárnych horninách a koeficient obohatenia horizontu pôd  $B_2$  oproti horninám sa pohybuje medzi 1,5 a 4 a v niektorých prípadoch je i vyšší. Obsahy Mo vo fónovej oblasti hornín sa pohybujú medzi 10—15 g/t a vo vzorkách z horizontu pôd  $B_2$  (z okruhu príslušného miesta odberu horniny, alebo priamo nad horninou z pôdneho profilu) sú medzi 15—30 g/t a dosahujú i 40—50 g/t. Zvýšené obsahy v pôdnom horizonte  $B_2$  oproti horninám sú v 64 % prípadov, približne rovnaké sú v 20 % prípadov a vyššie obsahy v horninách sú len v 16 % prípadov (vždy ide o obsahy blízke anomálnemu obsahu).

V aureolovej oblasti hornín (obsahy Mo v horninách nad  $35 \text{ g.t}^{-1}$ ) naproti tomu dochádza k zníženiu jeho obsahov v horizonte pôd, a to veľmi významne. V aureolovej oblasti hornín obsahy Mo sa pohybujú medzi  $35—120 \text{ g.t}^{-1}$  a vo vzorkách z horizontu pôd  $B_2$  (z okruhu príslušného miesta odberu horniny alebo priamo nad horninou z pôdneho profilu) medzi  $10—30 \text{ g.t}^{-1}$  a koeficient obohatenia pôd oproti horninám má hodnotu medzi 0,7 až 0,2. Z prác N. I. Tichonova a S. P. Millera (1946 in I. I. Ginzburg 1957) vyplýva, že obsahy Mo v blízkosti rudných výskytov sú nižšie ako v širšom okolí. To sa plne potvrdilo i v oblasti Košickej Belej. Preto pri interpretácii sekundárnych aureol Mo je potrebné brať tento fakt do úvahy.

Pri diskusii o obsahu Pb sa stretávame s opačným javom ako pri obsahoch Cu, Co a Mo. Obsahy v primárnych horninách sú vyššie ako v pôdnom horizonte  $B_2$ , pričom koeficient obohatenia pôd oproti horninám sa pohybuje medzi 0,8 až 0,5. To znamená, že v horizonte pôd  $B_2$  neprichádza k výraznému zníženiu obsahov Pb oproti primárnym horninám. Nižšie obsahy v pôdach oproti obsahom v primárnych horninách sa zistili v 57 % prípadov, v 34 % prípadov sú obsahy približne rovnaké a len 9 % vzoriek má v horizonte pôd vyššie obsahy ako v primárnych horninách. Vzťah medzi obsahmi Pb v aureolovej zóne sme nemohli posúdiť, pretože také prípady v študovaných vzorkách neboli.

#### *Distribúcia Cu, Pb, Sn, Mo a Co v pôdnom horizonte $B_1$ a $B_2$*

Keďže na porovnávacie štúdium bolo k dispozícii 100 vzoriek, celý súbor sme rozdelili podrobnejšie a vzorky podľa hodnoty koeficientu obohatenia sme zadelili do piatich skupín (obr. 14).

Obsahy Cu v horizonte pôd  $B_1$  a  $B_2$  sú v niektorých prípadoch dosť odlišné, väčšinou sú však takmer rovnaké. Vo fónovej oblasti obsahy v pôdnom horizonte  $B_1$  a  $B_2$  sú v 52 % prípadoch približne rovnaké (koeficient obohatenia 0,8—1,2) a v 33 % sa odlišujú len málo (koeficient obohatenia 1,2—2 a 0,8—0,5) a len v 15 % prípadoch sú rozdiely v obsahoch vyššie.

V aureolovej oblasti obsahy Cu v horizonte pôd  $B_1$  a  $B_2$  sú približne rovnaké v 74 % prípadov, podstatne sa líšia v 18 % prípadov. Je to spravidla vtedy, ak obsahy

Cu sú v pôdnych horizontoch vysoké (nad 100—200 g.t<sup>-1</sup>Cu), a preto i v týchto prípadoch nedochádza k podstatnému skresleniu aureolovej oblasti.

Obsahy Pb smerom od pôdneho horizontu B<sub>1</sub> k pôdnemu horizontu B<sub>2</sub> sa znižujú a obsahy Pb v pôdnom horizonte B<sub>2</sub> sú podstatne nižšie v 34 % prípadov a nižšie taktiež v 34 % prípadov.

Obr. 14 Vzťahy medzi obsahmi Cu, Pb, Sn, Mo a Co v horizonte B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub> (početnosť je v %).

Prostredie	p r v k y	Koeficient obohatenia B <sub>2</sub> horizont pôd : B <sub>1</sub> horizont pôd (v %)					počet vzoriek v súbore
		nad 2	2—1.2	1.2—0.8	0.8—0.5	pod 0.5	
fónová oblasť	Cu	5	25	52	8	10	62
	Pb	0	6	27	34	34	98
	Sn	0	12	78	10	0	100
	Mo	36	37	15	5	7	81
	Co	5	28	57	10	0	90
aureolová oblasť	Cu	13	5	74	3	5	38
	Pb	50	0	0	0	0	2
	Sn	0	0	0	0	0	0
	Mo	74	16	10	0	0	19
	Co	80	0	10	0	10	10
Celkove	Cu	8	18	62	5	8	100
	Pb	1	6	27	33	33	100
	Sn	0	12	78	10	0	100
	Mo	43	33	14	4	6	100
	Co	12	25	52	10	1	100

Obsahy Sn v pôdnom horizonte B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub> sú v podstate rovnaké a v 78 % prípadov sa nezistili väčšie rozdiely medzi obsahmi Sn, v 12 % prípadov sú obsahy v horizonte B<sub>2</sub> vyššie a v 10 % prípadov nižšie, pričom rozdiely medzi obsahmi v horizonte B<sub>2</sub> a B<sub>1</sub> neprevyšujú ± 50 %.

Mo má podobnú tendenciu koncentrovať sa v horizonte pôd B<sub>2</sub> ako Co. Obsahy Mo v aureolovej oblasti pôdneho horizontu B<sub>2</sub> sú v 74 % prípadov podstatne vyššie ako v horizonte B<sub>1</sub> a vyššie v 16 % prípadov. Vo fónovej oblasti takmer 75 % vzoriek má vyššie alebo podstatne vyššie obsahy v horizonte B<sub>2</sub> ako v horizonte B<sub>1</sub> a nižšie obsahy v 12 % prípadov. Z horeuvedeného vyplýva, že Mo má výraznú tendenciu zvyšovania obsahov v pôdnom profile.

Porovnanie obsahov Cu, Pb, Mo a Co v primárnych horninách a v pôdnom horizonte B<sub>2</sub>, Cu, Pb, Mo, Co a Sn v horizonte pôd B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub>, ako i na základe distribúcie týchto prvkov v horninách a pôdach musíme konštatovať, že v oblasti výskytu permských hornín v okolí Košickej Belej pri geochemicko-prospekčných prácach je výhodnejšie použiť metódu horninovej metalometrie ako metódu pôdnej metalometrie.

Distribúcia študovaných prvkov je síce v pôdach a horninách u väčšiny zhodná alebo podobná, ale obsahy sú značne rozdielne. Najväčšie rozdiely v obsahoch v horninách a v pôdach sú u Mo, ktorý prakticky nevykazuje žiadnu závislosť. Ako ukázal detailný rozbor, v prípade Mo môže dôjsť v pôdach k vzniku „falošných anomálií“, a naopak, k prudkému zníženiu jeho obsahov v oblasti výskytu primárnych aureol. Len ak by primárna aureola bola veľmi kontrastná, môže i pôdna metalometria priniesť priaznivé výsledky.

Podobná je situácia i u Co. V pôdach sa značne obohacuje, a preto jeho sledovanie v sekundárnych aureolách nemá väčší význam.

Obsahy Sn sú prakticky rovnaké v horninách i v pôdach, a preto je tento chemický prvok významný pri vyčleňovaní primárnych i sekundárnych aureol.

Obsahy Cu v pôdach sú takmer vždy vyššie ako v primárnych horninách. Obohatenie pôd o Cu nie je však veľmi výrazné (vo väčšine prípadov), a preto pri vyčleňovaní aureolových oblastí Cu možno použiť tak pre horninovú, ako i pôdnu metalometriu. Anomálne obsahy Cu v pôdach je však potrebné detailne zhodnotiť a vylúčiť prípadné „falošné anomálie“.

U Pb dochádza v pôdach (v porovnaní s horninami) k čiastočnému, vo väčšine prípadov k výraznému zníženiu obsahov, a preto tento chemický prvok je výhodné sledovať v primárnych horninách i v pôdach.

### Zhodnotenie štúdia primárnych a sekundárnych aureol

Horninová a pôdna metalometria v perme v oblasti Košickej Belej priniesla kladné výsledky a na jej základe bolo vyčlenených niekoľko nových, doteraz neznámych primárnych a sekundárnych aureolových zón Cu, Mo a Pb, ktoré poukazujú na rudné indície. Interpretácia primárnych, a najmä sekundárnych aureolových zón je sťažená tým, že v študovanej oblasti okrem troch hlavných žíl v oblasti ložiska Vodná baňa sa nachádza celý rad kratších alebo dlhších kremenných a kremeň-hematitových žíl. Žily majú generálny smer SZ—JV, niektoré však majú i opačný smer, t.j. JZ—SV. Celú situáciu pri interpretácii výsledkov sťažuje komplikovaná geologická situácia — časté striedanie rôznych typov hornín (vulkanických a sedimentárnych), rôzny podiel vulkanického a sedimentárneho materiálu v bridliciach, pieskovo-coch a tufoch ako aj pestrá tektonika.

Na obr. 2 sú schematicky znázornené aditívne aureoly Cu+Pb+Mo+Co na základe výsledkov horninovej metalometrie (profilovej alebo vzoriek odobraných

z odkryvov) a pôdnej metalometrie. Pri konštrukcii tejto mapky sme vychádzali z anomálnych a nadfónových obsahov pre každý vyčlenený typ hornín a z pôdneho horizontu B<sub>2</sub>. Z porovnania priebehu doteraz známych žíl v perme v oblasti Košickej Belej a zistených aureolových zón (na základe horninovej a pôdnej metalometrie) vyplýva, že v danej oblasti sa nachádzajú i ďalšie štruktúry, z ktorých niektoré vzhľadom na pomerne vysoké obsahy Cu, Pb alebo Mo si zasluhujú detailnejšie spracovanie.

Kvalitatívne spektrochemické analýzy žiloviny z oblasti Vodnej bane majú pomerne monotónnu asociáciu chemických prvkov. Okrem Cu a Fe (As a Sb, ojedinele Hg z tetraedritu-tenatitu), ktoré sa nachádzajú v koncentráciách nad 1 %, vo vyšších koncentráciách (1—0,1 %) ojedinele bol zistený Zn, Pb a stopove Mo.

Analýzy vzoriek pôd v blízkosti starých banských prác charakterizujú v podstate kvantitatívne zastúpenie študovaných chemických prvkov a ich vzájomné pomery v oblasti východu žíl na povrch. U týchto vzoriek ide o jasnú kontamináciu vyťaženého materiálu s materiálom na povrchu. Výsledky kvantitatívnych analýz a ich zhodnotenie ukázali, že zrudnenie Cu v oblasti Vodnej bane je monoprvkové. Obsahy Cu dosahujú v týchto vzorkách 2000 až 5000 g.t<sup>-1</sup>, pričom obsahy Mo len 15—40 g.t<sup>-1</sup>, obsahy Pb 20—30 g.t<sup>-1</sup>, obsahy Co 15—30 g.t<sup>-1</sup> a obsahy Sn 7—11 g.t<sup>-1</sup> (Sb a As sa kvantitatívne neanalyzovali). To znamená, že obsahy Pb, Mo, Co a Sn sa vyskytujú v hraniciach fónových obsahov alebo sú len o niečo vyššie ako fónové obsahy, ale nedosahujú hranicu anomálnych obsahov.

Porovnávaním obsahov Cu, Pb, Mo, Co a Sn v primárnej žilovine s obsahmi vo zvetralinách, ktoré sú ovplyvnené starými banskými prácami, vyplýva, že mineralizácia Cu je monotónna, s nepatrným množstvom Pb a Mo. Z toho hľadiska pristupujeme aj k interpretácii výsledkov horninovej a pôdnej metalometrie v permských horninách v oblasti Košickej Belej. Pritom nevylučujeme možnosť, že v niektorých prípadoch mohlo dôjsť k prekryvaniu rôznych typov mineralizácie. V niektorých prípadoch prvky mohli byť mobilizované aj pri priečných zlomových líniah, po ktorých vystupovali roztoky s rozdielnou mineralizáciou. Predpokladáme, že v budúcnosti bude potrebné sledovať i distribúciu takých prvkov, ako sú Hg, Sb, Ba, B, prípadne niektoré ďalšie, ktoré sa môžu v blízkosti významnejších tektonických zón koncentrovať do nadfónových obsahov.

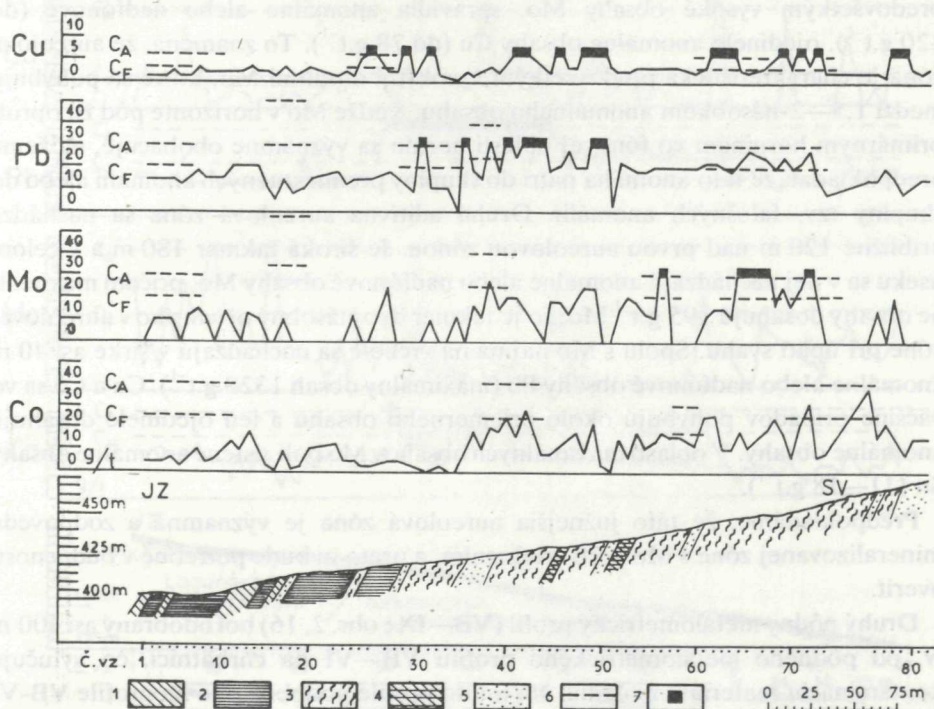
Základný profil VB-II (obr. 2), ktorý mal overiť prítomnosť a veľkosť sekundárnej aureoly v oblasti ložiska Vodná Baňa, bol vytýčený naprieč východom žíl v strednej časti ložiska. Získané výsledky neboli najpriaznivejšie. Pod žilou 1 bola na základe pôdnej metalometrie zistená veľmi úzka sekundárna aureola Cu a Mo. Obsahy Cu v tejto sekundárnej aureole sú 78—260 g.t<sup>-1</sup> a obsahy Mo 50—60 g.t<sup>-1</sup>. Sprevdzaná je však veľmi výraznou, 150 m širokou zónou, v ktorej obsahy sú vyššie ako fónové a nižšie ako anomálne Pb, Mo a Cu. Druhú anomálnu zónu na tomto profile, ktorá sa nachádza pod anomálnou zónou, späťou s výskytom žíl, môžeme interpretovať dvojakým spôsobom: anomálna zóna môže byť odrazom doteraz nezistenej zóny

zrudnenia, alebo čo je pravdepodobnejšie, ide o premigrovanú sekundárnu aureolu, ktorá má určitý vzťah k žilnému systému v oblasti Vodná baňa. Pre druhú alternatívu hovorí fakt, že aureolová zóna je málo kontrastná proti pozadiu (fónovému obsahu) a že v oblasti tejto sekundárnej aureoly sklon svahu sa znižuje a geochemická aureola sa nachádza pri úpätí svahu.

Východné pokračovanie žíl v oblasti Vodná baňa bolo sledované pôdnym metalometrickým profilom VB—I, ktorý bol situovaný do oblasti asi 300 m od profilu VB—II. V predpokladanom pokračovaní žíl č. 1 a 2 sa v pôdach nachádza úzka aureolová zóna (30—40 m) s anomálnymi a nadfónovými obsahmi Cu (do  $105 \text{ g.t}^{-1}$ ), nadfónovými obsahmi Mo (do  $50 \text{ g.t}^{-1}$ ) a ojedinelými nadfónovými obsahmi Co. V sv. časti profilu bola zistená výrazná a široká aureolová zóna Cu, dlhá takmer 200 m, v ktorej obsahy Cu sa pohybujú medzi  $70\text{—}300 \text{ g.t}^{-1}$ . Spolu s Cu v aureolovej zóne boli zistené i nadfónové (ale nižšie ako anomálne) obsahy Mo do  $40\text{—}50 \text{ g.t}^{-1}$  a ojedinele i nadfónové obsahy Co (do  $60 \text{ g.t}^{-1}$ ) a Sn (do  $11 \text{ g.t}^{-1}$ ). Zvýšené obsahy Sn sa nachádzajú však už v časti profilu v karbónskych horninách. Táto aureolová zóna pravdepodobne zodpovedá priečnej žile sv.—jz. smeru, alebo čo je menej pravdepodobné, pokračovaniu žily č. 3.

Východne od ložiska Vodná baňa bol vyhotovený i profil VB—III, ktorý bol situovaný nad cestou Košická Belá—Košice. Vzorky na tomto profile boli odoberané z prirodzených odkryvov s krokom odberu 10—50 m. Na profile bolo zistených niekoľko aureolových zón s obsahmi Cu v primárnych horninách  $30\text{—}180 \text{ g.t}^{-1}$ . Anomálne obsahy sa nachádzajú v skupine porfýrov, tufov a pieskovcov v spodnej časti vulkanicko-sedimentárnej formácie, ako i v horninách terigénnej formácie. Spolu s anomálnymi obsahmi Cu boli vo väčšine prípadov zistené i anomálne obsahy Pb a ojedinele i Mo a Co. Pretože boli analyzované vzorky hornín, antropogénne znečistenie môžeme vylúčiť, hoci vzorky boli odoberané v blízkosti hlavnej cesty. Túto oblasť bude potrebné detailnejšie spracovať.

Západne od ložiska Vodná baňa (asi 500 m západne od centrálnej časti ložiska) v profile VB-P-II — horninová metalometria, (obr. 2, 15) sa zistila výrazná aditívna geochemická aureola Cu-Pb-Mo. Táto aureolová zóna sa nachádza v súvrství budovanom v prevažnej miere rôznymi typmi bridlíc, v ktorých sa nachádzajú ojedinele málo mocné polohy tufov a pieskovcov. Obsahy Cu sú spravidla blízke alebo len o málo vyššie ako anomálne obsahy v bridliciach ( $15\text{—}50 \text{ g.t}^{-1}$ ) a v strednej časti anomálne obsahy Cu dosahujú až  $150\text{—}300 \text{ g.t}^{-1}$ . Anomálne obsahy Cu v jednom prípade sú sprevádzané anomálnymi obsahmi Pb (do  $53 \text{ g.t}^{-1}$ ), čo je približne dvojnásobok anomálnej hodnoty, v druhom prípade anomálnymi obsahmi Mo ( $30\text{—}58 \text{ g.t}^{-1}$ ) a nadfónovými obsahmi Pb (medzi  $20\text{—}30 \text{ g.t}^{-1}$ ). Obsahy Co a Sn v tomto anomálnom úseku sa pohybujú okolo hranice fónového obsahu. V nadloží i v podloží tejto anomálnej zóny, ktorá je budovaná rôznymi typmi porfýrov a tufov, obsahy Cu a Pb, ale najmä obsahy Mo a Co sú podstatne nižšie a pohybujú sa okolo hodnoty pozadia.



Obr. 15 Geochemický profil VB-P-II s grafickou interpretáciou (zostavil J. Václav 1976).  
 1-kremenné porfýryty, 2-tufity kremenných porfýritov, 3-bridlice sericitické, sericiticko-ílové, fylitické,  
 4-bridlice tufové a tufitické, 5-pieskovce, drobové pieskovce, 6-označené hranice obsahov  $C_A$  a  $C_F$  podľa  
 typov hornín (súborov), 7-anomálne obsahy.

Okrem tejto aureolovej zóny na profile VB-P-II ojedinele sa nachádzajú niektoré ďalšie anomálne hodnoty, ktoré môžeme pripísať rozptýlenej mineralizácii.

Aureolová zóna na profile VB-P-II sa nachádza v pokračovaní žíl z oblasti Vodná baňa, ale charakter anomálií je odlišný, podobný ako vo východnom pokračovaní. Aureolové zóny sa odlišujú najmä prítomnosťou anomálnych obsahov Pb. Preto je pravdepodobné, že ide o iné žily, alebo že smerom od stredu ložiska k okrajom na žilách pribúda Pb.

Územie južne od štátnej cesty je budované horninami vulkanicko-sedimentárnej formácie. V tejto oblasti sme odobrali dva profily vzoriek pre horninovú metalometriu (profil VB-V a VB-VII), dva pôdne metalometrické profily (VB-VI a VB-IX). Okrem vzoriek z profilov sme vyhodnotili i vzorky odobrané v nepravidelnej sieti z odkryvov a výkopov (vo východnej časti) skúmaného územia.

Na metalometrickom profile VB-VI sa zistili dve výrazné anomálne zóny. Anomálna zóna pri úpätí svahu je široká asi 120 m a nachádza sa v pôdach na sericitických bridliciach a kremitých porfýroch. V aditívnej aureole sa nachádzajú



predovšetkým vysoké obsahy Mo, spravidla anomálne alebo nadfónové (do  $120 \text{ g.t}^{-1}$ ), ojedinele anomálne obsahy Cu (do  $78 \text{ g.t}^{-1}$ ). To znamená, že aureolová zóna je charakteristická predovšetkým vysokými obsahmi Mo, ktoré sa pohybujú medzi 1,5—2-násobkom anomálneho obsahu. Keďže Mo v horizonte pôd B<sub>2</sub> oproti primárnym horninám vo fónovej oblasti hornín sa významne obohacuje, môžeme predpokladať, že táto anomália patrí do skupiny premiestnených anomálií alebo do skupiny tzv. falošných anomálií. Druhá aditívna aureolová zóna sa nachádza približne 120 m nad prvou aureolovou zónou. Je široká takmer 180 m a v celom úseku sa v nej nachádzajú anomálne alebo nadfónové obsahy Mo, pričom maximálne obsahy dosahujú  $195 \text{ g.t}^{-1}$  Mo, čo je takmer dvojnásobný obsah ako v aureolovej zóne pri úpätí svahu. Spolu s Mo najmä na vrchole sa nachádzajú v šírke asi 40 m anomálne alebo nadfónové obsahy Pb (maximálny obsah  $1320 \text{ g.t}^{-1}$ ). Cu a Co sa vo väčšine prípadov pohybujú okolo priemerného obsahu a len ojedinele dosahujú anomálne obsahy. V oblasti maximálnych obsahov Mo boli zistené anomálne obsahy Sn ( $11\text{—}18 \text{ g.t}^{-1}$ ).

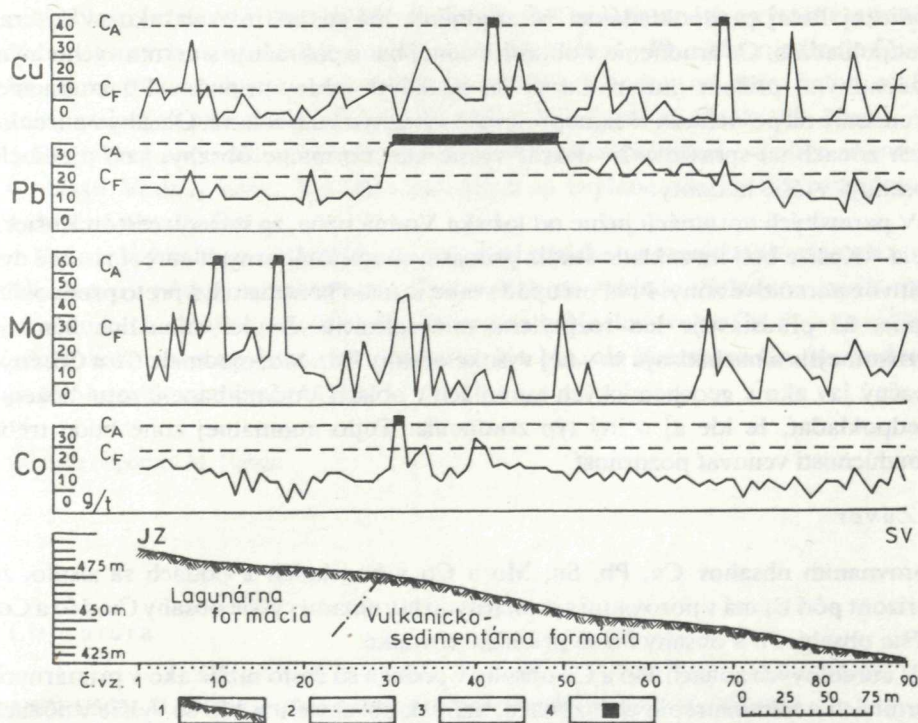
Predpokladáme, že táto južnejšia aureolová zóna je významná a zodpovedá mineralizovanej zóne s Mo a Pb zrudnením, a preto ju bude potrebné v budúcnosti overiť.

Druhý pôdny metalometrický profil (VB—IX; obr. 2, 16) bol odobraný asi 400 m jv. od pôdneho metalometrického profilu VB—VI na chrbátici, čo vylučuje kontamináciu materiálu z okolia. Na tomto profile podobne ako na profile VB—VI sme zistili výraznú aureolovú zónu Pb, v ktorej sa ojedinele nachádzajú i nadfónové alebo anomálne obsahy Cu, Mo a Co. Aureolová zóna je široká 100 m a obsahy Pb sú až  $2300 \text{ g.t}^{-1}$ . Obsahy Pb v tejto aureolovej zóne smerom po svahu klesajú z  $1500\text{—}2300 \text{ g.t}^{-1}$  postupne na hodnoty  $60\text{—}70 \text{ g.t}^{-1}$ . Pod aureolovou zónou sa nachádza ešte asi 100 m úsek s nadfónovými obsahmi Pb. Z niektorých bodov na tomto profile sme analyzovali i vzorky hornín, v ktorých sa v aureolovej zóne zistili anomálne obsahy Mo (do  $106 \text{ g.t}^{-1}$ ) a nadfónové obsahy Pb. Pri úpätí svahu na tomto profile v pôdach anomálne obsahy študovaných prvkov neboli zistené, ale v primárnych horninách (rôzne druhy sericitických bridlíc) boli zistené ojedinelé anomálne obsahy Cu (do  $30 \text{ g.t}^{-1}$ ).

Pri horninovej metalometrii boli vzorky odoberané v dvoch profilových líniách v údoliach a v jv. časti študovaného územia nepravidelne vo východoch hornín alebo výkopoch. Výsledky geochemického štúdia horninovej metalometrie v podstate potvrdili výsledky pôdnej metalometrie.

Na profile VB—V, ktorý bol situovaný do sz. časti skúmaného územia boli zistené 3 aureolové zóny. Jedna výrazná aditívna aureolová zóna, široká 100 m, nachádza sa pri úpätí svahu, budovanom rôznymi typmi bridlíc s vložkami kremitých porfýrov a ich tufov a s kremitými porfýrmi.

Obsahy Cu v aureolovej zóne sú spravidla málo vyššie ako je anomálny obsah a len ojedinele dosahujú vyššie hodnoty (maximálny obsah  $280 \text{ g.t}^{-1}$ ). Podobne i obsa-



Obr. 16 Geochemický profil VB-IX s grafickou interpretáciou (zostavil J. Václav 1976).

1-pôdny profil, 2-predpokladaná hranica medzi lagunárnou a vulkanicko-sedimentárnou formáciou, 3-označenie hraníc obsahu  $C_A$  a  $C_F$  sledovaných prvkov, 4-anomálne obsahy.

hy Mo sú spravidla dvojnásobne vyššie ako je fónový obsah a pohybujú sa medzi  $40\text{--}70\text{ g.t}^{-1}$  a v jednom prípade je obsah Mo  $160\text{ g.t}^{-1}$ . V aditívnej aureole sa Pb, Co a Sn len ojedinele nachádzajú v anomálnych obsahoch. Celá aureolová zóna je oproti pozadiu málo kontrastná, a preto predpokladáme, že je len odrazom rozptýlenej mineralizácie. Druhá anomálna zóna má podobný charakter a je opäť v úseku, kde sa striedajú rôzne typy hornín. Obsahy Cu, Mo a Pb dosahujú maximálne dvojnásobok anomálneho obsahu. Tretia zóna je úzka a nachádzajú sa v nej iba anomálne obsahy Mo.

Na horninovom profile VB-VII, ktorý bol situovaný medzi pôdne metalometrické profily VB-VI a VB-IX, boli zistené dve aditívne aureoly, ktoré zodpovedajú aditívnym aureolám na ostatných profiloch. Vzhľadom na slabú odkrytosť terénu odobrali sme len 11 vzoriek (z odkryvov), z ktorých iba 7 má anomálne hodnoty, hlavne Mo (max.  $60\text{ g.t}^{-1}$ ), menej Cu (max.  $27\text{ g.t}^{-1}$ ) a ojedinele Co (max.  $31\text{ g.t}^{-1}$ ).

Na základe geochemických prospekčných prác v permských horninách v oblasti

Košickej Belej predpokladáme, že zrudnenie má tu širší rozsah, ako sa doteraz predpokladalo. Cu zrudnenie v oblasti Vodnej bane pokračuje smerom východným i západným, pričom okrem Cu sa dá očakávať i Mo, prípadne Pb zrudnenie. Zrudnenie na povrchu sa však neprejavuje výraznými aureolami. Obsahy v aureolových zónach sú spravidla 2—3-krát vyššie ako normálne obsahy. Len ojedinele dosahujú vyššie hodnoty.

V permských horninách južne od ložiska Vodná baňa, za štátnou cestou Košická Belá—Košice boli na základe štúdia primárnych a sekundárnych aureol zistené dve aditívne aureolové zóny. Prvá pri úpätí svahu je málo kontrastná, a preto predpokladáme, že predstavuje len rozptýlenú mineralizáciu. Druhá anomálna zóna je významnejšia a nachádzajú sa v nej vysoké obsahy Pb a Mo, ojedinele Cu a Co, čo je opačný jav ako v geochemických aureolách v oblasti Vodnej bane. Preto môžeme predpokladať, že ide aj o iný typ zrudnenia. Tejto anomálnej zóne bude treba v budúcnosti venovať pozornosť.

### Záver

Porovnaním obsahov Cu, Pb, Sn, Mo a Co v horninách a pôdach sa zistilo, že horizont pôd B<sub>2</sub> má v porovnaní s primárnymi horninami vyššie obsahy Cu, Mo a Co, nižšie obsahy Pb a obsahy Sn sú približne rovnaké.

V aureolových zónach Mo a Co obsahy v pôdach sú často nižšie ako v primárnych horninách a mimoaureolových zónach, naopak obsahy Cu a Mo sú vyššie v pôdach ako v horninách.

Zníženie obsahu Mo a Cu v pôdach v aureolových zónach oproti obsahom v horninách je spôsobené tým, že v prítomnosti síranových iónov, ktoré vznikajú pri zvetrávaní sulfidov, vzniká kyslé prostredie, z ktorého Cu a Mo sú vynášané. K zníženiu obsahov v pôdach dochádza i v dôsledku miešania horninového materiálu.

Obohatenie v pôdach v mimoaureolových zónach je spôsobené sorbciou Cu, Mo a Co na ílové minerály (illit, chlorit).

Obohatenie pôd o Cu, Mo a Co môže spôsobiť i vznik falošných anomálií najmä pri úpätí svahu a v miestach prudkého zníženia sklonu svahu. Preto pri zhodnotení geochemickoprospekčných prác je dôležité brať do úvahy i morfológiu terénu (napr. na profile VB-II).

Obsahy Cu, Sn a Co v horizonte pôd B<sub>1</sub> a B<sub>2</sub> sa vzájomne líšia len nepatrne (koeficient obohatenia B<sub>2</sub>:B<sub>1</sub> do 2).

Štúdium primárnych a sekundárnych aureol v oblasti permu pri Košickej Belej prinieslo pozitívne výsledky. Rudná mineralizácia má v tejto oblasti väčšie rozšírenie ako sa pôvodne predpokladalo.

Zrudnenie v oblasti Vodnej bane pokračuje ďalej východným a západným smerom, pričom okrem Cu, smerom od stredu ložiska sa nachádzajú na aureolách i anomálne obsahy Mo a Pb.

V oblasti južne od cesty Košická Belá—Košice boli zistené dve výrazné aureolové zóny, v ktorých sa nachádzajú najmä anomálne obsahy Pb a Mo, ojedinele Cu, Co, Sn. Z nich zóna, ktorá sa nachádza asi 200 m západne od cesty je na základe geochemických prospekčných prác najnádejnejšia (vysoké obsahy Pb, Mo).

Charakter anomálií v oblasti južne od cesty Košická Belá—Košice je iný ako v oblasti Vodnej bane. V týchto aureolách sú zvýšené obsahy Pb, prípadne Mo a znížené obsahy Cu.

V permských horninách môžeme pri geochemicko-prospekčných prácach použiť horninovú i pôdnu metalometriu. Treba však na základe výsledkov zväží, ktorú metódu je vhodnejšie použiť na ten-ktorý prvok. Na sledovanie Cu, Pb a Sn môžeme použiť horninovú a pôdnu metalometriu. Na Mo, ale hlavne na Co, je vhodnejšie použiť horninovú metalometriu.

Do tlače odporučil M. Háber.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia československých Karpát. Vydav. SAV, Bratislava.
- CAPPER, J. R. — HUFF, L. C. 1954: Geologičeskije issledovania i opyt geochemičeskoj rozvedky v Dzonsoně, Arizona. Sb. Geochimičeskije metody poiskov rudnych mestoroždenij, Moskva.
- ĎUĎA, R. 1970: Rudné výskyty v oblasti Košické Hámre—Košická Belá—Hýľov—Košice. Rigorózna práca. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ĎUROVIČ, V. 1966: Rozšírenie, vývoj a charakteristika permu v Západných Karpatoch. Práca z aspirantského minima. Archív Katedry petrografie PF UK, Bratislava.
- GINZBURG, I. I. 1957: Opyt rozrabotky teoretičeskych geochimičeskich metodov poiskov. Gosgeolizdat, Moskva.
- GLAZOVSKAJA, M. A. 1957: Soderžanie metalov v počvach rozličnogo tipa. Geochimičeskije poiski rudnych mestoroždenij v SSSR, Moskva.
- HUFF, L. C. 1954: Anomaľnyje soderžanija Cu, Pb, Zn v počvach v bliz rudnych žil. Sb. Geochimičeskije metody poiskov rudnych mestoroždenij, Moskva.
- ILAVSKÝ, J. 1955: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1956: Ročná správa o geologicko-prieskumných prácach za rok 1956. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KRAJNOV, S. R. 1956: Opyt primenenia gidrochimičeskovo metoda dlja poiskov polimetalov. Rozvedka i ochrana nedr, 2, Moskva.
- MAHEL, M. a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR. Nakl. ČSAV, Praha.
- MICHEJEV, V. J. 1957: Rentgenometričeskij opredeliteľ mineralov, Moskva.
- ROJKOVIČ, I. 1964: Petrografická a mineralogicko-geochemická charakteristika zrudneného horizontu permu. Záverečná správa. Geofond, Bratislava.
- VÁCLAV, J. 1976: Výsledky prvej etapy litometrického (metalometrického) výskumu z oblasti Košickej Belej. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- VÁCLAV, J. — VOZÁROVÁ, A., 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. Západné Karpaty, sér. miner., petr., geochem., lož. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ZÁBRANSKÝ, F. 1969: Vzťah zrudnenia k tektonike v oblasti okolia Košíc. Archív VŠT, Košice.

Ernest Mecháček — Jozef Václav

### **Study of Cu, Pb, Sn, Mo and Co distribution in Permian rocks and B-horizon of soils in the area of Košická Belá**

#### Summary

The litho-geochemical (metallometric) investigation from the area of Košická Belá (see Fig. 1) was directed to the study of concentration and dispersion of Cu, Pb, Sn, Mo and Co and to searching out of primary and secondary aureoles of dispersion of these elements and establishing of their possible presence in higher concentrations at depth in Permian rocks and finally also to finding out of continuation of hydrothermal (dolomite-sulphidic) veins of the deposit Vodná baňa in strike.

The whole area under study is built up of Permian rocks. Lithological development of the Permian in the studied area is similar as in the area of Novoveská Huta. All formations (J. Václav — A. Vozárová 1978) characteristic of the North Gemeride Permian are present here (Figs. 2, 2a).

For statistical treatment of geochemical data we ranged the rocks into individual groups on the basis of the petrographic character (Fig. 3).

Samples of soil, taken along profiles from B<sub>1</sub> (profile VB-I) and B<sub>2</sub>-horizons, were dried at normal temperature and sieved with mesh more than 0,1 mm. We took rock samples also along profiles and outside them. On the whole, we took 1400 samples. The samples were analysed quantitatively. The applied methods of analyses and detection limits are mentioned in Fig. 5.

Statistical treatment of the analytical data of geochemical samples shows that the character of element distribution is similar in the rock groups of „porphyries“ and „tuffs“ although in „tuffs“ bimodal distribution of contents is more frequent, caused by a different share of tuffitic and sedimentary component. Similar distribution is also in the group of „sandstones“ and „shales“ and soil horizons B<sub>1</sub> and B<sub>2</sub>. When we compare the character and distribution of elements in rocks on the whole and in soil horizons from the same area, we must state that distribution of elements is similar although the average contents of some elements are different. Pb and Zn, bound in lattices of rocks-forming minerals in primary rocks, display little migration capacity in the weathering zone. Their contents are almost equal in rocks and soils and no enrichment takes place in soils. The soils, on the contrary to rocks, are enriched in elements with good migration capacity in the weathering zone and which may be caught by sorption to products formed with weathering as evident mainly in Cu and in the B<sub>2</sub> horizon of soils also in Mo and Co.

When comparing the contents of Cu, Pb, Sn, Mo and Co in rocks and soils, it has been found out that the B<sub>2</sub> horizon of soils displays higher contents of Cu, Mo and Co, lower contents of Pb and approximately equal Sn contents, compared with primary rocks.

In aureole zones the Mo and Cu contents in soils are often lower than in primary rocks of extra-aureole zones, on the contrary, Cu and Mo contents are higher in soils than in rocks.

Sinking contents of Mo and Cu in soils in aureole zones in contrast to the contents in rocks are caused by the fact that in presence of sulphate ions, forming with weathering of sulphides, an acid environment originates; from which Cu and Mo are carried away. Sinking contents in soils are also a consequence of mixing of rock material.

Fig. 2

Group	Formation	Sequence	Lithological content
NORTH GEMERIDE PERMIAN	LAGOONAR FORMATION		Alternation — sand-shale, shale-gypsum-dolomite-limestone ± magnesite, layers of sandstone with carbonate cement impregnated with pyrite.
	VOLCANIC-SEDIMENTARY FORMATION	Upper volcanic-sedimentary formation	At the base normal clastic sediments alternate with mixed or pure volcanoclastic sediments. They contain layers of intraformation conglomerates and breccias. Toward the overlier distinctly higher volcanic activity — quartz porphyries and their pyroclastics. In the uppermost parts layers of intraformation conglomerates appear, terrigenous admixture increases. Composition: quartz porphyries, pyroclastics (ash, sandy and banded tuffs quartz porphyries; tuffaceous lavas)
		Lower volcanic-sedimentary sequence	Effusions of acid and intermediate rocks of paleorhyolite-paleodacite order accompanied by pyroclastics, mixed types of sediments, composition pyroclastic — sediment with pure sediments. Sedimentation is distinctly cyclic. Composition: II. cycle: quartz porphyries pyroclastics, arcose, quartz porphyrites with small amount of pyroclastics I. cycle: quartz porphyries pyroclastics, tuffites, tuffitic sandstones, subgreywackes, siltstones, sericite schists.
	TERRIGENOUS FORMATION	Conglomerate sequence	Coarse-grained clastic sediments of polymict composition with slightly increasing admixture of volcanoclastic component in direction from the underlier to overlier. Composition: conglomerates, conglomerate sandstones with intercalations of sandy shales and tuffitic sandstones
	Basal polymict conglomerates and breccias		

I. B <sub>1</sub> — horizon	depth = 30–50 cm, usually 40 cm; fraction less than 0,1 mm
II. B <sub>2</sub> — horizon	depth = 60–120 cm, usually 80 cm; fraction less than 0,1 mm
III. „Porphyries“	Quartz porphyries, felsitic, fine-grained, porphyric; quartz porphyrites
IV. „Tuffs“	Ash, sandy and banded tuffs of quartz porphyries; tuffaceous lavas
V. „Schists“	Sericite sericite-argillaceous, phyllite, sandy, tuffitic schists; siltstones; fuffitic siltstones; tuffites of quartz porphyries and porphyrites
VI. „Sandstones“	Quartz, tuffitic sandstones, subgreywackes, conglomerate, fine-grained, arcose sandstones; quartzites; conglomerates; breccias

Enrichment in soils of extra-aureole zones is caused by sorption of Cu, Mo and Co to clay minerals (illite, chlorite). Enrichment of soils in Cu, Mo and Co may be also caused by the origin of false anomalies, mainly at the foothills and places of rapidly lowering slope inclination. Therefore in valuation of geochemical-prospection works it is important to take into consideration also the field morphology (e.g. in profile VB-II).

The contents of Cu, Sn and Co in B<sub>1</sub> and B<sub>2</sub> horizons of soil differ from each other insignificantly only (coefficient of enrichment  $B_2:B_1$  up to 2).

The study of primary and secondary aureoles in the area of the Permian near Košická Belá brought positive results. In this area the ore mineralization is of larger extension than previously supposed.

The ore mineralization in the area of Vodná baňa continues farther in eastern and western direction, besides Cu also anomalous contents of Mo and Pb are found in aureoles in direction away from the centre of deposit.

In the area south of the road Košická Belá—Košice two distinct aureole zones were established, in which mainly anomalous contents of Pb and Mo, rarely of Cu, Co, Sn, are found. On the basis of geochemical prospection works the zone situated about 200 m west of the road is most promising from them (high contents of Pb, Mo).

The character of anomalies in the area south of the road Košická Belá—Košice is different from the area of Vodná baňa. In these aureoles are higher contents of Pb or Mo and lower contents of Cu.

In Permian rocks we may use rock and soil metallometry in geochemical-prospection works. On the basis of the results it is, however, necessary, to consider, which method is most suitable to apply for one or another element. For tracing of Cu, Pb and Sn we may use rock and soil metallometry. For Mo but mainly Co rock metallometry is more suitable.

## Explanations to figures 1—16

Fig. 1 Sketch map of the studied area (hatched).

Fig. 2 Scheme of lithostratigraphic division of the Permian in the northeastern part of the Spišsko-germerské rudohorie mts. Compiled by J. Václav — A. Vozárová 1978.

Fig. 2a Schematic geological map and additive aureoles (Cu, Pb, Mo, Co) from the area of Košická Bela. Compiled by J. Václav 1976. 1-terrigenous formation, 2-lower volcanic-sedimentary formation, 3-upper volcanic-sedimentary formation, 4-lagoonar formation, 5-veins of the Vodná baňa deposit, 6-geochemical profiles, 7-samples except the profiles with anomalous contents of observed elements, 8-anomalous contents in primary aureoles, 9-anomalous contents in secondary aureoles, 10-designation of profiles, 11-supposed tectonic lines.

Fig. 3 Types of rocks assigned to individual complexes in treatment of geochemical data. Compiled by J. Václav 1976.

Fig. 4 Qualitative spectral analyses of some minerals of the Vodná baňa deposit. (According to R. Ďuďa 1970).

Fig. 5 Applies methods of determination and lower detection limits of chemical elements in geochemical samples.

Figs 6—10 Frequency curves of element contents in indicated rock types (groups). Fig. 6 — Cu; Fig. 7 — Pb; Fig. 8 — Sn; Fig. 9 — Mo; Fig. 10 — Co. Compiled by J. Václav 1976.

Fig. 11 Fundamental statistical data on chemical elements in distinguished groups.

Fig. 12 Diffraction record of illite and chlorite (Sample VB-IX-50).

Fig. 12a A-Diffraction record of chlorite (Sample VB-VI-77) B-Diffraction record of sample VB-VI-77) annealed at 550 °C/3 h.

Fig. 13 Relations between contents of Cu, Pb, Sn, Mo and Co in B<sub>2</sub> horizons of soils and in primary rocks (frequency in %).

Fig. 14 Relations between contents of Cu, Pb, Sn, Mo and Co in B<sub>1</sub> and B<sub>2</sub> horizons (frequency is in %).

Fig. 15 Geochemical profile VB-P-II with graphical interpretation (compiled by J. Václav 1976).

Explanations: 1-quartz porphyrites; 2-tuffites of quartzporphyrites, 3-sericite, sericite-argillaceous, phyllite schists; 4-tuffaceous and tuffitic shales; 5-sandstones, subgreywackes; 6-designated boundaries of C<sub>A</sub> and C<sub>F</sub> contents according to rock types (groups); 7-anomalous contents.

Fig. 16 Geochemical profile VB-IX with graphical interpretation. Compiled by J. Václav 1976.

Explanations: 1-soil profile; 2-supposed boundary between the lagoonar and volcanic-sedimentary formation; 3-designation of boundaries of C<sub>A</sub> and C<sub>F</sub> contents of observed elements; 4-anomalous contents.

Translated by J. Pevný.

Е. Мехачек — Й. Вацлав

### Исследование распределения Cu, Pb, Sn, Mo и Co в пермских породах в горизонте В почв в области Кошицкой Белой

#### Резюме

Литогеохемическое (металлометрическое) исследование области Кошицкой Белой (рис. 1) было направлено с одной стороны на изучение концентрации и рассеяния **Cu, Pb, Sn, Mo и Co**, с другой — на поиски первичных и вторичных ореолов рассеяния этих элементов и возможности их больших



концентраций в породах перми на большей глубине. Целью было также установить возможное продолжение по простиранию гидротермальных (доломит-сульфидных) руд месторождения Водна Баня.

Вся исследованная область сложена породами перми. Литологический характер перми подобен тому, который наблюдается в области Нововеска Гута. Развита все формации (Й. Вацлав – А. Возарова) характерные для северогемеридной перми (рис. 2 и 2а)

Для статистической обработки геохимических данных мы разделили породы на отдельные выборки на основании их петрографического характера (рис. 3).

Пробы почв, отобранные по профилям  $V_1$  (проф. VB-I) и горизонту  $V_2$ , мы сушили при нормальной температуре и просеивали для получения частиц в 0,1 мм. Образцы пород мы тоже брали по профилям и вне профилей. В общей сложности мы получили 1400 проб. Анализы сделаны количественные. Методы анализов и пределы доказуемости приведены на рис. 5.

Статистическая обработка данных анализов отобранных проб показала, что характер распределения элементов приблизительно тот же в группах пород „порфиры и туфы“. Все же в „туфах“ чаще встречается бимодальное распределение составов, вследствие различной доли туффитового и осадочного компонентов. Подобное распределение наблюдается в группах „песчаников“, „сланцев“ и почвенных горизонтов  $V_1/V_2$ . Сравнивая характер и распределение элементов пород в совокупности и в почвенных горизонтах той же области, констатируем, что распределение элементов приблизительно одинаковое, хотя среднее содержание некоторых элементов различно. В первичных породах Pb и Sn связаны в решетках породообразующих минералов, в зоне выветривания их миграционная способность незначительна. Из содержания в породах и почвах почти одно и то же, обогащены в почвах не происходит. По сравнению с горными породами почвы обогащены элементами, которые легко мигрируют в зоне выветривания и могут сорбироваться продуктами, возникающими при выветривании, что ясно наблюдается в частности у Cu, а в почвенном горизонте  $V_2$  также у Mo и Co.

Установлено, что по сравнению с первичными горными породами в почвенном горизонте  $V_2$  содержание Cu, Mo и Co выше, содержание Pb ниже. Sn приблизительно одинаковое.

В зонах ореолов в почве часто содержится меньше Mo и Cu, чем в первичных породах вне ореолов, наоборот, в почвах содержание Cu и Mo выше, чем в породах.

Уменьшение содержания Mo и Cu в почвах в зоне ореолов объясняется тем, что при наличии ионов сульфатов в результате выветривания сульфидов образуется кислая среда, из которой выносятся Cu и Mo. Смешение с материалом горных пород также влияет на уменьшение содержания этих элементов в почвах.

Вне зон ореолов обогащение почв Cu, Mo и Co обусловлено их сорбцией глинистыми минералами (иллитом, хлоритом).

Обогащение почв Cu, Mo и Co может вызвать ложные аномалии, особенно у подножий склонов и в местах резких уменьшений их наклонов. Поэтому при геохимических поисковых работах необходимо принимать во внимание и морфологию местности (например на профиле VB-II).

Разница в содержании Cu, Sn и Co в почвенных горизонтах  $V_1/V_2$  незначительная (коэффициент обогащения  $V_2/V_1$  до 2).

Изучение первичных и вторичных ореолов в области распространения перми дало положительные результаты. Рудная минерализация оказалась здесь шире, чем предполагалось.

В области месторождения Водна Баня оруднение распространяется в восточном и западном направлениях, причем, помимо Cu, от середины месторождения к ореолам наблюдается и аномальное содержание Mo и Pb.

В области к югу от дороги Кошицка Бела – Кошице обнаружены две ясно выраженные зоны ореолов с аномальным содержанием Pb и Mo, в единичных случаях Cu, Co, Sn. Как показала

группа	формация	комплекс	Литологический состав
<b>СЕВЕРОХЕМИДНАЯ ПЕРМЬ</b>	лагунная формация		Чередование песок-сланец, сланец-гипс-доломит-известняк ± магнезит, горизонты песчаника с карбонатным цементом, импегнированным пиритом
	вулcano-осадочная формация	верхний вулcanoосадочный комплекс	В основании перемежаются нормальные кlastические отложения со смешанными, иногда чистыми вулканокlastическими отложениями. Содержат интраформационные конгломераты и брекчии. По направлению к кровле – четкое усиление вулканической деятельности: кварцевые порфиры и их пирокласты. В самых верхних частях появляются горизонты интраформационных конгломератов, прибавляется терригенная примесь. Состав: кварцевые порфиры, пирокластический материал (пепельные, песчаные и полосатые туфы кварцевых порфиров, туфолавы)
		нижний вулcanoосадочный комплекс	Излияния кислых и промежуточных пород ряда палеориолит-палеодацит, сопровождаемые пирокластами, смешанными типами отложений состава пирокластический материал-седименты с чистыми седиментами. Осадконакопление ясно цикличное  Состав: II цикл: кварцевые порфиры, пирокласты, аркозы, кварцевые порфириты с небольшим количеством пирокластов I цикл: кварцевые порфиры, пирокласты, туффиты, туфовые песчаники, граувакковые песчаники, алевролиты, серицитовые сланцы
	терригенная формация	комплекс конгломератов	Грубозернистые кlastические отложения полимиктового состава; от основания к кровле слегка прибавляется примесь вулканокlastического компонента Состав: конгломераты, конгломератовые песчаники с включениями песчаных сланцев и туффитовых песчаников  Базальные полимиктовые конгломераты и брекчии

I. горизонт В <sub>1</sub>	Гл. = 30–50 см, обычно 40 см; фракция меньше 0,1 мм
II. горизонт В <sub>2</sub>	Гл. = 60–120 см, обычно 80 см; фракция меньше 0,1 мм
III. «Порфиры»»	Кварцевые порфиры, фельзитовые, мелко- зернистые, порфиритовые; кварцевые пор- фириты
IV. «Туфы»»	Пепловые, песчаные и полосатые туфы кварцевых порфиров; туфолавы
V. «Сланцы»»	Сланцы серицитовые, серицитово-глинистые, филлитовые, песчаные, туффитовые; алевролиты, туфовые алевролиты, туффиты кварцевых и порфиритов
VI. «Песчаники»»	Песчаники кварцевые, туффитовые, граувакко- вые, конгломератовые, мелкозернистые, аркозовые; кварцыты; конгломераты; брек- чии.

геохимическая съемка, зона, расположенная приблизительно в 200 м к западу от дороги, является наиболее перспективной (высокое содержание Pb и Mo).

Характер аномалий в области к югу от дороги Кошицка Бела – Кошице не тот, что в области месторождения Водна Баня. В этих ореолах содержание Pb, иногда и Mo больше, содержание Cu меньше.

При геохимических поисковых работах в термских породах можно применить металлометрию пород и почв. На основании предварительных результатов следует решить какой метод наиболее пригоден для того или другого элемента. Чтобы проследить нахождение Cu, Pb и Sn можно применить металлометрию пород и почв. Для Mo и особенно для Co более подходит металлометрия пород.

Пояснения к рисункам 1–16

Рис. 1 Эскиз расположения исследованной местности (заштриховано).

Рис. 2 Схема литостратиграфического расчленения северо-восточной части Спишко-Гемерского рудогорья. Составили Й. Вацлав – А. Вазарова, 1978.

Рис. 2а Схематическая геологическая карта и аддитивные ореолы (Cu, Pb, Mo, Co) в области Кошицкой Белой. Составил Й. Вацлав, 1976.

1 – терригенная формация, 2 – нижние вулканоседочные слои, 3 – верхние вулканоседочные слои, 4 – лагунная формация, 5 – жилы месторождения Водна Баня, 6 – геохимические профили, 7 – пробы, взятые не на профилях, с аномальным содержанием рассматриваемых элементов, 8 – аномальное содержание в первичных ореолах, 9 – аномальное содержание во вторичных ореолах, 10 – обозначение профилей, 11 – предполагаемые тектонические линии.

Рис. 3 Типы пород, отнесенные к отдельным выборкам при обработке геохимических данных. Составил Й. Вацлав, 1976.

Рис. 4 Качественный спектральный анализ некоторых минералов месторождения Водна Баня (по Р. Дюде, 1970).

Рис. 5 Примененные методы определения и нижние пределы доказуемости химических элементов в геохимических пробах.

Рис. 6–10 Частотная кривая содержания минералов в выделенных типах пород (выборках). Рис. 6 – Cu, рис. 7 – Pb, рис. 8 – Sn, рис. 9 – Mo, рис. 10 – Co. Составил Й. Вацлав, 1976.

Рис. 11 Основные статистические данные о химических элементах в выделенных выборках пород.

Рис. 12 Дифракционная запись иллита и хлорита (проба VB–IX–50)

Рис. 12а А – дифракционная запись хлорита (проба VB–VI–77), В – дифракционная запись пробы (VB–VI–77), обожженной при 550 °С/часа.

С – дифракционная запись пробы (VB–VI–77), которую в течение 48 часов насыщали глицерином.

Рис. 13 Отношения между содержанием Cu, Pb, Sn, Mo и Co в почвенном горизонте В<sub>2</sub> и первичных породах (в %).

Рис. 14 Отношения между содержанием Cu, Pb, Sn, Mo и Co в горизонтах В<sub>1</sub> и В<sub>2</sub> (в %).

Рис. 15 Геохимический профиль VB–P–II и его графическая интерпретация. Составил Й. Вацлав, 1976

Объяснение: 1 – кварцевые порфириды, 2 – туффиты кварцевых порфиритов, 3 – серицитовые, серицитово-глинистые, филлитовые сланцы, 4 – туфовые и туффитовые сланцы, 5 – песчаники, граувакковые песчаники, 6 – обозначенные пределы содержания C<sub>A</sub> и C<sub>F</sub> по типам пород (групп), 7 – аномальное содержание.

Рис. 16 Геохимический профиль VB–IX и его графическая интерпретация. Составил Й. Вацлав, 1976

Объяснения: 1 – почвенный профиль, 2 – предполагаемая граница между лагунной и вулкано-осадочной формациями, 3 – обозначение пределов содержания C<sub>A</sub> и C<sub>F</sub> в рассматриваемых элементах, 4 – аномальное содержание.

Перевод со словацкого В. С. Андруговой.

1. Введение. 2. Методика исследования. 3. Результаты исследования. 4. Обсуждение результатов. 5. Заключение.

1.1. Цель и задачи исследования. 1.2. Объект и предмет исследования. 1.3. Методы исследования.

2.1. Описание объекта исследования. 2.2. Описание предмета исследования. 2.3. Описание методов исследования.

3.1. Результаты исследования. 3.2. Анализ результатов. 3.3. Сравнение результатов.

4.1. Обсуждение результатов. 4.2. Сравнение с другими работами. 4.3. Выводы.

5.1. Заключение. 5.2. Рекомендации.

Литература.

Получено в печать 10.10.1978

Рис. 1. Схема исследования.

1.1. Цель и задачи исследования. 1.2. Объект и предмет исследования. 1.3. Методы исследования.

2.1. Описание объекта исследования. 2.2. Описание предмета исследования. 2.3. Описание методов исследования.

3.1. Результаты исследования. 3.2. Анализ результатов. 3.3. Сравнение результатов.

4.1. Обсуждение результатов. 4.2. Сравнение с другими работами. 4.3. Выводы.

5.1. Заключение. 5.2. Рекомендации.

Литература.

Ján Turan – Lídia Vančová

## Ďalšie výskyty magnezitu v sz. časti gelnickej série gemeríd

15 obr. v texte, 2 fotogr. tab., nemecké a ruské resumé

**Abstrakt.** V práci sú zhrnuté výsledky štúdia uhličitanových polôh v gelnickej sérii, vyvinutých v pruhu Hanková–Volovec. Predmetom nášho štúdia boli tiež výskyty uhličitanových polôh vo vlahovských vrstvách, zachytené vo vrtoch GVL-1 a GVL-2 neďaleko obce Vlachovo, vzhľadom na výskyt magnezitu. V práci je podaná minerálno-geochemická charakteristika uhličitanových hornín v skúmanom území.

Výskyt magnezitu v gelnickej sérii nebol ešte donedávna jednoznačne dokázaný, hoci starší autori uvádzajú, že niektoré uhličitanové šošovky z okolia Nižnej Slanej a súlovského potoka sa skladajú z magnezitu. Pravda, väčšinou išlo o údaje, ktoré sa zakladali iba na makroskopickom pozorovaní, prípadne na chemických analýzach, čo nemusí vždy viesť k jednoznačným výsledkom.

R. Schänenberg (1949) z okolia súlovského potoka uvádza menšie šošovky uhličitanov, ktoré sa skladajú z ankeritu a magnezitu. Predpokladá, že v minulosti známe ložisko Bonaventúra pri Nižnej Slanej tvorí mohutná šošovka magnezitu impregnovaného pyritom. V súčasnom období je všeobecne známe, že uhličitanové teleso na Bonaventúre je zložené predovšetkým z dolomitu.

Taktiež J. Ilavský (1957) na základe zvýšeného obsahu Mg v ankeritoch usudzuje, že v uhličitanových šošovkách by mohol byť zastúpený breunerit, prípadne magnezit. Z chemických analýz, ktoré uvádza, táto skutočnosť jednoznačne nevyplýva.

V gelnickej sérii prvýkrát zaznamenali prítomnosť magnezitu L. Snopko–J. Beňka (1965, 1966, 1973). Minerálnym rozborom uhličitanov dokázali prítomnosť magnezitu vo vrtoch situovaných v okolí Vlachova.

Okrem magnezitu viazaného na najstarší člen gelnickej série, tzv. spodný mezo-rytmus vlachovských vrstiev (L. Snopko 1969), bol najnovšie dokázaný magnezit (prípadne breunerit) aj v tzv. fácii betliarskych vrstiev, označených ako vrchný mezorytmus vlachovských vrstiev. J. Gubač (1970) a J. Beňka (1968) určili magnezit v uhličitanovej šošovke, zachytenej v povrchovom lome v údolí súľovského potoka.

Nezávisle na vyššie uvedených autoroch sme dospeli k podobným výsledkom. Navyiac sme zisťovali priestorové rozšírenie magnezitu v celom pruhu uhličitanových šošoviek v priestore Hanková—Volovec. Urobili sme taktiež minerálno-geochemický výskum uhličitanových minerálov v uvedenom pruhu. Ako ukázali výsledky, výskyty magnezitu v gelnickej sérii nie sú obmedzené len na okolie Vlachova, ale možno ich sledovať aj v povrchových odkryvoch smerom na SV až k Volovcu. Východne od Volovca, neďaleko Smolníckej Huty, sme robili orientačné štúdium uhličitanových šošoviek, ale magnezit sme nezistili.

Skutočnosť, že výsledky magnezitu v gelnickej sérii sa nachádzajú iba vo v. časti pruhu Hanková—Volovec, môže mať vplyv i na geologicko-tektonickú interpretáciu daného územia.

### **Výskyt magnezitu v okolí Vlachova**

Uhličitanové šošovky pre spodný horizont vlachovských vrstiev – najspodnejší člen gelnickej série, nie sú charakteristické. V hojnejšej miere sú zastúpené vo vyšších horizontoch vlachovských vrstiev v tzv. betliarskej fácii (L. Snopko 1969), kde tvoria spolu so sericiticko-chloritickými bridlicami, fylitmi, kremencami a lyditi komplex hornín, hrubý často i niekoľko sto metrov (J. Beňo 1964).

Výskyty magnezitu pri Vlachove (obr. 1) sa nachádzajú severnejšie od pruhu Hanková—Volovec, značne sa líšia od magnezitu z fácii betliarskych vrstiev v pruhu medzi Nižnou Slanou a Volovcom. Hlavné rozdiely spočívajú v odlišnom vzhľade a chemickom zložení.

V ďalšom podáme charakteristiku magnezitu viazaného na uhličitanové šošovky, vyvinuté v spodnej časti vlachovských vrstiev.

Magnezit vyskytujúci sa neďaleko obce Vlachovo (južne od Dobšinej), je viazaný na uhličitanové šošovky, má nápadne svetlé odtiene. Od podobne svetlého, hrubozrnného dolomitu, s ktorým obvykle vzájomne prerastá, sa makroskopicky líši iba perleťovým leskom. Najčastejšie ide o hrubozrnné horniny so zrnom väčším ako 1 cm. Uhličitanové šošovky tvorené dolomitom sú jemnozrnejšie iba v okrajových častiach. Celkovým vzhľadom pripomínajú hrubozrnný biely mramor, za ktorý bol pôvodne aj považovaný (L. Snopko 1964 in M. Maheľ et al. 1967). Až neskôr pri dôkladnejšom štúdiu sa zistilo, že uhličitanové šošovky sú z väčšej časti zložené z dolomitu s menšími polohami magnezitu.

Mer. 1:100000



Obr. 1 Situačná mapa pruhu Hanková—Volovec (M = 1 : 100 000)

Výskyt uhličitanových šošoviek v časti Hanková—Nižná Slaná: 1-Hanková I, 2-Hanková II, 3-Baníky, 4-štôľňa 9. mája, 5-Kobeliarovo I, 6-Kobeliarovo II, 7-Rimberg, 8-Manó, 9-Nad Hámrom, I, 10-Nad Hámrom II, 11-Nad Hámrom III.

Výskyty uhličitanových šošoviek pri Vlachove: 1-Vlachovo GVL-2, 2-Vlachovo GVL-1.

Výskyty uhličitanových šošoviek v časti Nižná Slaná—Volovec: 3-Nižná Slaná I, 4-Nižná Slaná II, 5-Nižná Slaná III, 6-Hrdzavá I, 7-Hrdzavá II, 8-Hrdzavá III, 9-Bonaventúra I, 10-Bonaventúra II, 11-Flos I, 12-Flos II, 13-Podsúľová, 14-Volovec I, 15-Volovec II.

Vlachovské magnezity veľmi pripomínajú magnezity, ktoré sú vyvinuté v tzv. severnom magnezitovom pruhu (M. Kužvart 1954), neďaleko Hnúšte. Markantnejší rozdiel medzi vlachovskými magnezitmi a magnezitmi severného magnezitového pruhu spočíva v tom, že vlachovské magnezity neobsahujú toľko mastenca. Vo vlachovských magnezitoch možno zistiť mastenec najčastejšie iba makroskopicky (obr. 4). V nerozpustných zvyškoch sme zistili okrem mastenca bežné minerály a klastiká ako v ostatných typoch magnezitu.

Magnezit v uhličitanových polohách pri Vlachove vystupuje v asociácii s dolomitom, ktorý sa vyskytuje vo viacerých typoch a generáciách. Aj keď sme sa týmto problémom bližšie nezaoberali, už zo zbežnej prehliadky vrtných jadier vidieť, že v podstate sa zhodujú s dolomitmi, ktoré sa vyskytujú v ochtinsko-podrečanskom vývine vrchného karbónu v asociácii s magnezitom.

Namerané hodnoty hustoty (pyknometricky) a indexov lomu zodpovedajú tabeľárnym hodnotám pre dolomit, resp. magnezit.

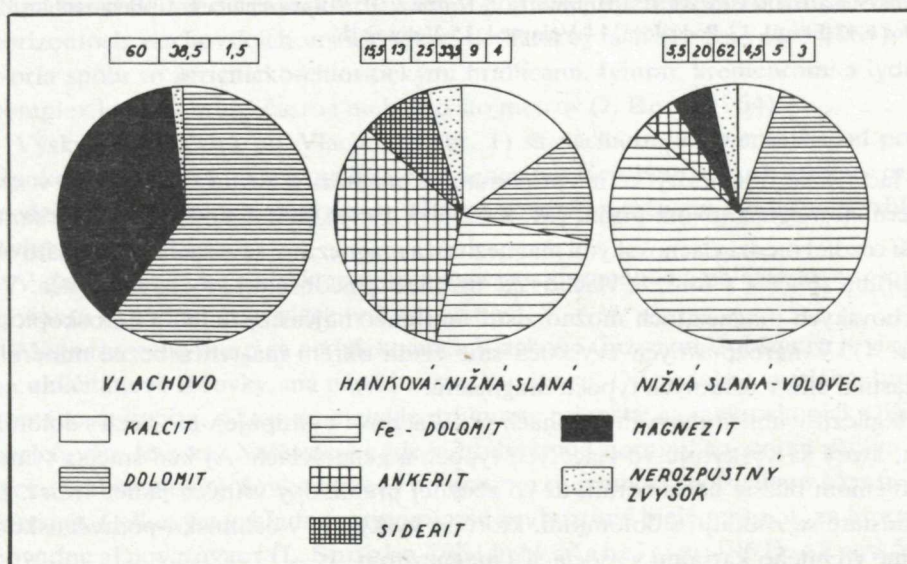


Hodnoty indexov lomu a hustoty uhličitanových minerálov		
Vzorka	Index lomu	Hustota
GVL-2/27/71	1,685	2,84
GVL-2/31/71	1,675	2,84
GVL-2/35/71	1,709	2,97
GVL-2/981/71	1,709	2,97

Z iných minerálov v rámci uhličitanových telies zachytených vrtmi GVL-1 a GVL-2 je bežný pyrit, zriedkavejší je kremeň a mastenec. Zaujímavé je, že sme nezistili prítomnosť sekundárnych kalcitových žíl, ktorých výskyt v rámci magnetitových ložísk je pomerne bežný.

### Geochemická charakteristika uhličitanov

V chemickom zložení magnetitu a dolomitu sa uplatňujú viac-menej rovnaké prvky, ale ich relatívne kvantitatívne zastúpenie je odlišné.



Obr. 2 Priemerné minerálne zloženie študovaných uhličitanov.

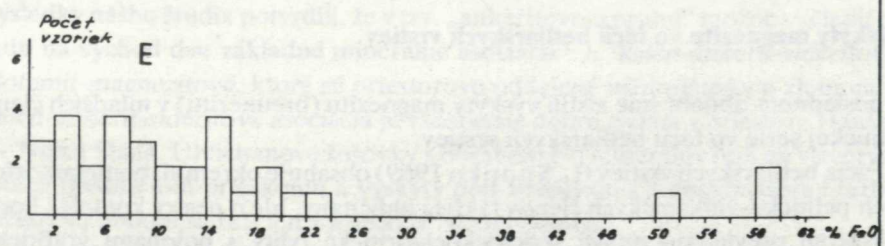
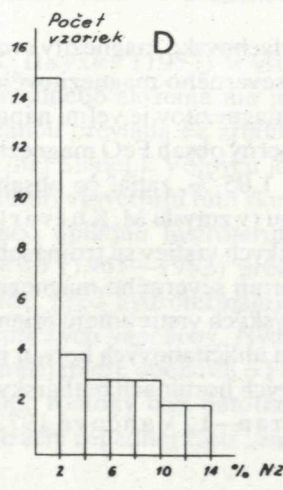
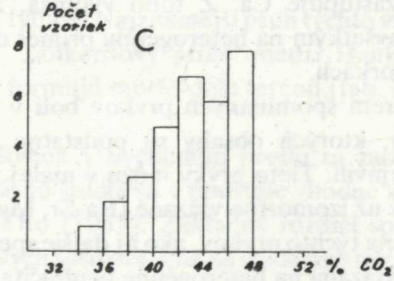
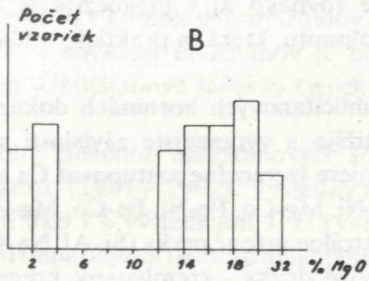
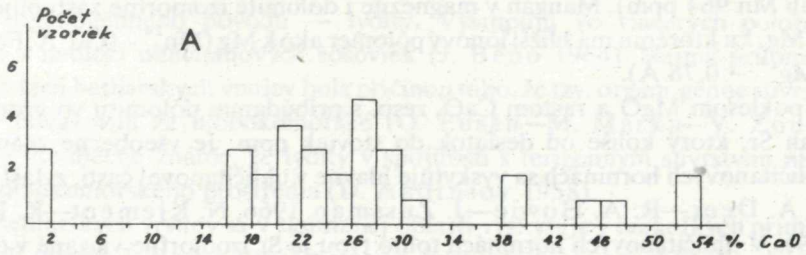


v literatúre (Ch. Palache—H. Berman—C. Frondel 1951, A. G. Betechtin 1955, W. A. Deer—R. A. Howie—J. Zussman 1966).

Minerál Vzorka	Kremeň	Úlomky grafitických brádic	Úlomky iných hornín	Vysokotemné minerály	Pyrit	Sliechy	Mosťenec	Opál- vulkanické sklo	Limonit	Iné
GVL-1/1/73										
GVL-1/2/73										
GVL-1/3/73										
GVL-1/4/73										
GVL-1/5/73										
GVL-1/7/73										
GVL-1/8/73										
GVL-1/10/73										
GVL-1/11/73										
GVL-1/12/73										
GVL-1/13/73										
GVL-1/15/73										
GVL-1/17/73										
GVL-1/18/73										
GVL-1/19/73										
GVL-1/21/73										
GVL-1/22/73										
GVL-2/31/71										
GVL-2/34/71										
GVL-2/35/71										
GVL-2/36/71										
GVL-2/39/71										
GVL-2/94/71										
GVL-2/98/71										

Obr. 4 Vyhodnotenie práškových preparátov nerozpustných zvyškov vzoriek z Vlachova.

Obr. 5 Histogramy makrokomponent vzoriek z Vlachova (A-histogram CaO, B-histogram MgO, C-histogram CO<sub>2</sub>, D-histogram nerozpustného zvyšku, E-histogram FeO).



Obsah Mn je pomerne stály, pohybuje sa od 550 ppm po 1360 ppm (priemerný obsah Mn 964 ppm). Mangán v magnezite i dolomite izomorfne zastupuje skôr Fe ako Mg, ku ktorému má bližší iónový polomer ako k Mg ( $Mn^{2+} - 0,91 \text{ \AA}$ ,  $Fe^{2+} - 0,83 \text{ \AA}$ ,  $Mg^{2+} - 0,78 \text{ \AA}$ ).

S poklesom MgO a rastom CaO, resp. s pribúdaním dolomitu vo vzorke rastie obsah Sr, ktorý kolíše od desiatok do stoviek ppm. Je všeobecne známe, že Sr v uhličitanových horninách sa vyskytuje hlavne v uhličitanovej časti, zvlášť v  $CaCO_3$  (W. A. Deer—R. A. Howie—J. Zussman 1966, N. Klement—K. Krutský 1969). V uhličitanových horninách tohto typu je Sr izomorfne viazané v dolomite, kde zastupuje Ca. Z toho vyplýva, že rovnako aj v magnezite je Sr viazaný predovšetkým na heterogénnu prímes dolomitu, ktorá sa prakticky vždy vyskytuje vo vzorkách.

Okrem spomínaných prvkov boli v uhličitanových horninách dokázané ďalšie prvky, ktorých obsahy sú podstatne nižšie a výraznejšie závislosti sa pri nich neprejavili. Tieto prvky môžu v malej miere izomorfne zastupovať Ca a Mg, resp. prvky už izomorfne viazané (Ba-Sr, Mg-Ni, Mg-Co, Fe-Ni, Fe-Co, Mg-Zn, Sr-Pb). Väčšina týchto prvkov, ako aj ďalšie spektrálne určené prvky (Si, Al, Na, Cu, Ag), je však viazaná na heterogénne neuhličitanové zložky – kremičitany, kremeň, sírniky atď.

Už vyššie sme uviedli, že vlachovské magnezity svojím vzhľadom veľmi nápadne pripomínajú magnezity tzv. severného magnezitového pruhu. Rovnako pri štúdiu chemického zloženia týchto magnezitov je veľmi nápadná ich vzájomná podobnosť, najmä obsahy Fe a Mn. Priemerný obsah FeO magnezitov severného magnezitového pruhu je 1,94 %, dolomitov 1,05 %, zatiaľ čo obsahy FeO uhličitanových hornín južného magnezitového pruhu (v zmysle M. Kuřvara 1954) sú asi dvojnásobkom. Uhličitanové horniny betliarskych vrstiev sú trojnásobkom týchto hodnôt. Podobne obsah Mn uhličitanových hornín severného magnezitového pruhu je asi 920 ppm (uhličitanové horniny vlachovských vrstiev majú priemerný obsah Mn asi 960 ppm), zatiaľ čo priemerný obsah Mn uhličitanových hornín južného magnezitového pruhu je 1450 ppm a pri uhličitanových horninách betliarskych vrstiev dokonca 4100 ppm (Hanková až Volovec) J. Turan—L. Vančová 1972).

### Výskytu magnezitu vo fácií betliarskych vrstiev

V poslednom období sme zistili výskytu magnezitu (breuneritu) v mladších členoch gelnickej série vo fácií betliarskych vrstiev.

Fácia betliarskych vrstiev (L. Snopko 1969) obsahuje okrem slabometamorfovaných peliticko-vulkanických členov taktiež uhličitanu. Ide o pestrý komplex hornín, v ktorom prevládajú tmavé sericitickochloritické fylity s polohami grafitických fylitov. Lokálne sú vyvinuté piesčité fylity s pieskvcami až kremencami. Charakte-

ristickým členom fácie betliarskych vrstiev, okrem uhličitanov, sú tmavé kremité horniny organogénneho pôvodu — lydity. Vystupujú vo viacerých polohách, spravidla v nadloží uhličitanových šošoviek (J. Beňo 1964). Najmä prítomnosť lydítov vo fácií betliarskych vrstiev bola príčinou toho, že tzv. organogénne súvrstvie pôvodne považovali za hlbokomorské (O. Fusán—M. Máška—V. Zoubek 1955). Je všeobecne známe, že lydity v spojitosti s terigénnym súvrstvom nie sú znakom hlbokomorského prostredia (D. Andrusov 1958).

Fácia betliarskych vrstiev sa v skúmanej oblasti vyskytuje v niekoľkých pruhoch, ktoré však (podľa J. Beňu 1964) netvorí úzko zavrásnené synklinály, ale majú normálnu pozíciu v komplexe porfyroidov a fylitov. Najznámejší pruh týchto vrstiev s početnými šošovkami uhličitanov je tzv. „ankeritový pruh“ medzi Hankovou a Volovcom. Uhličitanové šošovky typicky formujú morfológiu terénu (tab. I obr. 1).

Chemickým zložením uhličitanových šošoviek v uvedenom pruhu sa zaoberal najmä J. Beňo (1961—1962). Výsledky nášho štúdia sú v podstate zhodné s jeho výsledkami, ako i s výsledkami J. Ilavského (1957). Základný rozdiel spočíva v tom, že pri minerálnom rozbere uhličitanových šošoviek sme na viacerých miestach zistili prítomnosť magnezitu, ktorý zatiaľ v uvedenom pruhu nebol jednoznačne dokázaný.

J. Beňo (1961—1962) a J. Ilavský (1957) si všimli, že tzv. ankeritový pruh z hľadiska chemického a minerálneho zloženia nie je jednotný. V západnej časti medzi Hankovou a Nižnou Slanou prevláda Fe zrudnenie v uhličitanových šošovkách, zatiaľ čo v úseku od Nižnej Slanej k Volovcu je nápadný zvýšený obsah Mg a znížený obsah Fe. Uvedení autori vysvetľujú túto skutočnosť tým, že vo v. úseku sa pravdepodobne len veľmi slabo uplatnili hydrotermálne roztoky a to azda iba s malým prínosom Fe. J. Beňo (1961—1962) predpokladá, že v tomto úseku uhličitanové telesá už primárne, pred hydrotermálnymi procesmi, mali charakter dolomitov alebo aspoň dolomitických vápencov. Hydrotermálne procesy iba prekryštalizovali tieto telesá a v malej miere obohatili o Fe. Dokonca uvedený autor je na pochybách, či hydrotermálne roztoky boli natoľko bohaté na Fe, že spôsobili ankeritizáciu, prípadne sideritizáciu západnej časti „ankeritového pruhu“ Hanková — Volovec.

Výsledky nášho štúdia potvrdili, že v tzv. „ankeritovom pruhu“ možno vyčleniť od západu na východ dve základné minerálne asociácie: 1. *kalcit-ankerit-sideritovú*, 2. *dolomit-magnezitovú*, ktoré sú priestorovo oddelené nižnoslánskym zlomom.

*Kalcit-ankerit-sideritová asociácia* je všeobecne dobre známa v priestore Hanková — Nižná Slaná. Uhličitanové šošovky s obsahom Fe-minerálov boli na viacerých miestach predmetom prieskumu a výskytu pod Brdárkou a Kobeliarovom i ťažby. V súčasnom období sa ťaží len z ložiska v Nižnej Slanej.

V úseku Hanková—Nižná Slaná sme na viacerých miestach odobrali vzorky a urobili minerálne rozbery uhličitanov, zastúpených v uhličitanových šošovkách.

Manometrické a chemické analýzy z Vlachova

Vzorka	% CaCO <sub>3</sub>	% CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	% MgCO <sub>3</sub>	% FeCO <sub>3</sub>	% NZ	% NP	% CO <sub>2</sub>	% MgO	% CaO	% FeO
GVL-1/1/73	-	76,92	19,53	3,28	0,27		48,15	26,16	23,39	2,03
GVL-1/2/73	-	92,18	5,06	2,34	0,42		47,53	22,57	28,03	1,45
GVL-1/3/73	-	54,57	36,06	6,62	2,75		47,38	29,17	16,59	4,11
GVL-1/4/73	-	71,70	15,14	2,86	10,30		43,21	22,92	21,80	1,77
GVL-1/5/73	-	32,68	58,53	5,19	3,60		48,11	35,13	9,94	3,22
GVL-1/6/73	-	97,06	-	2,56	0,38		47,30	21,22	29,52	1,58
GVL-1/7/73	-	85,95	8,76	4,54	0,75		47,32	22,98	26,14	2,81
GVL-1/8/73	-	94,61	-	4,87	0,52		47,01	20,68	28,77	3,02
GVL-1/9/73	-	49,56	43,30	4,07	3,07		47,80	31,54	15,07	2,52
GVL-1/10/73	-	36,74	57,20	4,23	1,83		49,00	35,39	11,16	2,62
GVL-1/11/73	-	57,38	37,39	3,38	1,85		48,18	30,42	17,45	2,10
GVL-1/12/73	-	18,57	76,64	4,27	0,52		50,47	40,71	5,65	2,65
GVL-1/13/73	-	8,40	89,07	2,28	0,25		51,36	44,43	2,55	1,41
GVL-1/14/73	-	31,01	62,77	6,22	0,00		49,92	36,80	9,43	3,85
GVL-1/15/73	-	42,13	52,46	4,44	0,97		49,17	34,30	12,81	2,75
GVL-1/16/73	-	40,89	53,42	5,02	0,67		49,30	34,49	12,43	3,11
GVL-1/17/73	-	22,11	72,72	4,67	0,50		50,28	39,60	6,72	2,90
GVL-1/18/73	-	75,30	19,66	3,32	1,72		47,46	25,87	22,90	2,05
GVL-1/19/73	-	88,88	2,65	1,99	4,75	6,48	44,56	20,70	27,03	1,23
GVL-1/20/73	-	97,24	-	2,34	0,42		47,30	21,26	29,57	1,45
GVL-1/21/73	-	97,01	-	2,07	0,92		47,09	21,21	29,50	1,28
GVL-1/22/73	-	66,20	28,70	4,27	0,83		48,20	28,19	20,13	2,65
GVL-1/26/73	-	95,69	1,25	2,01	1,05		47,08	21,52	29,10	1,25

GVL-2/27/71	-	95,25	-	4,15	0,60	47,04	20,82	28,97	2,57
GVL-2/31/71	-	95,56	-	2,22	2,22	46,45	20,89	29,06	1,38
GVL-2/34/71	-	7,00	89,16	3,67	0,17	51,25	44,17	2,13	2,28
GVL-2/35/71	-	3,00	92,86	3,73	0,41	51,30	45,07	0,91	2,31
GVL-2/36/71	-	93,93	3,50	1,80	0,77	47,34	22,20	28,57	1,12
GVL-2/39/71	-	19,50	75,66	4,05	0,79	50,33	40,44	5,93	2,51
GVL-2/68/71	-	94,89	-	4,61	0,50	47,04	20,74	28,86	2,86
GVL-2/974/71	-	17,20	78,25	4,15	0,40	50,62	41,18	5,23	2,57
GVL-2/981/71	-	6,00	89,63	4,05	0,32	51,18	44,17	1,82	2,51

Tabuľka 3

## Kvantitatívne spektrochemické analýzy z Vlachova

Vzorka	Mn	Sr	Ti	Cu	Ba
GVL-2/26/71	650	41	30	7,8	3
GVL-2/27/71	1365	125	30	6,6	3
GVL-2/31/71	1320	69	30	5	3
GVL-2/34/71	955	3	30	3	3
GVL-2/35/71	850	3	-	9	3
GVL-2/36/71	550	113	30	4,8	8
GVL-2/39/71	870	89	30	3,5	3
GVL-2/68/71	1320	129	30	5,8	3
GVL-2/974/71	930	110	-	3	3
GVL-2/981/71	830	44	30	4	3

Hodnoty sú uvedené v ppm. Analyzovala Dr. J. Kubová, Geologický ústav PFUK, Bratislava.



Z výsledkov minerálneho rozboru jednoznačne vyplýva, že v jednotlivých uhličitanových šošovkách tohto úseku je v rôznom kvantitatívnom pomere zastúpený kalcit, dolomit, Fe-dolomit, ankerit a siderit (obr. 2). Prítomnosť magnezitu nebola zistená.

Väčšiu pozornosť sme venovali minerálnemu rozboru vzoriek z uhličitanových šošoviek v priestore medzi Nižnou Slanou a Volovcom. V tomto úseku sa vyskytuje niekoľko uhličitanových šošoviek, ktoré vystupujú na povrch a to buď vo forme prirodzených, alebo umelých odkryvov, alebo iba ako úlomky hornín. Dominujúcim minerálom týchto šošoviek je Fe-dolomit a dolomit. Ostatné uhličitanové minerály sa vyskytujú v oveľa menšej miere.

#### Dolomit a Fe-dolomit\*

Podstatné zastúpenie v uhličitanových šošovkách skúmaného územia má Fe-dolomit a dolomit. Rozmiestnenie týchto minerálov v rámci šošoviek je nepravidelné. Medzi oboma minerálmi sú vzájomné prechody. Dobré sa dajú rozlíšiť i makroskopicky najmä tým, že sú obyčajne hrubozrnnejšie a často od hydroxidov Fe sfarbené do hrdzavohneda. Obsah Fe v dolomitoch sa v rámci uhličitanovej šošovky podstatne mení tak v horizontálnom, ako i vertikálnom smere. J. Beňo (1961—1962) navrhuje nazývať tieto horniny zaužívaným názvom z cudzojazyčnej literatúry „braunspat“. H. Meixner (1953) udáva pre „braunspat“ kryštálochemický vzorec  $\text{Ca}^{50}(\text{Mg}^{45-32.5}\text{Fe}^{5-16.5})(\text{CO}_3)_2$ . Obsah FeO v „braunspate“ sa pohybuje v rozmedzí 3,82–12,15 mol. %.

Po chemickej stránke dolomity skúmanej oblasti medzi Nižnou Slanou a Podsúľovou najlepšie by vyhovovali „braunspatom“. Z minerálneho hľadiska však tento názor nepripadá do úvahy, pretože obsahujú magnezit.

Z vyššie uvedeného vyplýva, že podstatným minerálom, ktorý je zastúpený v uhličitanových šošovkách v pruhu od Nižnej Slanej po Podsúľovú, nie je ankerit, ako sa doteraz všeobecne predpokladalo, ale dolomit, najčastejšie so zvýšeným obsahom Fe. Okrem dolomitu je v menšej miere prítomný aj magnezit.

Na odlišenie dolomitu, prípadne Fe-dolomitu od ankeritu sme s úspechom použili optické metódy, ktorým sme venovali zvýšenú pozornosť, pretože z presne nameraných hodnôt indexov lomu a dvojlomu možno identifikovať jednotlivé uhličitanové minerály, ale čiastočne aj usudzovať na izomorfiu jednotlivých prvkov v týchto mineráloch. Meranie hodnôt indexov lomu a dvojlomu sme urobili na práškových preparátoch pomocou imerzných olejov.

Hodnoty indexov lomu v skúmaných uhličitanoch sa celkove zvyšujú so stúpajúcim obsahom Fe a Mn. Na základe nameraných hodnôt indexov lomu, v súlade s hodnotami prevzatými z literatúry (V. G. Krivovičev 1972), k dolomitom

\* Za Fe-dolomit je považovaný minerál s pomerom Mg:Fe v rozmedzí od 4:1 do 1:1 v zmysle klasifikácie CH. Palachea et al. 1951.

a Fe-dolomitom sme zaradili uhličitanové minerály, ktorých indexy lomu sa pohybujú v rozmedzí  $\omega = 1,675-1,715$ ,  $\varepsilon = 1,503-1,51$ . Hodnoty dvojlomu týchto minerálov sú v rozmedzí od 0,172 do 0,190 (tab. 4).

Tabuľka 4

Hodnoty indexov lomu a hustoty dolomitov a Fe-dolomitov		
Vzorka	Index lomu $\omega$	Hustota
NH-11/72	1,675	2,79
K-8/72	1,680	2,79
F-18/72	1,682	2,86
H <sub>z</sub> -12/72	1,685	2,81
F-16/72	1,685	2,81
Ps-5/72	1,685	2,84
H <sub>z</sub> -1/1/72	1,685	2,84
HB-9/72	1,685	2,81
V-13/72	1,685	2,81
Ps-8/72	1,685	2,83
Ps-2/72	1,685	2,82
NS-11/72	1,686	2,82
Ba-3/72	1,686	2,83
Ba-8/72	1,689	2,81
F-7/72	1,689	2,86
Ps-7/72	1,689	2,82
V-23/72	1,689	2,85
NH-6/72	1,695	2,88
Ba-16/72	1,700	2,89
H <sub>z</sub> -5/72	1,710	2,87
Mó-7/72	1,715	2,95

V tabuľke 4 sú tiež uvedené hodnoty hustoty (pyknometrické stanovenia), ktoré stúpajú so zvyšujúcou sa hodnotou indexu lomu. Niektoré zvýšené hodnoty hustoty možno vysvetliť malými prímiesami magnezitu v dolomite a naopak zníženie prímiesami kalcitu, resp. zvýšeným obsahom nerozpustného zvyšku, ktorý je tvorený hlavne kremeňom a úlomkami hornín.

Príslušnosť skúmaných hornín k dolomitom a Fe-dolomitom sa potvrdila aj inými metódami. Dolomit od ankeritu, prípadne i prechody medzi týmito minerálmi možno rozlíšiť na základe rýchlosti ich rozkladu a celkového objemu CO<sub>2</sub>, t. j. manometrickou analýzou. Uvedené hodnoty so stúpajúcim obsahom Fe v skúmaných uhličitanoch sú v obrátenom pomere, t.j. rozpustnosť smerom od dolomitov k ankeritom sa zvyšuje a naopak celkový objem CO<sub>2</sub> klesá. Rýchlosť rozkladu za podmienok, v ktorých sme pracovali, je pri ankerite až dvakrát väčšia ako pri dolomite, čo možno spoľahlivo využiť pri identifikácii oboch minerálov.

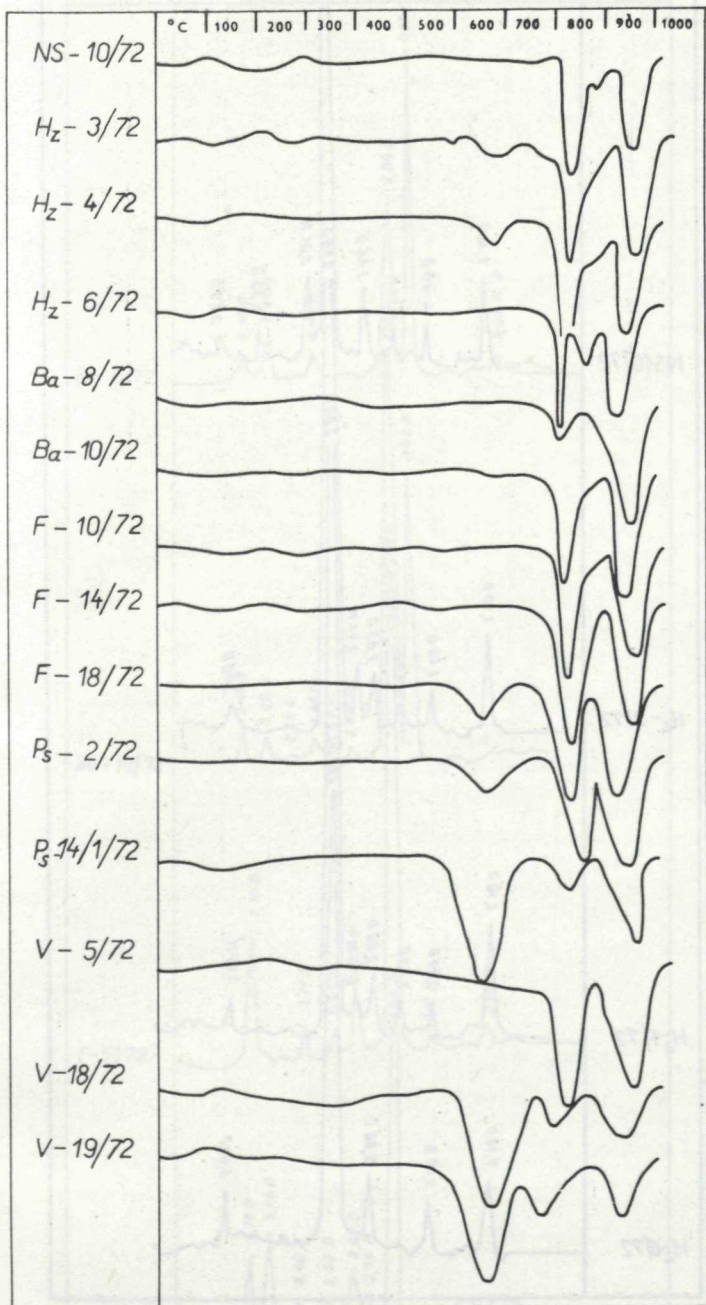
Pre vzájomné odlišenie dolomitu a ankeritu možno pomerne spoľahlivo použiť metódu DTA. DTA krivka ankeritu má tri endotermické vrcholy (dolomit iba dva), z ktorých druhý, vrcholiaci pri 820–880 °C je závislý od obsahu Fe iónov v pozícii Mg. So vzrastom obsahu Fe iónov sa vrchol reakcie prehlbuje. J. L. Kulp—P. Kent—P. F. Kerr (1951) pripisujú tento efekt vzniku tuhého roztoku  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaCO}_3$ , A. B. Makedenov —A. I. Cvetkov (1957) vzniku zlúčeniny  $2 \text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ . Pri Fe-dolomite na krivke DTA je taktiež náznak tejto reakcie, z ktorého možno predpokladať zvýšený obsah Fe (obr. 6). Podľa DTA kriviek skúmaných vzoriek možno k ankeritu zaradiť iba vzorku Hz-6/72, čo je v úplnom súlade s chemickým zložením, ako aj inými identifikačnými metódami.

Najmenej efektívna sa zdá byť röntgenografická analýza pri rozlišovaní dolomitu, Fe-dolomitu a ankeritu. Napokon je to logické, pretože ide o minerály s rovnakou základnou bunkou. Podľa F. Lippmana (1972) so stúpajúcim obsahom Fe od dolomitov k ankeritom možno na difrakčných záznamoch pozorovať posun hodnoty „d“ k vyšším hodnotám (obr. 7,8,9). Tento posun hodnôt „d“ je veľmi malý a pre krajné členy dolomit-ankerit sa pohybuje v rozmedzí 0,01—0,03 Å. Iba v jednom prípade (vzorka M6-16/72) sa prejavil posun hodnoty  $d = 2,90$ . V tomto prípade ide o silne železnatý ankerit s obsahom 53,61 % zložky  $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ . Pri ostatných vzorkách ankeritu a Fe-dolomitu sa tento posun neprejavil.

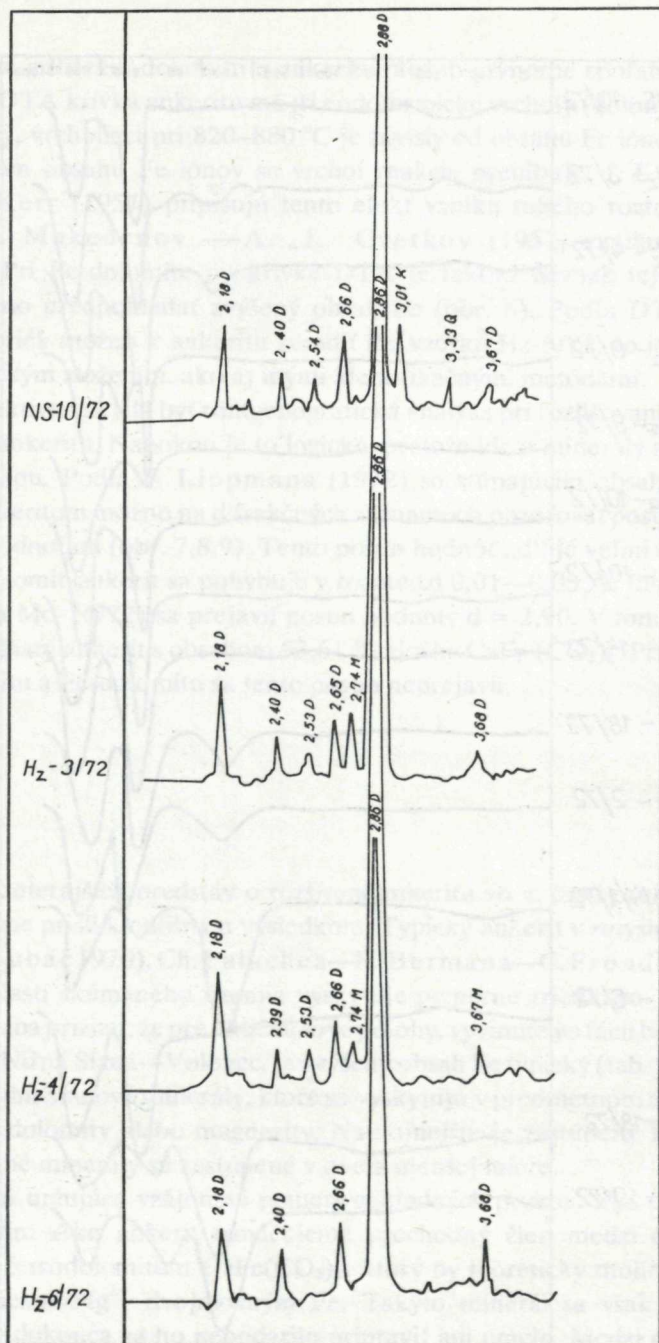
### Ankerit

Na rozdiel od doterajších predstáv o rozšírení ankeritu vo v. časti pruhu Hanková—Volovec, sme prišli k odlišným výsledkom. Typický ankerit v zmysle Danovho systému (in J. Gubač 1970), Ch. Palachea—H. Bermana—C. Frondela (1951) sa v uvedenej časti skúmaného územia vyskytuje pomerne zriedkavo. Aj keď na druhej strane treba priznať, že pre uhličitanové polohy, vyvinuté vo fácií betliarskych vrstiev v pruhu Nižná Slaná—Volovec, je zvýšený obsah Fe typický (tab. 9) rovnako ako pre všetky uhličitanové minerály, ktoré sa vyskytujú v predmetnom území, či už sú to vápence, dolomity alebo magnezity. Najhojnejšie je zastúpený Fe-dolomit a dolomit, ostatné minerály sú zastúpené v oveľa menšej miere.

Pre ankerit sú určujúce vzájomné pomery základných prvkov, a to Ca:Mg:Fe, zriedkavejšie Mn. Ako ankerit označujeme prechodný člen medzi dolomitom  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  a ferrodolomitom  $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ , ktorý by teoreticky mohol vzniknúť úplnou substitúciou  $\text{Mg}^{2+}$  dvojmocným Fe. Takýto minerál sa však v prírode nenachádza, ba dokonca sa ho nepodarilo pripraviť ani umele. Medzi dolomitom a vyššie uvedenou hypotetickou zlúčeninou je plynulý prechod. Ankerit by sa mal nachádzať uprostred. Táto hranica nie je však pevne stanovená. A. N. Winchell—H. Winchell (1953) považujú za ankerit uhličitanový minerál s obsahom

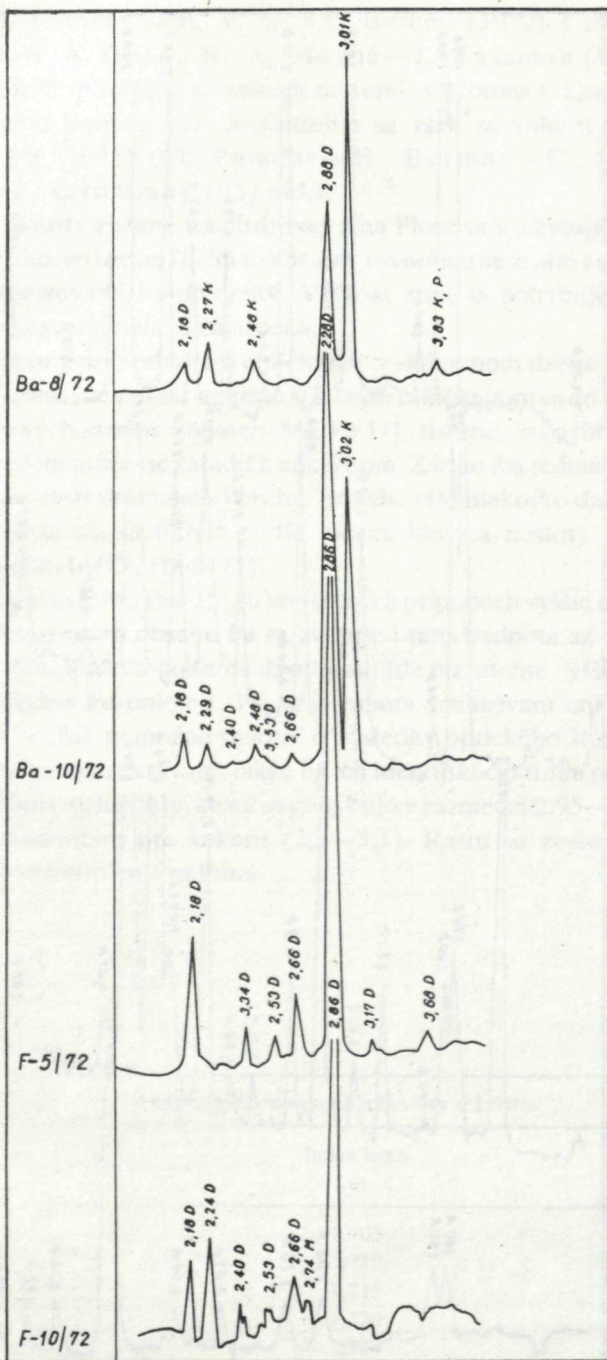


Obr. 6 DTA krivky uhličitanov z pruhu Nižná Slaná—Volovec. Podmienky stanovenia: navážka 200—300 mg, rýchlosť zahrievania 50 °C/min., registrácia teploty Pt/Pt-Rh termočlánkom, odpor 600 ohmov, citlivosť galvanometra  $10^{-3}$  ohmov, štandard-chemicky čistý  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

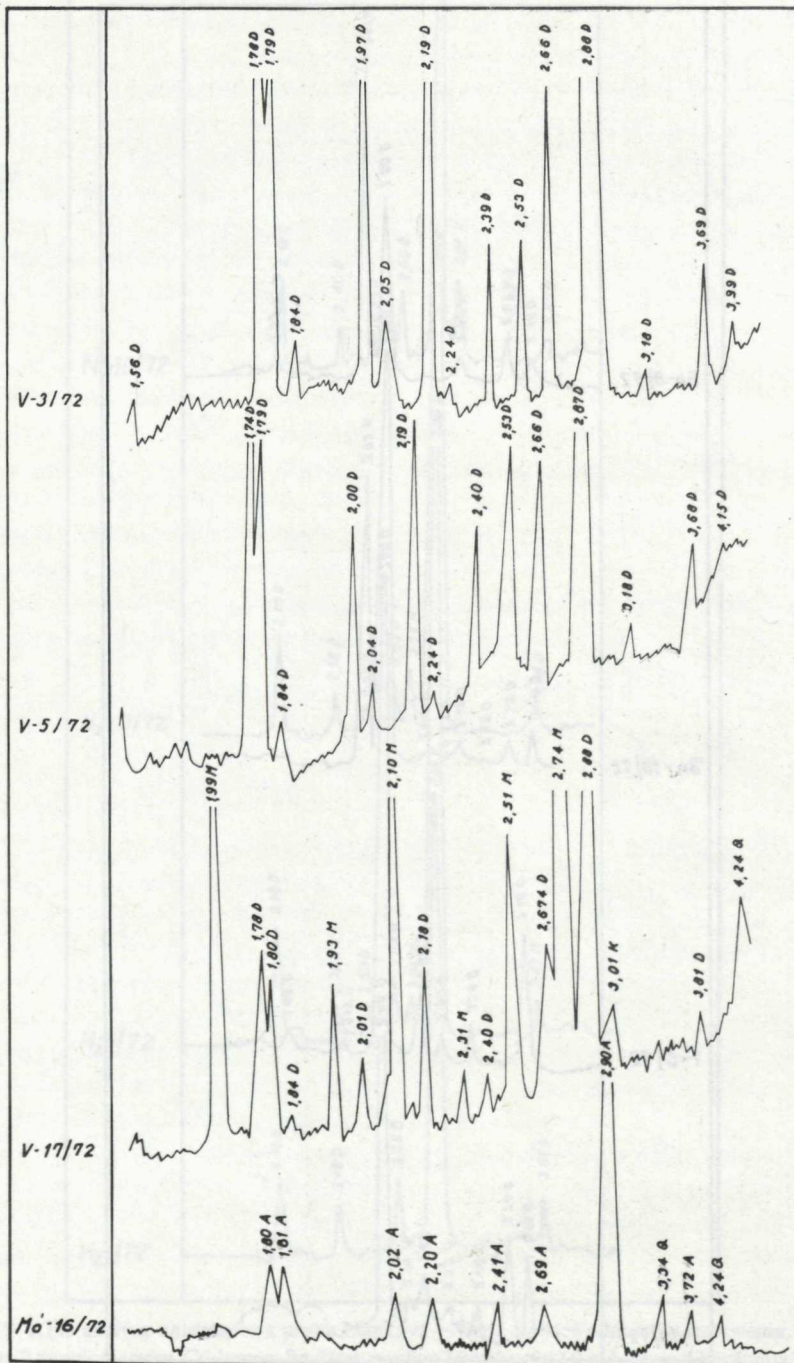


Obr. 7

Obr. 7,8,9 RTG analýzy uhličitanov z pruhu Hanková—Nižná Slaná. Podmienky stanovenia: Prístroj Mikrometa 2 s goniometrom, Co-lampa, Fe-filter, napätie 30 kV, prúd 10 mA, časová konštanta T-4,500 imp., clony 5/3.



Obr. 8



Obr. 9

45,6–70,6 % ferrodolomitu, V. G. Krivovičev (1972) s obsahom 25–75 %  $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ . W. A. Deer—R. A. Howie—J. Zussman (1966) na rozdiel od predchádzajúcich považujú za ankerit minerál, v ktorom vzájomný pomer Mg:Fe môže dosiahnuť hranicu 4:1. Najčastejšie sa však za ankerit považuje uhličitan s pomerom Mg:Fe 1:1 (Ch. Palache—H. Berman—C. Frondel 1951, Z. Trdlička—J. Litomiský 1959 atď.).

Typické ankerity zistené na Hrdzavej a na Flose sa vyskytujú v podobe veľkých blokov, prípadne vo forme žíl. Sú to horniny rovnomerne zrnité s menším zrnom, ako majú rekryštalizované Fe-dolomity. Veľkosť zrna sa pohybuje okolo 1–2 mm. Ankerity majú svetlé belavé zafarbenie.

Ak vychádzame pri hodnotení uhličitanov v skúmanom území z vyššie uvedených výsledkov, zistíme, že pomer ankeritov k iným uhličitanom sa do určitej miery mení. V prípade, že vychádzame z pomeru Mg:Fe 1:1, zistíme, že zo súboru 45 skúmaných vzoriek iba sedem môžeme zaradiť k ankeritom. Z toho iba jediná vzorka F-11/72 sa vyskytuje vo v. časti skúmaného pruhu. Pravda, ešte niekoľko ďalších vzoriek podľa chemického zloženia sa blíži a podľa indexu lomu a hustoty ich aj zaraďujeme k ankeritom (Ba-16/72, Hz-5/72).

Hodnoty indexu lomu (tab. 5) sú vo všetkých prípadoch vyššie ako 1,70. Spravidla úmerne so zvyšovaním obsahu Fe sa zvyšuje i táto hodnota až do 1,722. Úmerne tomu stúpa i hodnota  $\epsilon$  a hodnota dvojlomu. Ide o zreteľne vyššie hodnoty ako má dolomit, prípadne Fe-dolomit. Pri vzájomnom rozlišovaní ankeritu a magnezitu (breuneritu) sa však nemožno opierať o výsledky optického štúdia. Indexy lomov týchto minerálov sa prekrývajú, takže na ich identifikáciu treba použiť iné metódy.

Podobne hodnoty hustoty, ktoré sa pohybujú v rozmedzí 2,95–3,09 zodpovedajú tabulárnym hodnotám pre ankerit (2,9–3,1). Rastú so zvyšovaním obsahu Fe, a teda aj so stúpaním indexu lomu.

Tabuľka 5

Hodnoty indexov lomu a hustoty ankeritov		
Vzorka	Index lomu $\omega$	Hustota
F-11/72	1,703	2,95
HB-12/72	1,710	3,01
HB-11/72	1,715	3,02
NH-13/72	1,720	3,02
HB-2/72	1,720	3,02
K-5/72	1,722	3,09



## Vápenec

J. Beňo (1961—1962), ktorý skúmal chemické zloženie uhličitanových šošoviek v pruhu Hanková—Volovec konštatuje, že vápence vo v. časti tohto pruhu (t. j. v časti Nižná Slaná—Volovec) sa vôbec nevyskytujú. Na niektorých miestach aj vo v. časti pruhu Hanková—Volovec sa však vyskytujú horniny, ktorých podstatnú časť tvorí kalcit. Táto hornina sa na prvý pohľad líši od ostatných uhličitanových hornín. Podľa jej tmavohnedej farby bola donedávna považovaná za zvetraný siderit. Rozdielne minerálne a chemické zloženie, ako aj rozdielna hustota však tento predpoklad vyvrátili.

Úlomky týchto hornín s obsahom kalcitu sme najčastejšie nachádzali v priestoroch ložiska Bonaventúra a v. od Nižnej Slanej. S regionálnou platnosťou sa vyskytuje teda tam, kde sme nezistili prítomnosť magnezitu. Túto skutočnosť potvrdzuje aj J. Gubač (1970), ktorý zdôrazňuje, že tam kde sa vyskytuje magnezit, chýba kalcit a naopak. Neplatí to však všeobecne, pretože kalcitové žilky sa bežne vyskytujú v magnezitoch. Primárne vápence sa však nikdy nenachádzajú v priamom styku s magnezitmi, čo J. Gubač (1970) vysvetľuje skôr ako následok faciálnych zmien a nie ako následok metasomatických pochodov.

V uvedenom prípade ide o horniny pochádzajúce zo železného klobúka, ktorý je najmä na kýzovom ložisku Bonaventúra intenzívne vyvinutý. Krátko bol využívaný aj na ťažbu, ale pre malé zásoby a najmä pre nízku kovnosť suroviny sa s ťažbou prestalo. Z výsledkov niekoľkých analýz vidieť, že obsah Fe v uhličitanovej hornine, pochádzajúcej zo železného klobúka, nepresahuje 10 % (tab. 9).

Stanovené indexy lomu zodpovedajú tabulárnym hodnotám pre kalcit, hustota je následkom obsahov dolomitu v niektorých prípadoch vyššia. Pyknometrický spôsob stanovenie sa ukázal dosť nevhodný, nakoľko ide o silne zokrované horniny (tab. 6).

Tabuľka 6

Hodnoty indexov lomu a hustoty kalcitov		
Vzorka	Index lomu	Hustota
K—4/72	1,652	2,67
NS—4/1/72	1,652	2,69
HB—7/72	1,652	2,75
Ba—9/72	1,653	2,70
Mó—14/72	1,658	2,74

## Magnezit (breunerit)

Magnezit (breunerit) je v rámci uhličitanových šošoviek v skúmanom území zastúpený nepravidelne. Tvorí nepravidelné zhluky v zrnitom dolomite, od ktorého sa prakticky nedá makroskopicky rozlíšiť a často iba na základe hrzdavých škvŕn môžeme predpokladať jeho prítomnosť.

Iba v jednom prípade sme zistili výskyt magnezitu (breuneritu) — vo forme úlomkov v brekciách (tab. I obr. 2). V tejto forme sa však magnezit vyskytuje veľmi zriedkavo. Nám sa podarilo nájsť jeden väčší blok v blízkosti lomu v Podsúľovej. Brekcia sa skladá z veľkého množstva dolomitových úlomkov, ktoré sú čiastočne opracované (ich zaoblený tvar možno vidieť aj z fotografie na tab. 1, obr. 2). Magnezit (breunerit) v brekcii je vo forme väčších úlomkov, z ktorých jeden dosahuje cca 10×5 cm. Zaujímavý je spoločný výskyt magnezitu (breuneritu) a jemnozrnného dolomitu, ktoré sme v skúmanom území nepozorovali, pretože vždy sa vyskytoval v asociácii so zrnitým, často až hrubozrnným dolomitom so zvýšeným obsahom Fe.

Jeho určitá odlišnosť spočíva v tom, že v pôvodnej hornine obsahuje vysoké percento  $MgFe(CO_3)_2$  — až okolo 50 %. Vysoká je aj hodnota indexu lomu  $\omega = 1,738-1,740$ , ktorá je po siderite zo skúmaných uhličitanov najvyššia.

Táto skutočnosť, ako aj to, že opisovaný magnezit (breunerit) sa do určitej miery líši od magnezitu v lome Podsúľová, nás núti uvažovať o brekcii s intraformačným a nie tektonickým charakterom.

Výskyty magnezitu (breuneritu) v rámci pruhu Nižná Slaná—Volovec sú znázornené na obr. 1. Je možné, že pri detailnejšom štúdiu sa v budúcnosti zistia výskyty magnezitu aj na iných lokalitách, ale je takmer vylúčené, aby sa našli v z. časti pruhu Hanková—Volovec, kde je typicky vyvinutá ankerit-sideritová asociácia.

Kvalitatívne ako aj kvantitatívne zastúpenie magnezitu (breuneritu) na lokalitách Hrdzavá, Flos, Podsúľová a Volovec sme robili predovšetkým na základe manometrických analýz, ktoré sme kontrolovali a dopĺňali röntgenograficky, diferenciálnou termickou analýzou, optickými metódami a chemickými analýzami (tab. 9, obr. 6—9). Dobré sa osvedčili aj farbiace skúšky.

Frekvenciu zastúpenia magnezitu v jednotlivých analyzovaných vzorkách, ako aj ich kvantitatívne pomery vidieť z tab. 9. Obsahy magnezitu sú pomerne malé, v priemere sa pohybujú okolo 5—7 %, výnimočne dosahujú 40—70 %. Pomerne nízky obsah magnezitu v uhličitanových šošovkách bol hlavnou príčinou toho, že magnezit dlho nebolo možné určiť pomocou chemických analýz.

Zaujímavé výsledky sme dosiahli pri mikroskopickom štúdiu výbrusového materiálu. Zistili sme, že magnezit je prítomný v uhličitanových horninách najčastejšie v podobe jednotlivých zŕn alebo ich zhlukov. Magnezitové zrná sa dajú veľmi dobre farebne odlíšiť od okolitého prostredia pomocou farbiacich skúšok. Najlepšie sa nám osvedčili farbiace skúšky s alizarín-sulfonátom sódnym v alkalickom prostredí (L.

Vančová 1970). Zistili sme, že magnezit patrí medzi najstaršie uhličitanové minerály a je intenzívne zatláčaný dolomitom, prípadne Fe-dolomitom. V mnohých prípadoch pozorovať iba pseudomorfézy po magnezite (breunerite), čo sa na mieste pôvodného minerálu prejavuje zvýšeným obsahom kyslíčnikov a hydroxidov Fe (tab. I, obr. 3).

Predpokladáme, že pôvodne v uhličitanových šošovkách bol magnezit (breunerit) zastúpený v oveľa väčšom množstve, ktoré bolo nevhodným prostredím pre jeho ďalšie uchovanie. Zistili sme, že jeho zatlačanie dolomitom prebiehalo vo viacerých etapách. Okrem staršej fázy zatlačania, ktorá je najintenzívnejšia a prebehla regionálne, uplatnila sa aj mladšia fáza s výrazne epigenetickým charakterom. Ide o dolomitové žilky, ktoré sa vyvinuli na puklinách alebo popri štiepných plochách.

Magnezity zistené v uhličitanových šošovkách v betliarskych vrstvách majú zvýšený obsah Fe, takže by sme vlastne mali hovoriť o breuneritoch. Zatiaľ nemáme k dispozícii dostatočné množstvo exaktných údajov, aby sme sa mohli zodpovedne vyjadriť k tomuto problému. Podľa skúseností pri štúdiu magnezitových ložísk vyvinutých v ochtinsko-podrečanskej fácií vrchného karbónu vieme, že breunerit netvorí samostatné polohy, ba dokonca v mnohých prípadoch ani jednotlivé zrná v magnezite, ale iba akési odmiešaniiny pevných roztokov v niektorých magnezitových zrnách (tab. II, obr. 1,2).

Hodnoty indexov lomu magnezitových zŕn z uhličitanových šošoviek vyvinutých v betliarskych vrstvách pruhu Nižná Slaná—Volovec, vo väčšine prípadov zodpovedajú breuneritom alebo sa nachádzajú na rozhraní magnezit-breunerit. Výnimku sme zaznamenali iba v jednom prípade a to pri vzorke PS-14/1/72, kde index lomu bol na magnezit príliš vysoký. V uvedenej vzorke početné zrná dosahujú hodnotu indexu lomu  $\omega$  až 1,740, čo by podľa Winchellovej klasifikácie zodpovedalo breuneritu až mezitínu (tab. 7).

Magnezit sa vyskytuje v uhličitanových šošovkách vždy iba v asociácii so zrnitým, niekedy až hrubozrnným dolomitom. V žiadnom prípade sme nezaznamenali prítomnosť magnezitu v šedých jemnozrnných dolomitoch, ktoré majú relatívne nízky obsah Fe.

Tabuľka 7

Hodnoty indexov lomu a hustoty magnezitov		
Vzorka	Index lomu $\omega$	Hustota
V-18/72	1,712	2,87
V-17/72	1,713	2,89
V-19/72	1,716	2,99
Ps-14/1/72	1,740	2,99

## Geochemická charakteristika uhličitanových hornín pruhu Hanková—Volovec

V chemickom zložení uhličitanových hornín pruhu Hanková—Volovec sa uplatňujú rovnaké prvky ako v chemickom zložení uhličitanov vlahovskej oblasti. Podstatný rozdiel je však v kvantitatívnom zastúpení, hlavne Fe a Mn, čo napokon vyplýva z rozdielneho minerálneho zloženia týchto uhličitanov (obr. 2, tab. 8, 9).

Z praktického hľadiska a hlavne pre nedostatočný počet vzoriek z jednotlivých lokalít sme rozdelili vzorky do dvoch nerovnomerných súborov:

1. horniny z oblasti Hanková—Nižná Slaná (32 vzoriek, tab. 8).
2. horniny z oblasti Nižná Slaná—Volovec (112 vzoriek, tab. 9).

Histogramy týchto súborov sú zložitejšie, nakoľko je v nich zastúpená širšia škála uhličitanových minerálov (kalcit, dolomit, Fe-dolomit, ankerit, magnezit, siderit) ako v oblasti Vlachova.

Histogram MgO súboru vzoriek Hanková—Nižná Slaná poukazuje na dve maximá, z ktorých prvé súvisí zrejme s výskytom sideritu v tejto oblasti. Druhá časť histogramu MgO zo vzoriek z oblasti Hanková—Nižná Slaná je analogická s histogramom MgO zo vzoriek z oblasti nadväzujúcej (Nižná Slaná—Volovec). Väčšinu hornín v oboch oblastiach tvorí dolomit a Fe-dolomit. Obsah MgO kolíše v širokom rozmedzí od stopových množstiev v čistých vápencoch a veľmi nízkym obsahom v siderite až po 20,50 % v dolomite. V oboch prípadoch nízke obsahu Mg (vo vápenci, resp. siderite) možno vysvetliť izomorfiou  $Mg^{2+}$ , ktorá v prvom prípade nahradzuje Ca, v druhom Fe. V najvýchodnejšej časti pruhu Nižná Slaná—Volovec stúpa obsah MgO až na 35,11 %.

Na analogické pomery poukazujú aj histogramy CaO (obr. 10 A, 11 A). Rovnako obsah CaO kolíše od stopových množstiev v sideritoch až po 55 % v čistých vápencoch.

Obsah Fe kolíše v širokom rozmedzí a oba súbory vzoriek sa vzájomne značne líšia. Kým v západnej časti pruhu (Hanková—Nižná Slaná) dosahuje obsah FeO až 58,5 % (priemerný obsah 14,33 % FeO), vo východnej časti (Nižná Slaná—Volovec) priemerný obsah FeO klesá na 6,13 %. V každom prípade však tieto obsahy sú 3 až 5-násobkom obsahov Fe na magnezitových ložiskách.

Podobne tieto súbory hornín sa značne líšia obsahom mangánu, ktorý dosahuje v západnej časti pruhu priemerne 9345 ppm, kým vo v. časti pruhu priemerný obsah mangánu klesá na 3300 ppm.

Zatiaľ čo súbory hornín sa značne líšia obsahom Fe a Mn, obsah Sr je pomerne stály a pohybuje sa od 50 po 300 ppm (tab. 10).

Obsahy Sr prudko klesajú až v najvýchodnejšej časti pruhu na lokalitách Podsúfova a Volovec, kde je v najväčšom množstve zastúpený magnezit.

Ďalšie stopové prvky (Ti, Cu, Ba) sa vyskytujú iba vo veľmi malých množstvách a len v ojedinelých prípadoch dosahujú vyššie hodnoty. Sú viazané zrejme na heterogénne zložky v uhličitanových mineráloch.

Tabuľka 8

Manometrické a chemické analýzy uhličitanov z časti pruhu Hanková – Nižná Slaná												
Vzorka	% CaCO <sub>3</sub>	% CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	% MgCO <sub>3</sub>	% FeCO <sub>3</sub>	% NZ	% NP	% CO <sub>2</sub>	% MgO	% CaO	% FeO	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% MnO
Hanková — Brdárka												
HB-2/72	–	73,59	–	25,58	0,72	0,83	44,84	16,09	22,38	15,86	0,11	
+HB-2/72					0,71		41,16	5,11	34,47	12,33	0,11	1,48
HB-5/72	–	80,85	–	14,00	5,15		43,91	17,67	24,59	8,68		
HB-7/72	97,87	1,82	–	0,21	0,10		43,98	0,40	55,39	0,13		
HB-9/72	–	93,23	–	5,70	1,07		46,67	20,38	28,35	3,53		
HB-10/72	–	93,75	–	5,79	0,22	0,46	46,95	20,49	28,51	3,59	0,24	
+HB-10/72					0,36		45,44	19,16	30,08	3,59	0,24	0,52
HB-11/72	–	70,28	–	25,52	4,20		43,24	15,36	21,38	15,82		
HB-12/72	–	77,48	–	22,20	0,32		45,41	16,94	23,56	13,77		
HB-14/72	–	78,01	–	19,75	1,47	2,24	44,73	17,05	23,73	12,25	0,77	
+HB-14/72					0,29		42,40	12,26	28,29	12,25	0,77	1,62
HB-17/72	–	81,88	–	17,12	1,00		45,58	17,90	24,90	10,62		
Kobeliarovo												
K-4/72	98,42	–	–	1,53	0,05		43,86	–	55,14	0,95		
K-5/72	–	69,83	–	26,97	3,20		43,58	15,25	21,25	16,72		
K-8/72	4,02	90,00	–	5,93	0,05		46,98	19,67	29,62	3,68		
Manó												
M6-2/72	–	–	2,39	94,24	3,37		37,05	1,14	–	58,44		

Pokračovanie tabuľky 8

Vzorka	% CaCO <sub>3</sub>	% CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	% Mg CO <sub>3</sub>	% FeCO <sub>3</sub>	% NZ	% NP	% CO <sub>2</sub>	% MgO	% CaO	% FeO	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% MnO
Mó-3/72	-	-	4,99	93,54	1,47		38,14	2,39	-	58,00		
Mó-5/72	60,57	14,04	-	14,47	10,92		38,83	3,07	38,21	8,97		
Mó-7/72	-	78,07	-	18,26	3,67		44,20	17,07	23,74	11,32		
Mó-10/72	75,00	6,59	-	11,14	7,27		40,36	1,44	44,02	6,91		
Mó-12/72	65,30	9,24	-	12,21	13,25		37,76	2,02	39,40	7,57		
Mó-14/72	77,90	13,27	-	5,63	3,20		42,72	2,90	47,69	3,49		
Mó-16/72	-	56,62	-	35,13	8,25		40,37	12,38	17,22	21,48		
Mó-20/72	-	56,08	-	36,25	7,67		40,54	12,26	17,05	22,48		
Mó-21/72	-	61,03	-	32,15	6,82		41,34	13,34	18,56	19,94		
Mó-25/72	-	57,10	-	29,70	13,20		38,54	12,48	17,36	18,42		
Mó-27/72	-	-	8,75	83,07	8,18		36,13	4,18	-	51,51		
Mó-28/72	-	65,34	-	25,16	9,50		40,75	14,28	19,87	15,60		
Nad Hámrom												
NH-2/72	-	86,24	-	9,34	4,42		44,71	18,85	26,23	5,79		
NH-3/72	-	87,30	-	12,38	0,32		46,37	19,08	26,55	7,68		
NH-5/72	-	90,43	-	7,82	1,75		46,13	19,77	27,50	4,85		
NH-6/72	-	86,11	-	13,69	0,20		46,30	18,82	26,19	8,49		
NH-7/72	-	88,54	-	10,06	1,40		46,08	19,35	26,93	6,24		
NH-11/72	-	93,76	-	1,02	1,42		46,81	20,50	30,64	0,63		
NH-13/72	-	71,03	-	24,77	4,20		43,31	15,53	21,60	15,36		

## Manometrické a chemické analýzy z časti pruhu Nižná Slaná—Volovec

Vzorka	% CaCO <sub>3</sub>	% CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	% MgCO <sub>3</sub>	% FeCO <sub>3</sub>	% NZ	% NP	% CO <sub>2</sub>	% MgO	% CaO	% FeO	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% MnO
Nižná Slaná												
NS-1/72	-	92,73	-	6,47	0,80		46,72	20,27	28,20	4,01		
NS-2/1/70	-	94,44	-	5,31	0,25		47,10	20,64	28,72	3,29		
NS-2/2/70	7,58	80,36	-	4,50	4,69	7,56	43,39	17,57	28,69	2,79		
+NS-2/2/70			-		3,38		43,54	14,67	31,86	2,79	2,87	0,34
NS-3/1/70	-	90,73	-	5,52	3,75		45,41	19,83	27,59	3,42		
NS-3/2/70	-	90,83	-	8,82	0,35		46,70	19,86	27,62	5,47		
NS-3/3/70	-	88,90	-	8,55	2,55		45,68	19,43	27,04	5,30		
NS-2/3/70	-	94,94	-	4,96	0,10		47,20	20,75	28,87	3,08		
NS-2/2/71	-	91,87	-	7,26	0,87		46,61	20,08	27,94	4,50		
NS-1/72	-	95,25	-	3,53	1,22		46,80	20,82	28,97	2,19		
NS-2/72	-	90,65	-	7,43	1,92		46,09	19,82	27,57	4,60		
NS-3/72	-	91,47	-	7,68	0,85		46,58	19,99	27,82	4,76		
NS-4/72	3,27	83,94	-	7,34	5,45		44,29	18,35	27,36	4,55		
NS-4/1/72	60,05	13,19	-	5,59	21,17		34,83	2,87	37,66	3,47		
NS-4/2/72	-	85,57	-	9,58	4,85		44,48	18,71	26,02	5,94		
NS-5/72	-	91,56	-	7,20	0,60	1,24	46,43	20,01	27,86	4,46		
+NS-5/72	-		-		0,43		44,90	18,39	29,82	4,46	0,64	0,72
NS-6/72	-	91,81	-	7,34	0,85		46,61	20,07	27,92	4,55		
NS-8/72	70,40	5,71	-	8,94	14,95		36,88	1,25	41,38	5,54		
NS-9/72	-	93,20	-	5,95	0,85		46,74	20,37	28,35	3,69		
NS-10/72	3,76	84,08	-	7,94	2,42	4,22	44,77	18,37	27,67	4,97		
+NS-10/72			-		2,48		43,66	16,11	29,04	4,97	1,80	0,58

Vzorka	% CaCO <sub>3</sub>	% CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	% MgCO <sub>3</sub>	% FeCO <sub>3</sub>	% NZ	% NP	% CO <sub>2</sub>	% MgO	% CaO	% FeO	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% MnO
NS-11/72	5,24	78,21	-	12,70	3,85		44,45	17,10	26,72	7,88		
NS-13/72	-	90,83	-	8,30	0,87		46,39	19,85	27,63	4,96	0,30	
+NS-13/72					0,43		44,98	19,16	29,52	4,96	0,30	
NS-14/72	67,16	23,83	-	3,84	5,17		42,36	5,21	44,88	2,38		
NS-15/72	50,80	32,35	-	2,10	14,75		38,58	7,07	38,30	1,30		
NS-17/72	33,61	61,29	-	0,60	4,50		44,26	13,40	37,47	0,37		
NS-18/72	7,20	84,14	-	1,80	6,46	6,86	44,01	18,39	29,62	1,12	0,40	
+NS-18/72					2,92		45,07	17,03	33,05	1,10	0,40	
Hrdzavá												
Hz-1/72	-	88,77	-	10,93	0,30		46,52	19,40	27,00	6,78	0,30	
+Hz-1/72					0,60		44,20	16,88	29,63	6,78	0,42	0,48
Hz-1/1/72	-	88,95	4,55	5,95	0,55		47,09	21,62	27,05	3,69		
Hz-2/72	-	91,97	-	7,78	0,25		46,86	20,10	27,97	4,82		
Hz-3/72	-	84,98	3,30	7,82	1,72		45,25	20,16	25,84	4,85	2,18	
+Hz-3/72					0,28		44,96	18,85	27,45	4,80	2,18	0,39
Hz-3/1/72	-	85,34	-	7,13	3,20	7,53	43,44	18,65	25,95	4,42	5,33	
+Hz-3/1/72					0,26		42,50	17,90	26,27	4,42	5,33	0,53
Hz-4/72	-	80,09	6,57	11,70	0,35		46,10	20,65	24,36	7,25	1,29	
+Hz-4/72	-				0,16		45,20	19,28	25,74	7,25	1,29	0,48
Hz-5/72	-	77,41	-	19,17	3,42		44,23	16,92	23,54	11,89		
Hz-6/72	-	75,62	-	22,26	2,12		44,54	16,53	23,00	13,80	0,90	
+Hz-6/72				8,03	1,80		42,34	11,19	28,23	13,80	0,90	0,94
Hz-12/72	-	91,87	-		0,10		46,90	20,08	27,94	4,98		



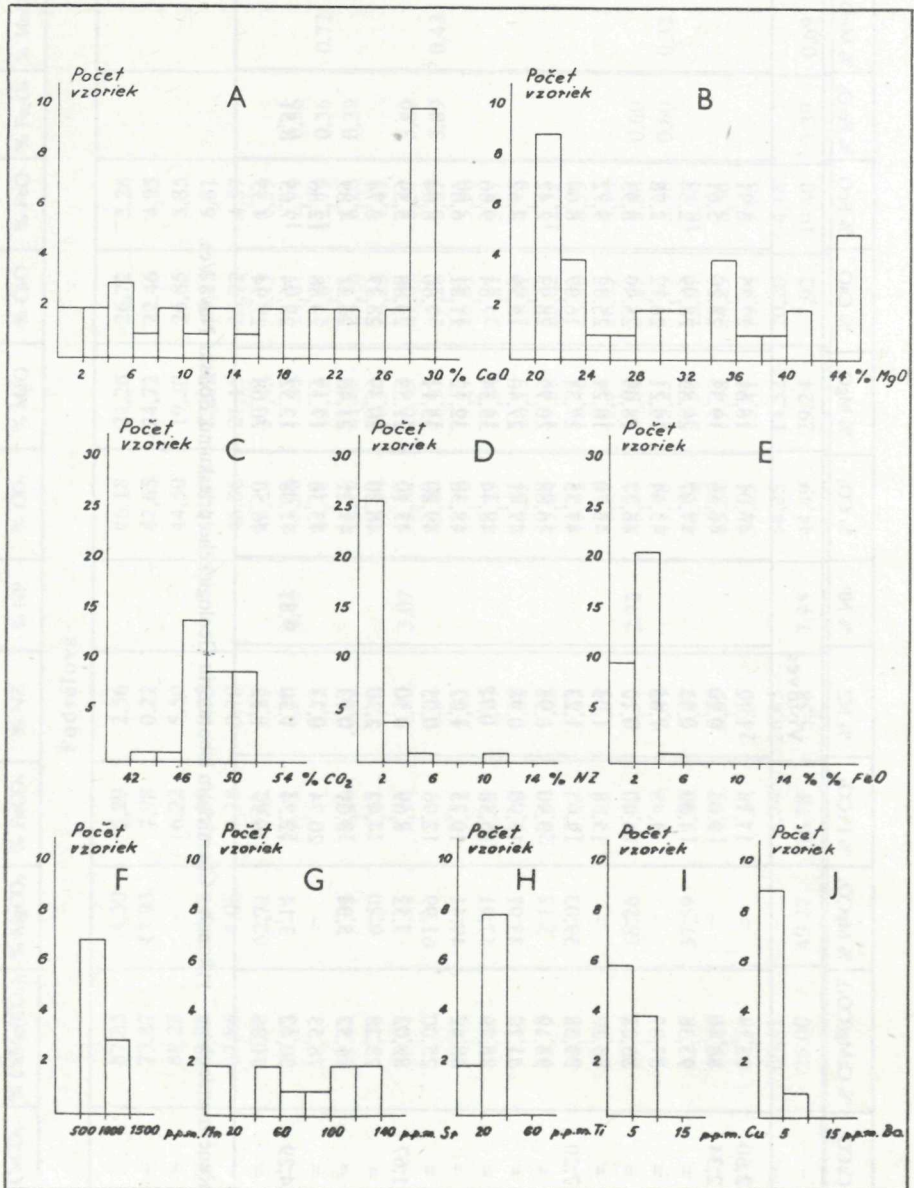
Vzorka	% CaCO <sub>3</sub>	% CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	% MgCO <sub>3</sub>	% FeCO <sub>3</sub>	% NZ	% NP	% CO <sub>2</sub>	% MgO	% CaO	% FeO	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% MnO
Bonaventúra												
Ba-1/72	-	88,84	-	11,14	0,02		46,63	19,42	27,02	6,91		
Ba-2/72	-	89,16	-	10,74	0,10		46,64	19,49	27,11	6,66		
Ba-3/72	-	86,84	-	12,96	0,20		46,37	18,98	26,41	8,04		
Ba-4/72	-	93,99	-	4,75	0,20	1,26	46,66	20,54	28,60	2,94	0,06	
+Ba-4/72					0,55		45,64	19,59	30,32	2,29	0,06	0,25
Ba-6/72	-	92,93	-	6,47	0,60		46,82	20,31	28,26	4,01		
Ba-7/72	-	94,54	-	5,31	0,15		47,14	20,67	28,75	3,29		
Ba-8/72	52,29	32,14	-	0,33	9,45	15,24	38,46	7,63	39,07	0,20	8,28	
+Ba-8/72					0,29		41,72	6,32	41,83	0,16	8,28	0,48
Ba-9/72	61,81	16,09	-	13,73	4,37	8,32	41,78	3,51	41,78	8,49		
Ba-10/72	36,33	56,74	-	9,58	2,35	4,00	44,17	12,40	37,61	1,82	3,77	
+Ba-10/72				7,65	1,20		43,40	11,25	38,02	1,82	3,77	0,40
Ba-11/72	-	84,92	-	6,99	1,72		45,62	18,56	25,82	8,28		
Ba-12/72	-	88,85	-	12,69	1,57		46,05	19,42	27,02	5,94		
Ba-13/72	-	91,31	-	14,00	1,04		46,09	19,96	27,77	4,74		
Ba-14/72	-	92,06	-	10,89	0,95		46,60	20,12	28,00	4,33		
Ba-15/72	-	85,81	-	8,03	1,50		45,78	18,76	26,09	7,87		
Ba-16/72	-	82,15	-	11,41	3,85		44,53	17,96	24,98	8,68		
Ba-17/72	-	87,44	-		1,67		45,88	19,11	26,59	6,75		
Ba-19/72	-	90,57	-		1,40		46,28	19,80	27,54	4,98		
Ba-20/72	-	86,97	-		1,62		45,84	19,01	26,45	7,08		

Vzorka	% CaCO <sub>3</sub>	% CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	% MgCO <sub>3</sub>	% FeCO <sub>3</sub>	% NZ	% NP	% CO <sub>2</sub>	% MgO	% CaO	% FeO	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% MnO
Flos												
F-1/72	-	92,97	-	5,74	0,62	1,29	46,55	20,32	28,28	3,56	0,96	
+F-1/72					0,59		45,20	17,95	31,20	3,56	0,96	0,34
F-2/72	-	90,73	-	8,82	0,45		46,66	19,83	27,59	5,47		
F-3/72	-	85,38	-	17,05	0,57		46,10	18,66	25,96	8,71		
F-4/72	4,80	56,66	-	27,49	11,05		39,59	12,39	19,92	17,05		
F-5/72	-	89,54	1,10	8,42	0,45	0,94	46,51	20,10	27,23	5,22	0,70	
+F-5/72					0,09		44,84	18,67	29,37	5,22	0,70	0,41
F-6/72	-	72,05	-	25,27	2,68		43,99	15,75	21,91	15,67		
F-7/72	-	94,80	-	4,98	0,22		47,14	20,72	28,83	3,09		
F-8/72	-	89,51	-	9,92	0,57		46,49	19,57	27,22	6,15		
F-9/72	-	84,97	-	13,78	1,25		45,80	18,57	25,84	8,54		
F-10/72	-	91,09	-	6,57	0,42	2,34	45,98	19,91	27,70	4,07	2,74	
+F-10/72					0,43		45,00	18,94	27,88	4,07	2,74	0,42
F-11/72	-	76,32	-	22,46	1,22		44,96	16,68	23,21	13,93		
F-12/72	-	90,34	-	9,38	0,20	0,28	46,68	19,75	27,47	5,82		
F-13/1/72	63,50	27,17	-	9,33	0,00		44,43	5,94	43,85	5,78		
F-13/2/72	50,80	17,74	-	11,36	20,10		35,13	3,88	33,85	7,04		
F-14/72	-	92,53	-	6,80	0,67		46,74	20,23	28,14	4,22	0,10	
+F-14/72					0,32		46,32	18,33	30,12	4,22	0,10	0,53
F-15/72	-	85,26	-	13,29	1,45		45,74	18,64	25,93	8,24		
F-16/72	-	92,12	-	6,76	1,12		46,54	20,14	28,01	4,19		
F-17/72	-	89,11	-	10,89	0,00		46,67	19,48	27,10	6,75		
F-18/72	-	85,57	4,96	6,14	0,99	3,33	45,76	21,07	26,03	3,81	3,35	
+F-18/72				0,24			45,52	19,57	27,84	2,96	2,34	0,42
F-19/72	-	90,06	-	8,14	1,80		46,08	19,68	27,39	5,05		

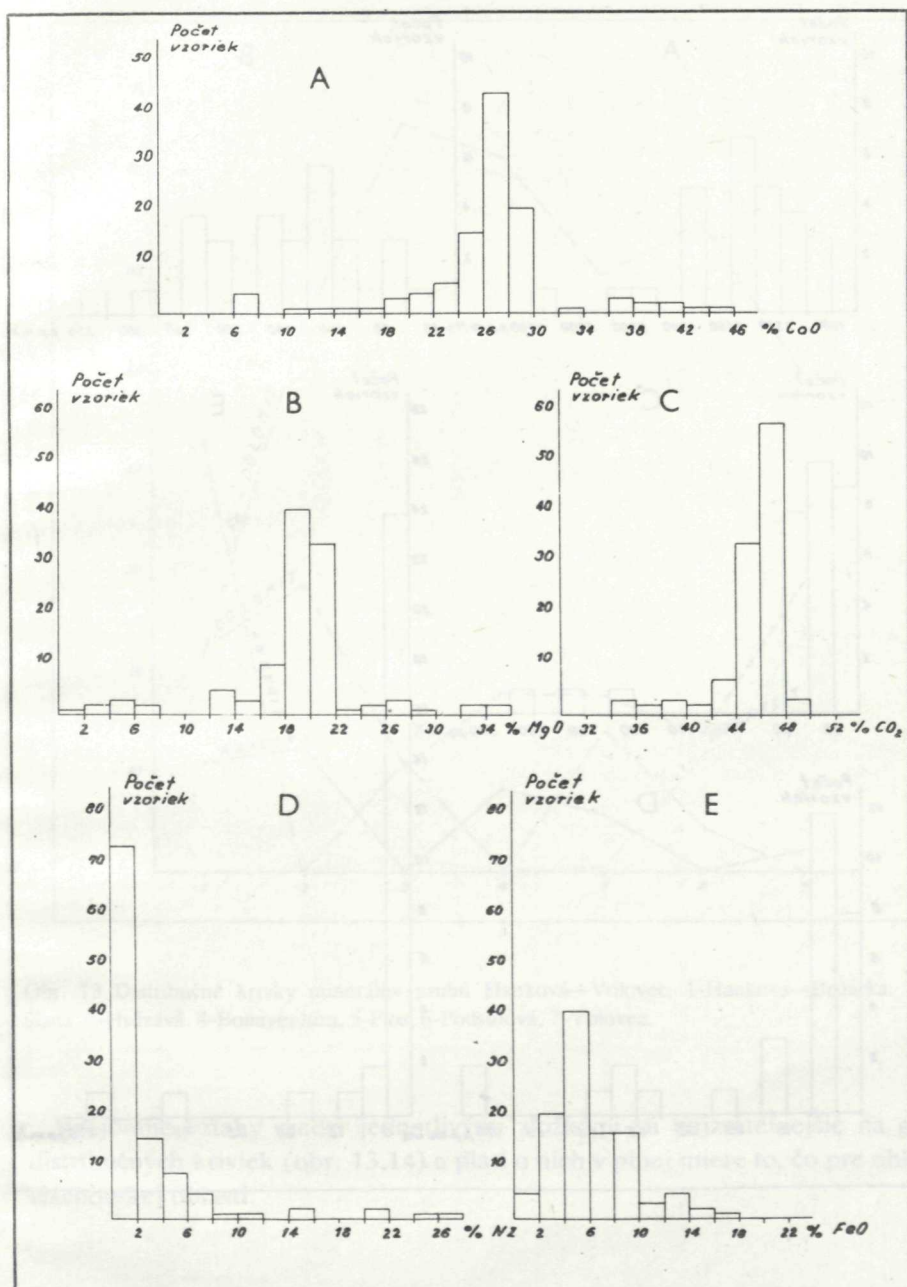
Vzorka	% CaCO <sub>3</sub>	% CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	% MgCO <sub>3</sub>	% FeCO <sub>3</sub>	% NZ	% NP	% CO <sub>2</sub>	% MgO	% CaO	% FeO	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% MnO
Podsúľová												
Ps-1/70	-	87,85	4,30	5,29	2,56		46,18	21,26	26,72	3,28		
Ps-2/70	-	73,87	17,93	7,98	0,22		47,65	24,72	22,46	4,95		
Ps-3/70	-	88,28	-	6,22	5,50		44,50	19,30	26,85	3,85		
Ps-4/70	-	63,31	19,35	10,99	6,35		44,50	23,09	19,25	6,81		
Ps-1/6/70	-	87,86	4,06	7,38	0,70		46,86	21,15	26,72	4,57		
Ps-1/15/71	-	20,30	62,71	10,62	6,37		46,44	34,43	6,17	6,59		
Ps-1/17/71	-	78,93	-	20,62	0,20	0,45	45,50	17,25	24,01	12,79	0,36	
+Ps-1/17/71	-				0,75		44,48	12,75	27,85	12,79	0,36	0,72
Ps-1/72	-	81,43	8,03	10,10	0,05		46,90	21,64	24,76	6,26	0,39	
Ps-2/72	-	79,73	6,50	12,07	1,70		46,04	20,54	24,25	7,47		
Ps-3/72	-	89,02	2,15	5,76	0,00	3,07	45,80	20,49	27,07	3,57	3,89	
+Ps-3/72	-				0,24		45,06	18,97	27,28	3,57	3,89	0,43
Ps-4/72	-	88,16	-	9,52	2,32		45,70	19,27	26,81	5,90		
Ps-5/72	-	89,47	-	9,46	1,07		46,29	19,56	27,21	5,87		
Ps-6/72	-	92,10	-	7,08	0,82		46,65	20,13	28,01	4,39		
Ps-7/72	-	75,70	2,15	20,50	1,65		45,04	17,58	23,02	12,71		
Ps-8/72	-	84,52	-	13,86	1,62		45,61	18,48	25,70	8,59		
Ps-9/72	-	88,70	-	7,65	3,65		45,25	19,39	26,97	4,74		
Ps-10/72	-	70,02	18,26	9,00	2,30	2,72	46,37	24,04	21,29	5,58	0,60	
+Ps-10/72	-				2,61		44,78	23,23	22,19	5,58	0,60	0,32
Ps-11/72	-	42,98	37,59	17,36	2,07		46,72	27,38	13,07	10,76		
Ps-12/72	-	79,87	-	13,48	6,65		43,24	17,46	24,29	8,36		
Ps-13/72	-	61,36	-	14,64	24,00		34,85	13,41	18,66	9,08		
Ps-14/72	-	66,41	-	6,74	26,85		34,25	14,52	20,20	4,18		
Ps-14/1/72	-	26,00	49,27	16,78	5,58	7,95	44,49	29,24	7,92	10,40	3,39	0,69

Vzorka	% CaCO <sub>3</sub>	% CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	% MgCO <sub>3</sub>	% FeCO <sub>3</sub>	% NZ	% NP	% CO <sub>2</sub>	% MgO	% CaO	% FeO	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% MnO
Volovec												
V-1/72	2,60	85,14	-	11,14	1,12		46,01	18,61	27,35	6,91		
V-2/72	2,34	88,40	-	9,06	0,20		46,66	19,33	28,20	5,61		
V-3/72	-	95,36	-	4,09	0,55		47,07	20,85	28,99	2,54		
V-4/72	-	87,87	-	4,48	7,65		43,64	19,21	26,72	2,78		
V-5/72	-	85,48	-	14,40	0,12		46,27	18,69	25,99	8,93		
V-8/72	-	83,27	-	15,68	1,05		45,70	18,21	25,32	9,72		
V-9/72	7,20	39,58	39,03	12,96	1,23		47,35	27,31	16,07	8,04		
V-13/72	-	95,12	-	3,90	0,98		46,88	20,79	28,93	2,42		
V-16/72	-	51,27	33,97	13,90	0,98		47,41	27,40	15,59	8,62		
V-17/72	-	25,79	57,91	15,58	0,72		48,44	33,34	7,84	9,66		
V-18/72	-	38,82	49,41	10,75	1,02		48,38	32,12	11,81	6,67		
V-19/72	-	25,00	61,99	12,96	0,05		49,20	35,11	7,60	8,04		
V-20/72	1,67	82,02	7,52	8,69	0,10		47,10	21,53	25,88	5,39		
V-21/72	-	93,28	-	4,42	2,30		46,20	20,39	28,37	2,74		
V-23/72	-	86,52	5,34	8,01	0,13		47,21	21,46	26,31	4,89		
V-24/72	-	78,53	-	20,74	0,73		45,36	17,17	23,88	12,86		
V-25/72	24,29	50,42	3,14	12,34	1,30	9,81	41,08	12,52	28,94	7,65	8,51	
V-27/72	-	91,86	-	6,99	1,15		46,50	20,08	27,94	4,33		

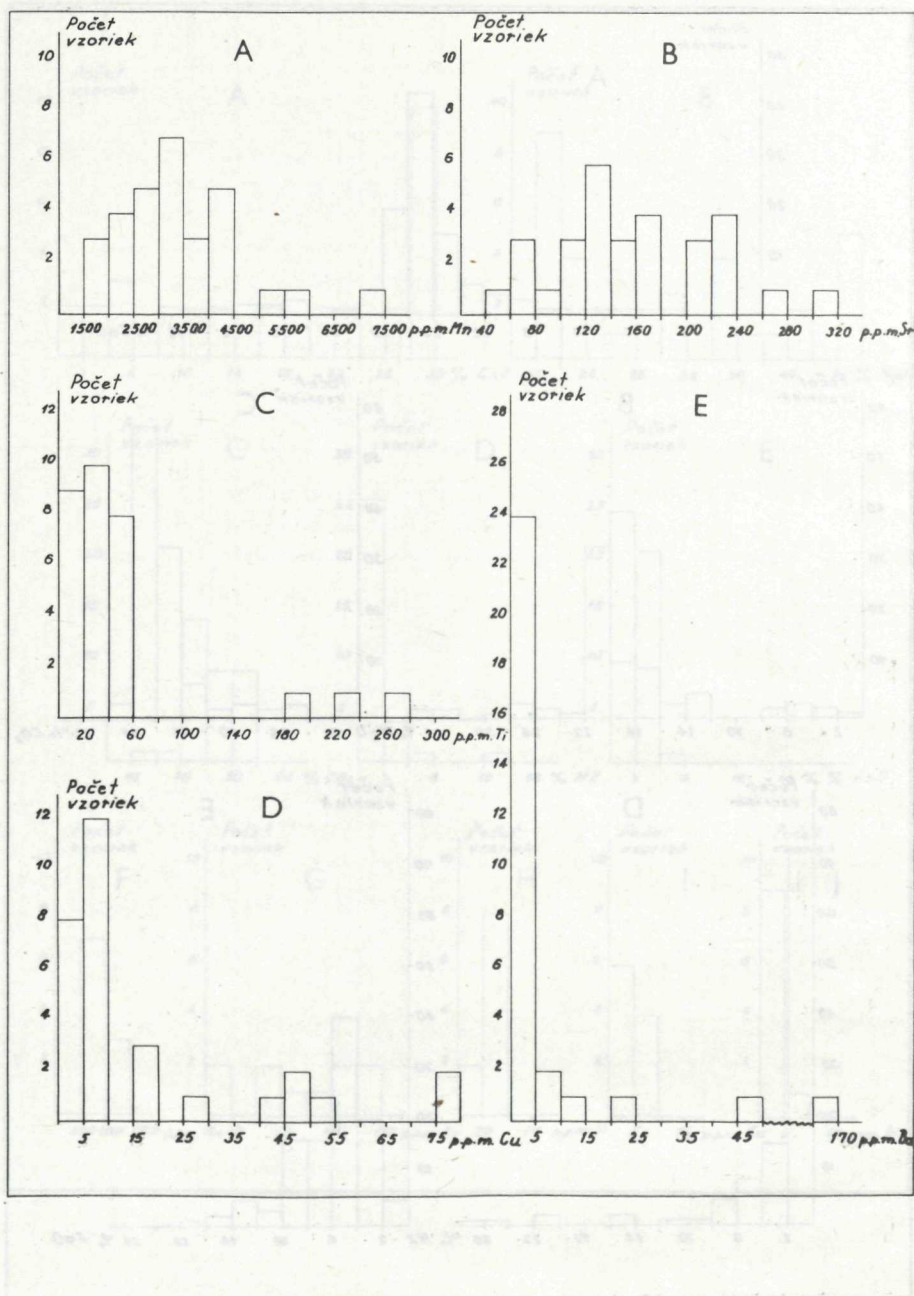
Chemické analýzy označené znamienkom \* vykonali v Chemickom laboratóriu Geologického prieskumu, Spišská Nová Ves.



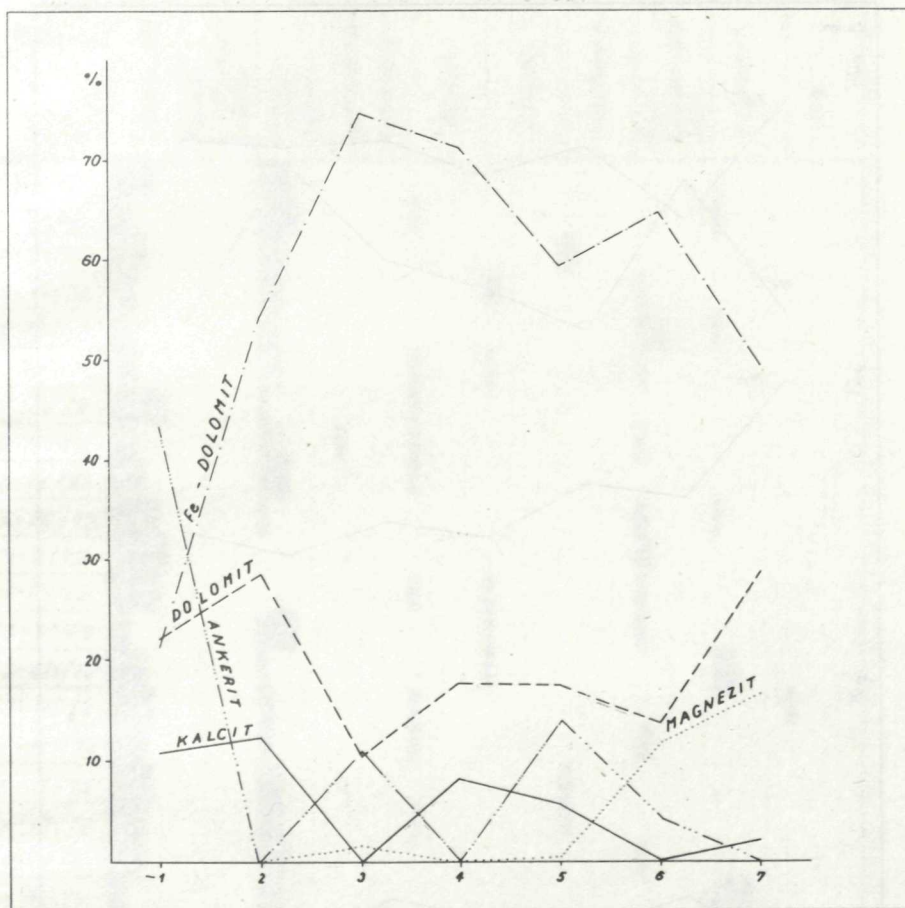
Obr. 10 Histogramy komponent uhličitanových minerálov z časti pruhu Hanková — Nížná Slaná (A-histogram CaO, B-histogram MgO, C-histogram CO<sub>2</sub>, D-histogram NZ, E-histogram FeO, F-histogram Mn, G-histogram Sr, H-histogram Ti, I-histogram Cu, J-histogram Ba).



Obr. 11 Histogramy makrokomponentov uhličitanov z časti pruhu Nižná Slaná—Volovec. (A-histogram CaO, B-histogram MgO, C-histogram CO<sub>2</sub>, D-histogram NZ, E-histogram FeO).



Obr. 12 Histogramy mikrokomponentov uhlčitanov z časti pruhu Nížná Slaná—Volovec. (A-histogram Mn, B-histogram Sr, C-histogram Sr, C-histogram Ti, D-histogram Cu, E-histogram Ba).



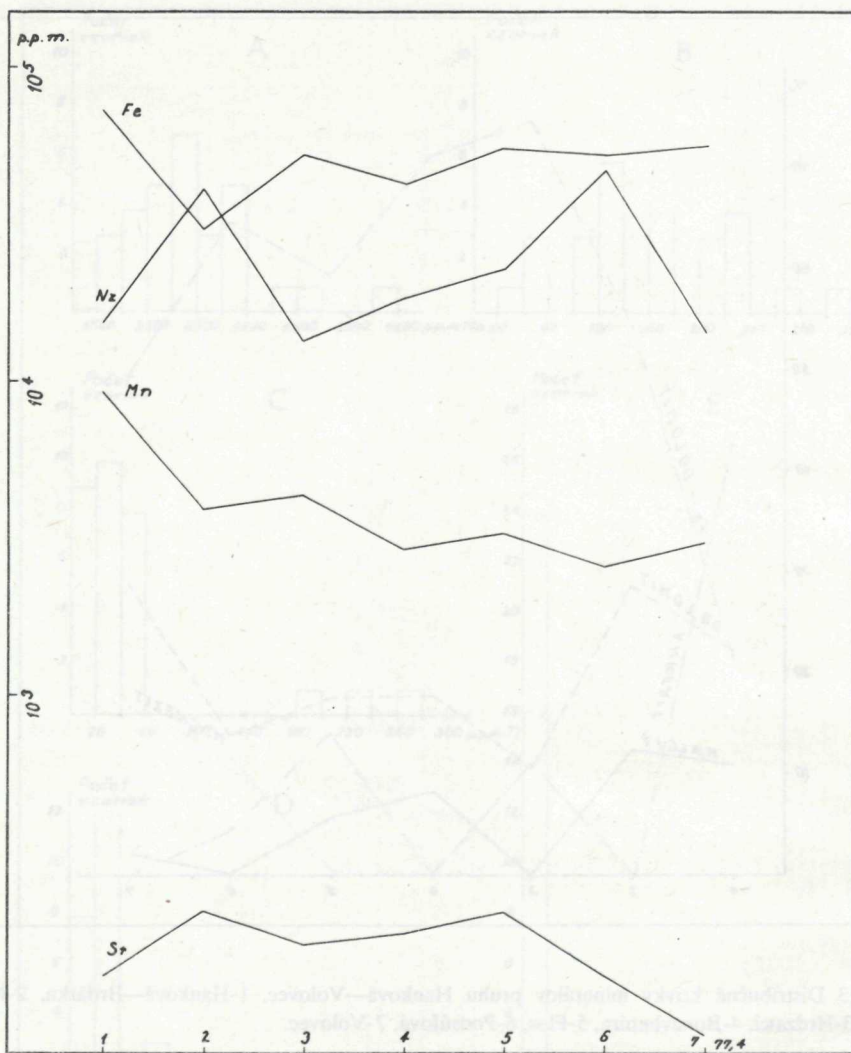
Obr. 13 Distribučné krivky minerálov pruhu Hanková—Volovec. 1-Hanková—Brdárka, 2-Nižná Slaná, 3-Hrdzavá, 4-Bonaventúra, 5-Flos, 6-Podsúľová, 7-Volovec.

Vzájomné vzťahy medzi jednotlivými zložkami sú najzreteľnejšie na grafoch distribučných kriviek (obr. 13,14) a platí o nich v plnej miere to, čo pre uhlčitaný vlahovskej oblasti.

### Záver

Pri štúdiu uhlčitanových polôh v gelnickej sérii v pruhu Hanková—Volovec sme dospeli k nasledujúcim poznatkom:





Obr. 14 Distribučné krivky jednotlivých prvkov v uhličitanoch pruhu Hanková—Volovec. 1-Hanková—Brdárka, 2-Nižná Slaná, 3-Hrdzavá, 4-Bonaventúra, 5-Flos, 6-Podsúľová, 7-Volovec.

Obr. 15 Vyhodnotenie práškových preparátov z nerozpustných zvyškov uhličitánov pruhu Hanková—Volovec.

Minerál Vzorka	Kremen	Ulamky grafitických brillic	Ulamky ingch, hornin	Vysokobarmé minerály	Pyrit	Sliedy	Mostence	Opál- Vulkanické sklo	Limonit	Iné
HB-2/72										
HB-7/72										
HB-9/72										
HB-11/72										
HB-12/72										
K-5/72										
MÚ-3/72										
MÚ-7/72										
MÚ-14/72										
MÚ-16/72										
NH-2/72										
NH-6/72										
NS-1/72										
NS-4/1/72										
NS-11/72										
H <sub>2</sub> -1/1/72										
H <sub>2</sub> -5/72										
H <sub>2</sub> -12/72										
Ba 3/72										
Ba 8/72										
Ba-16/72										
Ba-17/72										
F-7/72										
F-11/72										
F-16/72										
F-18/72										
Ps-2/70										
Ps-8/72										
V-13/72										
V-18/72										
V-19/72										
V-23/72										

Kvantitatívne spektrálne analýzy						
Vzorka	Prvky:	Mn	Sr	Ti	Cu	Ba
Hanková—Brdárka						
HB-2/72		11 461,0	135,3	18,0	–	–
HB-10/72		4027,0	101,5	–	20,0	–
HB-14/72		12 546,0	152,5	18,0	10,0	–
Nižná Slaná						
NS-5/72		5576,0	118,4	18,0	10,0	–
NS-10/72		4492,0	135,3	42,0	10,0	–
NS/13/72		3330,0	270,6	18,0	–	–
NS-18/72		2401,0	304,4	54,0	–	–
Hrdzavá						
Hz-1/72		3717,0	135,3	60,0	–	–
Hz-3/72		3020,0	203,0	30,0	10,0	–
Hz-3/1/72		4104,0	169,1	–	10,0	–
Hz-4/72		3717,0	203,0	12,0	10,0	–
Hz-6/72		7280,0	236,8	192,0	10,0	12,0
Bonaventúra						
Ba-4-72		1936,0	135,3	42,0	10,0	–
Ba-8/72		3717,0	236,8	12,0	–	47,0
Ba-10/72		3098,0	152,2	24,0	30,0	–
Flos						
F-1/72		2633,0	169,1	42,0	10,0	–
F-5/72		3175,0	236,8	60,0	10,0	–
F-10/72		3253,0	169,0	12,0	20,0	–
F-14/72		4104,0	236,8	30,0	20,0	–
F-18/72		3253,0	203,0	12,0	20,0	–
Podsúľová						
Ps-1/70		2880,0	123,0	30,0	4,5	3,0
Ps-1/72		2865,0	84,6	263,8	10,0	–
Ps-2/70		2360,0	112,0	–	6,2	3,0
Ps-3/70		1910,0	102,0	30,0	42,0	3,0
Ps-3/72		3330,0	169,1	12,0	–	–
Ps-4/70		2710,0	141,0	46,0	5,4	3,0
Ps-10/72		2478,0	152,2	239,8	–	–
Ps-14/1/72		5343,0	135,3	60,0	–	–

	Volovec				
V-3/72	2450,0	50,0	35,0	79,0	10,0
V-5/72	2000,0	68,0	30,0	45,0	—
V-17/72	4100,0	63,0	30,0	76,0	21,0
V-18/72	4200,0	74,0	30,0	45,0	10,0
V-19/72	2630,0	132,0	30,0	54,0	170,0

Hodnoty sú uvedené v ppm. Analyzovala Dr. J. Kubová, GÚ PFUK.

1. V uhličitanových polohách uvedeného pruhu pozorovať určitú priestorovú diferenciaciu dvoch základných minerálnych asociácií. Na západe dominuje asociácia kalcit-ankerit-sideritová a na východe asociácia dolomit-magnezitová. Hranicu medzi nimi tvorí nižnoslanský zlom.

2. Ostrá hranica v minerálnom zložení je však iba medzi uhličitanovými polohami vyvinutými na západ od nižnoslanského zlomu, a uhličitanovými polohami vyvinutými v spodných horizontoch gelnickej série v tzv. vlachovských vrstvách nižnoslanskej depresie.

3. V betliarskych vrstvách, najmä zásluhou zvýšeného obsahu Fe v celom pruhu uhličitanov Hanková—Volovec, rozdiely v chemickom zložení týchto minerálnych asociácií sa do určitej miery stierajú. Z tohto hľadiska možno konštatovať, že východná časť pruhu medzi Nižnou Slanou a Volovcom, kde sa vyskytuje magnezit (breunerit), tvorí akýsi prechod k siderit-ankeritovému zrudneniu, vyvinutému v západnej časti pruhu.

4. Okrem skúmanej oblasti, zatiaľ nikde v západokarpatskej časti nie sú zistené výskyty magnezitu (breuneritu) v prostredí uhličitanových minerálov s takým vysokým obsahom Fe (Fe-dolomity). Pomerne vysokoželezité prostredie bolo málo vhodné pre stabilitu magnezitu (breuneritu), čo sa prejavilo vysokým stupňom korózie.

5. Zatiaľ zostáva nedostatočne objasnený problém priestorovej, čiastočne i vekovej spätosti tzv. stratiformných Fe-Mg metasomatitov (P. Grečula 1973) a ich vzájomne vylučovanie v rámci jedného ložiska alebo jednej uhličitanovej polohy.

Podľa názoru P. Grečulu (1973) súčasné rozloženie Fe, Mg metasomatických ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí je podmienené porudnou tektonikou, ktorá je podľa uvedeného autora súčasne príčinou vzájomného zblíženia alebo oddialenia sideritových a magnezitových ložísk. Ako sme už uviedli, naše výsledky\* tento predpoklad nepotvrďujú.

I. Varga (1970) hľadal príčinu odlišných minerálnych asociácií vo vývine sideritových a magnezitových ložísk, ktoré sú často priestorove veľmi zblížené, v neskorších (epigenetických) metalogenetických pochodoch. To však nevysvetľuje príčinu vzájomného vylučovania sideritových a magnezitových rúd v rámci jednotlivých ložísk. Je zrejmé, že tu nejde o náhodu, pretože zatiaľ sa nezistil spoločný výskyt

sideritu a magnezitu tzv. metasomatického typu ani v skúmanom území, ale ani na iných miestach Spišsko-gemerského rudohoria (oblasť Železníka a Hrádku). Z literatúry dokonca vyplýva, že takéto príklady nie sú známe ani z Východných Álp (H. Meixner 1953).

6. V prípade, ak by sme predpokladali odlišné pomery vo faciálnom vývine sedimentov v pôvodných sedimentačných priestoroch, problémy minerálnych asociácií magnezitových a sideritových ložísk a ich priestorového zblíženia by boli ľahšie pochopiteľné. Pravda, na vyriešenie nejasných otázok v oblasti vývinu sedimentov, budú potrebné ďalšie výskumy najmä v oblasti paleolitológie.

Do tlače doporučili: J. Ilavský, J. Beňka, J. Gubač.

## LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia Československých Karpát, 1,2,3. Vydav. SAV, Bratislava, 1—304, 1—375, 1—392.
- BEŇKA, J. 1968: Mineralogicko-geochemický výskum metasomatických karbonátových šošoviek v SGR. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BEŇO, J. 1964: Príspevok k poznaniu chemizmu staropaleozoických karbonátov v pruhu Hanková—Volvec. Zbor. Východoslov. múzea, séria A, Prírodné vedy, II—III A, Košice, 39—54.
- BEŇO, J. 1961—1962: Karbonátové zrudnenie v staršom paleozoiku západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript-archív PFUK, Bratislava, 1—124.
- BETECHTIN, A. G. 1955: Mineralógia, preklad, 1. vyd. Slov. Vydav. tech. lit. Bratislava, 3—800.
- DEER, W. A. — HOWIE, R. A. — ZUSSMAN, J. 1966: Porodoobrazujúšije minerály, preklad. Izd. Mir, Moskva 1—406.
- FUSÁN, O. — MÁŠKA, M. — ZOUBEK, V. 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika. Geol. Práce, Správy 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 3—15.
- GRECULA, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia Slovaca, 5, 3, Spišská Nová Ves, 221—241.
- GUBAČ, J. 1970: Petrografia, mineralogia a geochémia karbonatických hornín a ich premien. Manuskript, v tlači, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—85.
- KLEMENT, K. — KRUTSKÝ, M. 1969: Stopové prvky v karbonátových horninách Českého masivu. Nerostné suroviny, informační zpravodaj, 5, UNS, Kutná Hora, 91—112.
- KRIVOVÍČEV, V. G. 1972: Dolomity a ankerity belorečenského mestoroždenija i nekotoryje aspekty issledovanija sostava magnezialnoželezistych karbonatov. Vestník Leningradskogo universiteta, 6, Leningrad 36—44.
- KULP, J. L. — KENT, P. — KERR, P. F. 1951: Thermal study of the Ca-Mg-Fe carbonate minerals. Amer. Mineralogist, 36, 9—10.
- KUŽVART, M. 1954: Zpráva o orientačním výzkumu ložísek magnesitu na Slovensku. Věstník ÚÚG, 29, Praha, 178—185.
- LIPPMAN, F. 1972: Sedimentary Carbonate Minerals. 1. ed. Springer—Verlag, 1—228.

- MAHEL, M. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty, 1., Nakl. ČSAV, Praha, 1—496.
- MAKEDONOV, A. B. — CVETKOV, A. I. 1957: Ankerit v uhlénosnych serijach Vorkuty, Zap. vses. miner. o-va., 86, Moskva, 722.
- MEIXNER, H. 1953: Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. Radex—Rundschau, 2, Wien, 83—96.
- PALACHE, CH. — BERMAN, H. — FRONDEL, C. 1951: The system of mineralogy of J. D. Dana and E. S. Dana. Izdatelstvo inostrannoj literatury, Moskva, 1—607.
- SCHÄNENBERG, R. 1949: Plutonismus und Metalisation in der Zipser Zone (Karpathen), Ein Beitrag zur Alterfrage der Zipser Granite. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 99, Berlin, 175—189.
- SNOPKO, L. — BEŇKA, J. 1965: Dielčia záverečná správa zo štruktúrneho vrtu GVL-1. Geofond, Bratislava, 1—150.
- SNOPKO, L. — BEŇKA, J. 1966: Štruktúrny a stratigrafický výskum paleozoika SGR — GVL-2. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. — BEŇKA, J. 1973: Čiastková záverečná správa za rok 1973 — výpočet zásob magnezitu a dolomitu z vrtov GVL-1-5 pri Vlachove. Geofond, Bratislava.
- SNOPKO, L. 1969: Čiastková záverečná správa o novom rudonosnom pruhu v oblasti Vlachova. Manuskript-archív GP, 1090, Bratislava.
- TRDLIČKA, Z. — LITOMISKÝ, J. 1959: Príspevek k mineralogii Železníku a jeho okolí (Slovenské Rudohorí). Čas. pro min. a geol., 4, 1, Praha 70—85.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1972: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. Dielčia správa za roky 1969—1972. Manuskript-archív UK, Bratislava, 1—295.
- VANČOVÁ, L. 1970: Základné laboratórne metódy výskumu karbonátových minerálov magnezitových ložísk. Manuskript-archív PFUK, Bratislava, 1—138.
- VARGA, I. 1970: Niektoré zákonitosti vzniku a vývoja geologických karbonátových ložísk v Spišsko-gemerskom Rudohorí. Mineralia Slovaca, 2, 6, Spišská Nová Ves, 85—91.
- WINCHELL, A. N. — WINCHELL, H. 1953: Optičeskaja mineralogija, preklad. Izdatelstvo inostrannoj literatury, Moskva, 1—561.

## Vysvetlivky k tabuľkám I, II

### Tab. I

Obr. 1 Pruh karbonátových šošoviek s výrazným morfológickým uplatnením na východ od Nižnej Slanej. Foto: L. Vančová

Obr. 2 Intraformačná brekcia zložená z dolomitových a magnezitových úlomkov. Lokalita Podsúľová, vzorka Ps-14/1/72. Foto: L. Osvald.

Obr. 3 Intenzívne zatláčané zrná magnezitu (tmavý) dolomitom (svetlý). Výbrus sfarbený ASS v alkalickom prostredí. Lokalita Podsúľová, nikoly ( ), zväčš. 11× Foto: L. Osvald.

### Tab. II

Obr. 1 Zrná breuneritu (svetlé) so zónami magnezitu na okraji (tmavšie pásy v breunerite) v magnezite (tmavý). Kompozícia vzorky na elektrónovej mikroanalýze. Lokalita Bankov, vzorka Bk-2/71, zväčš. 300 ×. Foto: J. Krištín.

Obr. 2 Distribúcia železa v predchádzajúcej vzorke. Foto: J. Krištín.

## Magnesitvorkommen in der Gelnica-Serie des westlichen Teiles des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie (Westkarpaten)

Ján Turan – Lídia Vančová

### Kurzfassung

In dem Gebirge Spišsko-gemerské rudohorie (Zips-Gömörer Erzgebirge) sind Magnesitvorkommen vor allem in Sedimenten des oberen Karbons, in der sog. Ochtiná-Podrečany Fazies (O. Fušán 1967) bekannt. Geringere Vorkommen befinden sich in dem sog. nördlichen Magnesit-Streifen in der Umgebung von Hnúšťa (M. Kužvart 1954), wo Magnesit mit Talk assoziiert auftritt. Die stratigraphische Zugehörigkeit der Sedimente mit Vorkommen von karbonatischen, Magnesit und Talk enthaltenden Linsen ist bisher nicht definitiv gelöst. M. Kužvart (1954) reiht sie in das Silur.

Weniger bekannt sind Vorkommen von Magnesit in der Gelnica-Serie des älteren Paläozoikums. In dem ältesten Glied der Gelnica-Serie, den sog. Vlachovo-Schichten, wurde die Anwesenheit von Magnesit zum ersten Mal von L. Snopko — J. Beňka (1965—1966) verzeichnet. Neuerdings haben wir Magnesit auch in einem jüngeren Glied der Gelnica-Serie, den sog. Betliar-Schichten, festgestellt. Über diese, sowie die Magnesitvorkommen in den Vlachovo-Schichten, berichten wir in vorliegender Arbeit.

In dem unteren Horizont der Gelnica-Serie — den Vlachovo-Schichten, haben wir Karbonate mit Magnesit-Gehalten aus zwei Bohrungen, GVL-1 und GVL-2 untersucht. Beide Bohrungen sind unweit von der Gemeinde Vlachovo angelegt. Die Bohrung GVL-1 erfasste eine Karbonat-Lage mit Magnesit-Gehalt in einer Teufe von 690—757 m und die Bohrung GVL-2 in 877,3—1071 m. In den verhältnismässig mächtigen Karbonat-Linsen ist Magnesit nur in einigen geringmächtigen Lagen vorhanden.

Ein charakteristisches Merkmal des an die Vlachovo-Schichten gebundenen Magnesits, ist der verhältnismässig niedrige Fe-Gehalt, durchschnittlich um 2—2,5 %. Diese Magnesite, die auf der Lagerstätte mit grobkörnigem Dolomit assoziiert auftreten, sind auffällig hell getönt. Sie erinnern an grobkörnige Marmore, als welche sie ursprünglich auch angesehen wurden.

Die Identifikation des Magnesits und Dolomits von Vlachovo geschah mit Hilfe mehrerer physikalisch-chemischer und optischer Methoden. Die angeführten Karbonatminerale sind auch vom geochemischen Standpunkt aus gewertet worden. Von diesem Standpunkt aus, sowie vom Gesichtspunkt der Mineralassoziation ähneln die Magnesite von Vlachovo in vielem den in dem sog. nördlichen Magnesit-Streifen entwickelten Magnesiten. Ein grundsätzlicher Unterschied zwischen ihnen besteht nur darin, dass die Magnesite von Vlachovo keinen so grossen Talk-Anteil enthalten. Der Grund hierfür muss darin gesucht werden, dass die in dem sog. nördlichen Magnesit-Streifen entwickelten Magnesite in der Umgebung von Hnúšťa an Gesteine mit einem höheren Metamorphosegrad gebunden sind.

In dem zweiten Teil der Arbeit werden die Untersuchungsergebnisse des Studiums der Magnesitvorkommen zusammengefasst, die an die jüngere Schichtenfolge der Gelnica-Serie, an die Betliar-Schichten, gebunden sind. Es handelt sich dabei um einen bunten Gesteinskomplex, in welchem dunkle, serizitisch-chloritische Phyllite mit Lagen graphitischer Phyllite überwiegen. Örtlich sind sandige Phyllite mit Sandsteinen bis Quarziten entwickelt. Ein charakteristisches Glied der Schichten von Betliar sind neben den Karbonaten dunkle kieselige Gesteine organogener Herkunft — Lydite.

Die Betliar-Schichten kommen in dem Untersuchungsgebiet in einigen Streifen vor. Der bekannteste Streifen mit zahlreichen Karbonat-Linsen ist der sog. „Ankerit-Streifen“, der zwischen der Gemeinde Hanková und dem Berg Volovec entwickelt ist. Die Karbonat-Linsen bilden eine typische Morphologie des Terrains (Taf. I, Abb. 1). Ihre Streichrichtung ist O—W.

Die in dem Streifen Hanková — Volovec entwickelten Karbonat—Linsen unterscheiden sich ziemlich grundlegend in der Vertretung der Mineralassoziationen sowie in ihrem Chemismus. Auf Grund der oben angeführten Tatsachen kann der ganze Streifen in zwei Teile gegliedert werden, die voneinander durch den Bruch von Nižná Slaná getrennt sind. In dem westlichen Abschnitt des Streifens ist eine typische Assoziation der Karbonatminerale Calcit — Ankerit — Siderit entwickelt. Für den östlichen Teil des Streifens ist eine Dolomit — Magnesit Assoziation von Karbonatmineralen typisch. In dem westlichen Teil des Streifens wurden Siderit — Ankerit Erze an mehreren Stellen intensiv abgebaut. Zur Zeit wird nur auf der Lagerstätte Manó in Nižná Slaná gefördert.

Aus Abb. 2 geht hervor, dass in dem westlichen Teil des Streifens, in den einzelnen Karbonat—Linsen Calcit, Dolomit, Fe—Dolomit, Ankerit und Siderit in verschiedenem quantitativen Verhältnis vertreten sind. Magnesit ist in diesem Teil des Streifens in keinem Fall festgestellt worden.

In dem östlichen Teil des Streifens, in dem Gebiet Nižná Slaná—Volovec, überwiegt in den Karbonat—Linsen Dolomit, gegebenenfalls Fe-Dolomit und Magnesit. Ankerit und Calcit sind viel seltener vertreten und nirgends wurde ihre Anwesenheit im Zusammenhang mit Magnesit festgestellt. Magnesit tritt immer mit Dolomit und Fe-Dolomit assoziiert auf. In der Gemeinschaft mit Fe-Dolomit ist Magnesit, wie aus Taf. I, Abb. 3 ersichtlich, intensiv korrodiert. Das heisst, dass Magnesit (Breunerit) in dem Fe-Dolomit mit — Medium eine geringe Stabilität besitzt und intensiv von ihm korrodiert wird. Die Entstehungsbedingungen von Magnesit und Ankerit sind so unterschiedlich, dass wir die angeführten Minerale nicht gemeinsam an derselben Lagerstätte finden.

Mit Hilfe mehrerer physikalisch-chemischer und optischer Methoden sind die einzelnen Karbonat—Minerale an den einzelnen Lokalitäten detailliert identifiziert worden. Durch manometrische und chemische Analysen ist ihre quantitative Vertretung in den analysierten Proben ermittelt worden. Aus Taf. 5, wie auch aus Abb. 1 ist zu sehen, dass Magnesit (Breunerit) an sieben Lokalitäten festgestellt wurde.

Die an die Betliar—Schichten gebundenen Magnesite (Breunerite) unterscheiden sich qualitativ von den in den Vlachovo—Schichten entwickelten Magnesiten. Dies äussert sich vor allem in der Vertretung von Eisen und Mangan. Im ganzen ist der Gehalt der angeführten Elemente in den Magnesiten, aber auch in den Dolomiten, höher. In einigen Fällen sind diese Unterschiede sehr ausgeprägt. Durchschnittlich stellen die Fe- und Mn-Gehalte das zwei- bis vierfache der in den Magnesiten und Dolomiten aus den Vlachovo—Schichten vertretenen Werte dar. Ziemlich bedeutende Unterschiede können wir auch in der Vertretung von Strontium beobachten.

In der Arbeit werden nicht nur die Makroelemente sondern auch die an Karbonate der Betliar—Schichten gebundenen Mikroelemente diskutiert. Diese werden statistisch ausgewertet und ihre gegenseitigen Beziehungen sind graphisch dargestellt.

Als gewichtiges Problem bleibt die ungenügende Deutung der räumlichen, und zum Teil auch der altersmässigen Gebundenheit der sog. stratiformen Metasomatite (P. Grečula 1973) einerseits, und ihr gegenseitiger Ausschluss im Rahmen einer Lagerstätte oder einer Karbonat—Lage andererseits, bestehen. Eine Gruppe von Autoren sieht den Grund dieses Zustandes in tektonischen Eingriffen, eine andere Autorengruppe in spezifischen erzbildenden Prozessen während des epigenetischen Stadiums.

Die angeführten Ansichten erläutern jedoch die Ursache der gegenseitigen Ausschliessung von Siderit- und Magnesiterzen im Rahmen einzelner Lagerstätten nicht hinreichend. Es ist augenfällig, dass es sich hier nicht um einen Zufall handelt, da bisher ein gemeinsames Auftreten von Siderit und Magnesit auf Lagerstätten des sog. metasomatischen Typs nicht festgestellt worden ist, und zwar weder in dem Untersuchungsgebiet noch an anderen Stellen des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie (Bereich von Železník und Hrádok). Sogar aus dem ausländischen Schrifttum resultiert, dass ein derartiges Beispiel auch aus den Ostalpen (H. Meixner 1953) nicht bekannt ist.

Falls wir unterschiedliche Verhältnisse in der faziellen Entwicklung der Sedimente in den ursprünglichen Sedimentationsräumen annehmen würden, wären die angeführten Probleme leichter verständlich.



Zu einer befriedigenden Lösung der aufgeworfenen Probleme werden natürlich weitere Studien sowie eine Neubewertung der Genese von stratiformen Fe-Mg Lagerstätten notwendig sein.

Übersetzt von L. Osvald.

#### Erläuterungen zu den Abbildungen im Text

Abb. 1. Situationskarte der Zone Hanková—Volevec. Vorkommen von Karbonatlinsen in der Partie Hanková—Nižná Slaná: 1-Hanková I, 2-Hanková II, 3-Baníky, 4-Stollen des 9. Mai, 5-Kobeliarovo I, 6-Kobeliarovo II, 7-Rimberg, 8/Mano, 9-Nad Hámrom I, 10-Nad Hámrom II, 11-Nad Hámrom III; Vorkommen von Karbonatlinsen bei Vlachovo: 1-Vlachovo GVL-2, 2-Vlachovo GVL-1;

Vorkommen von Karbonatlinsen in der Partie Nižná Slaná—Volevec: 3-Nižná Slaná I, 4-Nižná Slaná II, 5-Nižná Slaná III, 6-Hrdzavá I, 7-Hrdzavá II, 8-Hrdzavá III, 9-Bonaventúra I, 10-Bonaventúra II, 11-Flos I, 12-Flos II, 13-Podsúfová, 14-Volevec I, 15-Volevec II.

Abb. 2 Durchschnittliche Mineralzusammensetzung der studierten Karbonate.

Abb. 3 Qualitative Spektralanalysen aus Vlachovo und Podsúfová (analysiert von J. Chudý, GÚ PFÚK Bratislava).

Abb. 4 Auswertung von Pulverpräparaten aus Vlachovo.

Abb. 5 Histogramme der Makrokomponenten aus Vlachovo/A-Histogramme CaO, B-Histogramme MgO, C-Histogramme CO<sub>2</sub>, D-Histogramme NZ, E-Histogramme FeO)

Abb. 6 DTA-Kurven der Karbonate aus der Zone Nižná Slaná—Volevec. Bedingungen: Einwaage 200—300 mg, Erhitzungsgeschwindigkeit 50 °C/min., Registrierung der Temperatur mit Pt/Pt-Rh Thermometer, Widerstand 600 Ohm, Galvanometer-Empfindlichkeit 10<sup>-3</sup> Ohm, Standard chemisch reines Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Abb. 7,8,9 RTG-Analysen von Karbonaten aus der Zone Hanková—Nižná Slaná. Bedingungen: Apparatur Mikrometa 2 mit Goniometer, Co-lampe, Fe-filter, Spannung 30 kV, Strom 10 mA, Zeitkonstante T-4, 500 imp., Blenden 5/3.

Abb. 10 Histogramme der Komponenten der Karbonatminerale aus einem Teil der Zone Hanková—Nižná Slaná. (A-Histogramme CaO, B-Histogramme MgO, C-Histogramme CO<sub>2</sub>, D-Histogramme NZ, E-Histogramme FeO F-Histogramme Mn, G-Histogramme Sr, H-Histogramme Ti, I-Histogramme Cu, J-Histogramme Ba).

Abb. 12 Histogramme der Mikrokomponenten der Karbonate aus einem Teil der Zone Nižná Slaná—Volevec. (A-Histogramme Mn, B-Histogramme Sr, C-Histogramme Ti, D-Histogramme Cu, E-histogramme Ba).

Abb. 11 Histogramme der Makrokomponenten der Karbonate aus einem Teil der Zone Nižná Slaná—Volevec. (A-Histogramme CaO, B-Histogramme MgO, C-Histogramme CO<sub>2</sub>, D-Histogramme NZ, E-Histogramme FeO).

Abb. 13 Distributionskurven der Minerale der Zone Hanková—Volevec. 1-Hanková-Brdárka, 2-Nižná Slaná, 3-Hrdzavá, 4-Bonaventúra, 5-Flos, 6-Podsúfová, 7-Volevec.

Abb. 14 Distributionskurven der einzelnen Elemente in Karbonaten der Zone Hanková—Volevec. 1-Hanková-Brdárka, 2-Nižná Slaná, 3-Hrdzavá, 4-Bonaventúra, 5-Flos, 6-Podsúfová, 7-Volevec.

Abb. 15 Auswertung der Pulverpräparate von Karbonaten der Zone Hanková—Volevec.

#### Erläuterungen zu den Tafeln I—II

##### Taf. I.

Abb. 1 Ein Streifen von Karbonatlinsen mit markanter morphologischer Äusserung, östlich von Nižná Slaná. Foto: L. Vančová

Abb. 2 Intraformationelle Brekzie aus Dolomit- und Magnesit—Bruchstücken. Lok. Podsúlová, Probe Ps-14/1/72. Foto: L. Osvald.

Abb. 3 Von Dolomit (hell) intensiv verdrängte Magnesitkörner (dunkel). Dünnschliff mit ASS in alkalischem Medium gefärbt. Lok. Podsúlová, Nic. (), Vergr. 11 x. Foto: L. Osvald.

Taf. II

Abb. 1 Breunerit-Körner (hell) mit Magnesit-Zonen am Rand (dunklere Streifen im Breunerit) in Magnesit (dunkel). Komposition der Probe auf Elektronen-Mikroanalyse. Lok. Bankov, Probe Bk-2/71, Vergr. 300 x. Foto: J. Krištín.

Abb. 2 Distribution von Eisen in der Vorhergehenden Probe. Foto: J. Krištín.

## Месторождения магнезита в гельницкой серии западной части Спишско-Гермерского Рудогорья (Чехословацкие Карпаты)

Ян Туран – Лидия Ванчова

В Спишско-Гермерском Рудогорье до сих пор не были подробно описаны месторождения магнезита в гельницкой серии, которую относят к нижнему палеозою. В этой области хорошо известны месторождения магнезита, находящиеся в отложениях верхнего карбона; большинство из них эксплуатируется.

В гельницкой серии магнезиты приурочены к двум стратиграфическим горизонтам. С точки зрения петрографии и литологии нижний горизонт довольно монотонен. В нем заключены линзы карбонатов, состоящие главным образом из белого зернистого доломита и магнезита, которые были встречены в буровых скважинах GVL-1 и GVL-2 на значительной глубине (600–1100 м). Обломочно-карбонатный комплекс известен под названием влаховские слои.

Верхний горизонт гельницкой серии с месторождениями магнезита носит название бетлиарские слои. Это слабо метаморфизованный вулканогенно-обломочный комплекс, в котором линзы карбонатов расположены в двух полосах. Наиболее известна полоса Ганкова-Воловец длиной до 40 км.

Основываясь на разнице в минералогических ассоциациях и различном химизме, эту полосу можно разделить на две части. Западная часть охарактеризована ассоциацией кальцит-анкерит-сидерит. Для восточной характерна ассоциация доломит-магнезит. С экономической точки зрения большее значение имеет западная часть, где и прежде разрабатывали многочисленные месторождения сидерита. В настоящее время эксплуатируется крупное месторождение сидерита и анкерита Мано.

В восточной части полосы, отделенной от западной нижнесланским разломом, авторы статьи обнаружили в семи пунктах магнезит. Магнезит (брейнерит) не имеет никакого практического значения, так как количество его незначительно и качество плохое.

Изучение, произведенное физико-химическими и оптическими методами, позволяет дать детальное описание различных карбонатных минералов.

Перевод со словацкого  
Г. Влчека

## Объяснения к рисункам 1–5

Рис. 1 Карта пояса Ганкова–Воловец. Местонахождения карбонатных линз пояса Ганкова–Нижна Слана: 1 – Ганкова 1, 2 – Ганкова П, 3 – Баники, 4 – штольня 9-ого мая, 5 – Кобелярово 1, 6 – Кобелярово П, 7 – Римберг, 8 – Мано, 9 – Над Гамром 1, 10 – Над Гамром П, 11 – Над Гамром Ш, Местонахождения карбонатных линз у Влахово: 1 – Влахово ГВЛ-2,2 – Влахово ГВЛ-1. Местонахождения карбонатных линз пояса Нижна Слана–Воловец: 3 – Нижна Слана 1,4 – Нижна Слана П, 5 – Нижна Слана Ш, 6 – Грдзава 1,7 – Грдзава П, 8 – Грдзава Ш, 9 – Бонавентура 1, 10 – Бонавентура П, 11–Флос 1,12 – Флос П, 13 – Подсулева, 14 – Боловец 1, 15 – Воловец П.

Рис. 2 Средний минеральный состав изучаемых карбонатов.

Рис. 3 Качественный спектрографический анализ проб из Влахово и Подсулова. (Аналитик Ю. Худы, Геологический институт Факультет естественных наук, Университет им. Коменского, Братислава).

Рис. 4 Оценка пылеобразных препаратов нерастворимых остатков проб из Влахово.

Рис. 5 Гистограммы макрокомпонентов проб из Влахово.

(А – гистограмма СаО, В – гистограмма MgO, С – гистограмма CO<sub>2</sub>, D – гистограмма нерастворимого остатка, Е – гистограмма FeO).

Рис. 6 Кривые ДТА карбонатов пояса Нижна Слана–Воловец. Условия анализа: навесок 200–300 мг, скорость нагрева 50 °С/мин., регистрация температуры с помощью Pt/Pt-Rh термозлемента, сопротивление 600 Ω, чувствительность гальванометра 10<sup>-3</sup>Ω, стандарт Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Рис. 7,8,9 Рентгеновский анализ карбонатов пояса Ганкова–Нижна Слана. Условия анализа: аппаратура „Микромета–2“, Со-антикатод, Fe-фильтр, напряжение 30 kV, электрический ток 10 мА, временная константа T–4, 500 имп., диафрагма 5/3.

Рис. 10 Гистограммы компонентов карбонатных минералов пояса Ганкова–Нижна Слана. (А-гистограмма СаО, В-гистограмма MgO, С-гистограмма CO<sub>2</sub>, D-гистограмма нерастворимого остатка, Е-гистограмма FeO, F-гистограмма Mn, G-гистограмма Sr, H-гистограмма Ti, I-гистограмма Cu, J-гистограмма Ba).

Рис. 11 Гистограммы макрокомпонентов карбонатов пояса Нижна Слана–Воловец. (А-гистограмма СаО, В-гистограмма MgO, С-гистограмма CO<sub>2</sub>, D-гистограмма нерастворимого остатка, Е-гистограмма FeO).

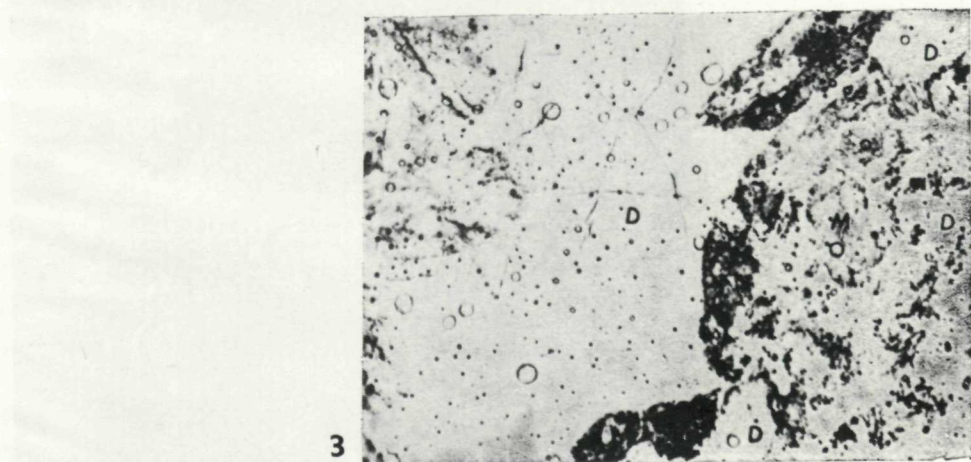
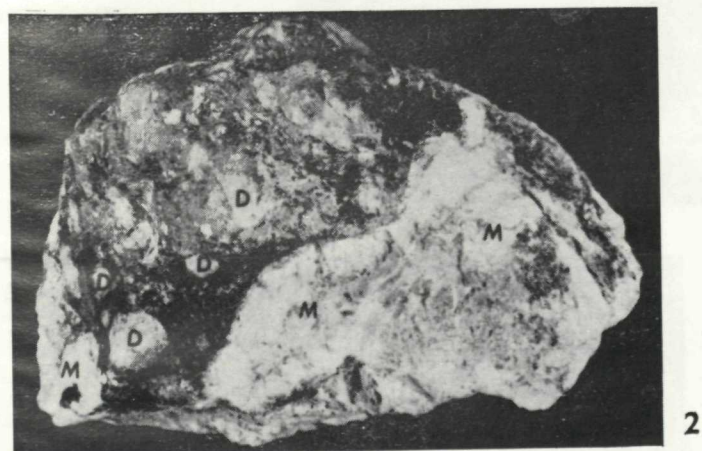
Рис. 12 Гистограммы микрокомпонентов карбонатов пояса Нижна Слана–Воловец. (А-гистограмма Mn, В-гистограмма Sr, С-гистограмма Ti, D-гистограмма Cu, Е-гистограмма Ba).

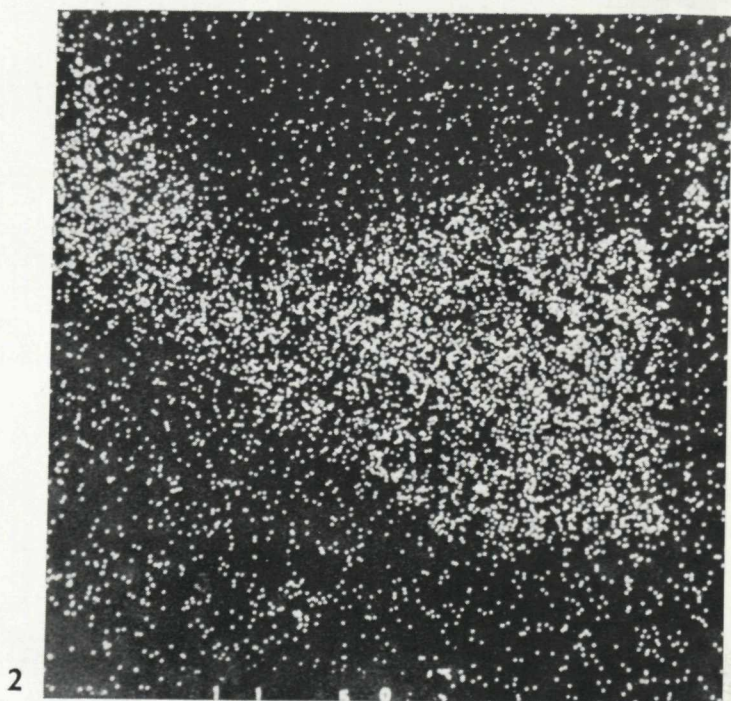
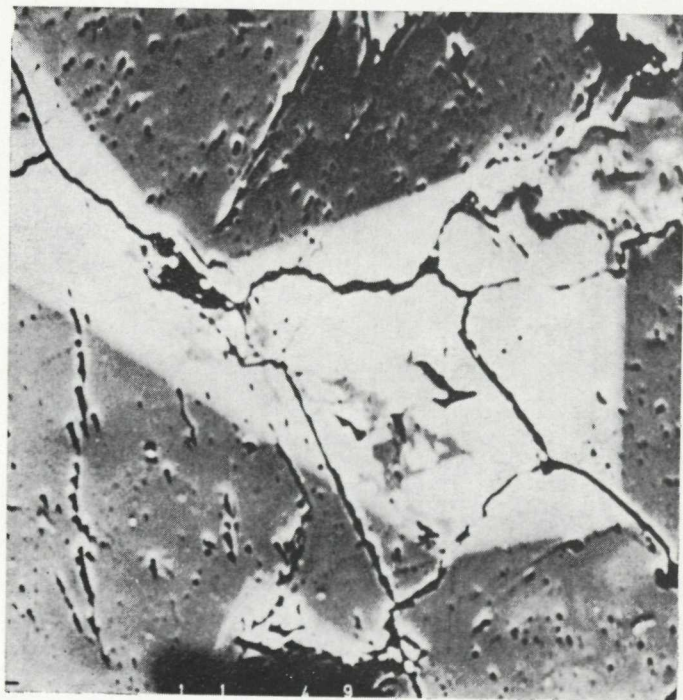
Рис. 13 Дистрибуционные кривые минералов пояса Ганкова–Воловец.

1 – Ганкова-Брдарка, 2 – Нижна Слана, 3 – Грдзава, 4 – Бонавентура, 5 – Флос, 6 – Подсулова, 7 – Воловец.

Рис. 14 Дистрибуционные кривые отдельных элементов из карбонатов пояса Ганкова–Воловец, 1 – Ганкова -Брдарка, 2 – Нижна Слана, 3 – Грдзава, 4 – Бонавентура, 5 – Флос, 6 – Подсулова, 7 – Воловец.

Рис. 15 Оценка пылеобразных препаратов нерастворимых остатков карбонатов пояса Ганкова–Воловец.





### **BIBLIOGRAFIA**

**publikovaných článkov v edícii Západné Karpaty — séria mineralógia, petrografia, geochémia, metalogenéza od roku 1974**

### **BIBLIOGRAPHY**

**of articles published since 1974 in the edition Západné Karpaty (West Carpathians) — serie Mineralogy, Petrography, Geochemistry, Metallogenesis**

### **БИБЛИОГРАФИЯ**

**статей опубликованных в издании Западные Карпаты — серия Минералогия, петрография, геохимия, металлогенез с 1974 г.**



**V edícii Západné Karpaty, séria mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza vyšli tieto práce:**

**In the periodical Západné Karpaty (West Carpathians) so far the following articles have been published in the serie Mineralogy, Petrography, Geochemistry, Metallogenesis:**

**Číslo 1 — 1974 (cena 28,— Kčs)**

- Vozár, J.: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier — *Der Bau permischen Vulkanite der Choč-Einheit an den Nordhängen der Niederen Tatra* — Распространение пермских вулканических пород хочской единицы на северных склонах Низких Татр — (43 strán, 1 príl., 3 obr. v texte)
- Ilavský, J.: Príspevok k paleogeografii gelnickej série gemerid na základe rozšírenia stratiformných zrudnení — *Contribution to paleogeography of the Gelnica group in the Gemerides on the basis of extension of stratiform ore mineralizations* — Beitrag zur Paläogeographie der Gelnica-Serie der Gemeriden auf Grund der Verbreitung von stratiformen Vererzungen (48 strán, 17 obr. v texte)
- Beňka, J. — Snopko, L.: Nový nález magnezitu v gelnickej sérii Spišsko-gemerského rudohoria — *A new find of magnesite in the Gelnica Group of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.* (20 strán, 1 obr. v texte, 14 tab.)
- Ďurkovič, T.: Chemical Composition of the Magura and Dukla Unit Shales (East Slovakian Flysch) — *Chemické zloženie ílovcov magurskej a duklianskej jednotky (Flyš východného Slovenska)*, (17, strán, 11 obr. v texte)
- Forgáč, J. — Kupčo, G.: Stopové prvky v neovulkanitoch Slovenska — *Trace Elements in Cenozoic Volcanic Rocks of Slovakia*, (78 strán, 32 obr. v texte)

**Číslo 2 — 1976 (cena 29,— Kčs)**

- Štohl, J.: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov s centrálnokarpatským lineamentom — *Space and Age of the (Pb-Zn-Cu-Au-Ag) ore-forming processes in the Middle Slovakia Neovolcanites associated with the Central Carpathian lineament*, (33 strán, 3 obr. v texte)
- Beňka, J.: Mineralogicko-paragenetické pomery rudných žíl ložiska Mlynky — *Mineralogical-paragenetical conditions in ore veins at the Mlynky deposit*, (33 strán, 19 tab. a 2 fotogr. tab. v texte)
- Bajanič, Š.: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. — *Petrogenéza devónskych vulkanických hornín Spišsko-gemerského rudohoria*, (19 strán, 6 obr. a 2 fotogr. tab. v texte)
- Turan, J. — Vančová, L.: Výskyty magnezitu v evaporitoch Západných Karpát — *Magnesite occurrences in evaporites of the West Carpathians*, (54 strán, 18 obr. a 3 fotogr. tab. v texte)
- Vozár, J.: Permské vulkanity chočskej jednotky v pohorí Tríbeč — *Perm-Vulkanite der Choč-Einheit im Tríbeč-Gebirge* — Пермские изверженные породы хочской единицы в горах Трибеч (86 strán, 6 obr. v texte)
- Ivanov, M.: Príspevok ku geochemii hornín zliechovskej a chočskej série Strážovskej hornatiny — *On the geochemistry of the Zliechov (Križna) and the Choč series in the Strážovská hornatina Mts.*, (40 strán, 40 obr. v texte)

**Číslo 3 — 1977 (cena 28,— Kčs)**

- Kantor, J. — Ďurkovičová, J.: Izotopové zloženie síry a štruktúrne modifikácie pyrotínov zo sulfidických ložísk rôznych genetických typov — *Isotopic composition of sulphur and structural modifications of pyrotites from sulphidic deposits of various genetic types*, (49 strán, 6 obr. v texte, 8 fotogr. tab.)



- Mihaliková, A. — Konečný, V. : Petrografia a petrológia intruzívneho komplexu kremito-dioritových porfýrov v hodruško-štiavnickej oblasti — *Contribution to petrology of the quartz diorite porphyry intrusive complex in the area of Banská Hodruša and Banská Štiavnica*, (29 strán, 4 obr. v texte, 3 fotogr. tab.)
- Cubínek, J. : Die Distribution der Mikroelemente in Melaphyrgesteinen der Kleinen Karpaten — *Distribúcia mikroelementov v melafýrových horninách Malých Karpát*, (59 strán, 39 obr. v texte)
- Vozárová, A. : Petrografia mladopaleozoických sedimentov v juhovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria — *Petrography of Late-Paleozoic sediments in southeastern part of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians)*, (28 strán, 4 obr. v texte, 2 fotogr. tab.)
- Repčok, I. : Stopy delenia uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel — *Fission tracks of uranium and possibility its application for dating on example of volcanic glasses*, (22 strán, 4 obr. v texte, 1 fotogr. tab.)
- Marková, M. : Lussatit — opál CT v sideritových konkréciách spodného miocénu Západných Karpát — *The lussatite — opal CT in siderite concretions of Lower Miocene in West Carpathians*, (13 strán, 2 obr. v texte, 3 fotogr. tab.)

**Číslo 4 — 1977 (cena 40,— Kčs)**

- Gubač, J. : Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria — *Wallrock alteration in deposits of Spišsko-gemerské rudohorie Mts.* — *Преобразования боковых пород на месторождениях спишко-гемерского рудогорья*, (279 strán, fotografická príloha)

**Číslo 5 — 1978 (cena 24,— Kčs)**

- Miko, O. — Novorka, D. : Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nizkých Tatier — *Quartz-tourmalinic rocks of the Veporide crystalline complex in the Nízke Tatry Mts.* — *Кварцево-турмалиновые породы вепоридного кристаллического комплекса Низких Татр*, (22 strán, 1 obr. v texte, 4 fotogr. tab.)
- Kraus, I. — Šamajová, E. : Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy — *Clay Minerals in Sediments of East-Slovakian Basin* — *Глинистые минералы в осадочных породах Восточнословацкого бассейна*, (53 strán, 36 obr. v texte)
- Václav, J. — Vozárová, A. : Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej — *Characteristic of North-Gemeride Permian at Košická Belá* — *Характеристика перми северных гемерид в области с. Кошицка Бела* (24 strán, 4 obr. v texte)
- Marková, M. — Štohl, J. : Niektoré nové poznatky o solfatárovej formácii v oblasti Kalinka — Vigľašská Huta (stredoslovenské neovulkanity) — *New data on solfataric formation at Kalinka — Vigľašská Huta region* — *Некоторые новые сведения о сольфатаровой формации в области Калинка — Вигляшска Гута*, (37 strán, 4 obr. v texte, 4 fotogr. tab.)
- Karolus, K. — Karolusová, E. : Petrológia produktov ignimbritového vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a v Pohronskom Inovci — *Petrography of ignimbrite formation in the Štiavnické pohorie and the Pohronský Inovec Mts.* — *Петрография игнимбритовой формации из Штиавницких гор и Погронского Иновца*, (33 strán, 7 obr. v texte)
- Timčák, G. — Jakabská, K. — Činčárová, M. : Porovnanie výsledkov prepočtov koncových členov granátového radu podľa metódy Burriho, Rickwooda, Soboleva a Deera — *Comparison of results of recasting analyses of garnets into end member molecules by Burri, Rickwood, Sobolev and Deer's methods* — *Сравнение результатов расчетов концевых членов гранатового ряда методом Бурри, Риквуда, Соболева и Дира*, (18 strán, 5 obr. v texte).

THE HISTORY OF THE

REIGN OF  
GEORGE III.  
BY  
JAMES OBERLIN.  
IN TWO VOLUMES.  
LONDON:  
PRINTED BY R. CLAY AND COMPANY,  
ST. MARTIN'S LANE, 1783.

THE HISTORY OF THE REIGN OF GEORGE III. BY JAMES OBERLIN. IN TWO VOLUMES. LONDON: PRINTED BY R. CLAY AND COMPANY, ST. MARTIN'S LANE, 1783.

## ZÁPADNÉ KARPATY

séria

*mineralógia*

*petrografia*

*geochémia*

*geochémia*

*metalogenéza 6*

---

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied  
v Bratislave roku 1979.

Vedecká redaktorka: RNDr. Magda Marková, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková.

Technický redaktor: Jozef Bielik.

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť v Bratislave ofsetom. Vyskladnené v roku 1979. Tem. skup. 03/9.

Náklad 800 kusov, povolené SÚKK 1197/I-1978. Rozsah AH 13,595. VH 13,958.

Cena brož. Kčs 23,—.