

AS 107c

# ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

261/78

*mineralógia*

*petrografia*

*geochémia*

*metalogenéza 4*

Ústredná geologická knižnica SR  
ŠGÚŠ



3902001020252

Opravy

str. 14, Výrazy  $\frac{K}{S_K} < 2,5$  a  $\frac{E}{S_E} < 2,5$  majú byť správne  $\left| \frac{K}{S_K} \right| < 2,5$  a  $\left| \frac{E}{S_E} \right| < 2,5$

str. 14, druhý riadok zdola: text za čiarkou treba považovať za nový odsek

str. 15 Výraz  $PER = \left[ 1 - \int_0^{x^2} p(x^2) dx^2 \right] \cdot 100$  má byť správne

$$PER = \left[ \int_0^{x^2} p(x^2) dx^2 \right] \cdot 100$$

str. 80, v obr. 32 namiesto symbolu Si má byť správne **Li**

str. 169, deviaty riadok zdola: namiesto obr. 4 má byť správne obr. 74

obr. 1, vysvetlivka 12 = **siderity** sa vzťahuje iba na spodnú časť kresby; horná, šrafovaná časť vyjadruje **súvrstvie s karbonátmi**

obr. 72a,b, mierky zobrazenia vyjadrené číselne sú neplatné

obr. 72b autorom profilu je J. Popreňák

#### REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Anton Biely, CSc., Edita Brestenská, akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Ilavský, DrSc., RNDr. Ján Kantor, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., akademik Michal Maheľ, RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., (predseda redakčnej rady), RNDr. Laurenc Snopko, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc.

#### VEDECKÁ REDAKTORKA

RNDr. Magda Marková, CSc.

# ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

*mineralógia*

*petrografia*

*geochémia*

*metalogenéza 4*

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1977

# STATE LIBRARY

1911

mineralogy  
petrology  
geochémia  
metallurgy

THE UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY  
128 SPADINA AVENUE, TORONTO, CANADA  
M5S 1A5

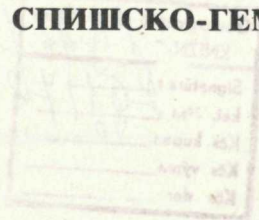
UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY  
128 SPADINA AVENUE, TORONTO, CANADA  
M5S 1A5

**JOZEF GUBAČ**

**PREMENY OKOLNÝCH HORNÍN  
NA LOŽISKÁCH SPIŠSKO-GEMERSKÉHO  
RUDOHORIA**

**WALLROCK ALTERATION IN DEPOSITS  
OF SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE  
MOUNTAINS**

**ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БОКОВЫХ ПОРОД  
НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СПИШСКО-ГЕМЕРСКОГО  
РУДОГОРЬЯ**



MDT 552.16 (437.67)

|                           |
|---------------------------|
| Geologický ústav D. Štúra |
| KNIŽNICE                  |
| Signatúra: 401178 C       |
| kat. čís. 401178          |
| Kčs kupa: .....           |
| Kčs výma: .....           |
| Kčs dar: .....            |



OBSAH — CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

Prvá časť

|   |    |
|---|----|
| Všeobecne o premenách . . . . .   | 9  |
| Obsah a rozsah štúdia premien okolných hornín . . . . .                               | 10 |
| Metódy štúdia premien okolných hornín . . . . .                                       | 11 |
| Fyzikálno-chemické štúdium metasomatózy . . . . .                                     | 11 |
| Kvantitatívne zhodnotenie mineralogického aj chemického vývoja metasomatózy . . . . . | 13 |
| Zásady štúdia premien okolných hornín . . . . .                                       | 16 |

Druhá časť

|  |    |
|--|----|
| Geológia, petrografia a ložiská Spišsko-gemerského rudohoria . . . . . | 17 |
| Geologická stavba . . . . .  | 17 |
| Gelnická séria . . . . .   | 17 |
| Rakovecká séria . . . . .  | 18 |
| Karbón . . . . .   | 19 |
| Perm . . . . .   | 19 |
| Gemeridné granity . . . . .  | 20 |
| Petrografia a mineralógia . . . . .                                    | 21 |
| Horniny gelnickej série . . . . .                                      | 21 |
| Horniny porfýrového vulkanizmu . . . . .                               | 21 |
| Horniny skupiny fylitov . . . . .                                      | 22 |
| Horniny rakoveckej série a karbónu . . . . .                           | 23 |
| Vulkanogénne horniny . . . . .   | 23 |
| Horniny klastického súvrstvia . . . . .                                | 24 |
| Karbonátové horniny . . . . .  | 25 |
| Horniny fácie verukána . . . . .                                       | 28 |
| Gemeridné granity . . . . .  | 28 |
| Hydrotermálne ložiská . . . . .  | 30 |

Tretia časť

|   |    |
|---|----|
| Premeny okolných hornín . . . . .       | 34 |
| Premeny granitov . . . . .              | 35 |
| Petrografia a mineralógia . . . . .     | 36 |
| Premeny pri vyšších teplotách . . . . . | 36 |

|   |     |
|---|-----|
| Premeny pri nižších teplotách . . . . .                     | 51  |
| Petrochémia a geochémia . . . . .                           | 53  |
| Petrochémia . . . . .                                       | 53  |
| Geochémia . . . . .   | 56  |
| Zhodnotenie . . . . .                                       | 91  |
| Premeny karbonátových hornín . . . . .                      | 93  |
| Petrografia a mineralógia . . . . .                         | 94  |
| Premeny pri vývoji sideritu . . . . .                       | 94  |
| Premeny pri vzniku sulfidov . . . . .                       | 108 |
| Premeny pri vzniku Fe-, Cu-sulfidov . . . . .               | 108 |
| Premeny spojené so vznikom Pb, Zn-sulfidov . . . . .        | 109 |
| Geochémia . . . . .   | 109 |
| Zhodnotenie . . . . .                                       | 123 |
| Premeny hornín gelnickej série . . . . .                    | 126 |
| Petrografia a mineralógia . . . . .                         | 126 |
| Premeny karbonátového zrudnenia . . . . .                   | 127 |
| Premeny kremenno-sulfidného zrudnenia . . . . .             | 134 |
| Geochémia . . . . .   | 139 |
| Zhodnotenie . . . . .                                       | 150 |
| Premeny hornín rakoveckej série a karbónu . . . . .         | 152 |
| Petrografia a mineralógia . . . . .                         | 154 |
| Premeny karbonátového zrudnenia . . . . .                   | 154 |
| Premeny kremenno-sulfidného zrudnenia . . . . .             | 170 |
| Geochémia . . . . .   | 177 |
| Zhodnotenie . . . . .                                       | 206 |
| Premeny hornín permu a verfénu . . . . .                    | 208 |
| Petrografia a mineralógia hydrotermálnych premien . . . . . | 209 |
| Premeny karbonátového zrudnenia . . . . .                   | 209 |
| Premeny kremenno-sulfidného zrudnenia . . . . .             | 211 |
| Zhodnotenie . . . . .                                       | 212 |

#### Štvrtá časť

|   |     |
|---|-----|
| Záver a zovšeobecnenia zo štúdia premien okolných hornín Spišsko-gemerského rudohoria . . . . . | 213 |
| Vývoj karbonátov . . . . .  | 213 |
| Vývoj sulfidov a síranov . . . . .  | 215 |
| Vývoj silikátov . . . . .   | 216 |
| Vývoj kysličníkov . . . . .   | 218 |
| Literatúra . . . . .  | 223 |
| Anglické resumé . . . . .   | 230 |
| Ruské resumé . . . . .  | 253 |
| Fotografická príloha . . . . .  | 281 |

## VŠEOBECNE O PREMENÁCH

**Abstrakt.** V práci analyzujeme proces hydrotermálnej premeny, ktorý tvorí s procesom hydrotermálneho vývoja nerastných surovín genetický celok. Vychádzame zo všestranného mineralogického a geochemického hodnotenia hydrotermálne premenených hornín. Výklad paragenetických vzťahov má fyzikálochemickú povahu. Pri hodnotení nameraných hodnôt sa využili štatistické postupy. V tejto časti state sú vysvetlené a zdôvodnené použité postupy.

Pri vyhľadávaní nerastných surovín sa oddávna venovala pozornosť prírodným javom, ktoré sprevádzali výskyt nerastných surovín. Všimli si ich predovšetkým samotní baníci. F. Andrian (1859) píše o skúsenosti baníkov z ťažby Co, Ni-rúd v Dobšinej takto: „*Rudné žily vystupujú vždy len v „Gabre“ a nie v tzv. »Hiebschiefer«.*“ Nepoznali však zákonitosti vývoja nerastných surovín, ani zákonitosti spätosti medzi nimi a javmi, ktoré ich sprevádzajú, a hoci sa dnes pri vyhľadávaní nerastných surovín v oblasti Západných Karpát používajú moderné mineralogické, gochemické, geofyzikálne a tektonické metódy, nové ložiská sa hľadajú len veľmi ťažko. Možno povedať, že v skúsenosti našich predchodcov významnú úlohu zohrali práve sprievodné javy, s ktorými sa v ložiskách stretávali. Takto sa nerastné suroviny vyhľadávali pred nástupom exaktných metód všade na svete. Sprievodné javy v ložiskách boli neskoršie tým dôležitejšie, čím ťažšie bolo vyhľadanie nerastných surovín.

So skutočným štúdiom sprievodných javov v ložiskách sa začalo až po poznaní epigenetickej povahy niektorých ložísk. Najväčšiu pozornosť tomuto problému venoval W. Lindgren, ktorý v roku 1901 podal prehľad dovtedy nahromadených poznatkov. Citovaný autor sa sústredil predovšetkým na problematiku premien okolných hornín. Odvtedy sa chápanie i metódy štúdia premien okolných hornín menili podľa toho, ako narastali poznatky o mineralizačných procesoch, hlavne metasomatózy. Nie je to dlhé obdobie, je však významné pre formovanie uceleného štúdia. Treba však povedať, že ešte ani dnes nie je presne definovaný obsah a rozsah celého problému.

## Obsah a rozsah štúdia premien okolných hornín

Z doterajších prác, ktoré sa zaoberali rozsahom a obsahom štúdia premien okolných hornín, jasne vyplýva, že ide predovšetkým o problém metasomatózy. Niektorí autori, ako napr. G. M. Schwartz (1958), A. F. Koržinskij (1964) a ďalší hovoria jednoducho o hydrotermálne zmenených horninách. Nesmie sa však zabudnúť, že pri štúdiu premien okolných hornín ide predovšetkým o objasnenie spätosti medzi hydrotermálnym zrudnením a hydrotermálnymi premenami. Vznik sedimentárnych alebo metamorfných rúd ovplyvnili celkom iné faktory, ktoré sa podstatne odlišujú od faktorov určujúcich vývoj hydrotermálnych roztokov.

Rozsah štúdia premenených okolných hornín je však podstatne širší. Tak napr. v ruskom geologickom slovníku z roku 1955 sa hovorí: „*okolorudné premeny sú súhrnom zmien v horninách v okolí rudných telies, spôsobených procesmi, s ktorými je spojená tvorba rúd, prípadne tieto okolorudné premeny sú podmienené procesmi, ktoré sprevádzajú vývoj rúd*“. Ide tu teda o súhrn procesov. V nich premeny vyvolané rudonosnými roztokmi sú len čiastkou premien, ktoré môžeme v ložiskách zaznamenať. Môžeme tu opísať napr. prejavy tektonometamorfózy, prípadne i zvetrávania. Hlavne posledné majú v ložiskách niektorých súrovín dosť často svoje osobitné črty, ktoré treba pri vyhľadávaní zhodnotiť. S rovnakými prejavmi tektonometamorfózy sa však stretávame aj tam, kde zrudnenie vôbec nenastalo. Práca, ktorá sa zaoberá sprievodnými javmi v ložiskách, chce nielen opísať, ale i analyzovať a objasniť zákonitosti vývoja roztokov, ktoré podmienili vznik nerastných surovín. Preto treba osobitne zhodnotiť jednotlivé mineralizácie, a teda aj sprievodnú metasomatózu. Vývoj hydrotermálnych roztokov pri metasomatóze vplyva aj na vývoj hydrotermálneho zrudnenia. Dá sa tiež povedať, že rozdielne zrudnenia sú spravádzané rozdielnym vývojom metasomatózy. Často sme však nútení študovať hydrotermálne premeny sprevádzajúce zrudnenie v horninách, ktoré už predtým boli hydrotermálne zmenené napr. pri autometamorfóze. Ani tieto z genetického hľadiska rozdielne prípady hydrotermálnej premeny nemožno zamieňať. Z tohto dôvodu nie je celkom správne hovoriť o premenách, ktoré sprevádzajú rudy, jednoducho ako o hydrotermálnych premenách, prípadne o metasomatóze. Sprievodnú metasomatózu treba označiť takým výrazom, z ktorého bude zrejmé, že ide o premenu geneticky spätú s vývojom nerastných surovín. Budeme teda presnejší, keď zdôrazníme, že ide o metasomatózu alebo hydrotermálnu premenu okolných hornín.

Z toho, čo sme doteraz o štúdiu premien okolných hornín povedali, vyplýva, že v tejto práci pôjde predovšetkým o vyčlenenie takého procesu premeny okolných hornín, ktorý tvorí spolu s procesom hydrotermálneho vývoja nerastných surovín jeden genetický celok. Zmena podmienok jedného z týchto procesov sa prejaví aj na vývoji toho druhého.

Pri takto chápaných premenách okolných hornín treba objasniť: 1. ktoré metasomatické prejavy premien okolných hornín tvoria s vývojom nerastných

surovín jeden celok, 2. aký je vývoj premien okolných hornín v priestore a čase, 3. aká zmena prislúcha v priestore a v čase samotným roztokom.

### **Metódy štúdia premien okolných hornín**

Pri štúdiu premien okolných hornín treba vychádzať predovšetkým zo všestranného mineralogického hodnotenia. Výklad predmetnej mineralizácie by mal zohľadniť jej fyzikálno-chemickú povahu. Okrem toho chceme podať aj kvantitatívne zhodnotenie. Pri zabezpečení týchto úloh boli použité niektoré pôvodné riešenia. Nebude preto na škodu, keď sa v krátkej stati zmienime o niektorých spôsoboch výkladu študovanej mineralizácie.

#### **Fyzikálno-chemické štúdium metasomatózy**

Spomedzi starších autorov, ktorí sa zaoberali fyzikálno-chemickou povahou metasomatózy, treba uviesť hlavne práce W. Lindgrena (1925 a 1933). V prvej autor poukazuje na zákon konštantnosti objemu počas metasomatózy. V druhej metasomatózu definuje ako proces súčasného kapilárneho rozpúšťania a vyzrážania minerálov, a to či už s čiastočným alebo úplne novým chemickým zložením. V. M. Goldschmidt (1922) píše zasa o metasomatóze ako o procese, ktorý prebiehal prostredníctvom chemických reakcií medzi pôvodnými minerálmi a látkami, ktoré boli prinášané. Zname je tiež jeho mineralogické pravidlo fáz (práca z roku 1914). Najviac nového z hľadiska zhodnotenia prírodných systémov priniesli práce D. S. Koržinského (1936, 1957, 1974 a ďalšie). Tento autor sa zaoberal termodynamickou aj kinetickou stránkou metasomatózy. Jeho práce vyvolali veľký ohlas a veľa súhlasných i kritických pripomienok.

Cieľom fyzikálno-chemického zhodnotenia metasomatózy je stanovenie tých fyzikálno-chemických faktorov, ktoré určili priebeh procesu. Znaky ich uplatnenia musíme teda hľadať v paragenetických vzťahoch premenených hornín. V roku 1958 sme publikovali prácu o paragenéze minerálov (J. Gubač 1958). Chceli sme v nej povedať, že na základe štúdia mineralogickej stavby hornín možno vyčleniť také minerálne asociácie, ktoré môžeme považovať za produkt chemickej reakcie. Pre stanovenie takejto minerálnej asociácie sme uviedli tieto kritériá:

1. Minerály sú rovnakého veku, to znamená, že sa nachádzajú v spoločnej zmesi a sú v rovnakom vzťahu k minerálom iných paragenetických asociácií.
2. Paragenetická asociácia sa nemení v priestore a v čase, ak sa nemení jej minerálne zloženie.
3. Paragenetická asociácia má pri určitých fyzikálno-chemických podmienkach svoju odôvodnenosť.

Za úvod k fyzikálno-chemickému vyhodnoteniu metasomatózy považujeme teda analýzu stavby hornín. Štúdium minerálnych čiže fázových vzťahov je istým prípadom termodynamickej analýzy. Zaregistrovaná zmena alebo stálosť minerálnej rovnováhy je odrazom termodynamických faktorov metasomatického procesu

v priestore a čase. Tento stav môžeme charakterizovať niektorou termodynamickou funkciou. Nezávisle premenné veličiny, pri ktorých je definovaná termodynamická funkcia, sa niekedy označujú ako faktory rovnováhy. Keď vychádzame zo spomínaného Lindgrenovho zákona o zachovaní objemu počas metasomatózy, treba mať na zreteli nezávisle premenné veličiny zohľadnené voľnou energiou (F). Podľa D. S. Koržinského (1957) voľná energia pre otvorené systémy je definovaná totálnym diferenciálom:

$$dF_0 = SdT - pdV + \mu_i dn_i - n_j d\mu_j - dQ'$$

kde T je teplota  
S je energia  
p je tlak  
V je objem

$\mu$  je chemický potenciál zložiek  
n je počet zložiek  
Q' je viazané teplo

Nezávisle premennými tejto funkcie sú: teplota (T), objem (V) a dvojaké chemické zložky: zložky, ktoré do počtu faktorov rovnováhy vstupujú svojimi extenzívnymi veličinami ( $n_i$ ) D. S. Koržinskij (1936) označil ako inertné. Zložky, ktoré do počtu faktorov rovnováhy vstupujú intenzívnymi veličinami ( $\mu_j$ ), autor označuje ako plne pohyblivé (vpolne podvižnije). Prvé v našich prácach označujeme ako *rovnovážne* a druhé ako *nerovnovážne*. Rovnako budeme postupovať aj v tejto práci. Robíme to preto, aby sme nezamieňali termodynamickú a kinetickú stránku chemických zložiek.

Pri maximálnej variantnosti systému sa počet rovnovážnych zložiek rovná počtu fáz. Spomínanú rozdielnosť chemických zložiek treba mať na zreteli najmä preto, že v prírodných mnohozložkových systémoch sa nedosiahne úplná chemická rovnováha. Je to tak hlavne vtedy, keď počas procesu niektoré zložky boli do systému privádzané, iné zasa odvádzané. Charakteristické je to najmä pre metasomatózu. Systémy takéhoto druhu sa v teoretickej fyzike označujú ako otvorené (pozri napr. K. Denbigh 1961). Pri zatvorených systémoch nedochádza k výmene látok medzi systémom a jeho okolím.

Považujeme za potrebné všimnúť si aj kinetické stránky migrácie chemických prvkov počas metasomatózy. D. S. Koržinskij (1947) pri výklade kinetiky infiltračnej metasomatózy bral za základ údaje, ktoré stanovil Eršler (pozri citovanú prácu). Podľa neho elementárne množstvo rozpustenej látky v roztoku ( $dm_i$ ), ktoré prešlo cez filter, môže byť vyjadrené súčinom počiatočnej koncentrácie ( $C_i$ ), elementárnej zmeny objemu prenikajúceho roztoku ( $dV$ ) a koeficientu filtrácie ( $\varphi_i$ ).

$$dm_i = \varphi_i C_i dV$$

R. A. Mackay (1946) upozorňoval na to, že pri prenikaní roztokov cez málo priepustné horniny môžu byť rudné zložky zachytené vo forme zrudnenia. No okrem filtra na vzdialenosť migrácie chemických prvkov vplyva v značnej miere aj celkový fyzikálno-chemický stav roztokov. Zdôrazňujeme predovšetkým režim

kyslosti roztokov. Pritom na chemické prvky v zmysle Ricciho, ako to vysvetlil D. S. Koržinskij (1956), sa môžeme dívať ako na prvky rozdielne silných kyselín alebo zásad. Túto fyzikálo-chemickú vlastnosť chemických prvkov kvôli jednoduchosti v ďalšom označujeme ako kyselinotvornú, prípadne zásadotvornú. Režimu kyslosti roztokov venovali pozornosť viacerí autori. Sú to najmä práce D. S. Koržinského (1955, 1956, 1970), N. A. Žarikova (1966), E. A. Landu (1970). Stredobodom týchto prác je charakteristika tzv. metasomatickej kolónky, ktorá by mala byť teoretickým modelom zonálnosti vývoja metasomatózy a podkladom pre vyjadrenie migrácie chemických prvkov. Pri štúdiu premien okolných hornín v prácach mnohých autorov hlavným zmyslom štúdia je stanovenie zonálnosti voči rudným telesám. V súlade s inými autormi sme však prišli k záveru, že vývoj metasomatickej zonálnosti je závislý od celého radu faktorov. (Pozri napr. A. H. Šlygin 1970). Domnievame sa, že zonálnosť pri metasomatóze je iba limitný prípad, ku ktorému môže dôjsť iba v jednoduchých podmienkach. Stanovenie zonálnosti nemôže byť preto jediným, ba ani nie hlavným zmyslom štúdia premien okolných hornín. Podkladom pre vyjadrenie migrácie chemických prvkov v tejto práci bude faciálna analýza paragenetických vzťahov bez ohľadu na to, či sa dosiahla alebo nedosiahla zonálnosť študovaných premien. Grafické vyjadrenie faciálneho vývoja študovaných premien v závislosti od nerovnovážnych (vpolne podvižnije) zložiek zobrazujeme metódou opísanou v práci D. S. Koržinského (1957).

#### Kvantitatívne zhodnotenie mineralogického a chemického vývoja metasomatózy

Pri štúdiu premien okolných hornín je dôležité vyjadriť stupeň premeny. Táto úloha je spojená s kvantitatívnym vyhodnotením metasomatózy a týka sa minerálneho i chemického zloženia premenených hornín. Stupeň premeny vyplýva z porovnania premenených a nepremenených hornín tej istej petrografickej povahy. Metasomatózou postihnuté horniny sú však svojím minerálnym aj chemickým zložením veľmi často dostatočne variabilné, a to aj vtedy, keď pôvodné minerálne zloženie bolo dosť konštantné. V skutočnosti však horniny majú značnú minerálnu a chemickú variabilnosť ešte pred uplatnením sa rudonosných roztokov. Stáva sa to napr. v dôsledku tektonometamorfózy, alebo ide o zmiešané horniny, napr. horniny tufogénnej povahy. V týchto a v podobných prípadoch je kvantitatívne vyhodnotenie metasomatózy veľmi náročné. Mnohé práce tento problém vôbec neriešia, alebo aj keď sa o ňom zmieňujú, zostáva celý rad problémov nejasný. V tejto súvislosti chceme napr. pripomenúť problém dolomitizácie ako sprievodného javu Pb, Zn zrudnenia v karbonátových horninách. V týchto horninách sa dolomitizácia uskutočnila nielen v dôsledku uplatnenia sa rudonosných roztokov, ale napr. aj pri diagenéze. Na riešenie tohto problému sme použili mikrosundu. Podobne sme tak robili aj v niektorých ďalších prípadoch. Najracionálnejšie je

určiť objemové zastúpenie minerálov pomocou röntgenovej analýzy. Stručná charakteristika použitej metodiky je uvedená v práci J. Gubača (1973). Použili sme však aj optickú planimetriu. O zmene v zastúpení niektorých minerálov usudzujeme podľa zmeny chemického zloženia. Kvantitatívne vyhodnotenie minerálneho a chemického zloženia premenených hornín je teda veľmi náročné a bez komplexného štatistického spracovania nedôsledné. Aplikovať však niektoré štatistické metódy v plnom rozsahu bez použitia počítačov je prakticky nemožné. V období riešenia problémov opísaných v tejto práci sa využívanie počítačov značne rozšírilo. Mali sme možnosť vypracovať programy pre riešenie niektorých štatistických úloh, aktuálnych aj pre analýzu problémov riešených v tejto práci (J. Gubač 1975a). Programy riešia opis a porovnanie štatistických súborov.

Pri stanovení typu rozdelenia sme vychádzali z toho, že charakteristika asymetrie:

$$K = \frac{1}{NS^3} \sum_{i=1}^N (x(i) - A)^3$$

kde N — je počet prvkov súboru

S — je smerodajná odchýlka

X(i) — je hodnota i — vzorky

a zároveň charakteristika excesu (prebytku):

$$E = \left[ \frac{1}{NS^4} \sum_{i=1}^N (X(i) - A)^4 \right] - 3$$

pri symetrickom rozdelení je rovná alebo aspoň blízka nule. Hypotézu o normálnom rozdelení prijímame iba vtedy, keď sú splnené nerovnosti

$$\frac{K}{S_K} < 2,5 \quad \text{a súčasne} \quad \frac{E}{S_E} < 2,5$$

kde  $S_K$  je približná hodnota smerodajnej odchýlky hodnoty  $K$  ( $S_K = \sqrt{\frac{6}{N}}$ ),

$S_E$  je približná hodnota smerodajnej odchýlky hodnoty  $E$  ( $S_E = \sqrt{\frac{24}{N}}$ ).

V prípade, že hypotéza o symetrickom rozdelení nemôže byť prijatá, uvažujeme o nesymetrickom rozdelení, a to tak, že súbor považujeme za lognormálne rozdelený. Teóriu o lognormálnom rozdelení prijímame však len vtedy, keď hodnota kritéria tohto rozdelenia

$$Q = \log \left( \frac{A}{G} \right) \quad S_L^2 = 1,1513$$

G — je geometrický priemer,

$S_L^2$  — je disperzia dekadických logaritmickej hodnôt, od teoretickej hodnoty sa neodchyľuje viac ako  $\pm 10\%$ .



Ak však nemožno prijať ani teóriu o lognormálnom rozdelení, súbor považujeme za polymodálne rozdelený. Pomocou nejakého intervalu symetrického rozdelenia, či už logaritmických alebo nelogaritmických hodnôt z výberu niekoľkých rozdelení, dochádza k vyčleneniu uvažovaných definovaných rozdelení. V prípade, že rozčlenenie neprináša pozitívny výsledok, ponechávame či už celý súbor alebo aspoň jeho časť ako nedefinovaný, heterogénny. Charakterizované rozčlenenie je pôvodným riešením a je opísané v citovanej ešte nepublikovanej práci.

Zhoda empirického rozdelenia s teoretickým je udaná v percentách:

$$\text{PER} = \left[ 1 - \int_0^{\chi^2} p(\chi^2) d\chi^2 \right] \cdot 100$$

s funkciou hustoty:

$$p(\chi^2) = \frac{1}{2^{\frac{1}{2}f} \Gamma\left(\frac{1}{2}f\right)} (\chi^2)^{\frac{1}{2}f-1} e^{-\frac{1}{2}\chi^2}$$

kde  $\chi^2$  je Pearsonova charakteristika

$\chi^2_1$  je vypočítaná hodnota  $\chi^2$  analyzovaného empirického rozdelenia

f je počet stupňov voľnosti.

Pri normálnom rozdelení

$$f = M - 3$$

a pri lognormálnom rozdelení

$$f = M - 4$$

kde M je počet tried.

Treba dodať, že napr. test dobrej zhody prijíma za rozdelenie zhodné s teoretickým, keď

$$\text{PER} = 5 \%$$

Keď teda pri charakterizovaných rozdeleniach napríklad uvedieme, že rozdelenie je s teoretickým zhodné na 20 %, zhoda je dostačujúca. K výpočtu percentuálnej zhody boli použité knižničné programy počítača CDC 3300 na Výskumnom výpočtovom stredisku — program OSN v Bratislave.

Pri normálnom rozdelení uvádzame hodnotu aritmetického priemeru (A), disperziu ( $S^2$ ), smerodajnú odchýlku (S) a percentuálnu zhodu. Lognormálne rozdelenie charakterizujeme hodnotou aritmetického priemeru (A), geometrického priemeru (G), disperziou logaritmických hodnôt ( $S_L^2$ ), smerodajnou odchýlkou logaritmických hodnôt ( $S_L$ ) a percentuálnym vyjadrením zhody.

Pri výpočte lognormálneho rozdelenia sme sa pridržovali postupu opísaného v práci S. Ďuroviča (1957), ktorý vychádza predovšetkým z prác L. H. Ahrensa (1954a, b).

Štatistické charakteristiky normálneho rozdelenia A, S a  $S^2$  sú udané s intervalmi spoľahlivosti tak, aby bola pri nich pravdepodobnosť istoty prijatia 0,95 (teda na

úrovni významnosti 0,05). Udané sú teda ako:  $A \pm ODA$ ,  $S \pm ODS$ ,  $S^2$  ( $S2MI$ ,  $S2MA$ ). Tiež pri stanovení intervalov spoľahlivosti smerodajnej odchýlky a disperzie boli využité knižničné programy počítača CDC 3300.

Hodnoty intervalov spoľahlivosti štatistických charakteristík využívame aj pri porovnaní súborov. Pridržiavame sa toho, že štatistické porovnanie má zmysel iba vtedy, keď

$$(A_1 - ODA_1) \leq A_2 \leq (A_1 + ODA_1)$$

alebo

$$(S_1 - ODS_1) \leq S_2 \leq (S_1 + ODS_1)$$

Súbory s uvedenými vzťahmi  $A_1$  a  $A_2$ ,  $S_1$  a  $S_2$  označujeme ako súbory blízke, či už podľa aritmetického priemeru alebo smerodajnej odchýlky.

Súbory, pri ktorých platí:

$$(A_1 - ODA_1) \leq (A_2 - ODA_2) \text{ a } (A_2 + ODA_2) \leq (A_1 + ODA_1)$$

$$(S_1 - ODS_1) \leq (S_2 - ODS_2) \text{ a } (S_2 + ODS_2) \leq (S_1 + ODS_1)$$

považujeme za zhodné, a to či už podľa aritmetického priemeru alebo podľa smerodajnej odchýlky. Ostatné prípady súborov považujeme za rozdielne. Súbory zhodné alebo blízke charakterizujeme percentuálnou zhodou. Podľa aritmetického priemeru percentuálnu zhodu vyjadrujeme pomocou Studentovho a podľa disperzie pomocou Fisherovho rozdelenia. Pri vyjadrení jednoduchých lineárnych korelácií sme využili knižničné programy počítača Siemens 4004/150 v Ústave výpočtovej techniky pri Univerzite Komenského v Bratislave.

Štúdiom premien okolných hornín vyžaduje pomerne presné sledovanie chemického zloženia minerálov. Na tento účel sme využili mikrosundu a meranie fyzikálnych vlastností minerálov, najmä meranie indexov lomu a špecifických váh. Meranie špecifických váh sme urobili metódou opísanou v práci J. Gubača (1968). Najdôležitejšie minerály boli separované a podrobené priamo chemickej analýze.

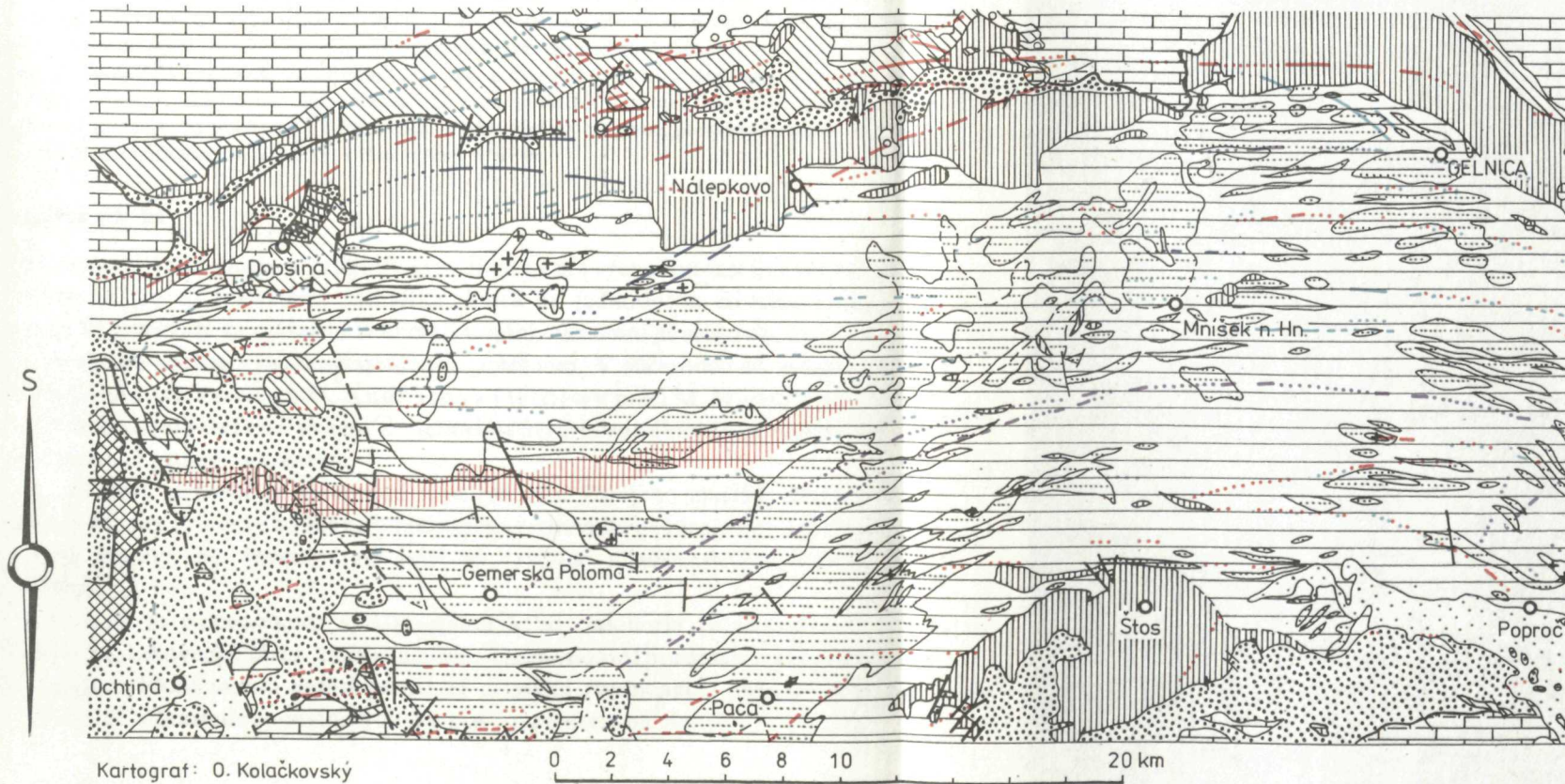
### Zásady štúdia premien okolných hornín

Na základe toho, čo sme už povedali o študovanej problematike, možno stanoviť tieto hlavné zásady a úlohy štúdia premien okolných hornín:

1. Pri štúdiu premien okolných hornín vychádzať predovšetkým z takých miest, na ktorých sa dá bezpečne stanoviť minerálna asociácia vytvorená vplyvom rudonosných roztokov.
2. Charakterizovať faciálny vývoj hydrotermálnej minerálnej asociácie, a to jeho kvalitatívnu i kvantitatívnu stránku.
3. Vysvetliť rozdelenie chemických prvkov v kontexte s faciálnym vývojom študovanej premeny a podať aj vysvetlenie migrácie chemických prvkov.
4. Podľa možnosti dokumentovať zistené závoslosti v priestore a čase.
5. Stanoviť kritériá pre ocenenie a prospekciu ložísk.

# PREHĽADNÁ MAPA ŽILNÝCH ŤAHOV SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA 1:200 000

Geologický podklad prevzatý podľa geologickej generálnej mapy GÚDŠ - list Vysoké Tatry, upravil J. Gubač  
 Žilné ťahy zostavil J. Pecho podľa mapy nerastných surovín



## VYSVETLIVKY

- |    |  |                                  |
|----|--|----------------------------------|
| 1  |  | rakovecká séria                  |
| 2  |  | perm                             |
| 3  |  | karbón                           |
| 4  |  | mezozokum vcelku                 |
| 5  |  | porfyroidy gelnickej série       |
| 6  |  | ostatné členy gelnickej série    |
| 7  |  | gemeridná žula                   |
| 8  |  | kryštalinikum                    |
| 9  |  | flyš                             |
| 10 |  | neogén                           |
| 11 |  | Sb-ložiská ( $\pm$ Au)           |
| 12 |  | siderity                         |
| 13 |  | baryt-sideritové a barytové žily |
| 14 |  | kremeň-ankerit-sulfidické žily   |
| 15 |  | kremenné žily                    |

Kartograf: O. Kolačkovský

Obr. 1

## GEOLÓGIA, PETROGRAFIA A LOŽISKÁ SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA

**Abstrakt.** Zrudnenie v Spišsko-gemerskom rudohorí sa prejavilo najmä v centrálnej časti, ktorú tvoria prevažne paleozoické útvary. Do starších súvrství tohto útvaru intrudovali v kriede granity, ktoré mnohí autori aj autor tejto práce považujú za zdroj prevažnej časti hydrotermálneho zrudnenia.

K zrudneniu došlo v granitoch, v horninách gelnickej a rakoveckej série, v karbóne a v perm. Sporadické prejavy zrudnenia boli zaznamenané aj v mezozoických útvaroch najmä vo verféne. Zrudnenie sa prejavilo na puklinách i v horninách. Rudné roztoky reagovali prevažne s regionálne metamorfovanými horninami za podmienok fácie zelených bridlíc.

### Geologická stavba

Spišsko-gemerské rudohorie je orografickým názvom pre východnú časť Slovenského rudohoria. Je to tektonická jednotka, ktorá sa jednoducho označuje ako gemeridy. O gemeridy sa oddávna zaujímali mnohí významní geológovia, ktorí sa zaoberali alpsko-karpatským orogenetickým systémom. V súčasnosti sú výsledky tohto štúdia zhrnuté v prácach D. Andrusova (1958) a v práci M. Maheľa et al. (1967), kde je najmä stať O. Fusa na zameraná na útvary centrálnej časti, v ktorých sú zaznamenané prejavy zrudnenia.

Vnútoraná časť gemeríd je vytvorená z paleozoika. Do jeho starších súvrství intrudovali granity kriedového veku. V literatúre sa spravidla uvádzajú pod názvom gemeridné granity. Na severe a na juhu sú vyvinuté mladšie útvary, hlavne mezozoikum.

V súčasnosti je paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria rozčlenené na: gelnickú sériu, rakoveckú sériu, karbón a perm. Treba venovať pozornosť i gemeridným granitom, ktoré mnohí autori považujú za zdroj zrudnenia v tejto oblasti. Zjednodušené zobrazenie spomenutých útvarov je uvedené na obr. 1.

### Gelnická séria

Gelnická séria je v prevažnej miere zložená z klastických členov so znakmi flyšoidnej sedimentácie. Obsahujú mocné polohy hornín porfýrového vulkanizmu, podľa ktorých bola táto séria pôvodne označená ako porfýroidová. Nachádzajú sa tu aj polohy karbonátových hornín. Gelnická séria je

najstarším stratigrafickým súvrstvím paleozoika gemeríd. Podľa analógie so súvrstviami alpskej drobovej zóny séria sa zaraďovala do kambria až silúru. Aj v súčasnosti je gelnická séria v podstate zaraďovaná do tohto obdobia (P. Snopková 1962, J. Kantor 1963, O. Čorná 1972). Vnútorne stratigrafické členenie gelnickej série nie je dodnes jednotné, nakoľko je nedostatok fosílií. Pre problémy riešené v tejto práci z hornín gelnickej série budeme mať na zreteli len základné petrografické typy. Sú to: horniny porfýrového vulkanizmu, klastické horniny flyšovej sedimentácie a karbonátové horniny.

Gelnická séria sa vyvíjala počas kaledónskeho vývojového cyklu. Porfýrový vulkanizmus J. Kamenický (1956) v zmysle Stilleho považuje za prejav subsekventného vulkanizmu. D. Andrusov (l.c.) nevyklučuje ani jeho iniciálnu povahu. To znamená, že či priradíme sedimentáciu k spodnej alebo k vrchnej terigénnej formácii v zmysle Belousova, existuje nejasnosť. Po sedimentácii, ktorá, ako sme už povedali, mala v značnej miere flyšoidnú povahu, boli horniny gelnickej série zvrásnené. V práci O. Fusán—M. Máška—V. Zoubek (1955) o tomto vrásnení kaledónskeho orogénu hovoria ako o spišskej fáze. Veková paralelizácia tohto orogénu s ostatnými kaledónskymi orogénmi nie je dosiaľ istá. Treba povedať, že niektorí autori považujú túto fázu za problematickú. V práci J. Pechu (1969) a P. Greculu (1970) sa poukazuje na to, že medzi gelnickou a rakoveckou sériou existujú pozvoľné prechody a že obe tieto série boli spoločne zvrásnené a metamorfované. Z litológie však vyplýva, že kým pre súvrstvie označené ako gelnická séria sú charakteristické horniny porfýrového vulkanizmu, pre súvrstvie označené ako rakovecká séria je charakteristická prítomnosť hornín diabázového vulkanizmu. Pravda, aj v gelnickej sérii sú sporadicky zastúpené intermediárne i bázické horniny.

## Rakovecká séria

Vývoj rakoveckej série sa uskutočnil v období geosynklinálneho klesania (D. Andrusov 1958). Klesanie bolo sprevádzané mohutným iniciálnym, prevažne bázickým vulkanizmom. Séria má charakter spodnej detritickej formácie s flyšoidnou povahou.

Z petrografického hľadiska sa treba zmieniť hlavne o detriticko-pelitických sedimentoch a o vyvrelých horninách. Podľa tejto základnej petrografickej charakteristiky séria bola donedávna nazývaná fylitovo-diabázová (A. Matějka—D. Andrusov 1931), alebo ešte predtým séria fylitová (L. Zelenka 1927). Petrograficky sú vyvrelé horniny dosť pestré. Prevládajú sice horniny diabázového charakteru, no popri nich sa vyskytujú aj horniny intermediárneho a, ako sa zdá, aj ultrabázického vulkanizmu. Boli tiež opísané intruzívne horniny, ako je kremitý diorit, gabrodiorit a gabro. J. Ahlburg (1913) a potom tiež O. Fusán—J. Kamenický—M. Kuthan (1953) považovali kremitý diorit z oblasti Dobšinej za najstarší element gemeríd. Naproti tomu A. Matějka a D. Andrusov (1931) intruzívne horniny považovali za mladšie, než sú superkrustálne členy tejto série. L. Kamenický — M. Marková (1957) intruzívne formy amfibolického gabra považujú za syntektonické s prvými fázami varískej orogenézy. Za niečo mladšie považujú amfibolicko-biotitický kremitý diorit. Poznávajú, že epizonálne metamorfované amfibolické gabro je tiež opisované ako amfibolit. O amfibolite hovorili J. Stejskal—J. Vachtl (1934) a L. Rozložník (1965). Naviac, posledný autor niektoré horniny, ktoré nachádzal hlavne v oblasti Dobšinej, označil ako hybridné tonalitické ruly. Tento autor hovoril tiež o granitizácii hornín rakoveckej série. Ako dôkaz uplatnenia vyššej metamorfózy uvádza prítomnosť amfibolitov. V práci J. Gubača (1969) tvrdíme, že popri intruzívnych horninách v rakoveckej sérii ide predovšetkým o komplex epizonálne metamorfovaných vulkanických hornín s pomerne širokou diferenciačnou škálou, a to od hornín intermediárnych až k ultrabázickým. Najvýraznejšie sú však zastúpené horniny diabázového vulkanizmu.

Š. Bajaník (1960) na základe svojich štúdií v severnej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria rozdeľuje rakoveckú sériu na súvrstvie bazálne a súvrstvie vulkanogénne. Hrubozrnnejšiu faciú detritického súvrstvia podľa tohto autora môžeme očakávať hlavne na báze série. L. Kamenický—M. Marková (1957) členia rakoveckú sériu na tri časti. Na báze série opísali psamitické sedimenty a v strednej časti pelitické sedimenty spolu s horninami diabázového vulkanizmu. Vo vrchnej časti

prevládajú pelitické horniny. Aj pri členení tejto série sa vychádzalo predovšetkým z litologických hľadísk.

Horniny rakoveckej série boli postihnuté epizonálnou regionálnou metamorfózou. Táto premena bola spojená s prvými horotvornými fázami hercýnskeho orogénu. Počas nej sa táto oblasť vynorila. Vek série nie je presne určený. D. Andrusov (1958) uvažuje o bretónskej i o sudetskej fáze vrásnenia. Na zreteli má hlavne devón. Niektorí autori nevyklučujú však dosah rakoveckej série až do spodného karbónu.

## Karbón

Karbón je v Spiško-gemerskom rudohorí považovaný za transgresívny útvar. Jeho vývoj často začína bazálnym zlepencom. O. Fu sán (1959) označil toto súvrstvie ako zlepenčovo-bridličnaté. Ide o litorárne-neritický vývoj. Zaberá dosť rozsiahlu plochu. Citovaný autor má na zreteli:

- a) fáciu pobrežnú — na severe bindtsko-rudniansku
- na juhu rožňavskú
- b) fáciu plytkého mora — ochtinsko-podrečanskú
- (pásmo korálových ostrovov)
- c) fáciu prechodnú — dobsínský karbón

V bazálnom súvrství karbónu sa prejavuje značná petrografická závislosť od petrografie podložja. Bindtsko-rudnianska fácia má značné množstvo materiálu hornín rakoveckej série. Tento materiál môže skresľovať aj rozšírenie a intenzitu vulkanizmu tohto útvaru. V podloží rožňavského typu bazálnych zlepenčov sú vyvinuté predovšetkým porfyroidy, sericitické fylity a kvarcitu gelnickej série. Podľa citovanej práce tieto horniny nachádzame v bazálnom súvrství karbónu na juhu Spiško-gemerského rudohoria. Podľa iných autorov sú však horniny tohto súvrstvia niekedy začlenené i do permu (I. Varga 1971).

Fáciu plytkého mora hlavne medzi Ochtinou a Podrečanmi tvorí drobnozrnné, predovšetkým pelitické súvrstvie. Zlepenca sa vyskytujú len v podradnom množstve. Výrazne sú zastúpené karbonátové horniny, pre ktoré je charakteristická prítomnosť magnezitov. Vo vyšších častiach sa objavujú polohy diabázových hornín.

Prechodná fácia má horniny hrubozrnejšej i jemnejšej sedimentácie. V okolí Dobšinej sú zlepenca len niekoľko metrov mocné a majú vápnitý tmel.

Vyššie stratigrafické súvrstvia karbónu sa zachovali len v obmedzenej miere.

Po sedimentácii hornín karbónu sa uskutočnili orogénne pohyby sálskej fázy. Podľa L. Snopku (1957), L. Rozložníka (1965) a ďalších postrednokarbónske tektonické pohyby hercýnskej etapy neboli spojené s väčšími vrásnivo-metamorfnými procesmi. Uplatnila sa predovšetkým zlomová germanotypná tektonika. Jednako však zostáva nedoriešené, aký dosah mala postredno-karbónska tektonika napr. pri formovaní karbónskych kryštalicích vápencov — mramorov, ako aj pri formovaní kryštalicích magnezitov typu „Veitsch“. V každom prípade aj pri horninách karbónu treba mať na zreteli metamorfované horniny. Výrazná bola aj dislokačná metamorfóza v zmysle P. Niggliho (1950). Citovaní autori L. Snopko a L. Rozložník, podobne ako aj M. Ivanov (1953), M. Máška (1957), epizonálnu postredno-karbónsku premenu hornín spájajú s alpským orogénom.

## Perm

Horniny permu v oblasti Spiško-gemerského rudohoria patria v podstate k dvom základným faciálnym vývojom. Najrozsiahlejší je kontinentálny vývoj známy pod názvom „verukáno“. Je vyvinutý hlavne na severe Spiško-gemerského rudohoria. V južnej časti tejto oblasti J. Bystrický—O. Fu sán (1955)

zaznamenali prítomnosť morského permu, ktorý podľa citovanej práce vystupuje len v obmedzenom rozsahu. Predpokladá sa, že je to severný dosah permu z oblasti Bukových hôr v Maďarsku. Hoci sa dnes predpokladá, že tento perm je pomerne rozsiahly, netreba mu v našej práci venovať pozornosť.

Horniny kontinentálneho vývoja majú predovšetkým klastický charakter. Nachádzajú sa tu však aj sadrovcovo-anhydritové polohy, ktoré svedčia o lagunárnom charaktere vývoja sedimentov. Z práce M. Mahef—J. Vozár (1971) vyplýva, že lagunárne sedimenty môžu tvoriť najvrchnejšie súvrstvie permu.

V perme na severe Spišsko-gemerského rudohoria sú aj kremité porfýry a ich pyroklastiká. Sú to zrejme horniny subsekventného vulkanizmu.

Vývoj permu vo vývine verukána predstavuje zrejme ukončenie hercýnskej etapy so znakmi molasovej formácie. Na kontinentálno-lagunárnu sedimentáciu permu sa napojila sedimentácia verfénu, ktorá už nesie znaky morskej sedimentácie. Prejavuje sa to hlavne podielom karbonátov, ktoré sú vo vyšších súvrstviach triasu veľmi výrazné. Metamorfózu hornín permu možno teda odvodiť až od alpínskych horotvorných procesov. Vo všeobecnosti možno povedať, že horniny permu nie sú intenzívne metamorfované. Niekedy sa metamorfóza vôbec neuskutočnila. Výraznejšie sa prejavuje len na niektorých miestach a má hlavne dislokačnú povahu.

Značná pozornosť bola venovaná aj vzťahu zrudneného tektonického systému k celkovej stavbe Spišsko-gemerského rudohoria. Zistilo sa, že z ložiskového hľadiska má predovšetkým význam popermská, teda v podstate alpínska tektonika. Z prác, ktoré venujú pozornosť tomuto problému, citujeme len L. Snopku (1962), L. Rozložníka (1965a) a P. Greculu (1971). Alpínska tektonika sa vo všeobecnosti charakterizuje ako vrásnivá, no vo zvrásnenom pásme paleozoika sa výrazne prejavila hlavne zlomová tektonika spojená s posuvmi a poklesmi. Od tejto tektoniky treba odvodiť aj vyššie spomínané prejavy dislokačnej metamorfózy. Niektoré z týchto tektonických štruktúr boli zrudnené. Zrudnenie sa zrejme uskutočnilo aj v starších štruktúrach takejto povahy. Žily sú dosť často vyvinuté na styku dvoch petrografických celkov a majú zväčša východo-západný smer. Na obr. 1 je zjednodušene znázornený aj priebeh žilného systému, ktorý podľa mapy nerastných surovín zostavil J. Pecho. V perme zrudnený tektonický systém vyznieva. Táto skutočnosť bola príčinou mnohých diskusií o veku zrudnenia v tejto oblasti. Tí, ktorí zastávali názor o predverfenskom zrudnení, boli považovaní za zástancov starého zrudnenia a tí, ktorí sa zastávali poverfenskeho zrudnenia, za zástancov mladého zrudnenia. Argumenty prvej skupiny sú zhrnuté v práci J. Ilavského (1957) a druhej skupiny v práci C. Varčeka (1957). Významnú úlohu mala pritom tiež otázka veku zdroja zrudnenia. Za zdroj zrudnenia sa dnes považujú gemeridné granity alebo v širšom slova zmysle granitoidné horniny uložené v hĺbke.

## Gemeridné granity

J. Kantor (1957) pomocou metódy  $A^{40}/K^{40}$  stanovil vek gemeridných granitov na 98 mil. rokov. Tým potvrdil názory autorov, ktorí považovali gemeridné granity za kriedové. Prvý sa v tomto zmysle vekom gemeridných granitov zaoberal B. Kordiuk (1941) a R. Schönnenberg (1947). Títo autori sa však nevyjadřili jednoznačne a pritom do značnej miery vychádzali z nesprávne zhodnotených javov. Napriek tomu sa však mnohí autori priklonili k ich názoru.

Alpínske horotvorné procesy boli spojené s intrúziou granitov. Na dnešnom povrchu, ako to vyplýva

z mapy na obr. 1, sa granity vyskytujú len v malých množstvách. Dnes sa však na základe geofyzikálnych prác (O. Fusán a kol. 1955) vie, že teleso granitoidných hornín je väčšie vo väčších hĺbkach spišsko-gemerského rudohoria. Existenciu tohto rozsiahlejšieho telesa už predtým predpokladali viacerí autori (J. Kamenický a L. Kamenický 1955, J. Ilavský 1957 a ďalší).

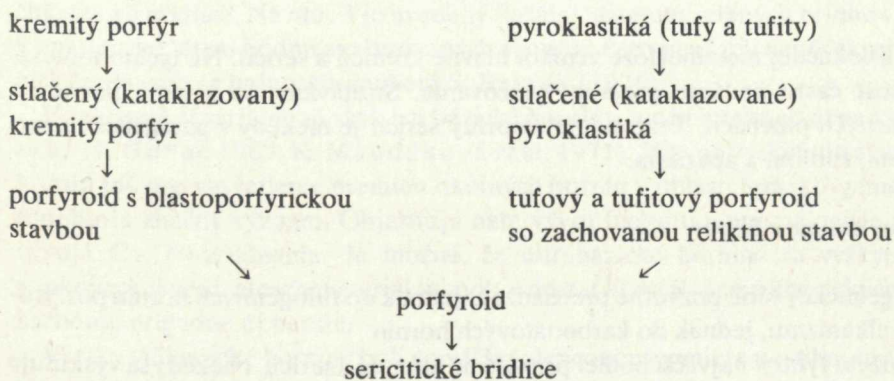
O gemeridných granitoch ako zdroji pre rudonosné roztoky sa začalo uvažovať hneď potom, ako sa B. Baumgärtel (1902) zaoberal otázkou uplatnenia hydrotermálnych roztokov v oblasti Východných Álp. V prípade gemerid sa rovnakým problémom zaoberal H. Böckh (1905), a to pre oblasť zrudnenia Železníka. E. Reguly (1907) prišiel k tomu istému záveru pre centrálnu časť gemerid, podobne P. Rozložník (1912) v oblasti Zlatej Idky. Na prijatie tohto názoru mali najväčší vplyv argumenty uvedené v prácach B. Kordiuka (1941) a H. Schönerberga (1947). Spätosť medzi hydrotermálnym zrudnením a gemeridnými granitmi dnes v podstate prijíma väčšina autorov.

## Petrografia a mineralógia

### Horniny gelnickej série

#### *Horniny porfýrového vulkanizmu*

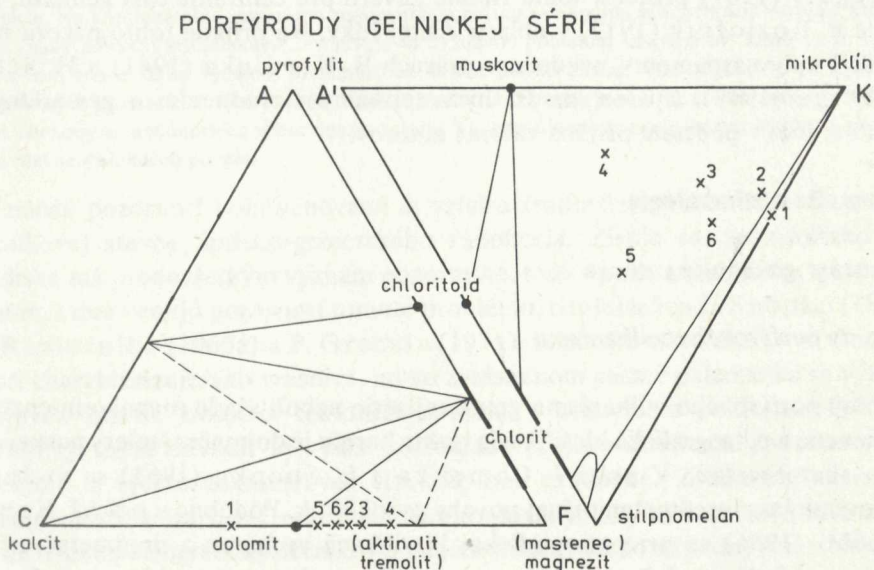
Horniny porfýrového vulkanizmu gelnickej série neboli všade rovnako intenzívne premenené a petrografická klasifikácia týchto hornín je do značnej miery poznačená touto skutočnosťou. V práci J. Chmelíka a L. Snopku (1961) sa vychádza predovšetkým z predmetamorfnej povahy pyroklastík. Podobne v práci J. Kamenického (1956) sa pri petrografickej klasifikácii vychádza z predmetamorfnej povahy, zohľadňuje však aj stupeň premeny. Pre pochopenie problémov riešených v tejto práci členíme uvažované horniny na tieto petrografické typy:



Najčastejšie možno hovoriť o porfyroidoch. V dôsledku metamorfózy hornín s pôvodnou tufogénou povahou sú v teréne viditeľné pozvoľné prechody medzi porfyroidmi a sericitickými fylitmi.



Horniny porfýrového vulkanizmu boli premenené aj v štádiu autometamorfózy. Ide o prípad premeny v keratofýrovej fácií. Pri tejto premene boli horniny obohatené hlavne o albit, sericit a kremeň. Tieto minerály boli zároveň aj produktami regionálnej premeny za podmienok fácie zelených bridlíc. Figuratívne body niekoľkých chemických analýz takto zmenených hornín sú nanesené na faciálnom diagrame zelených bridlíc\* (obr. 2). Ortoklas sa v dôsledku uvedených premien nachádza len vo veľmi malom množstve. Takisto mikroklin a biotit sa vyskytujú dosť zriedkavo. Rovnako sporadicky nachádzame aj chlorit a epidot.



Obr. 2. Diagram fácie zelených bridlíc s figuratívnymi bodmi chemických analýz porfýroidov gelnickej série.

Pri dislokačnej metamorfóze vznikol hlavne kremeň a sericit. Na týchto mineráloch dosť často badáme prejavy vylučovania. Stretávame sa s nimi hlavne na dislokačných plochách. Tektonometamorfný sericit je niekedy v paragenéze s turmalínom, rutilom a apatitom.

### Horniny skupiny fylitov

Fylity gelnickej série pozvoľne prechádzajú jednak do tufogénnych hornín porfýrového vulkanizmu, jednak do karbonátových hornín.

V zložení fylitov najväčší podiel pripadá na kremeň a sericit. Niekedy sa vyskytuje aj chlorit. Obsah týchto minerálov sa však mení. Niektoré polohy majú povahu kvarcov a niektoré sericitických fylitov. Najčastejšie sa však môžeme stretnúť so

\* Faciálne diagramy metamorfovaných hornín sú zostavené podľa H. G. F. Winklera (1965).

sericitickými kvarcitmi, najmä s kremeno-sericitickými fylitmi. Na zložení týchto hornín sa podieľa okrem kremeňa a sericitu aj albit, kalcit, grafitický pigment a pyrit. Bola zaznamenaná aj prítomnosť chloritoidových fylitov. Z akcesorických minerálov treba uviesť hlavne turmalín a apatit.

## Horniny rakoveckej série a karbónu

Obe série majú dosť podobné petrografické typy, hoci medzi nimi existujú aj dosť podstatné rozdiely. O petrografii a mineralógii hornín oboch útvarov hovoríme spoločne.

### *Vulkanogénne horniny*

V rakoveckej sérii, ako sme už uviedli pri geologickej charakteristike, boli na rozdiel od karbónu opísané aj intruzívne formy vyvrelých hornín. O niektorých z nich sa hovorilo aj ako o vyššie metamorfovaných horninách (pozri prácu L. Kamenický—M. Marková 1957 a L. Rozložník (1965)). Keď hovoríme o vyššej metamorfóze, máme na zreteli predovšetkým amfibolity. Z vyvrelých hornín sú najviac rozšírené vulkanické horniny. Sú to predovšetkým horniny diabázového vulkanizmu. O petrografii týchto hornín sme sa osobitne zmienili v práci z roku 1969 (J. Gubač 1969). Pretože boli metamorfované, môžeme ich priradiť ku skupine zelených bridlíc. Prináležia k dvom petrografickým typom. Albiticko-epidoticko-karbonatiko-chloritické bridlice zodpovedajú zrejme pôvodným diabázom. Metamorfózou tufogénnych hornín vznikli albiticko-karbonatiko-chloritické bridlice. Na obr. 3 je uvedený faciálny diagram zelených bridlíc s niekoľkými figuratívnymi bodmi analyzovaných vzoriek. Petrogenézou devónskych vulkanických hornín sa najnovšie zaoberá Š. Bajanič (1976).

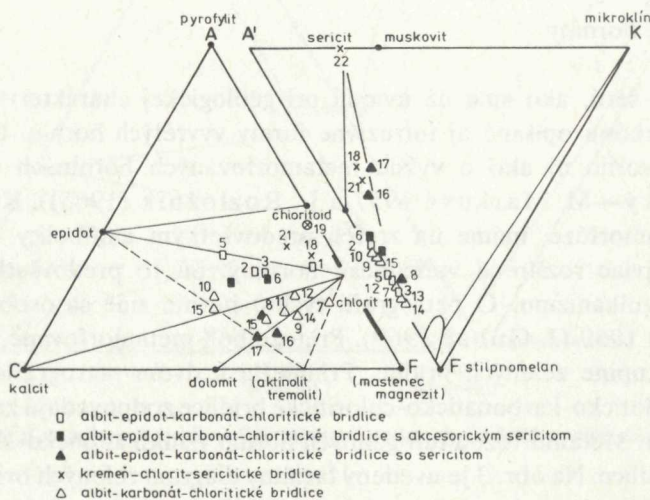
V rakoveckej sérii nie sú však len bázické horniny, ale aj intermediárne a ultrabázické (J. Gubač 1969, K. Mandáková et al. 1971). Hlavne výskyt ultrabázických hornín má pre vysvetlenie premien okolných hornín v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria značný význam. Objasňujú nám vývoj fuchsitu a anomálnejšie prípady vývoja Co, Ni-zrudnenia. Je možné, že ultrabázické horniny sa vyskytujú len v rakoveckej sérii, ale ich materiál sa mohol dostať aj do zloženia klastických hornín karbónu, prípadne aj permu.

Všetky vulkanické horniny boli vo väčšej alebo menšej miere postihnuté autometamorfózou. Dnes je už veľmi ťažko rozhodnúť, či na konečnom minerálnom zložení mali väčší podiel procesy autometamorfózy alebo tektonometamorfózy. V každom prípade, pokiaľ máme na zreteli iba bázické horniny, považujeme za správne hovoriť o nich ako o zelených bridliciach.

## Horniny klastického súvrstvia

Súvrstvie karbónu sa od rakoveckej série líši predovšetkým dosť výrazným vývojom hruboklastickej bazálnej polohy. Sú to konglomeráty, presnejšie metakonglomeráty. Pri geologickej charakteristike sme už poukázali na to, že toto súvrstvie patrí k dvom faciálnym vývojom. O petrografii a mineralógii bindtsko-rudnianskyh metakonglomerátov píše E. Krist (1954) a A. Vozárová (1973). Posledná citovaná autorka podáva aj petrograficko-mineralogickú charakteristiku metakonglomerátov rožňavského typu. Metakonglomeráty bindtsko-rudnianskeho typu na severe Spišsko-gemerského rudohoria majú v podloží zelené bridlice rakoveckej série. V nadloží prechádzajú tieto horniny do hornín, ktoré sú považované za diabázové horniny karbónu. Na obr. 3 sú nanesené aj figuratívne body týchto hornín.

ZELENÉ BRIDLICE RAKOVECKEJ SÉRIE A KARBÓNU



Obr. 3. Diagram fácie zelených bridlíc s figuratívnymi bodmi hornín rakoveckej série a karbónu.

Nevylučujeme, že majú klastickú povahu, analogickú bindtsko-rudnianskym zlepencom v drobnozrnnejšom vývoji s materiálom podložných vulkanických hornín rakoveckej série. Nechceme tým však tvrdiť, že by v karbóne neboli aj horniny diabázového vulkanizmu.

V rakoveckej sérii i v karbóne je vyvinuté aj dosť mohutné súvrstvie fylitov. Na ich mineralogickom zložení sa podieľa hlavne kremeň a sericit. Často sa však vyskytuje aj chlorit, albit, karbonát, grafitický pigment a pyrit. V akcesorickom množstve sa nachádza aj apatit, rutil a turmalín. Na niektorých miestach v karbóne sa v dosť výraznom množstve vyskytuje aj chloritoid, a to najmä v asociácii s kremeňom a grafitickým pigmentom. Z petrografického hľadiska sú najpodstatnejšie zastúpené kremenno-sericitické bridlice a sericitické kvarcity, ktoré často obsahujú grafitický

pigment. Horniny skupiny fylitov prechádzajú jednak do vyššie spomenutých tufogénných hornín, jednak do karbonátových hornín.

## Karbonátové horniny

Karbonátové horniny paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria boli tiež postihnuté epizonálnou regionálnou metamorfózou. Podrobnejšie sa petrografiou, mineralógiou a geochemiou týchto hornín zaoberáme v práci z r. 1973 (J. Gubač 1973). Na faciálnom diagrame metamorfovaných hornín, ktorý je uvedený na obr. 4, sú nanesené figuratívne body chemických analýz rôznych petrografických typov. Diagramy ACF a ÁKF skonštruované podľa vyššie cit. Winklera sme doplnili ešte o diagram ACMF', kde F' je (MnO) + (FeO) a M je (MgO). To znamená, že hodnotu F z diagramu ACF sme rozdelili na F' a M. Tým sme dosiahli rozdelenie figuratívnych bodov analyzovaných karbonátových hornín aj podľa obsahu Mg a Fe. Pomer týchto dvoch prvkov v karbonátoch, hlavne v karbonáte dolomiticko-ankeritového radu je rozdielny. Pri dolomite s nižším obsahom Fe namerané hodnoty  $\omega$  sa pohybujú približne pri hodnote 1,680 a pri dolomite s vyšším obsahom Fe asi 1,710. Domnievame sa, že rozdiely v pomere Mg: Fe sú prejavom rozdielnej fácie pri sedimentácii. Karbonátové horniny s Fe-dolomitom majú často aj vyšší obsah pyritu. Karbonátové horniny, ktoré majú dolomit len s nízkymi obsahmi Fe a majú nedostatok kalcitu, obsahujú často magnezit.

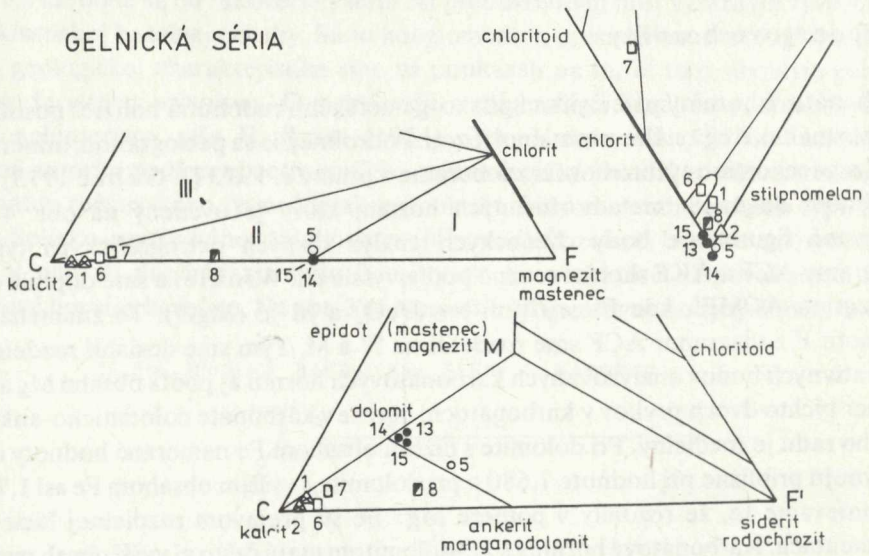
Kryštalické magnezity Spišsko-gemerského rudohoria v súčasnosti mnohí autori považujú za metasomatické. Metasomatózu pritom odvodzujú od hydrotermálnych roztokov s prínosom horčíka. Vývoj magnezitovej metasomatózy odvodený od takto chápaných roztokov už od čias K. A. Redlicha (1903), ktorý prvý vyslovil metasomatickú koncepciu pre východoalpské magnezity, vždy vzbudzoval isté pochybnosti a nejasnosti. Stretli sme sa s nimi i pri riešení paragenetických vzťahov kryštalických magnezitov Spišsko-gemerského rudohoria. Domnievame sa, že na ich vývoji sa podieľal proces sedimentácie, diagenézy a metamorfózy. Argumenty pre takto chápaný vývoj kryštalických magnezitov sú uvedené v práci J. Gubača (1973), a preto nebudeme v predkladanej práci tomuto problému venovať pozornosť. Nechceme tým tvrdiť, že hydrotermálne roztoky nereagovali aj s kryštalickými magnezitmi. No prípadný vývoj hydrotermálneho magnezitu nie je podstatný.

Pre takto chápaný vývoj sú závažné aj poznatky uvedené v práci J. Turana a L. Vančovej (1976) o výskytoch magnezitu v evaporitoch Západných Karpát. Donedávna bol známy iba magnezit z karbónskeho súvrstvia. V práci J. Beňka—L. Snopko (1974) na základe svojich starších zistení opisujú aj prítomnosť magnezitov v súvrství gelnickej série. O prítomnosti magnezitu v gelnickej sérii hovoríme aj v práci J. Gubača (1973).

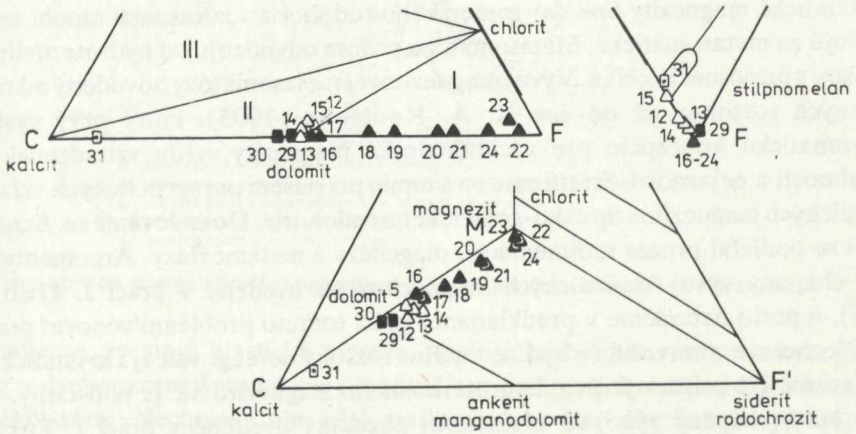
Figuratívne body všetkých petrografických typov karbonátových hornín Spišsko-gemerského rudohoria sú nanesené na faciálnych diagramoch zelených bridlíc (obr. 4).

# KARBONÁTOVÉ HORNINY

## GELNICKÁ SÉRIA



## KARBÓN



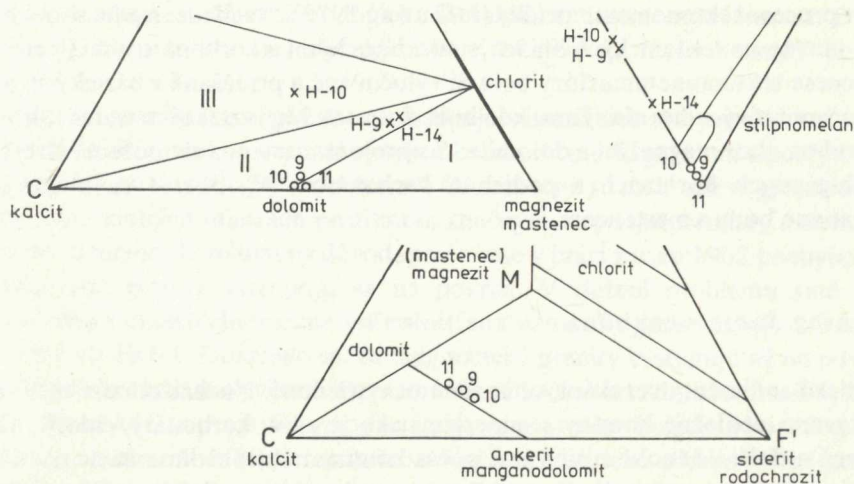
1 ○ 2 ● 3 ▲ 4 △ 5 ⊙ 6 ▽ 7 □ 8 ◻ 9 ▮ 10 ■ 11 ×

Obr. 4. Diagramy fácie zelených bridlic s figurátnymi bodmi karbonátových hornín paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria.

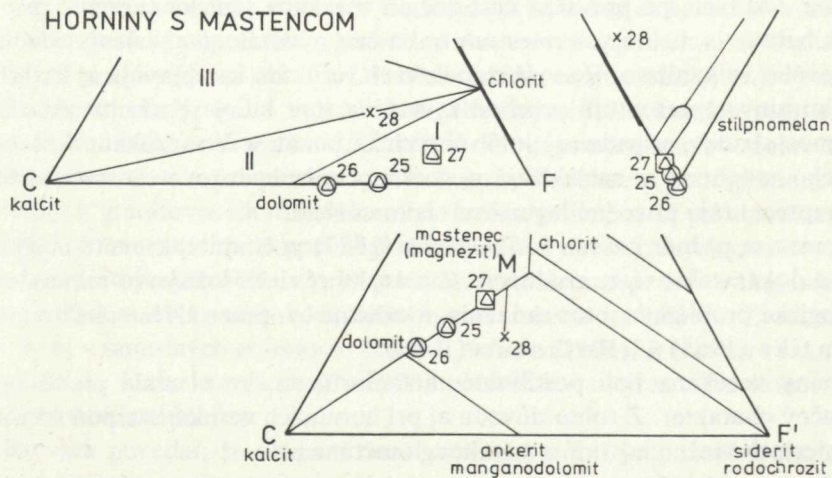
1 — kryštalické dolomity s Fe-dolomitom, 2 — kryštalické dolomity s Mg-dolomitom, 3 — kryštalické dolomitické magnezity a magnezitové dolomity, 4 — kryštalické vápence, 5 — kryštalický dolomit

# SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA

## RAKOVECKÁ SÉRIA ? (KARBÓN?) OBLASTI DOBŠINEJ



## HORNINY S MASTENCOM



s Mg-dolomitom, 6 — kryštalický dolomitický magnezit s mastencom, 7 — kryštalické dolomitické vápence s Fe-dolomitom, 8 — kryštalické dolomitické vápence s Mg-dolomitom, 9 — kryštalické kalcitické dolomity s Fe-dolomitom, 10 — kryštalické kalcitické dolomity s Mg-dolomitom, 11 — albit-karbonát-chloritické bridlice.

Počas tektonometamorfózy vznikajú aj mastenec. Podobne ako magnezit aj mastenec je doteraz často interpretovaný ako produkt uplatnenia hydrotermálnych roztokov (pozri M. Kužvart 1966 a Zd. Trdlička 1962). Mastenec pri uplatnení sa hydrotermálnych roztokov naozaj vzniká, no podstatná časť tohto minerálu vznikla ešte v procese tektonometamorfózy (J. Gubač 1973). Nachádzame ho skoncentrovaný hlavne na tektonických líniách medzi bazickými a karbonátovými horninami. V procese tektonometamorfózy bolo Si vylučované a prinášané z bazických hornín do karbonátových hornín. Tam, kde bolo dostatok Mg, vznikol mastenec, ktorý sa vyvinul na úkor magnezitu a dolomitu. S vývojom mastenca sa môžeme stretnúť aj v tufogénných horninách s podielom karbonátov. Na obr. 4 sú nanesené aj figuratívne body s mastencom.

### Horniny fácie verukána

Klastické sedimenty verukána sú značne nevytriedené. Nachádzame v nich metamorfované podložné horniny s minerálmi ako je albit, karbonáty, chlorit, sericit, kremeň a ďalšie. Mnohé z nich boli počas kontinentálnej sedimentácie postihnuté istým stupňom zvetrávania. Z produktov zvetrávania sú najvýraznejšie zastúpené oxidy Fe. Od nich má prevažná časť hornín verukána typickú červenú, prípadne fialovú farbu. Na niektorých miestach treba časť minerálneho zloženia odvodiť od porfýrového vulkanizmu. Vo vyšších polohách verukána sa objavujú aj karbonáty. Tieto horniny reprezentujú prechod k verfénu, pre ktorý je už charakteristická prítomnosť slieňov, prípadne aj polôh čistých karbonátov. Vo verukáne Spišsko-gemerského rudohoria sa nachádzajú aj dosť mocné anhydritovo-sadrovcové telesá, ktoré reprezentujú pôvodnú lagunárnu sedimentáciu.

K permu sa počnúc prácou L. Zelenku (1927) počítajú aj kremité porfýry, na ktoré sa dokázateľne viaže zrudnenie. Z prác, ktoré riešia ložiskovo-mineralogické a geologické problémy tohto zrudnenia, uvedieme len práce J. Ilavského (1957), E. Drnzíka (1965) a I. Rojkoviča (1968).

Horniny verukána boli postihnuté metamorfózou, ktorá mala predovšetkým dislokačný charakter. Z tohto dôvodu aj pri horninách verukána aspoň na niektorých miestach možno hovoriť o metakonglomerátoch.

### Gemeridné granity

Doteraz sa gemeridným granitom venovala značná pozornosť najmä z petrografického hľadiska. Za prvú podrobnejšiu petrografickú prácu o gemeridných granitoch možno považovať prácu J. Vachta (1937). Všíma si predovšetkým granity z oblasti Hnilca. Hovorí, že majú charakter kremitého dvojsudového granodioritu, muskovitického a muskoviticko-turmalinického granitu. Autometamorfóza granitu podľa

tohto autora vyvrcholila greisenizáciou. Okrem greisenizácie píše o sericitizácii, silicifikácii a albitizácii. V roku 1954 P. Ončáková predkladá petrografickú charakteristiku gemeridných granitov aj z ostatných dovtedy známych lokalít. Súčasne gemeridné granity študoval aj J. Kamenický a L. Kamenický (1955). Všetci zdôrazňujú značnú mineralogickú variabilnosť študovaných hornín. Druhý z citovanej dvojice autorov, neďaleko obce Hnilca, na mape vyznačil polohu greisenu.

Gemeridné granity sa veľmi často nachádzajú v horninách porfýrového vulkanizmu gelnickej série, alebo sú s nimi v styku. Prechody medzi granitmi a porfyroidmi uvedenej série sú dosť zložité a nevýrazné. Okrem toho sú malé telesá gemeridných granitov na mnohých miestach postihnuté značným stupňom premeny a navyiac sú dosť silno zasutené. Je to hlavný dôvod, prečo sme v práci z roku 1962 pochybovali, že gemeridné granity vystupujú až na povrch. V riešení problému sme však pokračovali a v oblasti Hnilca sme v súvislosti so sledovaním greisenizácie dali urobiť štruktúrny vrt HG-1. Dokázalo sa, že magmatické granity vystupujú až na povrch. Vo vrchných častiach sú vyvinuté hlavne muskovitické a turmalinicko-muskovitické granity. Tam, kde sa prejavila asimilácia, mohla nastať kryštalizácia hornín granodioritovej povahy. V hlbších častiach sú vyvinuté biotiticko-muskovitické granity dvojsľudové a najhlbšie boli zastihnuté biotitické granity. Granity s biotitom na niektorých miestach, napr. v oblasti Betliara, vystupujú až na povrch. Na rozhraní medzi muskovitickými granitmi a granitmi s biotitom sú v spomenutom štruktúrnom vrte žulové porfýry (pozri obr. 5). Uvedené zistenia neznamenajú, že javy metasomatózy hornín porfýrového vulkanizmu gelnickej série, o ktorých sme hovorili v práci z roku 1962, nie sú vyvinuté. O prejavoch tejto mineralizácie budeme hovoriť podrobnejšie v stati o premenách týchto hornín. Podobne o petrogénnom vývoji gemeridných granitov a ich minerálnom zložení sa zmienime až pri charakteristike premien. Domnievame sa, že postmagmatické roztoky gemeridných granitov, ktoré sa uplatnili pri tejto premene, sú v bezprostrednom alebo aspoň v istom genetickom vzťahu k rudonosným roztokom Spišsko-gemerského rudohoria. Zrudnenie sa prejavilo aj v samotných granitoch. Práce J. Baran (1962), J. Baran et al. (1970, 1971), tiež L. Drnzíková et al. (1975) poukázali na výraznejšie koncentrácie kassiteritu v oblasti Hnilca.

Treba však povedať, že ešte ani dnes sa mnohí autori jednoznačne nezhodujú v názore, že rudonosné roztoky majú priamy pôvod v gemeridných granitoch. Tak napr. M. Máška (1956) gemeridné granity skryté alebo vystupujúce na povrch nepovažuje za zdroj rudonosných roztokov. Pripúšťa však istú genetickú príbuznosť medzi zdrojom zrudnenia a gemeridnými granitmi. S týmto názorom sa stotožňuje napr. aj J. H. Bernard (1961). C. Varček (1957) bezprostredne od gemeridných granitov odvodzuje len časť zrudnenia. Pre karbonátové zrudnenie hľadá bázičkejší zdroj uložený vo väčších hĺbkach. J. Ilavský (1957) vývoj nerastných surovín v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria odvodzoval od viacerých zdrojov v dosť značnom časovom rozpätí.



## Hydrotermálne ložiská

Hneď na začiatku tejto state treba zdôrazniť, že nie všetky nerastné suroviny Spišsko-gemerského rudohoria môžeme odvodiť od hydrotermálnych roztokov granitoidného pôvodu. Domnievame sa, že tento zrudňovací proces má v študovanej oblasti významnú úlohu. Pri skúmaní premien okolných hornín budeme sledovať vplyv geologického prostredia na vývoj postmagmatických roztokov gemeridných granitov. Preto sa aj pri výklade ložiskových pomerov v študovanej oblasti obmedzíme iba na ložiská zrudnené týmito roztokmi. Nepôjde pritom o dokonalú analýzu výsledkov doterajších prác, ale iba o náčrt takých problémov, ktoré sú zároveň aj náplňou štúdia premien okolných hornín.

Bolo predložených viacej klasifikácií nerastných surovín pre študovanú oblasť. Domnievame sa však, že postačí uviesť iba tri základné práce, a to od J. Ilavského (1957), C. Varčeka (1957) a J. H. Bernarda—V. Hanuša (1966). Od nich možno odvodiť aj novšie intepretácie vývoja zrudnenia. V prípade J. Ilavského treba ešte spomenúť novšiu prácu z roku 1974, v ktorej podstatne zúžil hydrotermálny pôvod ložísk Spišsko-gemerského rudohoria.

C. Varček v citovanej práci podáva túto klasifikáciu:

- a) kremenné žily s nepatrným obsahom sulfidov a zlata,
- b) antimonitové žily,
- c) sideritové žily s podtypmi:
  - sideritovo-kremenno-sulfidické
  - sideritovo-albitové
  - sideritovo-magnetitové
  - sideritovo-barytové
- d) barytové žily.

Autor do tejto klasifikácie zahrňuje najmä ložiská v južnej a v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Ide teda o ložiská, ktoré sú vyvinuté predovšetkým v horninách gelnickej série. Na severe Spišsko-gemerského rudohoria je hodne žíl v rakoveckej sérii a v karbóne. Vyššie sme uviedli, že v týchto súvrstviach sa nachádzajú bázické a ultrabázické horniny, ktoré vtlačili žilnému zrudneniu niektoré osobitné črty (pozri J. H. Bernard (1961), M. Píša (1962)). V žilách týchto hornín sa vyskytuje fuchsit s drobnozrnným kremeňom a vo výraznejšom množstve aj Co, Ni-minerály. V podstatnejšom množstve sa nachádza aj spekularit a baryt. Kremenné žily sú spravidla bez rudných minerálov. V niektorých prípadoch sa opisuje prítomnosť malého množstva pyritu, arzenopyritu, antimonitu, pyrotínu, chalkopyritu, turmalínu, chloritu a mikroklínu.

Antimonitové žily majú popri antimonite ešte pyrotín, pyrit, arzenopyrit, covellín, tetraedrit, bournonit, bertierit, jamesonit, boulangerit, geokronit a v malom množstve zlato. Boli tiež opísané minerály volfrámu. Z nerudných minerálov sa uvádza ankerit, kalcit, sericit, turmalín a mikroklín.

Zo sideritových žíl sú najpočetnejšie žily sideritovo-kremenno-sulfidické. Sú to žily, na ktorých sa uplatnila karbonátová i kremenno-sulfidná mineralizácia. Popri sulfidoch a karbonátoch sa tu nachádzajú tiež sulfosoli a sírany. V najpodstatnejšom množstve sa vyskytuje siderit, prípadne ankerit, v dostatočnom množstve tiež pyrit, chalkopyrit a tetradrit. V žilách vyvinutých v bázických, prípadne v ultrabázických horninách sú aj anomálnejšie prípady Co, Ni-zrudnenia. G. Halahyová - Andrusovová (1964) z oblasti Dobšinej opisuje gersdorfit, chloantit, kobaltín, löllingit a niektoré ďalšie minerály.

Z hľadiska vplyvu okolných hornín sú dôležité sideritové žily s alumosilikátmi, teda žily s albitom, sericitom, fuchsitom a turmalínom. Prítomnosť alumosilikátov je totiž prejavom reakcie okolných hornín s rudonosnými roztokmi.

Magnetit je v sideritových žilách dosť zriedkavý. Podstatne častejšie sa vyskytuje hematit, najmä spekulit.

V sideritovo-barytových žilách sa baryt koncentruje prevažne vo vrchných častiach žíl. Niekde sa vytvorila taká výrazná koncentrácia barytu, že sa dá hovoriť o barytových žilách.

Charakterizovaná minerálna asociácia rudných žíl nevznikla však naraz, ale postupne. V doterajších ložiskových a ložiskovo-mineralogických prácach sa venovala pozornosť predovšetkým časovému vývoju zrudnenia. Autori vychádzali pritom predovšetkým z metasomatických vzťahov a prejavov intermineralizačnej tektoniky.

Na obr. 6 je schematicky zachytený časový vývoj niektorých rudných žíl v študovanej oblasti. Sukcesívne vzťahy v žile Bernardi vyvinutej v horninách porfýrového vulkanizmu v oblasti Rožňavy sú prevzaté z práce C. Varček (1959). Sukcesiu v sideritových žilách s Co, Ni-mineralizáciou v rakoveckej sérii oblasti Dobšinej opísala G. Halahyová - Andrusovová (1957, 1964). Na severe v oblasti Rudniansk riešil paragenetické vzťahy žilnej mineralizácie J. H. Bernard (1961). Vývoj týchto žíl sa uskutočnil hlavne v rakoveckej sérii a v karbone. Niektoré žily, najmä V. žila v ložisku Grétla, sú vyvinuté v horninách permu. Sukcesívne vzťahy tejto žily definoval M. Píša (1962). V minulosti sa používala a niekedy až dodnes sa pre svoju jednoduchosť používa predstava vývoja zrudnenia od G. Berga (1927), ktorý opísal dve zrudňovacie fázy, a to staršiu sideritovú alebo sideritovo-barytovú a mladšiu sulfidickú alebo rejuvenačnú. Staršia sa odvodzovala od nižšie a mladšia od vyššie termálnych roztokov. Orientáciu autorov len na časový vývoj rudných roztokov možno charakterizovať ako zjednodušený prístup k výkladu vývoja rudnej mineralizácie. Toto delenie spôsobilo, že jednotliví autori, ktorí pracovali v rozdielnych oblastiach, sa často stretávali v názorových rozporoch. Týka sa to napríklad zonálnosti. Vysvetlenie jej nepravidelnosti sa hľadalo v rozdielnych zdrojoch zrudnenia, v asimilácii i v regenerácii v zmysle názorov H. Schneiderhöhna (pozri J. Ilavský 1957, F. Novák 1959, 1962).

Hovorilo sa aj o reakcii hydrotermálnych roztokov s okolnými horninami a s podzemnými vodami. V tejto súvislosti treba uviesť predovšetkým prácu C. Varčeka z roku 1953, 1957, 1959 a ďalšie. Chceme tiež upozorniť na prácu V. Zoubka

| BERNARDI<br>Rožňava  | I. perióda<br>albitová | II. perióda<br>sideritová | III. kremeň-sulfidická perióda |              |
|--|------------------------|---------------------------|--------------------------------|--------------|
|  |                        |                           | 1 sub-<br>perióda              | 2 subperióda |
| albit<br>siderit<br>ankerit<br>kremeň<br>pyrit<br>arzenopyrit<br>gersdorfit<br>ullmanit<br>skutterudit?<br>pyrotin<br>pentlandit<br>siegenit<br>millerit<br>bravoit<br>markazit<br>stalerit<br>chalkopyrit<br>tetraedrit<br>bournonit<br>galenit<br>zlato<br>rumelka<br>magnetit<br>ilmenit<br>rutil<br>turmalín<br>muskovit<br>kalцит<br>apatit |                        |                           |                                |              |

| Oblasť<br>DOBSINEJ   | I. perióda | II. perióda  |              |
|--|------------|--------------|--------------|
|  |            | 1 subperióda | 2 subperióda |
| kremeň<br>siderit<br>ankerit<br>turmalín<br>gersdorfit<br>arzenopyrit<br>chloantit<br>kobaltin<br>löllingit<br>pyrit-markazit<br>chlorit<br>chalkopyrit<br>tetraedrit<br>anargit<br>Bi sulfosol<br>? minerál<br>kovelín<br>limonit<br>annabergit |            |              |              |

| Vývojová<br>epocha<br>RUDNANY  | I. perióda       |            | II. perióda | III. perióda | perióda    |
|--|------------------|------------|-------------|--------------|------------|
|  | fuch-<br>sitická | sideritová | turmalínová | sulfidická   | kalcitická |
| fuchsit<br>kremeň<br>pyrit<br>gersdorfit<br>skutterudit<br>chloantit<br>siderit<br>ankerit<br>Fe-dolomit<br>baryt<br>rutil<br>turmalín<br>hematit<br>spekularit<br>arzenopyrit<br>stalerit<br>chalkopyrit<br>bornit<br>tetraedrit<br>rumelka<br>chalkopyrit<br>minerál x<br>kovelín<br>kalцит<br>rýdza ortuť |                  |            |             |              |            |

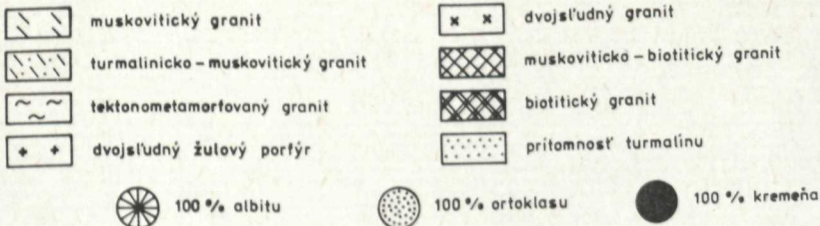
| GRETLA<br>V. žila | 2<br>sideritová perióda  | 4<br>kremeň-sulfidická perióda | 5<br>kalcitická<br>perióda |
|-------------------|--|--------------------------------|----------------------------|
|                   | pyrit<br>kremeň<br>spekularit<br>siderit<br>ankerit<br>chalkopyrit<br>bornit<br>tetraedrit<br>galenit<br>stalerit<br>kalцит<br>kovelín<br>chalkosin<br>limonit<br>malachyt |                                |                            |

Obr. 6. Sukcesívne tabuľky niektorých rudných žíl Spiško-gemerského rudohoria.

# ŠTRUKTÚRNY VRT HG-1 (Hnilec)

Zodpovedný geológ: J. GUBAČ

Akcesórie : E. RALBOVSKÝ



| METRÁŽ | GRAFICKÝ PROFIL VRTU | ZASTÚPENIE MINERÁLOV | ČÍSLO VZORKY | PETROGRAFICKÝ NÁZOV             | KVANTITATÍVNA SPEKTRÁLNA ANALÝZA v g/t |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
|--------|----------------------|----------------------|--------------|---------------------------------|--|----|----|----|----|----|----|----|----|---|----|----|--|--|--|--|
|        |                      |                      |              |                                 | Zn                                     | Pb | Cu | Ga | Sn | Ni | Co | Cr | Zr | V | Ba | Sr |  |  |  |  |
| 10     |                      |                      | 1            | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 20     |                      |                      | 2            | Turmalínico-muskovitický granit |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 30     |                      |                      | 4            | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 40     |                      |                      | 7            | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 50     |                      |                      | 9            | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 60     |                      |                      | 11           | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 70     |                      |                      | 13           | Turmalínico-muskovitický granit |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 80     |                      |                      | 15           | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 90     |                      |                      | 17           | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 100    |                      |                      | 20           | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 110    |                      |                      | 22           | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 120    |                      |                      | 25           | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 130    |                      |                      | 28a          | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 140    |                      |                      | 28c          | Muskovitický granit             |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 150    |                      |                      | 35           | Dvojfadný žltý porfýr           |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 160    |                      |                      | 39           | Turmalínico-muskovitický granit |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 170    |                      |                      | 42           | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 180    |                      |                      | 47           | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 190    |                      |                      | 49           | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 200    |                      |                      | 51           | Turmalínico-muskovitický granit |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 210    |                      |                      | 56           | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 220    |                      |                      | 62           | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 230    |                      |                      | 65           | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 240    |                      |                      | 69           | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 250    |                      |                      | 72           | Dvojfadný žltý porfýr           |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 260    |                      |                      | 78           | Dvojfadný žltý porfýr           |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 270    |                      |                      | 80           | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 280    |                      |                      | 85           | Turmalínico-dvojfadný granit    |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 290    |                      |                      | 90           | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 300    |                      |                      | 96           | Turmalínico-dvojfadný granit    |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 310    |                      |                      | 99           | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 320    |                      |                      | 101          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 330    |                      |                      | 104          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 340    |                      |                      | 108          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 350    |                      |                      | 110          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 360    |                      |                      | 114          | Turmalínico-dvojfadný granit    |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 370    |                      |                      | 117          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 380    |                      |                      | 120          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 390    |                      |                      | 121          | Turmalínico-dvojfadný granit    |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 400    |                      |                      | 124          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 410    |                      |                      | 128          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 420    |                      |                      | 132          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 430    |                      |                      | 135          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 440    |                      |                      | 138          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 450    |                      |                      | 146          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 460    |                      |                      | 150          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 470    |                      |                      | 154          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 480    |                      |                      | 156          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 490    |                      |                      | 160          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 500    |                      |                      | 163          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 510    |                      |                      | 165          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 520    |                      |                      | 170          | Biotitický granit               |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 530    |                      |                      | 173          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 540    |                      |                      | 177          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 550    |                      |                      | 182          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 560    |                      |                      | 188          | Dvojfadný granit                |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 570    |                      |                      | 189          | Turmalínico-muskovitický granit |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 580    |                      |                      | 192          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 590    |                      |                      | 195          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 600    |                      |                      | 202          | Turmalínico-dvojfadný granit    |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 610    |                      |                      | 206          | Muskovitico-biotitický granit   |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 620    |                      |                      | 210          | Biotitický granit               |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 630    |                      |                      | 211          | Turmalínico-dvojfadný granit    |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |
| 640    |                      |                      | 213          | Biotitický granit               |  |    |    |    |    |    |    |    |    |   |    |    |  |  |  |  |

Obr. 5. Profil štruktúrneho vrtu HG-1.

(1954). K jednotlivým čiastkovým problémom tejto problematiky sa vyjadrili aj ďalší autori.

Hlavnou témou tejto práce je problematika premien okolných hornín. V tejto súvislosti má preto veľký význam vývoj zrudnenia prostredníctvom metasomatózy. Postavenie metasomatických ložísk v celkovom hydrotermálnom zrudňovacom procese podáva práca J. H. Bernarda—V. Hanuša (1966). V tejto práci sú však medzi hydrotermálne mineralizácie zahrnuté aj také procesy, ktoré v predkladanej práci vylučujeme z uplatnenia granitoidných hydrotermálnych roztokov. Týka sa to predovšetkým vývoja magnezitu, niektorých dolomitov a podstatnej časti vývoja mastenca.

Záverom k stručnej charakteristike ložiskových pomerov v Spišsko-gemerskom rudohorí treba zdôrazniť, že Geologický prieskum v Spišskej Novej Vsi za spolupráce mnohých spolupracovníkov iných organizácií a ustanovizní v posledných rokoch pripravil ložiskovo-geologickú štúdiu Spišsko-gemerského rudohoria. Táto prehľadná, podrobne spracovaná práca je uložená v archíve Geofondu v Bratislave.

## PREMENY OKOLNÝCH HORNÍN

Abstract. Predmetom štúdia premen okolných hornín sú produkty vyvolané postmagmatickými roztokmi gerneridných granitov. Uvažujeme o troch časových štádiách vývoja týchto roztokov: rané, stredné a konečné štádium. Roztoky raného štádia boli ovplyvnené procesmi asimilácie a autometamorfným procesom. Na mnohých miestach Spišsko-gemerského rudohoria sa pri zníženej teplote prejavili karbonátovou mineralizáciou. Došlo však aj ku kryštalizácii kremičitanov, kysličníkov a sulfidov. Roztoky stredného štádia sa prejavili najmä kremenno-sulfidnou mineralizáciou. Mineralizáciou roztokov konečného štádia sa v tejto práci nezaobráame.

K reakcii rudných roztokov s horninotvornými minerálmi došlo už v granitoch. Najvýznamnejším prejavom tejto mineralizácie je greisenizácia a feldšpatizácia. Pri mineralizácii za vyšších teplôt došlo k vývoju kremeňa, albit-oligoklasu, K-živca, najmä ortoklasu, muskovitu, biotitu, turmalínu a niektorých ďalších vyššie termálnych minerálov. S premenami pri vyšších teplotách sa stretáme aj v blízkom exokontakte granitov. Pri premenách za nižšej teploty albit-oligoklas bol nahradený albitom, muskovit sericitom, biotit chloritom. Pokračoval vývoj kremeňa a turmalínu. Biotit, resp. chlorit a turmalín sa navzájom vylučovali. Významný bol vývoj karbonátov, najmä sideritu. Kryštalizácia karbonátov bola podmienená najmä prínosom  $\text{CO}_2$  zo zdroja. Na rozsiahlosť a mineralogický charakter karbonátovej mineralizácie vplývala prítomnosť karbonátov v horninách, ktoré s rudnými roztokmi reagovali. Metasomatický vývoj sideritu bol priaznivo ovplyvnený najmä prítomnosťou Fe-dolomitu. Karbonatizované boli aj ďalšie minerály, najmä plagioklasy. Karbonatizácia alumosilikátov mala za dôsledok kryštalizáciu alumosilikátov na rudných, predovšetkým karbonátových žilách. Najvýznamnejšie alumosilikáty na rudných žilách sú: sericit, resp. fuchsit, albit, turmalín a chlorit. Posledný je prítomný najmä na kremenno-sulfidných žilách. Kryštalizácia žilných alumosilikátov ovplyvnila aj kryštalizáciu ďalších žilných minerálov. Niektoré z hornín boli priaznivé pre karbonátové zrudnenie, iné zase pre kremenno-sulfidné zrudnenie.

Z toho, čo sme doteraz povedali, vyplýva, že budeme hovoriť o takých premenách hornín Spišsko-gemerského rudohoria, ktoré vyvolali rudonosné roztoky granitoidného magmatizmu. Produktom tohto magmatizmu boli aj gerneridné granity, ktoré sa dostávajú na povrch prevažne ako malé telesá. Výklad premen granitov nám poskytne obraz o pôvodnom zložení i vývoji granitoidných roztokov.

Pri reakcii hydrotermálnych roztokov počas prenikania cez vyššie charakterizované horniny najvýraznejšie reagovali karbonáty. Pretože karbonáty sa v rôznom množstve nachádzajú takmer vo všetkých spomenutých petrografických typoch hornín, budeme sa zaoberať predovšetkým premenami karbonátových hornín.

Po premenách granitov a karbonátových hornín budú nasledovať premeny hornín gelnickej série. V gelnickej sérii sa v mocných polohách nachádzajú porfyroidy, teda horniny rovnakej granitoidnej povahy ako granity. Z hľadiska vývoja rudonosných roztokov bude zaujímavé porovnať premeny granitov a nadložných porfyroidov.

Nad gelnickou sériou leží rakovecká séria a súvrstvie karbónu. Pre obe tieto súvrstvia je charakteristický výskyt bázických hornín, prípadne ich klastík. Nakoľko v oboch súvrstviach sú paragenetické vzťahy študovaných premien veľmi podobné až totožné, premeny hornín rakoveckej série a karbónu preberieme spolu. Všimneme si rozdielnosť vplyvu kyslých hornín gelnickej série a bázických, prípadne až ultrabázických hornín spomenutých nadložných súvrství na látkový vývoj prenikajúcich roztokov.

Nakoniec sa budeme zaoberať premenami hornín verukána, v ktorom zrudnenie spravidla vyznieva. Okolnosti tohto vyznievania majú dôležitý význam pre zhodnotenie dosahu zrudnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Na začiatku každej state nadviažeme na vyššie uvedenú petrografickú charakteristiku hydrotermálne nepremených hornín. Doplníme ju o niektoré ďalšie petrografické a mineralogické údaje, aby sme mohli bezprostredne porovnať hydrotermálne premené a nepremené horniny. Porovnanie rozdelenia chemických prvkov uvádzame v osobitnej stati. Z tohto porovnania by mala pre proces premeny vyplynúť povaha migrácie každého analyzovaného prvku. Výklad geochemie, prípadne aj niektorých petrochemických charakteristík má poslúžiť najmä kvantitatívnemu zhodnoteniu mineralogického vývoja premeny.

Na záver každej state urobíme rekapituláciu mineralogickej a chemickej zmeny študovaných hornín v stručnej konfrontácii s výsledkami iných autorov.

## PREMENY GRANITOV

Nepremené gemeridné granity, teda také granity, pri ktorých minerálnu asociáciu môžeme považovať za produkt magmatickej kryštalizácie, majú prevažne rovnomerne zrnité štruktúry. Môžeme ich charakterizovať ako hypidiomorfné alebo ako panalotriomorfné. Žulové porfýry sú porfyrické a najrozšírenejšou výrastlicou je kremeň. Spravidla je magmaticky korodovaný. Základná hmota je drobnozrnná a má mikrogranitickú stavbu.

V granitoch a v žulových porfýroch, ktoré nereagovali s postmagmatickými roztokmi alebo neboli postihnuté tektonometamorfózou, ortoklas slabo prevláda nad plagioklasom. Špecifické váhy čistého ortoklasu sú blízke hodnote 2,55. Ortoklas však spravidla býva pertitický.

Plagioklasy v charakterizovaných horninách možno označiť ako kyslé oligoklasy. Charakterizujú ich špecifické váhy s hodnotami od 2,635 až do 2,650.

O chemickom zložení muskovitu si urobíme obraz z nameraných indexov lomu. Najčastejšie sa namerali hodnoty  $\gamma$  v intervale 1,595 až 1,598 a pri  $\beta$  hodnoty sa pohybovali okolo 1,593.

Rovnako pri biotite boli namerané indexy lomu s hodnotami  $\beta = \gamma$  v rozmedzí 1,660—1,665.

## **Petrografia a mineralógia**

Premeny gerneridných granitov boli vyvolané roztokmi, ktoré sa oddelili od kryštalizujúcej magmy, a to buď na mieste vývoja analyzovanej horniny, alebo v hlbších častiach granitoidného telesa. Prchavé zložky sa oddelili od magmy jednak v dôsledku intrúzie do výšok s menším vonkajším tlakom, ako bol tlak prchavých zložiek v magme, jednak v dôsledku kryštalizácie magmy. Látky roztokov, ktoré sa oddelili v procese kryštalizácie, sa podieľali aj na vývoji kryštalizujúcich minerálov. V procese diferenciácie bol uprednostnený vznik jedných minerálov na úkor druhých. Vykryštalizované minerály reagovali s roztokmi a menili sa.

Keď budeme hovoriť o premenených granitoch, budeme mať na zreteli tri časové štádiá, a to: rané, stredné a neskoré. Premeny raného štádia bezprostredne nadväzujú na magmatickú kryštalizáciu. Roztoky, ktoré túto premenu vyvolali, mali aspoň na začiatku dostatočne vysokú teplotu. Neskoršie však teplota poklesla. Týka sa to aj roztokov, ktoré sa oddelili v hlbších častiach granitoidného telesa. Premeny vyvolané roztokmi, ktoré sa oddelili v hlbších častiach granitického telesa, možno zahrnúť do stredného štádia. Dostatočné zníženie teploty spôsobilo, že produkty premeny granitov vyvolanej roztokmi sa podobajú produktom zvetrávania. Takéto premeny zahŕňame do neskorého štádia. V našej práci im nebudeme venovať pozornosť.

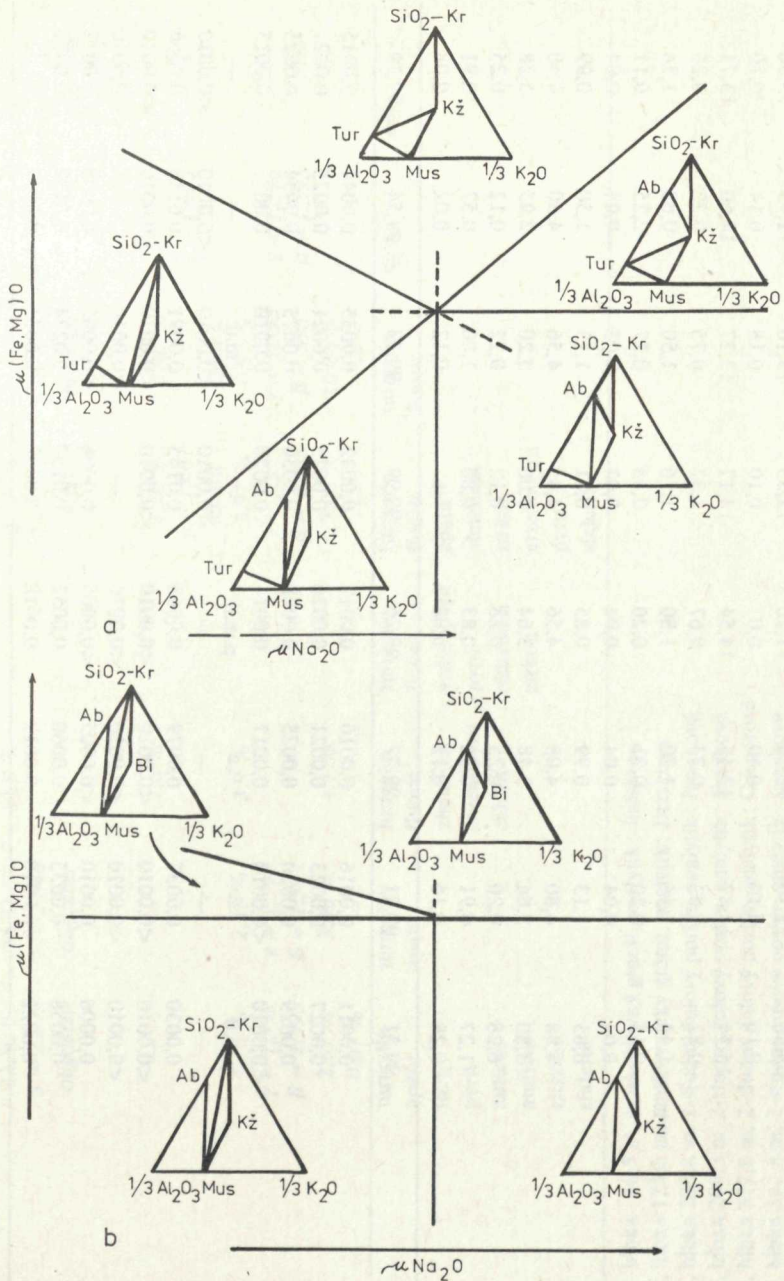
Z toho vyplýva, že pri faciálnej analýze premeny gerneridných granitov budeme rozlišovať vyššie a nižšie termálne premeny.

### *Premeny pri vyšších teplotách*

Roztoky raného štádia, ako sme už uviedli, mohli výraznejšie ovplyvniť vznik niektorých minerálov, ktoré kryštalizovali predovšetkým z magmy. Horniny sa obohatili o ortoklas, plagioklas, muskovit, biotit alebo niektoré iné minerály. Takýto vývoj minerálov sa často zmenil na metasomatický vývoj. Podiel minerálov v gerneridných granitoch a hodnoty nameraných fyzikálnych vlastností sú uvedené v tab. 1 a 2. Faciálne diagramy vyššej termálnej metasomatózy sú na obr. 7.

Pri feldšpatizácii s vývojom plagioklasov aj ortoklasu, prípadne mikroklínu sme zaznamenali dve fácie. Prvá predstavuje spoločný vývoj plagioklasov a K-živcov. Druhá je charakterizovaná metasomatickými vzťahmi týchto minerálov. K spoloč-





Obr. 7. a — Faciálny diagram vyššie termálnej premeny granitoidných hornín s biotitom, b — Faciálny diagram vyššie termálnej premeny granitoidných hornín s turmalínom, Kr-kremeň, Kz-K-živec, Ab-plagioklas, Mus-muskovit, Bi-biotit, Tur-turmalín.

Tabuľka 1 Chemické a mineralogické analýzy granitov zo štruktúrneho vrtu HG-1 pri Hnilci

|                                | 1       | 2       | 3       | 4       | 5       | 6       | 7       | 8       |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 68,86   | 71,10   | 73,70   | 71,70   | 72,55   | 73,10   | 71,93   | 73,50   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,10    | 0,10    | 0,10    | 0,07    | 0,10    | 0,18    | 0,14    | 0,10    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,54   | 14,87   | 13,45   | 14,54   | 14,17   | 13,27   | 14,60   | 13,71   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,82    | 0,62    | 0,33    | 0,67    | 2,32    | 0,75    | 0,22    | 0,28    |
| FeO                            | 1,44    | 1,44    | 1,70    | 1,80    | 1,16    | 1,50    | 0,88    | 1,74    |
| MgO                            | 0,15    | 0,20    | 0,21    | 0,20    | 0,48    | 0,27    | 2,25    | 0,11    |
| MnO                            | 0,04    | 0,04    | 0,04    | 0,04    | 0,03    | 0,03    | 0,04    | 0,04    |
| CaO                            | 0,85    | 1,13    | 0,99    | 0,85    | 0,81    | 1,13    | 1,30    | 0,99    |
| K <sub>2</sub> O               | 4,88    | 4,80    | 4,08    | 4,56    | 4,45    | 4,56    | 4,50    | 4,40    |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,80    | 3,64    | 3,48    | 3,64    | 3,00    | 3,20    | 2,95    | 3,28    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,28    | 0,20    | 0,25    | 0,28    | 0,12    | 0,22    | 0,12    | 0,25    |
| H <sub>2</sub> O — žih.        | 1,27    | 0,91    | 0,82    | 0,83    | 0,80    | 1,00    | 0,57    | 0,91    |
| H <sub>2</sub> O — suš.        | 0,28    | 0,16    | 0,12    | 0,08    | st.     | 0,12    | 0,02    | 0,08    |
|                                | 99,31   | 99,21   | 99,27   | 99,26   | 99,99   | 99,33   | 99,54   | 99,39   |
| Pb                             | 0,0011  | 0,0016  | 0,0010  | 0,0013  | 0,0032  | 0,0035  | 0,0044  | 0,0015  |
| Ga                             | 0,0027  | 0,0023  | 0,0021  | 0,0026  | 0,0025  | 0,0021  | 0,0025  | 0,0021  |
| Sn                             | 0,0029  | 0,0020  | 0,0025  | 0,0028  | 0,0030  | 0,0025  | 0,0034  | 0,0025  |
| Cu                             | <0,0010 | <0,0010 | 0,0017  | 0,0014  | 0,0020  | 0,0010  | 0,0011  | 0,0015  |
| Zn                             | p.m.d.  | —       | —       | p.m.d.  | —       | p.m.d.  | —       | —       |
| V                              | —       | —       | —       | —       | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 |
| Zr                             | 0,0030  | 0,0037  | 0,0079  | 0,0068  | 0,0145  | 0,0091  | 0,0126  | 0,0066  |
| Ni                             | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 |
| Co                             | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | —       | <0,0010 | —       | <0,0010 |
| Cr                             | 0,0006  | 0,0010  | <0,0005 | <0,0005 | 0,0006  | <0,0005 | 0,0008  | 0,0012  |
| Ba                             | 0,0058  | 0,0035  | 0,0060  | 0,0051  | 0,0138  | 0,0234  | 0,0123  | 0,0076  |
| Sr                             | 0,0022  | <0,0010 | 0,0012  | 0,0018  | 0,0032  | 0,0065  | 0,0032  | 0,0020  |

|             |                  |                  |             |             |                  |                  |                  |                  |
|-------------|------------------|------------------|-------------|-------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| kremeň      | 30,41 %          | 27,52 %          | 33,30 %     | —           | 31,44 %          | 28,71 %          |                  |                  |
| ortoklas    | 29,30 %          | 30,88 %          | 22,8 %      | —           | 31,62 %          | 27,84 %          |                  |                  |
|             | $S = 2,595$      |                  |             |             | $S = 2,555$      | $S = 2,590$      |                  |                  |
|             | <i>pertit</i>    |                  |             |             |                  | <i>pertit</i>    |                  |                  |
| plagioklas  | 33,30 %          | 36,23 %          | 31,0 %      |             | 24,76 %          | 30,72 %          |                  |                  |
|             | $S = 2,635$      | $S = 2,646$      |             |             | $S = 2,612$      | $S = 2,648$      |                  | $S = 2,650$      |
|             | <i>oligoklas</i> | <i>oligoklas</i> |             |             | <i>albit</i>     | <i>olifoklas</i> |                  | <i>oligoklas</i> |
|             |                  |                  |             |             |                  |                  |                  | $S = 2,603$      |
|             |                  |                  |             |             |                  |                  |                  | <i>albit</i>     |
| biotit      | —                | —                | 2,6 %       |             | 1,20 %           | 1,46 %           |                  |                  |
|             |                  |                  |             |             | $\gamma = 1,667$ |                  | $\gamma = 1,665$ |                  |
|             |                  |                  |             |             | <i>chlorit</i>   | <i>chlorit</i>   |                  |                  |
| muskovit    | 4,25 %           | 2,35 %           | 3,9 %       |             | 3,97 %           | 0,97 %           |                  |                  |
|             | $\gamma = 1,598$ | $\gamma = 1,596$ |             |             | $\gamma = 1,595$ | $\gamma = 1,595$ | $\gamma = 1,596$ |                  |
|             | $\beta = 1,595$  | $\beta = 1,593$  |             |             | $\beta = 1,593$  | $\beta = 593$    | $\beta = 1,593$  |                  |
| sericirt    | 2,67 %           | 3,00 %           | 4,7 %       |             | 7,00 %           | 10,24 %          |                  |                  |
| turmalín    | 0,07 %           | —                |             |             | —                | —                |                  |                  |
| akcesórie : | turmalín         | turmalín         | turmalín    | turmalín    | turmalín         | turmalín         | nest.            | nest.            |
|             | apatit           | apatit           | fluorit     | fluorit     | fluorit          | fluorit          |                  |                  |
|             | fluorit          |                  | almandín    | arzenopyrit | apatit           |                  |                  |                  |
|             | pyrit            |                  | arzenopyrit | pyrit       | almandín         |                  |                  |                  |
|             | autunit          |                  | chlorit     | almandín    | zirkón           |                  |                  |                  |
|             | amfibol          |                  |             | zirkón      | arzenopyrit      |                  |                  |                  |
|             | zirkón           |                  |             |             | pyrit            |                  |                  |                  |
|             | sfalerit         |                  |             |             | sfalerit         |                  |                  |                  |

- 1 — G. č. vz. 4, hĺbka 36,5 m, muskovitický granit, analytik: Jirásková
- 2 — G. č. vz. 22, hĺbka 121,6 m, muskovitický granit, analytik: Jirásková
- 3 — G. č. vz. 35, hĺbka 200,8 m, 2-sľudný žulový porfýr, analytik: Jirásková
- 4 — G. č. vz. 37, hĺbka 209,3 m, 2-sľudný žulový porfýr, analytik: Jirásková
- 5 — G. č. vz. 72, hĺbka 377,8 m, 2-sľudný žulový porfýr, analytik: Gregorová
- 6 — G. č. vz. 75, hĺbka 382,8 m, 2-sľudný žulový porfýr, analytik: Jirásková
- 7 — G. č. vz. 76, hĺbka 387,0 m, 2-sľudný žulový porfýr, analytik: Gregorová
- 8 — G. č. vz. 56, hĺbka 310,9 m, 2-sľudný žulový porfýr, analytik: Jirásková

## Pokračovanie tabuľky 1

|                                | 9       | 10      | 11      | 12      | 13      | 14 | 15      |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|----|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 64,04   | 72,19   | 74,10   | 73,02   | 73,37   |    | 72,04   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,07    | 0,14    | 0,05    | 0,07    | 0,02    |    | st.     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20,88   | 13,91   | 12,59   | 12,46   | 14,12   |    | 13,21   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,33    | 1,77    | 2,39    | 1,32    | 2,64    |    | 1,90    |
| FeO                            | 0,79    | 2,02    | 1,01    | 1,88    | 0,87    |    | 2,44    |
| MgO                            | 2,60    | 0,60    | 0,48    | 0,34    | 1,63    |    | 0,67    |
| MnO                            | 0,02    | 0,04    | 0,03    | 0,05    | 0,02    |    | 0,03    |
| CaO                            | 0,60    | 0,85    | 0,81    | 1,06    | 0,49    |    | 0,88    |
| K <sub>2</sub> O               | 5,50    | 4,65    | 5,05    | 5,40    | 2,15    |    | 5,60    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,25    | 3,00    | 2,40    | 2,55    | 3,25    |    | 2,75    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,15    | 0,13    | 0,22    | 0,11    | 0,16    |    | 0,15    |
| H <sub>2</sub> O — žih.        | 3,04    | 0,60    | 1,35    | 1,59    | 1,14    |    | 0,29    |
| H <sub>2</sub> O — suš.        | st.     | st.     | 0,02    | 0,42    | st.     |    | st.     |
|                                | 100,27  | 99,90   | 100,50  | 100,27  | 99,86   |    | 99,96   |
| Pb                             | <0,0010 | 0,0031  | <0,0010 | 0,0012  | <0,0010 |    | 0,0020  |
| Ga                             | 0,0037  | 0,0030  | 0,0023  | 0,0022  | 0,0020  |    | 0,0028  |
| Sn                             | 0,0038  | 0,0045  | 0,0026  | 0,0021  | 0,0015  |    | 0,0034  |
| Cu                             | 0,0014  | 0,0018  | 0,0024  | 0,0013  | 0,0020  |    | 0,0021  |
| Zn                             | —       | p.m.d.  | —       | —       | p.m.d.  |    | p.m.d.  |
| V                              | —       | <0,0010 | <0,0010 | —       | <0,0010 |    | <0,0010 |
| Zn                             | 0,0058  | 0,0079  | 0,0055  | 0,0058  | 0,0038  |    | 0,0107  |
| Ni                             | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | 0,0010  |    | —       |
| Co                             | —       | <0,0010 | <0,0010 | —       | —       |    | <0,0010 |
| Cr                             | <0,0005 | 0,0023  | 0,0009  | 0,0012  | 0,0035  |    | 0,0032  |
| Ba                             | 0,0155  | 0,0060  | 0,0072  | 0,0045  | 0,0085  |    | 0,0081  |
| Sr                             | 0,0010  | 0,0017  | 0,0016  | 0,0020  | 0,0022  |    | 0,0033  |

|                 |                  |                  |   |  |   |                  |
|-----------------|------------------|------------------|---|--|---|------------------|
| kremeň          |                  | 25,07 %          | 45,7 %                                      | 25,96 %  |   | 24,9 %           |
| ortoklas        |                  | 36,40 %          | 27,1 %                                      | 42,29 %  |   | 43,0 %           |
|                 |                  | $S = 2,553$      |   | $S = 2,559$  | $S = 2,599$   | $S = 2,545$      |
|                 |                  |                  |   |  | pertit  |                  |
| plagioklas málo |                  | 25,08 %          | 24,6 %                                      | 26,06 %  |   | 19,4 %           |
|                 |                  | $S = 2,620$      |   | $S = 2,627$  | $S = 2,622$   |                  |
|                 |                  | albit            |   | albit  | albit   |                  |
| biotit          |                  | 4,68 %           | 1,1 %                                       | zmenený  |   | 3,1 %            |
|                 |                  | $\gamma = 1,660$ | $\gamma = 1,657$                            |  |   | $\gamma = 1,660$ |
| muskovit        |                  | 2,69 %           | málo  | 1,6 %  |   | 2,3 %            |
|                 | $\gamma = 1,597$ | $\gamma = 1,595$ | $\gamma = 1,597$                            | $\gamma = 1,597$                                   | $\gamma = 1,597$  | $\gamma = 1,596$ |
|                 | $\beta = 1,595$  | $\beta = 1,593$  | $\beta = 1,591$                             | $\beta = 1,595$                                    | $\beta = 1,594$   | $\beta = 1,593$  |
| sericit         | hodne            | 5,63 %           | 1,9 %                                       | 4,05 %   |   | 7,3 %            |
| turmalín        | —                | akc.             | akc.  | —  | akc.  | akc.             |
| akcesórie       | nest. chlorit    | turmalín chlorit | turmalín arzenopyrit pyrit almandín dolomit | turmalín almandín fluorit arzenopyrit pyrit apatit | turmalín pyrit amfibol almandín hematit arzenopyrit fluorit | turmalín         |

- 9 — G. č. vz. 65, hĺbka 339,4 m, 2-sľudný porfýr, analytik: Jirásková  
10 — G. č. vz. 90, hĺbka 441,2 m, 2-sľudný granit, analytik: Gregorová  
11 — G. č. vz. 128, hĺbka 608,8 m, 2-sľudný granit, analytik: Gregorová  
12 — G. č. vz. 138, hĺbka 652,0 m, 2-sľudný granit, analytik: Gregorová  
13 — G. č. vz. 182, hĺbka 845,0 m, 2-sľudný granit, analytik: Gregorová  
15 — G. č. vz. 110, hĺbka 522,0 m, muskoviticko-biotitický granit, analytik: Gregorová

Poznámka:

Akcesórie stanovil dr. E. Ralbovský

Šp. váhy a indexy lomu — Sřňanská, Négliová pod vedením autora

Kvantitatívne stanovenie minerálov kombináciou röntgenometrického a planimetrického stanovenia.

p.m.d. — pod medzou dôkazu

— nestanovené

Tabuľka 2 Chemické a mineralogické analýzy granitov z kontaktu s klastickými súvrstviami v oblasti Hnilca

|                                | 16      | 17      | 18      | 19      | 20      | 21      | 22      | 23      |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 56,83   | 41,64   | 40,08   | 37,83   | 68,37   | 67,41   | 72,08   | 68,77   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,18    | 0,34    | 0,22    | 0,22    | 0,14    | 0,14    | 0,20    | 0,32    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 24,33   | 28,08   | 31,43   | 32,46   | 17,91   | 18,30   | 15,51   | 16,09   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,59    | 3,77    | 6,28    | 7,19    | 0,62    | 0,96    | 0,46    | 1,23    |
| FeO                            | 1,44    | 3,44    | 5,32    | 6,46    | 1,44    | 1,48    | 1,54    | 2,32    |
| MgO                            | 0,91    | 2,27    | 2,37    | 1,71    | 0,56    | 0,49    | 0,82    | 0,46    |
| MnO                            | 0,12    | 0,14    | 0,11    | 0,16    | 0,06    | 0,07    | 0,04    | 0,06    |
| CaO                            | 1,80    | 4,08    | 0,94    | 0,72    | 0,96    | 1,26    | 1,48    | 0,94    |
| K <sub>2</sub> O               | 4,45    | 6,35    | 1,40    | 0,16    | 2,05    | 2,85    | 1,96    | 4,05    |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,80    | 0,25    | 2,56    | 0,40    | 5,70    | 4,55    | 3,58    | 3,55    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,70    | 1,64    | 0,35    | 0,23    | 0,36    | 0,48    | 0,32    | 0,28    |
| B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | nest.   | 4,16    | 8,47    | 0,10    | nest.   | nest.   | nest.   | nest.   |
| H <sub>2</sub> O — žih.        | 2,34    | 3,64    | 2,56    | 2,60    | 1,34    | 1,62    | 1,42    | 1,61    |
| H <sub>2</sub> O — suš.        | 0,16    | 0,28    | 0,28    | 0,30    | 0,22    | 0,16    | 0,26    | 0,26    |
|                                | 99,65   | 100,02  | 100,06  | 99,54   | 99,73   | 99,77   | 99,67   | 99,94   |
| Pb                             | 0,0011  | —       | —       | —       | 0,0010  | <0,0010 | <0,0010 | 0,0010  |
| Ca                             | 0,0069  | 0,0076  | 0,0100  | 0,0141  | 0,0035  | 0,0039  | 0,0028  | 0,0026  |
| Sn                             | 0,0151  | 0,0186  | 0,0132  | 0,0155  | 0,0034  | 0,0100  | 0,0046  | 0,0055  |
| Cu                             | <0,0010 | <0,0010 | 0,0010  | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | 0,0012  | 0,0011  |
| Zn                             | —       | 0,0479  | 0,2692  | 0,2754  | —       | —       | —       | —       |
| V                              | —       | —       | <0,0010 | <0,0010 | —       | —       | —       | —       |
| Zr                             | 0,0033  | 0,0071  | 0,0159  | 0,0166  | 0,0038  | 0,0035  | 0,0054  | 0,0079  |
| Ni                             | —       | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 |
| Co                             | —       | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | <0,0010 | —       | —       | —       |
| Cr                             | <0,0005 | <0,0005 | <0,0005 | 0,0005  | 0,0017  | <0,0005 | 0,0005  | 0,0024  |
| Ba                             | 0,0087  | 0,0257  | 0,0068  | 0,0059  | 0,0081  | 0,0079  | 0,0186  | 0,0162  |
| Sr                             | 0,0020  | 0,0050  | 0,0026  | 0,0032  | 0,0020  | 0,0019  | 0,0089  | 0,0074  |

|                                  |                                     |                                     |  |  |                   |   |
|----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|--|--|-------------------|---|
| kremeň<br>ortoklas               |                                     |                                     | 25,2 %<br>málo                               | 26,8 %<br>málo                               | 25,5 %<br>39,9 %  | 23,4 %<br>36,4 %<br>$S = 2,597$<br>pertit |
| plagioklas                       | $S = 2,650$<br>oligoklas            | $S = 2,650$<br>oligoklas            | 62,3 %<br>$S = 2,652$<br>oligoklas           | 61,15 %<br>$S = 2,656$<br>oligoklas          | 31,0 %            | 37,9 %<br>$S = 2,655$<br>oligoklas        |
| muskovit                         | $\gamma = 1,600$<br>$\beta = 1,598$ | $\gamma = 1,599$<br>$\beta = 1,597$ | 1,3 %<br>$\gamma = 1,594$<br>$\beta = 1,592$ | 8,5 %<br>$\gamma = 1,598$<br>$\beta = 1,595$ | 0,8 %             | 7,0 %                                     |
| sericit<br>turmalín<br>akcesórie |                                     | apatit<br>fluorit                   | 9,39 %<br>1,8 %                              | 3,5 %<br>málo                                | 2,3 %<br>0,5 %    | 0,9 %<br>0,4 %                            |
| 16 — G. č. vz. 527a,             | šachtica pri Medveďom potoku,       | turmalinicko-muskovitický granit,   |  |  | analytik : Lešták |   |
| 17 — G. č. vz. 527b,             | šachtica pri Medveďom potoku,       | greissen                            |  |  | analytik : Lešták |   |
| 18 — G. č. vz. 557,              | šachtica pri Medveďom potoku,       | turmalín                            |  |  | analytik : Lešták |   |
| 19 — G. č. vz. 526,              | šachtica pri Medveďom potoku,       | turmalinovec                        |  |  | analytik : Lešták |   |
| 20 — G. č. vz. 523,              | z ryhy, záp. od šachtice            | turmalinicko-muskovitický granit,   |  |  | analytik : Lešták |   |
| 21 — G. č. vz. 521,              | z ryhy jz. od šachtice              | turmalinicko-muskovitický granit,   |  |  | analytik : Lešták |   |
| 22 — G. č. vz. 520,              | z ryhy jjz. od šachtice             | porfyrický muskovit. granit         |  |  | analytik : Lešták |   |
| 23 — G. č. vz. 550,              | z ryhy jjz. od šachtice             | porfyrický muskovit. granit         |  |  | analytik : Lešták |   |

Poznámka :

— nestanovené

nému paragenetickému vývoju ortoklasu a plagioklasu počítame aj časť pertitov. S pertitickým vývojom sa môžeme stretnúť aj pri zrnách, keď je temer isté, že ide o metasomatický vývoj (tab. I, obr. 1). Takéto minerálne tvary vznikali na úkor drobnozrnnejšej kremenno-plagioklasovo-ortoklasovej minerálnej asociácie. Preto môžu obsahovať aj uzavreniny základnej hmoty. Pri spoločnom metasomatickom vývoji plagioklasu a K-živca sa často vytváral aj paragenetický kremeň. Tým však nechceme zo zloženia gemeridných granitov vylúčiť ani pertity vytvorené odmiešaním.

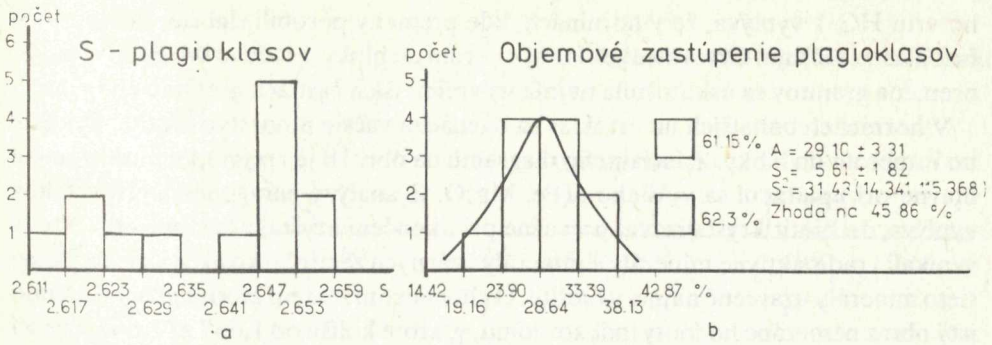
V študovaných horninách môžeme veľmi často pozorovať javy vzájomnej metasomatózy medzi plagioklasom a K-živcami. Pritom sa zdá, že plagioklas býva zatlačený najmä K-živcom (tab. I, obr. 2). Mikroklín však vzniká zriedkavo. Keď si všimneme možné paragenetické vzťahy na obr. 7, vidíme, že obe fácie môžu byť s biotitom alebo s turmalínom. K spoločnému paragenetickému vývoju K-živca a plagioklasu dochádza najmä pri dostatočne vysokom chemickom potenciáli  $\text{Na}_2\text{O}$ . Môžeme hovoriť o kremenno-plagioklasovo-ortoklasovej fácii. Ak táto podmienka nebola splnená, nastala spomínaná metasomatóza. Vtedy sa uplatnila muskovito-kremenno-ortoklasová fácia.

Predstavu o chemickom zložení živcov si môžeme urobiť podľa hodnôt špecifických váh. Z výsledkov merania uvedených v tab. 1 a 2 a zo zobrazenia ich rozdelenia na obr. 8a vyplýva, že v gemeridných granitoch sa vyskytujú plagioklasy dvojakej povahy. Sú to albity s hodnotami prevažne od 2,612 až do 2,627 a oligoklasy s hodnotami 2,641 až 2,656. Pri vzorkách, kde máme vyjadrené objemové zastúpenie plagioklasov i namerané hodnoty špecifických váh, je na obr. 8c vyjadrená závislosť hodnôt špecifických váh, a teda aj bázicity plagioklasov na ich objemovom zastúpení. Môžeme povedať, že ide o dosť výraznú lineárnu závislosť. Keď zo súboru vynesiených vzoriek vynecháme  $N^0 - 20$  a 21, hodnota jednoduchého lineárneho koeficientu je 0,643. Keď vynecháme aj vzorky  $N^0 - 6$  a 12, hodnota koeficientu sa zvýši na 0,835. Je to závislosť, ktorá určuje pôvodný obsah plagioklasov v gemeridných granitoch v závislosti na ich bázicite. Odchýlky od tejto závislosti, a teda aj spomenuté vynechanie vzoriek súvisí s premennou, ktorá sa prejavila na zastúpení plagioklasov. Na zreteli máme premenu vyvolanú postmagmatickými roztokmi i tektonometamorfózou. O prejavoch albitizácie budeme hovoriť ďalej. K bázicite plagioklasov treba ešte dodať, že na kontakte sa často nájdu plagioklasy s vyšším obsahom Ca než v hĺbke granitického telesa. (Porovnať hodnoty špecifických váh plagioklasov uvedených v tab. 1 a 2). Je to efekt asimilácie granitickej magmy. Takto treba chápať aj bázicitu plagioklasov pri vzorkách  $N^0 - 20$  a 21.

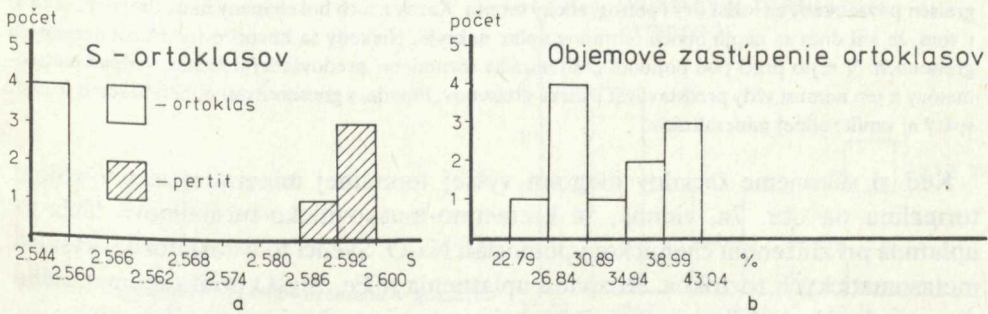
Celkové zastúpenie plagioklasov je histogramom vyjadrené na obr. 8b. Z pripojených štatistických charakteristík na tomto obrázku vyplýva, že priemerná hodnota zastúpenia plagioklasov sa pohybuje okolo 29 %.

Podobne hodnoty špecifických váh ortoklasu kolíšu v istom intervale (pozri obr. 9a). Domnievame sa však, že toto kolísanie je zapríčinené uzavreninami plagioklasov a kremeňa. Pri ortoklasoch z gemeridných granitov treba mať na zreteli





Obr. 8. a — Histogram špecifických váh plagioklasov z gemeridných granitov, b — Histogram obsahov plagioklasov v gemeridných granitoch, c — Závislosť špecifických váh plagioklasov na ich množstve v gemeridných granitoch.



Obr. 9. a — Histogram špecifických váh ortoklasu z gemeridných granitov, b — Histogram obsahov ortoklasu v gemeridných granitoch.

predovšetkým najnižšie namerané hodnoty. Samotné chemické zloženie ortoklasu bude zaiste dosť stále. Zastúpenie ortoklasu je vyjadrené histogramom na obr. 9b. Vyplýva z neho, že je pomerne heterogénne rozdelené, čo je výsledkom výraznej premeny tohto minerálu. Premena ortoklasu bola výraznejšia než premena plagioklasov, preto aj pomer plagioklasov a ortoklasu je dosť variabilný. V niektorých vzorkách slabo prevláda ortoklas nad plagioklasom, v iných zasa plagioklas nad ortoklasom (pozri obr. 5). Mikroklin sa vyskytuje zriedkavo a nachádza sa iba v malom množstve. Nebudeme preto bližšie charakterizovať jeho paragenetické vzťahy. Na premene K-živcov sa podieľal najmä vývoj sericitu. Sericitizácia bola vyvolaná hydrotermálnou aj tektonickou premenou granitov. Z profilu štruktúrne-

ho vrtu HG-1 vyplýva, že v horninách, kde premeny pôsobili slabšie, sa množstvo ortoklasu zväčšuje. Ortoklasu je viac aj smerom do hĺbky. Môže to svedčiť i o tom, že premena granitov sa uskutočnila najmä vo vrchnejších častiach granitického telesa.

V horninách bohatších na ortoklas sa nachádza väčšie množstvo biotitu. Pribúda ho i smerom do hĺbky. Z faciálneho diagramu na obr. 7b je zrejmé, že biotit vznikal hlavne pri uplatnení sa vyššieho  $\mu(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$ . Z analýzy paragenetických vzťahov vyplýva, že biotit kryštalizoval prevažne pri ukončení kryštalizácie horniny. Vtedy vznikali i rádioaktívne minerály a minerály vzácnych zemín. Ako akcesórie nájdeme tieto minerály uzavreté najmä v biotite. O chemickom zložení biotitu nám poskytujú istý obraz namerané hodnoty indexov lomu,  $\gamma$ , ktoré kolíšu od 1,657 až 1,667. Svedčí to o tom, že ide o biotit s dosť vysokým obsahom železa. Uvedený interval nameraných hodnôt je prejavom kolísavého obsahu tohto prvku. Biotit je často postihnutý chloritizáciou alebo baueritizáciou.

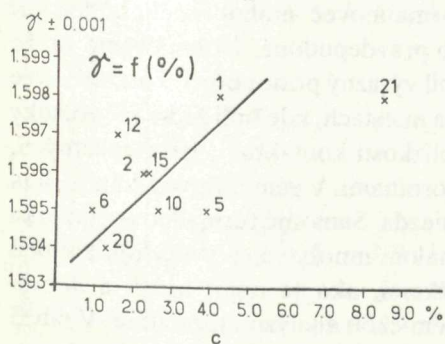
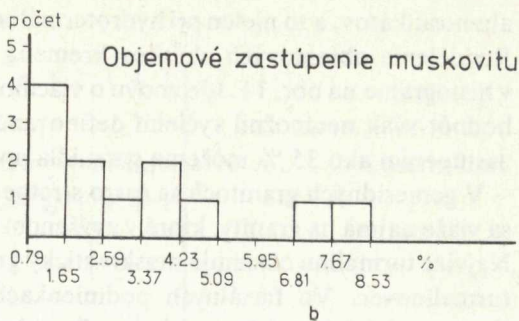
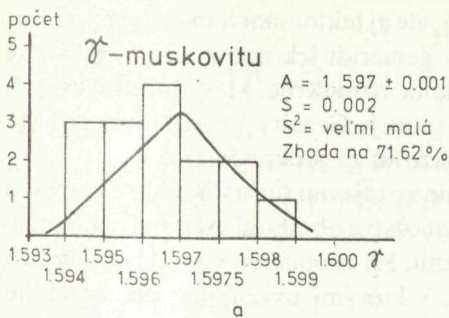
Pre greisenizáciu gemeridných granitov je najcharakteristickejší vývoj kremeňa a muskovitu. Veľmi často vzniká i turmalín.

Greisen je starý termín nemeckých baníkov z oblasti Krušných hôr (Erzgebirge) a znamená sivý, šedý. Takúto farbu majú totiž intenzívne greisenované horniny v tejto oblasti. Pre menej zmenené horniny používajú výraz „Zwitter“. Medzi ložiskovými mineralógmi a petrografmi sa však zaužíval predovšetkým výraz greisen. V prácach starých autorov, ako napr. H. Rosenbuscha, W. Lingrena a ďalších na rozhraní 19. a 20. storočia, bol greisen považovaný za primárnu magmatickú horninu. Odvtedy bol greisen považovaný za ložiskový i petrografický termín. Každý z nich bol chápaný inak. Prejavilo sa to aj v tom, že ani dnes sa náplň oboch termínov úplne nekryje. Niekedy sa hovorí o rudných a nerudných greisenoach. V tejto práci pod pojmom greisenizácia rozumieme predovšetkým faciálny prípad metasomatózy a ten nemusí vždy predstavovať ložiská greisenov. Pravda, s greisenovou mineralizáciou je často spätý aj vznik rudnej mineralizácie.

Keď si všimneme faciálny diagram vyššej termálnej mineralizácie s vývojom turmalínu na obr. 7a, vidíme, že kremenno-muskoviticko-turmalínová fácia sa uplatnila pri zníženom chemickom potenciáli  $\text{Na}_2\text{O}$ . Svedčí to o dostatočnej kyslosti metasomatických roztokov. Rozpätie uplatnenia  $\mu(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$  podľa spomenutého diagramu môže byť dosť značné. Prejavuje sa to aj na obsahu turmalínu.

Z nameraných indexov lomu muskovitov v tab. 1 a 2 vyplýva, že aj v muskovite sa nachádza pomerne veľa železa. Hodnoty tejto fyzikálnej vlastnosti sú vyjadrené aj v histograme na obr. 10a. Čistý muskovit má hodnotu  $\gamma = 1,588$  a  $\beta = 1,582$ . V muskovitoch z gemeridných granitov je priemerná hodnota  $\gamma = 1,597 \pm 0,001$ . Hodnoty  $\gamma$  prejavujú istú pozitívnu lineárnu koreláciu s objemovým zastúpením muskovitu (obr. 10c). Zdá sa teda, že muskovit s vyšším objemovým zastúpením v gemeridných granitoch má aj vyšší obsah Fe. Hodnoty  $\beta$  sa pohybujú v rozmedzí od 1,593 až po 1,598.

Objemové zastúpenie muskovitu v študovaných horninách nie je veľmi vysoké. Má zrejme viacmodálne rozdelenie, ktoré zodpovedá petrografickým typom, o ktorých sme hovorili v druhej časti tejto práce. Pri vyššom objemovom zastúpení muskovitu, ako je to napr. pri vzorke  $\text{N}^0 - 21$  (8,5 %),  $\text{N}^0 - 23$  (7 %), možno už



Obr. 10. a — Histogram indexu lomu  $\gamma$  muskovitu, b — Histogram obsahov muskovitu, c — Závislosť indexu lomu  $\gamma$  a množstva muskovitu v gemitných granitoch.



Obr. 11. Histogram obsahov kremeňa v gemitných granitoch.

hovorí o uplatnení greisenizácie. Treba sa vyvarovať, aby do objemového zastúpenia muskovitu nebol zahrnutý aj sericit, najmä tektonometamorfný sericit. Niektoré hodnoty objemového zastúpenia muskovitu v našej práci môžu byť tiež ovplyvnené touto skutočnosťou. Vznik muskovitu na úkor živcov potvrdzuje i celkovo nízke objemové zastúpenie tohto minerálu.

Kremeň v študovaných horninách sa nachádza prevažne ako magmatický minerál. Z paragenetických vzťahov tohto minerálu však vyplýva, že má často hydrotermálny pôvod. S hydrotermálnym kremeňom sa stretáme nielen pri greisenizácii, ale aj v sprievode iných hydrotermálnych minerálov, najmä sulfidov. Kremeň často preniká granitmi po žilkách alebo vytvára hniezda. Vyskytuje sa aj spolu s turmalínom. Prekremenenie však nenastalo iba pri prínose Si, ale aj v dôsledku rozkladu

alumosilikátov, a to nielen pri hydrotermálnej, ale aj tektonometamorfnnej premene. Rozdelenie objemových obsahov kremeňa v gemeridných granitoch je zachytené v histograme na obr. 11. Ide znovu o viacmodálne rozdelenie. Malý počet získaných hodnôt však neumožnil vyčleniť definované súbory. Granity s vyšším objemovým zastúpením ako 35 % môžeme spravidla považovať za prekremenené.

V gemeridných granitoch sa často stretujeme s prejavmi turmalinizácie. Turmalín sa viaže najmä na granity, ktoré v zvýšenom množstve obsahujú muskovit a kremeň. Najviac turmalínu obsahuje muskovitický granit. Pri anomálnej koncentrácii vzniká turmalínovec. Vo faciálnych podmienkach, s ktorými uvažujeme pri vyjadrení paragenetických vzťahov na obr. 7a, by turmalínovec mohol vzniknúť len pri výraznom nedostatku  $K_2O$ , čo je veľmi málo pravdepodobné. Domnievame sa, že vznik anomálneho množstva turmalínu spôsobil výrazný prínos bóru. Turmalínovec je dosť zriedkavý a môžeme ho nájsť najmä na miestach, kde boli zadržané roztoky s ľahko prchavými zložkami, teda hlavne v blízkosti kontaktov s nepriepustnými, prípadne len málo priepustnými nadložnými horninami. V gemeridných granitoch sa dosť často nachádzajú drobné turmalínové hniezda. Samotné turmalínovce (vzorka № 19) sú zložené prevažne z turmalínu. V malom množstve sa vyskytuje kremeň a niektoré akcesórie s ľahkoprchavými zložkami, ako je napr. apatit a fluorit. Chemická analýza vzorky № 18 (tab. 2) je chemickou analýzou turmalínu. V tab. 3 sú uvedené namerané fyzikálne vlastnosti tohto minerálu.

Tabuľka 3

| č. vz.<br>farba     | 2<br>hnedý | 17<br>hnedý | 35<br>hnedý | 35<br>modrý | 213<br>modrý |
|---------------------|------------|-------------|-------------|-------------|--------------|
| $\omega$            | 1,663      | 1,665       | 1,663       | 1,661       | 1,663        |
| $\epsilon$          | 1,633      | 1,633       | 1,631       | 1,630       | 1,631        |
| $\omega - \epsilon$ | 0,030      | 0,032       | 0,032       | 0,030       | 0,032        |
| S                   | 3,196      | 3,200       | 3,198       | 3,200       | 3,194        |

Poznámka: Chyba merania pri všetkých hodnotách je  $\pm 0,003$ .

Z nameraných hodnôt vyplýva, že ide o turmalín draviticko-skorylového izomorfného radu s prevahou skorylovej molekuly.

Turmalín sa vyskytuje aj v dvojsľudných a muskoviticko-biotitických, prípadne v biotitických granitoch. V horninách s biotitom je turmalínu menej.

Mineralogický charakter mnohých akcesórií, ale najmä rudných minerálov, bol do značnej miery závislý od spomínaných petrogénnych metasomatických procesov. Celkový prehľad o akcesóriách a rudných mineráloch poskytuje profil štruktúrneho vrtu HG-1, na ktorom sú vypísané pri jednotlivých vzorkách aj zastúpené minerály tejto skupiny. Akcesórie a rudné minerály sú uvedené aj v tab. 1, 2 a 4. Tabuľka 4, ktorú vypracoval E. Ralbovský (J. Gubač et al. 1971) podáva prehľad o akcesóriách nachádzajúcich sa v ťažkej frakcii niekoľkých vzoriek gemeridných granitov.

S prejavmi feldšpatizácie, a to hlavne vtedy, keď vznikal biotit, bol tiež spätý vývoj minerálov rádioaktívnych prvkov a vzácnych zemín. Chceme upozorniť najmä na

Tabuľka 4 Kvantitatívne zastúpenie akcesorických minerálov v ťažkej frakcii gemeridných granitov.  
(Vypracoval E. Ralbovský)

| Č. vz.<br>Hľbka | 2     | 7     | 18    | 39    | 84    | 116   | 157   | 180   | 194   | 213   |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                 | 24,0  | 47,5  | 104,5 | 217,0 | 426,0 | 544,3 | 737,0 | 836,0 | 893,5 | 990,5 |
| turmalín        | 97,00 | 94,40 | 84,55 | 22,55 | 95,15 | 95,77 | 42,94 | 90,50 | 48,80 | 58,67 |
| flourit         | 0,35  | 2,99  | 10,38 | 36,09 | 0,55  | 1,41  | 17,94 | 5,00  | 0,24  | 11,57 |
| apatit          | 1,21  | 2,09  | 5,06  | 23,68 | 3,00  | 1,41  | 4,49  | 3,33  | 3,33  | 11,57 |
| almandín        | —     | —     | —     | —     | 1,30  | 0,58  | 34,61 | 1,11  | 0,24  | 14,87 |
| pyrit           | +     | 0,45  | +     | 17,29 | —     | 0,70  | +     | —     | 42,10 | +     |
| arzenopyrit     | —     | —     | —     | +     | +     | —     | +     | +     | —     | 3,30  |
| molybdenit      | —     | —     | —     | +     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| dolomit         | 0,21  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | 5,00  | —     |
| magnetit        | —     | —     | +     | —     | —     | +     | —     | —     | —     | —     |
| hematit         | —     | —     | +     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| ilmenit         | —     | —     | +     | —     | +     | +     | —     | +     | —     | —     |
| zirkón          | —     | +     | +     | —     | —     | +     | +     | +     | +     | +     |
| topás           | —     | —     | —     | 0,37  | —     | —     | —     | —     | 0,24  | —     |
| amfibol         | +     | —     | —     | +     | —     | +     | —     | +     | —     | —     |
| hyperstén       | —     | —     | —     | +     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| anatáz          | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | +     |
| autunit         | +     | +     | +     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |

+ — minerály vyskytujúce sa len vo veľmi malom množstve

uranín a monazit. Blízko povrchu sa zvetrávaním vytvorili i sekundárne minerály týchto prvkov. Najčastejšie sa možno stretnúť s autunitom (pozri Š. Bajanič 1963). O niektorých mineráloch a o rádioaktívnych prvkoch, ktoré sa na ne viažu, sa hovorí v prácach M. Trégera (1972), J. Bartošeka et al. (1972). Tieto práce sa do značnej miery opierajú o analýzy vzoriek odobraných zo štruktúrneho vrtu HG-1.

Výraznejšie sú akcesórie a rudné minerály späté s prejavmi greisenizácie a turmalinizácie. Sú to jednak minerály, ktoré obsahujú prchavé zložky a jednak minerály, ktoré sa v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria nachádzajú aj v hydrotermálnych žilách. Najčastejšie a v najväčšom množstve sa vyskytuje turmalín. Okrem toho možno nájsť i fluorit, apatit, topás a kassiterit.

Fluorit je aspoň v oblasti Hnilca dosť bežným akcesorickým minerálom. Môžeme ho nájsť napr. v celom profile analyzovaného štruktúrneho vrtu HG-1. V plytkých vrtoch skupiny HB, ktoré sa v tejto oblasti vykonali, bol fluorit často zachytený aj v žilkách (Š. Bajanič 1963). Fluorit bol bezfarebný, bledofialový, fialový až čiernofialový. Viditeľné je tiež zonárne sfarbenie. Tmavofialovo sfarbený fluorit sa nachádza okolo uzavrenín. Špecifická váha bledofialového fluoritu je 3,173. Špecifické váhy bezfarebných fluoritov sú o niečo vyššie a pohybujú sa v rozmedzí 3,189 až 3,192.

Apatit patrí tiež medzi akcesorické minerály gemeridných granitov. Pri spracovaní vrtoch skupiny HB sme sa mohli presvedčiť, že aj tento minerál vytvára niekedy anomálne koncentrácie. Vytvárajú sa najmä na miestach, kde sa koncentrujú aj ostatné minerály s ľahkoprchavými zložkami. Sú to však dosť zriedkavé prípady. Apatit je obyčajne žltkastý, žltohnedý a tmavohnedý.

Topás sa v gemeridných granitoch nevyskytuje veľmi často, ale možno ho nájsť i v anomálnych koncentráciách. Je bledožltý a makroskopický. Ak netvorí kryštalické tvary, možno si ho pomýliť s apatitom. Najčastejšie ho nájdeme priamo v zložení granitov. Na tab. II, obr. 1 je mikrofotografia takéhoto prípadu.

Pre greisenovú mineralizáciu je charakteristický výskyt kassiteritu. Môže mať dvojakú podobu, a to v greisene a v žilkách. V greisene ho nachádzame v asociácii s prevažujúcim kremeňom a muskovitom, prípadne aj turmalínom. Mikrofotografia kassiteritu v greisene je na tab. II, obr. 2. Je to snímka z práce J. Gubača (1963) vyhotovená zo vzorky, ktorú poskytol J. Jarchovský.

V žilkách sa kassiterit nachádza predovšetkým v asociácii s kremeňom, prípadne aj turmalínom. Niekedy leží v blízkosti sulfidov. V ťažkej frakcii študovaných hornín sa objavuje veľmi zriedkavo (pozri obr. 5). Úlomky kassiteritu sú medovožlté až tmavohnedé. Citovali sme už prácu J. Barana et al. (1970, 1971), kde sa spomína anomálna koncentrácia kassiteritu na kontakte granitu s nadložnými horninami. V súčasnosti pracovníci Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi sledujú rozsah tejto mineralizácie.

Zo sulfidov k vyššie termálnym premenám granitov má najbližšie molybdenit, pyrotín, arzenopyrit a čiastočne aj pyrit.

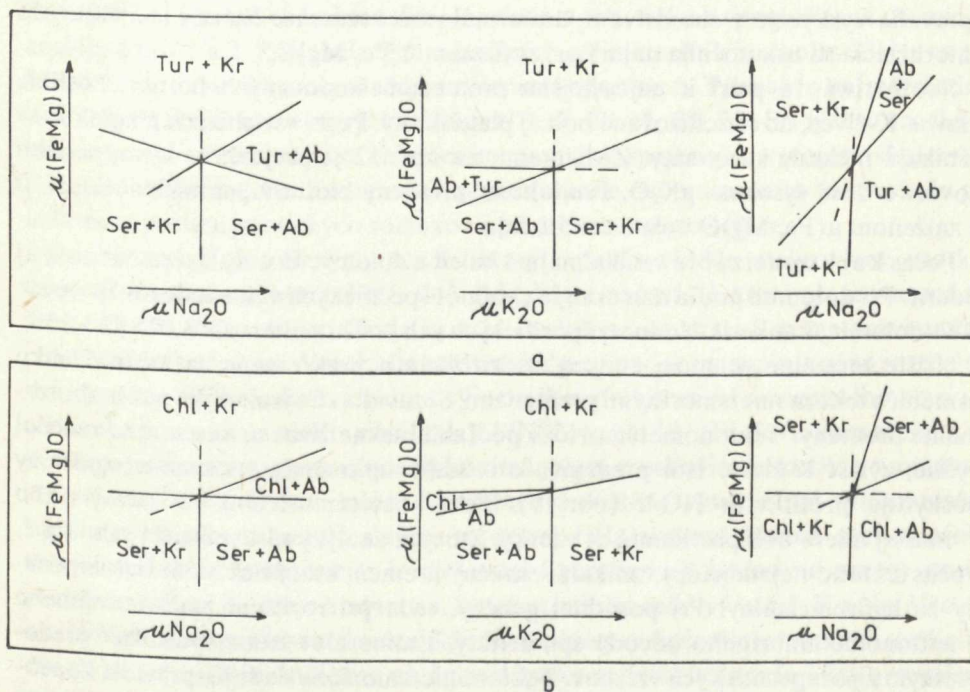
Molybdenit, hoci sa vyskytuje v celom profile štruktúrneho vrtu HG-1, nachádza

sa iba v malých množstvách. Naproti tomu arzenopyrit a pyrit sa zo skupiny sulfidov vyskytujú najčastejšie. Pyrotínu je pomerne málo (pozri obr. 5).

Z dekrepitačných analýz, ktoré urobil K. Eliáš a uviedol v záverečnej správe o štruktúrnom vrte HG-1 (J. Gubač et al. 1971), vyplýva, že topás ojedinelými impulzami začal dekrepitovať už od 150 °C. Najväčšiu intenzitu nadobudla dekrepitácia tohto minerálu od 220 °C. Rovnako pri kassiterite výraznejšia dekrepitácia sa začala až pri 280 °C. Možno povedať že kremeň dekrepitoval v pomerne širokom teplotnom intervale. Maximum dekrepitácie bolo najčastejšie zaznamenané v intervale 370 až 480 °C.

### Premeny pri nižších teplotách

Pri zníženej teplote postmagmatických roztokov bol muskovit nahradený sericitom oligoklas, prípadne albit-oligoklas albitom a biotit chloritom. Ďalej však vznikali kremeň a turmalín. Táto minerálna asociácia sa utvorila najmä vtedy, keď pôsobili postmagmatické roztoky stredného štádia, teda hlavne roztoky oddelené v hlbších častiach granitoidného telesa. Faciálny vývoj tejto minerálnej asociácie je graficky vyjadrený na obr. 12. Chlorit, sericit a turmalín sa vzájomne vylučujú. Najvýraznej-



Obr. 12. a — Faciálny diagram nižšie termálnej premeny s turmalínom, b — Faciálny diagram nižšie termálnej premeny s chloritom. Kr-kremeň, Ab-albit, Ser-sericit, Tur-turmalín, Chl-chlorit.

šie sa to prejavuje medzi chloritom a turmalínom. Na obr. 12a sú paragenetické vzťahy minerálnej asociácie s turmalínom a na obr. 12b s chloritom. Pri vyjadrení paragenetických vzťahov v závislosti na nerovnovážnych zložkách sme zohľadnili tri páry chemických potenciálov, a to:  $\mu(\text{Fe, Mg})\text{O} - \mu\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\mu(\text{Fe, Mg})\text{O} - \mu\text{K}_2\text{O}$  a  $\mu\text{K}_2\text{O} - \mu\text{Na}_2\text{O}$ .

Nakoľko mineralogickú charakteristiku hydrotermálneho kremeňa a turmalínu sme už uviedli, zmienime sa iba o albitizácii, chloritizácii a sericitizácii.

Albitizácia v gemeridných granitoch je dosť častá. Svedčia o tom namerané hodnoty špecifických váh, vyjadrené histogramom na obr. 8a. O tom, že vývoj albitu bol spojený aj s ostatnými prejavmi nižšie termálnejšej mineralizácie, svedčí aj to, že vzorky s albitom obsahujú spravidla väčšie množstvo sericitu (pozri N°5, 10, 12 — tab. 1). Samotný albit vznikal predovšetkým na úkor pôvodných bázeckejších plagioklasov. Napriek tomu z vyjadrenej závislosti  $S=f(\%)$  na obr. 8c je zrejmé, že granity s kyslejšími plagioklasmi obsahujú celkovo menej plagioklasov. S výraznejšími prejavmi albitizácie treba rátať najmä v periférnych zónach granitického telesa. Hydrotermálny albit vznikal v paragenéze so sericitom a kremeňom. Niekedy sa vytváral i karbonát.

Chloritizácia sa uplatnila najmä vtedy, keď hornina obsahovala biotit. Táto premena sa však neobmedzuje iba na biotit. Chloritizované boli aj živce. Chlorit sa spravidla vyskytuje v susedstve hydrotermálneho kremeňa. Na obr. 12 vidieť, že chloritizácia sa uskutočnila najmä pri zvýšenom  $\mu(\text{Fe, Mg})\text{O}$ .

Sericitizácia patrí k najčastejším premenám študovaných hornín. Postihla hlavne K-živce, no sericitizované boli aj plagioklasy. Popri sericitizácii plagioklasov vznikajú niekedy karbonáty. Z diagramu na obr. 12 je zrejmé, že vývoj sericitu hovorí o dosť vysokom  $\mu\text{K}_2\text{O}$ . Produktom premeny biotitov pri zvýšenom  $\mu\text{K}_2\text{O}$  a zníženom  $\mu(\text{Fe, Mg})\text{O}$  bola baueritizácia.

Počas karbonatizácie vznikali najmä kalcit a dolomit. Bol však zaznamenaný aj siderit. Pri dolomite podľa nameraných hodnôt špecifických váh a indexov lomu ide o Fe-dolomit až ankerit. Hodnoty špecifických váh kolíšu v intervale 3,028 až 3,138.

Nižšie termálne premeny, najmä sericitizácia a prekremenenie možno ľahko zameniť s tektonometamorfnými premenami. Spravidla sú výraznejšie než hydrotermálne premeny. Tektonometamorfóze podľahli hlavne živce a, ako som už uviedol vyššie, zvlášť K-živce. Istú predstavu o rozsahu uplatnenia tektonometamorfózy poskytuje profil vrtu HG-1 (obr. 5). Tektonometamorfózou vo väčšej alebo v menšej miere boli postihnuté aj vzorky, ktorých analýzy sú uvedené v tab. 1 a 2. Počas tektonometamorfózy vznikali i sekrečný kremeň, ktorý tiež môže byť zamienený za hydrotermálny. Pri posúdení genézy, teda pri rozlíšení hydrotermálneho a tektonometamorfného pôvodu spomenutých minerálov treba vychádzať predovšetkým z paragenetických vzťahov. Tektonometamorfóza sleduje spravidla konečný produkt premeny: kremeň-sericit. Hydrotermálne premeny naproti tomu majú rozvinutejšie paragenetické vzťahy.

Pri produktoch hydrotermálnej premeny vznikali aj rudné minerály. V gemerid-



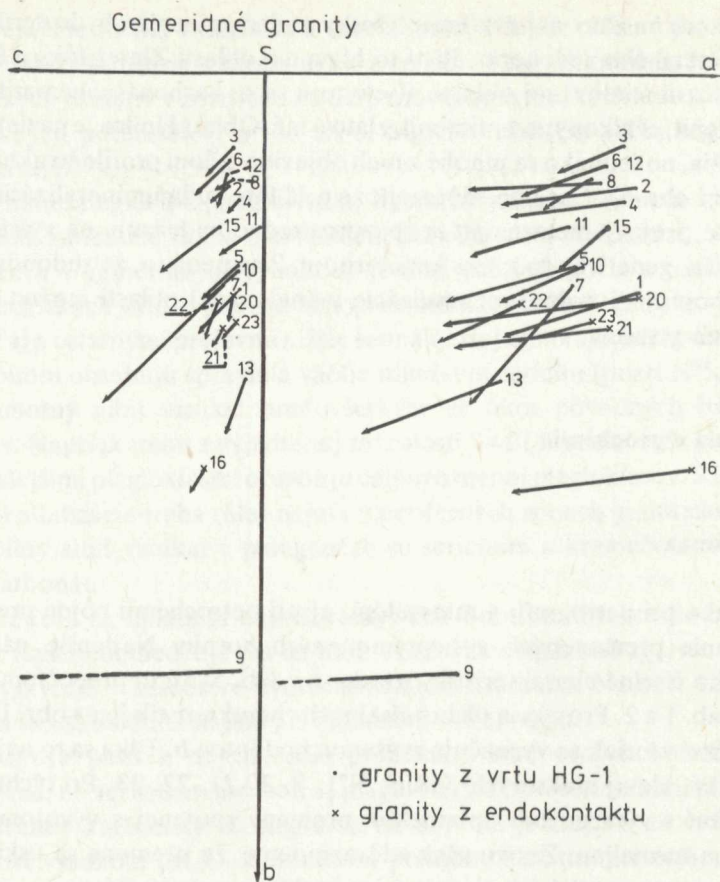
ných granitoch možno nájsť takmer všetky rudné minerály hydrotermálnych žíl Spišsko-gemerského rudohoria. Platí to hlavne o oblasti Zlatej Idky a Poproča vo východnej časti študovanej oblasti. Vyskytujú sa tu karbonáty, hematit, magnetit, sfalerit, galenit, chalkopyrit, antimonit, zlato a iné. Oblasť Hnilca je na tieto minerály chudobnejšia, no jednako sa mnohé z nich objavili v celom profile štruktúrneho vrtu HG-1 (pozri obr. 5). Chceme zdôrazniť, že celá táto rudná mineralizácia, podobne ako opísané prejavy metasomatózy, bezprostredne nadväzuje na vyššie termálnu mineralizáciu, geneticky spätú s s kassiteritom. Znamená to, že rudonosné roztoky s prejavmi opísanej rudnej mineralizácie v študovanej oblasti možno odvodiť od gemeridných granitov.

## Petrochémia a geochemia

### Petrochémia

Podobne ako pri petrografii a mineralógii aj pri petrochémii pôjde predovšetkým o porovnanie premenených a nepremenených hornín. Najlepšie nám poslúžia Zavarického číselné charakteristiky uvedené v tab. 5. Sú to prepočítané chemické analýzy z tab. 1 a 2. Projekcia týchto číselných charakteristík je na obr. 13. Na nej je vidieť, že časť vzoriek sa vyznačuje zvýšenou hodnotou *b*. Týka sa to najmä vzoriek N°9, 13 a 16, ale aj niektorých ďalších N°1, 7, 20,21, 22, 23. Pri týchto vzorkách treba počítať s výraznejším uplatnením premeny spojenej s vývojom sfudových minerálov a turmalínu. Znovu však zdôrazňujeme, že premena sa uskutočnila pri uplatnení postmagmatických roztokov i pri tektonometamorfóze.

Pri horninách presýtených Al, ku ktorým patria všetky analyzované vzorky, hodnota *b* vyjadruje obsah  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , Mg, Mn a tú časť Al, ktorá nie je viazaná na živce. Obsah tohto Al vyjadruje aj sklon vektorov na pravej strane rozvinutého projekčného tetraédru. Vzorky bohaté na sfudy, prípadne turmalín možno rozlíšiť na dve skupiny. Sú to jednak vzorky s výraznejším obsahom Al neviazaného na živce (N°2, 4, 8) a vzorky s nižším obsahom Al (N° 3, 6, 11, 12, 15). Je celkom zrejmé, že zvýšený podiel tohto prvku spôsobil najmä vývoj muskovitu, sericitu a turmalínu. Anomálnejšie zastúpenie tohto Al môže byť niekedy vyvolané aj prítomnosťou topásu. S týmito mineralizačnými procesmi bola spojená hlavne greisenizácia, turmalinizácia a sericitizácia. Vzdialenosť figuratívnych bodov na pravej strane projekcie od osi *b* určuje hodnota *a*, ktorá vyjadruje celkový obsah K a Na. Vzorky s vyššími hodnotami *b* sa rozvetvujú podľa hodnoty *a*. Spôsobuje to najmä rozdielny obsah sericitu. Zdôraznili sme už, že zastúpenie sericitu bolo veľmi často vyvolané tektonometamorfózou. Platí to najmä o vzorke N° 9, ktorá má povahu mylonitu. Práve pri tektonometamorfne premenených vzorkách sa veľmi často uplatnili hydrotermálne roztoky.

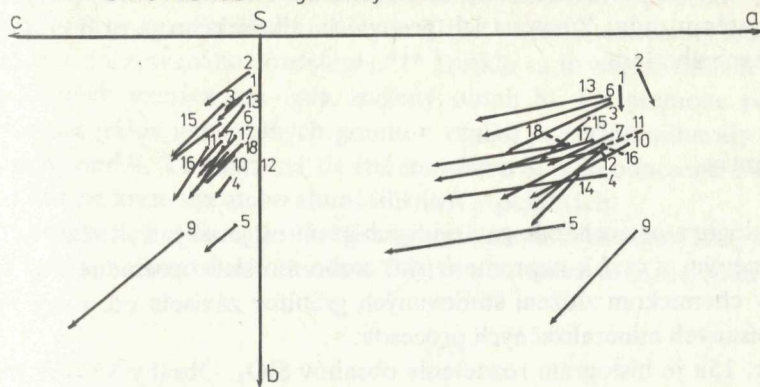


Obr. 13. Projekcia Zavarického petrochemických číselných charakteristík gemeridných granitov.

Pomer  $K : Na$  môžeme sledovať na ľavej strane projekcie. Čím je väčší sklon, tým je väčší jeho obsah. Vo väčšine analyzovaných vzoriek je tento pomer dosť konštantný. Len v niektorých vzorkách, a to hlavne vo vzorkách z kontaktu je nižší podiel  $K$ . Tieto vzorky majú zároveň o niečo vyšší obsah  $Ca$  (vyššia hodnota  $c$ ). Táto skutočnosť zodpovedá vyššiemu objemovému zastúpeniu plagioklasov uvedenému v tab. 1 a 2. Vzorky z kontaktu môžu mať aj lokálne zvýšenú bázicitu plagioklasov. Zvýšený obsah  $Ca$  môže však byť zapríčinený tiež výskytom fluoritu, apatitu a  $Ca$ -karbonátov.

Pre porovnanie gemeridných granitov s petrochemickou povahou cínovconosných granitov na obr. 13 uvádzame projekciu Zavarického prepočtu z práce M. G. Ruba (1969). Z porovnania projekcie gemeridných granitov s projekciou na obr. 14 vyplýva, že celková petrochemická povaha nepremených alebo len slabo premených vzoriek je dosť zhodná.

Cínovconosné granity



- |  |   |
|--|---|
| 1-ryolity, Nigéria, Afrika             | 10-granity, Zabajkalie, ZSSR                |
| 2-biotické granity, Nigéria, Afrika    | 11-granity, prímorská oblasť ZSSR           |
| 3-granity, Južná Afrika                | 12-granity, prímorská oblasť ZSSR           |
| 4-granity, Krušné Hory                 | 13-granity, prímorská oblasť ZSSR           |
| 5-granity, Cormell, Anglia             | 14-granity, Chabarovská oblasť ZSSR         |
| 6-granity, Čína                        | 15-granity, Chabarovská oblasť ZSSR         |
| 7-granity z Indonézska-Barmského pásma | 16-liparity (ryolity), východná oblasť ZSSR |
| 9-monzonit, Bolívia                    | 17-granity, východná časť ZSSR              |
|  | 18-granity, východná časť ZSSR              |

Obr. 14. Projekcia Zavarického petrochemických číselných charakteristík cínovconosných granitov. (Z práce M. G. Ruba 1969).

Petrochemické charakteristiky podľa Zavarického

Tabuľka 5

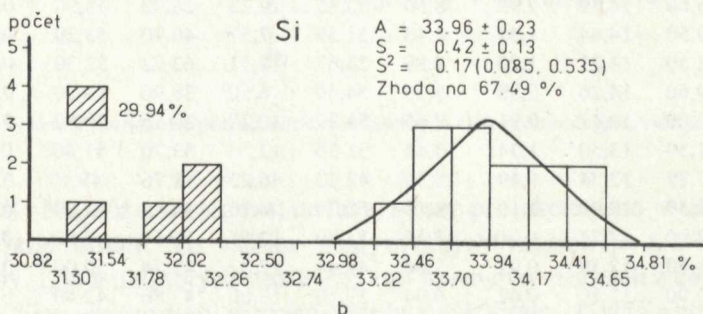
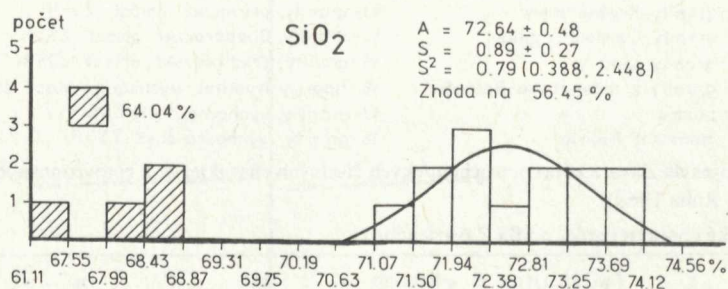
| N° | s     | a     | c    | b     | a'    | m'    | f'    | n     | t    | φ     |
|----|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| 1  | 75,60 | 14,89 | 0,92 | 8,56  | 53,85 | 19,23 | 26,92 | 53,90 | 0,09 | 7,69  |
| 2  | 79,50 | 14,64 | 1,34 | 4,43  | 51,59 | 7,57  | 40,90 | 53,20 | 0,08 | 12,12 |
| 3  | 81,50 | 14,21 | 1,20 | 2,99  | 26,67 | 11,11 | 62,22 | 52,30 | 0,08 | 8,88  |
| 4  | 79,60 | 14,26 | 0,93 | 5,13  | 54,60 | 6,50  | 38,90 | 54,20 | 0,08 | 10,38 |
| 5  | 79,00 | 12,42 | 0,91 | 7,65  | 51,29 | 10,25 | 38,46 | 50,50 | 0,08 | 23,93 |
| 6  | 81,50 | 13,50 | 1,34 | 3,61  | 33,30 | 12,96 | 53,70 | 51,40 | 0,25 | 14,81 |
| 7  | 77,79 | 12,34 | 1,49 | 8,38  | 42,02 | 46,22 | 11,76 | 49,47 | 0,08 | 1,68  |
| 8  | 81,30 | 13,28 | 1,19 | 4,18  | 50,79 | 4,76  | 44,44 | 53,00 | 0,08 | 6,34  |
| 9  | 67,90 | 7,77  | 0,70 | 23,56 | 71,80 | 17,57 | 10,54 | 4,92  | 0,09 | 7,56  |
| 10 | 78,80 | 12,58 | 0,92 | 7,66  | 44,44 | 12,82 | 42,74 | 50,00 | 0,08 | 18,80 |
| 11 | 80,90 | 12,10 | 0,02 | 6,04  | 39,10 | 13,00 | 47,80 | 42,40 | —    | 32,60 |
| 12 | 81,50 | 13,00 | 1,34 | 4,15  | 19,30 | 11,30 | 69,30 | 41,20 | 0,08 | 25,80 |
| 13 | 77,90 | 9,40  | 0,60 | 12,13 | 56,40 | 20,70 | 22,80 | 70,40 | —    | 16,60 |
| 15 | 79,10 | 13,66 | 1,66 | 6,14  | 20,40 | 18,20 | 61,20 | 43,00 | —    | 25,80 |
| 16 | 65,22 | 17,04 | 2,19 | 15,53 | 72,60 | 9,74  | 17,69 | 62,00 | 0,32 | 8,84  |
| 17 | 52,44 | 10,53 | 5,49 | 31,53 | 63,48 | 13,60 | 22,91 | 42,86 | 0,57 | 11,46 |
| 18 | 45,37 | 2,43  | 1,08 | 51,12 | 72,49 | 7,80  | 20,24 | 16,67 | 0,45 | 10,32 |
| 19 | 42,70 | 1,08  | 0,88 | 55,34 | 72,53 | 5,13  | 22,34 | 75,00 | 0,47 | 10,99 |
| 20 | 75,10 | 14,89 | 1,19 | 8,76  | 67,67 | 11,28 | 21,05 | 81,04 | 0,09 | 6,01  |
| 21 | 74,60 | 13,69 | 1,53 | 10,10 | 69,70 | 7,90  | 22,36 | 70,80 | 0,09 | 7,89  |
| 22 | 78,70 | 10,35 | 1,77 | 9,10  | 66,18 | 14,39 | 19,43 | 73,40 | 0,25 | 4,32  |
| 23 | 76,10 | 13,00 | 1,06 | 9,75  | 59,86 | 8,16  | 31,97 | 56,20 | 0,35 | 9,52  |

Podľa Niggliho petrochemickej klasifikácie analyzované vzorky patria k alkalic-ko-vápenatému radu. Premena ich posúva do alkalického, a to buď do sodného, alebo draselného radu.

## Geochemia

Z mineralógie a petrochemie gemeridných granitov je zrejmé, že časť vzoriek patrí k premeneným a časť k nepremeneným alebo len slabopremeným horninám. Zmena v chemickom zložení študovaných granitov závisela od miery uplatnenia vyššie opísaných mineralizačných procesov.

Na obr. 15a je histogram rozdelenia obsahov  $\text{SiO}_2$ . Obsahy  $\text{SiO}_2$  vzoriek, ktoré neboli alebo boli len slabopremené, sú normálne rozdelené. S teoretickým

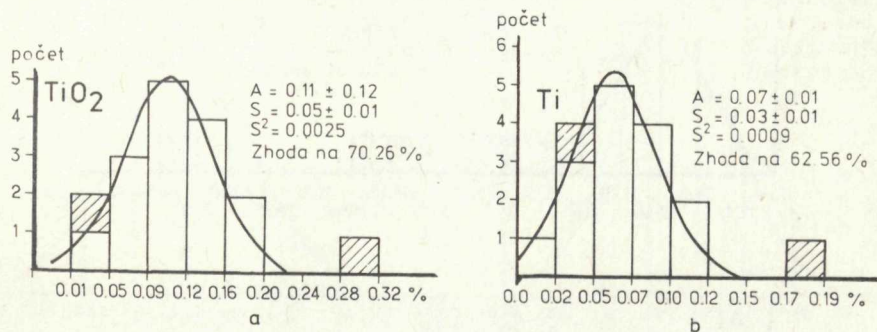


Obr. 15. a — Histogram  $\text{SiO}_2$  v gemeridných granitoch, b — Histogram Si v gemeridných granitoch.

rozdelením sa zhodujú na 85,23 %. Po prepočte na váhové atómové percentá sa s normálnym rozdelením zhodujú na 85,09 %. Je však možné, že pri väčšom počte vzoriek by mohlo ísť o bimodálne, prípadne aj viacmodálne rozdelenie. To isté platí aj o rozdelení váhových percent Si. Tie sa s normálnym rozdelením zhodujú na 67,49 %. Zo štatistických charakteristík uvedených na obrázkoch vyplýva, že

hodnota aritmetického priemeru atómových váhových percent je  $33,96 \pm 0,23$ .\* Hodnota klarku Si pre granitoidné horniny je 32,3.\*\* Niektoré hodnoty museli však byť vyčlenené z definovaného rozdelenia.\*\*\* Dotklo sa to najmä nižších hodnôt. Časť premenených vzoriek má teda znížený obsah Si. Pri premene podstatne zastúpených minerálov gemeridných granitov vznikli prevažne minerály s nižším obsahom tohto prvku. To znamená, že isté množstvo Si bolo odnesené a spravidla vylúčené vo forme kremeňa alebo alumosilikátov v puklinách.

Iný prípad migrácie predstavuje Ti. Histogram rozdelenia obsahov  $TiO_2$  je na obr. 16a a Ti na obr. 16b. Rozdelenie obsahov  $TiO_2$  sa s normálnym rozdelením zhoduje



Obr. 16. a — Histogram  $TiO_2$  v gemeridných granitoch, b — Histogram Ti v gemeridných granitoch.

na 70,26 % a obsahy Ti na 62,56 %. Na tomto rozdelení sa podieľajú takmer všetky analyzované vzorky. Z toho vyplýva, že Ti v procese premeny neprekonal väčšie zmeny. Hodnota aritmetického priemeru obsahov Ti pri uvedenej zhode s teoretickým rozdelením je  $0,07 \pm 0,01$ . Hodnota klarku pre kyslé granitoidné horniny je 0,23. Obsah Ti v gemeridných granitoch je teda dosť nízky. V premenených horninách sa Ti pomerne často viaže na leukoxén.

Na obr. 17 sú histogramy obsahov  $Al_2O_3$  a Al. Rovnako tieto rozdelenia dost dobre sledujú normálne rozdelenie (35,29 % a 34,83 %). Pri Al hodnota aritmetického priemeru je  $7,27 \pm 0,23$ . Táto hodnota sa zhoduje s hodnotou klarku 7,7. Pri vyčlenení definovaného rozdelenia bol vyčlenený istý počet vzoriek s vyššími hodnotami obsahov tohto prvku. To je zasa v súlade so zvýšeným podielom sfudových minerálov a turmalínu v premenených granitoch.

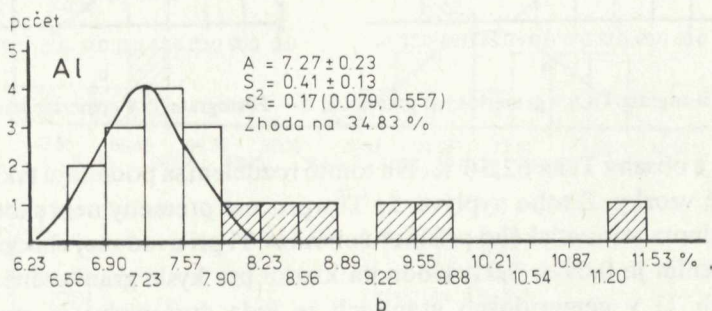
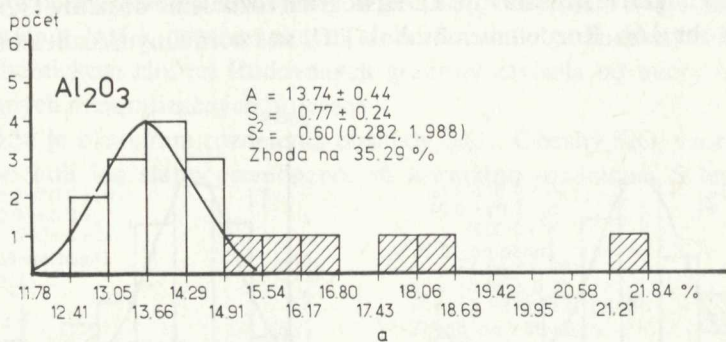
Ako izomorfné prvky Al s koordinačným číslom 6 sa v štruktúrach sfudových minerálov najčastejšie uvádzajú  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , Mg,  $Mn^{2+}$ . Obsahy  $Fe_2O_3$  a MgO uvedené v tab. 1 a 2 sú však ovplyvnené analytikmi. Z toho dôvodu nemožno obsahy týchto kyslíčnikov vyjadriť štatisticky.

\* Štandardná odchýlka zodpovedá úrovni intervalu spoľahlivosti 0,95, a to ako pre aritmetický priemer aj pre smerodajnú odchýlku.

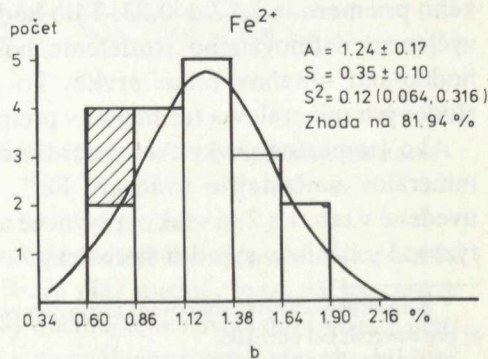
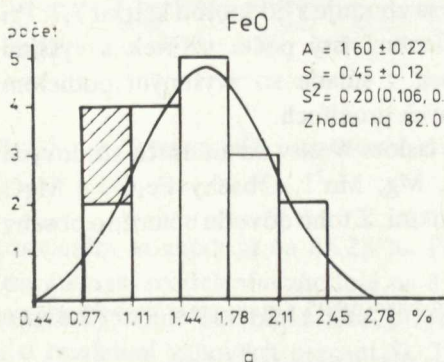
\*\* Všetky klarkové hodnoty uvedené v tejto práci sú od A. P. Vinogradova (1962).

\*\*\* Šrafované časti histogramov, pokiaľ nebude inak uvedené, označujú vyčlenené hodnoty.

Histogramy FeO a Fe sú na obr. 18. Znovu ide o normálne rozdelenia s dost dobrou zhodou s teoretickým rozdelením (82,01 a 81,94 %). Aritmetický priemer Fe je  $1,24 \pm 0,17$ . Hodnota klarku celkového železa v kyslých granitoidných horninách je 2,7. Uvedenú hodnotu aritmetického priemeru  $\text{Fe}^{2+}$  v gemeridných granitoch je však ťažko porovnať s hodnotou klarku. V našom prípade nejde totiž o aritmetický priemer celkového železa. Napriek tomu sa domnievame, že priemer-

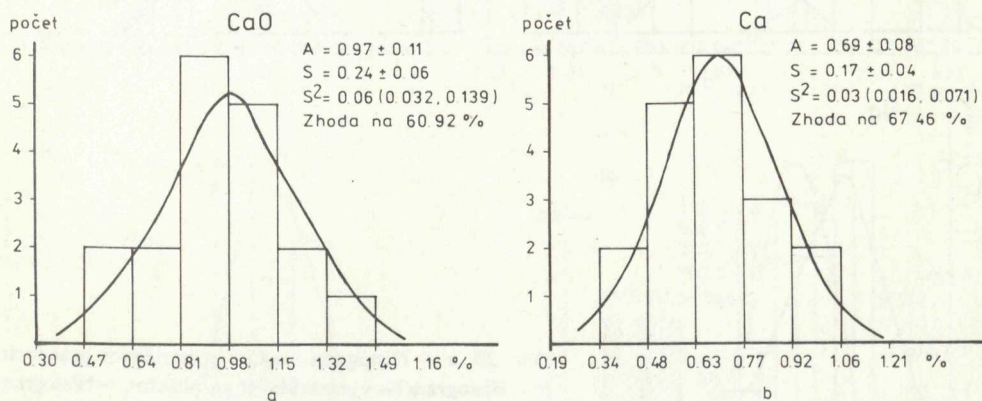


Obr. 17. a — Histogram Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> v gemeridných granitoch, b — Histogram Al v gemeridných granitoch.



Obr. 18. a — Histogram FeO v gemeridných granitoch, b — Histogram Fe v gemeridných granitoch.

né obsahy železa v gemeridných granitoch sú dosť nízke. To však neznamená, že by sa tento prvok v magme gemeridných granitov nevyskytoval v dostatočnom množstve. Časť Fe sa dostala pri diferenciácii do postmagmatických roztokov. Svedčí o tom aj pomerne veľký výskyt turmalínu. Dá sa predpokladať, že hlavné roztoky raného štádia boli na tento prvok dosť bohaté. Sú to najmä roztoky, ktoré sa oddelili v procese vývoja muskovitického a muskoviticko-turmalinického granitu. Z histogramov na obr. 18 vyplýva, že obsahy Fe vo všetkých analyzovaných vzorkách pochádzajú z jedného rozdelenia. Minerály s výraznejším obsahom Fe, okrem



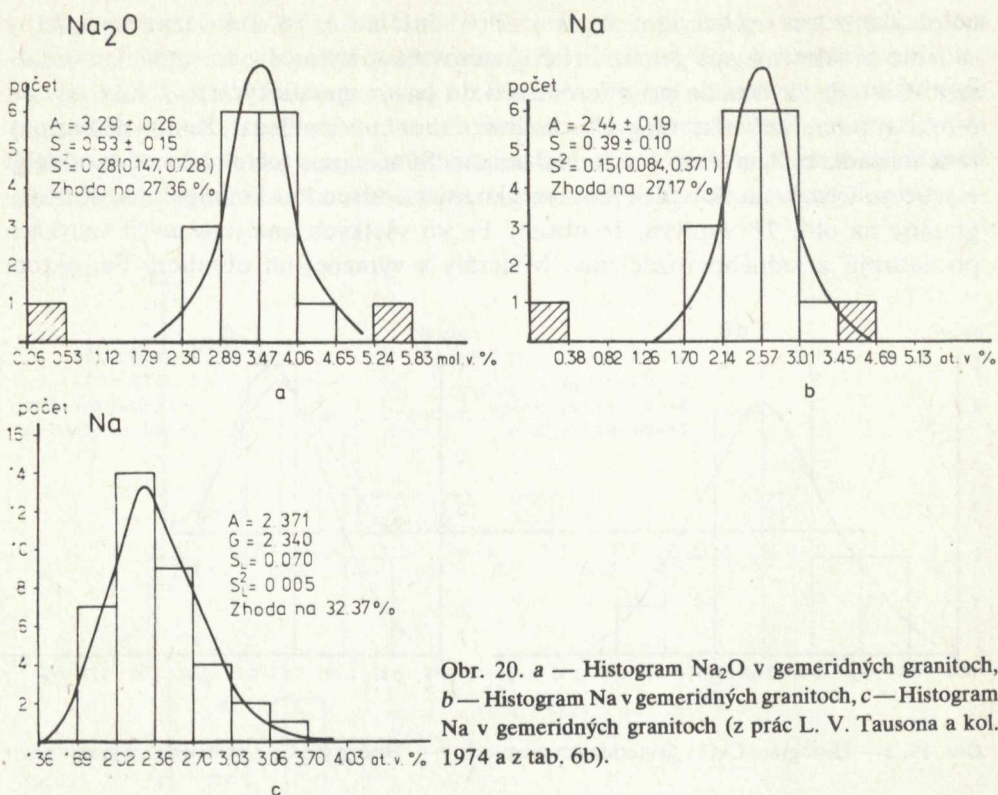
Obr. 19. a — Histogram CaO v gemeridných granitoch, b — Histogram Ca v gemeridných granitoch.

biotitu, neprekonali výraznejšiu premenu. Pri premene biotitu bolo Fe v premenených horninách často zadržané vývojom chloritu. Baueritizácia mohla však spôsobiť aj uvoľnenie tohto prvku zo študovaných hornín. V premenených granitoch sa často nachádzajú aj Fe-sulfidy. V obsahoch Fe analyzovaných vzoriek sa však výraznejšie neprejavili.

Migráciu chemických prvkov v procese premeny gemeridných granitov dosť značne ovplyvnila premena živcov. Pritom treba mať osobitne na zreteli premenu plagioklasov a osobitne premenu K-živcov.

Na obr. 19a je zobrazené rozdelenie obsahov CaO a na obr. 19b obsahov Ca. Obsahy kyslíčnika sa s normálnym rozdelením zhodujú na 60,92 % a Ca na 67,46 %. Pri uvedenej zhode priemerný obsah Ca je  $0,69 \pm 0,08$ . Je to hodnota dosť nízka, pretože hodnota klarku pre granitoidné horniny je 1,58. Všetky hodnoty spomínaného prvku získané analýzami sa podieľajú na tomto rozdelení. Chemické rozdiely vyplývajúce z rozdielnej bázcivosti plagioklasov nie sú teda také výrazné, aby narušili jednotný charakter rozdelenia Ca. V tejto súvislosti treba ešte uviesť, že Ca uvoľnené v procese premeny je často zachytené v karbonátoch. Z ďalších Ca-minerálov prítomných v premenených horninách chceme ešte spomenúť fluorit a apatit.

Podobná je situácia pri rozdelení Na. Histogramy tohto prvku sú na obr. 20. Vyjadrené je tu jednak rozdelenie pôvodných hodnôt z tab. 1 a 2, jednak hodnoty



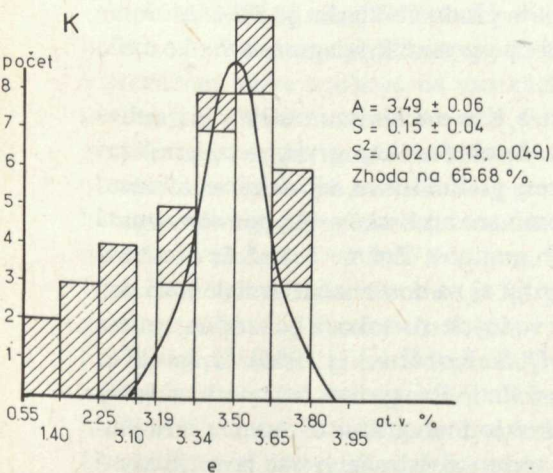
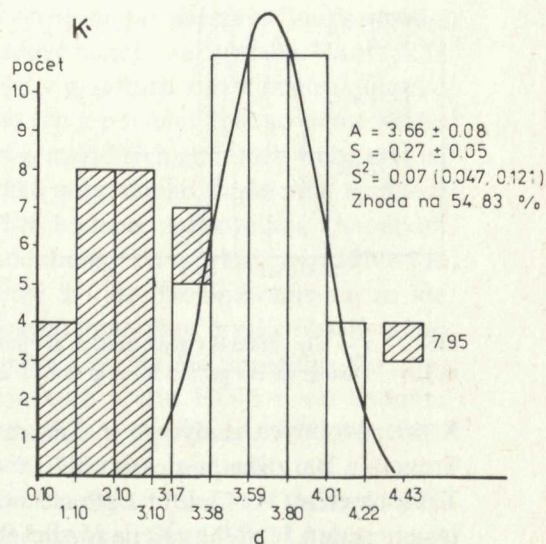
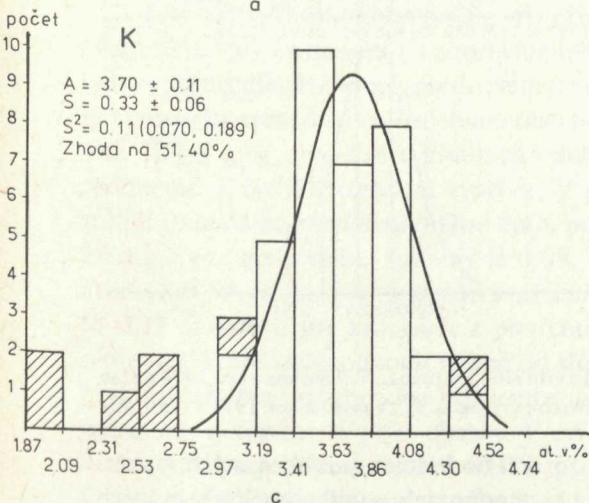
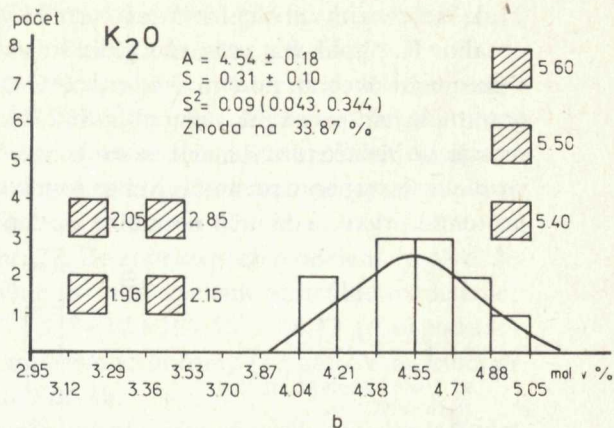
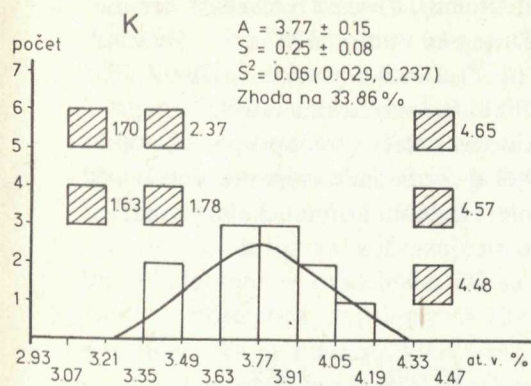
Obr. 20. a — Histogram Na<sub>2</sub>O v gmeridných granitoch, b — Histogram Na v gmeridných granitoch, c — Histogram Na v gmeridných granitoch (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b).

publikované inými autormi. Časť druhej skupiny hodnôt reprezentuje často výsledky analýz vzoriek odobraných z vrtnu HG-1. Pôvodné obsahy Na<sub>2</sub>O sú vyjadrené histogramom na obr. 29a a Na na obr. 20b. Obidve skupiny hodnôt sa dosť dobre zhodujú s normálnym rozdelením (27,17 % a 27,36 %). Obsahy Na majú hodnotu aritmetického priemeru  $2,44 \pm 0,19$ . Hodnota klarku je 2,77. Na obr. 20c je zasa histogram obsahov sodíka zverejnených v práci L. V. Tausona et. al. (1974)\* a v tabuľke 6b. Sú to vzorky odobrané z vrtnu HG-1 a z povrchu jednotlivých telies. Hodnoty obsahov Na vzoriek z povrchu sa pre výraznú heterogénnosť rozdelenia nedali štatisticky spracovať.

Draslík v nepremených granitoch sa viaže na K-živce, muskovit a biotit. V procese premeny sa draslík viazal na novovznikajúci muskovit a sericit. Vznikali najmä na úkor K-živcov. Biotit bol baueritizovaný. Obsahy tohto prvku sú histogramami vyjadrené na obr. 21. Na obr. 21a je rozdelenie obsahov K<sub>2</sub>O a na obr. 21b obsah K. Sú to hodnoty pôvodných chemických analýz z tab. 1 a 2. Na obr. 20c je histogram obsahov K, z práce M. Trégera (1972) a J. Bartoška et al. (1972) (obr.

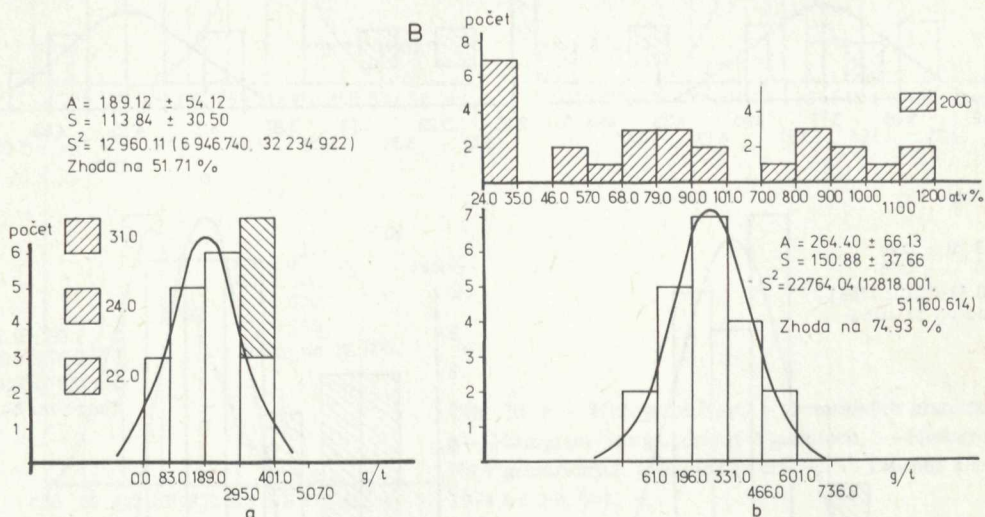
\* V práci L. V. Tausona et al. (1974) sú omylom vytlačené nesprávne obsahy Na, K, ako obsahy Na<sub>2</sub>O, prípadne K<sub>2</sub>O.





Obr. 21. a — Histogram K<sub>2</sub>O v gmeridných granitoch, b — Histogram K v gmeridných granitoch (z prác M. Trégera 1972, J. Bartoška a kol. 1972), c — Histogram K v gmeridných granitoch (z prác L. V. Tausona a kol. 1974, 1975), d — Histogram K v gmeridných granitoch (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), e — Histogram K v gmeridných granitoch z vrtu HG-1 (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b). Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

21c). Tieto vzorky pochádzajú tiež z vrtnu HG-1. Na obr. 21 je zobrazené rozdelenie obsahov K, publikovaných tiež v práci L. V. Tausona et al. (1974) a tab. 6b. Časť týchto vzoriek bola odobraná z vrtnu HG-1 (21d) a časť z povrchu jednotlivých granitoidných telies študovanej oblasti (21e). Pri každom zo spomenutých histogramov je zrejmé, že rozdelenie je heterogénne. Toto rozdelenie bolo spôsobené najmä rozdielnym stupňom premeny. Má na tom podiel aj rozdielne zastúpenie biotitu. Aj pri tomto prvku sa dá určiť normálne rozdelenie. Hodnota aritmetického priemeru



Obr. 22. a — Histogram B v gemitidných granitoch z vrtnu HG-1 (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), b — Histogram B v gemitidných granitoch z povrchu (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b).

K pri pôvodných analýzach je  $3,77 \pm 0,15$ . Pri hodnotách publikovaných v práci Trégera a Bartoška et al.  $A = 3,70 \pm 0,11$  a hodnotách publikovaných v prácach Tausona et al.  $A = 3,49 \pm 0,06$  a  $3,66 \pm 0,08$ . Hodnota klarku je 3,34. Môžeme teda povedať, že obsahy K, na rozdiel od Na a Ca v gemitidných granitoch sú o niečo vyššie.

Z toho, čo sme povedali o rozdelení Na a K a o ich viazanosti na jednotlivé minerály v študovaných horninách, vyplýva, že obidva tieto prvky sa uplatnili pri premenách raného aj stredného štádia. Procesy greisenizácie, sericitizácie, albitizácie a turmalinizácie svedčia o tom, že oba spomínané alkalické prvky boli obsiahnuté v postmagmatických roztokoch gemitidných granitov. Známe je tiež, že oba tieto prvky v hydrotermálnych podmienkach migrujú aj na dosť značné vzdialenosti. Ich prítomnosť ako zásadotvorných látok vo vodných roztokoch v značnej miere ovplyvnila aj celkový režim kyslosti (pozri D. S. Koržinskij 1956). Uplatnili sa najmä pri reakcii s horninotvornými minerálmi. Pri týchto reakciách a tomu zodpovedajúcej zmene režimu kyslosti roztokov je dosť výrazne ovplyvnený zrudňovací proces postmagmatických roztokov. O týchto závislostiach sme hovorili aj pri mineralogickom a petrografickom opise premeny granitov.

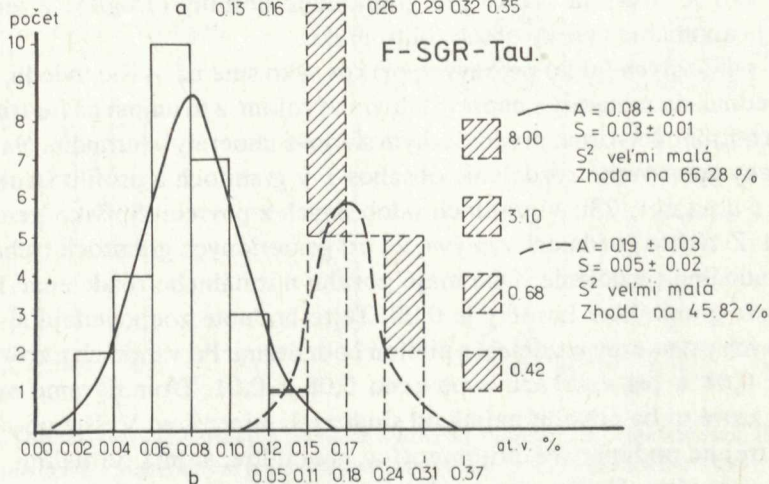
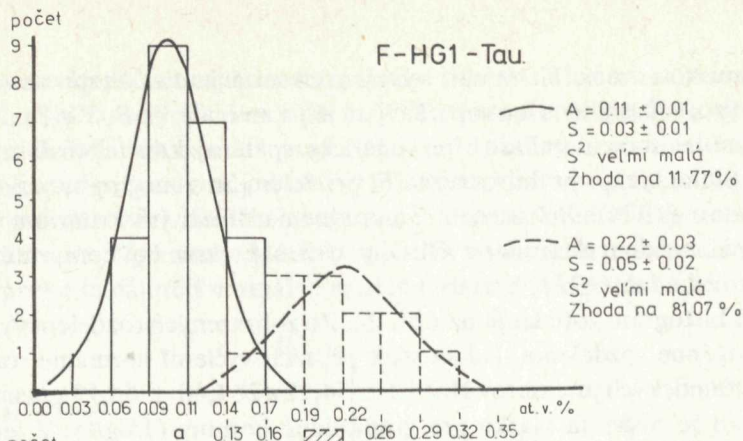
Prejavy muskovitizácie hlavne pri vývoji greisenizácie dosť bezprostredne nadväzujú na vývoj minerálov s ľahkoprchavými zložkami, ako je B, F a P.

So vznikom tejto mineralizácie je geneticky späté aj kassiteritové zrudnenie. Významnú úlohu týchto prvkov, najmä F, pri delení Sn z magmy spomína v práci L. V. Tauson (1974). Pri ocenení Sn-zrudnenia dôležitým kritériom je povaha rozdelenia uvedených prvkov. Obsahy týchto prvkov boli prevzaté z práce L. V. Tausona et al. (1974) a z tab. 6b.

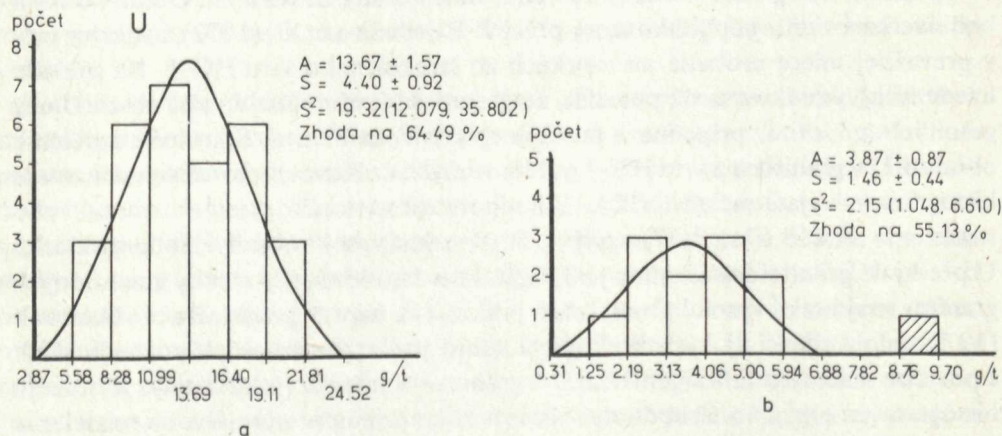
Obsahy B histogram zobrazuje na obr. 22. Zo zobrazených rozdelení vyplýva, že ide o heterogénne rozdelenie. Dá sa však pri nich vyčleniť normálne rozdelenie. Hodnoty aritmetických priemerov  $189,12 \pm 54,12$  a  $264,40 \pm 66,13$  g/t sú podstatne vyššie ako je hodnota klarku pre granitoidné horniny (15 g/t). V niektorých vzorkách je anomálne vysoký obsah tohto prvku.

Ďalším z dôležitých ľahko prchavých prvkov, ako sme už vyššie uviedli, je fluór. Viazá sa jednak na minerály s nepravidelným vývojom, a to najmä na fluorit a topás, jednak na horninovotvorné, predovšetkým sfudové minerály a turmalín. Na obr. 23a je štatisticky spracované rozdelenie obsahov F v granitoch z profilu štruktúrneho vrtu HG-1 a na obr. 23b v granitoch odobraných z povrchu Spišsko-gemerského rudohoria. Z týchto rozdelení vyplýva, že pri gemeridných granitoch treba mať na zreteli bimodálne rozdelenie. Obe majú povahu normálneho rozdelenia. Hodnota klarku F pre granitoidné horniny je 0,08. Tejto hodnote zodpovedajú aj hodnoty aritmetických priemerov rozdelení s nižšími hodnotami. Pri vzorkách z vrtu HG-1 je to  $0,11 \pm 0,01$  a pri vzorkách z povrchu  $0,08 \pm 0,01$ . Domnievame sa, že ide o obsahy, ktoré treba odvodiť najmä od sfudových minerálov. Vyššie obsahy tohto prvku sú zrejme podmienené prítomnosťou minerálov, najmä turmalínu, fluoritu, prípadne aj topásu. Vyššie obsahu F pri vzorkách z vrtu HG-1 majú hodnotu aritmetického priemeru  $0,22 \pm 0,03$  a pri vzorkách z povrchu  $A = 0,19 \pm 0,03$ . Ojedinele boli však zaznamenané aj dosť vysoké obsahy tohto prvku.

V práci M. Trégera (1972) boli publikované obsahy U, Ra a Th. Obsahy U a Th boli uvedené tiež v nepublikovanej práci J. Bartoška et al. (1972). Analýzy boli v prevažnej miere urobené na vzorkách zo štruktúrneho vrtu HG-1. Na základe uvedených výsledkov sa dá povedať, že granity s biotitom majú vyšší obsah U než granity bez biotitu, prípadne s menším množstvom biotitu. Súhrnné rozdelenie obsahov U v granitoch z vrtu HG-1 publikovaných v obidvoch citovaných prácach je histogramom vyjadrené na obr. 24a. Z hodnoty aritmetického priemeru normálneho rozdelenia ( $A = 13,67 \pm 1,57$ ) vyplýva, že sú to dosť vysoké obsahy. Hodnota klarku U pre kyslé granitoidné horniny je 3,5 g/t. Pravda, nie všetky vzorky gemeridných granitov majú taký vysoký obsah tohto prvku. Tak napr. v práci J. Bartoška et al. (1972) sú uvedené aj výsledky analýz tohto prvku vo vzorkách pochádzajúcich z povrchu viacerých telies gemeridných granitov. Výsledky týchto analýz zobrazuje histogram na obr. 24b. Z hodnoty aritmetického priemeru normálneho rozdelenia ( $A = 3,87 \pm 0,87$ ) vyplýva, že sú to vzorky, ktoré svojím obsahom U zodpovedajú uvedenej hodnote klarku.



Obr. 23. a — Histogram F v gemitných granitoch z vrtu HG-1 (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), b — Histogram F v gemitných granitoch z povrchu (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b). Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.



Obr. 24. a — Histogram U v gemitných granitoch z vrtu HG-1 (z prác M. Trégera (1972, J. Bartoška a kol. 1972), b — Histogram U v gemitných granitoch z povrchu (z práce J. Bartoška a kol. 1972).

M. Tréger v citovanej práci uvádza mienku niektorých autorov, že obsahy U vo vyvrelých horninách priamo závisia od obsahov  $K_2O$  a  $SiO_2$ . V prípade gemeridných granitov sa však zdá, že zvýšené obsahy U sú geneticky späté najmä s horninami obohatenými o biotit. V uvedenej práci a podobne aj v práci L. Druzíkovej et al. (1975) sa poukazuje na spätosť prejavu zvýšenej rádioaktivity a greisenizácie. Myslíme si však, že zvýšenú rádioaktivitu granitov nemožno spájať s prejavmi greisenizácie. V blízkosti povrchu boli síce geofyzikálnymi meraniami zaznamenané aj extrémne vysoké prejavy rádioaktivity. V týchto miestach sa totiž vytvorili sekundárne minerály, a to nielen rádioaktívne prvky, ale aj prvky vzácnych zemín. Táto skutočnosť je však prejavom exogénnej mineralizácie a s prejavmi greisenovej mineralizácie bezprostredne nesúvisí. V práci J. Bartoška et al. (1972) sa zasa zvýšené obsahy U pri dosť nízkych obsahoch Th pripisujú autometamorfným prejavom granitov. Gemeridné granity autori porovnávajú s granitmi karlovarskeho masívu (Český masív). V prípade gemeridných granitov by sme chceli aj toto tvrdenie viazať hlavne na autometamorfné prejavy spojené s vývojom biotitu.

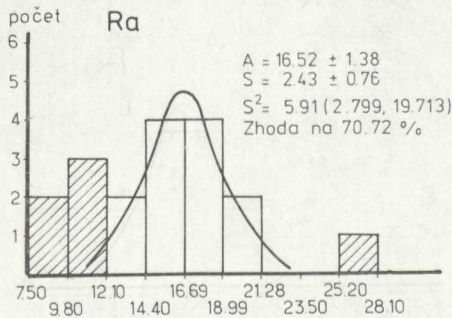
Podobná je aj situácia pri rozdelení Ra. Obsahy tohto prvku boli publikované v práci M. Trégera (1972). Boli analyzované najmä vzorky z vrtu HG-1. V našej práci sa obmedzíme iba na tieto hodnoty. Ich rozdelenie je vyjadrené histogramom na obr. 25. Hodnota aritmetického priemeru normálneho rozdelenia je  $16,52 \pm 1,38$  g/t.

Výsledky obsahov Th boli publikované v práci M. Trégera a J. Bartoška et al. (1972). Na obr. 26a sú histogramy, ktoré obsahujú rozdelenie Th vo vzorkách odobraných z vrtu HG-1. Je to spoločné vyjadrenie hodnôt zverejnených v oboch citovaných prácach. Rozdelenie hodnôt je heterogénne. Dá sa pri ňom vyčleniť lognormálne rozdelenie s hodnotou aritmetického priemeru 8,875 g/t. Pri ostatných vzorkách z gemeridných granitov, o ktorých sa v práci zmieňuje J. Bartošek et al. (1972) priemerná hodnota obsahov Th sa pohybuje približne okolo 12 až 13 g/t. Žiaľ, pre malý počet týchto hodnôt nebolo možné urobiť štatistické zhodnotenie. Hodnota klarku pre granitoidné horniny je 18 g/t. Obsahy Th v gemeridných granitoch sú teda dosť nízke. Nie je však vylúčené, že aj pri tomto prvku treba počítať s viacmodálnym rozdelením. Týka sa to aj hodnôt stanovených pri vzorkách z vrtu HG-1. Možno však povedať, že vzorky, ktoré majú zvýšený obsah U, majú dosť nízky obsah Th. Preto sa domnievame, že kryštalizáciu Th- minerálov v porovnaní s U minerálmi treba posunúť bižšie ku kryštalizácii živicov.

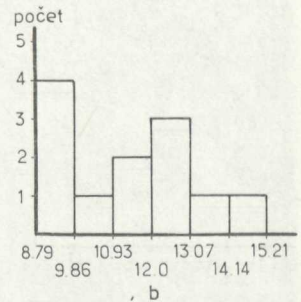
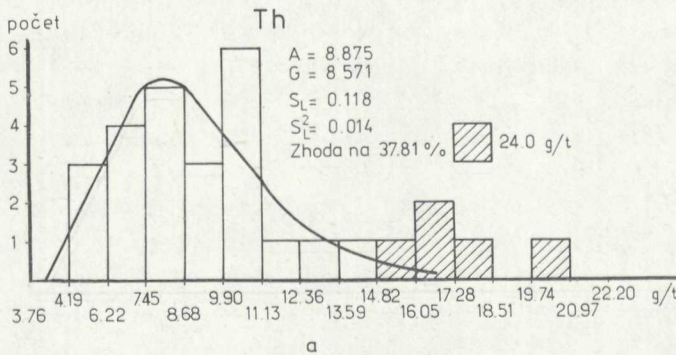
Vývoj a nahradenie alumosilikátov v procese študovanej premeny je jedna z veľmi dôležitých okolností migrácie chemických prvkov. Charakteristika rozdelenia týchto prvkov môže v mnohom doplniť faciálnu analýzu premeny, najmä jej kvantitatívnu stránku. Z prvkov, ktoré sa viažu na živce, sfudové minerály a na turmalín si všimneme rozdelenie Ga, Ba, Sr, V, Cr, Cu, Pb a Sn.

Obsahy týchto prvkov sú uvedené v tab. 6a. O ich vzťahoch k najdôležitejším prvkom alumosilikátov môžu poskytnúť informáciu jednoduché lineárne koeficienty uvedené v tab. 7. Korelované boli hodnoty vzoriek N° 1 až 13, ďalej 15 a 20 až 23,

uvedené v tab. 1 a 2. Pre doplnenie informácií o rozdelení spomenutých prvkov využijeme výsledky publikované v práci L. V. Tauson a et al. (1974) a v tab. 6b. Sú to výsledky chemických analýz vzoriek odobraných z vrtu HG-1, ako aj z povrchu jednotlivých granitických telies Spišwko-gemerského rudohoria. Hodnoty uvedené



Obr. 25. Histogram Ra v gemericných granitoch. (Z práce M. Trégera 1972).



Obr. 26. a — Histogram Th v gemericných granitoch z vrtu HG-1 (z prác M. Trégera 1972, J. Bartoška a kol. 1972), b — Histogram Th v gemericných granitoch z povrchu (z práce J. Bartoška a kol. 1972).

v tab. 6a pochádzajú prevažne zo vzoriek odobratých z vrtu HG-1. Pri týchto hodnotách postačí, keď budeme rozlišovať len petrografický typ analyzovanej horniny.

Uvedené sú aj chemické analýzy vzoriek, ktoré boli odobrané z endokontaktnej zóny granitického telesa, prevrtaného vrtom HG-1. Je to miesto, kde J. Baran et al. (1971) zaznamenal výraznejšie prejavy greisenovej mineralizácie. Nachádza sa blízko spomenutého vrtu.

Z hodnôt jednoduchej lineárnej korelácie (tab. 7) vyplýva, že k Al, ktoré zohralo významnú úlohu pri vývoji allumosilikátov, má najvyššiu jednoduchú koreláciu Ga (0,953). Túto pozitívnu koreláciu môžeme jednoznačne odvodiť od izomorfie Al a Ga v štruktúrach alumosilikátov. Zaujímavé je, že Ga má dosť výraznú lineárnu závislosť aj na  $Fe^{2+}$ . Povaha rozdelenia Ga poskytne nám aj obraz o rozdelení Al. Histogramy Ga sú zobrazené na obr. 27. Z ich porovnaní podľa hĺbky vyplýva, že obsahy Ga a zrejme aj Al smerom k povrchu vzrastajú. Najvyššie sú v endokontakt-

Výsledky kvantitatívnej spektrálnej analýzy  
Muskovitický a turmalinicko-muskovitický granit

Tabuľka 6a

| Č. vz. | Pb  | Ga | Sn  | Cu  | Zn  | V   | Zr  | Ni  | Co  | Cr | Ba  | Sr  |
|--------|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|
| 3      | 14  | 35 | 43  | <10 | pmd | —   | 52  | <10 | <10 | 9  | 36  | 25  |
| 4      | 11  | 27 | 29  | <10 | pmd | —   | 30  | <10 | <10 | 6  | 58  | 22  |
| 5      | 17  | 34 | 35  | <10 | pmd | —   | 40  | <10 | <10 | 6  | 22  | 23  |
| 6      | <10 | 26 | 25  | <10 | pmd | —   | 38  | <10 | <10 | 7  | 51  | 22  |
| 7      | <10 | 30 | 32  | <10 | pmd | —   | 35  | <10 | <10 | 6  | 14  | 102 |
| 8      | <10 | 29 | 29  | <10 | pmd | —   | 34  | <10 | <10 | 9  | 14  | <10 |
| 9      | <10 | 29 | 27  | <10 | pmd | —   | 66  | <10 | <10 | <5 | 71  | 14  |
| 10     | <10 | 26 | 25  | <10 | pmd | —   | 68  | <10 | <10 | 13 | 69  | 16  |
| 11     | <10 | 32 | 34  | <10 | pmd | —   | 40  | <10 | <10 | 6  | 47  | 14  |
| 12     | <10 | 21 | 20  | <10 | pmd | —   | 30  | <10 | <10 | 11 | 17  | <10 |
| 14     | <10 | 30 | 10  | 10  | pmd | —   | 33  | <10 | —   | <5 | 52  | 16  |
| 15     | 21  | 27 | 30  | 11  | pmd | —   | 30  | <10 | <10 | <5 | 112 | 18  |
| 16     | <10 | 25 | 25  | 11  | pmd | —   | 39  | <10 | <10 | 13 | 41  | 20  |
| 17     | 13  | 26 | 26  | 17  | pmd | —   | 36  | <10 | <10 | 7  | 21  | 13  |
| 18     | 20  | 21 | 22  | <10 | pmd | —   | 50  | <10 | <10 | 8  | 190 | 21  |
| 19     | 20  | 23 | 26  | 15  | pmd | —   | 68  | <10 | <10 | 7  | 44  | 18  |
| 20     | 10  | 25 | 23  | 11  | pmd | —   | 43  | <10 | <10 | 11 | 35  | 18  |
| 21     | <10 | 25 | 22  | 12  | pmd | —   | 55  | <10 | <10 | 7  | 35  | 16  |
| 22     | 16  | 23 | 20  | <10 |     | —   | 37  | <10 | <10 | 10 | 35  | <10 |
| 23     | <10 | 25 | 25  | <10 |     | —   | 30  | <10 | <10 | 8  | 28  | 11  |
| 24     | <10 | 28 | 27  | <10 |     | —   | 25  | <10 | <10 | 14 | 23  | 10  |
| 25     | <10 | 20 | 18  | <10 |     | —   | 30  | <10 | <10 | 6  | 28  | <10 |
| 26     | <10 | 26 | 28  | <10 |     | —   | 37  | <10 | <10 | 8  | 30  | 11  |
| 27     | <10 | 27 | 36  | 24  | pmd | —   | 55  | <10 | <10 | 6  | 45  | 13  |
| 28     | <10 | 25 | 26  | 11  | pmd | —   | 37  | <10 | <10 | 14 | 49  | 22  |
| 28a    | 10  | 34 | 35  | <10 | pmd | <10 | 35  | <10 | <10 | <5 | 54  | 22  |
| 28b    | 20  | 31 | 32  | <10 | pmd | <10 | 48  | <10 | <10 | <5 | 45  | 17  |
| 28c    | 23  | 28 | 31  | <10 | pmd | <10 | 30  | <10 | <10 | <5 | 112 | 16  |
| 28d    | <10 | 29 | 34  | <10 | pmd | <10 | 45  | <10 | <10 | <5 | 55  | 19  |
| 40     | <10 | 26 | 35  | 13  |     | 10  | 100 | <10 | <10 | <5 | 214 | 23  |
| 69     | <10 | 27 | 30  | 10  |     | —   | 69  | <10 | —   | <5 | 59  | 26  |
| 118    | 21  | 24 | 29  | 24  | pmd | <10 | 78  | <10 | <10 | 6  | 51  | 28  |
| 13     | <10 | 28 | 26  | <10 | pmd | —   | 36  | <10 | <10 | <5 | 27  | 12  |
| 38     | 18  | 35 | 43  | <10 | pmd | <10 | 56  | <10 | <10 | <5 | 76  | 20  |
| 39     | 60  | 28 | 25  | <10 |     | <10 | 27  | <10 | <10 | <5 | 98  | 22  |
| 43     | <10 | 32 | 50  | 14  | pmd | <10 | 89  | <10 | <10 | <5 | 162 | 14  |
| 48     | <10 | 23 | 38  | 18  | pmd | <10 | 79  | <10 | <10 | 6  | 186 | 28  |
| 51     | 10  | 19 | 20  | <10 | pmd | —   | 78  | <10 | <10 | <5 | 123 | 28  |
| 95     | 18  | 30 | 58  | 52  |     | <10 | 141 | <10 | 40  | 40 | 199 | 17  |
| 96     | <10 | 21 | 28  | 30  |     | <10 | 89  | <10 | <10 | 35 | 81  | 30  |
| 93     | <10 | 28 | 141 | 43  | pmd | <10 | 118 |     | <10 | 41 | 214 | 21  |
| 189    | 22  | 25 | 25  | 25  | pmd | <10 | 141 | <10 | —   | 15 | 50  | 18  |
| 211    | <10 | 28 | 25  | 19  | pmd | 24  | 309 | <10 | 11  | 33 | 251 | 69  |

## Dvojsfudové granity

| Č. vz. | Pb  | Ga | Sn  | Cu  | Zn  | V   | Zr  | Ni  | Co  | Cr | Ba  | Sr  |
|--------|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|
| 42     | <10 | 26 | 42  | <10 | pmd | —   | 54  | <10 | <10 | 8  | 115 | 19  |
| 45     | <10 | 26 | 29  | 32  | pmd | <10 | 78  | <10 | <10 | 7  | 43  | 35  |
| 46     | <10 | 20 | 25  | <10 | pmd | <10 | 106 | <10 | <10 | 14 | 166 | 27  |
| 47     | <10 | 22 | 30  | 15  | pmd | <10 | 159 | <10 | <10 | 7  | 159 | 34  |
| 50     | 15  | 29 | 35  | 17  | pmd | —   | 71  | <10 | <10 | <5 | 174 | 30  |
| 54     | <10 | 22 | 35  | 74  | pmd | <10 | 76  | <10 | <10 | <5 | 105 | 15  |
| 56     | 15  | 21 | 25  | 15  | pmd | <10 | 66  | <10 | <10 | 12 | 76  | 20  |
| 85     | 31  | 26 | 32  | 10  | pmd | <10 | 71  | <10 | —   | <5 | 43  | 20  |
| 86     | <10 | 25 | 30  | 12  | pmd | —   | 52  | <10 | —   | 6  | 60  | 28  |
| 59     | <10 | 26 | 35  | 21  | pmd | <10 | 69  | <10 | —   | <5 | 51  | 13  |
| 62     | 17  | 26 | 35  | 13  | pmd | <10 | 76  | <10 | —   | <5 | 74  | 22  |
| 66     | <10 | 26 | 35  | 16  | pmd | —   | 63  | <10 | —   | <5 | 87  | 12  |
| 63     | <10 | 30 | 34  | 13  | —   | —   | 69  | <10 | —   | 6  | 159 | 19  |
| 64     | <10 | 36 | 37  | 17  | —   | —   | 65  | <10 | —   | <5 | 115 | 16  |
| 67     | <10 | 23 | 20  | 10  | —   | <10 | 132 | <10 | <10 | 8  | 100 | 14  |
| 65     | <10 | 37 | 38  | 14  | —   | —   | 58  | <10 | —   | <5 | 155 | <10 |
| 92     | 29  | 18 | 32  | 29  | —   | <10 | 120 | <10 | <10 | 35 | 179 | 34  |
| 90     | 31  | 30 | 45  | 18  | pmd | <10 | 79  | <10 | 23  | 60 | 60  | 17  |
| 88     | 16  | 27 | 58  | 24  | pmd | <10 | 91  | —   | <10 | 35 | 135 | 29  |
| 103    | 10  | 22 | 102 | 26  | pmd | <10 | 51  | —   | <10 | 46 | 29  | <10 |
| 112    | 17  | 30 | 37  | 65  | pmd | <10 | 126 | 24  | <10 | 56 | 46  | 19  |
| 114    | 13  | 27 | 30  | 58  | pmd | 20  | 100 | 16  | <10 | 62 | 144 | 56  |
| 115    | <10 | 25 | 26  | 37  | pmd | <10 | 89  | <10 | <10 | 43 | 32  | 15  |
| 116    | 11  | 25 | 30  | 38  | pmd | <10 | 96  | <10 | <10 | 44 | 55  | 16  |
| 117    | 10  | 28 | 32  | 21  | pmd | <10 | 100 | <10 | <10 | 46 | 48  | 15  |
| 120    | 27  | 22 | 28  | 43  | pmd | <10 | 81  | 11  | <10 | 7  | 20  | 11  |
| 121    | 22  | 25 | 26  | 19  | pmd | <10 | 110 | <10 | <10 | 44 | 35  | <10 |
| 122    | 25  | 20 | 20  | 30  | pmd | <10 | 96  | 11  | <10 | <5 | 18  | <10 |
| 123    | 26  | 22 | 32  | 27  | pmd | <10 | 52  | <10 | <10 | 51 | 85  | 10  |
| 124    | 21  | 20 | 22  | 20  | pmd | <10 | 93  | <10 | <10 | <5 | 27  | <10 |
| 126    | 11  | 25 | 29  | 37  | pmd | <10 | 76  | <10 | <10 | <5 | 102 | <10 |
| 128    | <10 | 23 | 26  | 24  | pmd | <10 | 55  | <10 | <10 | 9  | 72  | 16  |
| 129    | 13  | 22 | 25  | 33  | pmd | <10 | 83  | <10 | <10 | 69 | 44  | <10 |
| 130    | 14  | 22 | 23  | 19  | pmd | —   | 66  | <10 | <10 | <5 | 59  | 18  |
| 132    | 14  | 27 | 31  | 21  | pmd | <10 | 59  | <10 | <10 | 38 | 51  | 18  |
| 133    | 17  | 23 | 25  | 19  | pmd | —   | 81  | <10 | <10 | <5 | 31  | <10 |
| 134    | 15  | 20 | 19  | 17  | pmd | —   | 69  | <10 | <10 | <5 | 44  | 11  |
| 136    | 14  | 22 | 19  | 17  | pmd | —   | 63  | <10 | <10 | <5 | 49  | 15  |
| 138    | 12  | 22 | 21  | 13  | pmd | —   | 58  | <10 | —   | 12 | 45  | 20  |
| 139    | 21  | 20 | 20  | 12  | pmd | —   | 56  | <10 | —   | 10 | 44  | 16  |
| 144    | 23  | 22 | 20  | 15  | pmd | —   | 72  | <10 | —   | 7  | 48  | 19  |
| 151    | 21  | 22 | 21  | 25  | pmd | —   | 60  | <10 | —   | 9  | 34  | 18  |
| 152    | <10 | 21 | 20  | <10 | pmd | —   | 76  | <10 | —   | 11 | 107 | 43  |
| 153    | <10 | 19 | 16  | 20  | pmd | —   | 59  | <10 | —   | 26 | 115 | 28  |
| 154    | 12  | 22 | 19  | 20  | pmd | —   | 54  | <10 | —   | 8  | 45  | 30  |
| 155    | <10 | 27 | 26  | 14  | pmd | —   | 96  | <10 | —   | 11 | 93  | 21  |
| 156    | <10 | 19 | 14  | 11  | pmd | —   | 89  | <10 | —   | 6  | 21  | <10 |
| 157    | <10 | 17 | 15  | 18  | pmd | —   | 107 | <10 | —   | 12 | 32  | <10 |
| 212    | 16  | 16 | 13  | 26  | pmd | 25  | 200 | <10 | <10 | 47 | 537 | 89  |



## Dvojsľudový žulový porfýr

| Č. vz. | Pb  | Ga | Sn | Cu  | Zn  | V   | Zr  | Ni  | Co  | Cr | Ba  | Sr |
|--------|-----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|----|
| 35     | 10  | 21 | 25 | 17  |     | —   | 79  | <10 | <10 | <5 | 60  | 12 |
| 36     | <10 | 21 | 22 | 21  |     | —   | 58  | <10 | <10 | 19 | 240 | 22 |
| 37     | 13  | 26 | 28 | 14  | pmd | —   | 68  | <10 | <10 | <5 | 51  | 18 |
| 74     | 20  | 15 | 19 | <10 | pmd | <10 | 107 | <10 | <10 | <5 | 186 | 41 |
| 75     | 35  | 21 | 25 | 10  | pmd | <10 | 91  | <10 | <10 | <5 | 234 | 65 |
| 76     | 44  | 25 | 34 | 11  | pmd | <10 | 126 | <10 | —   | 8  | 123 | 32 |
| 78     | 15  | 23 | 32 | 13  | pmd | <10 | 58  | <10 | —   | <5 | 36  | 10 |
| 72     | 32  | 25 | 30 | 20  | pmd | <10 | 145 | <10 | —   | 6  | 138 | 32 |
| 73     | 389 | 21 | 29 | 15  | pmd | <10 | 78  | <10 | —   | 6  | 87  | 25 |

## 4. muskoviticko-biotitický a biotitický granit

| Č. vz. | Pb  | Ga | Sn | Cu | Zn  | V   | Zr  | Ni  | Co  | Cr | Ba  | Sr  |
|--------|-----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|
| 101    | 141 | 24 | 39 | 35 | pmd | <10 | 54  | <10 | <10 | 43 | 120 | 20  |
| 100    | 22  | 23 | 30 | 25 | pmd | <10 | 83  | <10 | <10 | 32 | 43  | 39  |
| 99     | 15  | 26 | 35 | 36 | pmd | <10 | 102 | <10 | <10 | 44 | 28  | 14  |
| 110    | 20  | 28 | 34 | 21 | pmd | <10 | 107 |     | <10 | 32 | 81  | 33  |
| 108    | 123 | 30 | 35 | 25 | pmd | <10 | 85  |     | <10 | 42 | 47  | 41  |
| 125    | 25  | 23 | 25 | 24 | pmd | <10 | 100 | <10 | <10 | 58 | 28  | <10 |
| 135    | 21  | 17 | 19 | 19 | —   | <10 | 78  | <10 | <10 | 55 | 23  | 11  |
| 137    | <10 | 14 | 14 | 10 | —   | —   | 49  | <10 | —   | 23 | 32  | 21  |
| 140    | <10 | 21 | 19 | 19 | —   | —   | 72  | <10 | —   | 33 | 25  | 12  |
| 141    | 23  | 25 | 25 | 17 | —   | —   | 79  | <10 | —   | 9  | 26  | 11  |
| 142    | 10  | 25 | 23 | 10 | —   | —   | 83  | <10 | —   | <5 | 35  | 13  |
| 143    | 10  | 19 | 17 | 15 | —   | —   | 76  | <10 | —   | 22 | 23  | <10 |
| 165    | 22  | 20 | 20 | 21 | —   | —   | 89  | <10 | —   | 17 | 33  | 17  |
| 182    | <10 | 20 | 15 | 20 | pmd | <10 | 83  | <10 | —   | 35 | 85  | 22  |
| 183    | <10 | 24 | 23 | 19 | —   | <10 | 178 | <10 | —   | 27 | 102 | 48  |
| 185    | 16  | 27 | 25 | 19 | —   | <10 | 145 | <10 | <10 | 15 | 65  | 32  |
| 195    | 48  | 21 | 20 | 19 | —   | <10 | 118 | <10 | <10 | 20 | 102 | 37  |
| 196    | 37  | 28 | 27 | 19 | —   | 10  | 234 | <10 | <10 | 40 | 96  | 35  |
| 198    | 32  | 22 | 24 | 28 | —   | <10 | 118 | <10 | <10 | 35 | 81  | 20  |
| 206    | <10 | 19 | 22 | 29 | —   | <10 | 148 | <10 | <10 | 40 | 479 | 35  |
| 207    | 23  | 15 | 15 | 17 | —   | 21  | 295 | <10 | <10 | 35 | 204 | 54  |
| 208    | 29  | 23 | 19 | 26 | —   | 22  | 282 | <10 | <10 | 60 | 302 | 48  |
| 209    | 12  | 16 | 18 | 23 | —   | 10  | 115 | <10 | <10 | 43 | 275 | 58  |
| 170    | 23  | 23 | 19 | 15 | —   | —   | 100 | <10 | —   | 26 | 38  | 20  |
| 171    | 25  | 19 | 17 | 17 | —   | <10 | 93  | <10 | —   | 11 | 59  | 30  |
| 184    | 10  | 25 | 21 | 19 | —   | <10 | 107 | <10 | —   | 28 | 76  | 43  |
| 186    | 13  | 24 | 22 | 20 | —   | <10 | 110 | <10 | —   | 17 | 105 | 32  |
| 197    | 31  | 17 | 12 | 22 | —   | <10 | 145 | <10 | <10 | 30 | 98  | 26  |
| 210    | 12  | 14 | 16 | 19 | —   | 19  | 251 | <10 | <10 | 35 | 170 | 60  |
| 213    | 29  | 19 | 18 | 25 | —   | 22  | 355 | <10 | <10 | 46 | 178 | 50  |

## Granity z kontaktu

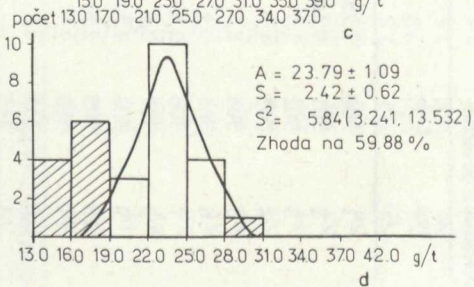
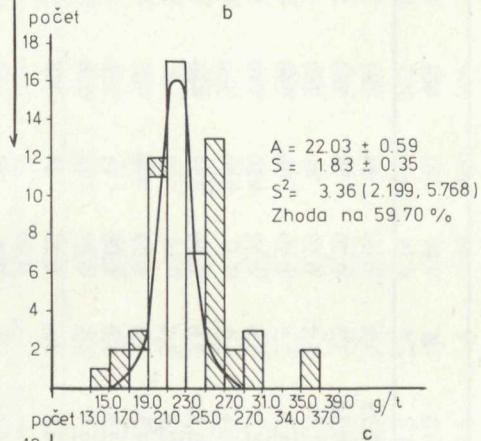
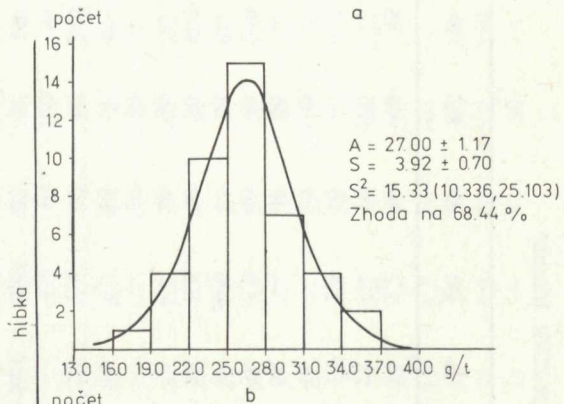
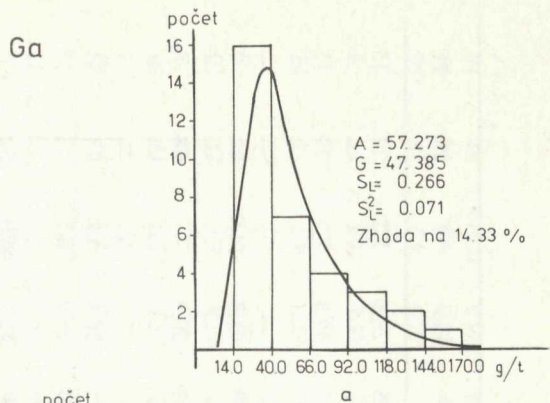
| Č. vz. | Pb  | Ga  | Sn    | Cu  | Zn   | V   | Zr  | Ni  | Co  | Cr  | Ba  | Sr  |
|--------|-----|-----|-------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 526    | —   | 141 | 155   | <10 | 2754 | <10 | 166 | <10 | <10 | <5  | 59  | 32  |
| 557    | —   | 100 | 132   | <10 | 2692 | <10 | 150 | <10 | <10 | <5  | 68  | 26  |
| 527b   | —   | 76  | 186   | <10 | 479  | —   | 71  | <10 | <10 | <5  | 257 | 50  |
| 527a   | 11  | 69  | 151   | —   | —    | —   | 33  | —   | —   | <5  | 87  | 26  |
| 523    | <10 | 35  | 34    | <10 | —    | —   | 38  | <10 | <10 | 17  | 81  | 20  |
| 521    | <10 | 39  | 100   | <10 | —    | —   | 35  | <10 | —   | <5  | 79  | 19  |
| 550    | 10  | 26  | 55    | 11  | —    | —   | 79  | <10 | —   | 24  | 162 | 74  |
| 520    | <10 | 28  | 46    | 12  | —    | —   | 54  | <10 | —   | 5   | 186 | 89  |
| 14     | <10 | 48  | >3160 | <10 | —    | <10 | 30  | <10 | —   | 7   | 229 | 40  |
| 9      | 40  | 26  | 522   | 28  | 309  | 42  | 155 | 22  | <10 | 98  | 269 | 41  |
| 5      | <10 | 29  | >3160 | <10 | —    | <10 | 52  | <10 | —   | 16  | 182 | 32  |
| 1      | —   | 56  | >3160 | 19  | 1585 | <10 | 68  | <10 | —   | 32  | 195 | 39  |
| 18     | —   | 81  | >3160 | 33  | 1023 | <10 | 74  | 11  | 11  | 50  | 479 | 79  |
| 6      | <10 | 43  | >3160 | 15  | 562  | <10 | 49  | <10 | <10 | 20  | 182 | 25  |
| 12     | <10 | 26  | >3160 | 39  | 631  | <10 | 44  | <10 | <10 | 46  | 96  | 34  |
| 2      | <10 | 81  | >3160 | 39  | 1175 | <10 | 54  | <10 | <10 | 78  | 417 | 62  |
| 16     | <10 | 129 | 1445  | 23  | 1862 | <10 | 84  | <10 | <10 | 8   | 148 | 48  |
| 17     | <10 | 50  | 550   | 129 | 339  | 68  | 288 | 16  | 11  | 138 | 759 | 138 |
| 4      | 47  | 33  | 224   | 43  | 347  | 36  | 302 | 19  | 36  | 89  | 269 | 48  |
| 13     | <10 | 15  | >3160 | 28  | pmd  | <10 | 186 | <10 | <10 | 32  | 101 | 32  |
| 8      | <10 | 55  | >3160 | 49  | 513  | <10 | 102 | <10 | <10 | 24  | 195 | 45  |
| 7      | <10 | 59  | >3160 | 38  | 1413 | <10 | 72  | <10 | <10 | 10  | 63  | 32  |
| 3      | <10 | 37  | >3160 | 59  | 1905 | <10 | 100 | <10 | <10 | 132 | 159 | 50  |
| 10     | <10 | 36  | >3160 | 11  | 178  | <10 | 79  | <10 | <10 | 11  | 263 | 47  |
| 15     | <10 | 25  | >3160 | 28  | pmd  | <10 | 49  | <10 | <10 | 65  | 138 | 25  |
| 19     | <10 | 20  | 380   | 20  | pmd  | <10 | 85  | <10 | <10 | 39  | 51  | 16  |
| 20     | <10 | 28  | >3160 | 51  | pmd  | <10 | 62  | <10 | <10 | 26  | 54  | <10 |
| 21     | <10 | 36  | 550   | 25  | pmd  | <10 | 129 | <10 | <10 | 33  | 58  | 11  |
| 22     | <10 | 26  | >3160 | 20  | pmd  | <10 | 189 | <10 | <10 | 13  | 110 | <10 |
| 23     | —   | 107 | 479   | <10 | 794  | 11  | 110 | <10 | <10 | <5  | 105 | 56  |
| 24     | —   | 166 | 269   | <10 | 2692 | <10 | 159 | <10 | <10 | <5  | <10 | 26  |
| 25     | —   | 115 | 302   | 17  | 2512 | <10 | 112 | <10 | <10 | 8   | 28  | 20  |
| 26     | <10 | 49  | 309   | 26  | pmd  | <10 | 145 | <10 | <10 | 46  | 60  | 11  |

Poznámka:

pmd — pod medzou dôkazu

— nestanovené

nej zóne. Obsahy Ga v tejto zóne majú lognormálne rozdelenie. Nesymetrické rozdelenie svedčí zrejme o lokálne zvýšených hodnotách tohto prvku. Hodnota aritmetického priemeru Ga spomenutého lognormálneho rozdelenia je 57,273 g/t. Pri vzorkách odobraných z vrtu HG-1 najvyšší obsah Ga podľa aritmetického priemeru má muskovitický granit a turmalinicko-muskovitický granit ( $A = 27,00 \pm 1,17$ ). Pokles objemového množstva muskovitu a turmalínu v dvoj-



Obr. 27. a — Histogram Ga v gemeridných granitoch z endokontaktu, b — Histogram Ga v muskovitickom a v turmalinicko-muskovitickom granite z vrtu HG-1, c — Histogram Ga v dvojsfudnom granite z vrtu HG-1, d — Histogram Ga v muskoviticko-biotitickom a v biotitickom granite z vrtu HG-1.

Tabuľka 6b Výsledky chemických analýz z Geochemického ústavu AN ZSSR, Irkutsk\*  
 Granity z povrchu

| Poč. č. | Lab. č. | Na   | K    | F    | Li  | Rb  | Cs  | Be   | Sr  | Ba  | B   | Sn   | W    | Zn | Pb   |
|---------|---------|------|------|------|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|------|------|----|------|
| 1       | 300     | 2,25 | 3,4  | 0,09 | 14  | 282 | 14  | 2,2  | 30  | 40  | 45  | 28,8 | 5,2  | 27 | 15   |
| 2       | 301     | 0,16 | 3,3  | 0,20 | 78  | 380 | 22  | —    | 10  | 100 | —   | —    | —    | —  | —    |
| 3       | 302     | 1,7  | 2,2  | 0,19 | 40  | 260 | 10  | 2,8  | 10  | 60  | 600 | 39,8 | 7,2  | 29 | 15   |
| 4       | 303     | 1,0  | 2,7  | 0,19 | 30  | 290 | 14  | —    | 10  | 100 | —   | —    | —    | —  | —    |
| 5       | 304     | 2,7  | 3,6  | 0,42 | 420 | 810 | 54  | —    | 40  | 40  | —   | —    | —    | —  | —    |
| 6       | 305     | 2,5  | 3,2  | —    | 230 | 580 | 38  | 5,0  | 40  | 60  | 240 | 53,8 | 11,0 | 22 | 7    |
| 7       | 306     | 2,8  | 3,6  | 0,30 | 332 | 486 | 36  | 30,0 | —   | 40  | —   | —    | —    | —  | —    |
| 8       | 307     | 2,8  | 3,4  | —    | 324 | —   | 52  | 6,6  | 30  | 30  | 460 | 30,9 | —    | 28 | 8    |
| 9       | 308     | 2,5  | 3,4  | 0,22 | 190 | 502 | 32  | —    | 40  | 30  | —   | —    | —    | —  | —    |
| 10      | 309     | 2,5  | 3,8  | 0,08 | 11  | 320 | 7   | —    | 30  | 60  | —   | —    | —    | —  | —    |
| 11      | 310     | 2,7  | 3,8  | 0,05 | 16  | 360 | 10  | 3,7  | 40  | 60  | 140 | 20,8 | 5,2  | 13 | 14   |
| 12      | 311     | 3,5  | 3,6  | 0,12 | 24  | 388 | 12  | 2,6  | 40  | 60  | 240 | 26,9 | 8,3  | 12 | 12   |
| 13      | 315     | —    | —    | 0,06 | —   | —   | —   | 4,2  | 40  | 200 | 58  | 50,0 | 3,5  | 10 | 13   |
| 14      | 318     | 0,06 | 0,3  | 8,0  | 50  | 10  | pmd | 0,65 | 30  | 30  | 160 | 25,7 | 46,0 | 32 | 7    |
| 15      | 318a    | 0,08 | 0,38 | —    | 44  | 20  | pmd | 1,2  | 30  | 200 | 160 | 1,0  | 78,0 | 48 | 5    |
| 16      | 312     | 3,7  | 0,66 | 0,06 | pmd | 36  | pmd | 3,5  | 40  | 80  | 85  | 10,2 | 3,0  | 8  | 4    |
| 17      | 313     | 3,5  | 1,2  | 0,03 | pmd | 78  | pmd | 4,0  | 40  | 80  | 51  | 12,3 | 6,5  | 15 | 4,5  |
| 18      | 319     | 2,4  | 1,8  | —    | 20  | 200 | 8   | 1,0  | 20  | 60  | 390 | 32,4 | 3,6  | 18 | 3,2  |
| 19      | 320     | 2,3  | 3,5  | 0,16 | 126 | 276 | 22  | 16,0 | 30  | 30  | 355 | 28,2 | 4,6  | 36 | 11,5 |
| 20      | 321     | 2,9  | 3,1  | 0,17 | 86  | 502 | 24  | 3,8  | 60  | 100 | 370 | 81,4 | 9,1  | 20 | 5,0  |
| 21      | 322     | 2,6  | 2,6  | 0,08 | 36  | 358 | 17  | —    | 30  | 100 | —   | —    | —    | —  | —    |
| 22      | 323     | 2,6  | 1,6  | 0,12 | 68  | 258 | 14  | 3,4  | 30  | 100 | 320 | 32,0 | 6,3  | 38 | 3,3  |
| 23      | 324     | 2,4  | 3,8  | 0,27 | 400 | 800 | 48  | —    | 30  | 30  | —   | —    | —    | —  | —    |
| 24      | 325     | 2,6  | 3,5  | 0,26 | 260 | 630 | 52  | 6,3  | 40  | 30  | 270 | 41,6 | 6,8  | 36 | 12   |
| 25      | 326     | 2,8  | 1,4  | 0,20 | 58  | 156 | 4   | 3,8  | 20  | 40  | 850 | 20,4 | 4,0  | 37 | 10   |
| 26      | 327     | 2,1  | 3,9  | 0,16 | 26  | 292 | 7   | 3,0  | 30  | 200 | 100 | 21,4 | 3,0  | 28 | 18   |
| 27      | 328     | 2,1  | 4,2  | 0,17 | 26  | 336 | 14  | —    | 140 | 350 | —   | —    | —    | —  | —    |
| 28      | 329     | 0,10 | 3,7  | 0,27 | 94  | 344 | 27  | —    | 40  | 400 | —   | —    | —    | —  | —    |

|    |      |     |      |      |     |     |     |     |     |     |     |      |      |    |     |
|----|------|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|----|-----|
| 29 | 330  | 1,7 | 1,9  | 0,15 | 20  | 132 | pmd | 5,3 | 30  | 86  | 870 | 23,4 | 6,3  | 28 | 4   |
| 30 | 331  | 2,1 | 3,6  | 0,17 | 42  | 288 | 9   | —   | 40  | 200 | —   | —    | —    | —  | —   |
| 31 | 332  | 2,2 | 3,96 | 0,10 | 40  | 264 | 9   | 1,8 | 40  | 400 | 86  | 25,2 | 2,5  | 28 | 18  |
| 32 | 333  | 1,6 | 3,0  | 0,17 | 84  | 170 | pmd | —   | 30  | 100 | —   | —    | —    | —  | —   |
| 33 | 334  | 2,2 | 3,8  | 0,14 | 28  | 304 | 10  | 7,8 | 10  | 100 | 220 | 20,4 | 3,2  | 35 | 21  |
| 34 | 335  | 2,1 | 3,7  | 0,12 | 24  | 214 | 4   | 3,5 | 40  | 300 | 125 | 15,8 | 2,2  | 26 | 17  |
| 35 | 336  | 2,2 | 3,9  | 0,07 | 36  | 264 | 10  | —   | 60  | 800 | —   | —    | —    | —  | —   |
| 36 | 336a | 2,8 | 3,7  | 0,05 | pmd | 410 | 14  | 8,2 | 20  | 200 | 260 | 24,0 | 42,0 | 32 | 7   |
| 37 | 337  | 2,1 | 3,8  | —    | 28  | 727 | 13  | 2,6 | 30  | 200 | 75  | 45,6 | 2,5  | 42 | 23  |
| 38 | 338  | 2,3 | 2,9  | 3,10 | 92  | 552 | pmd | 2,3 | 100 | 150 | 160 | 8,5  | 28,0 | 8  | 5   |
| 39 | 339  | 1,8 | 2,9  | 0,10 | 54  | 216 | 17  | 1,6 | 30  | 200 | 29  | 25,7 | 3,0  | 47 | 25  |
| 40 | 340  | 2,1 | 3,2  | 0,08 | 44  | 206 | 13  | 2,9 | 30  | 400 | 25  | 21,4 | 2,1  | 26 | 24  |
| 41 | 341  | 2,4 | 3,4  | 0,09 | 42  | 146 | 7   | 4,2 | 30  | 300 | 90  | 13,5 | 3,2  | 21 | 9   |
| 42 | 342  | 2,0 | 3,9  | 0,05 | 14  | 304 | 6   | 3,6 | 30  | 400 | 70  | 11,7 | 4,0  | 21 | 19  |
| 43 | 343  | 2,2 | 4,1  | 0,08 | 26  | 312 | 8   | —   | 30  | 80  | —   | —    | —    | —  | —   |
| 44 | 344  | 1,9 | 4,2  | 0,07 | 14  | 272 | 5   | 1,8 | 40  | 300 | 80  | 18,6 | 2,9  | 14 | 10  |
| 45 | 345  | 2,7 | 3,4  | 0,08 | 26  | 268 | 9   | 3,2 | 40  | 300 | 30  | 20,9 | 3,5  | 16 | 6,9 |

Granity z vrtu HG-1

|    |     |     |     |      |     |     |    |     |    |     |     |      |      |    |    |
|----|-----|-----|-----|------|-----|-----|----|-----|----|-----|-----|------|------|----|----|
| 46 | 362 | 2,3 | 3,6 | 0,28 | 312 | 694 | 55 | 3,1 | 40 | 60  | 360 | 36,0 | 5,2  | 34 | 12 |
| 47 | 363 | 2,3 | 3,4 | 0,21 | 172 | 436 | 38 | —   | 40 | 100 | —   | —    | —    | —  | —  |
| 48 | 364 | 2,4 | 3,4 | 0,14 | 82  | 410 | 23 | 2,3 | 30 | 100 | 280 | 28,8 | 12,0 | 18 | 10 |
| 49 | 365 | 2,7 | 2,5 | 0,19 | 125 | 330 | 23 | —   | 40 | 60  | —   | —    | —    | —  | —  |
| 50 | 366 | 2,5 | 3,4 | 0,27 | 132 | 500 | 25 | 4,8 | 20 | 40  | 400 | 22,8 | 6,6  | 21 | 10 |
| 51 | 367 | 2,6 | 3,5 | 0,32 | 134 | 492 | 34 | 7,4 | 20 | 60  | 350 | 30,9 | 6,2  | 35 | 6  |
| 52 | 368 | 2,4 | 3,5 | 0,23 | 137 | 400 | 37 | —   | 20 | 40  | —   | —    | —    | —  | —  |
| 53 | 369 | 2,4 | 3,3 | 0,19 | 104 | 420 | 22 | —   | 20 | 120 | 4,6 | 27,0 | 4,7  | 24 | 15 |
| 54 | 350 | 3,3 | 1,2 | 0,14 | 45  | 164 | 8  | —   | 30 | 10  | —   | —    | —    | —  | —  |
| 55 | 351 | 2,8 | 1,6 | 0,10 | 45  | 172 | 9  | 3,2 | 30 | 100 | 120 | 36,4 | 3,0  | 16 | 5  |
| 56 | 352 | 3,1 | 1,5 | 0,11 | 75  | 189 | 14 | —   | 30 | 250 | —   | —    | —    | —  | —  |
| 57 | 353 | 2,8 | 2,4 | 0,14 | 56  | 262 | 15 | 4,7 | 20 | 100 | —   | 22,0 | 4,2  | 15 | 10 |
| 58 | 354 | 2,4 | 3,4 | 0,16 | 160 | 440 | 32 | 5,4 | 30 | 60  | 200 | 21,0 | 9,3  | 14 | 12 |
| 59 | 355 | 2,5 | 3,4 | 0,20 | 109 | 506 | 29 | 6,3 | 80 | 300 | 350 | 26,5 | 10,0 | 21 | 18 |
| 60 | 357 | 2,3 | 3,5 | 0,16 | 40  | 372 | 14 | —   | 40 | 60  | —   | —    | —    | —  | —  |

## Pokračovanie tabuľky 6b

| por. č. | lab. č. | Na   | K    | F    | Li  | Rb  | Cs  | Be  | Sr | Ba  | B   | Sn   | W    | Zn | Pb |
|---------|---------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|------|------|----|----|
| 61      | 356     | 3,7  | 1,2  | 0,08 | 30  | 138 | 4   | 1,1 | 30 | 100 | 230 | 22,5 | 32,0 | —  | 8  |
| 62      | 358     | 2,6  | 3,6  | 0,23 | 154 | 476 | 35  | —   | 20 | 50  | —   | —    | —    | —  | —  |
| 63      | 359     | 2,1  | 3,2  | 0,21 | 74  | 336 | 16  | 4,0 | 40 | 400 | 140 | 22,6 | 7,6  | 26 | 4  |
| 64      | 360     | 2,3  | 3,3  | 0,13 | 104 | 382 | 16  | —   | 20 | 60  | —   | —    | —    | —  | —  |
| 65      | 361     | 2,3  | 3,7  | 0,17 | 78  | 376 | 20  | 4,2 | 40 | 60  | 160 | 22,6 | 9,3  | 26 | 14 |
| 66      | 387     | 2,5  | 3,6  | 0,15 | 166 | 382 | 26  | 5,8 | 30 | 60  | 210 | 26,9 | 9,1  | 37 | 12 |
| 67      | 385     | 2,2  | 3,2  | 0,10 | 49  | 272 | 12  | —   | 20 | 100 | —   | —    | —    | —  | —  |
| 68      | 386     | 2,2  | 3,3  | 0,11 | 166 | 438 | 26  | 4,6 | 30 | 30  | 210 | 37,7 | 12   | 40 | 22 |
| 69      | 384     | 1,98 | 3,1  | 0,15 | 136 | 362 | 26  | 3,5 | 20 | 40  | 340 | 31,8 | 6,6  | 30 | 17 |
| 70      | 382     | 2,1  | 3,4  | 0,12 | 120 | 312 | 24  | 4,9 | 20 | 80  | 40  | 26,5 | 4,0  | 38 | 19 |
| 71      | 383     | 2,2  | 3,7  | 0,08 | 40  | 304 | 14  | 6,5 | 30 | 80  | 370 | 25,1 | 2,2  | 25 | 18 |
| 72      | 361     | 2,3  | 3,4  | 0,14 | 84  | 368 | 26  | —   | 10 | 100 | —   | —    | —    | —  | —  |
| 73      | 380     | 1,85 | 2,97 | —    | 87  | 354 | 22  | 4,0 | 20 | 40  | 380 | 21,4 | 6,5  | 36 | 19 |
| 74      | 373     | 2,2  | 3,8  | 0,11 | 86  | 400 | 20  | 6,0 | 20 | 250 | 155 | 22,9 | 3,5  | 32 | 20 |
| 75      | 378     | 1,7  | 3,6  | 0,14 | 65  | 312 | 17  | 8,0 | 20 | 100 | 45  | 18,2 | 4,2  | 50 | 25 |
| 76      | 379     | 2,2  | 3,5  | 0,10 | 70  | 256 | 12  | —   | 20 | 100 | —   | —    | —    | —  | —  |
| 77      | 377     | 2,0  | 3,7  | 0,10 | 56  | 298 | 20  | 7,5 | 20 | 100 | 90  | 38,6 | 3,5  | 36 | 18 |
| 78      | 376     | 2,0  | 3,6  | 0,08 | 56  | 282 | 15  | —   | 20 | 60  | —   | —    | —    | —  | —  |
| 79      | 375     | 1,9  | 3,8  | 0,09 | 40  | 298 | 17  | 5,0 | 20 | 100 | 220 | 19,0 | 2,8  | 50 | 25 |
| 80      | 374     | 2,1  | 3,7  | 0,11 | 24  | 228 | 10  | —   | 20 | 60  | —   | —    | —    | —  | —  |
| 81      | 371     | 1,94 | 3,64 | 0,08 | 27  | 222 | 12  | 4,2 | 60 | 80  | 24  | 16,0 | 1,0  | 33 | 22 |
| 82      | 372     | 2,88 | 1,88 | 0,05 | 52  | 20  | pmd | 4,4 | 20 | 40  | 31  | 17,3 | 2,0  | 90 | 36 |
| 83      | 370     | 2,05 | 3,50 | 0,14 | 82  | 236 | 24  | 3,2 | 20 | 100 | 22  | 23,2 | 1,5  | 38 | 20 |

Miesta odberu:

1—24 — oblasť Hnilca

25—38 — oblasť Betliara

39—45 — oblasť Popročá

Vysvetlivky:

pmd — pod medzou dôkazu

— — nestanovené

\* Vysledky dodané prostredníctvom pracovníkov SAV. Na, K, F sú udané vo váh. %, ostatné v g/t.

Tabuľka 7 Jednoduché lineárne koeficienty podstatne a stopove zastúpených prvkov v gemeridných granitoch

|                  |        |        |        |                  |        |        |        |        |        |       |       |
|------------------|--------|--------|--------|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| Ba               | 1,000  |        |        |                  |        |        |        |        |        |       |       |
| Sr               | 0,737  | 1,000  |        |                  |        |        |        |        |        |       |       |
| Al               | 0,122  | 0,033  | 1,000  |                  |        |        |        |        |        |       |       |
| Fe <sup>2+</sup> | -0,064 | 0,133  | 0,788  | 1,000            |        |        |        |        |        |       |       |
| Cr               | -0,160 | 0,060  | -0,417 | -0,151           | 1,000  |        |        |        |        |       |       |
| K                | 0,207  | -0,149 | -0,431 | -0,494           | -0,014 | 1,000  |        |        |        |       |       |
| Na               | -0,318 | -0,050 | -0,428 | -0,456           | 0,163  | -0,163 | 1,000  |        |        |       |       |
| Cu               | -0,053 | -0,036 | -0,560 | -0,297           | 0,407  | 0,224  | -0,146 | 1,000  |        |       |       |
| Pb               | -0,063 | -0,002 | 0,208  | 0,324            | -0,111 | -0,122 | 0,004  | 0,136  | 1,000  |       |       |
| Ga               | -0,030 | 0,012  | 0,953  | 0,899            | -0,341 | -0,534 | -0,416 | -0,428 | 0,335  | 1,000 |       |
| Sn               | 0,154  | 0,058  | 0,558  | 0,297            | -0,343 | -0,147 | -0,073 | -0,599 | -0,334 | 0,462 | 1,000 |
|                  | Ba     | Sr     | Al     | Fe <sup>2+</sup> | Cr     | K      | Na     | Cu     | Pb     | Ga    | Sn    |
| AKH              | 102,4  | 29,9   | 9,3    | 1,6              | 9,5    | 3,3    | 2,2    | 10,5   | 16,4   | 40,7  | 56,0  |
| SKH              | 61,3   | 20,9   | 3,2    | 1,1              | 10,6   | 1,3    | 1,0    | 8,2    | 22,8   | 34,2  | 58,0  |

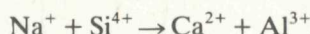
Vysvetlivky:

AKH — aritmetický priemer korelovaných hodnôt

SKH — smerodajná odchýlka korelovaných hodnôt

sľudovom, prípadne v muskoviticko-biotitickom alebo v biotitickom granite spôsobil zníženie obsahu Ga. V tejto súvislosti je zaujímavé všimnúť si náznak negatívnej korelácie medzi Ga a K (-0,543). Rozdelenie Ga pri petrografických typoch s biotitom má však dosť heterogénny charakter. Možno však pri nich vyčleniť definované rozdelenie. Vyčlenené súbory majú povahu normálneho rozdelenia. Pri dvojsľudnom granite hodnota aritmetického priemeru (A) takto definovaného súboru je  $22,03 \pm 0,59$  g/t. Pri muskoviticko-biotitickom a biotitickom granite  $A = 23,79 \pm 1,09$ . Hodnota klarku v granitoidných horninách je 20 g/t. Vyčlenené súbory granitov s biotitom oboch petrografických typov sú dosť podobné. Zhoda podľa disperzie je na 16,78 %.

Z prvkov, ktoré sa viažu na plagioklasy, má najväčší význam Sr. Jeho výskyt v plagioklasoch je spôsobený heterovalentnou izomorfnou zámennou:



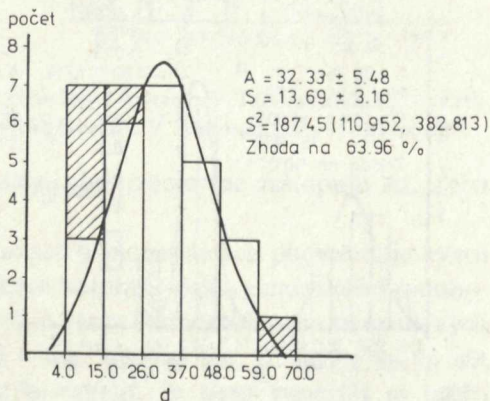
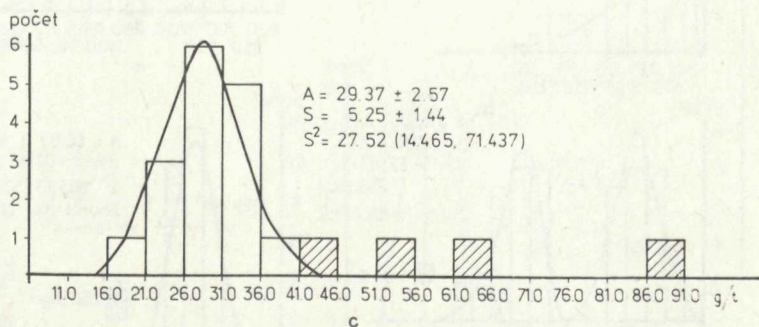
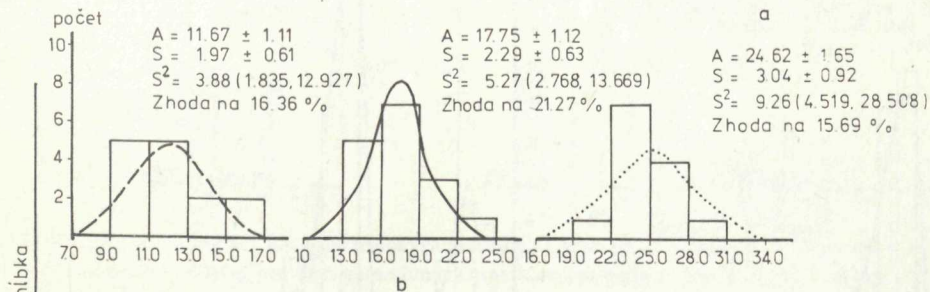
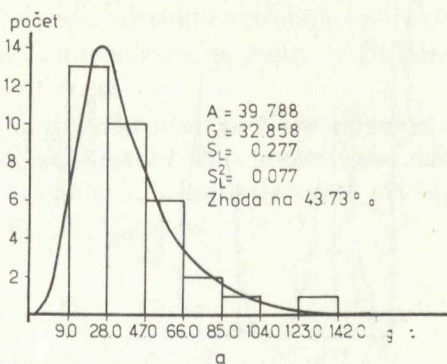
$\text{Sr}^{2+}$  v štruktúrach plagioklasov nahrádza  $\text{Ca}^{2+}$ . Môžeme očakávať, že čím je bázicita plagioklasov vyššia, tým bude vyšší obsah Sr. Pri mineralogickej analýze sme uviedli, že v študovaných horninách bázicita plagioklasov kolíše. Na obr. 28 sú histogramy podľa vyčlenených petrografických typov. Z porovnania vyplýva, že to, čo platí o bázicite plagioklasov, možno povedať aj o rozdelení Sr. Najrovnomernejšie, teda symetrické rozdelenie Sr bolo zaznamenané vo vzorkách muskoviticko-biotitického alebo biotitického granitu. Hodnota aritmetického priemeru v tejto skupine vzoriek je  $32,33$  g/t  $\pm 5,48$ . Pre skupinu granitoidných hornín Vinogradov udáva hodnotu klarku 300 g/t. Počas premeny plagioklasov sa dostal najmä do zloženia kalcitu.

Bližšie k povrchu, teda v dvojsľudnom a najmä v muskovitickom, prípadne v turmalinicko-muskovitickom granite je nejednotnosť rozdelenia Sr výraznejšia. Heterogénnosť rozdelenia tohto prvku treba odvodiť od rozdielneho obsahu a bázicity plagioklasov. Rozdelenie Sr môže ovplyvniť aj výskyt karbonátov. V endokontaktnej zóne, kde sú obsahy tohto prvku relatívne najvyššie, je rozdelenie lognormálne.

Osobitnú, ale dosť odlišnú skupinu Al—minerálov tvoria K—minerály. Sú to jednak K—živce, najmä ortoklas, ale aj sľudy, najmä muskovit a biotit. Z izomorfných prvkov, ktoré K v oktaedrickej koordinácii alumosilikátov izomorfne zastupujú, treba venovať pozornosť predovšetkým Ba. Z hodnôt jednoduchej lineárnej korelácie uvedenej v tab. 7 vyplýva, že pri K a Ba nemáme dočinenia s jednoduchou lineárnou závislosťou ( $r = 0,207$ ). Najvyššiu závislosť prejavuje Ba na Sr ( $r = 0,737$ ). Histogramy obsahov Ba sú na obr. 29. Zo zobrazených rozdelení vyplýva, že najvyšší obsah Ba je vo vzorkách odobraných z kontaktu. V každom vyčlenenom petrografickom type je však osobitná skupina nízkych hodnôt s normálnym rozdelením. Je to zrejme súbor hodnôt, ktorý prináleží k nepremeným, alebo aspoň slabo premeným vzorkám. Hodnota klarku v granitoidných horninách je 830 g/t. Z porovnania tejto hodnoty s hodnotami aritmetických priemerov uvedených na obr. 29 vyplýva, že priemerné obsahy študovaných hornín sú nižšie.

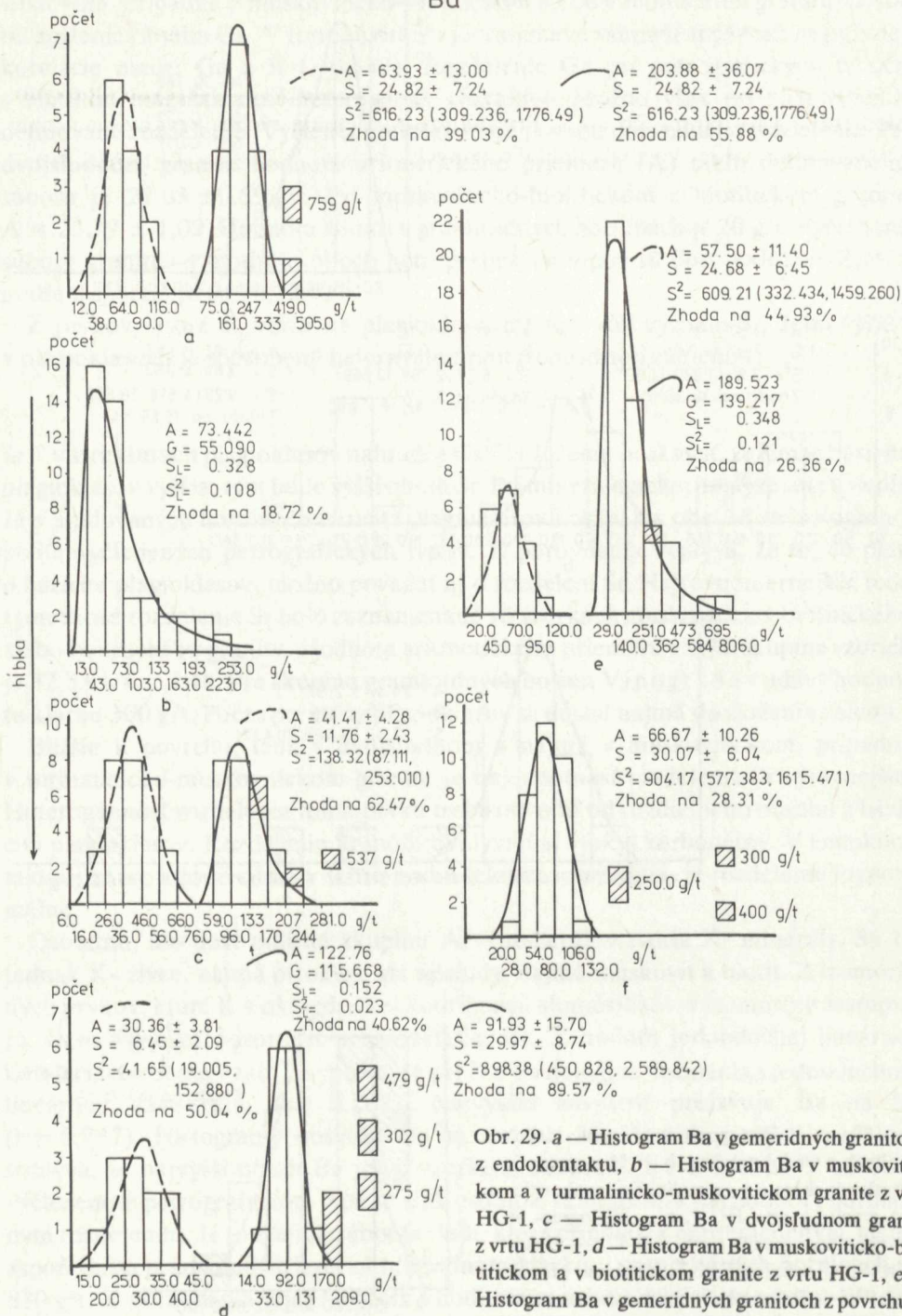


Sr



Obr. 28. a — Histogram Sr v gemeridných granitoch z endokontaktu, b — Histogram Sr v muskovitickom a v turmalinicko-muskovitickom granite z vrtu HG-1, c — Histogram Sr v dvojsľudnom granite z vrtu HG-1, d — Histogram Sr v muskoviticko-biotitickom granite z vrtu HG-1. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

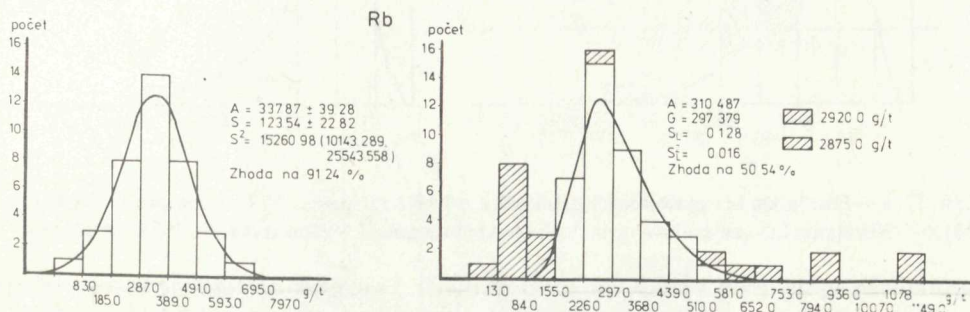
## Ba



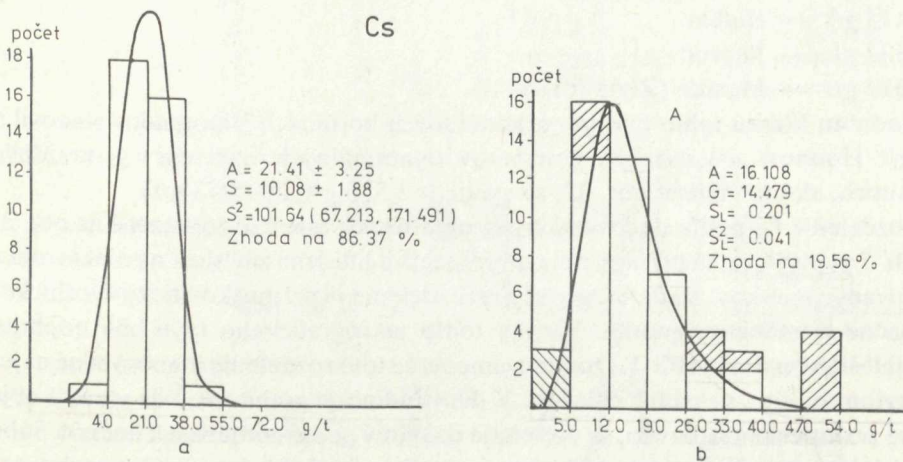
Obr. 29. a — Histogram Ba v gemeridných granitoch z endokontaktu, b — Histogram Ba v muskoviticom a v turmalinicko-muskovitickom granite z vrtu HG-1, c — Histogram Ba v dvojsľudnom granite z vrtu HG-1, d — Histogram Ba v muskoviticko-biotitickom a v biotitickom granite z vrtu HG-1, e — Histogram Ba v gemeridných granitoch z povrchu (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), f — Histogram Ba v gemeridných granitoch z vrtu HG-1 (z prác L. V. Tausona 1974 a z tab. 6b). Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

Hodnoty vzrastajú len vo vzorkách so zvýšeným podielom sfudových minerálov, a tie sú spravidla prejavom istého stupňa premeny. Domnievame sa preto, že Ba bolo v zložení postmagmatických roztokov zastúpené dostatočne.

V štruktúrach žilcov, ale aj slúd, sa vyskytujú aj ďalšie prvky s veľkými iónovými polomermi, a to najmä Rb a Cs. Pri analýze rozdelenia týchto prvkov sme mali k dispozícii iba výsledky analýz publikovaných v práci L. V. Tausona et al. (1974) a v tab. 6b. Rozdelenie Rb je zobrazené na obr. 30 a Cs na obr. 31.



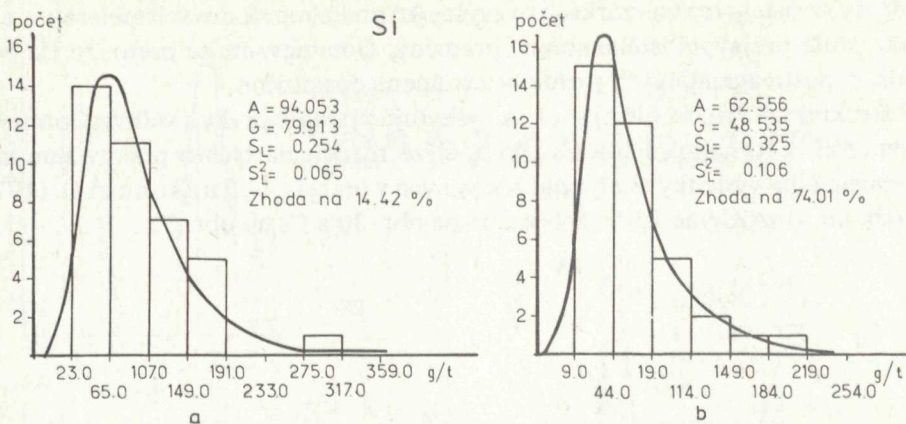
Obr. 30. a — Histogram Rb v gemeridných granitoch z vrtu HG-1 (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), b — Histogram Rb v gemeridných granitoch z povrchu (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b).



Obr. 31. a — Histogram Cs v gemeridných granitoch z vrtu HG-1 (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), b — Histogram Cs v gemeridných granitoch z povrchu (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b).

Z prvkov, ktoré v oktaedrickej koordinácii slúd izomorfne zastupujú Al, treba uviesť hlavne Li, Cr a V.

Li v granitoidných horninách pri zvýšených koncentráciách podmieňuje vývoj lepidolitu, prípadne cinvalditu. Z granitických hornín Spišsko-gemerského rudohoria zatiaľ tieto minerály neboli opísané. Z rozdelenia hodnôt tohto prvku uvedených v práci L. V. Tausona et al., ako aj v tab. 6b. na obr. 32 vyplýva, že ide o nesymetrické rozdelenie. Nemožno teda vylúčiť, že tieto minerály sa môžu



Obr. 32. a — Histogram Li v gemeridných granitoch z vrtu HG-1 (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), b — Histogram Li v gemeridných granitoch z povrchu (z prác L. V. Tausona a kol. 1974, a z tab. 6b).

sporadicky vyskytovať v študovaných horninách. Li je však dostatočne zastúpené aj v biotite. J. Ďurkovičová (1968) uverejnila výsledky chemických analýz Li v biotite z granitov Spišsko-gemerského rudohoria.

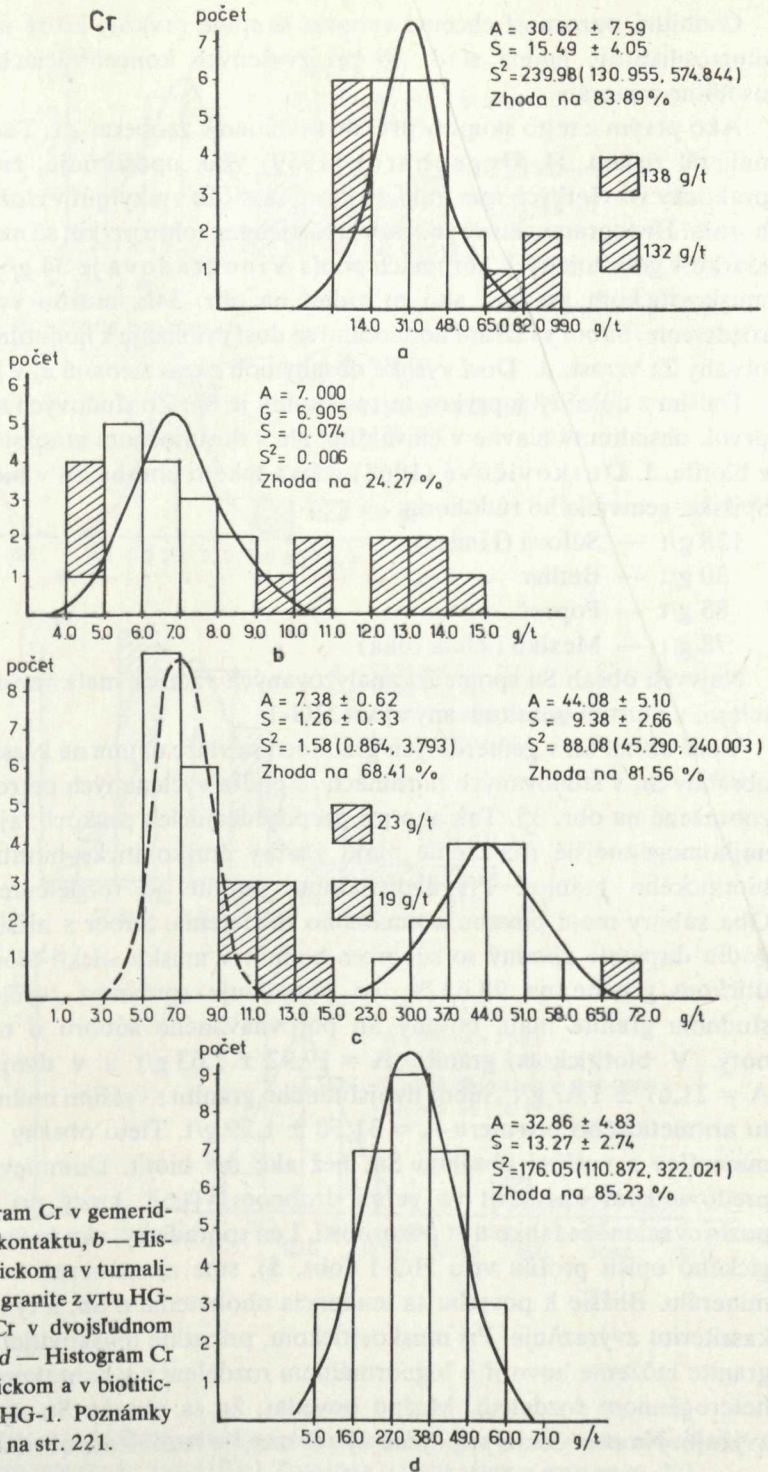
- 776 g/t — Súľová (Hnilec)
- 1413 g/t — Betliar
- 537 g/t — Poproč
- 617 g/t — Mexiko (Zlatá Idka)

Hodnotu klarku tohto prvku v granitoidných horninách Vinogradov stanovil na 40 g/t. Hodnoty aritmetických priemerov lognormálnych rozdelení v gemeridných granitoch, ako to vidieť z obr. 32, sú vyššie (62,556 g/t a 94,053 g/t).

Rozdelenie Cr podľa sledovaných petrografických typov je zobrazené na obr. 33. Z tab. 7 vyplýva, že sa pri ňom nejaví výraznejšia lineárna závislosť na niektorom zo sledovaných prvkov. Najhomogénnejšie rozdelenie je pri muskoviticko-biotitickom prípadne biotitickom granite. Vzorky tohto petrografického typu boli odobrané z najhlbších častí vrtu HG-1. Domnievame sa, že toto rozdelenie je spôsobené najmä výskytom biotitu, prípadne chloritu. V dvojsľudových granitoch, kde vzrastá objemové zastúpenie muskovitu, sa vyčleňuje osobitný podsúbor nízkych hodnôt. Súbor vyšších hodnôt odvodených od biotitu, prípadne aj od chloritu zostáva zachovaný. Hodnota aritmetického priemeru je však pri dvojsľudových granitoch vyššia ( $A = 44,08 \pm 5,10$  g/t). Cr sa okrem muskovitu, biotitu a chloritu viaže aj na turmalín. Spôsobuje to lokálne zvýšenie obsahov tohto prvku. S heterogénnym rozdelením sme sa stretli aj pri muskoviticko-turmalinickom, prípadne muskovitickom granite. Najviac tohto prvku obsahuje niekoľko vzoriek z granitov z kontaktu. Hodnota klarku v granitoidných horninách pri Cr je 25 g/t.

Obsahy V uvedené v tab. 6 sú prevažne pod hranicou citlivosti použitej analytickej metódy a z toho dôvodu nebolo možné urobiť analýzu rozdelenia tohto prvku. To isté platí aj o ďalších, ale dvojmocných prvkoch Co a Ni.

Cr



Obr. 33. a — Histogram Cr v gerneridných granitoch z endokontaktu, b — Histogram Cr v muskovitickom a v turmalinicko-muskovitickom granite z vrtu HG-1, c — Histogram Cr v dvojsľudnom granite z vrtu HG-1, d — Histogram Cr v muskoviticko-biotitickom a v biotitickom granite z vrtu HG-1. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

Osobitnú pozornosť chceme venovať skupine prvkov, ktoré môžu tvoriť súčasť alumosilikátov, najmä slúd, no pri zvýšených koncentráciách často vytvárajú osobitné minerály.

Ako prvým z tejto skupiny prvkov sa budeme zaoberať Zr. Tento prvok vytvára minerál zirkón. H. Degenhardt (1959) však upozorňuje, že Zr sa nachádza prakticky vo všetkých mineráloch, ktoré sa môžu vyskytnúť v zložení granitoidných hornín. Histogramy, ktoré zobrazujú rozdelenie tohto prvku, sú na obr. 34. Hodnota klarku v granitoidných horninách podľa Vinogradova je 34 g/t. V turmalinicko-muskovitickom granite, ako to vidieť na obr. 34b, možno vyčleniť bimodálne rozdelenie. Súbor s nižšími hodnotami sa dosť približuje k hodnote klarku. Do hĺbky obsahy Zr vzrastajú. Dosť vysoké obsahy boli zaznamenané aj v kontaktnej zóne.

Ďalším z dôležitých prvkov tejto skupiny je Sn. Zo slúdových minerálov je tento prvok obsiahnutý hlavne v cinvaldite, ale v dostatočnom množstve sa vyskytuje aj v biotite. J. Ďurkovičová (1968) udáva takéto obsahy Sn v biotitoch z granitov Spišsko-gemerského rudohoria.

138 g/t — Súľová (Hnilec)

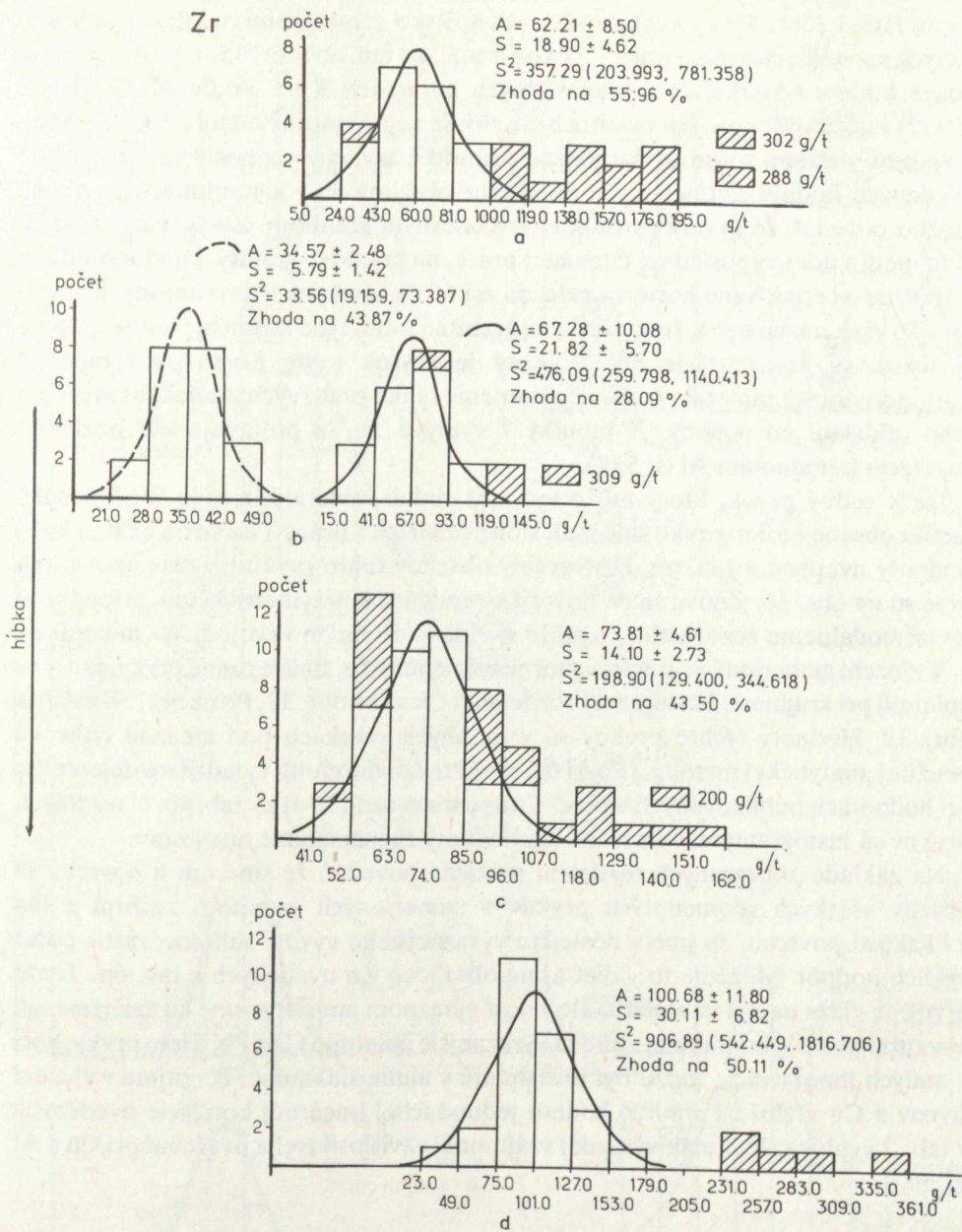
30 g/t — Betliar

85 g/t — Poproč

78 g/t — Mexiko (Zlatá Idka)

Najvyšší obsah Sn spomedzi analyzovaných vzoriek mala vzorka z granitického telesa, v ktorom bol situovaný aj vrt HG-1.

Vyšší obsah Sn v gemeridných granitoch sa viaže najmä na kassiterit. Rozdelenie obsahov Sn v študovaných horninách je podľa vyčlenených petrografických typov zobrazené na obr. 35. Tak ako pri predchádzajúcich prvkoch, aj v tomto prípade najhomogénnejšie rozdelenie majú vzorky muskoviticko-biotitického, prípadne biotitického granitu. Pri dvojsludnom granite je rozdelenie Sn bimodálne. Oba súbory majú povahu normálneho rozdelenia. Súbor s nižšími hodnotami je podľa disperzie zhodný so súborom hodnôt v muskoviticko-biotitickom a v biotitickom granite na 98,63 %, čo potvrdzuje správnosť rozčlenenia. V dvojsludnom granite majú obsahy Sn porovnávaného súboru o niečo vyššie hodnoty. V biotitickom granite  $A = 19,92 \pm 1,63$  g/t a v dvojsludnom granite  $A = 21,67 \pm 1,67$  g/t. Súbor dvojsludného granitu s vyššími hodnotami má hodnotu aritmetického priemeru  $A = 31,50 \pm 1,59$  g/t. Tieto obsahy treba odvodiť od minerálov s vyššími obsahmi Sn, než aké má biotit. Domnievame sa, že je to predovšetkým kassiterit vo veľmi drobnom vývoji, ktorý pri mikroskopickom pozorovaní môže ľahko ujsť pozornosti. Len sporadicky, ako to vyplýva z mineralogického opisu profilu vrtu HG-1 (obr. 5), sme zaznamenali väčšie zrnká tohto minerálu. Bližšie k povrchu sa tendencia obohatenia o Sn, a tým aj o prítomnosť kassiteritu zvyraňuje. Pri muskovitickom, prípadne muskoviticko-turmalinickom granite môžeme hovoriť o lognormálnom rozdelení a v kontaktnej zóne o výrazne heterogénnom rozdelení. Možno povedať, že sa obsahy Sn smerom na povrch zvyšujú. Na obr. 35 je pripojené aj zobrazenie rozdelenia obsahov Sn v granitoch



Obr. 34. a—Histogram Zr v gemeridných granitoch z endokontaktu, b—Histogram Zr v muskovitickom a v turmalinicko-muskovitickom granite z vrtu HG-1. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

z vrtu HG-1 (obr. 35f) a z ostatných telies Spišsko-gemerského rudohoria publikovaných vo vyššie citovanej práci Tausona et al. a v tab. 6b (obr. 35e). Vinogradov udáva hodnotu klarku Sn v granitoidných horninách 3 g/t. Podľa M. G. Ruba (1969) v necínovconosných granitoch obsahy Sn neprevyšujú hodnotu 5 g/t. Granity s vyššími obsahmi tohto prvku možno priradiť k tzv. cínovconosným. Na základe uvedených hodnôt aritmetických priemerov obsahov Sn v gemeridných granitoch možno povedať, že aj ony patria k cínovconosným granitom. Zo svetových ložísk cínu, podľa údajov poslednej citovanej práce, na kriedové granity, ku ktorým treba pripočítať aj študované horniny, pripadá asi 63 % všetkých cínovconosných granitov. To však neznamená, že so všetkými granitmi tohto typu musia byť nutne spojené aj ložiskové koncentrácie Sn. Dôležitý je zvyšok tohto prvku po vstupe do horninotvorných minerálov, ako aj uplatnenie ľahko prchavých zložiek, najmä F pri jeho oddelení od magmy. Z tabuľky 7 vyplýva, že Sn prejavuje istú pozitívnu koreláciu k hodnotám Al (0,558).

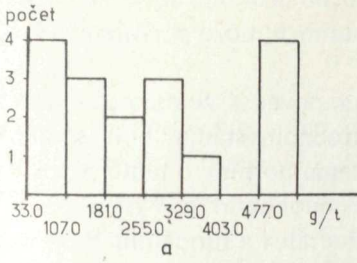
Ďalší rudný prvok, ktorý môže vytvárať rudnú mineralizáciu, je W. Výsledky analýz obsahov tohto prvku sme mali k dispozícii len z práce Tausona et al., ako aj hodnoty uvedené v tab. 6b. Histogramy obsahov tohto prvku z vyššie citovaných prác sú na obr. 36. Znovu sa dá hovoriť o tendencii k nesymetrickému, prípadne aj k viacmodálnemu rozdeleniu, čo môže súvisieť s drobným vývojom W- minerálov.

V zložení gemeridných granitov možno zaznamenať aj ďalšie rudné prvky, ktoré sa uplatnili pri zrudnení. Histogramy rozdelenia Cu sú na obr. 37, Pb na obr. 38 a Zn na obr. 39. Hodnoty týchto prvkov sú v mnohých vzorkách pod medzou citlivosti použitej analytickej metódy. (Pozri tab. 6a) Pri Zn sme mohli vyjadriť rozdelenie iba pri hodnotách publikovaných v práci Tausona et al. (1974) a v tab. 6b. U ostatných prvkov sú histogramami vyjadrené iba hodnoty zaznamenané analýzami.

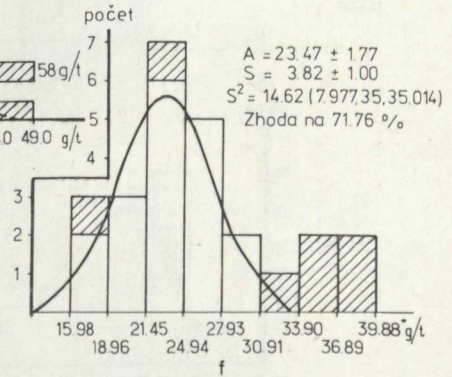
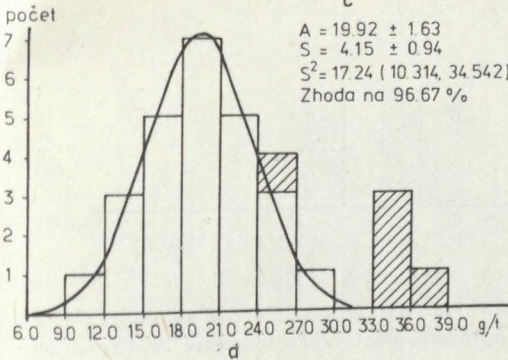
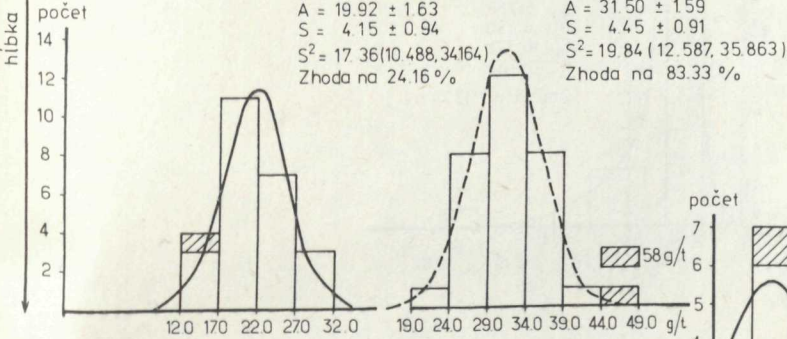
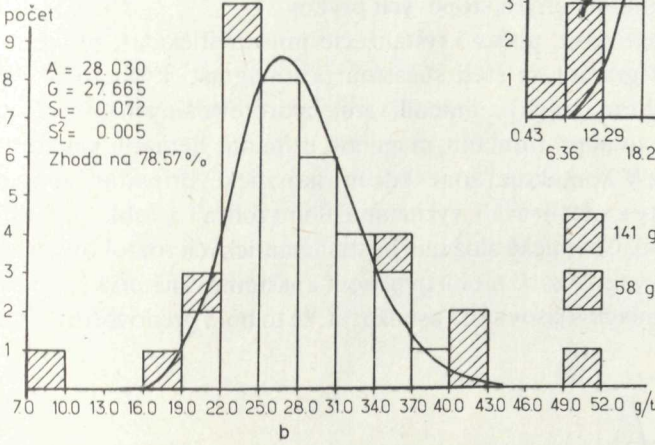
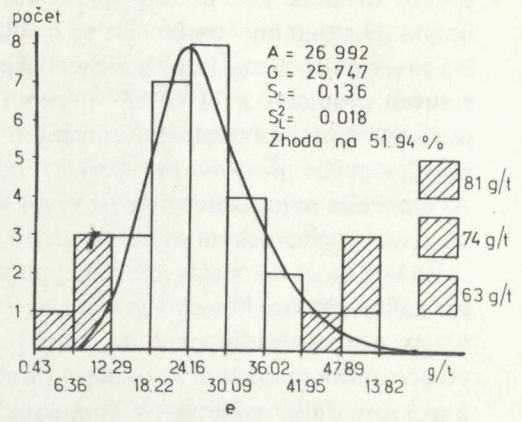
Na základe zobrazených rozdelení môžeme povedať, že smerom k povrchu sa obsahy všetkých spomenutých prvkov v gemeridných granitoch znižujú a iba v blízkosti povrchu, zrejme v dôsledku výraznejšieho vývoja sulfidov, rastie počet vyšších hodnôt. Môžeme to vidieť aj na obsahoch Zn uvedených v tab. 6a. Tento prvok sa viaže najmä na sfalerit, ale v dosť výraznom množstve sme ho zaznamenali aj v turmalíne. V kontaktnej zóne sa výraznejšie uplatnilo Cu a Pb. Tieto prvky, hoci v malých množstvách, môžu byť obsiahnuté v alumosilikátoch. Pb najmä v zložení živcov a Cu v zložení slúd. Z hodnôt jednoduchej lineárnej korelácie uvedených v tab. 7 vyplýva, že o málovýraznej vzájomnej závislosti treba uvažovať pri Cu a Al (0,599).

Obr. 35. a — Histogram Sn v gemeridných granitoch z endokontaktu, b — Histogram Sn v muskovitickom a v turmalinicko-muskovitickom granite z vrtu HG-1, c — Histogram Sn v dvojsľudnom granite z vrtu HG-1, d — Histogram Sn v muskoviticko-biotitickom a v biotitickom granite z vrtu HG-1, e — Histogram Sn v gemeridných granitoch z povrchu (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), f — Histogram Sn v gemeridných granitoch z vrtu HG-1 (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b). Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.





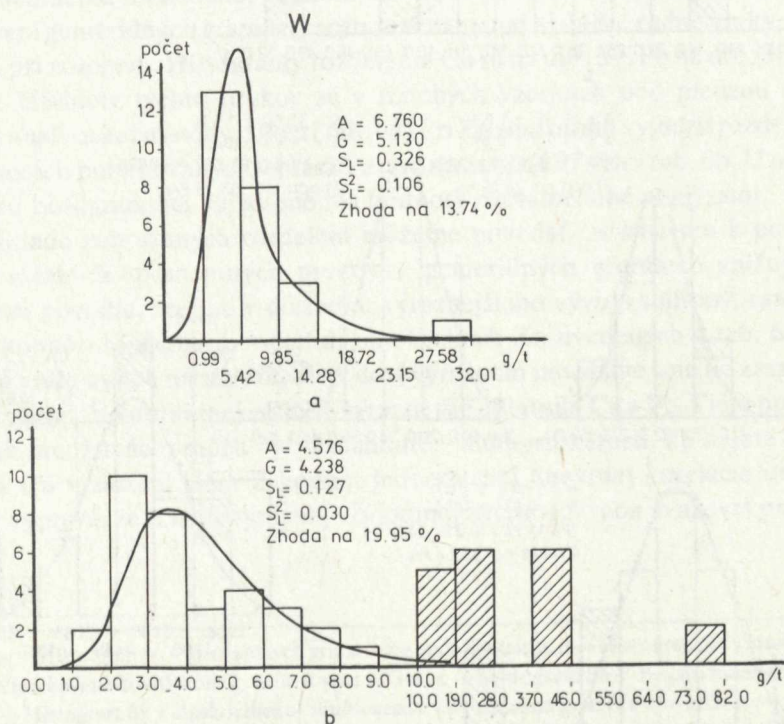
Sn



V citovanej práci L. V. Tausona et al., ako aj v tab. 6b sú okrem už spomenutých prvkov uvedené ešte obsahy Be. Tento prvok v granitoch môže podmieniť vývoj berylu. Histogramy obsahov Be sú na obr. 40.

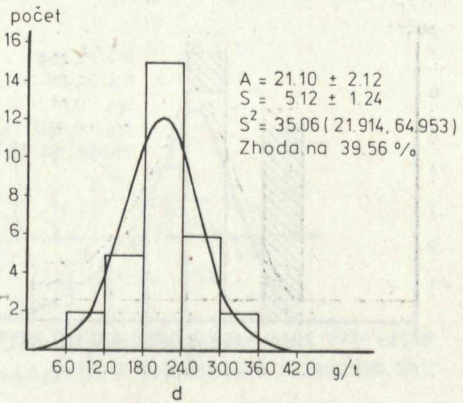
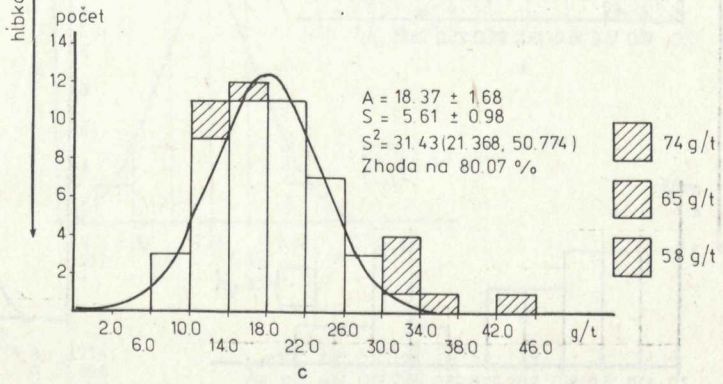
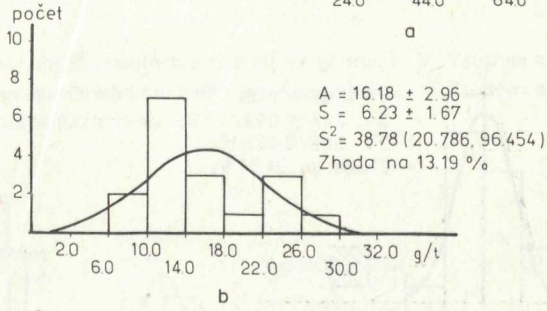
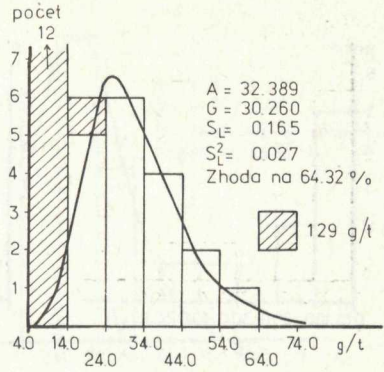
Na záver petrochemickej a geochemickej state možno povedať, že premena gemeridných granitov, a to či už v ranom alebo v strednom štádiu, bola spojená predovšetkým s obohatením horniny o Al. Obohatenie horniny o tento prvok sa najvýraznejšie prejavilo pri vzorkách odobraných z endokontaktu. Vyššia aktivita Al umožnila najmä intenzívnejší vývoj sfudových minerálov a turmalínu. Prejavilo sa to na geochemickom osude mnohých stopových prvkov.

Prvky, ktoré sa viažu na biotit, počas kryštalizácie muskovitického, prípadne turmalíno-muskovitického granitu sa stali súčasťou postmagmatických roztokov hlavne v ranom štádiu a niektoré z nich podmienili vznik hydrotermálnych minerálov vo výraznom množstve. Je to napr. turmalín, magnetit, prípadne hematit, kassiterit a niektoré ďalšie minerály. V kontaktnej zóne, kde muskovitické, prípadne muskoviticko-turmalinické granity kryštalizovali, významnú úlohu zohrali aj fahkoprchavé zložky, ako je F, Cl, P, C a S. Chemické zloženie postmagmatických roztokov, ale aj minerálov kryštalizujúcich v tejto zóne mohli ovplyvniť aj asimilované prvky. Podľa prejavov zvýšenej bázcitivity plagioklasov sa dá usudzovať, že to bolo predovšetkým Ca

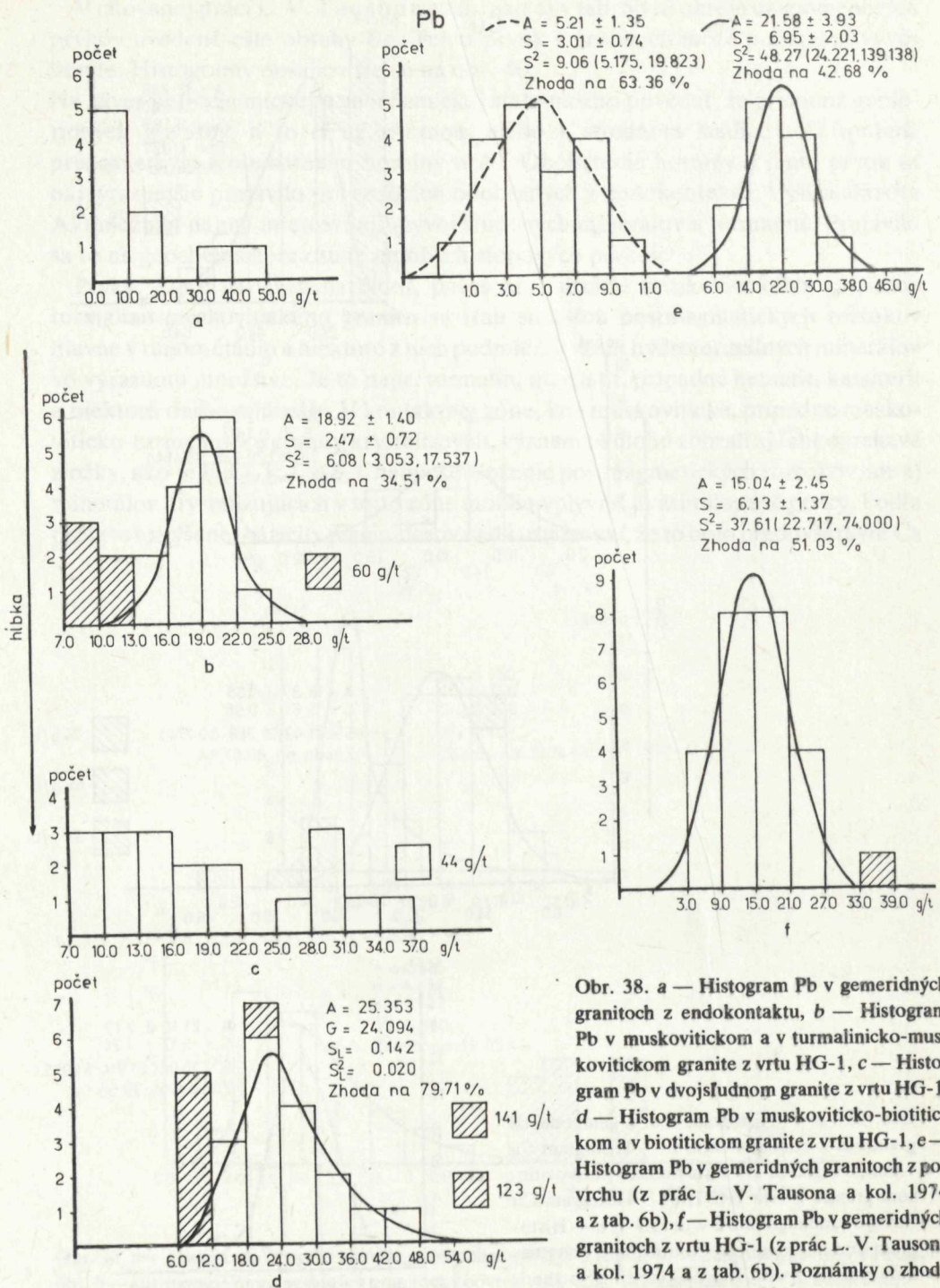


Obr. 36. a — Histogram W v gemeridných granitoch z vrtu HG-1 (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), b — Histogram W v gemeridných granitoch z povrchu (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b).

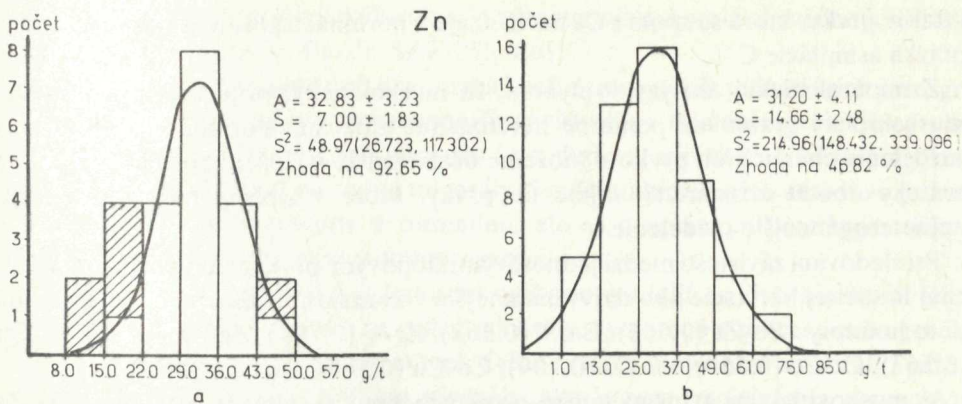
Cu



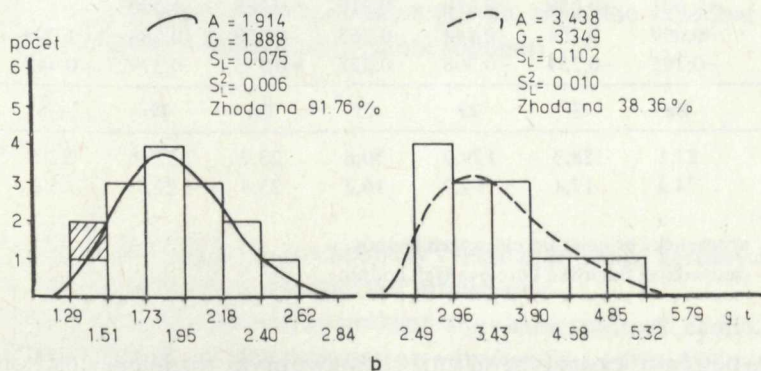
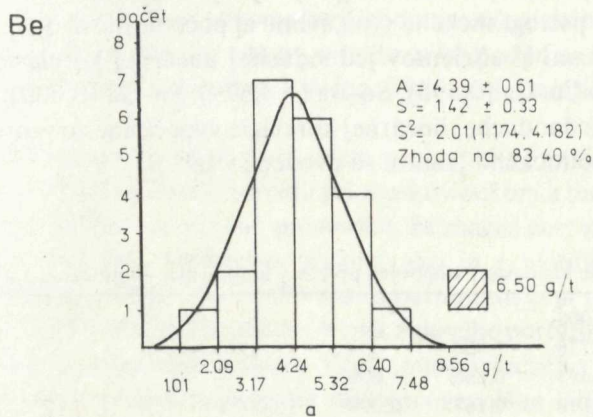
Obr. 37. a — Histogram Cu v gemeridných granitoch z endokontaktu, b — Histogram Cu v muskovitickom a v turmalinicko-muskovitickom granite z vrtu HG-1, c — Histogram Cu v dvojsľudnom granite z vrtu HG-1, d — Histogram Cu v muskoviticko-biotitickom a v biotitickom granite z vrtu HG-1. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.



Obr. 38. a — Histogram Pb v gemitidných granitoch z endokontaktu, b — Histogram Pb v muskovitickom a v turmalinicko-muskovitickom granite z vrtu HG-1, c — Histogram Pb v dvojsľudnom granite z vrtu HG-1, d — Histogram Pb v muskoviticko-biotitickom a v biotitickom granite z vrtu HG-1, e — Histogram Pb v gemitidných granitoch z povrchu (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), f — Histogram Pb v gemitidných granitoch z vrtu HG-1 (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b). Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.



Obr. 39. a — Histogram Zn v gemeridných granitoch z vrtu HG-1 (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), b — Histogram Zn v gemeridných granitoch z povrchu (z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b). Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.



Obr. 40. a — Histogram v gemeridných granitoch z vrtu HG-1. (Z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b), b — Histogram Be v gemeridných granitoch z povrchu. (Z prác L. V. Tausona a kol. 1974 a z tab. 6b).

i ďalšie prvky, ktoré sa spolu s Ca nachádzajú v horninách plášťa. Najdôležitejšia je otázka asimilácie C.

Z mineralogickej analýzy vyplynulo, že muskovitický, prípadne turmalinicko-muskovitický granit má pomerne heterogénne zloženie. Potvrdila to aj analýza rozdelenia chemických prvkov. Môžeme očakávať, že v zložení postmagmatických roztokov budú obsiahnuté najmä tie prvky, ktoré v zložení hornín prejavujú najheterogénnejšie rozdelenie.

Pri sledovaní závislosti medzi jednotlivými stopovými prvkami pomocou jednoduchšej lineárnej korelácie ako najvýznamnejšie v kontaktnej zóne boli zaznamenané tieto hodnoty: Ba-Zr (0,665), Ba-V (0,563), Zr-V (0,794), Zr-Cr (0,588), Zr-Cu (0,563), Cr-Co (0,554), Cr-Cu (0,709), Co-Cu (0,566), Cu-Sn (0,538).

V muskovitickom a turmalinicko-muskovitickom granite sa vyskytuje: Ba-Zr (0,665), Cr-Cu (0,699), Cr-Sn (0,501), Cu-Sn (0,520).

V dvojsľudnom granite najvýznamnejšia korelácia bola zaznamenaná pri Ba-Sr (0,782). K dvojsľudnému granitu sme však pripočítali aj vzorky žulového porfýru, ktorý má rovnomernejší mineralogický vývoj. Prejavilo sa to aj v tom, že vo vzorkách tohto petrografického typu máme aj početnejšie dvojice prvkov s významnejšími hodnotami koeficientov jednoduchšej lineárnej korelácie: Ba-Sr (0,731), Cr-Cu (0,543), Cu-Ga (0,595), Sn-Ba (-0,579), Sn-Ga (0,800).

Koeficienty jednoduchšej lineárnej korelácie vypočítané zo vzoriek muskoviticko-biotického a biotického granitu sú uvedené v tab. 8.

Tabuľka 8

Jednoduché lineárne koeficienty stopových prvkov v muskovitico-biotickom a v biotickom granite

|     |        |        |        |        |        |       |       |       |
|-----|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| Ba  | 1,000  |        |        |        |        |       |       |       |
| Sr  | 0,776  | 1,000  |        |        |        |       |       |       |
| Zr  | 0,695  | 0,660  | 1,000  |        |        |       |       |       |
| Cr  | 0,148  | 0,167  | 0,099  | 1,000  |        |       |       |       |
| Cu  | 0,284  | 0,324  | 0,584  | -0,240 | 1,000  |       |       |       |
| Pb  | -0,001 | -0,059 | 0,130  | 0,210  | 0,088  | 1,000 |       |       |
| Ga  | -0,009 | 0,109  | 0,144  | -0,263 | 0,658  | 0,288 | 1,000 |       |
| Sn  | -0,285 | -0,239 | -0,398 | 0,228  | -0,175 | 0,379 | 0,445 | 1,000 |
|     | Ba     | Sr     | Zr     | Cr     | Cu     | Pb    | Ga    | Sn    |
| AKH | 87,1   | 28,3   | 129,9  | 30,8   | 23,7   | 22,0  | 22,3  | 21,3  |
| SKH | 74,3   | 17,4   | 77,9   | 16,2   | 23,4   | 22,7  | 5,4   | 6,4   |

Vysvetlivky:

AKH — aritmetický priemer korelovaných hodnôt

SKH — smerodajná odchýlka korelovaných hodnôt

V tomto petrografickom type sú totiž chemické prvky rozdelené dosť homogénne. Hodnoty aritmetických priemerov a smerodajných odchýlok korelovaných hodnôt a vyčlenených súborov sú si dosť blízke. Koreláciu sme urobili pre všetky analyzova-

né prvky daného petrografického typu. Z významnejších korelácií uvedených v tab. 8 upozorňujem na Ba-Sr, Ba-Zr, Sr-Zr, Zr-Cu.

Z porovnaní jednoduchých lineárnych koeficientov podľa jednotlivých petrografických typov vyplýva, že najvýznamnejšie závislosti v rozdelení chemických prvkov vyplývajú predovšetkým z ich viazanosti na sfudové minerály. Niektoré z týchto prvkov sa však viažu aj na rudné minerály. Svedčí to nielen o ich aktivite v procese vývoja sfudových minerálov a turmalínu, ale aj o uplatnení postmagmatických roztokov s rudným obsahom v tomto procese.

Rudné prvky v granitoch s biotitom môžeme rozdeliť do dvoch skupín. Sú to jednak prvky, ktoré sa viažu na rudné minerály, vytvorené v procese petrogenézy, ako napr. uranín, monazit a niektoré ďalšie, vyššie spomenuté minerály, jednak prvky, ktoré sa viažu na sulfidné minerály, ako je napr. molybdenit, arzenopyrit, pyrit a ďalšie. Chceme však zdôrazniť, že tieto minerály sa neviažu len na biotitické granity, ale nájdeme ich aj vo vrchnejších častiach granitických telies a v hydrotermálnych žilách. Ich výskyt v biotitickom granite svedčí však o tom, že zdroj týchto prvkov je v hlbších častiach granitického telesa.

Petrogénné prvky v dôsledku rovnomernejšieho mineralogického vývoja granitu s biotitom neprekonali výraznejšie zmeny, a preto aj ich podiel na zložení rudonosných roztokov v porovnaní s granitmi z vrchnejších častí granitického telesa bol menej výraznejší.

Pri dvojsfudných granitoch sa do istej miery prejavujú aj tendencie rozdelenia chemických prvkov, o ktorých sme hovorili pri muskovitickom a turmalinicko-muskovitickom granite. Mohli sme sa však presvedčiť, že značná časť vzoriek dvojsfudného granitu má také isté rozdelenie prvkov, ako je v biotitických, prípadne v muskoviticko-biotitických granitoch. Pri tomto petrografickom type sa teda dajú zaznamenať prejavy látkovej diferenciácie. Vznik žulového porfyru je vyvrcholením petrogénneho vývoja tejto diferenciácie. Vznik muskovitického a turmalinicko-muskovitického granitu je poznačený ešte diferencovanejším látkovým vývojom, pričom sa zreteľne uplatňujú postmagmatické roztoky. To znamená, že ani gemeridné granity, ktoré miestami prenikajú až na povrch, nemožno zanedbať ako zdroj rudonosných roztokov v Spišsko-gemerskom rudohorí.

## Zhodnotenie

Petrografický, mineralogický a geochemický výklad premien gemeridných granitov sa týkal troch hlavných metalogenetických problémov:

- a) mineralizácie s rádioaktívnymi prvkami a prvkami vzácnych zemín,
- b) mineralizácie s prchavými zložkami a s vývojom Sn—, príp. W- minerálov,
- c) mineralizácie hydrotermálneho procesu.

Premeny, ktoré sprevádzali uvedené zrudňovacie procesy, sme rozčlenili do troch

mineralogických štádií. Sú to premeny raného, stredného a neskorého štádia. Zaoberali sme sa iba prvými dvoma mineralizačnými štádiami, ktoré bezprostredne súviseli so zrudňovacími procesmi. V prípade premien raného štádia to bol vývoj mineralizácie, ktorá nadväzovala na magmatickú kryštalizáciu. Faciálny vývoj tejto mineralizácie je graficky vyjadrený na obr. 6. S týmto štádiom premeny súvisia predovšetkým prvé dva zrudňovacie procesy, a to tak, že niet dôvodu pochybovať o ich spätosti s petrogénnym vývojom gemeridných granitov. Zdôraznili sme, že mineralizácia s prchavými zložkami, Sn, prípadne aj W, bola geneticky spätá s prevavmi greisenizácie a turmalinizácie. Vznik minerálov rádioaktívnych prvkov a prvkov vzácnych zemín sa geneticky viaže na bývoj biotitu a živcov, najmä K-živcov. Spomenuté dva petrogénne a s nimi geneticky späté metalogenetické procesy si vyžadovali odlišné podmienky magmatogenézy. Predovšetkým vznik greisenizácie a s ňou geneticky spätéj mineralizácie vyžadovali priaznivé podmienky pre oddelenie a pôsobenie prchavých a rudných prvkov. Súviselo to s celkovým diferenciačným procesom určeným vnútornými aj vonkajšími podmienkami.

Greisenizáciou sa zaoberalo veľa prác, ktoré sa veľmi rôznia v ponímaní faciálneho vývoja. Uvedieme len niektoré práce, ako napr. Mac. Alister (1908) o ložiskách v Cornwale, F. Fiala (1950), M. Štemprok (1962, 1964, 1965), T. Jarchovský (1962) o ložiskách v oblasti Krušných hôr. O greisenoach v ZSSR a inde vo svete, hlavne v Afrike a v juhovýchodnej Ázii, hovoria práce N. I. Nakovníka (1954), M. G. Ruba (1969) a ďalších. Známe sú veľké kompendiá z konferencií a sympózií, na ktorých sa riešili problémy greisenizácie. Jedno z posledných takýchto sympózií označené ako MAWAM (Metallization Associated with Acid Magmatism) bolo v Karlových Varoch v r. 1974. Nemôžeme uviesť ďalšie citácie, ani sa detailnejšie zmieniť o výsledkoch týchto prác. Každá oblasť má svoje špecifiká a práve ony do značnej miery rozhodujú o konkrétnom zhodnotení príslušného Sn- zrudnenia.

Greisenová mineralizácia mohla byť vplyvom zvýšenia alkaličnosti rudonosných roztokov nahradená feldšpatizáciou. Stalo sa tak nielen v Spišsko-gemerskom rudohorí, ale aj v iných oblastiach. Napr. T. Jarchovský (1962) hovorí, že v periférnej zóne greisenizácie, v kyslých vyvrelých horninách Krušných hôr, vznikajú živce. predovšetkým ortoklas. Starí nemeckí baníci z oblasti Krušných hôr takto zmenené horniny označili ako „Stockschneider“. V poslednom čase sa im hovorí aj „Randpegmatit“. V práci D. S. Koržinského (1955) je uvedená schéma zonálnosti premeny granitoidných hornín. Feldšpatizácia na rozdiel od vývoja kremeňa a muskovitu prebiehala v externejších zónach, a to či už v oblasti endokontaktu alebo exokontaktu. Podobne je to aj v práci Ch. Andersona (1950). V takto zmenených horninách opisuje tiež pyrit, chalkopyrit a molybdenit. B. S. Butcher, J. W. Vanderwilt (1933) spomínajú vývoj ortoklasu v súvislosti s molybdénovým zrudnením. V. C. Jefremová (1958) hovorí o zjavoch feldšpatizácie v kyslých efuzívnych horninách v kontakte s granitmi. Zdá sa, že v súvislosti s feldšpatizáciou sa najčastejšie spomína molybdénové zrudnenie a minerály vzácnych zemín. Z citovaných prác vyplýva, že zistené súvislosti medzi petrogénnymi



a metalogénnymi procesmi v gemeridných granitoch sú v súlade s pozorovanými javmi genetickej spätosti zrudnenia a granitov vo svete.

V Spišsko-gemerskom rudohorí sa v rozsiahlom exokontakte granitov nachádza aj žilné a metasomatické zrudnenie. (Pozri stať o ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria). Z mineralogického hľadiska možno celý zrudňovací proces rozdeliť na karbonátovú, prípadne karbonátovo-barytovú a kremeno-sulfidnú mineralizáciu. Ak predpokladáme, že rané štádium vývoja postmagmatických roztokov produkovalo dostatočné množstvo C, potom karbonátovú a karbonátovo-barytovú mineralizáciu hydrotermálneho procesu môžeme pripísať ranému vývoju postmagmatických roztokov gemeridných granitov. Asimilácia takýto látkový vývoj roztokov mohla zvýrazniť. Je to v súlade so všeobecne uznávaným poznatkom, že karbonátové zrudnenie v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria je staršie ako kremeno-sulfidné. V samotných granitoch malo stredné štádium vývoja postmagmatických roztokov výraznejší sulfidný charakter. Prechod od raného štádia vývoja roztokov k strednému štádiu je dosť bezprostredný. Za zdroj hydrotermálneho zrudnenia, a to či už karbonátového alebo kremeno-sulfidného, môžeme považovať gemeridné granity uložené v rôznych hĺbkach Spišsko-gemerského rudohoria. V samotných granitoch sa dajú zaznamenať najmä prejavy vzniku kysličníkov a sulfidnej mineralizácie. Túto mineralizáciu sprevádza najmä prekremenenie, sericitizácia, prípadne baueritizácia a chloritizácia. Pri albitizácii sa prejavy sulfidnej mineralizácie oslabili, prípadne aj úplne chýbajú.

## PREMENY KARBONÁTOVÝCH HORNÍN

Karbonátové horniny v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria sa nachádzajú takmer v každom stratigrafickom súvrství. Karbonátové minerály sa podieľajú aj na zložení niektorých klastických hornín. Ako produkt premeny sa vyskytujú i vo vyvrelých horninách. Pri reakcii roztokov s týmito horninami najvýraznejšie reagovali práve ony. Ak teda chceme poznať vplyv geologického prostredia na vývoj rudonosných roztokov, musíme poznať reakcie s karbonátovými minerálmi. Najviac poznatkov o tomto probléme nám poskytne analýza premien karbonátových hornín.

Rudonosné roztoky v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria reagovali predovšetkým s horninami paleozoika. O petrografickej, mineralogickej a geochemickej povahe karbonátových hornín tohto útvaru sme hovorili v práci J. Gubača (1973). Stručnú charakteristiku obsahuje aj úvodná stať tejto práce. Obmedzíme sa preto iba na základné charakteristiky týchto hornín.

1. Karbonátové horniny paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria sú metamorfované horniny. Boli metamorfované v podmienkach fácie zelených bridlíc.
2. Podľa obsahu železa v dolomitoch možno rozlíšiť dve fácie karbonátových

hornín. Dolomit s vyšším obsahom zodpovedá spravidla Fe-dolomitu. Takéto karbonátové horniny majú často aj zvýšený obsah sírnikov, najmä pyritu. Karbonátové horniny s nízkym podielom železa v dolomite obsahujú často magnezit, a to najmä vtedy, keď je v hornine nedostatok kalcitu.

3. V procese metamorfózy na styku karbonátových a silikátových hornín nastala metasomatóza. Najvýraznejším prejavom tejto mineralizácie bol vznik mastenca.

4. V procese tektonometamorfózy sa prejavila metamorfná diferenciácia spojená s rekryštalizačno-migračnými procesmi aj v samotných karbonátových horninách.

Argumenty uvedených tvrdení sa dajú nájsť v citovanej práci. Uviedli sme ich znovu preto, lebo sú dôležité pre objasnenie hydrotermálnej metasomatózy. Zvýšený obsah železa v karbonátových horninách možno vysvetliť aj prínosom železa hydrotermálnymi roztokmi. Vznik magnezitu ešte aj dnes väčšina autorov odvodzuje od hydrotermálnej metasomatózy, pričom zdroj roztokov hľadá v magmatogénnych procesoch. Podobne to platí aj o vzniku mastenca, hoci je zrejmé, že tento minerál má aj metamorfný pôvod.

Keď budeme v tejto práci hovoriť o hydrotermálnych premenách, budeme mať na zreteli iba také hydrotermálne roztoky, ktoré majú magmatický zdroj, konkrétne v Spišsko-gemerskom rudohorí sú to gemeridné granity. Nechceme tým poprieť opodstatnenosť širšieho ponímania hydrotermálnych roztokov, no pri výklade riešeného problému považujeme za účelné pridržať sa takejto zásady. V Spišsko-gemerskom rudohorí boli spomenuté roztoky rudonosné, a tak sa výklad hydrotermálnych premien bude týkať samotného zrudnenia i prejavov sprievodnej mineralizácie.

Rudná mineralizácia v karbonátových horninách Spišsko-gemerského rudohoria má v podstate dvojakú povahu: pre prvý druh je typický siderit a ankerit, pre druhý sulfidy. Pri zrudnení sulfidmi možno zistiť dvojakú tendenciu. Kým vznik pyritu, chalkopyritu a tetraedritu dosť často nadväzuje na karbonátovú rudnú mineralizáciu, galenit a sfalerit vzniká pomerne nezávisle od karbonátového zrudnenia.

## **Petrografia a mineralógia**

Podľa mineralogickej charakteristiky rozdeľujeme skúmané premeny do dvoch skupín:

Premeny pri vývoji sideritu

Premeny pri vývoji sulfidov.

### **Premeny pri vývoji sideritu**

Najcharakteristickejším prejavom metasomatózy, ktorá sprevádza vznik sideritu v karbonátových horninách, je ankeritizácia. Okrem hydrotermálnych karbonátov sa v študovaných horninách nachádza ešte kremeň, sericit, prípadne fuchsit.

Pri štúdiu paragenetických vzťahov vývoja sideritizácie sme sa sústredili na ložisko v Nižnej Slanej. Zrudnenie tohto ložiska je vyvinuté v horninách gelnickej série. Vzorky pre riešenie paragenetických vzťahov študovanej karbonatizácie sme však odobrali aj z iných ložísk, najmä v oblasti Dobšinej. Študované zrudnenie v tejto oblasti je vyvinuté v horninách karbónu a v horninách rakoveckej série.

Na obr. 41 je profil ložiskom v Nižnej Slanej, pochádzajúci z archívu banského závodu. Z vrtoz tohto profilu sme odobrali viac vzoriek, ktoré boli podrobené röntgenometrickej kvantitatívnej analýze. Na obr. 42a, b sú detaily profilov vrtoz z rudného horizontu (NS—111, NS—112). Výsledky kvantitatívneho vyhodnotenia zastúpenia minerálov sú na profiloch znázornené kruhovými diagramami. Niektoré z týchto vzoriek boli podrobené aj dôkladnejšej mineralogickej a chemickej analýze. Výsledky týchto analýz sú uvedené v tabuľke 9a, b.

Chemické zloženie sideritu kolíše v istom intervale rozptylu. V tabuľke 10 sú empirické vzorce dvoch separovaných sideritov s pripojenými chemickými analýzami a nameranými špecifickými váhami. V oboch prípadoch ide o sideroplezit, ale s rozdielnym obsahom Fe a Mg. Sideroplezit s vyšším obsahom Fe má špecifickú váhu 3,715 a s nižším obsahom železa 3,704. Na obr. 43a je histogram špecifických váh sideritov (S), uvedených v tab. 9a, b. Z histogramu vyplýva, že pri nameraných hodnotách možno vyčleniť normálne rozdelenie s hodnotami aritmetického priemeru  $A = 3,704 \pm 0,002$ . Hodnota 3,715 je vyššia než maximálna hodnota tohto súboru. Vyššie hodnoty špecifických váh sideritov boli zaznamenané aj v žilách. Znamená to, že Mg z pôvodných dolomitov značne ovplyvnilo zloženie metasomatického sideritu. V procese opisovanej sideritizácie bol dolomit zatlačený. Z tohto hľadiska je dôležité chemické zloženie pôvodného horninotvorného dolomitu. Na obr. 43b je histogram špecifických váh karbonátu z dolomit-ankeritového izomorfneho radu. Čím mal dolomit vyšší obsah Mg, tým nepriaznivejší vplyv mal na vývoj sideritu. Kryštalické dolomity uvedené v tabuľke 11 boli odobrané zo súvrstvia, v ktorom bol zaznamenaný iba dolomit s podstatnou zložkou Fe. Takýto dolomit sa nachádza aj v karbonátových horninách s kalcitom. V karbonátových horninách, v ktorých sa vyskytuje iba dolomit s nízkym obsahom Fe, prípadne s magnezitom, siderit nebol zaznamenaný. Ak sa aj niekedy objavili správy o výskyte sideritu v týchto horninách, neboli potvrdené. Z toho potom vyplýva, že pre vyhľadávanie sideritovej metasomatózy v Spišsko-gemerskom rudohorí má význam predovšetkým fácna karbonátových hornín s Fe-dolomitom (J. Gubač 1973). Takáto fácna karbonátových hornín pre vývoj sideritizácie vyžaduje zrejme menší prínos Fe.

Ďalšou dôležitou otázkou opisovanej metasomatózy je prejav horninotvorného kalcitu pri jeho reakcii s rudonosnými roztokmi. Na tab. III. je dokumentovaná selektívna metasomatóza, zobrazená pomocou mikrosondy. Z porovnania výskytu  $\text{SiK}_\alpha$ , ako aj  $\text{CaK}_\alpha$ ,  $\text{MgK}_\alpha$ ,  $\text{FeK}_\alpha$  sa dá konštatovať, že siderit sa nachádza v polohách, ktoré obsahujú kremeň a sericit. V práci J. Gubač (1973) sme uviedli, že v predhydrotermálnom vývoji karbonátových hornín bol diferencovaný kalcit a dolomit. Dolomit sa pritom často vyskytuje spolu s kremeňom, sericitom a pyri-

Tabuľka 9a Sideritizované kryštalické dolomity

|                                | 32     | 33     | 34     | 35     | 36     | 37     | 38     | 39     | 40     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| CaO                            | 25,62  | 19,74  | 20,16  | 13,86  | 2,52   | 1,25   | 0,28   | 0,42   | 0,25   |
| MgO                            | 10,34  | 4,47   | 8,26   | 3,17   | 5,39   | 4,70   | 2,61   | 5,16   | 4,60   |
| FeO                            | 10,78  | 18,15  | 22,46  | 29,83  | 40,97  | 39,33  | 49,76  | 44,92  | 49,98  |
| MnO                            | 1,13   | 1,90   | 1,55   | 1,90   | 2,25   | 2,50   | 2,82   | 2,25   | 3,50   |
| CO <sub>2</sub> anor           | 40,54  | 32,94  | 40,07  | 36,87  | 36,75  | 28,82  | 35,62  | 35,82  | 31,94  |
| SO <sub>3</sub>                | 0,16   | 0,35   | st.    | st.    | 0,68   | 3,91   | 0,24   | 0,00   | 0,19   |
| $\epsilon'$                    | 88,57  | 77,55  | 92,50  | 85,63  | 88,56  | 80,52  | 91,33  | 88,57  | 89,86  |
| Ner. zb.                       | 7,94   | 20,28  | 6,90   | 11,59  | 7,77   | 18,00  | 6,26   | 10,03  | 6,33   |
| $\epsilon' + \text{ner. zb.}$  | 96,51  | 97,85  | 99,40  | 97,22  | 96,33  | 98,52  | 97,59  | 98,60  | 96,19  |
| SiO <sub>2</sub>               | 5,07   | 16,21  | 4,62   | 8,29   | 4,95   | 9,08   | 4,61   | 7,67   | 4,35   |
| TiO <sub>2</sub>               | nest.  | nest.  | nest.  | nest.  | nest.  | st.    | nest.  | nest.  | nest.  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,68   | 1,83   | 0,22   | 0,62   | 0,32   | 1,41   | 0,07   | 0,13   | 0,86   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| FeO <sub>2</sub>               | 0,80   | 0,97   | 0,88   | 0,90   | 2,19   | 6,99   | 0,50   | 0,96   | 0,64   |
| MnO                            | nest.  | nest.  | nest.  | nest.  | nest.  | 0,14   | nest.  | nest.  | nest.  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,40   | 0,58   | 0,44   | 0,52   | 0,20   | 0,58   | 0,26   | 0,36   | 0,22   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,06   | 0,03   | 0,08   | 0,05   | 0,10   | 0,04   | st.    |        | st.    |
| Co <sub>2</sub> org.           | 0,40   | 0,23   | 0,16   | 0,23   | 0,10   | 0,25   | 0,15   | 0,00   | 0,00   |
| $\epsilon''$                   | 7,41   | 19,85  | 6,40   | 10,61  | 7,53   | 18,35  | 5,59   | 9,07   | 6,07   |
| $\epsilon' + \epsilon''$       | 95,98  | 97,40  | 98,90  | 96,24  | 96,09  | 98,87  | 96,92  | 97,83  | 95,93  |
| Ba                             | st.    | st.    | st.    | st.    | 0,0500 | 0,0100 | st.    | st.    | st.    |
| Sr                             | st.    | st.    | st.    | st.    | st.    | st.    | st.    | st.    | st.    |
| Zr                             | b      | b      | b      | b      | b      | b      | b      | b      | b      |
| V                              | a      | a      | b      | a      | a      | a      | b      | a      | a      |
| Co                             | 0,0009 | 0,0122 | 0,0023 | 0,0023 | 0,0018 | 0,0012 | 0,0023 | 0,0023 | 0,0009 |
| Ni                             | 0,0030 | 0,0100 | 0,0090 | 0,0070 | 0,0030 | 0,0050 | 0,0060 | 0,0070 | 0,0030 |
| Cu                             | 0,0010 | 0,0120 | 0,0030 | 0,0030 | 0,0030 | 0,0030 | 0,0020 | 0,0050 | 0,0010 |

|         |         |                  |         |         |         |         |         |        |          |
|---------|---------|------------------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|----------|
| Zn      | 0,0120  | 0,0080           | 0,0050  | 0,0050  | 0,0120  | 0,0060  | 0,0060  | 0,0080 | 0,0120   |
| Ag      | b       | b                | a       | b       | b       | b       | b       | b      | b        |
| Sn      | a       | a                | a       | a       | a       | a       | a       | b      | a        |
| Pb      | 0,0200  | 0,0200           | 0,0300  | 0,0250  | 0,0120  | 0,0400  | 0,0440  | 0,0440 | 0,0200   |
| Siderit | 10,8 %  | 16,3 %           | 31,5 %  | 32,0 %  | 80,4 %  | 86,7 %  | 90,28 % | 90,4 % | 100 %    |
| s       | 3,702   | 3,703            | 3,704   | 3,704   | 3,704   | 3,710   | 3,715   | 3,713  | 3,704    |
| Dolomit | 89,9 %  | 83,7 %           | 68,5 %  | 60,9 %  | 19,6 %  | 13,3 %  | 9,7 %   | 9,6 %  | podradne |
| s       | 2,894   | 3,082            |         |         |         |         |         |        |          |
|         |         | $\omega = 1,722$ |         |         |         |         |         |        |          |
| PODR.   | grafit  | grafit           | grafit  | grafit  | grafit  | grafit  | pyrit   | pyrit  | kremeň   |
| zast.   | pigment | pigment          | pigment | pigment | pigment | hodne   |         |        |          |
| miner.  | sericit | sericit          | sericit | sericit | kremeň  | sericit | kremeň  |        |          |
|         | kremeň  | kremeň           | kremeň  | kremeň  |         | kremeň  |         |        |          |

Petrografický názov, lokalita, analytik :

- N° 32 — sideritizovaný kryštalický dolomit, Nižná Slaná, vrt NS-157, hĺbka 417 m, analytik : Dvonč.
- N° 33 — sideritizovaný kryštalický dolomit, Nižná Slaná, vrt NS 156, hĺbka 45, m analytik : Dvonč.
- N° 34 — sideritizovaný kryštalický dolomit, Nižná Slaná, vrt NS-156, hĺbka 396 m, analytik : Dvonč.
- N° 35 — sideritizovaný kryštalický dolomit, Nižná Slaná, vrt NS-156, hĺbka 428 m, analytik : Dvonč.
- N° 36 — sideritizovaný kryštalický dolomit, Nižná Slaná, vrt NS-111, hĺbka 324 m, analytik : Dvonč.
- N° 37 — sideritizovaný kryštalický dolomit, Nižná Slaná, vrt NS-130, hĺbka 352,3 m, analytik : Jirásková.
- N° 38 — sideritizovaná kryštalický dolomit, Nižná Slaná, vrt NS-112, hĺbka 453,2 m, analytik : Dvonč.
- N° 39 — sideritizovaný kryštalický dolomit, Dobšiná, vrt D-1, hĺbka 94—95 m, analytik : Dvonč.
- N° 40 — sideritizovaný kryštalický dolomit, vrt NS-157, hĺbka 410,4 m, analytik : Dvonč.

Poznámka :

a — približný radový odhad 0,0001—0,001 %

b — približný radový odhad 0,001—0,01 %

st.— stopy

Tabulka 9b Sideritizované dolomitické vápence

|                                | 41     | 42     | 43     | 44     | 45     | 46     | 47     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| CaO                            | 0,55   | 39,60  | 26,92  | 24,88  | 18,20  | 14,00  | 16,94  |
| MgO                            | 4,24   | 1,95   | 5,94   | 4,87   | 4,13   | 5,43   | 4,35   |
| FeO                            | 46,00  | 9,25   | 12,57  | 9,87   | 18,50  | 14,55  | 15,99  |
| MnO                            | 2,75   | 0,80   | 0,80   | 2,60   | 4,75   | 2,00   | 4,78   |
| CO <sub>2</sub> anor           | 36,70  | 38,11  | 34,80  | 30,50  | 32,31  | 26,76  | 26,76  |
| SO <sub>3</sub>                | st.    | 0,54   | 0,11   | 0,61   | 0,25   | 6,58   | 1,03   |
| $\epsilon'$                    | 90,24  | 90,52  | 81,14  | 73,33  | 78,14  | 69,32  | 69,85  |
| ner. zb.                       | 7,02   | 6,34   | 16,16  | 23,30  | 20,46  | 29,43  | 17,98  |
| $\epsilon' + \text{ner. zb.}$  | 97,26  | 96,86  | 97,30  | 96,63  | 98,60  | 98,75  | 87,83  |
| SiO <sub>2</sub>               | 4,87   | 3,30   | 10,68  | 19,52  | 15,65  | 16,10  | 11,40  |
| TiO <sub>2</sub>               | nest.  | st.    | st.    | st.    | nest.  | nest.  | nest.  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,26   | 1,00   | 1,10   | 2,25   | 3,04   | 2,90   | 0,63   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  |        |        |        |        |        |        |        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,12   | 1,50   | 0,90   | 1,50   | 1,75   | 8,00   | 2,24   |
| MnO                            | nest.  | st.    | st.    | st.    | nest.  | nest.  | nest.  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,30   | 0,24   | 0,84   | 0,24   | 0,80   | 2,00   | 0,90   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,03   | 0,04   | 0,06   | 0,04   | 0,03   | 0,03   | 0,05   |
| CO <sub>2</sub> org.           | 0,25   | 0,00   | 0,10   | 0,48   | 0,28   | 0,82   | 0,68   |
| $\epsilon''$                   | 6,83   | 6,08   | 13,68  | 24,03  | 21,55  | 28,84  | 15,90  |
| $\epsilon + \epsilon''$        | 97,07  | 96,60  | 94,82  | 97,36  | 99,69  | 98,16  | 85,75  |
| Ba                             | st.    | 0,0050 | st.    | 0,0100 | 0,0050 | 0,0100 | 0,0200 |
| Sr                             | st.    | 0,0040 | 0,0070 | 0,0100 | 0,0100 | st.    | 0,0040 |
| Zr.                            | b      | b      | b      | b      | b      | b      | b      |
| V                              | a      | b      | b      | b      | b      | b      | b      |
| Co                             | 0,0021 | 0,0021 | 0,0007 | 0,0012 | 0,0065 | 0,0094 | 0,0028 |
| Ni                             | 0,0050 | 0,0050 | 0,0080 | 0,0080 | 0,0120 | 0,0320 | 0,0120 |
| Cu                             | 0,0030 | 0,0020 | 0,0030 | 0,0080 | 0,0120 | 0,0260 | 0,0250 |

|                             |             |        |               |                           |                                |                             |                               |
|-----------------------------|-------------|--------|---------------|---------------------------|--------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|
| Zn                          | 0,0050      | 0,0080 | 0,0070        | 0,0060                    | 0,0120                         | 0,0090                      | 0,0110                        |
| Ag                          | a           | —      | a             | —                         | b                              | b                           | b                             |
| Sn                          | b           | a      | a             | —                         | a                              | b                           | a                             |
| Pb                          | 0,0330      | 0,0360 | 0,0300        | 0,0200                    | 0,0290                         | 0,0200                      | 0,0200                        |
| Siderit                     | 100 %       | 15,5 % | 17,1 %        |                           | 19,8 %                         | 12,2 %                      | 6,02 %                        |
| s =                         | 3,702       |        | 3,690         |                           | 3,706                          | 3,700                       |                               |
| dolomit                     | málo        | 13,5 % | 39,5 %        | 44,8 %                    | 58,0 %                         | 62,6 %                      | 77,32 %                       |
| kalcit                      | málo        | 71,0 % | 31,1 %        | 25,1 %                    | 19,8 %                         |                             |                               |
| kremeň                      | málo        | málo   | 12,3 %        | 30,1 %                    | 22,2 %                         | 25,2 %                      | 16,66 %                       |
| podradne zastúpené minerály | graf. pigm. | pyrit  | pyrit sericit | pyrit graf. pigm. sericit | chalkop. pigment graf. sericit | graf. pigment pyrit sericit | grafit. pigment pyrit sericit |

Petrografický názov, lokalita, analytik :

- N° 41 — sideritizovaný dolomitický vápenec, Nižná Slaná, vrt NS-156, hĺbka 457 m, analytik : Dvonč.
- N° 42 — sideritizovaný dolomitický vápenec, Nižná Slaná, vrt NS-157, hĺbka 454,9 m, analytik : Jirásková.
- N° 43 — sideritizovaný kalcitický dolomit, Nižná Slaná, vrt NS-156, hĺbka 458,7 m,
- N° 44 — ankeritizovaný dolomitický vápenec? Nižná Slaná, vrt-156, hĺbka 409,2 m, analytik : Jirásková.
- N° 45 — sideritizovaný kryštalický dolomit, Nižná Slaná, vrt NS-112, analytik : Dvonč.
- N° 46 — sideritizovaný kryštalický dolomit, Nižná Slaná vrt NS-112, hĺbka 531 m, analytik : Dvonč.
- N° 47 — sideritizovaný kryštalický dolomit, Nižná Slaná, vrt NS-112, hĺbka 452 m, analytik : Dvonč.

Poznámka :

- a — približný radový odhad 0,0001—0,001 %  
b — približný radový odhad 0,001—0,01 %  
st. — stopy  
— — nestanovené

| Kyslíčniky      | Váh. % | Prepočet na 100 % | Atómové množstvá | Množstvo kyslíkov | Atómové množst. na báze 6 kys. |
|-----------------|--------|-------------------|------------------|-------------------|--------------------------------|
| FeO             | 53,34  | 53,60             | 745              | 745               | 1,691                          |
| MnO             | 2,09   | 2,10              | 30               | 30                | 0,068                          |
| CaO             | 0,65   | 0,65              | 12               | 12                | 9,027                          |
| MgO             | 5,76   | 5,79              | 144              | 144               | 0,327                          |
| CO <sub>2</sub> | 37,53  | 37,70             | 856              | 1712              | 1,943                          |

ner. zvyšok 0,12

0,1—0,01 Ti, Zn, Na, Ba

0,01—0,001 Si, Pb, Cu, Ag

0,001—0,0001 Ni

vzorka: 74

Analyt.: Šaturová

Kval. spek. anal. Kupčo

Špec. váha: Sŕňanská

Lokalita: Nižná Slaná, vrt NS-112, hĺbka 468,4 m.

6:2643 = 0,00227

(Fe<sub>1,69</sub> Mg<sub>0,33</sub> Mn<sub>0,07</sub> Ca<sub>0,03</sub>)<sub>1,92</sub> C<sub>1,94</sub> O<sub>6</sub>

s = 3,715

Fe = 83,6 %

Mg = 16,3 %

— sideroplezit —

| Kyslíčniky      | Váh % | Prepočet na 100 % | Atómové množstvo | Množstvo kyslíkov | Atómové množstvo na báze 6 kys. |
|-----------------|-------|-------------------|------------------|-------------------|---------------------------------|
| FeO             | 51,53 | 51,05             | 709              | 709               | 1,580                           |
| MnO             | 2,74  | 2,71              | 38               | 38                | 0,085                           |
| CaO             | 0,55  | 0,54              | 10               | 10                | 0,022                           |
| MgO             | 6,92  | 6,86              | 170              | 170               | 0,379                           |
| CO <sub>2</sub> | 39,22 | 38,83             | 882              | 1764              | 1,966                           |

ner. zvyšok 0,76

0,1—0,01 Ti, Zn, Na, Ba

0,01—0,001 Si, Pb, Cu, Ag

0,001—0,0001 B

vzorka: 112

Analytik: Šaturová

Kval. spek. anal.: Kupčo

Špec. váha: Sŕňanská

Lokalita: Nižná Slaná, vrt NS-157, hĺbka 410,4 m

6: 2691 = 0,002229

(Fe<sub>1,58</sub> Mg<sub>0,38</sub> Mn<sub>0,08</sub> Ca<sub>0,02</sub>)<sub>2,06</sub> C<sub>(1,97</sub> O<sub>6</sub>)

s = 3,704 ± 0,005

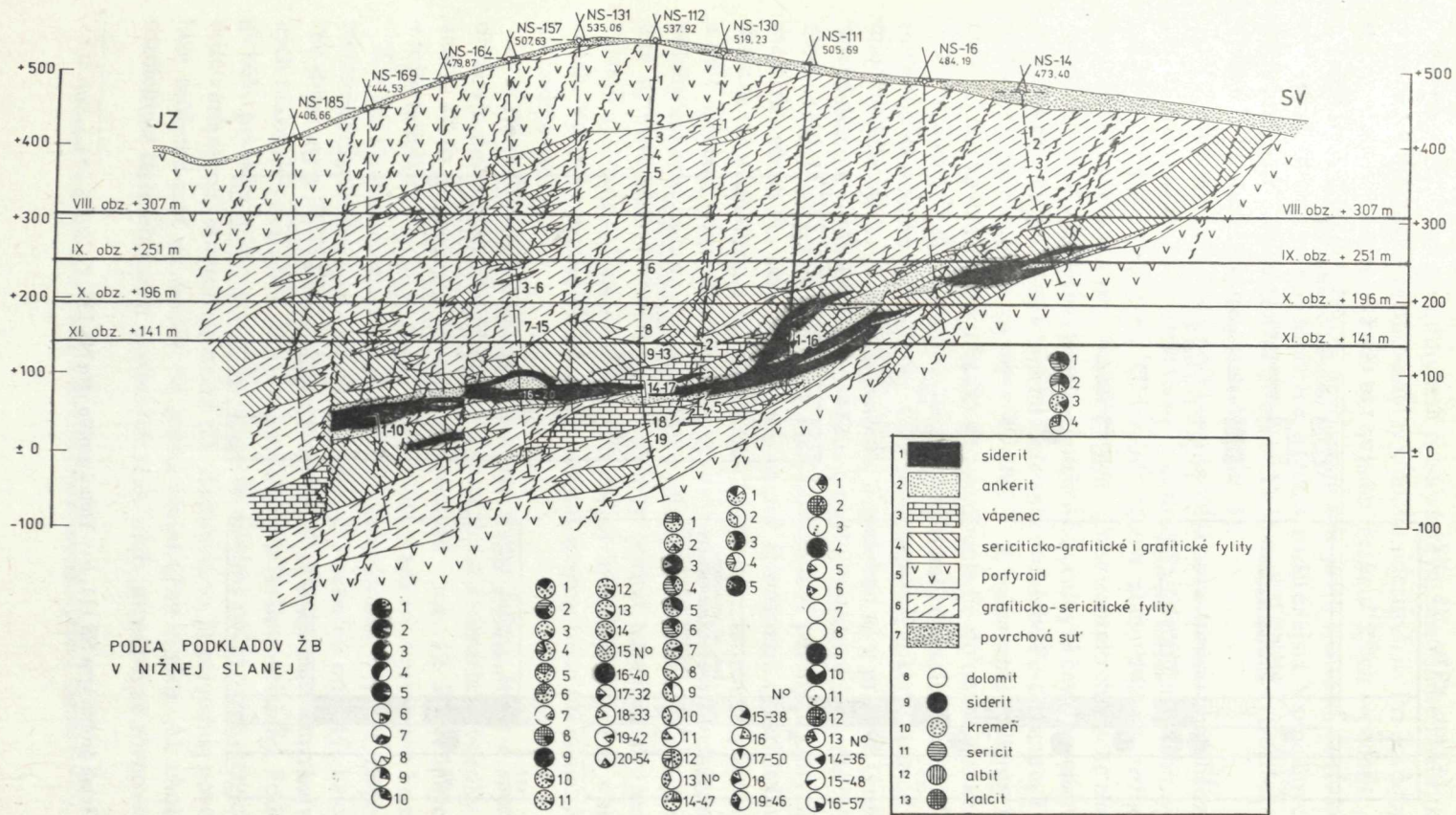
Fe = 80,6 %

Mg = 19,4 %

— sideroplezit —

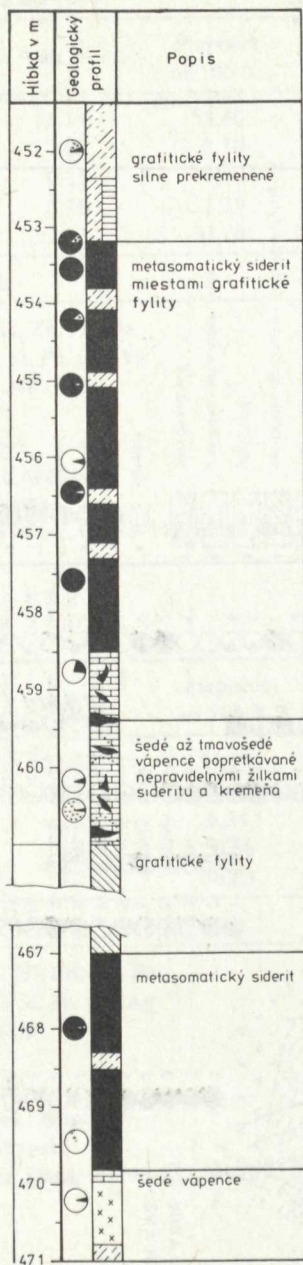
tom. Dá sa preto predpokladať, že aj opisovaný prípad selektívnej metasomatózy bol podmienený pôvodne diferencovanou karbonátovou horninou. Sericitizáciou bol postihnutý predovšetkým Fe-dolomit a kalcit bol ankeritizovaný. Z profilov na obr. 41 a 42 podľa pripojených objemových zastúpení minerálov sa dá usudzovať, že v kalcitických polohách je sideritu menej, prípadne sa vôbec nevyskytuje. Domnie-





Obr. 41. Profil ložiskom v Nižnej Slanej.

DETAIL VRTU NS-112

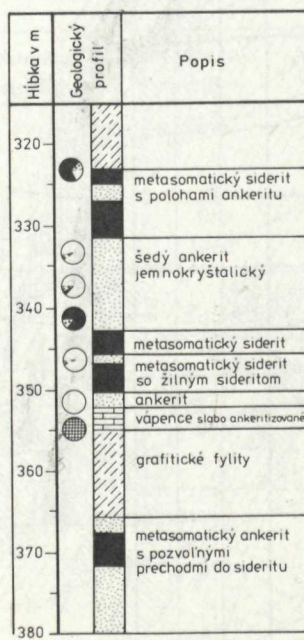


VYSVETLIVKY

- 1 sericiticko-grafitické fylity
- 2 metasomatický ankerit
- 3 metasomatický siderit
- 4 žilný siderit
- 5 kremeň
- 6 vápence
- 7 siderit
- 8 dolomit
- 9 kremeň
- 10 kalcit

(PODĽA PODKLADOV ŽB V NIŽNEJ SLANEJ)

DETAIL VRTU NS-111



Obr. 42. a — Detail profilu vrtu NS 111, b — Detail profilu vrtu NS 112.

vame sa, že kalcitické horniny boli predovšetkým postihnuté ankeritizáciou a len pokračujúci proces Fe-metasomatózy umožnil sideritizáciu. Pri dostatočnom prínose Fe však nechceme vylúčiť ani priamu reakciu kalcit  $\rightarrow$  siderit. Na základe spomenutých údajov i ďalších pozorovaní sme prišli k záveru, že reakcia Fe-dolomit  $\rightarrow$  siderit je pravdepodobnejšia, a teda aj rozšírenejšia. V pôvodných dolomitických horninách s dostatočným obsahom Fe sa mohol siderit vytvoriť už aj pri slabom uplatnení Fe-metasomatózy (tab. IV, obr. 1).

Hoci pri premene kalcitických hornín mohla ankeritizácia predchádzať sideritizáciu, neznamená to, že by bolo treba ankeritizáciu odvodiť od osobitných hydrotermálnych roztokov, O tom, či vznikol siderit alebo ankerit, rozhodli faciálne podmienky metasomatózy. Najdôležitejšiu úlohu zohralo chemické zloženie reagujúcich minerálov. Sideritizované karbonátové horniny sú často preniknuté ankeritovými žilkami, prípadne sú v nich hniezda ankeritu alebo Fe-dolomitu. Takýto prípad zachytáva mikrosnímka na tab. IV, obr. 2. Z nameranej hodnoty indexu lomu  $\omega = 1,716$  vyplýva, že ide o karbonát z rozhrania Fe-dolomitu a ankeritu.\*

Treba dodať, že tí, čo predpokladajú staršiu ankeritizáciu, takéto žilky ankeritov považujú za mladšie ako siderity. Od hydrotermálnej ankeritizácie odvodili aj také mineralizačné javy, ktoré v tejto práci a podobne aj v práci J. Gubača (1973) priradujeme k predhydrotermálnemu vývoju karbonátových hornín. V minulosti sa medzi ankeritové telesá počítali aj také karbonátové polohy, v ktorých dolomit má iba nízky obsah Fe. Bol v nich zaznamenaný aj magnezit. (Pozri J. Gubač 1973). Stalo sa tak na základe výsledkov technických analýz, ktoré nerozlišovali obsah  $Fe^{2+}$  a  $Fe^{3+}$ . Chceme tým upozorniť na to, že v minulosti sa dosť zjednodušene vyznačovali polohy ankeritov a teda tento problém vyžaduje starostlivejšiu analýzu. S uplatnením hydrotermálnej ankeritizácie môžeme počítať najmä vtedy, keď v hornine vznikol aj siderit, prípadne iné hydrotermálne minerály, a to či už v hornine alebo žilách. Výsledky chemickej a mineralogickej analýzy takto premenených hornín sú uvedené v tab. 11.

Z horniny, ktorej ankerit podľa nameraného indexu lomu a špecifickej váhy obsahuje dostatočné množstvo Fe, bola urobená separácia. Výsledky chemických analýz takto získaného karbonátu sú uvedené v tab. 12. Z uvedených výsledkov v tejto tabuľke sa môžeme presvedčiť, že ide o ankerit s prevahou Fe nad Mg.

Z toho, čo sme povedali o sideritizácii a ankeritizácii, vyplýva, že pri opisovanej metasomatóze treba mať na zreteli najmä dva reakčné prípady: kalcit  $\rightarrow$  ankerit (Fe-dolomit) a Fe-dolomit  $\rightarrow$  siderit. Nech už posudzujeme ktorýkoľvek z uvedených reakčných prípadov, každý sa javí ako maximálne variantný. Podľa mineralogického pravidla aplikovaného na otvorené systémy počet rovnovážnych zložiek pri tejto variantnosti zodpovedá počtu fáz. Znamená to, že pri jednej novovznikajúcej fáze môžeme mať na zreteli iba jednu rovnovážnu zložku. Ak chceme vyjadriť rozdielnosť facií obidvoch uvedených reakčných prípadov, za rovnovážnu zvolíme

\* O rozhraní Fe-dolomitu a ankeritu hovoríme podrobnejšie v práci J. Gubač (1973).

Tabuľka 11 Chemické a mineralogické analýzy kryštalických dolomitov a dolomitických vápencov ankeritizovaných a slabosideritizovaných

| N°                             | 54     | 55     | 56      | 57     | 58     | 59     | 60      |
|--------------------------------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|---------|
| CaO                            | 25,68  | 24,18  | 28,18   | 19,96  | 49,21  | 20,33  | 35,34   |
| MgO                            | 7,15   | 7,94   | 5,55    | 8,32   | 1,08   | 1,90   | 1,43    |
| FeO                            | 17,96  | 14,66  | 13,20   | 12,83  | 2,15   | 5,03   | 3,12    |
| MnO                            | 1,80   | 1,80   | 3,43    | 1,31   | 0,20   | 0,87   | 0,08    |
| CO <sub>2</sub> anor.          | 41,53  | 38,80  | 36,71   | 33,25  | 41,84  | 20,20  | 30,98   |
| S                              | 0,60   | 0,13   | 0,11    | 0,08   | 0,59   | 3,32   | 0,15    |
| $\epsilon'$                    | 94,72  | 87,51  | 81,18   | 75,75  | 95,17  | 51,65  | 71,10   |
| ner. zbyt.                     | 4,39   | 11,33  | 14,61   | 23,88  | 3,64   | 44,77  | 27,31   |
| ner. zbyt. + $\epsilon'$       | 99,11  | 98,84  | 95,79   | 99,55  | 98,81  | 96,42  | 98,41   |
| SiO <sub>2</sub>               | 2,30   | 9,85   | 9,72    | 19,95  | 1,54   | 33,62  | 18,97   |
| TiO <sub>2</sub>               | st.    | 0,14   | 0,22    | st.    | st.    | st.    | st.     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,58   | 0,36   | 0,40    | 0,39   | 0,80   | 2,86   | 5,29    |
| P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0,06   | 0,04   | 0,39    | 0,06   |        |        | 0,07    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,88   | 1,06   | 1,30    | 0,63   | 1,20   | 4,99   | 1,30    |
| MnO                            | st.    | st.    | 0,01    | st.    | st.    | st.    | st.     |
| K <sub>2</sub> O               | 0,18   | 0,13   | 0,54    | 0,46   | 0,16   | 1,04   | 1,20    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,06   | 0,04   | 0,04    | 0,06   | 0,08   | 0,04   | 0,04    |
| C org.                         | 5,21   | 11,56  | 13,12   | 22,25  | 3,78   | 44,67  | 26,87   |
| $\epsilon''^*$                 | 10,27  | 23,18  | 25,29   | 43,80  | 7,56   | 87,22  | 53,74   |
|                                | 99,93  | 99,07  | 94,30   | 58,00  | 98,95  | 96,32  | 97,97   |
| $\epsilon' + \epsilon''^*$ )   | 104,99 | 110,69 | 106,47  | 119,55 | 102,73 | 138,73 | 124,84  |
|                                | 100 %  | 85,3 % | 80,27 % | 77,1 % | 88,6 % | 32,9 % | 70,44 % |
| Ba                             | 0,0100 | 0,0050 | 0,0050  | st.    | 0,0200 | 0,0700 | 0,0400  |
| Sr                             | 0,0090 | 0,0090 | st.     | 0,0100 | 0,0040 | st.    | 0,0050  |
| Co                             | 0,0012 | 0,0010 | 0,0050  | 0,0005 | 0,0005 | 0,0007 | 0,0010  |
| Ni                             | 0,0080 | 0,0160 | 0,0090  | 0,0050 | 0,0050 | 0,0080 | 0,0110  |
| Cu                             | 0,0050 | 0,0070 | 0,0100  | 0,0050 | 0,0010 | 0,0100 | 0,0040  |

|                        |                      |                     |                      |                       |                         |                       |           |
|------------------------|----------------------|---------------------|----------------------|-----------------------|-------------------------|-----------------------|-----------|
| Zn                     | 0,0040               | 0,0090              | 0,0100               | 0,0050                | 0,0040                  | 0,0080                | 0,0070    |
| Pb                     | 0,0730               | 0,015               | 0,1250               | 0,1000                | 0,0640                  | 0,0360                | 0,0200    |
| ost. prvky             | Y, In, Yb            | Y, Yb, Zr           | As, B, Q             | B, Y, Yb, Bi          | Cr, Ag, Sn              | Bi, In, As            | Zr, V, Cr |
|                        | As, Mo, Bi           | V, Ag, Sn           | Li, Yb, Zr           | Zr, V, Ag             | Ca                      | Mo, B, Sb, Ga         | Ag, Sn    |
|                        | Zr, V, Ag, Sn        | Sb                  | V, Ag, Ca, Sb        | Sn, Ca, Sb            |                         | Sn, Ag, Cr, V, Zr     |           |
|                        | 100 %                | 85,3 %              | 80,27 %              | 77,1 %                | 4,95 %                  | 12,18 %               | 4,38 %    |
| dolomit                | $\omega = 1,723$     | $\omega = 1,715$    | $\omega = 1,718$     | $\omega = 1,712$      |                         |                       |           |
|                        | $\epsilon' = 1,620$  | $\epsilon' = 1,615$ | $\epsilon' = 1,616$  | $\epsilon' = 1,613$   |                         |                       |           |
|                        | $\epsilon = 1,532$   | $\epsilon = 1,528$  | $\epsilon = 1,529$   | $\epsilon = 1,526$    |                         |                       |           |
|                        | $s = 3,048$          | $s = 3,019$         | $s = 3,032$          | $s = 3,009$           |                         |                       |           |
| kremeň                 | málo                 | 14,7 %              | 19,73 %              | 19,2 %                | 6,36 %                  | 40,70 %               | 25,18 %   |
| kalcit                 |                      |                     |                      |                       | 88,6 %                  | 32,9 %                | 70,44 %   |
| podrad. zast. minerály | grafit pigment pyrit |                     | grafit pigment pyrit | siderit 3,7 % sericit | siderit v drob. žilkách | siderit 7,2 % sericit |           |

Petrograficky názov, lokalita, analytik :

N°54 Kryštalický dolomit, ankeritizovaný, Nižná Slaná, vrt NS-157, hĺbka 456 m, analytik : Šaturová.

N°55 Kremenný kryštalický dolomit, prekremený, ankeritizovaný ?

N°56 Kremenný kryštalický dolomit (prekremený, ankeritizovaný)

N°57 Slabo sideritizovaný kryštalický dolomit, prekremený, ankeritizovaný, Nižná Slaná, vrt NS-156, hĺbka 541,8 m, analytik : Šaturová.

N°58 Slabo sideritizovaný dolomitický vápenec, lokalita Nižná Slaná, vrt-NS-91/63, hĺbka 641,1 m, analytik Jirásková.

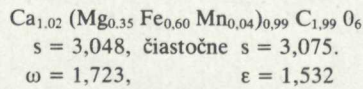
N°59 Slabo sideritizovaný dolomitický vápenec, lok. Nižná Slaná, vrt NS-156, hĺbka 428 m, anal. Jirásková.

N°60 Prekremený dolomitický vápenec, lokal. Nižná Slaná, vrt NS-91/63, hĺbka 650,8 m, analytik : Šaturová.

\*) — Hodnota  $\epsilon''$  je vyššia v dôsledku nepresného stanovenia C org.

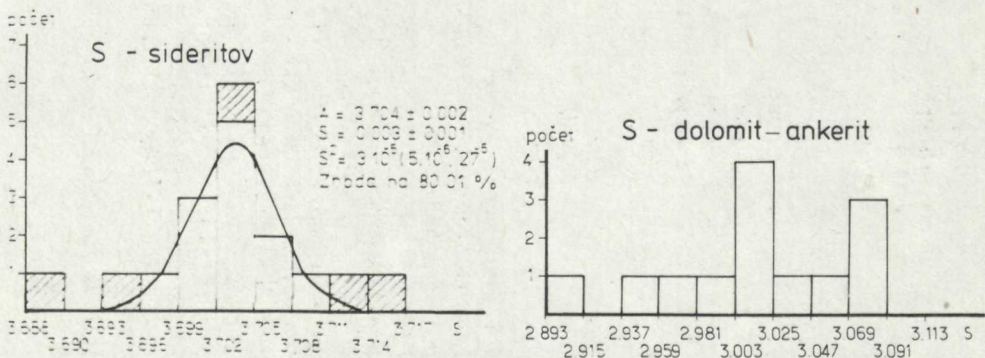
| Ankerit         |        |                   |                  |                   |                         |
|-----------------|--------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------------|
| Kyslíčníky      | Váh. % | Prepočet na 100 % | Atómové množstvo | Množstvo kyslíkov | At. množstvo pre 6 kys. |
| FeO             | 21.15  | 21.07             | 292              | 292               | 0,599                   |
| MnO             | 1.34   | 1.34              | 18               | 18                | 0,037                   |
| CaO             | 27.95  | 27.84             | 496              | 496               | 1,018                   |
| MgO             | 7.02   | 6.99              | 173              | 173               | 0,355                   |
| CO <sub>2</sub> | 42.90  | 42.74             | 971              | 1942              | 1,994                   |
|                 | 100.36 | 99.98             |                  | 2921              |                         |

Ner. zvyšok 0,30  
6:2921 0,002054



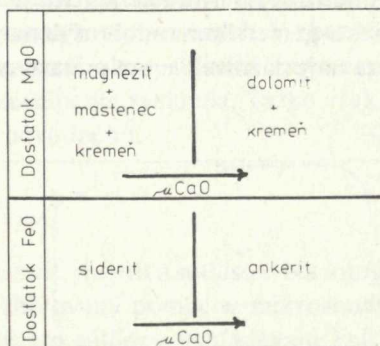
Analyzoval V. Šaturová  
Kvalit. spektr. anal. C. Kupčo  
Indexy lomu a špec. váha: Srňanská  
Lokalita: Nižná Slaná, vrt NS-157, hĺbka 456,5 m.

tú, ktorá je medzi produktami uvedených chemických reakcií najrozdelnejšia. Zo zložiek ktoré treba mať na zreteli volíme zložku (Fe, Mg)O. Pri nahradení karbonátu karbonátom parciálny tlak CO<sub>2</sub> neovplyvňuje podstatnejšie rozsah zatláčania pôvodných karbonátov. Pre vyjadrenie faciálnosti nám teda zostáva chemický potenciál (μ) nerovnovážnej zložky CaO. Vyjadrenie faciálnej závislosti na chemickom potenciáli tejto zložky je jednoduché. Siderit vznikol pri zníženom μCaO



Obr. 43. a — Histogram špecifických váh (s) sideritu, b — Histogram špecifických váh (s) karbonátu z dolomit-ankeritového izomorfneho radu.

a ankerit pri zvýšenom  $\mu\text{CaO}$ . Prvý prípad môžeme označiť ako sideritovú a druhý ako ankeritovú faciú. Grafické vyjadrenie tejto jednoduchej faciálnej závislosti je zobrazené na obr. 44. Ak chceme dokázať, že dolomitické horniny sú priaznivejšie pre vývoj sideritizácie než kalcitické, treba z hľadiska faciálnej premeny povedať, že sideritizácia nastala najmä pri zníženom  $\mu\text{CaO}$ . Pri premene kalcitických hornín sa chemický potenciál tejto zložky veľmi chytro zvýšil a tým sa zároveň oslabila možnosť vzniku sideritu na úkor kalcitu. Sideritizáciu nahradila ankeritizácia. Zmena  $\mu\text{CaO}$  ako dostatočne silnej zásadotvornej látky je zjavne spojená so zmenou režimu kyslosti rudoносných roztokov. Táto zmena sa prirodzene odrazí aj na celkovej zrudňovacej schopnosti hydrotermálnych roztokov.



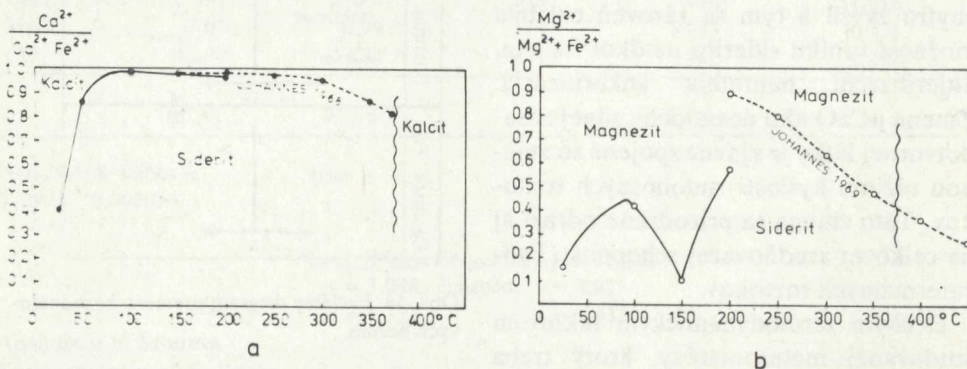
Obr. 44. Faciálny diagram premeny karbonátových hornín.

Druhým termodynamickým faktorom študovanej metasomatózy, ktorý treba zhodnotiť, je teplota. K. Eliáš urobil niekoľko termovákuometrických meraní teploty kryštalizácie sideritov. Pri týchto orientačných meraniach sa teplota pohybovala niečo nad  $200\text{ }^{\circ}\text{C}$  a v niektorých prípadoch aj okolo  $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Tieto hodnoty zodpovedajú teplotám zo žilných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Pritom nie je možné zachytiť teplotný rozdiel medzi vývojom ankeritu a sideritu. Zmena teploty podľa týchto meraní teda nemala výraznejší vplyv na to, či vznikol siderit alebo ankerit.

Rozsah študovanej metasomatózy ovplyvnilo množstvo karbonátov v pôvodnom zložení hornín. Pri nahradení pôvodných karbonátov hydrotermálnymi karbonátmi proces metasomatózy sa uskutočnil bez výraznejšej spotreby  $\text{CO}_2$  a to sa priaznivo odrazilo nielen na celkovom rozsahu hydrotermálnej karbonatizácie, ale aj na vývoji žilných karbonátov. V horninách s menším objemovým zastúpením karbonátov bola sideritizácia a ankeritizácia zreteľne oslabená. Svedčí o tom aj profil ložiska v Nižnej Slanej (obr. 41).

Z fyzikálno-chemického hľadiska patrí karbonátová metasomatóza k stredne až nízko termálnym procesom. Experimentálne túto problematiku sledoval napr. W. Johannes (1968) a u nás J. Babčan (1972, 1974). Upozorňujú na možnosť nízko termálneho metasomatického vývoja sideritu na úkor kalcitu. Z vyššie uvedených termovákuometrických meraní teplôt však vyplýva, že študovaná metasomatóza v Spišsko-gemerskom rudohorí sa uskutočnila pri vyšších teplotách (okolo  $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Podľa zhodnotenia výsledkov uvedených v citovaných prácach by sa mohlo zdať, že kalcit je dostatočne vhodný pre metasomatózu sideritom. Spomenuté experimentálne práce zhodnocujú vývoj sideritu, predovšetkým z termodynamického hľadiska. Dostatočne však nie je zohľadnené kinetické hľadisko, najmä režim

kyslosti roztokov. Vývoj sideritu na úkor kalcitu (obr. 45a) sa porovnáva s vývojom sideritu na úkor magnezitu (obr. 45b). Povedali sme, že karbonáty s dostatočným obsahom Mg neboli v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria vhodné pre vznik sideritu. Keď teda porovnáme tento fakt s uvedenými výsledkami experimentálnych prác, intenzita sideritizácie kalcitu je väčšia než magnezitu, prípadne aj dolomitu. V Spišsko-gemerskom rudohorí sa nachádzajú aj Fe-dolomity a práve tieto považujeme za najpriaznivejšie pre metasomatický vývoj sideritu.



Obr. 45. a — Fázový diagram kalcit-siderit (z práce J. Babčana 1974), b — Fázový diagram magnezit — siderit (z práce J. Babčana 1974).

## Premeny pri vzniku sulfidov

### Premeny pri vzniku Fe, Cu-sulfidov

Hydrotermálne Fe, Cu-sulfidy, najmä pyrit, chalkopyrit a tetraedrit, zatláčajú pôvodné hydrotermálne karbonáty. Svedčí to o tom, že hydrotermálne sulfidy sú mladšie ako produkty hydrotermálnej karbonátovej mineralizácie. Pri starostlivej analýze paragenetických vzťahov hydrotermálnych sulfidov v okolných horninách sa javí aj istá závislosť od výskytu pyritu v pôvodnom zložení hornín. Pri mikroskopickom štúdiu sme mohli pozorovať najmä zatlačenie pyritu chalkopyritom. Pochopiteľne vznikol aj hydrotermálny pyrit. Rozlíšenie hydrotermálnych pyritov od pôvodných je však ťažké a nespoľahlivé.

Vo všeobecnosti možno povedať, že pri výraznejšom vývoji hydrotermálnych sulfidov sa zvyšuje aj objemové zastúpenie hydrotermálneho kremeňa. Oslabuje sa pritom vývoj hydrotermálnych karbonátov.

Hydrotermálny kremeň možno v okolných horninách odlíšiť od pôvodného kremeňa rovnako ťažko ako pyrit. Zvýšené objemové zastúpenie pôvodného kremeňa uľahčilo vznik hydrotermálneho kremeňa a zároveň oslabilo karbonátovú mineralizáciu. Práve tu chceme poukázať na možnosť diferencovaného vývoja karbonátovej a sulfidnej mineralizácie v hydrotermálnom procese nielen ako časového fenoménu, ale aj látkového vývoja pri reakcii s horninami. Pri látkovom



vývoji hydrotermálnej mineralizácie od karbonátovej k sulfidnej, mali významnú úlohu aj horniny Spišsko-gemerského rudohoria. O uvedenom látkovom vývoji svedčí aj skutočnosť, že existuje vývoj nielen od karbonátovej k sulfidnej, ale aj od kremennej ku karbonátovej mineralizácii. Rudní mineralógovia považujú karbonáty mladšie ako sulfidy spravidla iba za výsledok časového vývoja rudonosných roztokov. V tab. 13 sú uvedené výsledky analýz premenených karbonátových hornín, pri ktorých sa uplatnila nielen karbonátová, ale aj sulfidná metasomatóza. V týchto horninách je aj zvýšené objemové zastúpenie kremeňa. Ťažko však určiť, koľko kremeňa je hydrotermálneho a koľko pôvodného.

#### *Premeny spojené so vznikom Pb, Zn-sulfidov*

V procese Pb, Zn-zrudnenia vznikol najmä galenit, sfalerit a sulfosoli. Na fotografickej tabuľke V. je snímková dokumentácia zhotovená pomocou mikrosondy. Vo všeobecnosti možno povedať, že mnohé z týchto sulfidov vyhľadávajú kalcitické polohy. Mikrosnímka (tab. V, obr. 1) to potvrdzuje. Z rozloženia prvkov podstatne obsiahnutých v karbonátoch vyplýva, že sulfidizáciu kalcitu sprevádza dolomitizácia. Z rozšírenia Si  $K_{\alpha}$  (tab. V, obr. 3) vyplýva, že pri vzniku sulfidov na úkor kalcitu okrem dolomitizácie dochádza aj k prekremeneniu. Rovnakým spôsobom je dokumentovaná aj dolomitická časť tej istej vzorky (tab. VI). Možné je, že sa uskutočnila aj hydrotermálna rekryštalizácia dolomitov, no v metamorfovaných horninách je to ťažko dokázať. S určitosťou sa však prejavilo prekremenenie. Okrem hydrotermálneho kremeňa sa v týchto horninách vyskytuje chlorit, prípadne aj mastenec. Na röntgenových mikrosnímkach sa tieto minerály vyskytujú na tých miestach, kde je aj Mg. Spomenuté Si-minerály boli identifikované mikroskopicky i röntgenovou analýzou. Mastenec a chlorit patria aj k pôvodnému, teda k predhydrotermálnemu zloženiu horniny. Pri hydrotermálnej premene ich vznik mohol vyvolať Si prinesený hydrotermálnymi roztokmi. O tom, či vznikol mastenec alebo chlorit, rozhodol Al. Treba tiež zdôrazniť, že v horninách, v ktorých sme zistili túto premenu, sme nezaznamenali výskyt magnezitu. Týka sa to konkrétne ložiska Mária-Margita v Ochtinej. Neďaleko od tohto ložiska Pb, Zn-minerálov sa však nachádza ložisko magnezitov. Karbonátové horniny ložiska Mária-Margita obsahujú aj kalcity. Pre prítomnosť magnezitu sa teda zdá byť významnejšie chýbanie kalcitu než pôsobenie hydrotermálnych roztokov. Nie je tiež bez zaujímavosti, že v sideritových ložiskách sa mastenec nenašiel.

#### **Geochémia**

Z analýzy paragenetických vzťahov Fe-metasomatózy vyplynulo, že mineralogický vývoj Fe-metasomatózy karbonátových hornín je dosť jednoduchý. Vznikal siderit, ankerit, prípadne Fe-dolomit. Záviselo to najmä od uplatnenia Fe, Mg a Ca.

Tabuľka 13 Sideritizované, prekremenené a sulfidizované karbonátové horniny

|                                  | 48               | 49                         | 50                         | 51                         | 52   | 53                         |
|----------------------------------|------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|--|----------------------------|
| CaO                              | 21,70            | 0,23                       | 0,28                       | 0,91                       | 17,64  | 0,61                       |
| MgO                              | 8,88             | 3,49                       | 2,25                       | 4,62                       | 7,25   | 0,94                       |
| FeO                              | 12,94            | 45,64                      | 45,64                      | 43,11                      | 9,52   | 5,13                       |
| MnO                              | 2,00             | 2,50                       | 2,38                       | 2,50                       | 0,90   | 0,15                       |
| CO <sub>2</sub> anorg.           | 34,69            | 33,45                      | 31,50                      | 29,68                      | 26,46  | 4,20                       |
| SO <sub>3</sub>                  | 3,93             | 0,95                       | 0,09                       | 0,71                       | st.  | 0,12                       |
| $\epsilon'$                      | 84,14            | 86,26                      | 81,96                      | 81,53                      | 61,77  | 11,15                      |
| ner. zbytok                      | 15,57            | 12,81                      | 14,80                      | 12,52                      | 35,91  | 89,44                      |
| $\epsilon' + \text{ner. zbytok}$ | 99,71            | 99,07                      |                            | 94,05                      | 97,68  | 100,59                     |
| SiO <sub>2</sub>                 | 7,95             | 8,42                       | 12,30                      | 9,92                       | 24,34  | 84,61                      |
| TiO <sub>2</sub>                 | nest.            | nest.                      | nest.                      | st.                        | nest.  | st.                        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 1,37             | 0,70                       | 0,31                       | 0,97                       | 5,88   | 1,24                       |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | —                | —                          | —                          | —                          | —  | 0,02                       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 6,11             | 0,27                       | 0,97                       | 1,23                       | 1,28   | 0,90                       |
| MnO                              | nest.            | nest.                      | nest.                      | st.                        | nest.  | st.                        |
| K <sub>2</sub> O                 | 0,90             | 0,50                       | 0,38                       | 0,24                       | 0,94   | 0,50                       |
| Na <sub>2</sub> O                | 0,07             | 0,02                       | 0,02                       | 0,02                       | 0,20   | 0,14                       |
| CO <sub>2</sub> org.             | 0,10             | 0,67                       | 0,17                       | 0,10                       | 0,19   | 0,00                       |
| $\epsilon'$                      | 16,50            | 10,58                      | 14,15                      | 12,48                      | 33,83  | 87,41                      |
| $\epsilon' + \epsilon''$         | 100,64           | 96,84                      | 96,11                      | 94,01                      | 95,60  | 98,56                      |
| siderit                          | málo             | 88,8 %<br><i>s</i> = 3,706 | 88,4 %<br><i>s</i> = 3,698 | 81,0 %<br><i>s</i> = 3,703 |  | 12,0 %<br><i>s</i> = 3,695 |
| dolomit                          | 90,8 %           |                            |                            |                            | 70,0 %<br>$\epsilon = 1,712$<br>$\epsilon' = 1,612$<br>$\omega = 1,525$<br>$s = 2,995$ |                            |
| kremeň                           | 9,2 %            | 11,2 %                     | 11,6 %                     | 18,2 %                     | 30,0 %   | 88,0 %                     |
| podrad. zast. minerál.           | sericit<br>pyrit | chalkop.<br>tetraed.       | grafit<br>pigment          | chalkopyrit                | sericit<br>pyrit<br>chalkopyrit  |                            |

Petrografický názov, lokalita, analytik:

N° 48 — sideritizovaný a prekremený kryštalický dolomit. Lok.: Nižná Slaná, vrt N-111, hĺbka 338,5 m.

N° 49 — metasomatický siderit s kremeňom. Lok.: Nižná Slaná, vrt NS-134, hĺbka 344 m.

N° 50 — metasomatický siderit s kremeňom. Lok.: Nižná Slaná, vrt NS-112, hĺbka 469,4 m.

N° 51 — metasomatický siderit s kremeňom. Lok.: Nižná Slaná, vrt NS-134, hĺbka 345 m.

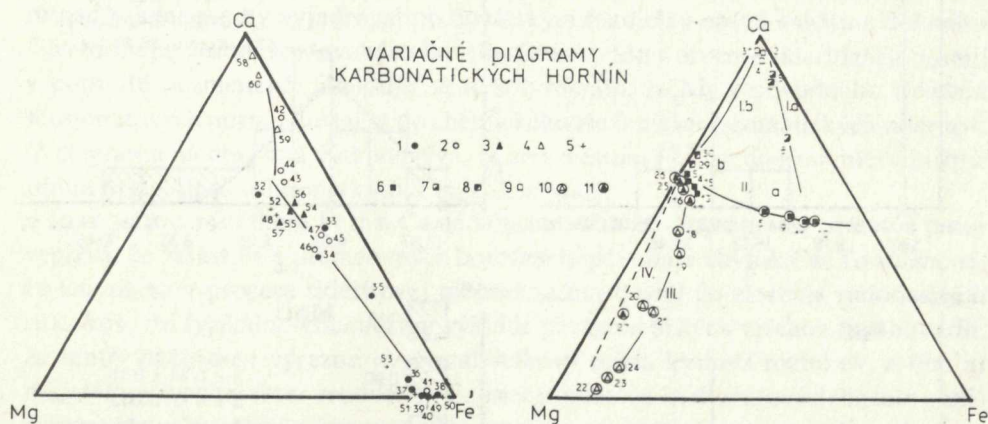
N° 52 — prekremený kryštalický dolomit. Lok.: Nižná Slaná, vrt NS-134, hĺbka 456,4 m.

N° 53 — prekremený metasomatický siderit. Lok.: Nižná Slaná, vrt NS-180, hĺbka 241, m.

Analyzoval V. Dvonč.

Poznámka: st. — stopy, —, nest. — nestanovené

Koncentračný diagram spomenutých troch podstatne zastúpených prvkov je zobrazený na obr. 46a. Na tomto diagrame sú zachytené figuratívne body chemických analýz z tab. 9a, b, 11 a 13. Z rozloženia figuratívnych bodov na tomto diagrame vyplýva, že so vzrastom obsahu Fe sa znižuje obsah Mg a najmä Ca. Začiatok tejto zmeny je na dvoch koncentračných miestach. Z porovnania tohto diagramu s diagra-

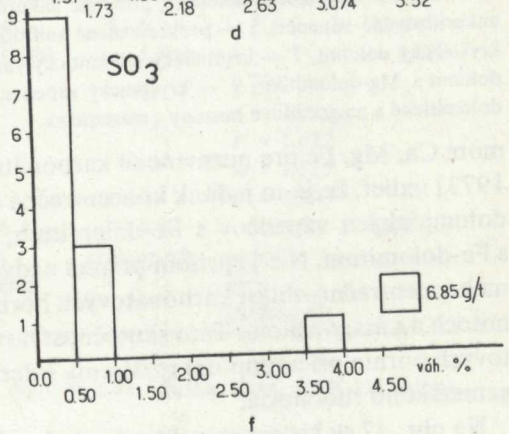
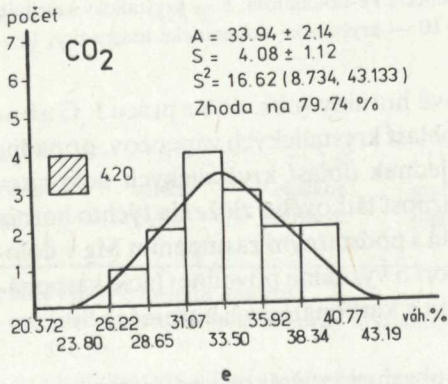
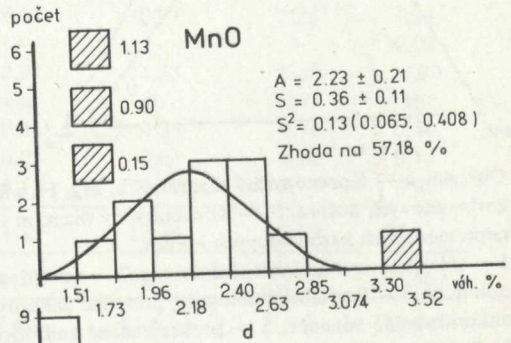
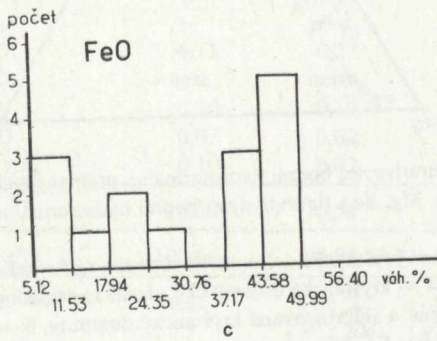
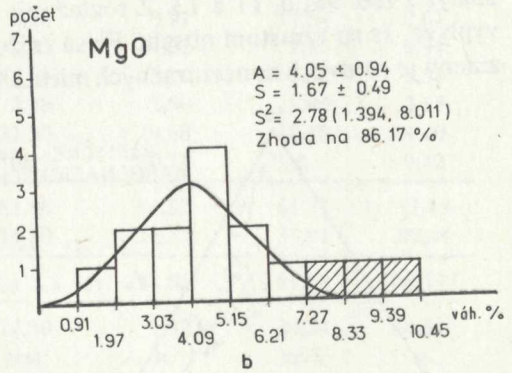
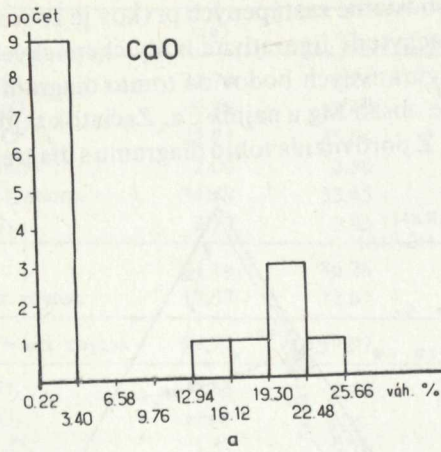


Obr. 46. a — Koncentračný diagram Ca, Mg, Fe s figuratívnymi bodmi hydrotermálne premenených karbonátových hornín, b — Koncentračný diagram Ca, Mg, Fe s figuratívnymi bodmi hydrotermálne nepremenených karbonátových hornín.

1 — sideritizované kryštalické dolomity, 2 — sideritizované kryštalické dolomitické vápence a kalcitické dolomity, 3 — kryštalické dolomity, prípadne ankerity, 4 — kryštalické dolomitické vápence, prípadne ankeritizované vápence, 5 — prekremenené sulfidizované a sideritizované kryštalické dolomity, 6 — kryštalický dolomit, 7 — kryštalický dolomitický vápenec s Fe-dolomitom, 8 — kryštalický kalcitický dolomit s Mg-dolomitom, 9 — kryštalický vápenec, 10 — kryštalické dolomitické magnezity, 11 — dolomitické a magnezitové horniny s mastencom.

mom Ca, Mg, Fe pre nezmenené karbonátové horniny (obr. 46b z práce J. Gubáč 1973) vidieť, že je to jednak koncentračná oblasť kryštalických vápencov, prípadne dolomitických vápencov s Fe-dolomitom, jednak oblasť kryštalických dolomitov s Fe-dolomitom. Nie je pritom priama nadväznosť látkového zloženia týchto hornín na koncentračnú oblasť karbonátových hornín s podstatným zastúpením Mg v dolomitoch a s magnezitom. Táto skutočnosť hovorí o význame pôvodnej fácie karbonátových hornín pri hodnotení rozšírenia sideritu v karbonátových horninách Spišsko-gemerského rudohoria.

Na obr. 47 sú histogramy, ktoré vyjadrujú obsahy kyslíčnikov podstatne zastúpených prvkov uvedených v tab 9a, b. Histogram obsahov CaO je na obr. 47a. Z rozdelenia tohto kyslíčnika je zrejmé, že analyzované horniny sa rozdeľujú do dvoch hlavných skupín. Prvá zahŕňa vzorky s nízkym obsahom CaO. Sú to vzorky, ktoré obsahujú dostatočné množstvo sideritu. Druhá skupina sú vzorky s vyšším obsahom CaO. Tieto vzorky boli postihnuté len slabšou sideritizáciou. Rozdelenie analyzovaných vzoriek do týchto dvoch skupín potvrdzuje aj rozdelenie obsahov FeO (obr. 47c). Žiaľ, ani jedna z týchto dvoch skupín nie je taká početná, aby sme ju



Obr. 47. a — Histogram CaO sideritizovaných karbonátových hornin, b — Histogram MgO sideritizovaných karbonátových hornin, c — Histogram FeO sideritizovaných karbonátových hornin, d — Histogram MnO sideritizovaných karbonátových hornin, e — Histogram CO<sub>2</sub> sideritizovaných karbonátových hornin, f — Histogram SO<sub>3</sub> sideritizovaných karbonátových hornin.

boli mohli štatisticky spracovať. Iné je to pri rozdelení obsahov MgO na obr. 47b. Rozdelenie obsahov pri väčšine vzoriek zodpovedá normálnemu rozdeleniu na 86 %. Hodnota aritmetického priemeru ( $A$ ) je  $4,05 \pm 0,94$ , smerodajnej odchýlky ( $S$ ) je  $1,67 \pm 0,49$  a disperzie ( $S^2$ ) 2,78 (1,394, 8,011). Je však možné, že pri väčšom počte vzoriek by sa aj pri tomto prvku prejavilo bimodálne rozdelenie. Takýto prípad rozdelenia by vyjadroval predovšetkým rozdielny obsah kalcitu a dolomitu v pôvodnom zložení študovaných hornín. Obsahy Mg v procese sideritizácie zostali v podstate nezmenené. Zhoduje sa to s tvrdením, že Mg z pôvodného zloženia karbonátových hornín dostal sa do chemického zloženia metasomatických sideritov. Z diagramu na obr. 46a však vyplýva, že so vzrastom  $Fe^{2+}$  sa do istej miery znižuje obsah Mg. Odnos tohto prvku bol však dosť malý.

Inak je to so vzťahom  $Fe^{2+}$  a Ca. Z koncentračného diagramu na obr. 46a jasne vyplýva, že vzrast Fe v premenených horninách spôsobuje úbytok Ca. To znamená, že vápnik sa v procese sideritovej metasomatózy dostal do zloženia rudonosných roztokov. Pri fyzikálno-chemickom výklade paragenetických vzťahov sme hovorili, že tento vstup dosť výrazne ovplyvnil celkový režim kyslosti roztokov, a tým aj mineralogický charakter zrudnenia. Fe-metasomatóza karbonátových hornín s kalcitom posúvala najskôr koncentračné pomery podstatne zastúpených prvkov do oblasti kryštalických dolomitov. Kalcit môžeme však v malom množstve nájsť aj v intenzívne sideritizovaných horninách (vzorka № 45, 47 a najmä 41). O tom, že sa Ca, prípadne aj Mg, po vstupe do zloženia rudonosných roztokov aktívne prejavili, svedčí aj výskyt ankeritov v žilkách a žilách v sideritizovaných karbonátových horninách. Pri ankeritizácii karbonátových hornín je podstatne oslabený odnos Ca.

Normálne rozdelenie s tendenciou k bimodálnemu rozdeleniu bolo zaznamenané aj pri Mn (obr. 47d). Hodnota  $A = 2,23 \pm 0,21$ ,  $S = 0,36 \pm 0,11$ ,  $S^2 = 0,13$  (0,065, 0,408).

Najväčší počet vzoriek má normálne rozdelenie s obsahmi  $CO_2$ . Obsahy tohto kyslíčnika sa s normálnym rozdelením zhodujú na 80 % obr. 47e. Boli pritom vypočítané  $A = 22,94 \pm 2,14$ ,  $S = 4,08 \pm 1,12$ ,  $S^2 = 16,62$  (8,734, 43,133). Proces sideritizácie karbonátových hornín nebol spojený s väčšou spotrebou  $CO_2$ . Na obr. 47f je histogramom vyjadrené rozdelenie obsahov  $SO_3$ . Pri väčšine vzoriek sa obsahy tohto prvku pohybujú do 1 %. Takéto množstvo síry môže pochádzať aj od pôvodného pyritu. Môže však byť spôsobené aj prítomnosťou hydrotermálnych silfidov, najmä Cu, Co a Ni.

Analýza rozdelenia stopových prvkov v hydrotermálne nepremených karbonátových horninách ukázala, že ich výskyt je v značnej miere ovplyvnený prítomnosťou nekarbonátových, hlavne silikátových minerálov (pozri J. Gubač 1973). To isté platí aj o rozdelení stopových prvkov v hydrotermálne premenených karbonátových horninách.

Pokiaľ ide o stopové prvky v samotných karbonátoch, musíme dbať na kryštalochemické osobitosti. Na siderit sa viažu predovšetkým prvky, ktoré môžu izomorfné zastupovať Fe a Mg. Je to napr. Zn, Co, Ni a niektoré ďalšie. V kalcite sa nachádza

Tabuľka 14 Jednoduché lineárne koeficienty minerálov, podstatne zastúpených a stopových prvkov

|                  |        |        |                  |                  |        |        |        |        |        |        |        |        |       |
|------------------|--------|--------|------------------|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Ca               | 1,000  |        |                  |                  |        |        |        |        |        |        |        |        |       |
| Mg               | 0,762  | 1,000  |                  |                  |        |        |        |        |        |        |        |        |       |
| Fe <sup>2+</sup> | -0,747 | -0,428 | 1,000            |                  |        |        |        |        |        |        |        |        |       |
| Mn <sup>2+</sup> | -0,474 | -0,180 | 0,883            | 1,000            |        |        |        |        |        |        |        |        |       |
| C                | 0,354  | 0,534  | 0,332            | 0,488            | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |       |
| Co               | 0,172  | -0,165 | -0,022           | 0,067            | 0,143  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |       |
| Ni               | 0,250  | 0,057  | -0,021           | 0,039            | 0,257  | 0,658  | 1,000  |        |        |        |        |        |       |
| Cu               | 0,139  | -0,217 | -0,156           | -0,098           | -0,065 | 0,839  | 0,422  | 1,000  |        |        |        |        |       |
| Zn               | -0,069 | 0,052  | -0,041           | -0,114           | -0,095 | -0,021 | -0,497 | -0,118 | 1,000  |        |        |        |       |
| Pb               | -0,125 | 0,130  | 0,364            | 0,445            | 0,313  | 0,007  | 0,529  | -0,165 | -0,655 | 1,000  |        |        |       |
| S                | 0,052  | 0,231  | -0,044           | 0,189            | 0,005  | -0,143 | 0,008  | -0,079 | -0,416 | 0,477  | 1,000  |        |       |
| Sid              | -0,803 | -0,421 | 0,980            | 0,831            | 0,242  | -0,070 | -0,109 | -0,174 | 0,045  | 0,313  | -0,014 | 1,000  |       |
| Dol              | 0,986  | 0,731  | -0,720           | -0,431           | 0,375  | 0,213  | 0,265  | 0,201  | -0,097 | -0,108 | 0,115  | -0,788 | 1,000 |
|                  | Ca     | Mg     | Fe <sup>2+</sup> | Mn <sup>2+</sup> | C      | Co     | Ni     | Cu     | Zn     | Pb     | S      | Sid    | Dol   |
| AKH              | 6,0    | 3,1    | 24,3             | 1,6              | 8,7    | 25,9   | 62,7   | 31,3   | 80,0   | 322,7  | 0,3    | 53,4   | 34,4  |
| SKH              | 7,1    | 1,6    | 12,7             | 0,6              | 2,4    | 30,8   | 26,0   | 27,0   | 29,3   | 170,9  | 0,5    | 39,9   | 37,4  |

Vysvetlivky:

AKH — aritmetický priemer korelovaných hodnôt

SKH — smerodajná odchylka korelovaných hodnôt

Sid — siderit

Dol — dolomit

najmä  $\text{Sr}^{2+}$  a Pb, ktoré izomorfne zastupujú Ca. V karbonátoch dolomitovo-ankeritového izomorfného radu sa môžu vyskytovať obe skupiny prvkov. Zdôrazňujeme však znovu, že uvedené prvky sa v študovaných horninách neviažu len na karbonáty.

V tab. 14 sú uvedené jednoduché lineárne koeficienty, ktoré vyjadrujú aspoň tie najjednoduchšie vzťahy medzi podstatne zastúpenými mierálmi, makrokomponentami a mikrokomponentami. Korelované boli hodnoty uvedené v tab. 9a, b. Kyslíčniky makrokomponentov pre výpočet korelácie boli prepočítané na váhové atómové percentá. Z výsledkov uvedených v tab. 14 vyplýva, že najvýznamnejšie pozitívne korelácie sú pre: siderit —  $\text{Fe}^{2+}$ ; siderit —  $\text{Mn}^{2+}$ ; dolomit — Ca; dolomit — Mg;  $\text{Fe}^{2+}$  —  $\text{Mn}^{2+}$ , Mg — Ca, Ni — Co, Cu — Co. Z najvýznamnejších záporných koeficientov môžeme zaznamenať: siderit — Ca, dolomit —  $\text{Fe}^{2+}$ , dolomit — siderit,  $\text{Fe}^{2+}$  — Ca, Pb — Zn.

Obsahy najdôležitejších stopových prvkov v sideritizovaných kryštalických dolomitoch ako aj v kalcitických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch s Pb, Zn-zrudnením sú uvedené v tab. 15. Prvky, ktoré môžu izomorfne zastupovať Ca v karbonátoch, sa vyskytujú v dosť podradnom množstve. Vidieť to na obsahoch Sr. V jednom prípade bola zaznamenaná hodnota 1000 g/t, toto množstvo však nepochádza z karbonátov.

Dosť zriedkavé je aj výraznejšie zastúpenie Ba. Zvýšený obsah tohto prvku pochádza najmä zo sericitu. Na študovanú premenu nemá tento prvok väčší vplyv.

Tabuľka 15 Výsledky kvantitatívnej spektrálnej analýzy

Sideritizované kryštalické dolomity

| Č. vz. | Ba  | Sr   | Co  | Ni  | Cu  | Zn  | Pb   |
|--------|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| 75     | 50  | 1000 | 65  | 120 | 120 | 120 | 290  |
| 76     | 200 | 40   | 28  | 110 | 250 | 110 | 200  |
| 112    | pmd | pmd  | 9   | 30  | 10  | 120 | 200  |
| 87     | 100 | pmd  | 18  | 40  | 10  | 90  | 170  |
| 88     | pmd | pmd  | 18  | 50  | 20  | 100 | 250  |
| 90     | 100 | 120  | 9   | 40  | 10  | 70  | 290  |
| 92     | 100 | pmd  | 94  | 320 | 260 | 90  | 200  |
| 149    | 400 | pmd  | 18  | 30  | 10  | 70  | 170  |
| 150    | 200 | pmd  | 18  | 40  | 30  | 70  | 200  |
| 107    | pmd | pmd  | 122 | 100 | 120 | 80  | 200  |
| 110    | 300 | 40   | 28  | 70  | 30  | 70  | 120  |
| 111    | 200 | 100  | 18  | 40  | 20  | 100 | 200  |
| 113    | 200 | 50   | 18  | 50  | 50  | 50  | 200  |
| 114    | 100 | pmd  | 11  | 40  | 40  | 110 | 2000 |
| 115    | pmd | pmd  | 23  | 30  | 20  | 80  | 250  |
| 122    | 100 | pmd  | 42  | 80  | 40  | 120 | 170  |
| 124    | 200 | pmd  | 28  | 80  | 60  | 70  | 170  |
| 124    | 100 | pmd  | 50  | 60  | 30  | 100 | 170  |
| 134    | 100 | pmd  | 122 | 230 | 50  | 60  | 200  |
| 135    | 100 | pmd  | 28  | 30  | 20  | 80  | 300  |

Pokračovanie tabuľky 15

| Č. vz. | Ba  | Sr  | Co  | Ni  | Cu  | Zn  | Pb  |
|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 70     | 100 | pmd | 18  | 20  | 10  | 60  | 360 |
| 71     | 200 | pmd | 94  | 90  | 20  | 60  | 360 |
| 72     | 200 | pmd | 145 | 120 | 80  | 70  | 250 |
| 73     | 100 | pmd | 25  | 50  | 20  | 50  | 400 |
| 74     | pmd | pmd | 23  | 60  | 20  | 60  | 440 |
| 79     | 100 | 90  | 25  | 50  | 20  | 80  | 490 |
| 137    | 100 | pmd | 21  | 60  | 30  | 60  | 360 |
| 138    | pmd | pmd | 21  | 50  | 30  | 50  | 330 |
| 139    | 100 | pmd | 11  | 60  | 100 | 200 | 125 |
| 141    | pmd | 80  | 23  | 70  | 30  | 50  | 250 |
| 145    | pmd | pmd | 23  | 90  | 30  | 50  | 300 |
| 147    | 100 | pmd | 23  | 60  | 10  | 60  | 400 |
| 126    | 100 | pmd | 18  | 60  | 30  | 60  | 170 |
| 127    | 500 | pmd | 18  | 30  | 30  | 120 | 120 |
| 32     | pmd | pmd | 90  | 30  | 10  | 120 | 200 |
| 33     | pmd | pmd | 122 | 100 | 120 | 80  | 200 |
| 34     | pmd | pmd | 23  | 90  | 30  | 50  | 300 |
| 35     | pmd | pmd | 23  | 70  | 30  | 50  | 250 |
| 36     | pmd | 500 | 18  | 30  | 30  | 120 | 120 |
| 37     | pmd | 100 | 12  | 50  | 30  | 60  | 400 |
| 38     | pmd | pmd | 23  | 60  | 20  | 60  | 440 |
| 39     | pmd | pmd | 23  | 70  | 50  | 80  | 440 |
| 40     | pmd | pmd | 9   | 30  | 10  | 120 | 200 |
| 152    | pmd | pmd | 11  | 60  | 10  | 50  | 440 |
| 148    | 50  | pmd | 23  | 70  | 20  | 66  | 490 |
| 153    | pmd | pmd | 21  | 50  | 20  | 60  | 360 |
| 154    | pmd | 40  | 17  | 60  | 20  | 270 | 360 |
| 157    | pmd | pmd | 11  | 50  | 20  | 20  | 440 |
| 194    | 400 | pmd | 37  | 100 | 20  | 110 | 440 |
| 195    | 50  | pmd | 23  | 30  | 30  | 90  | 730 |
| 38     | pmd | pmd | 23  | 70  | 50  | 80  | 440 |
| 56     | pmd | pmd | 17  | 80  | 10  | 110 | 250 |

Pb, Zn — zrudnenie v kryštálických vápencoch

| Č. vz. | Ba   | Sr  | Co  | Ni | Cu  | Zn     | Pb    |
|--------|------|-----|-----|----|-----|--------|-------|
| 620    | pmd  | pmd | 7   | 60 | 160 | 16500  | 55000 |
| 605    | 500  | pmd | 5   | 30 | 60  | 240    | 25600 |
| 617    | pmd  | pmd | 9   | 40 | 80  | 32000  | 56250 |
| 403    | pmd  | pmd | pmd | 20 | 450 | 59820  | 88880 |
| 404    | pmd  | pmd | pmd | 20 | 290 | 105220 | 19490 |
| 405    | 400  | pmd | 5   | 60 | 250 | 12820  | 14350 |
| 406    | 600  | pmd | 7   | 10 | 70  | 42560  | 3220  |
| 407    | pmd  | pmd | 5   | 40 | 240 | 73210  | 15270 |
| 408    | 2800 | pmd | 7   | 20 | 110 | 7250   | 5040  |
| 409    | pmd  | pmd | 9   | 20 | 130 | 3000   | 6250  |
| 410    | 1000 | pmd | 7   | 20 | 270 | 4650   | 15740 |

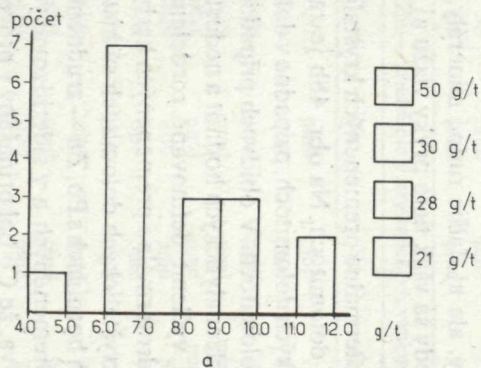


| Č. vz. | Ba   | Sr  | Co  | Ni  | Cu   | Zn     | Pb     |
|--------|------|-----|-----|-----|------|--------|--------|
| 411    | 1100 | pmd | 7   | 10  | 190  | 4950   | 7900   |
| 412    | 600  | 40  | 9   | 30  | 140  | 2100   | 6250   |
| 413    | 100  | pmd | 9   | 60  | 430  | 35000  | 104760 |
| 415    | 1000 | pmd | 9   | 10  | 600  | 27500  | 11200  |
| 416    | 1500 | pmd | 5   | 50  | 900  | 7050   | 27110  |
| 417    | 400  | pmd | 11  | 10  | 1400 | 63390  | 26270  |
| 418    | 1000 | pmd | 11  | 30  | 1540 | 198980 | 69000  |
| 421    | 100  | pmd | 5   | 20  | 5200 | 65780  | 7150   |
| 422    | 1100 | pmd | 11  | 10  | 190  | 7000   | 4620   |
| 604    | 400  | pmd | 7   | 40  | 30   | 410    | 1800   |
| 616    | pmd  | pmd | 5   | 40  | 30   | 340    | 1550   |
| 611    | 200  | pmd | 7   | pmd | 390  | 41250  | 36550  |
| 608    | 100  | pmd | 1   | 10  | 40   | 1740   | 1290   |
| 610    | 200  | pmd | 5   | 40  | 50   | 1910   | 1250   |
| 604    | 100  | 40  | 1   | 30  | 30   | 820    | 1150   |
| 603    | 500  | pmd | pmd | 40  | 140  | 1750   | 690    |
| 602    | 400  | pmd | pmd | 60  | 30   | 1020   | 630    |
| 601    | pmd  | 40  | 9   | 10  | 40   | 830    | 1390   |
| 704    | 1200 | 110 | 9   | 190 | 50   | 450    | 1000   |
| 703    | 100  | 120 | 11  | 180 | 100  | 150    | 1750   |
| 638    | pmd  | 40  | 1   | 10  | 30   | 2000   | 400    |
| 635    | 100  | 140 | pmd | 60  | 270  | 1120   | 27600  |
| 619    | pmd  | pmd | 5   | 30  | 60   | 1650   | 1620   |
| 606    | 200  | 70  | 14  | 60  | 110  | 1260   | 1580   |
| 614    | 1100 | pmd | 3   | 80  | 110  | 560    | 2660   |
| 620    | 800  | pmd | 16  | 40  | 270  | 800    | 1000   |
| 631    | 200  | pmd | 18  | 30  | 340  | 1850   | 1630   |

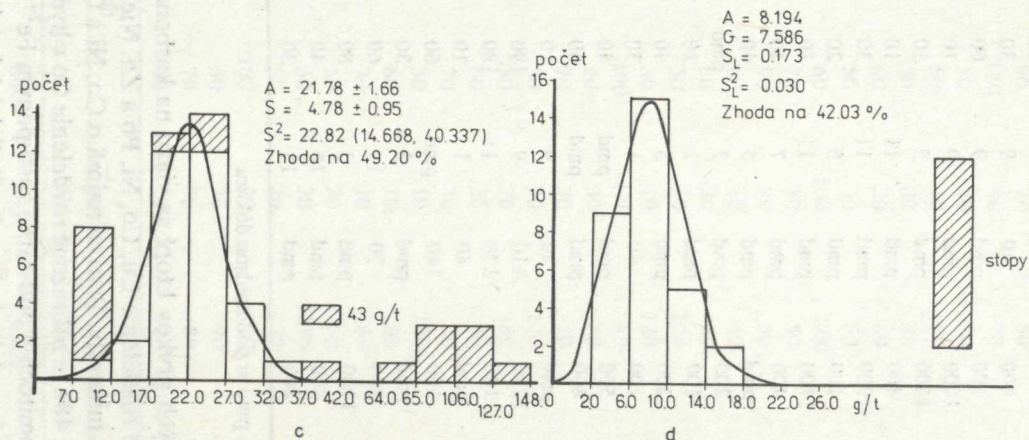
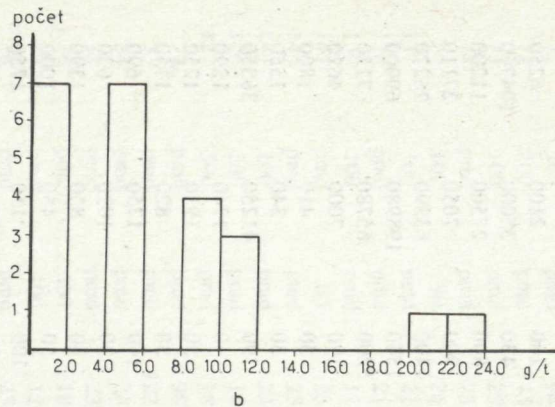
Vysvetlivky: pmd = pod mezou dôkazu

Z rudných prvkov ktoré sa viažu na karbonáty, ale aj ďalšie rudné minerály, si všimneme rozdelenie Cu, Co, Ni, Pb a Zn. Niekedy sa však tieto prvky viažu aj na silikátové minerály. Platí to najmä o Co, Ni a Cu.

Na obr. 48a je zobrazené rozdelenie Co v hydrotermálne premenených kryštalic-kých dolomitoch s podstatne zastúpeným  $Fe^{2+}$  v dolomitoch. Na obr. 48b je zasa znázornené rozdelenie Co v kryštalic-kých kalcitických dolomitoch, prípadne v dolo-mitických vápencoch s nízkym obsahom  $Fe^{2+}$  v dolomitoch. V oboch prípadoch ide o dosť heterogénne rozdelenie. Počet získaných analytických hodnôt a nedosta-točná presnosť analytických hodnôt neumožnili vyčleniť definované rozdelenie: Väčší počet analytických hodnôt sme získali z hydrotermálne premenených karbo-nátových hornín. Obsahy Co v sideritizovaných kryštalic-kých dolomitoch sú histo-gramami zobrazené na obr. 48c a v karbonátových horninách s Pb, Zn — zrudnením na obr. 48d. Z porovnania rozdelenia Co v nepremenených a v sideritizovaných kryštalic-kých dolomitoch (48a a 48b) jasne vyplýva, že Co bol prinášaný v procese

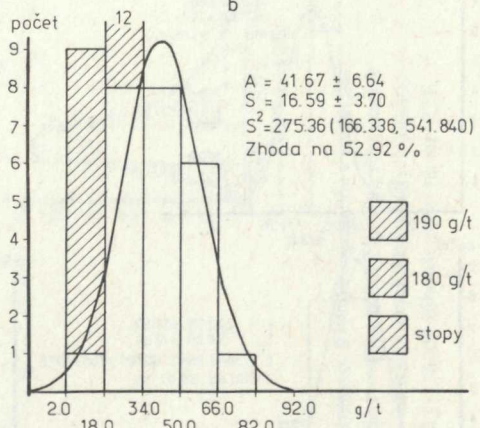
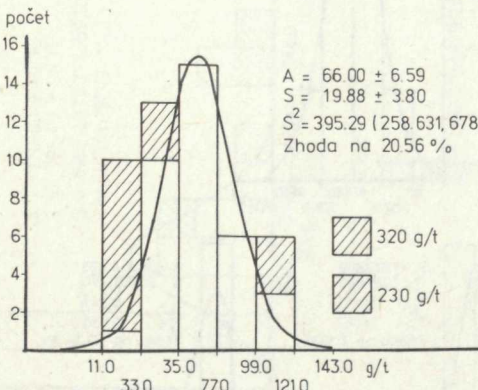
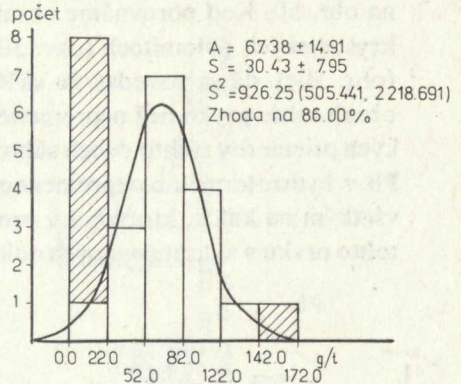
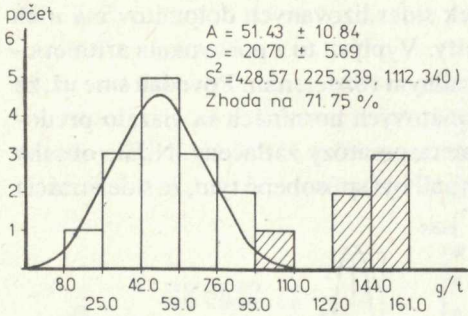


Co



Obr. 48. a — Histogram Co v krystalických dolomitoch s Fe-dolomitom, b — Histogram Co v krystalických kalcitických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch, c — Histogram Co v sideritizovaných krystalických dolomitoch s Fe-dolomitom, d — Histogram Co v sulfidizovaných krystalických dolomitoch, prípadne dolomitických vápencoch.

Ni



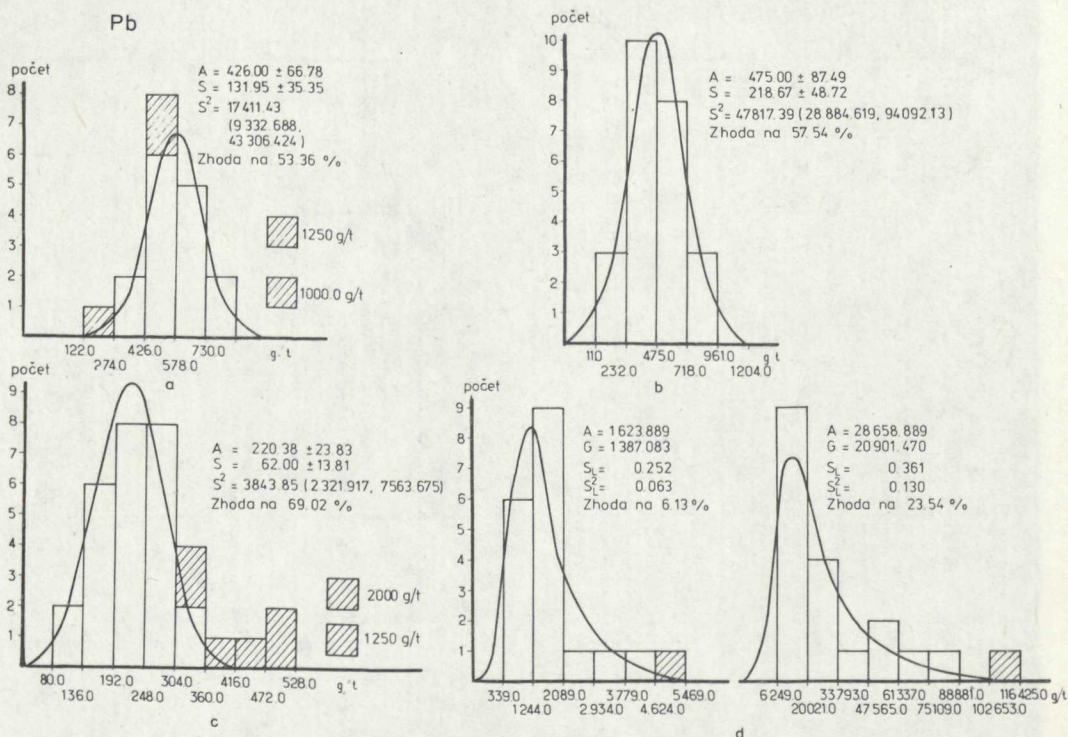
Obr. 49. a — Histogram Ni v kryštalických dolomitoch s Fe-dolomitom, b — Histogram Ni v kryštalických kalcitických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch, c — Histogram Ni v sideritizovaných kryštalických dolomitoch s Fe-dolomitom, d — Histogram Ni v sulfidizovaných kryštalických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

Fe-metasomatózy. Nedá sa to však povedať o Pb, Zn-zrudnení. Vyplyva to z porovnania histogramov na obr. 48b a 48d.

Obsahy Ni v študovaných horninách sú histogramami vyjadrené na obr. 49. Na obr. 49a je rozdelenie Ni v kryštalických dolomitoch s Fe-dolomitom a na obr. 49b v kryštalických kalciticko-dolomitických horninách. Obsahy Ni v sideritizovaných kryštalických dolomitoch sú vyjadrené na obr. 49c. Prevažná časť týchto hodnôt zodpovedá normálnemu rozdeleniu. Z porovnania obsahov Ni v nepremených (49a) a sideritizovaných (49c) kryštalických dolomitoch vyplýva, že v procese sideritizácie Ni pribúdal. Pri Pb, Zn-zrudnení obsahy Ni (obr. 49d) sú podľa aritmetického priemeru ešte o niečo nižšie než pri hydrotermálne nepremených kryštalických kalciticko-dolomitických horninách (obr. 49b).

Obsahy Pb v študovaných karbonátových horninách sú histogramami vyjadrené

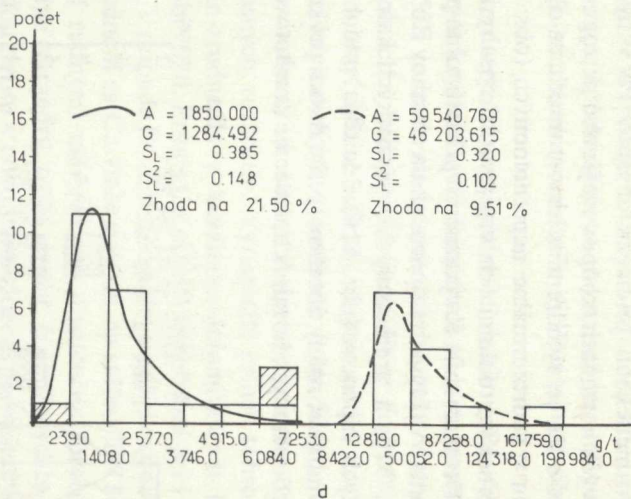
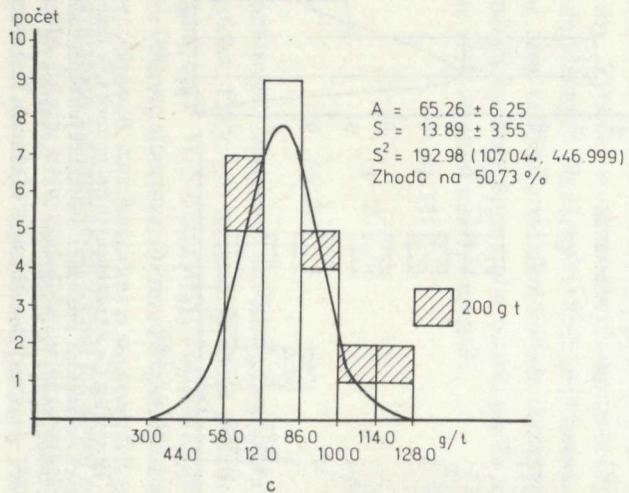
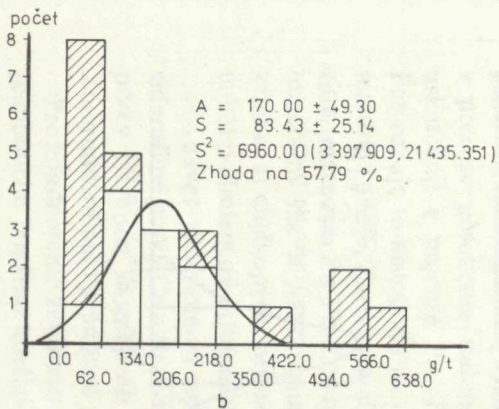
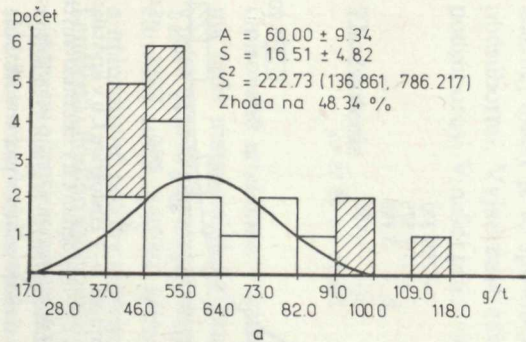
na obr. 50. Keď porovnáme obsahy tohto prvku v hydrotermálne neprelenených kryštalických dolomitoch (obr. 50a) a v sideritizovaných kryštalických dolomitoch (obr. 50c), dá sa povedať, že väčšina vzoriek sideritizovaných dolomitov má nižší obsah tohto prvku než neprelenené dolomity. Vyplýva to z porovnania aritmetických priemerov týchto dvoch súborov s normálnym rozdelením. Povedali sme už, že Pb v hydrotermálne neprelenených karbonátových horninách sa viazalo predovšetkým na kalcit, ktorý bol v procese Fe-metasomatózy zatlačený. Nižšie obsahy tohto prvku v sideritizovaných dolomitoch mohli byť spôsobené tým, že sideritizácia



Obr. 50. a — Histogram Pb v kryštalických dolomitoch s Fe-dolomitom, b — Histogram Pb v kryštalických kalcitických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch, c — Histogram Pb v sideritizovaných kryštalických dolomitoch s Fe-dolomitom, d — Histogram Pb v sulfidizovaných kryštalických kalcitických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

sa uskutočnila najmä v dolomitických horninách, ktoré už v pôvodnom zložení mali nižší obsah Pb. Podstatne výraznejšie Pb sa uplatnilo pri Pb, Zn-zrudnení. Vyplýva to z porovnania histogramov na obr. 50b a 50d. Na obr. 50b je vyjadrené rozdelenie Pb v kryštalických kalcitických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch. Na obr. 50d je zasa vyjadrené rozdelenie tohto prvku v karbonátových horninách tohto typu s vyvinutým Pb, Zn-zrudnením. Pri karbonátových horninách postihnutých zrudnením ide o bimodálne rozdelenie lognormálne rozdelených súborov. V oboch prípadoch sú hodnoty aritmetických priemerov podstatne vyššie, než je

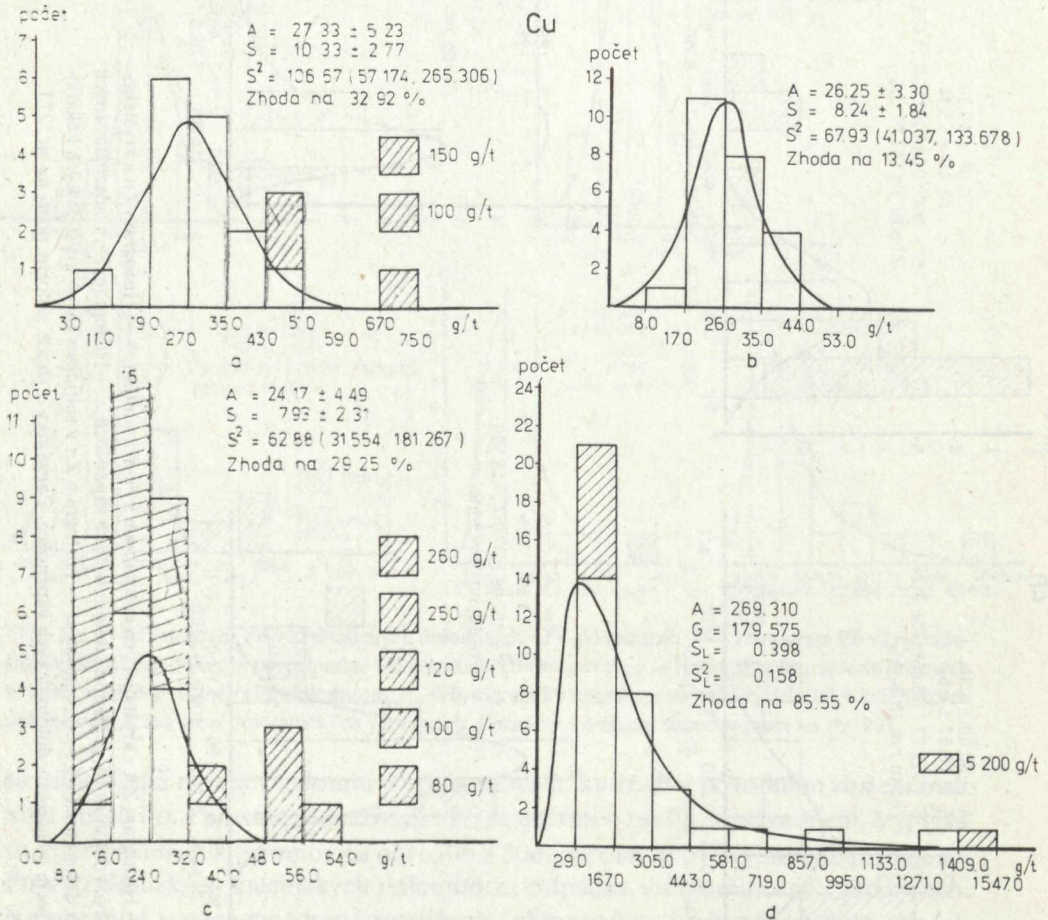
Zn



Obr. 51. *a* — Histogram Zn v kryštalických dolomitoch s Fe-dolomitom, *b* — Histogram Zn v kryštalických kalcitických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch, *c* — Histogram Zn v sideritizovaných kryštalických dolomitoch s Fe-dolomitom, *d* — Histogram Zn v sulfidizovaných kryštalických kalcitických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

hodnota aritmetického priemeru obsahov Pb v hydrotermálne nepremených karbonátových horninách, zodpovedajúceho petrografického typu (obr. 50b).

Rozdelenie Zn je vyjadrené v histogramoch na obr. 51. Z porovnania výskytu tohto prvku v hydrotermálne nepremených (obr. 51a) a sideritizovaných (obr. 51c) kryštalických dolomitoch vyplýva, že obsahy Zn sa v procese sideritizácie podstatnejšie nezmenili. K výraznému prínosu tohto prvku došlo však v procese Pb, Zn-zrudnenia. Vyplýva to z porovnania obsahov Zn a hydrotermálne nepremených (obr. 51b) a premených kryštalických kalcitických dolomitov, prípadne dolomitických vápencov (obr. 51d). Ide teda, podobne ako pri Pb, o prínos. Keď však porovnáme rozdiely obsahov týchto dvoch prvkov v premených a nepremených karbonátových horninách, môžeme konštatovať, že prínos Zn bol výraznejší.



Obr. 52. a — Histogram Cu v kryštalických dolomitoch s Fe-dolomitom, b — Histogram Cu v kryštalických kalcitických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch, c — Histogram Cu v sideritizovaných kryštalických dolomitoch s Fe-dolomitom, d — Histogram Cu v sulfidizovaných kryštalických kalcitických dolomitoch, prípadne v dolomitických vápencoch. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

Hovoríme o tom z toho dôvodu, že pri paragenetických vzťahoch sme upozornili na prejavy selektívnej metasomatózy. Zúčastnili sa na nej najmä minerály s obsahom Pb. To znamená, že pri Pb, Zn-zrudnení sa uplatnilo aj Pb z pôvodného zloženia karbonátových hornín.

Na obr. 52 sú histogramami vyjadrené rozdelenia obsahov Cu. Obsahy Cu v hydrotermálne nepremených kryštalických dolomitoch sú histogramami vyjadrené na obr. 52a. Na obr. 52b je zasa rozdelenie tohto prvku v kryštalických kalciticko-dolomitických horninách s nízkym obsahom Fe v dolomitoch. Z ich porovnania vyplýva, že sú to dosť blízke súbory, najmä podľa aritmetického priemeru. Pri sideritizovaných kryštalických dolomitoch (obr. 52c) je rozdelenie pomerne heterogénne. Vyššie hodnoty sú zrejme prejavom prínosu tohto prvku v procese pôsobenia rudonosných roztokov. Výraznejší prínos tohto prvku sa uskutočnil v procese Pb, Zn-zrudnenia v kalciticko-dolomitických horninách. Potvrďuje to histogram na obr. 52d. Prínos Cu sa teda uskutočnil pri Fe-metasomatóze, i pri Pb, Zn-zrudnení. V prípade Fe-metasomatózy vznikol najmä chalkopyrit a tetraedrit. Pri Pb-Zn zrudnení sa Cu viaže najskôr na sulfosoli. Táto skupina minerálov nie je však dosiaľ rudnými mineralógmi dostatočne spracovaná. Ak vznikol aj chalkopyrit, prípadne tetraedrit, treba uvážiť, či vznik týchto minerálov nebol podmienený prítomnosťou pyritu v pôvodnom zložení premenených hornín.

Na záver zhodnotenia uplatnenia rudných prvkov môžeme povedať, že kým siderofilné prvky Co a Ni sa uplatnili najmä v procese Fe-metasomatózy, chalkofilné prvky Pb a Zn sa prejavili najmä pri roztokoch s nižším obsahom Fe. Pri Pb, Zn-zrudnení bolo prinášané aj Cu. Meď sa uplatnila však aj pri Fe-metasomatóze.

Pre zhodnotenie závislosti medzi prvkami uvedenými v tab. 15 boli vypočítané aj jednoduché lineárne koeficienty. Výpočet však neodkryl významnejšie závislosti. Z toho dôvodu hodnoty jednoduchých lineárnych korelácií neuvádzame. Do značnej miery je to spôsobené dosť veľkými rozdielmi hodnôt medzi jednotlivými podsúbormi. Vyjadrenie závislosti by teda bolo treba urobiť podľa vyčlenených podsúborov. V našej práci sme však od tejto analýzy upustili.

## Zhodnotenie

Opisované zrudnenie v karbonátových horninách Spišsko-gemerského rudohoria má teda metasomatický charakter. Prvý, kto naznačil povahu sideritových telies v tejto oblasti ako metasomatickú, bol F. W. Voit (1901). V oblasti Dobšinej rozlíšil citovaný autor dvojakú povahu výskytu sideritov. Okrem žíl opísal tiež aj stĺpcovité a hniezdovité polohy sideritov. Zároveň však hovorí aj o stĺpcovitých prívodových kanáloch. Pod pojmom metasomatóza má zrejme na zreteli len vývoj sulfidov.

Aby sme lepšie pochopili tohto autora, treba dodať, že o metasomatickom vývoji sideritov v karbonátových horninách sa začalo hovoriť v Alpách v r. 1902. V tomto

roku B. Baumgärtel prehlásil, že v oblasti steierských sideritových telies sú kaolinizované pegmatity, a teda aj vyskytujúce sa siderity a ankerity sú produktom premeny kalcitických hornín. Spomedzi vtedy významnejších autorov túto koncepciu prijal K. A. Redlich (1903). Začlenil do nej nielen siderity, ale aj magnezity. Čoskoro na to prichádza do oblasti Dobšinej a v r. 1908 publikuje prácu o podobnosti sideritových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria a Východných Álp. J. Ahlburgovi (1913), ktorý píše o sideritových telesách v oblasti Mlyniak, metasomatická povaha bola už známa. Ankerit považuje za starší ako siderit a vývoj oboidvoch minerálov priraďuje k tej istej minerálnej perióde.

Z ďalších prác uvádzame len prácu V. Hanuša (1963), o ktorej sme už v úvodnej časti povedali, že venuje značnú pozornosť stavbe metasomatických telies. Ankerit podľa neho v podstatnej miere vznikol skôr ako siderit. Vznik ankeritu a sideritu začleňuje pritom do osobitných minerálnych periód uplatnenia rudných roztokov. K metasomatickému ankeritu sa citovaný autor spolu s J. H. Bernardom (J. H. Bernard—V. Hanuš 1961) pokúsili priradiť žilný ekvivalent tzv. staršieho ankeritu. Podobne postupovali aj pri časovom zaradení sideritu.

J. Ilavský (1957) zdôraznil, že sideritové metasomatické ložiská v tzv. ankeritovom pruhu Hanková—Volovec—Smolník vznikli iba na tých miestach, kde tento pruh pretínajú tektonické línie hydrotermálnych sideritových žíl. Tým chcel povedať, že vývoj ankeritov nie je závislý na tektonických líniah hydrotermálneho zrudnenia. V súčasnosti tento autor (J. Ilavský 1974, 1973) sideritové ložiská Spišsko-gemerského rudohoria, podobne ako aj magnezitové ložiská tejto oblasti, považuje za stratiformné. Ide mu pritom o sedimentárnu genézu. Je isté, že v minulosti, najmä pod vplyvom rakúskych, prípadne aj niektorých ďalších geológov, boli procesy vývoja nerastných surovín v karbonátových horninách Spišsko-gemerského rudohoria zjednodušované. Vznik všetkých nerastných surovín bol totiž odvodený od hydrotermálnych roztokov, najmä roztokov gemeridných granitov. Prichádza sa však na to, že niektoré z týchto surovín nevznikli pôsobením týchto roztokov. Bolo by však omylom, keby sa poprel akýkoľvek výskyt hydrotermálneho zrudnenia v karbonátových horninách v študovanej oblasti.

Z mineralogickej a geochemickej charakteristiky premien gemeridných granitov bezpochyby vyplýva, že priamo v granitoch bolo zaznamenané zrudnenie, a to nielen vysokotermálne, ale aj sulfidické a v obmedzenom rozsahu aj karbonátové. Nebolo by správne, keby sme prejavy rudnej mineralizácie v gemeridných granitoch obmedzili len na granity. Postmagmatické roztoky gemeridných granitov pôsobili v blízkom aj v širšom exokontakte granitov. Je pochopiteľné, že tieto roztoky reagovali aj s karbonátovými horninami. Z toho vyplýva, že ide najmä o vývoj sideritu, ankeritu a kremenko-sulfidné zrudnenie so všetkými opísanými prejavmi sprievodnej mineralizácie.

Hydrotermálna mineralizácia v karbonátových horninách nie je však len produktom látkového prínosu hydrotermálnych roztokov. Zdôraznili sme, že dôležitú úlohu



zohral aj pôvodný faciálny charakter karbonátových hornín. Domnievame sa, že pre vývoj sideritizácie boli najpriaznivejšie karbonátové horniny s Fe-dolomitom. S vývojom sideritu v karbonátových horninách je geneticky spätý aj vývoj ankeritu. Vznik ankeritu je výsledkom zvýšenej aktivity Ca. Na niektorých miestach sa siderit nemusí vyskytovať. Okolnosti sideritovej alebo ankeritovej metasomatózy sú charakterizované osobitnými faciálnymi podmienkami a nie časovým vývojom hydrotermálnych roztokov. Sideritová aj ankeritová metasomatóza je spätá so žilným vývojom sideritu a ankeritu. Reakcia karbonátových minerálov v horninách Spišsko-gemerského rudohoria sa javí ako priaznivý faktor pre celkové rozšírenie rudnej karbonátovej mineralizácie.

Nepredpokladáme, že sa pri kryštalických magnezitoch uplatnili roztoky z magmatického zdroja. V karbonátových horninách s magnezitom chýba sprievodná mineralizácia, analogická vývoju sideritu.

Ložiská sulfidného zrudnenia v karbonátových horninách Spišsko-gemerského rudohoria sú dosť slabo vyvinuté a podľa doterajších výskumov nemajú ložiskový význam. V karbonátových horninách Spišsko-gemerského rudohoria môžeme mať na zreteli dva osobitné typy sulfidov:

1. Sulfidické Cu-zrudnenie reprezentované najmä chalkopyritom a tetraedritom nadväzuje dosť často na sideritovú alebo ankeritovú mineralizáciu. Uplatnenie chalkofilných prvkov pri tejto mineralizácii je charakterizované aj dostatočným uplatnením Fe. S týmto zrudnením je geneticky späté aj Co, Ni-zrudnenie (pozri prácu C. Varček 1963).

2. Pb, Zn-zrudnenie sa nachádza spravidla na miestach, kde sa vo výraznejšej miere neuplatnilo Fe. Máme pritom na zreteli prínos aj obsah Fe v pôvodnom zložení karbonátových hornín. Pb, Zn-zrudnenie sa uskutočnilo najmä v kalcitických horninách s dolomitom, ktorý obsahuje iba malé množstvo Fe. Takýto typ zrudnenia je napr. v oblasti Ochtinej v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (J. Václav 1965). Hoci v tejto oblasti nemá toto zrudnenie väčší význam, vo svete sa mu venuje značná pozornosť. Veľký význam sa pripisuje aj premenám, ktoré sprevádzajú Pb, Zn-zrudnenie. Hovorí sa najmä o dolomitizácii. V karbonátových horninách nemá dolomit iba hydrotermálny pôvod. Bola síce snaha nájsť nejaké kritériá pre poznanie hydrotermálnych dolomitov, nie sú však spoľahlivé. V práci A. A. Kudenka, V. P. Stecenka (1966) sa hovorí o možnosti využitia izotopovej analýzy. Pri riešení tohto problému v Spišsko-gemerskom rudohorí sme použili s dosť pozitívnym výsledkom mikrosundu. Z tejto analýzy vyplynulo, že dolomitizácia kalcitu sa uskutočňuje v sprievode Pb, Zn-zrudnenia. Táto premena nie je rozsiahla. Dolomitizácia v sprievode Pb, Zn-zrudnenia zodpovedá vzniku ankeritu pri Fe-metasomatóze. Bola vyvolaná vstupom Mg zo zatlačeného dolomitu do zloženia rudonosných roztokov. Pôvodné dolomity boli zatlačené mastencom, prípadne chloritom alebo rudnými minerálmi. Mastenec, prípadne aj chlorit vznikali pri sprievodných premenách v dolomitickéj časti opisovaných hornín. Táto premena

je obyčajne spojená s prekremením. V oblasti Spišsko-gemerského rudohoria však treba počítať aj s tektonometamorfným vývojom mastenca, ktorý sa nachádza vo väčšom množstve než hydrotermálny.

Všeobecne sa o sulfidnom zrudnení v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria dá povedať, že vznikalo najmä na tých miestach, kde sa prejavuje oslabenie sideritovej mineralizácie. Tomuto pravidlu sa do značnej miery podrobuje aj zrudnenie v karbonátových horninách. Pokiaľ ide o spoločný výskyt karbonátovej a sulfidnej mineralizácie, sideritové zrudnenie je staršie. Boli pri ňom prinášané najmä prvky siderofilné, a to najmä Fe, Co a Ni. Prinášané bolo aj Mg, no litofilné prvky zohrali významnú úlohu najmä pri vstupe do rudných roztokov zo zatlačených horninotvorných minerálov. Na zreteli máme ako Mg tak aj Ca. Pri sulfidnej mineralizácii boli prinášané najmä chalkofilné prvky a Si. Karbonátové horniny zohrali významnú úlohu aj pri uplatnení  $\text{CO}_2$  v procese žilnej hydrotermálnej mineralizácie.

## PREMENY HORNÍN GELNICKEJ SÉRIE

Z predchádzajúcich poznatkov o petrografii hornín gelnickej série vyplýva, že sú tu tri hlavné skupiny, a to: horniny porfýrového vulkanizmu — porfyroidy, horniny skupiny fylitov a karbonátové horniny. O premenách karbonátových hornín sme sa už zmienili v predchádzajúcej stati. Z ostatných skupín najvýraznejšie podľahli premene horniny porfýrového vulkanizmu, ale všimneme si aj premien hornín skupiny fylitov. O paragenetických vzťahoch premenených porfyroidov v okolí karbonátových žíl sme už stručne hovorili v práci J. Gubač (1965a). Teraz sa o nich zmienime znova v širších súvislostiach.

### Petrografia a mineralógia

Na mineralogickom zložení porfyroidov gelnickej série sa podieľa predovšetkým kremeň, plagioklas, najmä albit, sericit a kalcit. Ide o produkt premeny keratofýrovej fácie a tektonometamorfózy za podmienok fácie zelených bridlíc. Oligoklas a ortoklas sa po týchto premenách vo väčšine prípadov už v porfyroidoch nenachádzajú vo výraznejšom množstve.

Pri albite na ploche 001 boli namerané

$$\alpha' = 1,532 \qquad \gamma' = 1,540$$

Na ploche 010 sme namerali:

$$\alpha' = 1,532 \qquad \gamma' = 1,537$$

Merali sme aj hodnoty indexov lomu sericitov:

$$\alpha' = 1,565 \qquad \gamma' = 1,595 \text{ až } 1,603.$$

V horninách skupiny fylitov najpodstatnejšie zastúpenie má sericit a kremeň. Horniny tejto skupiny majú často kvarcitický charakter. Na niektorých miestach sa ku kremeňu a sericitu pridáva grafitický pigment, prípadne aj karbonát alebo pyrit. V horninách skupiny fylitov boli zaznamenané aj ďalšie minerály, najmä chlorit, ale aj chloritoid a niektoré zriedkavejšie minerály. Z karbonátov sa vyskytuje dolomit a kalцит.

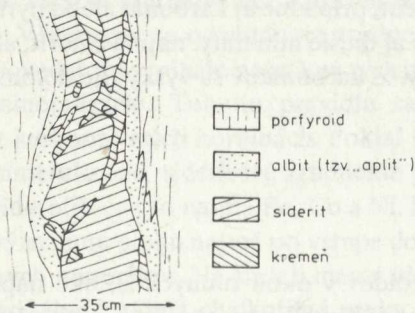
## Premeny karbonátového zrudnenia

Autori, ktorí sa zaoberali premenami porfyroidov v okolí rudných žíl ako napr. V. Čekalová (1953) sa zmieňovali najmä o sericitizácii, turmalinizácii, albitizácii, chloritizácii a karbonatizácii. Všetky minerály okrem chloritov sú aj v zložení karbonátových žíl. Najväčšiu pozornosť vzbudil najmä výskyt albitu. O jeho postavení v karbonátových žilách písal najmä C. Varček (1953, 1955, 1959, 1962). Chloritizácia je predovšetkým sprievodným javom kryštalizácie kremeňa a sulfidov.

Prekremenenie sprevádzajúce karbonátové zrudnenie nie je intenzívne. V horninách je však kremeňa dosť. Patrí však k pôvodnému vulkanickému alebo autometamorfnému, prípadne tektonometamorfnému vývoju horniny. Pôsobením rudných roztokov kremeň ľahko rekryštalizoval. Chceme však zdôrazniť, že i keď v študovaných horninách alebo aj v karbonátových žilách a žilkách môžeme zaznamenať výskyt kremeňa, neznamená to ešte, že ide o jav, spôsobený iba prínosom Si. Kremeň vznikol aj v dôsledku zatlačenia horninotvorných alumosilikátov, najmä živcov. Tým však nechceme vylúčiť Si aj zo zloženia rudných roztokov. Kremeň pri karbonátovom zrudnení najčastejšie vznikol v kremitých horninách. Vtedy boli spravidla oslabené prejavy karbonátového zrudnenia. Pre kremité horniny, ktoré majú aj istý podiel sedimentárnych karbonátov, ako je to napr. pri niektorých grafitických fylitoch, zmienka o vyznievaní karbonátového zrudnenia neplatí. Prekremenenie okolných hornín, hlavne v kvarcitických horninách, sa často prejavuje rekryštalizáciou pôvodného kremeňa. Hydrotermálny kremeň sa však vyvinul aj v žilkách a v hniezdach. Prekremenenie ku karbonátovému zrudneniu môžeme priradiť len vtedy, keď sa viaže na ostatné sprievodné premeny karbonátového zrudnenia. Pri výraznejšom uplatnení Si sa vytvoril aj turmalín, sericit a albit. Celkový obsah kremeňa v paragenéze s týmito minerálmi nie je však veľmi vysoký. Platí to najmä vtedy, keď sa k asociácii pridáva aj karbonát. Najviac kremeňa je v paragenetickej asociácii s turmalínom a albitom. Zaujímavý paragenetický jav možno pozorovať medzi trojicou minerálov kremeň, sericit, albit. Ak súčasne vzniká kremeň, albit a karbonát, sericitu ubúda. Hornina postihnutá touto premenou nadobúda vzhľad šedej zrnitej horniny a často robí dojem žiloviny (tab. VII, obr. 1). Takéto tvary boli v minulosti považované za aplit (obr. 53).

Albitizácia s karbonátovým zrudnením je vyvinutá nepravidelne. Zdôrazňujeme však, že albitizácia nastala, a to v podstatne rozsiahlejšej miere a spravidla aj

Detail čelby na XXIII. obz. bane BERNARDI  
pri m. b. 2 020



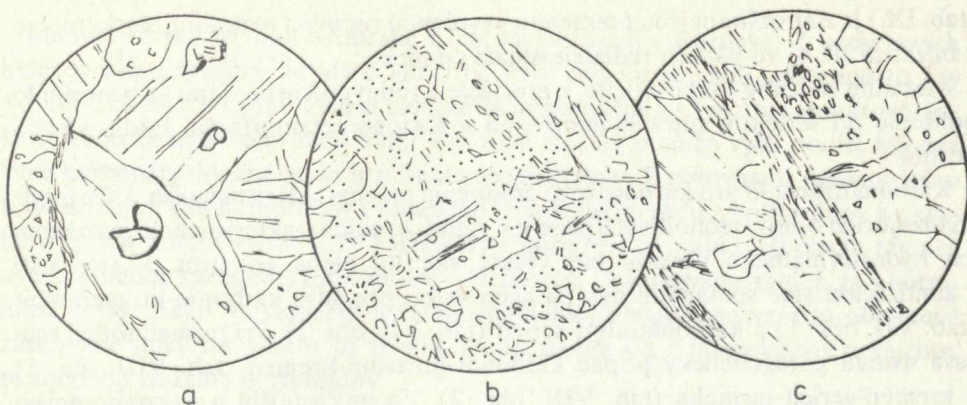
Obr. 53. Detail čelby žily Bernardi v Rožňave (z práce C. Varčeka 1959).

Žila Bernardi v Rožňave svedčí o tom, že vývoj albitu v žile a albitizácia okolných hornín je priestorovo často spätá. O vzťahu albitov v karbonátových žilách k okolným porfyroidom hovorí aj detail čelby na XXIII. obzore žily Bernardi (obr. 53) z práce C. Varček (1959). Prejavy albitizácie nájdeme však aj v blízkosti karbonátových žíl s nevýrazným obsahom albitu. Zdá sa, že v tomto prípade albit v okolnej hornine vznikol spolu so sericitom a karbonátom (tab. VII, obr. 2). S takýmito prípadmi premeny sa stretne napr. na niektorých miestach žily Mních pri Rožňavskom Bystrom. Výskyt albitu v žile Mních v porovnaní so žilou Bernardi je menší.

Metasomatický albit vznikol v blízkosti žíl i ďalej od nich. Pri slabšej premene môže však dôjsť k zámene s albitom autometamorfného alebo tektonometamorfného pôvodu. Keď odhliadneme od niektorých zvlášť výrazných prípadov albitizácie v rudnom poli Bernardi a Rudník, možno povedať, že albitizácia i prekremenenie sprevádzajúce karbonátové zrudnenie nie sú intenzívne. Pri premene okolných hornín sa albit spravidla vyvíjal vo forme väčších jedincov. Často uzatvára pôvodné alebo aj paragenetické minerály. Takéto prípady sú zachytené na obr. 54.

Turmalinizácia je ďalší mineralizačný prejav, ktorý vzniká pri karbonátovom zrudnení. Objavuje sa najmä vtedy, keď sa ako produkt premeny vyskytuje aj kremeň. Chceme však zdôrazniť, že turmalín sa častejšie vyskytuje ako žilný minerál. Niekedy, ako napr. na žile Bernard, nachádzame ho v blízkosti albitu. Inokedy, ako napr. v žile Šimon—Romokova, sa turmalín nachádza v dosť výraznom množstve, albit však chýba. Turmalinizácia okolných hornín je od albitizácie tiež často oddelená. Kým albitizácia sa uskutočňuje najmä v kremitych porfýroch, prípadne v ich tufoch, turmalinizácia vzniká predovšetkým v pôvodných tufitických, prípadne v sericitických horninách. V týchto horninách turmalín bol aj v pôvodnom zložení. Turmalinizácia nie je obvyčajne intenzívna a najskôr ju nájdeme v blízkosti žíl. Keď paragenetický vývoj turmalínu s kremeňom dopĺňa siderit (tab. VIII, obr. 1), znižuje sa obsah sericitu. Kremeň, turmalín, siderit sú spravidla vyvinuté v hniezdovitých

intenzívnejšie, pri autometamorfóze a tektonometamorfóze. K albitizácii s karbonátovým zrudnením dochádza hlavne v dôsledku karbonatizácie starších albitov. Niekedy albit vznikol na úkor zachovaných oligoklasov. Namerané indexy lo mu albitu sprevádzajúceho zrudnenie ho neodlišujú od albitov metamorfných procesov. Vo všetkých prípadoch ide o albit ( $Ab_{95} An_5$ ). Charakter minerálu je pozitívny s 2 V približne  $78^\circ$ . Ak priradujeme albit k premene vyvolanej rudnými roztokmi, musíme teda vychádzať najmä z paragenetických vzťahov.



- a - albit uzatvára karbonát  
 b - albit uzatvára kremeň a relikty pôvodnej horniny  
 c - albit uzatvára sericit

Obr. 54. Vývoj albitu v sprievode karbonátového zrudnenia.

štruktúrach. V tejto paragenetickej asociácii sa nachádza aj v žilách. V prípade, že v okolnej hornine vznikol turmalín so sericitom, z paragenetickej asociácie spravidla vypadol karbonát (tab. VIII, obr. 2). Prageneticky je tento mineralizačný prejav totožný s výskytom turmalínu sprevádzajúceho kremenno-sulfidné zrudnenia. Treba ešte dodať, že s vývojom paragenézy kremeň-sericit-turmalín treba rátať aj ako s produktom dynamometamorfózy klastických, často tufogénnych hornín. V asociácii hydrotermálneho turmalínu je zvýšené objemové zastúpenie kremeňa. Turmalín však vznikol aj bez kremeňa. Hydrotermálny turmalín má spravidla väčšie rozmery než metamorfny turmalín. Pri priradení turmalínu ku karbonátovému zrudneniu treba mať na zreteli paragenetické a morfológické znaky. Pri hydrotermálnom turmalíne boli namerané tieto hodnoty indexov lomu:

$$\lambda = 1,633 \pm 0,001 \qquad \omega = 1,662 \pm 0,002 \qquad \omega - \varepsilon = 0,029$$

Z týchto hodnôt vyplýva, že turmalíny sprevádzajúce karbonátové zrudnenie obsahujú približne 50 až 60 % molekuly skorylu a 40 až 50 % molekuly dravitu. Ide teda o železnato-horečnatý turmalín. Keď porovnáme tieto údaje s údajmi indexov lomu turmalínu z granitu, môžeme povedať, že je medzi nimi zhoda.

Sericitizácia ako produkt hydrotermálnej premeny kyslých vyvrelých hornín patrí k najbežnejším premenám. Výraznejšia sericitizácia sa však uskutočnila pri autometamorfóze a tektonometamorfóze. Tieto výraznejšie prejavy sericitizácie predchádzali sericitizáciu vyvolanú rúdovými roztokmi. Táto skutočnosť môže byť príčinou

(tab. IX.) je najrozšírenejšou premenou vyvolanou rudnými roztokmi. Vyskytuje sa v blízkosti žíl, aj vo väčších vzdialenostiach od nich.

Meraním indexov lomu sericitu z asociácie s rudnými karbonátmi sa nedosiahlo odlišenie od sericitov autometamorfného a tektonometamorfného štádia vývoja hornín.

Karbonatizácia je pre karbonátové zrudnenie najcharakteristickejšia. Už z predchádzajúcich opisov jednotlivých premien vidieť, že najcharakteristickejším znakom ich hydrotermálneho pôvodu bol výskyt sideritu alebo ankeritu. V súvislosti s albitizáciou sme spomenuli dva paragenetické prípady: karbonát-kremeň-albit (tab. VII, obr. 1) a karbonát-albit-sericit (tab. VII, obr. 2). Pri turmalinizácii sme zasa uviedli paragenetický prípad karbonát-turmalín-kremeň (tab. VIII, obr. 1) a kremeň-sericit-turmalín (tab. VIII, obr. 2). Za najčastejšiu a najrozšírenejšiu paragenetickú asociáciu premeny karbonátového zrudnenia sme označili karbonát-sericit-kremeň (tab. IX). Prvé dva paragenetické prípady sú sprievodnými javmi karbonatizácie hornín bohatých na vulkanický materiál, alebo priamo karbonatizácie pôvodných kremitých porfýrov. Karbonát s turmalínom sa obyčajne spolu nevyskytujú veľmi často. Tieto minerály nájdeme najskôr v klastických horninách. Vytvorenie jednotlivých paragenetických asociácií podmienilo predovšetkým pôvodné minerálne zloženie hornín.

Karbonatizácia sa intenzívne uskutočnila najmä v blízkosti karbonátových žíl. V niektorých takto premenených horninách je 50 % aj viac karbonátu. Podľa toho karbonatizácia spôsobila, že alumosilikátové zložky sa stali súčasťou zloženia roztokov a uplatnili sa tak v hydrotermálnom procese. Dôkazom toho je aj výskyt alumosilikátov v zložení karbonátových žíl. Karbonatizácia v širšej aureole rudných žíl môže byť dobrým vyhľadávacím kritériom karbonátového zrudnenia v horninách gelnickej série. Treba však dbať na to, aby šlo o Fe-karbonát. V porfýroidoch sa totiž nachádza aj kalcit autometamorfného štádia premeny hornín porfýrového vulkanizmu v keratofýrovej fácií. V klastických horninách sa nachádza kalcit i dolomit.

Pri hydrotermálnych karbonátoch dolomitovo-ankeritového izomorfného radu boli namerané tieto hodnoty špecifických váh ( $s$ ) a indexov lomu ( $\epsilon$ ,  $\omega$ ):

|                          |                     |                  |                             |
|--------------------------|---------------------|------------------|-----------------------------|
| 1. $s = 3,126 \pm 0,004$ |                     |                  |                             |
| $\epsilon = 1,537$       | $\epsilon' = 1,631$ | $\omega = 1,735$ | $\omega - \epsilon = 0,198$ |
| 2. $s = 3,114 \pm 0,004$ |                     |                  |                             |
| $\epsilon = 1,535$       | $\epsilon' = 1,629$ | $\omega = 1,732$ | $\omega - \epsilon = 0,197$ |
| 3. $s = 3,092 \pm 0,003$ |                     |                  |                             |
| $\epsilon = 1,532$       | $\epsilon' = 1,625$ | $\omega = 1,727$ | $\omega - \epsilon = 0,195$ |
| 4. $s = 3,088 \pm 0,003$ |                     |                  |                             |

Merané karbonáty boli odobrané z ložiska Bernardi v Rožňave. Z nameraných indexov lomu vyplýva, že ide o ankerity. Prvé dve vzorky boli odobrané zo žily a ďalšie z okolnej horniny. Zdá sa teda, že metasomatické karbonáty dolomitovo-ankeritového izomorfného radu majú v svojom zložení o niečo vyšší podiel Mg než žilné karbonáty. Možné je, že je to takto i so sideritom. Z porovnania indexov lomu a špecifických váh karbonátov uvedeného izomorfného radu z porfyroidov a z karbonátových hornín vyplýva, že karbonáty z porfyroidov majú nižší obsah Mg než hydrotermálne karbonáty z karbonátových hornín. Domnievame sa tiež, že v horninách porfýrového vulkanizmu s vyšším podielom plagioklasu vzrastá objemové zastúpenie ankeritu. Súvisí to zrejme s uplatnením Ca z plagioklasov a kalcitov pôvodného zloženia porfyroidov.

O chemickom zložení karbonátov v klastických súvrstviach obsahujúcich pyrit dáva predstavu práca J. Ilavský—J. Mrozek (1960) z oblasti Smolníka. Podľa výsledkov chemických analýz zverejnených v citovanej práci môžeme povedať, že ide o Fe-dolomit až ankerit. Svedčí to o istej látkovej príbuznosti niektorých klastických hornín so skupinou karbonátových hornín s Fe-dolomitom. Práve túto skupinu karbonátových hornín sme označili ako priaznivú pre vývoj sideritového zrudnenia. Preto sa na niektorých miestach aj v klastických horninách, najmä v grafitických fylitoch, nachádzajú sideritové, prípadne ankeritové žily. V kvarcitic-kých fylitoch je však karbonátové zrudnenie oslabené. Istú predstavu o závislosti žilného zrudnenia na petrografickom charaktere hornín nám poskytuje mapa žíl a hlavných petrografických typov z oblasti Rožňavy a Dobšinej (obr. 55).

Opísané paragenetické vzťahy premien v doprovide karbonátového zrudnenia treba chápať v širších fyzikálno-chemických súvislostiach.

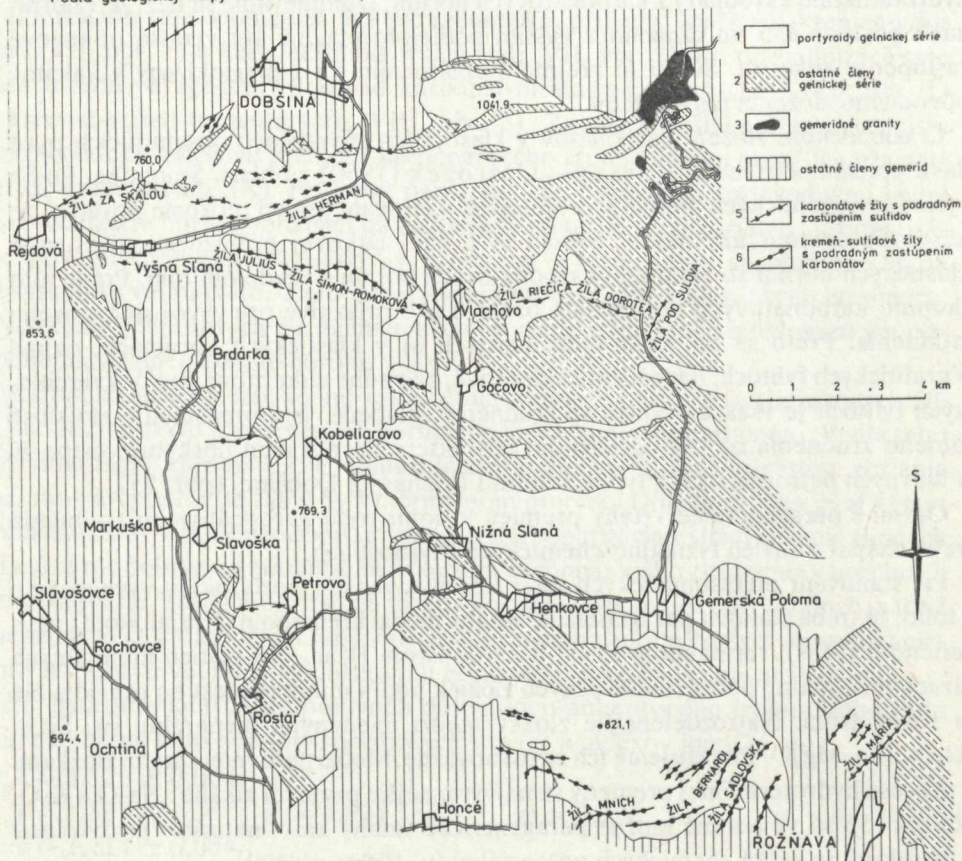
Pri stanovení metasomatických facií sideritizovaných porfyroidov vychádzame z toho, že treba stanoviť paragenetické vzťahy medzi kremeňom (Kr), albitom (Ab), sericitom (Mus), turmalínom (Tur) a karbonátom (Kar). Pri piatich minerálnych fázach maximálny počet rovnovážnych zložiek podľa mineralogického pravidla fáz je rovný trom. Najrozdelenejšie zložky medzi uvedenými minerálmi sú:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$ . Považujeme ich za rovnovážne. Medzi nerovnovážnymi zložkami v procese hydrotermálnej premeny sa najvýraznejšie prejavili alkálie:  $\text{Na}_2\text{O}$  a  $\text{K}_2\text{O}$ . Na obr. 56 sú vyjadrené možné paragenetické vzťahy karbonatizácie porfyroidov v závislosti na výške chemických potenciálov ( $\mu$ ) týchto zložiek.

Medzi možnými paragenetickými vzťahmi na obr. 56 môžeme nájsť aj tie, ktoré sme už opísali a dokumentovali mikrosnímkami. Za najrozšírenejšiu premenu hornín popri karbonátovom zrudnení sme označili paragenézu kremeň-siderit-kar-

kremeň-turmalín-karbonát. V poslednom prípade môžeme hovoriť o fácií kremenno-muskoviticko-turmalínovej (Kr-Mus-Tur). Turmalín a albit sa v premenených porfyroidoch, prípadne v tufogénnych horninách zvyčajne nevyskytujú spolu. Pri albite sme zaznamenali dva paragenetické prípady. V prvom je albit spolu s kremenom a karbonátom. V druhom je albit v paragenéze so sericitom a karbonátom.

### PRÉMENY V OBLASTI DOBŠINEJ A ROŽŇAVY

Podľa geologickej mapy listu DOBŠINÁ upravil J. GUBAČ, 1976

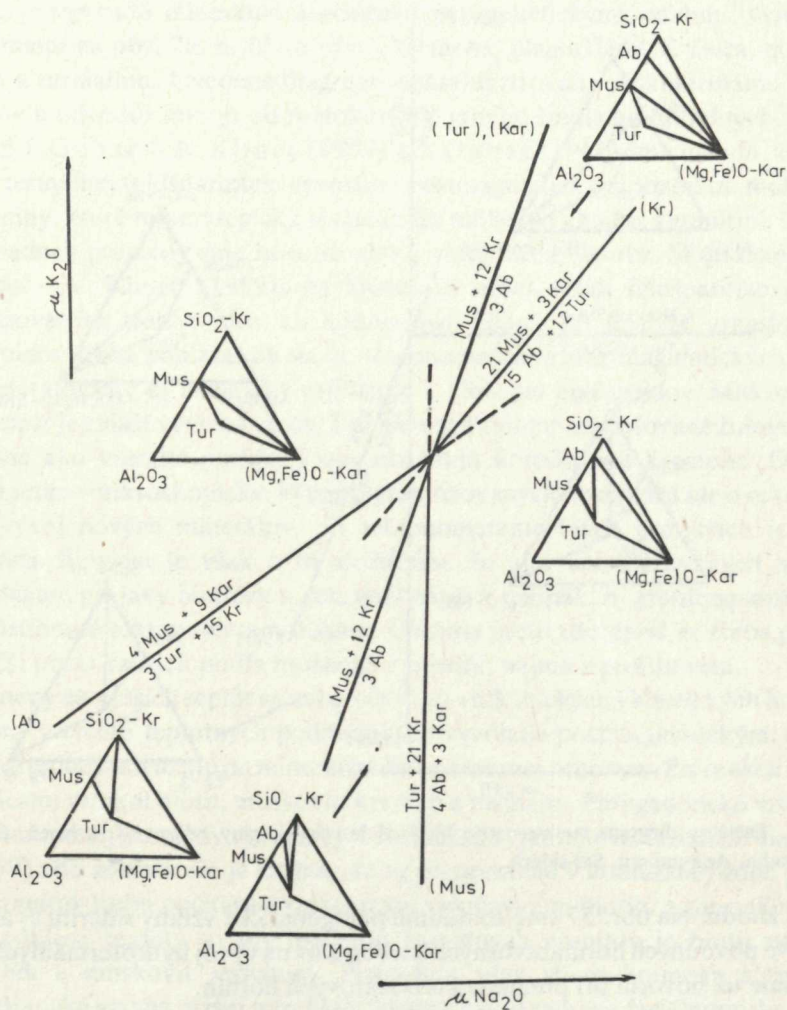


Obr. 55. Mapa hlavných petrografických typov hornín a rudných žíl z oblasti Rožňavy a Dobšinej.

Popri albite by sa nemal vyskytovať kremeň so sericitom. Z uvedených poznatkov



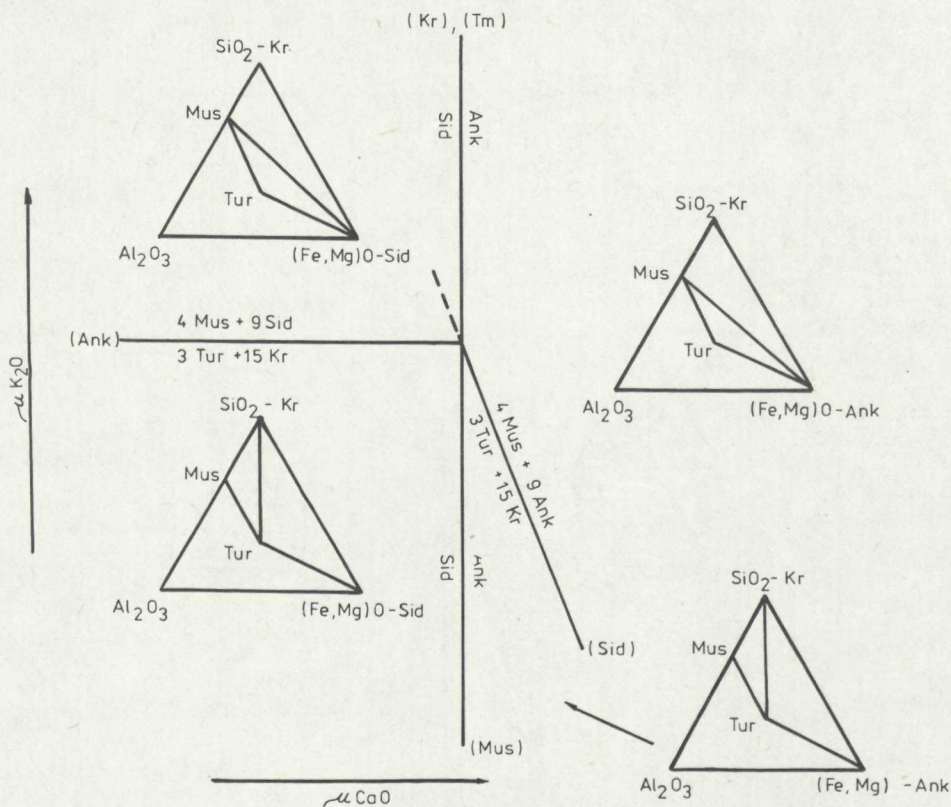
Alkália sú silné zásadotvorné látky. Zmena režimu kyslosti roztokov vplyva na ich aktivitu, a teda aj na výšku chemických potenciálov. Znamená to, že zmena chemických potenciálov  $K_2O$  a  $Na_2O$  svedčí aj o zmene režimu kyslosti rudoносných roztokov. Fyzikálno-chemický výklad tejto závislosti je v úvodnej stati tejto práce. Nahradenie jednej fácie druhou, pri ktorom sa zvyšuje  $\mu_{K_2O}$  a  $\mu_{Na_2O}$ , svedčí



Obr. 56. Faciálny diagram metasomatických facií karbonatizovaných porfyroidov, Kr-kremeň, Ab-albit, Ser-sericit, Tur-turmalín, Kar-karbonát.

o vzraste alkaličnosti rudných roztokov. Na základe toho môžeme povedať, že nahradenie fácie Kr-Mus-Tur faciou Kr-Mus-Kar bolo spojené so zvyšujúcou alkaličnosťou. Ďalšie zvýšenie alkaličnosti roztokov sa prejavilo uplatnením fácie Kr-Ab-Kar.

Ak v horninách skupiny fylitov vzniká siderit alebo ankerit, albit chýba. Vývoj hydrotermálnej minerálnej asociácie s karbonátmi podporovala najmä prítomnosť karbonátov v pôvodnom zložení hornín. Faciálne vyjadrenie paragenetických vzťahov bez albitu v závislosti na  $\mu K_2O$  a  $\mu CaO$  je na obr. 57. Keď porovnáme paragenetické vzťahy vyjadrené týmto diagramom s diagramom na obr. 56, vidíme



Obr. 57. Faciálny diagram metasomatických facií hornín skupiny fylitov, *Kr*-kremeň, *Ser*-sericit, *Tur*-turmalín, *Ank*-ankerit, *Sid*-siderit.

značnú zhodu. Na obr. 57 sme zohľadnili paragenetické vzťahy sideritu aj ankeritu. O vplyve pôvodných horninotvorných karbonátov na vývoj hydrotermálnych karbonátov sme už hovorili pri premene karbonátových hornín.

### Premeny kremeno-sulfidného zrudnenia a premeny v okolí kremenných žíl

Tieto premeny môžeme rozdeliť do dvoch skupín. Sú to jednak premeny, ktoré nachádzame v kontaktnej aureole gemitidných granitov, prípadne v okolí niekto-

rých kremenných žíl, a premeny v okolí kremenno-sulfidných, prípadne sulfidných žíl.

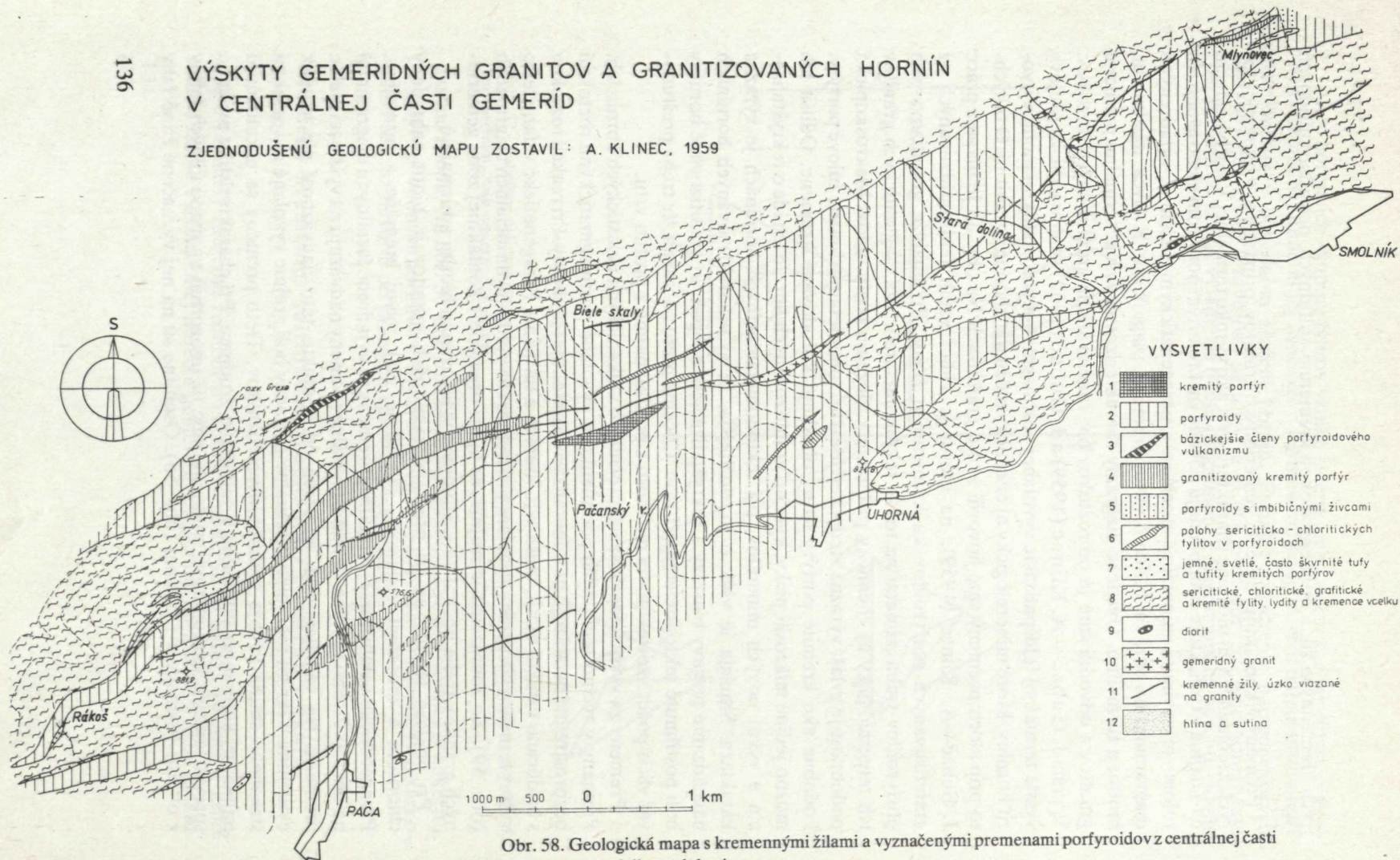
Premeny v kontaktnej aureole gemeridných granitov, prípadne aj v okolí niektorých kremenných žíl môžeme charakterizovať ako vysoko termálne. V porfyroidoch, a to najmä v tých, ktoré zodpovedajú pôvodným kremitým porfýrom alebo aspoň ich tufom, je vyvinutá minerálna asociácia s paragenetickými vzťahmi, vyjadrenými diagramami na obr. 7a, b. Ide o vývoj kremeňa, plagioklasu, K-živca, muskovitu, biotitu a turmalínu. Uvedené diagramy charakterizovali vysokotermálnu premenu granitov a odvodili sme ju od roztokov tzv. raného štádia granitoidných roztokov. V práci J. Gubač—A. Klinec (1959) a J. Gubač (1962) sme uviedli, že prejavy vyššie termálnej feldšpatizácie vyvolanej postmagmatickými roztokmi mohli vytvoriť horniny, ktoré mineralogicky aj chemicky môžu byť zhodné s granitmi. O takýchto prípadoch premeny sme hovorili ako o granitizácii Na obr. 58 je mapa z práce J. Gubač—A. Klinec (1959), na ktorej je vidieť vzťah feldšpatizovaných až granitizovaných porfyroidov ku kremenným žilám. Pri analýze granitizovaných porfyroidov treba pamätať na to, že tektonometamorfóza magmatických granitov ich mineralogicky aj chemicky približuje k zloženiu porfyroidov. Makroskopická podobnosť je zvlášť výrazná vtedy, keď ide o tektonometamorfované žulové porfýry. Podobne ako kremité porfýry i ony obsahujú korodované kremene. Odlíšiť ich možno jedine mikroskopicky, kým pri granitizovaných horninách ide o rekryštalizáciu a vývoj nových minerálov, pri tektonometamorfných horninách je výrazná katakláza. Situácia je však o to zložitejšia, že aj v kataklázovaných horninách nachádzame prejavy blastézy a rekryštalizácie a naopak, aj granitizované horniny boli postihnuté tektonometamorfózou. Chceme preto zdôrazniť, že treba preštudovať väčší počet vzoriek podľa možnosti z profilu, najmä z profilu vrtu.

Premeny za vyšších teplôt sa uskutočnili vo vulkanických i klastických horninách. Premeny v týchto teplotných podmienkach vyvolané postmagmatickými roztokmi bezprostredne nadväzujú na mineralizáciu kontaktnej premeny. Pri reakcii roztokov s bridlicami vznikol biotit, muskovit, kremeň a turmalín. Paragenetické vzťahy tejto vyššej termálnej premeny vyvolanej roztokmi sú vyjadrené na faciálnych diagramoch (obr. 59). Zo zobrazenia je zrejmé, že aj pri premene v kontaktnej zóne gemeridných granitov treba počítať so vzájomným vylučovaním biotitu a turmalínu.

Pri poklese teploty aj pri premene samotných granitov je biotit nahradený chloritom a muskovit sericitom. Pokračuje však vývoj kremeňa a turmalínu. Paragenetické vzťahy nižšej termálnej premeny sú vyjadrené faciálnymi diagramami na obr. 60. Z toho vyplýva, že nižšie termálne premeny nadväzujú na vyššie termálne premeny. Na vzdialenejších miestach od kontaktu táto nadväznosť nie je však evidentná. Okrem toho nižšie termálne premeny boli zrejme vyvolané aj roztokmi stredného štádia vývoja granitoidných roztokov. Tieto premeny sa uskutočňujú najmä pri kremenno-sulfidnom a sulfidnom zrudnení. Pri charakteristike premien sprevádzajúcich karbonátové zrudnenie sme už upozornili na mapu žilných ťahov z oblasti Rožňavy a Dobšinej (obr. 55). Osobitne sú na nej vyznačené žilné ťahy

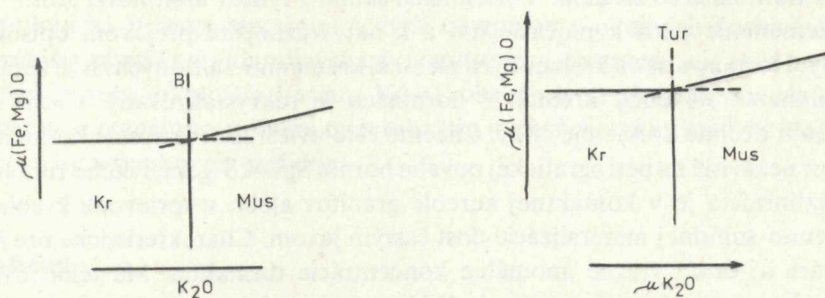
# VÝSKYTY GEMERIDNÝCH GRANITOV A GRANITIZOVANÝCH HORNÍN V CENTRÁLNEJ ČASTI GEMERÍD

ZJEDNODUŠENÚ GEOLOGICKÚ MAPU ZOSTAVIL: A. KLÍNEC, 1959



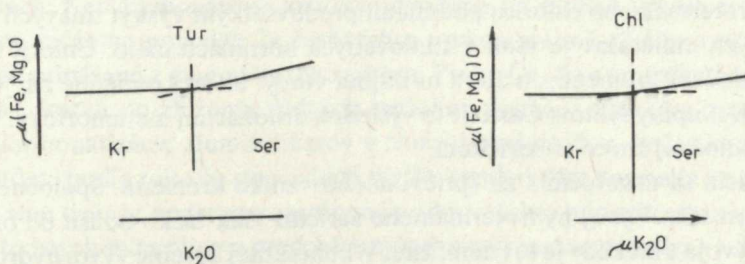
Obr. 58. Geologická mapa s kremennými žilami a vyznačeniami premenami porfyróidov z centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

s podstatným obsahom karbonátov a osobitne s podstatným obsahom kremeňa a sulfidov. Horniny gelnickej série sú na tejto mape rozčlenené do dvoch skupín. Sú



Obr. 56. Faciálny diagram vyššie termálnej premeny bridličnatých hornín. *Kr*-kremeň, *Mus*-muskovit, *Bi*-biotit, *Tur*-turmalín.

to porfyroidy a horniny skupiny fylitov. Hoci je to iba hrubé členenie horninových typov, ako aj žilných ťahov, môžeme konštatovať istú závislosť rozšírenia zrudnenia na petrografickej povahe hornín. Zatiaľ čo karbonátové zrudnenie vystupuje v porfyroidoch, kremeno-sulfidné v karbonatických horninách. Mladšie roztoky môžu byť nezávislé na rozšírení premien vyvolaných staršími roztokmi.



Obr. 60. Nižšie termálne premeny bridličnatých hornín. *Kr*-kremeň, *Ser*-sericit, *Chl*-chlorit, *Tur*-turmalín.

Feldšpatizácia sa uplatnila v kontaktnej aureole granitov, aj v blízkosti kremených žíl vyvinutých v porfyroidoch. Ide hlavne o vývoj albitu a K-živcov, najmä mikrokľínu. V oblasti Čučmy sa mikrokľín vyskytuje aj v žile. Boli pri ňom namerané tieto hodnoty indexov lomu a špecifickej váhy.

$$s = 2,558 \pm 0,005$$

$$\alpha' = 1,519$$

$$\gamma' = 1,524$$

Najčastejšie však ide o vývoj albitu. Albit sa nachádza predovšetkým v asociácii so sericitom a kremeňom. Niekedy sa k nim pridáva turmalín. Ak však turmalín chýba, minerálnu asociáciu je ťažko odlišiť od produktov premeny porfyroidov v keratofý-

rovej fácií. Vyššie termálna feldšpatizácia je sprevádzaná vývojom muskovitu, prípadne biotitu alebo turmalínu. Chceme zdôrazniť, že feldšpatizácia sa uskutočnila hlavne v horninách so živcami. V horninách skupiny fylitov albit nevznikol.

Prekremenenie patrí k najčastejším a k najvýraznejším prejavom opisovanej premeny. Horniny v okolí kremenných alebo aj kremenno-sulfidných žíl sú spravidla prekremenené. Pôvodný kremeň v horninách je rekrytalizovaný. Často sa tu nachádzajú drobné kremenné žilky. Chceme ešte uviesť, že rozšírenie kremenných žíl je dosť nezávislé na petrografickej povahe hornín Spišsko-gemerského rudohoria.

Turmalinizácia je v kontaktnej aureole granitov alebo v sprievode kremennej a kremenno-sulfidnej mineralizácie dosť častým javom. Charakteristické pre ňu je, že vytvára aj dosť výrazné anomálne koncentrácie turmalínu. Má teda rovnakú povahu ako v gemeridných granitoch. Zdá sa, že tam, kde vznikol turmalín, chýba chlorit a naopak. Najčastejšie sa nachádza v spoločnej asociácii s kremeňom a sericitom. O tejto paragenetickej asociácii sme už hovorili pri granitoch. Turmalín môže byť významným kritériom pri posúdení spolupatričnosti rozdielnych mineralizácií. Vývoju hydrotermálneho turmalínu v okolných horninách napomáhala prítomnosť turmalínu z pôvodného zloženia hornín. Prejavilo sa to najmä pri premene hornín skupiny fylitov. Turmalín sa nachádza v minerálnej asociácii vyššej aj nižšej teploty. Pri pôsobení nižšie termálnych roztokov turmalín vznikol hlavne v asociácii s kremeňom a sericitom.

Chloritizácia prebieha pri pôsobení nižšie termálnych roztokov. Nie je však častá. Vývoj hydrotermálneho chloritu podmienil predovšetkým výskyt tmavých minerálov. Tmavých minerálov je však v študovaných horninách málo. Chlorit môžeme nájsť aj v zložení kremenných žíl, a to najmä vtedy, ak sú kremenné žily vyvinuté v horninách skupiny fylitov. Často je to výsledok dislokačnej metamorfózy. Vtedy je chlorit v spoločnej zmesi so sericitom.

Sericitizácia sa uskutočnila za sprievodného vzniku kremeňa. Spoločne vznikali sericit a turmalín. Vývoj hydrotermálneho sericitu však ťažko odlišiť od ostatných prípadov vývoja a niekedy je to i nemožné. V kontaktnej aureole vývoj hydrotermálneho sericitu dosť bezprostredne nadväzuje na vývoj muskovitu. Sericit bol zaznamenaný aj v kremenných a kremenno-sulfidných žilách. Domnievame sa však, že je to zriedkavejší jav ako pri karbonátovom zrudnení. Sericit v kremenných žilách, podobne ako chlorit, má často tektonometamorfný pôvod.

V asociácii hydrotermálneho kremeňa sa niekedy nachádza aj stilpnomelan. Stretáme sa s ním napr. v ložisku Hummel. Hneď na začiatku nášho štúdia nás na tento výskyt upozornil J. Kantor. Popri kremeni sa tu vyskytujú aj chlority a karbonáty. Kryštalizácia stilpnomelanu bola podmienená pôsobením Ca, Fe, Mg, Al a alkálií. Tento minerál môže byť ľahko zamenený za biotit. Výskyt stilpnomelanu najnovšie z oblasti Rožňavy opisuje C. Varček (1976). Pokiaľ sme sa stretli s výskytom tohto minerálu, zaznamenali sme ho spravidla v zložení kremenných žíl, prípadne žiliek. Nechceme ho však vylúčiť ani z metasomatického vývoja v okolných horninách. Práve vtedy môže byť ľahko zamenený s biotitom.

Sulfidizácia v okolných horninách je takmer analogická s mineralogickou povahou sulfidov v hydrotermálnych žilách. Metasomatický vývoj sulfidov sa v okolných horninách uskutočňuje najmä na úkor karbonátov a pyritu. Môžeme povedať, že mineralogická povaha metasomatických minerálov v okolných horninách nie je výraznejšie závislá od jednotlivých typov sulfidného zrudnenia, ale skôr od mineralogickej povahy okolných hornín. Vo všeobecnosti sa však dá povedať, že pre kremennú a kremenno-sulfidnú mineralizáciu je dosť charakteristický vývoj kremeňa, chloritu a samotných sulfidov.

## Geochemia

Premenami okolných hornín v žilných ložiskách gelnickej série sme sa zaoberali ako prvými. Všimli sme si predovšetkým premeny v okolí sideritových žíl. Na to sme zamerali i odber vzoriek pre geochemickú analýzu. Niektoré výsledky tejto analýzy sme publikovali v práci J. Gubač (1965b). Teraz si znovu všimneme týchto analýz. Ich štatistické spracovanie je však limitované počtom odobratých vzoriek a úrovňou chemických stanovení.

V procese karbonátového zrudnenia sa dosť výrazne uplatnili litofilné prvky v hydrotermálnom procese. Svedčí o tom najmä výskyt alumosilikátov v karbonátových žilách. Keď karbonátové roztoky odvodíme od raného vývoja granitoidných roztokov, môžeme povedať, že časť týchto prvkov, najmä alkálie a siderofilné Fe mohli byť prinášané z magmatického zdroja. Prvky Ca, Al a časť alkalických prvkov Na, K sa dostali do zloženia rudných roztokov najmä v dôsledku metasomatózy, hlavne karbonatizácie alumosilikátov v zložení porfyroidov. Počas karbonatizácie porfyroidov, podľa toho čo sme uviedli vyššie, vznikali albit, turmalín a najmä sericit. Uviedli sme tiež, že podstatne zastúpené prvky v týchto mineráloch sa veľmi nelíšia od týchto istých minerálov z predchádzajúceho autometamorfného a tektonometamorfného štádia premeny. Treba však objasniť aj uplatnenie a migráciu stopových prvkov. Prinášané boli predovšetkým rudné prvky, no uplatnili sa aj stopové prvky nachádzajúce sa v horninotvorných alumosilikátoch postihnutých metasomatózou.

V tab. 16 je uvedených niekoľko silikátových analýz sideritizovaných porfyroidov a kvarcitických fylitov. Pripojené sú tiež výsledky stanovenia stopových prvkov. Pri niektorých analyzovaných prvkoch bola riešená jednoduchá lineárna korelácia. Výsledky tejto analýzy sú uvedené v tab. 17. Úroveň stanovenia jednoduchých lineárnych koeficientov v uvedenej tabuľke nie je veľmi vysoká. Zapríčinil to malý počet analýz a z petrografického hľadiska dosť heterogénne vzorky. Napriek tomu sa dajú charakterizovať najvýznamnejšie závislosti a tým zároveň dokumentovať vyššie charakterizované paragenetické vzťahy premeny porfyroidov v okolí karbonátových žíl.  $Fe^{2+}$ , ktoré je hlavným predstaviteľom Fe-metasomatózy, má najvyššie korelačné koeficienty k Zr (0,908), Li (0,789) a k Co (0,592). Tieto prvky z vyššie

Tabuľka 16 Chemické analýzy sideritizovaných porfyroidov

| Kyslíčniky N°                  | 17     | 18     | 19     | 20     | 21     | 22     | 23      | 24     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 56,00  | 69,01  | 60,53  | 52,97  | 59,51  | 41,02  | 78,98   | 70,49  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,57   | 0,35   | 0,58   | 0,40   | 0,28   | 1,80   | 0,24    | 0,28   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,32  | 12,30  | 12,72  | 10,65  | 14,98  | 28,50  | 4,12    | 9,24   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,86   | 3,06   | 1,59   | 2,31   | 2,79   | 2,79   | 1,51    | 4,44   |
| FeO                            | 8,33   | 4,45   | 7,32   | 15,08  | 3,56   | 5,89   | 1,44    | 3,01   |
| MnO                            | 0,37   | 0,23   | 0,55   | 0,89   | 0,17   | 0,23   | 0,02    | 0,21   |
| MgO                            | 0,94   | 0,91   | 3,15   | 2,27   | 1,71   | 1,79   | 1,36    | 2,20   |
| CaO                            | 2,42   | 1,23   | 1,24   | 1,23   | 3,08   | 1,24   | 6,23    | 1,22   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,40   | 0,30   | 0,35   | 0,30   | 3,15   | 0,45   | 0,35    | 0,25   |
| K <sub>2</sub> O               | 5,90   | 4,45   | 5,50   | 3,50   | 3,20   | 9,30   | 3,95    | 4,70   |
| H <sub>2</sub> O               | 6,09   | 3,53   | 5,21   | 9,33   | 6,79   | 5,89   | 0,00    | 0,45   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,18   | 0,07   | 0,20   | 0,10   | 0,16   | 0,16   | 0,06    | pmd    |
| SO <sub>3</sub>                | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,41   | 0,76   | —      | —       | —      |
|                                | 100,09 | 99,89  | 99,40  | 99,44  | 100,13 | 99,51  | 99,64   | 99,66  |
| Ga                             | 0,0026 | 0,0035 | 0,0038 | 0,0038 | 0,0028 | 0,0091 | 0,0036  | 0,0034 |
| V                              | 0,0150 | 0,0140 | 0,0120 | 0,0062 | 0,0200 | 0,0740 | 0,0043  | 0,0    |
| Zr                             | 0,0270 | 0,0240 | 0,0270 | 0,0330 | 0,0200 | 0,0200 | 0,0210  | 0,0190 |
| Cr                             | 0,0030 | 0,0053 | 0,0043 | 0,0022 | 0,0038 | 0,0073 | 0,0015  | pmd    |
| Ba                             | 0,0260 | 0,0810 | 0,0170 | 0,0180 | 0,0087 | 0,0100 | 0,0480  | 0,1000 |
| Sr                             | 0,0014 | 0,0056 | 0,0074 | 0,0008 | 0,0021 | 0,0040 | 0,00059 | pmd    |
| Li                             | 0,0290 | 0,0290 | 0,0300 | 0,0450 | 0,0210 | 0,0350 | 0,0300  | 0,0280 |
| Ni                             | 0,0040 | 0,0030 | 0,0040 | 0,0050 | 0,0050 | 0,0070 | 0,0020  | 0,0030 |
| Co                             | 0,0030 | 0,0020 | 0,0030 | 0,0040 | 0,0030 | pmd    | 0,0020  | 0,0000 |
| Pb                             | stopy  | stopy  | stopy  | 0,0062 | 0,0042 | 0,0042 | 0,0012  | 0,0045 |
| Sn                             | stopy  | 0,0010 | 0,0010 | 0,0018 | stopy  | 0,0014 | 0,0010  | 0,0011 |

Petrografický názov, lokalita a analytik:

- N° — 17 Turmalinicko-karbonatizovaný porfyroid, Rožňava-baňa, vrt T/58 Be, hĺbka 59,50—59,60 m, Šulcová, Cubínek.
- N° — 18 Turmalinicko-karbonatizovaný porfyroid, Rožňava-baňa, haldový materiál, Šulcová, Cubínek.
- N° — 19 Sericiticko-karbonatizovaný porfyroid, Rožňava-baňa, haldový materiál, Šulcová, Cubínek.
- N° — 20 Sericiticko-karbonatizovaný porfyroid, Rožňava-baňa, XXV obraz, 10 m pred m. b. 2138, blízko žily Bernardi, Šulcová, Cubínek.
- N° — 21 Albiticko-karbonatizovaný porfyroid, Rožňava-baňa, od ústia dedičnej štólne cca 250 m, Šaturová, Šulcová, Cubínek.
- N° — 22 Turmalinicko-karbonatizovaný porfyroid. — tektonometamorfovaný, Rožňava baňa XIX hor. na Bernardi. jz. od žily pri križovatke, Šulcová, Cubínek.
- N° — 23 Kvarcitický fylit, Maria baňa VI. obzor od m. 774 cca 65 m na západ, Šulcová, Cubínek.
- N° — 24 Kvarcitický fylit. Rožňava-baňa, haldový materiál, Šulcová, Cubínek.

pmd — pod medzou dôkazu



úchých lineárne koeficienty chemických prvkov sideritizovaných porfyroidov

|        |        |        |        |        |        |                  |        |        |        |        |       |  |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|------------------|--------|--------|--------|--------|-------|--|
| 1,000  |        |        |        |        |        |                  |        |        |        |        |       |  |
| -0,276 | 1,000  |        |        |        |        |                  |        |        |        |        |       |  |
| 0,268  | 0,109  | 1,000  |        |        |        |                  |        |        |        |        |       |  |
| 0,746  | -0,055 | 0,480  | 1,000  |        |        |                  |        |        |        |        |       |  |
| -0,268 | 0,773  | 0,525  | -0,103 | 1,000  |        |                  |        |        |        |        |       |  |
| 0,864  | 0,078  | 0,225  | 0,653  | -0,054 | 1,000  |                  |        |        |        |        |       |  |
| 0,019  | 0,908  | 0,028  | 0,052  | 0,592  | 0,428  | 1,000            |        |        |        |        |       |  |
| -0,104 | 0,212  | -0,272 | -0,105 | 0,075  | 0,212  | 0,289            | 1,000  |        |        |        |       |  |
| 0,255  | -0,009 | -0,359 | -0,181 | -0,122 | 0,502  | 0,328            | 0,302  | 1,000  |        |        |       |  |
| 0,032  | 0,680  | -0,471 | 0,025  | 0,196  | 0,310  | 0,789            | 0,244  | 0,414  | 1,000  |        |       |  |
| 0,783  | -0,254 | -0,269 | 0,662  | -0,563 | 0,696  | 0,022            | 0,118  | 0,285  | 0,359  | 1,000  |       |  |
| -0,116 | -0,298 | -0,034 | -0,338 | 0,110  | -0,475 | -0,486           | -0,358 | -0,225 | -0,294 | -0,252 | 1,000 |  |
| Sr     | Zr     | V      | Cr     | Co     | Ni     | Fe <sup>2+</sup> | Mg     | Pb     | Li     | Ga     | Ca    |  |
| 12,9   | 238,8  | 98,6   | 34,4   | 21,4   | 41,3   | 4,8              | 1,1    | 25,8   | 308,8  | 40,8   | 1,61  |  |
| 12,5   | 48,5   | 65,3   | 22,6   | 14,4   | 15,5   | 3,3              | 0,5    | 24,6   | 68,8   | 20,8   | 1,31  |  |

stický priemer korelovaných hodnôt  
 najväčšia odchýlka korelovaných hodnôt

spomenutých metasomatických minerálov sa viažu najmä na sericit. Táto korelácia potvrdzuje, že sericitizácia je popri karbonatizácii najvýznamnejším mineralizačným prejavom. Negatívna alebo aspoň nízka hodnota jednoduchého lineárneho koeficientu  $Fe^{2+}$  k Ca, Sr a Ba môže byť prejavom toho, že vývoj hydrotermálnych karbonátov sa uskutočnil predovšetkým na úkor živcov.

V tab. 18 sú uvedené výsledky kvantitatívnych spektrálnych analýz stopových prvkov pri väčšom počte analyzovaných vzoriek. Osobitne máme uvedené analýzy

Tabuľka 18 Výsledky kvantitatívnej spektrálnej analýzy

Sideritizované, sericitizované a turmalinizované porfyroidy

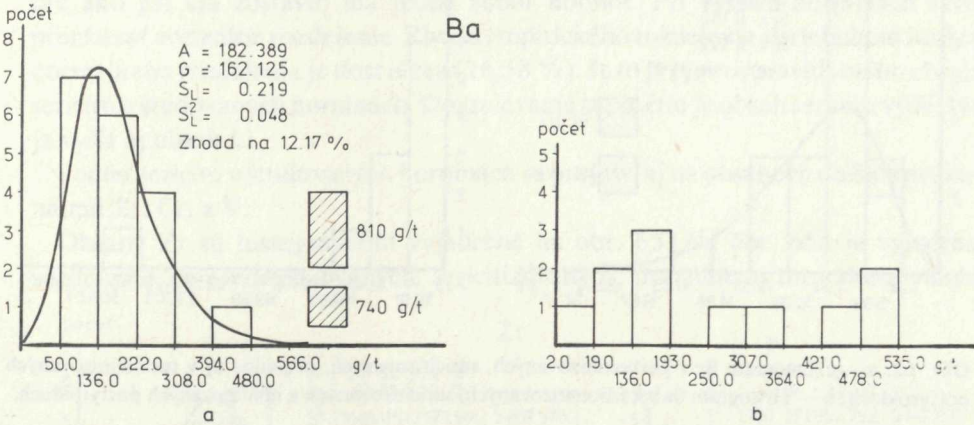
| Č. vz. | Ba  | Sr  | Zr  | V   | Cr | Co  | Ni  | Pb  | Li  | Ga  | Sn  |
|--------|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 1      | 810 | 12  | 290 | 100 | 54 | pmd | pmd | pmd | pmd | 43  | 13  |
| 2      | 96  | 9,6 | 330 | 98  | 39 | 30  | 20  | pmd | 340 | 35  | pmd |
| 3      | 810 | 5,6 | 240 | 140 | 53 | 20  | 30  | pmd | 290 | 35  | 10  |
| 4      | 740 | 15  | 280 | 140 | 60 | 40  | 50  | 42  | 310 | 38  | 0   |
| 5      | 250 | 11  | 200 | 120 | 53 | 20  | 50  | pmd | 270 | 38  | 10  |
| 6      | 130 | 6,6 | 200 | 110 | 25 | 20  | 40  | pmd | 0   | 28  | pmd |
| 7      | 96  | 8,0 | 210 | 130 | 42 | 30  | 40  | 38  | pmd | 34  | 15  |
| 8      | 51  | 7,4 | 160 | 0   | 20 | 20  | 50  | 0   | 0   | pmd | 0   |
| 9      | 160 | 12  | 170 | 85  | 42 | 30  | 39  | pmd | 290 | 36  | pmd |
| 10     | 100 | 40  | 200 | 740 | 73 | pmd | 70  | 42  | 350 | 91  | 14  |
| 11     | 210 | 6,8 | 290 | 120 | 35 | 30  | 40  | pmd | 320 | pmd | 12  |
| 12     | 120 | 9,1 | 260 | 140 | 53 | 30  | 40  | pmd | 310 | 48  | 11  |
| 13     | 260 | 14  | 270 | 150 | 30 | 30  | 40  | pmd | 290 | 26  | pmd |
| 14     | 200 | 8   | 250 | 140 | 42 | 30  | 40  | 10  | 280 | 38  | 10  |
| 15     | 480 | 5,2 | 240 | 150 | 40 | 30  | 35  | 0   | pmd | 41  | pmd |
| 16     | 240 | 10  | 280 | 60  | 37 | 30  | 60  | 10  | 300 | 28  | 10  |
| 17     | 170 | 14  | 170 | 140 | 42 | 40  | 50  | pmd | 300 | 40  | 10  |
| 18     | 180 | 8   | 330 | 62  | 22 | 40  | 50  | 62  | 450 | 38  | 18  |
| 19     | 170 | 7,4 | 270 | 120 | 43 | 30  | 40  | pmd | 300 | 38  | 10  |
| 20     | 240 | 22  | 320 | 190 | 33 | 0   | 36  | 35  | pmd | 28  | pmd |
| 21     | 130 | 13  | 240 | 170 | 32 | 30  | 40  | 0   | pmd | 31  | pmd |

Sideritizované, sericitizované a albitizované porfyroidy

|    |     |     |     |     |     |     |    |     |     |     |     |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|
| 22 | 160 | 22  | 270 | 150 | 36  | 30  | 50 | 35  | pmd | 26  | pmd |
| 23 | 110 | 35  | 260 | 150 | 26  | 30  | 37 | 37  | pmd | 25  | pmd |
| 24 | 530 | 44  | 220 | 130 | 43  | 30  | 50 | 41  | 280 | 32  | pmd |
| 25 | 140 | 19  | 260 | 160 | 34  | 30  | 50 | 35  | pmd | 28  | pmd |
| 26 | 320 | 53  | 140 | 310 | 100 | 0   | 40 | pmd | 260 | 43  | pmd |
| 27 | 23  | 7,4 | 250 | 0   | pmd | pmd | 66 | 0   | pmd | pmd | pmd |

sideritizovaných, sericitizovaných, prípadne aj turmalinizovaných porfyroidov a osobitne sideritizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyroidov. Obsahy stopových prvkov podľa uvedeného rozčlenenia sú vyjadrené aj histogramami.

Na obr. 61a sú vyjadrené obsahy Ba v karbonatizovaných, sericitizovaných, prípadne aj v turmalinizovaných porfyroidoch. Rozdelenie má povahu nesymetrického rozdelenia. S lognormálnym rozdelením sa však zhoduje len na 12 %. Z histogramov vyplýva, že vyššie hodnoty majú dosť nepravidelné rozdelenie. Je to



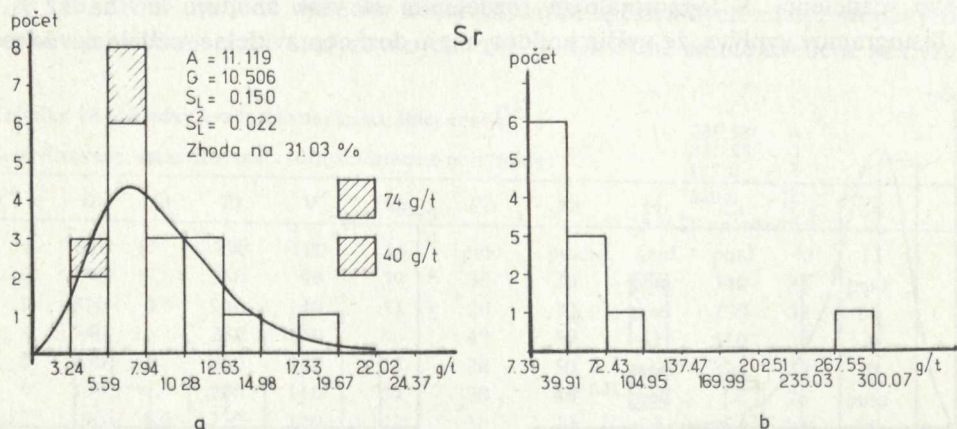
Obr. 61 a — Histogram Ba v karbonatizovaných, sericitizovaných, prípadne aj v turmalinizovaných porfyroidoch, b — Histogram Ba v karbonatizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyroidoch.

prejav najmä nerovnovernej premeny K-živcov. Spôsobila to nielen karbonatizácia pri uplatnení rudných roztokov, ale aj predchádzajúca autometamorfóza a tektono-metamorfóza. Obsahy Ba v albitizovaných porfyroidoch (obr. 61b) pre malý počet vzoriek nemohli byť štatisticky spracované. Napriek tomu, keď porovnáme histogramy na obr. 61a, b, môžeme povedať, že obsahy Ba sú o niečo vyššie pri vzorkách, v ktorých bola zaznamenaná albitizácia.

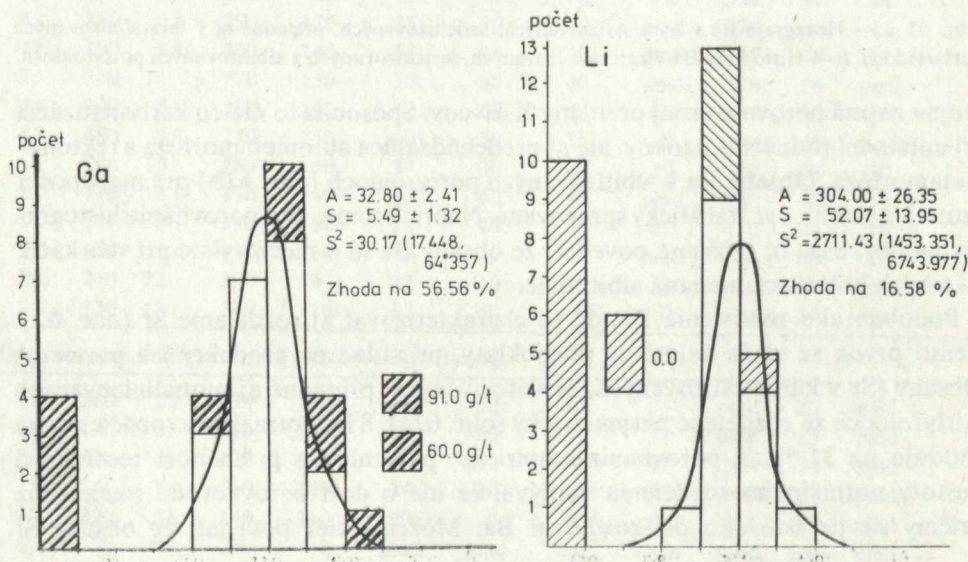
Podobne ako rozdelenie Ba, dá sa charakterizovať aj rozdelenie Sr (obr. 62). Tento prvok sa viaže najmä na plagioklasy, prípadne na produkty ich premeny. Obsahy (Sr v karbonatizovaných, sericitizovaných, prípadne aj turmalinizovaných porfyroidoch sú rozdelené nesymetricky (obr. 62a). S lognormálnym rozdelením sa zhoduje na 31 %. Z porovnania empirickej početnosti s priebehom teoretickej hustoty normálneho rozdelenia vyplýva, že ide o dosť nerovnorodé rozdelenie. Príčiny sú tie isté ako pri rozdelení Ba. Môžeme tiež povedať, že obsahy Sr

$5,49 \pm 1,32$ . Relatívne zvýšenie obsahov tohto prvku nastalo hlavne pri tektonometamorfoze. (pozri N° 22 v tab. 16). Rozdelenie Ga je dosť späť s rozdelením Al. Chceme poznamenať, že práve v horninách postihnutých tektonometamorfózou došlo k impregnácii a k prežilkovateniu s rudnými minerálmi.

Z histogramu na obr. 63 vidieť, že popri zvýšených hodnotách obsahov Ga



Obr. 62. a — Histogram Sr v karbonatizovaných, sericitizovaných, prípadne aj v turmalinizovaných porfyróidoch, b — Histogram Sr v karbonatizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyróidoch.

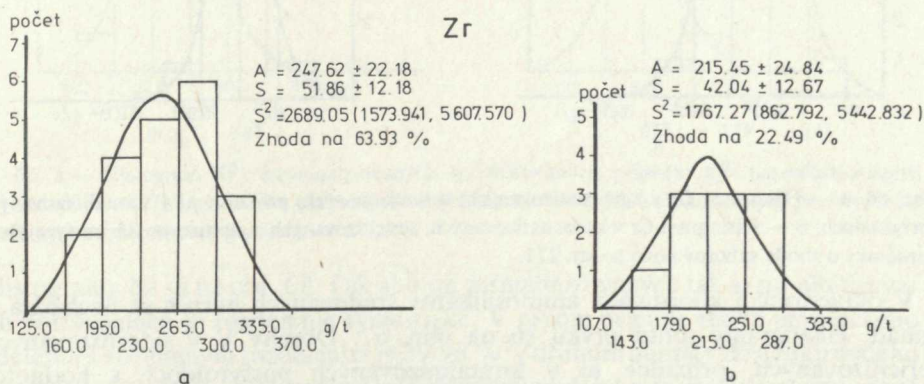


v niektorých vzorkách má tento prvok obsahy pod medzou dôkazu. Tento jav bol vyvolaný najmä karbonatizáciou. Ga a zrejme aj Al v týchto prípadoch vstúpilo do rozloženia rudných roztokov. Prejavilo sa to, ako sme už uviedli na začiatku tejto state, prítomnosťou alumosilikátov v karbonátových žilách.

Z horninotvorných minerálov sa do zloženia rudných roztokov mohlo dostať aj Li. Svedčí o tom histogram na obr. 64. Tiež pri tomto prvku je veľký počet vzoriek s hodnotami pod medzou dôkazu použitej analytickej metódy. Z tohto dôvodu sme tak ako pri Ga zostavili iba jeden súbor hodnôt. Pri vyšších hodnotách sa dá preukázať normálne rozdelenie. Zhoda empirického rozdelenia s priebehom funkcie normálneho rozdelenia je dosť nízka (16,58 %). Je to prejav nepravidelného obsahu sericitu v študovaných horninách. Domnievame sa, že čím je obsah sericitu vyšší, tým je vyšší aj obsah Li.

Podiel sericitu v študovaných horninách sa prejavil aj na obsahoch ďalších prvkov, najmä Zr, Cr, a V.

Obsahy Zr sú histogramami vyjadrené na obr. 65. Na obr. 65a je vyjadrené rozdelenie Zr v sideritizovaných, sericitizovaných, prípadne aj turmalinizovaných

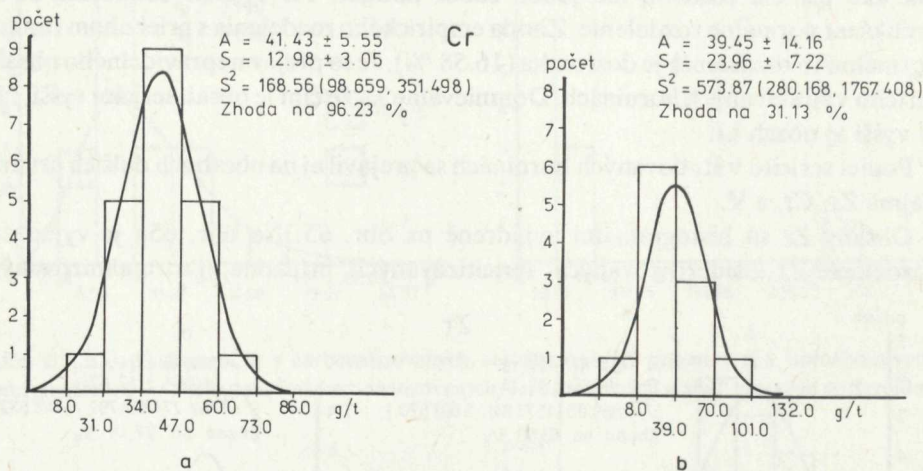


Obr. 65. a — Histogram Zr v karbonatizovaných, sericitizovaných, prípadne aj turmalinizovaných porfyroidoch, b — Histogram Zr v karbonatizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyroidoch. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

porfyroidoch a na obr. 65b v sideritizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyroidoch. Pri oboch rozdeleniach ide o normálne rozdelenie. Z porovnania aritmetických priemerov ( $247,62 \pm 22,18$ ,  $215,45 \pm 24,84$ ) vyplýva, že obsahy Zr sú vyššie vo vzorkách s vyšším podielom sericitu. Aj empirická početnosť vyjadrená histogramami svedčí o tom, že vyššie hodnoty sú častejšie. Takto sa zvyšuje negatívna hodnota excessu ( $E = -1,17$ ;  $-1,35$ ). Zr v horninách porfyrového vulkanizmu môže byť odvodené aj od pôvodného akcesorického zirkónu. Domnievame sa však, že charakterizované rozdelenie je určené najmä väzbou Zr na sericit.

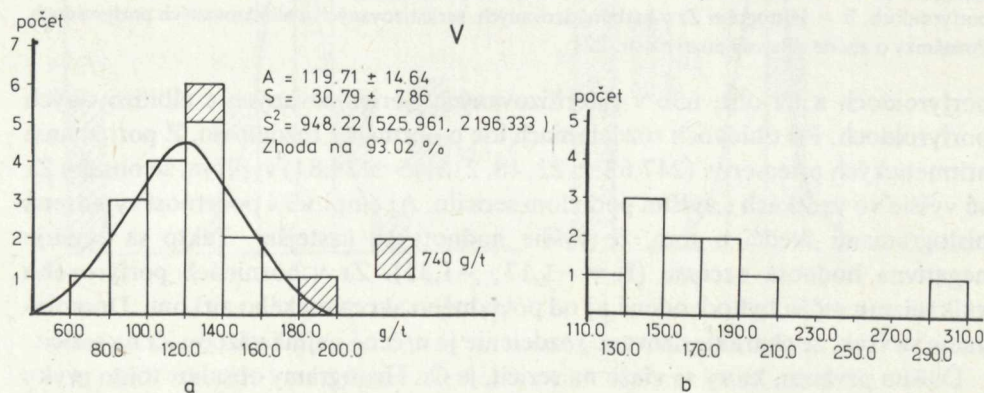
Ďalším prvkom, ktorý sa viaže na sericit, je Cr. Histogramy obsahov tohto prvku sú na obr. 66. Výrazné normálne rozdelenie obsahov tohto prvku majú sideritizované, sericitizované, prípadne aj turmalinizované porfyroidy (obr. 66a). Zhoda

s normálnym rozdelením je na 86,23 %. Pre porovnanie hodnoty excessu (E) predchádzajúceho rozdelenia s týmto rozdelením uvádzame, že  $E = -0,24$ . Normálne rozdelenie majú aj obsahy Cr v sideritizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyroidoch (obr. 66b). Z porovnania hodnôt aritmetických priemerov týchto dvoch rozdelení ( $41,43 \pm 5,55$  g/t,  $39,45 \pm 14,16$  g/t — sa zdá, že obidve spomínané rozdelenia majú rovnaké obsahy tohto prvku. Pri druhej skupine je v dôsledku malého počtu hodnôt súboru znížená presnosť štatistických charakteristík.



Obr. 66. a — Histogram Cr v karbonatizovaných, sericitizovaných, prípadne aj v turmalinizovaných porfyroidoch, b — Histogram Cr v karbonatizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyroidoch. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

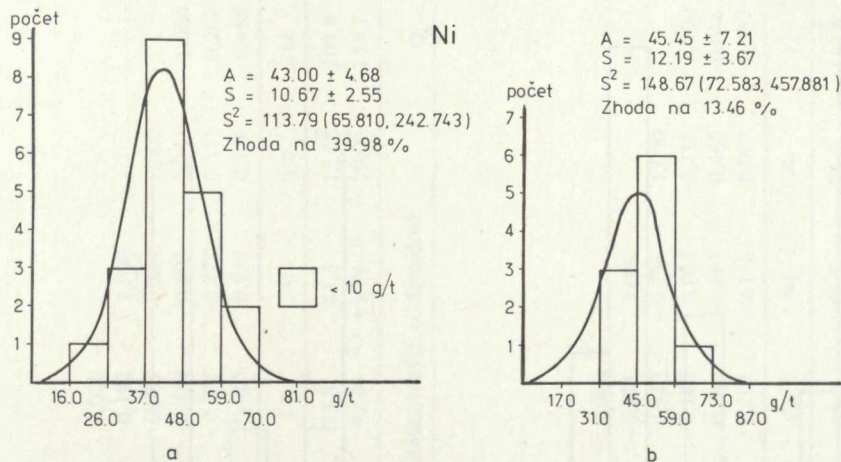
V oktaedrickej koordinácii alumosilikátov študovaných hornín sa nachádza aj vanád. Histogramy tohto prvku sú na obr. 67. Obsahy V v sideritizovaných, sericitizovaných, prípadne aj v turmalinizovaných porfyroidoch s hodnotou  $A = 119,71 \pm 14,64$  a  $S = 30,79 \pm 7,86$  dobre sledujú normálne rozdelenie



Obr. 67. a — Histogram V v karbonatizovaných, sericitizovaných, prípadne aj v turmalinizovaných porfyroidoch, b — Histogram V v karbonatizovaných, sericitizovaných a v albitizovaných porfyroidoch.

(93,02 %). Pri sideritizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyroidoch (obr. 67b) sme nemali dostatočný počet analytických hodnôt, preto sme nemohli toto rozdelenie podrobiť štatistickému spracovaniu. Z porovnania histogramov však vyplýva, že obsahy V v oboch skupinách vzoriek sú dosť zhodné.

Z rudných prvkov, ktoré mohli byť prinášané rudnými roztokmi, ale môžu byť aj v štruktúrach pôvodných horninotvorných alumosilikátov, sme venovali pozornosť Ni, Co, Pb a Sn.

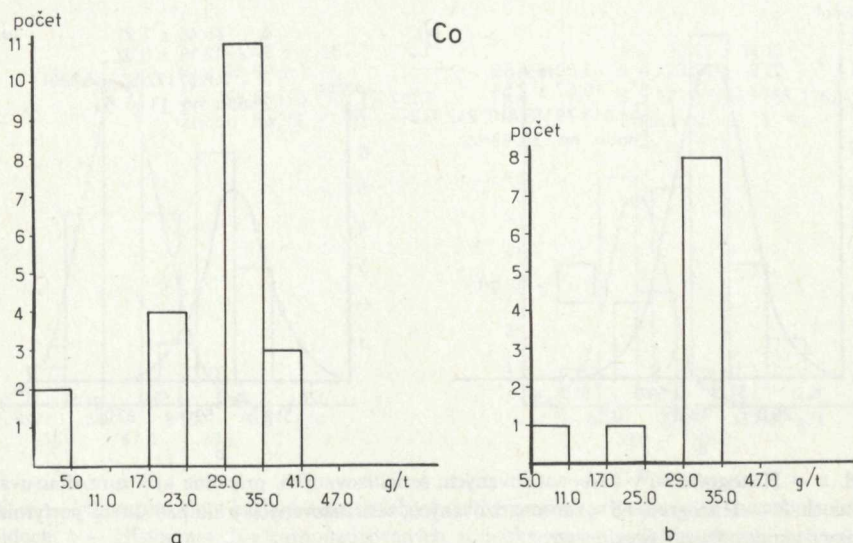


Obr. 68. a — Histogram Ni v karbonatizovaných, sericitizovaných, prípadne aj v turmalinizovaných porfyroidoch, b — Histogram Ni v karbonatizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyroidoch. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

Histogramy Ni sú na obr. 68. Tak ako pri turmalinizovaných tak aj pri albitizovaných porfyroidoch je rozdelenie symetrické. V prvom prípade zhoda empirického rozdelenia s normálnym rozdelením je 39,98 %, v druhom najmä v dôsledku malého počtu hodnôt 13,46 %. Tieto rozdelenia obsahujú však takmer všetky vzorky určené pre analýzy. Priemerné obsahy oboch rozdelení sú takmer zhodné ( $A = 43,00 \pm 4,68$  g/t,  $A = 45,44 \pm 7,21$  g/t). Zdá sa teda, že Ni, aj keď bolo prinášané rudnými roztokmi (čo považujeme za pravdepodobné), pri Fe-metasomatóze analyzovaných vzoriek neprekonalu podstatnejšie zmeny.

Ďalším z prvkov, ktorý mohol byť prinášaný v procese karbonatizácie, je Co. Pri obsahoch tohto prvku je hodnota rozptylu veľmi malá. Nakoľko citlivosť použitej analytickej metódy bola dosť nízka, nemohli sme získané hodnoty podrobiť štatistickému spracovaniu. Z toho dôvodu na obr. 69 je histogramami rozdelenie tohto prvku iba naznačené. Na obr. 69a je histogram obsahov Co v karbonatizovaných, sericitizovaných, prípadne aj v turmalinizovaných porfyroidoch. Na obr. 69b je zase histogram obsahov tohto prvku v karbonatizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyroidoch. Zo zobrazení sa dá usudzovať, že podľa obsahov Co možno rozdeliť analyzované vzorky do dvoch skupín, a to na vzorky s nižšími a vyššími obsahmi.

Pri Pb a Sn, ako to vidieť z tab. 18, boli stanovené obsahy len pre malý počet vzoriek. Pri týchto prvkoch sme teda museli upustiť od štatistického spracovania. Domnievame sa však, že práve pri prvkoch so sporadickými vyššími hodnotami treba mať na zreteli prínos. Prinášané boli aj ďalšie prvky, najmä chalkofilné. Na začiatku nášho štúdia sme im však nevenovali väčšiu pozornosť. Pripomíname však, že chalkofilné prvky sa uplatnili najmä v období kremenno-sulfidného a sulfidného zrudnenia.



Obr. 69. a — Histogram Co v karbonatizovaných, sericitizovaných, prípadne aj v turmalinizovaných porfyroidoch, b — Histogram Co v karbonatizovaných, sericitizovaných a v albitizovaných porfyroidoch.

Obsahy prvkov uvedené v tab. 18 sme podľa vyčlenených petrografických skupín podrobili aj korelačnej analýze. V tab. 19 sú výsledky výpočtu jednoduchých lineárnych koeficientov stopových prvkov v sideritizovaných, sericitizovaných, prípadne aj turmalinizovaných porfyroidoch. Tab. 20 má jednoduché lineárne koeficienty pre sledované stopové prvky v sideritizovaných, sericitizovaných a albitizovaných porfyroidoch. Pri analýze stopových prvkov a niektorých podstatne zastúpených prvkov (tab. 17) sme už zdôraznili, že najvýznamnejšie korelácie treba odvodíť od prítomnosti prvkov v sericite. Pri turmalinizovaných porfyroidoch sme najvýznamnejšie pozitívne korelácie uviedli pri Ga, Sr, V a Cr. Z významnejších negatívnych korelácií tejto skupiny vzoriek treba mať na zreteli najmä vzťahy medzi Zr-Cr a Sr-Co. Pri albitizovaných porfyroidoch sú najvýraznejšie negatívne korelácie. Platí to hlavne o Li-Zr, Ga-Ni, Ga-Zr, Sn-Ga. Rozdiely v korelácií môžu dokumentovať rozdielne zastúpenie stopových prvkov v sericite z hornín s rozdielnym zastúpením plagioklasov. Pri koreláciách uvedených v tab. 17 sme zdôraznili, že  $Fe^{2+}$  má pozitívnu koreláciu predovšetkým k Zr, Li a Co. Svedčí to o tom, že Fe-metasomatóza sa uplatnila hlavne vtedy, keď bol oslabený vývoj albitu.



Tabuľka 19 Jednoduché lineárne koeficienty prvkov v sideritizovaných a turmalinizovaných porfyróidoch

|     |        |        |        |        |        |        |       |       |       |       |       |
|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ba  | 1,000  |        |        |        |        |        |       |       |       |       |       |
| Sr  | -0,115 | 1,000  |        |        |        |        |       |       |       |       |       |
| Zr  | 0,348  | 0,002  | 1,000  |        |        |        |       |       |       |       |       |
| V   | -0,151 | 0,830  | -0,276 | 1,000  |        |        |       |       |       |       |       |
| Cr  | 0,178  | 0,330  | -0,543 | 0,617  | 1,000  |        |       |       |       |       |       |
| Co  | -0,180 | -0,529 | -0,189 | -0,369 | -0,028 | 1,000  |       |       |       |       |       |
| Ni  | -0,495 | 0,421  | -0,035 | 0,331  | -0,097 | 0,192  | 1,000 |       |       |       |       |
| Pb  | -0,049 | 0,422  | 0,193  | 0,349  | 0,145  | -0,009 | 0,344 | 1,000 |       |       |       |
| Li  | -0,062 | 0,129  | -0,014 | 0,222  | 0,346  | 0,434  | 0,403 | 0,241 | 1,000 |       |       |
| Ga  | 0,071  | 0,669  | -0,057 | 0,756  | 0,538  | -0,271 | 0,222 | 0,351 | 0,267 | 1,000 |       |
| Sn  | -0,039 | 0,047  | 0,091  | 0,223  | 0,299  | 0,025  | 0,037 | 0,356 | 0,468 | 0,353 | 1,000 |
|     | Ba     | Sr     | Zr     | V      | Cr     | Co     | Ni    | Pb    | Li    | Ga    | Sn    |
| AKH | 268,7  | 11,7   | 232,4  | 158,9  | 44,2   | 25,8   | 41,5  | 12,8  | 209,8 | 35,0  | 7,6   |
| SKH | 234,3  | 7,6    | 70,3   | 146,8  | 17,9   | 12,2   | 13,3  | 19,0  | 155,7 | 17,4  | 5,8   |

Tabuľka 20 Jednoduché lineárne koeficienty prvkov v sideritizovaných a albitizovaných porfyróidoch

|     |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |
|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Ba  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |
| Sr  | 0,173  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |       |
| Zr  | -0,370 | -0,455 | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |       |
| V   | 0,280  | 0,207  | -0,664 | 1,000  |        |        |        |        |        |        |       |
| Cr  | 0,288  | 0,151  | -0,671 | 0,832  | 1,000  |        |        |        |        |        |       |
| Co  | 0,137  | 0,215  | 0,244  | 0,047  | -0,445 | 1,000  |        |        |        |        |       |
| Ni  | -0,105 | -0,128 | 0,426  | -0,456 | -0,217 | -0,261 | 1,000  |        |        |        |       |
| Pb  | -0,133 | 0,247  | -0,135 | 0,037  | -0,254 | 0,533  | -0,758 | 1,000  |        |        |       |
| Li  | -0,496 | 0,335  | -0,609 | 0,518  | 0,458  | -0,145 | 0,033  | -0,316 | 1,000  |        |       |
| Ga  | 0,082  | 0,202  | -0,561 | 0,632  | 0,374  | 0,286  | -0,667 | 0,462  | -0,046 | 1,000  |       |
| Sn  | 0,367  | -0,118 | 0,036  | -0,096 | -0,040 | -0,104 | -0,148 | 0,082  | 0,387  | -0,526 | 1,000 |
|     | Ba     | Sr     | Zr     | V      | Cr     | Co     | Ni     | Pb     | Li     | Ga     | Sn    |
| AKH | 255,5  | 61,3   | 215,5  | 160,9  | 44,9   | 23,7   | 45,5   | 34,5   | 119,6  | 27,5   | 1,8   |
| SKH | 175,9  | 82,6   | 42,0   | 72,2   | 40,3   | 11,9   | 12,2   | 30,5   | 137,9  | 16,7   | 2,7   |

Vysvetlivky: AKH — aritmetický priemer korelovaných hodnôt  
 SKH — smerodajná odchýlka korelovaných hodnôt

## Zhodnotenie

Doterajšie názory na povahu sprievodných premien karbonátového zrudnenia v horninách gelnickej série, ale aj v ostatných útvaroch paleozoika, môžeme rozdeliť do dvoch skupín:

Prvá skupina názorov dáva do genetickej súvislosti javy regionálnej dynamometamorfózy a metalogenézy. Sú to práce od V. Zoubka (1936, 1937). Tento autor si na základe prác alpských geológov všima regionálne rozšírenie dvoch minerálnych individuí s ľahko migrujúcimi zložkami, a to turmalín ( $B_2O_3$ ) a „vápenec“ (myslí na karbonát —  $CO_2$ ). Autor poukazuje na to, že v spišsko-gemerských žilách sideritovej formácie sa často nachádza turmalín a albit a obidva tieto minerály charakterizujú procesy regionálnej látkovej migrácie. Poukazuje tiež na to, že v Alpách v glocknerskej skupine E. Clar a O. Fridrich (1933) upozorňujú na úzky vzťah albitov nachádzajúcich sa v žilách k regionálnej albitizácii. Podobne uvažujú aj o  $TiO_2$ . Príčiny migrácie V. Zoubek na základe prác spomínaných alpských geológov hľadá v tektonických procesoch. Na tieto procesy citovaný autor viaže značnú časť sideritového zrudnenia v Západných Karpatoch, a teda aj v gemeridách. Vo svojej neskoršej práci z r. 1954 znova poukazuje na totožnosť minerálov sideritovej formácie s minerálmi regionálnych migračných a rekryštalizačných procesov. No na rozdiel od vyššie citovaných starších prác hovorí, že spomínané migračné a rekryštalizačné procesy mohli byť vyvolané jednak regionálnymi tektonickými pochodmi karpatského vrásnenia, jedak exhaláciou a hydrotermálnym prínosom z hĺbok, alebo oboma týmito procesmi. Z prác tohto autora sme si však nemohli urobiť predstavu o zodpovedajúcej metamorfnej minerálnej asociácii okolných hornín. Bez toho je však ťažko urobiť si obraz o chemickej zmene horniny. Je to však nevyhnutné na to, aby sme mohli uveriť, že chemické zloženie žíl sideritovej formácie má svoj zdroj v okolných horninách. Z jeho prác nie je jasné, či podobne ako alpskí geológovia aj on uvažuje o regionálnej albitizácii, prípadne o karbonatizácii. Neskoršie alpskí geológovia nedávali už regionálnu albitizáciu a albity v žilách do jednoznačnej závislosti od regionálne dynamometamorfnych procesov. Uvažovali aj o regionálnej premene vyvolanej postmagmatickými roztokmi (pozri E. Clar 1954). Sám V. Zoubek sa v poslednej citovanej práci nestavia výhradne za odvodenie migračných procesov odvodených od regionálnej dynamometamorfózy. Napriek tomu F. Novák (1959) za hlavný výsledok svojho štúdia rožňavských sideritových žíl považuje poznatok, že určitá časť nerastnej paragenézy (tzv. regeneračná mineralizácia) má svoj zdroj v okolných horninových komplexoch. Za hlavný dôkaz svojho tvrdenia považuje autor výskyt litofilných prvkov v mineráloch tzv. regeneračnej mineralizačnej etapy.

Druhá skupina názorov vychádza z toho, že premeny okolných hornín sú vyvolané rudnými roztokmi. V prevažnej väčšine interpretujú premeny okolných hornín ako

výsledok pôsobenia hydrotermálnych roztokov. Tito mali infiltrovať z puklín do okolných hornín.

V. Čekalová (1953) rozoznáva v blízkosti sadlovskej žily dva typy premien, a to dynamické a chemické. Z dynamických premien má na zreteli tie, ktoré sa viažu na mylonitizáciu hornín. Pozorovala aj účinky tektoniky po zrudnení. Chemické premeny viaže na hydrotermálne roztoky. K týmto premenám počíta prekremenenie, sericitizáciu, karbonatizáciu, pyritizáciu a turmalinizáciu. Takúto charakteristiku premien nájdeme aj v iných prácach. J. Ilavský (1960) pre vyhľadávanie skrytých ložísk sideritových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí radí používať sideritizáciu.

Osobitne sa treba zmieniť o albitizácii. C. Varček (1953, 1955) upozornil na to, že albit v sideritových žilách je produktom hydrotermálnych roztokov. Pritom predpokladá, že hydrotermálne roztoky sa o zložky tohto minerálu obohatili pri prenikaní cez horniny porfýrového vulkanizmu. V ďalšej práci z roku 1959, kde zhŕňa svoje poznatky ako argument pre hydrotermálny pôvod albitov v žilách, uvádza, že je možné pozorovať pozvoľný prechod domnelého aplitu (rozumej albitickej žily) do okolných porfyroïdov (pozri obr. 53). Hovorí tiež, že vložky porfyroïdov v žile nadobúdajú v dôsledku albitizácie charakter „aplitu“. O tieto javy nie je v sideritových ložiskách núdza. Sú presvedčivým dôkazom toho, že albitizácia patrí medzi premeny okolných hornín. Prekremenenie, sericitizáciu, turmalinizáciu a chloritizáciu chápu všetci autori prevažne rovnako.

V prácach, ktoré sa týkajú problematiky premien okolných hornín, nie je však jasne vysvetlená spätosť premeny so samotným zrudňovacím procesom v žilách. Za premeny okolných hornín sú považované jedine tie, ktoré sú vyvinuté v tesnej blízkosti žil. Hovorí sa aj o chýbaní premien okolných hornín.

Z výsledkov, ktoré boli uvedené v tejto stati, vyplýva, že vplyv hornín porfýrového vulkanizmu prostredníctvom reakcie s rudnými roztokmi sa naozaj prejavil na charaktere žilnej mineralizácie. Treba však rozlišovať premeny sprevádzané karbonátovým a kremenno-sulfidným zrudnením.

O premenách pri karbonátovom zrudnení, najmä v kyslých vulkanických horninách, nie je v literatúre veľa správ. Niektoré, ktoré sa týkajú karbonátového zrudnenia v Alpách, sme uviedli vyššie. Je však veľa prác, ktoré sa zaoberajú premenami granitoidných hornín vyvolaných postmagmatickými roztokmi. Zmieňujú sa o premenách v endokontakte aj v exokontakte. Na tieto práce sme upozornili pri zhodnotení vývoja premien granitov.

Vplyv okolných hornín sa prejavil najmä pri karbonátovom zrudnení. Karbonatizácia okolných hornín, predovšetkým plagioklasov, podmienila vývoj alumosilikátov v žilách, čo pochopiteľne ovplyvnilo paragenetické vzťahy i ostatnej žilnej mineralizácie. Vývoj alumosilikátov v žilách bol spojený so zmenou režimu kyslosti roztokov. Možno teda pozorovať isté rozdiely medzi žilami vyvinutými v porfyroïdoch a v kvarcitických horninách gelnickej série.

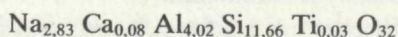
V kvarcitických horninách sa výraznejšie prejavil hydrotermálny kremeň a turmalín. Bol v nich oslabený vývoj karbonátov a možno práve preto sa v nich výraznejšie prejavuje sulfidné zrudnenie. V sericitických a kvarcitických fylitoch s podielom karbonátov však karbonátové zrudnenie oslabené nebolo.

Na vývoj žilných alumosilikátov vplýval popri vstupe zložiek z okolných hornín do zloženia roztokov aj prínos niektorých zložiek, najmä Fe a alkálií z magmatického zdroja. Treba tiež rátať aj s prínosom B. Táto látková charakteristika môže svedčiť o tom, že roztoky, ktoré vyvolali premenu hornín gelnickej série, sú totožné s roztokmi, ktoré vyvolali premenu granitov. Premeny vyvolané kremenno-sulfidnými roztokmi sú voči premenám v sprievode karbonátového zrudnenia mladšie. Prechod od karbonátového ku kremenno-sulfidnému zrudneniu sa prejavuje najmä oslabením aktivity CO<sub>2</sub>.

## PREMENY HORNÍN RAKOVECKEJ SÉRIE A KARBÓNU

Podobne ako v predchádzajúcej stati aj tu nám pôjde najmä o premeny v okolí rudných žíl. Rudné roztoky reagovali s vyvrelými aj s klastickými horninami.

V úvodných statiach tejto práce i v práci J. Gubača (1969) poukazujeme na to, že z vyvrelých hornín sa v rakoveckej sérii a v karbone nachádzajú najmä metamorfované horniny bazického vulkanizmu. Vyskytujú sa však aj metamorfované horniny intermediárnej a ultrabázickej povahy. S roztokmi reagovali už ako metamorfované horniny. Metamorfóza sa uskutočnila jednak v štádiu autometamorfózy, bazické horniny boli premenené v spilitovej fácií a pri regionálnej metamorfóze. Posledná premena pri horninách bazického vulkanizmu viedla k vzniku hornín skupiny zelených bridlíc. Zo živcov sa v týchto horninách v dosť podstatnom množstve nachádza albit.



Na ploche 010 boli namerané

$$\alpha' = 1,531 \quad \gamma' = 1,537 \quad s = 2,622$$

Horniny intermediárnej povahy obsahujú aj plagioklas s bazicitou An<sub>29</sub>. Na ploche 001 má indexy lomu

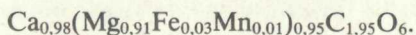
$$\alpha' = 1,550 \quad \gamma' = 1,543 \quad s = 2,632$$

Pri chloritoch boli namerané indexy lomu v rozmedzí 1,605 až 1,621. Spravidla ide o diabantit.

Z karbonátov sa vyskytuje kalcit i dolomit. Pri kalcite boli namerané

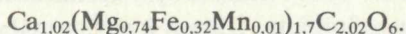
$$\varepsilon = 1,440 \quad \omega = 1,661 \quad s = 2,717$$

Chemické zloženie dolomitu je vyjadrené vzorcom :



$$\varepsilon = 1,521 \quad \omega = 1,709 \quad s = 2,936$$

V študovaných horninách bola zaznamenaná aj prítomnosť dolomitov s vyšším obsahom Fe :



$$\varepsilon = 1,539 \quad \omega = 1,719 \quad s = 3,021.$$

Podľa prijatej klasifikácie karbonátov tohto izomorfného radu (pozri J. Gubač 1969, str. 146) ide o Fe-dolomit. Nemôžeme však vylúčiť, že tento karbonát má aj hydrotermálny pôvod. Domnievame sa, že v súvrstviach s bázickými, prípadne ultrabázickými horninami sú obsahy Fe v pôvodných dolomitoch dosť nízke. Vyššie obsahy Fe v pôvodných dolomitoch môžeme očakávať hlavne v horninách, v ktorých sú zvýšené obsahy pyritu.

V horninách skupiny zelených bridlíc sa nachádza aj kremeň a sericit. Vo vyvrelých horninách vznikli rozkladom živcov. V dosť podstatnom množstve sa kremeň a sericit nachádzajú najmä v intermediárnych horninách. Tak napr. v ložisku v Dobšinej sú aj intenzívne prekremenené horniny. Máme na zreteli horninu, ktorá bola považovaná za kremitý diorit. Je však možné, že ide o autometamorfne premenenú vulkanickú horninu.

Premena ultrabázických hornín bola spojená s vývojom breuneritu a mastenca. V menšom množstve sa nachádza aj chlorit, prípadne aj niektoré ďalšie akcesorické minerály. Pri breunerite boli namerané :

$$\varepsilon = 1,534 \quad \omega = 1,720 \quad s = 3,133.$$

Minerály premenených ultrabázických hornín sa dostali aj do zloženia klastických hornín, najmä do bazálnych súvrství karbónu.

Spomedzi klastických hornín rakoveckej série a karbónu je najpodstatnejšie zastúpená skupina fylitov a metakvarcítov. Najväčší objem v týchto horninách pripadá na kremeň a sericit. Z ďalších treba ešte uviesť chlorit, karbonát, grafitický pigment a pyrit. Z akcesórií sa najčastejšie vyskytuje apatit a turmalín.

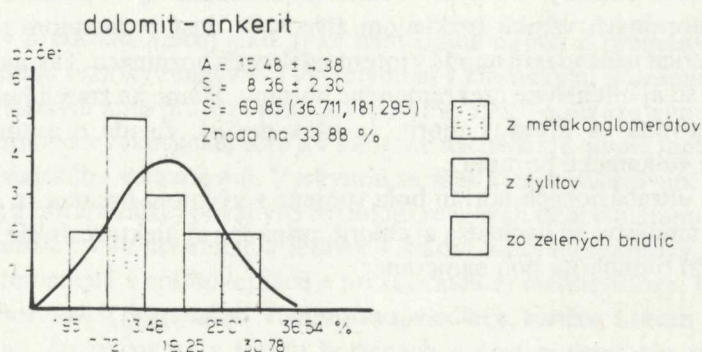
Osobitne treba upozorniť na bindtsko-rudnianske metakonglomeráty. Obsahujú hodne materiálu z podložnej rakoveckej série. Z toho dôvodu sú tieto horniny mineralogicky aj chemicky často podobné albiticko-karbonaticko-chloritickým bridliciam zo skupiny zelených bridlíc.

### Premeny karbonátového zrudnenia

Pre premeny karbonátového zrudnenia je najcharakteristickejšia karbonatizácia. Zdôrazňujeme sideritizáciu. Uskutočnila sa aj ankeritizácia, sericitizácia, fuchsitizácia, prekremenenie a turmalinizácia. Okrem hydrotermálnych karbonátov sa v žilách nachádza baryt, hematit, spravidla spekularit a niektoré ďalšie žilné minerály.

Karbonatizácia v horninách rakoveckej série a karbónu postihuje predovšetkým pôvodné karbonáty a v menšej miere plagioklasy. Karbonatizované sú aj ďalšie minerály, ale stupeň ich premeny je spravidla slabý. Tak napr. sideritom je niekedy slabo zatlačený aj kremeň.

Z hornín skupiny zelených bridlíc najvýraznejšie premeny podľahli najmä tie, ktoré obsahovali viac karbonátov. Máme na zreteli albiticko-karbonatiko-chloritické bridlice, ktoré zodpovedajú pôvodným tufogénnym horninám bazického

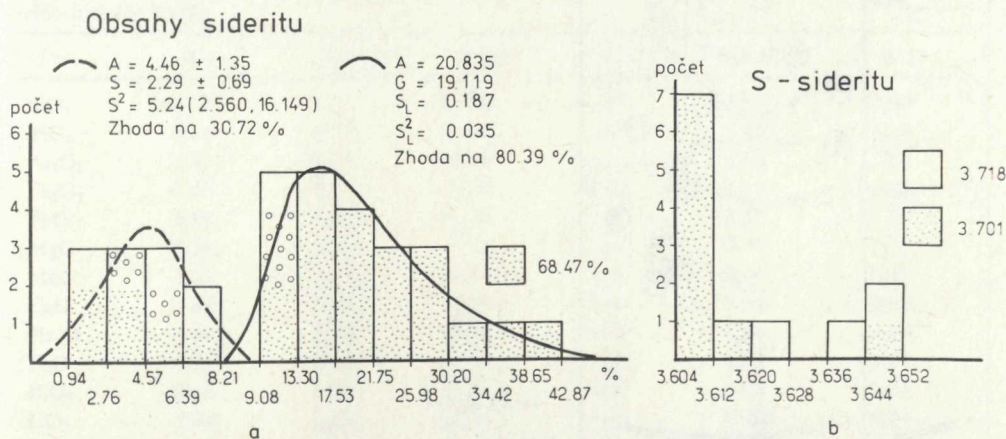


Obr. 70. Histogram obsahov karbonátu z dolomit-ankeritového izomorfneho radu v klastických horninách karbónu a rakoveckej série. 1-z metakonglomerátov, 2-z fylitov, 3-z albit-karbonát-chloritických bridlíc.

vulkanizmu (tab. 21) (ďalej ich často nazývame zelenými bridlicami). Pozvoľne prechádzajú k ďalším skupinám klastických hornín, a to k metakonglomerátom (tab. 22) a k horninám skupiny fylitov (tab. 23 a 24), najmä ku grafitickým fylitom. Medzi karbonátmi v týchto horninách sa vyskytol aj Fe-dolomit. V blízkosti žíl je však ťažko rozhodnúť, či ide o pôvodný alebo hydrotermálny karbonát. S vývojom hydrotermálneho ankeritu, prípadne Fe-dolomitu však treba v každom prípade rátať. Metasomatický vývoj ankeritu sa uskutočnil predovšetkým na úkor kalcitu. Na obr. 70 je histogram karbonátu z dolomiticko-ankeritového izomorfneho radu. Z vyjadreného rozdelenia vyplýva, že v horninách skupiny fylitov je skupina vzoriek, ktoré majú relatívne vyššie obsahy ankeritu alebo Fe-dolomitu.

Pri malom objemovom zastúpení kalcitu a pri intenzívnom uplatnení rudných roztokov nemôžeme vylúčiť ani priamu metasomatózu: kalcit → siderit, ktorú sme

zaznamenali aj v albiticko-epidoticko-karbonaticko-chloritických bridliciach. Pred hydrotermálnou premenou obsahovali najmä kalcit. Na obr. 71a je histogram, ktorý vyjadruje rozdelenie obsahov sideritu v analyzovaných horninách. Z vyjadreného rozdelenia je zrejmé, že v horninách skupiny fylitov je sideritu viac než v albiticko-karbonaticko-chloritických bridliciach. Histogram nameraných špecifických váh (s)



Obr. 71. a — Histogram obsahov sideritu v klastických horninách karbónu a rakoveckej série, b — Histogram špecifických váh (s) sideritu v klastických horninách karbónu a rakoveckej série. 1-z metakonglomerátov, 2-z fylitov, 3-z albit-karbonát-chloritických bridlíc. (Vysvetlivky pozri na obr. 70.)

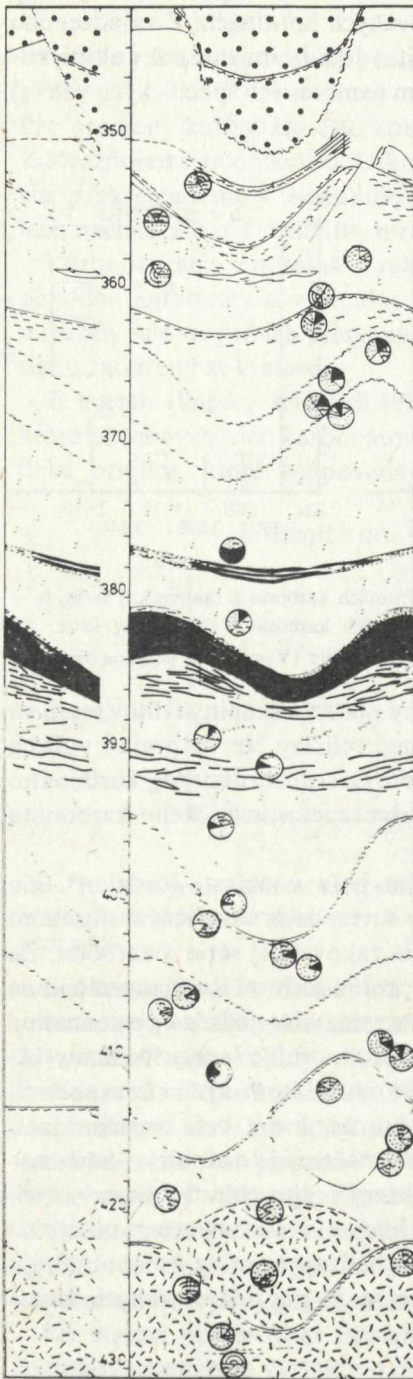
sideritov na obr. 71b svedčí zasa o tom, že siderity z hornín skupiny fylitov majú vo väčšine prípadov nižšie hodnoty tejto fyzikálnej veličiny. Je to prejav vyšších obsahov Mg v zložení sideritu spôsobených vznikom sideritu na úkor Mg-karbonátu. Pri sideritizácii breuneritu bude obsah Mg v zložení metasomatického karbonátu zrejme ešte vyšší.

Na obr. 72. je zobrazená štruktúra rudného poľa v oblasti Rudňan\*. Zo zobrazenia vyplýva, že rudné žily sú vyvinuté v súvrstviach s rozličným obsahom vyššie spomenutých petrografických typov hornín rakoveckej série a karbónu. Za detail okolia rudnej žily nám môže poslúžiť časť profilu šachtou Rudňany-západ na obr. 73\*. Na tomto profile máme kruhovými diagramami vyjadrené percentuálne zastúpenie najdôležitejších minerálov. Sideritová žila v profile šachty Rudňany-západ je v grafitických bridliciach s dolomitom, kalcitom, albitom, kremeňom a sericitom. Tieto horniny prechádzajú pozvoľne do hornín, ktoré boli označené ako diabázové tufity a tufy. V našom petrografickom označení ide o albiticko-karbonaticko-chloritické bridlice. J. Popreňák (1964), ktorý v tejto oblasti robil prieskum ložísk, hovorí, že sideritové žily sú vyvinuté hlavne v súvrstviach s polohami diabázov. Chceme dodať, že v tomto súvrství sa nachádzajú horniny, ktoré obsahujú istý podiel pôvodných karbonátov. Domnievame sa, že popri štruktúrnych fakto-

\* Profil poskytol archív Banského závodu v Rudňanoch.

# PROFIL ŠACHTOU RUDŇANY - ZÁPAD

Zodpovedný geológ J POPREŇÁK



## VYSVETLIVKY

- |    |  |                                  |
|----|--|----------------------------------|
| 1  |  | fialové permské zlepence         |
| 2  |  | grafitické bridlice - karbón     |
| 3  |  | diabázy, diabázové tufity a tufy |
| 4  |  | kremeň                           |
| 5  |  | siderit                          |
| 6  |  | pyrit                            |
| 7  |  | chalkopyrit                      |
| 8  |  | tektonické porušenie hornín      |
| 9  |  | albit                            |
| 10 |  | kremeň                           |
| 11 |  | sericit                          |
| 12 |  | chlorit                          |
| 13 |  | kalcit                           |
| 14 |  | dolomit                          |
| 15 |  | siderit                          |

Obr. 73. Detail profilu šachty Rudňany — západ.



roch, ako je napr. znížená priepustnosť pre CO<sub>2</sub>, mohol i tento fakt priaznivo vplývať na vývoj karbonátových žíl. V hlbších súvrstviach tejto oblasti sú sericitické fylity bez karbonátov. V týchto horninách sideritové žily spravidla vyznievajú.

Tabuľka 21a Chemické a mineralogické charakteristiky sideritovaných albiticko-karbonaticko-chloritických bridlíc

|                                | H-24     | H-25     | H-26       | H-27       | H-28       | H-29         |
|--------------------------------|----------|----------|------------|------------|------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 47,10    | 61,35    | 43,00      | 44,40      | 33,82      | 43,00        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,41     | 0,75     | 6,45       | 1,67       | 2,48       | 1,48         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,40    | 13,06    | 14,56      | 15,92      | 15,62      | 17,14        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,88     | 0,87     | 2,40       | 1,69       | 2,17       | 8,23         |
| FeO                            | 8,91     | 3,71     | 11,50      | 7,47       | 19,07      | 3,02         |
| MgO                            | 7,24     | 3,65     | 6,70       | 5,07       | 7,76       | 5,25         |
| MnO                            | 0,30     | 0,13     | 0,50       | 0,32       | 0,26       | 0,12         |
| CaO                            | 5,84     | 3,63     | 2,34       | 5,00       | 2,69       | 10,08        |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,44     | 3,30     | 3,92       | 3,00       | 1,63       | 3,78         |
| K <sub>2</sub> O               | 0,72     | 2,76     | 1,68       | 2,80       | 0,67       | 1,04         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,12     | 0,39     | 0,12       | 0,86       | 0,22       | 0,18         |
| CO <sub>2</sub>                | 9,98     | 1,20     | 11,52      | 10,42      | 6,65       | 3,64         |
| S                              | 0,41     | 0,69     | 0,11       | 0,19       | 0,82       | 0,05         |
| H <sub>2</sub> O — žih.        | 1,19     | 3,88     | 1,36       | 1,47       | 5,45       | 3,01         |
| H <sub>2</sub> O — suš.        | 0,10     | 0,14     | 0,06       | 0,10       | 0,10       | 0,08         |
| ε                              | 100,04   | 99,51    | 106,22     | 100,38     | 99,41      | 100,10       |
| Li                             | —        | —        | 0,0100     | 0,0100     | 0,0100     | 0,01—0,001   |
| Ba                             | 0,0076   | 0,0794   | 0,0794     | 0,0891     | 0,0174     | 0,0148       |
| Sr                             | 0,0043   | 0,0851   | 0,0014     | 0,0151     | 0,0011     | 0,0098       |
| V                              | 0,0245   | 0,0089   | 0,0091     | 0,0112     | 0,0295     | 0,0263       |
| Cr                             | 0,0093   | 0,0091   | 0,0134     | 0,0011     | 0,0072     | 0,0214       |
| Co                             | 0,0041   | 0,0015   | 0,0028     | 0,0028     | 0,0052     | 0,0049       |
| Ni                             | 0,0100   | 0,0023   | 0,0169     | 0,0040     | 0,0234     | 0,0080       |
| Sc                             | 0,0035   | 0,0007   | 0,0010     | 0,0011     | 0,0038     | 0,0035       |
| Zr                             | 0,0074   | 0,0332   | 0,0097     | 1,4450     | 0,0218     | 0,0380       |
| Mo                             | —        | —        | —          | 0,01—0,001 | —          | 0,01—0,001   |
| Sr                             | —        | —        | —          | 0,01—0,001 | —          | 0,01—0,001   |
| Cu                             | 0,0660   | 0,0100   | 0,0045     | 0,0010     | 0,0020     | 0,0016       |
| Hg                             | —        | 0,1—0,01 | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 | —          | 0,001—0,0001 |
| Sb                             | —        | 0,01     | 0,01—0,001 | —          | —          | ?            |
| As                             | —        | 0,01     | 0,01—pod   | —          | —          | —            |
| B                              | pod 0,01 | 0,1—0,01 | 0,1—0,01   | 0,01—0,001 | pod 0,01   | 0,01—0,001   |
| Zn                             | 0,1—0,01 | pod 0,01 | pod 0,01   | ?          | pod 0,01   | 0,01—0,001   |
| Ga                             | pod 0,01 | pod 0,01 | pod 0,01   | 0,01—0,001 | pod 0,01   | 0,01—0,001   |
| Ge                             | —        | —        | —          | —          | —          | 0,01—0,001   |
| Ag                             | —        | pod 0,01 | —          | ?          | —          | 0,01—0,001   |
| Pb                             | pod 0,01 | —        | pod 0,01   | —          | 0,01—0,001 | 0,01—0,001   |
| In                             | —        | —        | —          | 0,01—0,001 | —          | —            |
| W                              | pod 0,01 | —        | pod 0,01   | —          | —          | —            |

|         | H-24                  | H-25                  | H-26                  | H-27                  | H-28    | H-29                  |
|---------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|---------|-----------------------|
| kremeň  | 26,85 %               | 36,10 %               | 4,35 %                | 39,31 %               | 15,17 % | 34,05 %               |
| sericit | akces.                | 15,11 %               | 12,89 %               | 12,16 %               | 4,65 %  | 9,08 %                |
| albit   | 41,47 %               | 31,90 %               | 41,60 %               | 25,75 %               | 8,83 %  | 23,97 %               |
| kalcit  | —                     | —                     | 6,85 %                | —                     | —       | —                     |
| dolomit | 17,66 %               | 10,67 %               | 7,25 %                | 18,69 %               | 8,15 %  | 20,97 %               |
|         | $\varepsilon = 1,536$ | $\varepsilon = 1,536$ | $\varepsilon = 1,519$ | $\varepsilon = 1,534$ | —       | $\varepsilon = 1,532$ |
|         | $\omega = 1,718$      | $\omega = 1,723$      | $\omega = 1,701$      | $\omega = 1,718$      | —       | $\omega = 1,718$      |
|         | $s = 3,004$           | $S = 3,026$           | $S = 2,978$           | $S = 3,004$           | —       | $S = 3,003$           |
| Chlorit | 11,08 %               | podradne              | 9,79 %                | podradne              | 44,22 % | 2,66 %                |
| siderit | 2,04 %                | 5,52 %                | 17,27 %               | 9,09 %                | 8,15 %  | 9,30 %                |
| s       | —                     | 3,625                 | 3,649                 | 3,718                 | 3,643   | —                     |
| rutil   | pod 1 %               | —                     | —                     | —                     | —       | —                     |
| hematit | pod 1 %               | od 1 %                | —                     | 1 %                   | 1 %     | cca 5 %               |
| pyrit   | —                     | —                     | —                     | pod 1 %               | pod 1 % | —                     |

Poznámka: — nestanovené alebo nezistené

H-24 Rudňany, od šachty Mier na V od m. b. 11, na V prvý prekop na J asi 50 m od m. k.

H-25 Rudňany-východ, X. hor. na križovatke hl. chodby s prekopom 42.

H-26 Rudňany východ, X. horizont od križov. 15 m, z prekopu č. 16.

H-27 Rudňany východ, X. horizont, od šachty 1970 m.

H-28 Rudňany, východ VIII. hor. od m. k. 225 na S v prekope od chodby 5 m.

H-29 Vrt Ry 44a, Rudňany, hĺbka 149,8—1949,9 m.

Analytik:

H-24 Jirásková

H-25 Šaturová

H-26 Jirásková

H-27 Jirásková

H-28 analyzované v Sp. N. V. v labor. GP

H-29 Jirásková

Tabuľka 21b Chemické a mineralogické charakteristiky prekremených albiticko-karbonaticko-chloritických bridlíc

|                                | H-46  | H-47  | H-48  | H-49  | H-50  |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 55,81 | 64,66 | 70,23 | 36,59 | 47,06 |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,84  | 0,32  | 0,22  | 4,25  | 0,84  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,07 | 9,44  | 8,28  | 12,19 | 13,82 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,90  | 0,28  | 1,58  | 5,38  | 4,56  |
| FeO                            | 6,37  | 3,62  | 0,07  | 2,91  | 7,80  |
| MgO                            | 4,00  | 3,14  | 4,80  | 5,00  | 8,31  |
| MnO                            | 0,28  | 0,19  | 0,11  | 0,23  | 0,16  |

|                               | H-46         | H-47       | H-48       | H-49       | H-50         |
|-------------------------------|--------------|------------|------------|------------|--------------|
| CaO                           | 2,95         | 4,65       | 3,31       | 18,42      | 9,81         |
| Na <sub>2</sub> O             | 3,50         | 2,26       | 1,46       | 2,70       | 1,62         |
| K <sub>2</sub> O              | st.          | 1,66       | 2,04       | 0,25       | 0,81         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 1,16         | 0,09       | 0,24       | 0,09       | 0,07         |
| CO <sub>2</sub>               | 0,38         | 7,26       | 0,52       | 11,56      | 0,46         |
| S                             | —            | 0,60       | 0,52       | 0,40       | 0,70         |
| H <sub>2</sub> O — žih.       | 3,10         | 0,93       | 3,31       | 2,48       | 3,49         |
| H <sub>2</sub> O — suš.       | 0,16         | 0,04       | 0,11       | 0,11       | 0,17         |
|                               | 99,52        | 99,14      | 99,80      | 99,56      | 99,68        |
| Li                            | 0,001—0,0001 | —          | —          | —          | 0,0100       |
| Ba                            | 0,0690       | 0,0356     | 0,0382     | 0,0025     | 0,0104       |
| Sr                            | 0,0355       | 0,0051     | 0,0019     | 0,0135     | 0,0013       |
| V                             | 0,0251       | 0,0054     | 0,0018     | 0,0159     | 0,0316       |
| Cr                            | 0,0014       | 0,0047     | 0,0123     | 0,0204     | 0,0177       |
| Co                            | 0,0026       | 0,0011     | 0,0015     | 0,0038     | 0,0050       |
| Ni                            | 0,0014       | 0,0030     | 0,0069     | 0,0062     | 0,0097       |
| Sc                            | 0,01—0,001   | 0,012      | 0,0012     | 0,0032     | 0,0087       |
| Zr                            | 0,0339       | 0,0186     | 0,0138     | 0,0178     | 0,0079       |
| Mo                            | —            | —          | —          | —          | —            |
| Sn                            | —            | 0,01—0,001 | pod 0,01   | pod 0,01   | pod 0,01     |
| Cu                            | —            | 0,0027     | 0,0063     | 0,0024     | 0,0100       |
| Hg                            | —            | nest.      | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 | 0,001—0,0001 |
| Sb                            | —            | nest.      | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 | —            |
| As                            | —            | nest.      | —          | 0,0—       | —            |
| B                             | —            | —          | 0,1—0,01   | 1—0,1      | 0,01—0,001   |
| Zn                            | —            | —          | 0,0        | 0,0        | 0,0—         |
| Ga                            | 0,01—0,001   | pod 0,01   | pod 0,01   | pod 0,01   | 0,01—0,001   |
| Ag                            | —            | —          | pod 0,01   | —          | 0,01—0,001   |
| Pb                            | 0,01—0,001   | —          | pod 0,01   | —          | —            |
| W                             | —            | —          | —          | pod 0,01   | —            |
| albit                         | 52,19 %      | 15,33 %    | 15,21 %    | 35,56 %    | 18,31 %      |
| chlorit                       | 26,23 %      | 3,38 %     | 7,90 %     | 11,38 %    | 52,75 %      |
| kalcit                        | —            | —          | —          | 44,81 %    | 7,69 %       |
| dolomit                       | —            | 15,22 %    | 13,11 %    | —          | 5,84 %       |
| siderit                       | —            | —          | akces.     | akces.     | —            |
| kremeň                        | 17,56 %      | 59,52 %    | 56,24 %    | 8,24 %     | 14,65 %      |
| hematit                       | cca 4 %      | —          | —          | pod 1 %    | —            |
| sericit                       | —            | 6,55 %     | 7,54 %     | —          | —            |
| rutil                         | cca 3 %      | —          | —          | —          | —            |

Lokality:

H-46 Hnilčík na S cca 230 m, rakovecká séria;

H-48 Rudňany, vrt Ry-56/R-77, vz. č. 31;

H-50 Rudňany, vrt Ry-33 hĺbka 467,5—467,18, karbón;

H-47 Rudňany, vrt Ry-2, hĺbka 363 m, karbón;

H-49 Rudňany, vrt Ry/62-R 132, vz. č. 13, karbón;

Poznámka: — nestanovené alebo nezistené

Tabuľka 22 Chemizmus sideritizovaných metakonglomerátov

|                                | H-30         | H-31       | H-32         | H-33       | S-98       | S-99       | S-100    |
|--------------------------------|--------------|------------|--------------|------------|------------|------------|----------|
| SiO <sub>2</sub>               | 51,82        | 54,94      | 60,75        | 61,60      | —          | —          | —        |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,44         | 1,36       | 0,95         | 0,80       | —          | —          | —        |
| Al <sub>2</sub> O              | 14,54        | 17,84      | 15,45        | 14,06      | —          | —          | —        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,19         | 1,41       | 1,36         | 0,62       | —          | —          | —        |
| FeO                            | 6,44         | 6,99       | 6,13         | 6,18       | —          | —          | —        |
| MgO                            | 5,28         | 4,59       | 4,38         | 3,86       | —          | —          | —        |
| MnO                            | 0,14         | 0,13       | 0,10         | 0,15       | —          | —          | —        |
| CaO                            | 6,01         | 1,55       | 0,75         | 2,02       | —          | —          | —        |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,78         | 1,58       | 1,60         | 2,84       | —          | —          | —        |
| K <sub>2</sub> O               | 0,62         | 3,30       | 3,02         | 2,38       | —          | —          | —        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,11         | 0,13       | 0,25         | 0,13       | —          | —          | —        |
| CO <sub>2</sub>                | 3,33         | 1,48       | 2,18         | 3,28       | —          | —          | —        |
| S                              | 0,48         | 0,58       | 0,62         | 0,25       | —          | —          | —        |
| H <sub>2</sub> O               | 3,18         | 4,14       | 2,35         | 1,87       | —          | —          | —        |
| vlhkosť                        | 0,31         | 0,25       | 0,12         | 0,07       | —          | —          | —        |
|                                | 99,67        | 100,11     | 100,01       | 100,11     | —          | —          | —        |
| Li                             | 0,01—0,001   | 0,0100     | —            | ?          | —          | —          | —        |
| Ba                             | 0,0090       | 0,0100     | 0,0794       | 0,0389     | 0,0398     | 0,1000     | 0,0019   |
| Sr                             | 0,0076       | 0,0053     | 0,0169       | 0,0070     | 0,0010     | 0,0023     | 0,0010   |
| V                              | 0,0155       | 0,0288     | 0,0251       | 0,0204     | 0,0058     | 0,0224     | 0,0010   |
| Cr                             | 0,0155       | 0,0446     | 0,0371       | 0,0223     | 0,0126     | 0,0178     | 0,0028   |
| Co                             | 0,0023       | 0,0021     | 0,0033       | 0,0030     | 0,0010     | 0,0017     | 0,0010   |
| Ni                             | 0,0063       | 0,0109     | 0,0102       | 0,0079     | 0,0009     | 0,0030     | 0,0017   |
| Sc                             | 0,0026       | 0,0023     | 0,0010       | —          | 0,0013     | 0,0029     | 0,0009   |
| Zr                             | 0,0178       | 0,0204     | 0,0208       | 0,0169     | 0,0105     | 0,0169     | 0,0029   |
| Mo                             | 0,01—0,001   | —          | —            | —          | —          | —          | —        |
| Sn                             | 0,01—0,001   | pod 0,01   | pod 0,01     | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 | pod 0,01 |
| Cu                             | 0,0073       | 0,0051     | 0,0025       | 0,0019     | 10         | 0,0076     | 0,0010   |
| Hg                             | 0,001—0,0001 | 0,01—0,001 | 0,001—0,0001 | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 | —          | —        |

|                    |            |            |            |              |            |            |           |
|--------------------|------------|------------|------------|--------------|------------|------------|-----------|
| Sb                 | pod 0,001  | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 | pod 0,001    | —          | 0,01—0,001 | —         |
| As                 | —          | —          | pod 0,001  | —            | —          | —          | —         |
| Bi                 | pod 0,001  | —          | —          | —            | —          | —          | —         |
| B                  | 0,01—0,001 | pod 0,001  | pod 0,001  | 0,001—0,0001 | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 | 0,1—0,01  |
| Zn                 | 0,01—0,001 | pod 0,001  | pod 0,001  | 0,01—0,001   | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 | pod 0,001 |
| Ga                 | 0,01—0,001 | pod 0,001  | pod 0,001  | 0,01—0,001   | 0,01—0,001 | —          | pod 0,001 |
| Ge                 | pod 0,001  | —          | —          | —            | —          | —          | —         |
| Ag                 | 0,01—0,001 | —          | —          | 0,01—0,001   | —          | 0,01—0,001 | —         |
| Pb                 | 0,01—0,001 | —          | —          | —            | —          | —          | —         |
| W                  | pod 0,01   | pod 0,01   | —          | —            | —          | —          | —         |
| Plagioklas         | 39,00      | 27,58      | 40,50      | 38,76        | —          | —          | —         |
| chlorit            | 10,50      | 10,39      | 10,20      | 9,65         | —          | —          | —         |
| kremeň             | 37,50      | 33,21      | 22,23      | 21,87        | —          | —          | —         |
| kalцит             | 6,00       | —          | —          | —            | —          | —          | —         |
| dolomit            | —          | —          | —          | 11,40        | —          | —          | —         |
| siderit            | 4,00       | 11,98      | 9,20       | 5,04         | —          | —          | —         |
| biotit             | 2,00       | —          | —          | —            | —          | —          | —         |
| sericit            | 1,00       | 16,83      | 17,79      | 13,27        | —          | —          | —         |
| hematit            | 1,80       | —          | 1,00       | —            | —          | —          | —         |
| minerály pod 1 % : | epidot     | —          | —          | —            | —          | —          | —         |
| obj. váha          | —          | —          | 2,73       | 2,78         | —          | —          | —         |

Lokality:

H-30 Rudňany, vrt Ry-31, hĺbka 815,30—815,60 m.  
H-32 Rudňany, vrt Ry-58/R 107, vz. č. 18;  
S-98 Rudňany, vrt Ry-26, hĺb. 363,90—364,10 m;  
S-100 Rudňany, vrt Ry-58/RI.

analytik:

H-30 anal. v Sp. N. V. v lab. GP;  
H-32 Šaturová;  
S-98 Lopašovský;

H-31 Šaturová  
H-33 Jirásková;  
S-99 Lopašovský;  
S-100 Lopašovský.

H-31 Rudňany, vrt Ry-58/R 107, vz. č. 15;  
H-33 Rudňany, vrt Ry-58/R 107, vz. č. 22;  
S-99 Rudňany, vrt Ry-26, hĺb. cca 360 m;

Poznámka:

— nestanovené alebo nezistené

Tabuľka 23 Chemické a mineralogické charakteristiky sideritizovaných kremenno-chloriticko-karbonatiko-sericitických bridlic

|                                | H-34       | H-35         | H-36     | H-37     | H-38     | H-39     |
|--------------------------------|------------|--------------|----------|----------|----------|----------|
| SiO <sub>2</sub>               | 60,88      | 46,71        | 39,52    | 45,30    | 60,35    | 56,05    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,52       | 2,44         | 0,10     | 1,00     | 0,63     | 0,85     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,49      | 19,14        | 2,52     | 13,87    | 15,97    | 19,62    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,46       | 3,92         | 0,77     | 1,85     | 0,70     | 2,69     |
| FeO                            | 4,63       | 4,77         | 14,64    | 14,87    | 6,80     | 3,42     |
| MgO                            | 2,76       | 4,61         | 9,60     | 2,71     | 1,68     | 3,71     |
| MnO                            | 0,24       | 6,27         | 0,86     | 0,71     | 0,30     | 0,24     |
| CaO                            | 4,40       | 2,42         | 6,71     | 0,56     | 0,51     | 0,93     |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,24       | 0,40         | 0,18     | 0,21     | 0,14     | 0,26     |
| K <sub>2</sub> O               | 3,20       | 5,00         | 0,40     | 4,08     | 4,70     | 5,72     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09       | —            | 0,02     | 0,10     | 0,11     | 0,38     |
| CO <sub>2</sub>                | 8,10       | —            | 24,41    | 11,66    | 5,30     | 2,06     |
| S                              | 0,65       | —            | 0,63     | 0,24     | 0,77     | 0,53     |
| H <sub>2</sub> O žih.          | 1,39       | 5,32         | st.      | 2,45     | 2,43     | 2,78     |
| H <sub>2</sub> O — suš.        | 0,12       | 0,17         | 0,07     | 0,04     | 0,04     | —        |
| ε                              | 99,17      | 101,17       | 100,43   | 99,75    | 100,48   | 99,24    |
| Li                             | 0,0080     | 0,001—0,0001 | —        | st.      | —        | —        |
| Ba                             | 0,0078     | 0,0065       | 0,0296   | 0,0562   | 0,0562   | 0,1000   |
| Sr                             | 0,0014     | 0,74         | 0,0016   | 0,0009   | 0,0047   | 0,0141   |
| V                              | 0,0027     | 0,0015       | 0,0033   | 0,0234   | 0,0131   | 0,0190   |
| Cr                             | 0,0044     | 0,1—0,01     | 0,0100   | 0,0001   | 0,0091   | 0,0354   |
| Co                             | 0,0022     | 0,0012       | 0,0031   | 0,0010   | 0,0022   | 0,0026   |
| Ni                             | 0,0067     | 0,0010       | 0,100    | 0,0041   | 0,0064   | 0,0064   |
| Sc                             | 0,01—0,001 | 0,01—0,001   | —        | 0,0028   | —        | 0,0016   |
| Zr                             | 0,0033     | 0,0295       | 0,0081   | 0,0102   | 0,0166   | 0,0213   |
| Mo                             | —          | —            | —        | —        | —        | —        |
| Sn                             | 0,01—0,001 | 0,001—0,0001 | pod 0,01 | pod 0,01 | pod 0,01 | pod 0,01 |
| Cu                             | 0,0007     | 0,01—0,001   | 0,0120   | 0,0011   | 0,0018   | 0,0100   |

|         |                   |                   |           |                   |                   |                   |
|---------|-------------------|-------------------|-----------|-------------------|-------------------|-------------------|
| Hg      | —                 | —                 | —         | —                 | 0,1—0,01          | 0,1—0,01          |
| Sb      | —                 | —                 | —         | —                 | 0,001—0,0001      | 0,001—0,0001      |
| As      | —                 | —                 | —         | —                 | pod 0,001         | pod 0,001         |
| B       | pod 0,01          | —                 | pod 0,01  | 0,1—0,01          | 1—0,1             | 0,1—0,01          |
| Zn      | 0,1—0,01          | 0,1—0,01          | 1,0—0,1   | pod 0,01          | pod 0,01          | pod 0,01          |
| Ga      | pod 0,001         | 0,01—0,001        | pod 0,001 | pod 0,001         | pod 0,001         | pod 0,001         |
| Ge      | —                 | —                 | —         | —                 | —                 | —                 |
| Pb      | pod 0,01          | —                 | 0,1—0,01  | pod 0,01          | —                 | pod 0,01          |
| W       | —                 | —                 | pod 0,01  | —                 | —                 | —                 |
| Ag      | —                 | —                 | pod 0,01  | —                 | —                 | —                 |
| kremeň  | 63,54             | 6,48              | 44,21     | 38,25             | 68,59             | 35,91             |
| sericit | 7,18              | 37,56             | 3,85      | 25,50             | 14,88             | 45,45             |
| siderit | 3,70              | 20,14             | 18,88     | 36,24             | 16,53             | 18,64             |
| s       | $3,606 \pm 0,005$ | $3,606 \pm 0,005$ | —         | $3,615 \pm 0,005$ | $3,608 \pm 0,005$ | $3,605 \pm 0,005$ |
| chlorit | 2,02              | 6,68              | 2,73      | —                 | —                 | —                 |
| dolomit | 23,56             | 29,14             | 30,33     | —                 | —                 | —                 |

Lokality:

- H-34 Rudňany, vrt Ry-60/R-130, č. vz. 20
- H-35 Roztoky, J od okraja na J cca 300 m, rakov. séria.
- H-36 Rudňany, vrt Ry-53/R-18. hĺbka 10 m.
- H-37 Rudňany-východ VIII. horizont od m. k. 258 m na V 60 m.
- H-38 Rudňany, vrt Ry-62/R-132, vz. č. 15 na Z 20 m.
- H-39 Rudňany-východ X. horizont od m. k. 375 m.

Analytik:

Anal. v Sp. Novej Vsi, labor. GP

Jirásková

Anal. v Sp. Novej Vsi, labor. GP

Anal. v Sp. Novej Vsi v labor. GP

Anal. v Sp. Novej Vsi v labor. GP

Šaturová

Pokračovanie tabuľky 23

|                                | H-40     | H-41     | H-42     | H-43     | H-44     | H-45     |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| SiO <sub>2</sub>               | 45,05    | 43,45    | 39,96    | 35,92    | 47,28    | 55,76    |
| TiO <sub>2</sub>               | 6,73     | 0,87     | 1,30     | 0,74     | 0,94     | 0,84     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,74    | 28,20    | 15,86    | 9,64     | 24,84    | 22,37    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,56     | 2,86     | 2,42     | 5,11     | 1,37     | 4,29     |
| FeO                            | 9,20     | 4,16     | 16,29    | 19,12    | 5,02     | 2,07     |
| MgO                            | 5,05     | 3,46     | 1,60     | 5,04     | 0,20     | 2,64     |
| MnO                            | 0,52     | 0,14     | 0,86     | 1,08     | 2,16     | 0,09     |
| CaO                            | 1,29     | 1,11     | 0,97     | 0,97     | 0,20     | 0,35     |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,76     | 1,08     | 0,20     | 0,12     | 0,56     | 0,76     |
| K <sub>2</sub> O               | 4,98     | 7,00     | 4,56     | 3,34     | 7,60     | 5,24     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,35     | 0,06     | 0,10     | 0,07     | 0,13     | 0,23     |
| CO <sub>2</sub>                | 8,74     | 4,00     | 12,35    | 16,49    | 3,92     | 0,22     |
| S                              | 0,79     | 0,07     | 0,45     | 0,23     | 0,69     | 0,76     |
| H <sub>2</sub> O žih.          | 1,32     | 3,71     | 2,16     | 2,10     | 3,54     | 4,55     |
| H <sub>2</sub> O suš.          | 0,16     | 0,15     | 0,10     | 0,09     | —        | 0,16     |
|                                | 99,24    | 100,32   | 99,18    | 100,06   | 98,45    | 100,38   |
| Li                             | —        | 0,0100   | —        | —        | —        | —        |
| Ba                             | 0,1000   | 0,0354   | 0,1000   | 0,1000   | 0,0562   | 0,0028   |
| Sr                             | 0,0011   | 0,0066   | 0,0014   | 0,0010   | 0,0047   | 0,0022   |
| V                              | 0,0147   | 0,0120   | 0,0251   | 0,0190   | 0,0223   | 0,0240   |
| Cr                             | 0,0314   | 0,0083   | 0,1000   | 0,1000   | 0,1000   | 0,0214   |
| Co                             | 0,0029   | 0,0017   | 0,0020   | 0,0033   | 0,0037   | 0,0048   |
| Ni                             | 0,0074   | 0,0017   | 0,0141   | 0,0195   | 0,0097   | 0,0031   |
| Sc                             | 0,0010   | 0,0010   | 0,0040   | 0,0040   | —        | 0,0031   |
| Zr                             | 0,0239   | 0,0144   | 0,0138   | 0,0085   | 0,0141   | 0,0110   |
| Mo                             | —        | —        | —        | —        | pod 0,01 | —        |
| Sn                             | pod 0,01 | pod 0,01 | pod 0,01 | pod 0,01 | pod 0,01 | pod 0,01 |
| Cu                             | 0,0030   | 0,0019   | 0,0645   | 0,0208   | 0,0037   | 0,0010   |



|         |          |               |               |               |               |               |
|---------|----------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Hg      | —        | —             | 0,1—0,01      | —             | 0,001—0,0001  | —             |
| Sb      | —        | —             | 0,01—0,001    | —             | 0,01—0,001    | —             |
| As      | —        | —             | pod 0,001     | —             | pod 0,001     | —             |
| B       | 0,1—0,01 | 0,1—0,01      | 0,01—0,001    | pod 0,01      | 0,1—0,01      | 0,1—0,01      |
| Zn      | 0,1—0,01 | pod 0,01      | pod 0,01      | pod 0,01      | pod 0,01      | pod 0,01      |
| Ga      | pod 0,01 | pod 0,01      | pod 0,01      | pod 0,01      | pod 0,01      | pod 0,01      |
| Ge      | —        | —             | —             | —             | —             | —             |
| Pb      | pod 0,01 | pod 0,01      | —             | pod 0,01      | —             | pod 0,01      |
| W       | —        | —             | —             | —             | pod 0,01      | —             |
| kremeň  | 30,34    | 16,88         | 29,41         | —             | —             | 53,92         |
| sericit | —        | 38,75         | 27,73         | 31,53         | 72,92         | 40,59         |
| siderit | 31,19    | 24,37         | 42,86         | 68,47         | 27,08         | 7,66          |
| s       | —        | 3,701 ± 0,005 | 3,651 ± 0,005 | 3,610 ± 0,005 | 3,607 ± 0,005 | 3,610 ± 0,005 |
| chlorit | —        | —             | —             | —             | —             | —             |
| dolomit | —        | —             | —             | —             | —             | —             |

#### Lokalita:

H-40 Rudňany-východ, X. horiz., 34 prekop od hl. chodby 10 m.

H-41 Rudňany, vrt Ry-61/R-XVIII, č. vz. 22

H-42 Rudňany, vrt Ry-62/R 132, vz. č. 21

H-43 Rudňany-východ X. horiz. 38 prekop cca 50 m od hl. chodby

H-44 Rudňany, vrt Ry-56/R-78, č. vz. 53

H-45 Rudňany, vrt Ry-58/RI, č. vz. 140 (Chemická analýza je uvedená aj pod čís. H-22).

#### Analytik:

Šaturová

Jirásková

Anal. v Sp. Novej Vsi v labor. GP

Anal. v Sp. Novej Vsi v labor. GP

Anal. v Sp. Novej Vsi v labor. GP

Šaturová

#### Poznámka:

— nestanovené alebo nezistené

Sideritizácia v okolných horninách okrem karbonátov postihla aj ďalšie minerály, najmä plagioklasy a v menšej miere chlority. Tab. X je mikrosnímka, ktorá zachytáva stavbu sideritizovanej albiticko-karbonaticko-chloritickej bridlice. Znamená to, že podobne ako pri premene porfyroidov aj pri premene zelených bridlic treba rátať so vstupom alumosilikátových zložiek do zloženia rudonosných roztokov. Zaujímavé však je, že ani albit ani chlorit nevznikli popri sideritovom zrudnení. Ak sa tieto minerály v žilkách, prípadne aj v žilách nachádzajú, majú spravidla dislokačný, často sekrečný pôvod.

Pri karbonátovom zrudnení v horninách rakoveckej série a karbónu nastala aj sericitizácia a fuchsitizácia. Nakoľko sericitizácia sa uskutočnila aj pri autometamorfnej premene a pri tektonometamorfóze, identifikácia sericitizácie v sprievode karbonátového zrudnenia je problematická. Sericitizácia sa pri každom z uvedených procesov, a teda aj v sprievode karbonátového zrudnenia uskutočnila, najmä vtedy, keď hornina obsahovala minerály, vhodné pre priebeh tejto metasomatickej mineralizácie. Najintenzívnejšou hydrotermálnou sericitizáciou boli postihnuté živce. Vyskytujú sa najmä v zelených bridliciach, v intermediárnych a v klastických horninách.

Pri sericitoch, o ktorých sa domnievame, že boli produktom hydrotermálnej premeny, sme namerali tieto hodnoty indexov lomu\* a špecifických váh:

|                        |                   |                       |
|------------------------|-------------------|-----------------------|
| I-5: $\alpha'$ = 1,572 | $\gamma'$ = 1,588 | s = 2,814 $\pm$ 0,006 |
| I-6: $\alpha'$ = 1,577 | $\gamma'$ = 1,600 | s = 2,840 $\pm$ 0,009 |
| I-7: $\alpha'$ = 1,578 | $\gamma'$ = 1,599 | s = 2,840 $\pm$ 0,005 |
| I-8:                   | $\gamma'$ = 1,597 | s = 2,832 $\pm$ 0,005 |
| I-9: $\alpha'$ = 1,574 | $\gamma'$ = 1,594 | s = 2,826 $\pm$ 0,005 |

Lokality:

I-5: Rudňany, vrt Ry-13

I-6: Rudňany, vrt Ry-13, hĺbka 523,3 m

I-7: Rudňany, vrt Ry-13, hĺbka 548,6 m

I-8: Rudňany, vrt Ry-63/R-147 A, hĺbka 39—40,4 m

I-9: Rudňany, vrt Ry-53/R-18, hĺbka 6 m.

V horninách skupiny fylitov s nedostatočným obsahom karbonátov nebola intenzívna ani karbonatizácia ani sericitizácia. V blízkosti žíl sa však môžeme stretnúť s javmi koncentrácie sericitu a chloritu. Často sú považované za produkt hydrotermálnych roztokov. Vznikli však pri dislokačnej metamorfóze. Pretože ide o pomerne málo rozpustné minerály, nachádzame ich aj v zložení žíl.

Z nameraných indexov lomu a špecifických váh hydrotermálnych sericitov sa dá usudzovať, že ich chemické zloženie kolíše. Najvýznamnejšie sa to prejavilo pri obsahoch Cr. Tento prvok sa v premenených bázičných horninách viaže najmä na

\* Optické smery  $\alpha'$  a  $\gamma'$  sú blízke  $\alpha$  a  $\gamma$ .

chlority. Ide najmä o chlorit, ktorý vznikol pri premene tmavých minerálov. Najvyššie obsahy Cr boli zaznamenané v premenených ultrabázických horninách. Materiál týchto hornín sa dostal aj do zloženia klastických hornín karbónu. To čo sme povedali o podmienkach sericitizácie, platí v prípade účasti K aj o podmienkach fuchsitizácie. Fuchsit môžeme nájsť v tých istých horninách ako sericit. Vývoj fuchsitu podmienila však aj účasť Cr. Fuchsitizácia prípadne aj sericitizácia v horninách s nedostatočným zastúpením draslíka sa mohla uskutočniť iba vtedy, keď bol zabezpečený prínos tohto prvku. Prínos mohol byť zabezpečený zdrojom roztokov, ale aj reakciou roztokov s horninami, najmä s horninami porfýrového vulkanizmu gelnickej série. Pre porovnanie s nameranými hodnotami indexov lomu a špecifických váh sericitov uvádzame aj indexy lomu a špecifické váhy fuchsitov:

|                         |                   |                       |
|-------------------------|-------------------|-----------------------|
| M-11: $\alpha' = 1,567$ | $\gamma' = 1,605$ | $s = 2,881 \pm 0,004$ |
| M-12: $\alpha' = 1,567$ | $\gamma' = 1,605$ | $s = 2,881 \pm 0,004$ |
| I-10:                   | $\gamma' = 1,611$ | $s = 2,915 \pm 0,005$ |
| I-11: $\alpha' = 1,567$ | $\gamma' = 1,606$ | $s = 2,893 \pm 0,005$ |
| I-12: $\alpha' = 1,563$ | $\gamma' = 1,603$ | $s = 2,893 \pm 0,005$ |
| I-13: $\alpha' = 1,567$ | $\gamma' = 1,604$ | $s = 2,875 \pm 0,005$ |

Lokality:

M-11: Dedičná štôlna v Dobšinej,  
M-12: Mišíková skala pri štátnej ceste  
z Hnilca do Spišskej Novej Vsi,

I-10: Rudňany, šachta Mier, hĺbka 200 m,  
I-11: Nálepko, halda štôlny Gustáv,  
I-12: Dobšiná, Dedičná štôlna,  
I-13: Dobšiná, Dedičná štôlna.

O chemickom zložení fuchsitov sa podrobnejšie zmiňujeme v práci J. Gubača (1975). Na tomto mieste len uvedieme, že dva analyzované fuchsitov M-11 a M-12 obsahujú 2,25 a 2,21 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Analýza mikrosondou ako aj meranie indexov lomu a špecifických váh nás priviedlo k uzávieru, že obsahy Cr vo fuchsitoch Spišsko-gemerského rudohoria kolíšu. V klastických aj vo vyvrelých horninách sa okrem fuchsitu nachádza aj sericit.

Fuchsit vznikol v okolných horninách aj v žilách. Makrosnímka fuchsitizovanej a sideritizovanej vzorky je na farebnom obrázku. Týmto obrazom chceme dokumentovať fuchsitizáciu ako sprievodný jav vývoja sideritu.

Fuchsitizácia je prejavom niekoľkých faktorov, ktoré ovplyvňujú vývoj rudonosných roztokov. Najdôležitejší je prínos draslíka a reakcia roztokov s alumosilikátmi, ktorá zabezpečila účasť Al a Cr pri reakciách hydrotermálneho procesu. K vstupu Cr do zloženia rudných roztokov najvýznamnejšie prispeli ultrabázické horniny, alebo aspoň horniny s ich podielom. Domnievame sa, že vstup spomenutých zložiek do zloženia rudných roztokov bol podmienený predovšetkým karbonatizáciou. Na základe tohto predpokladu a poznatkov z vývoja ostatných alumosilikátov a sericitu v hydrotermálnych žilách Spišsko-gemerského rudohoria sa domnievame, že nie je správne odvodzovať vývoj fuchsitu od osobitnej periódy rudných roztokov. Fuchsitizácii podľahli horniny, ktoré sme vyššie uviedli ako horniny vhodné pre sericitizáciu,

teda horniny, ktoré obsahovali aj živce. K týmto horninám sme pridali aj niektoré klastické horniny karbónu. S fuchsitom v týchto horninách sa môžeme stretnúť napr. v ložisku v Rudňanoch. Fuchsity vznikali aj v karbonátových a v niektorých vyvrelých horninách. Fuchsit je najčastejšie v asociácii s drobnozrnným kremeňom. Na tab. XI, obr. 1 je mikrosnímka, ktorá zachytáva stavbu fuchsitického kvarcitu. Z tejto snímky vidieť, že vzniká nielen drobnozrnný kremeň, ale aj drobné šupinky fuchsitu. V tejto paragenetickej asociácii nachádzame fuchsit aj v sideritových žilách. Tak v horninách, ako aj v žilách je vyvinutá táto paragenetická asociácia v hniezdovitých formách (tab. XII). Detail hniezda kremeňa a fuchsitu zo sideritovej žily je na tab. XI, obr. 2. Keď však hovoríme o výskyte fuchsitov v sideritových žilách, musíme mať na zreteli aj možné uzavreniny fuchsitických kvarcitov. Domnievame sa však, že mikrosnímka na tab. XII dosť presvedčivo hovorí aj o hniezdovitom vývoji tejto mineralizácie v žilách.

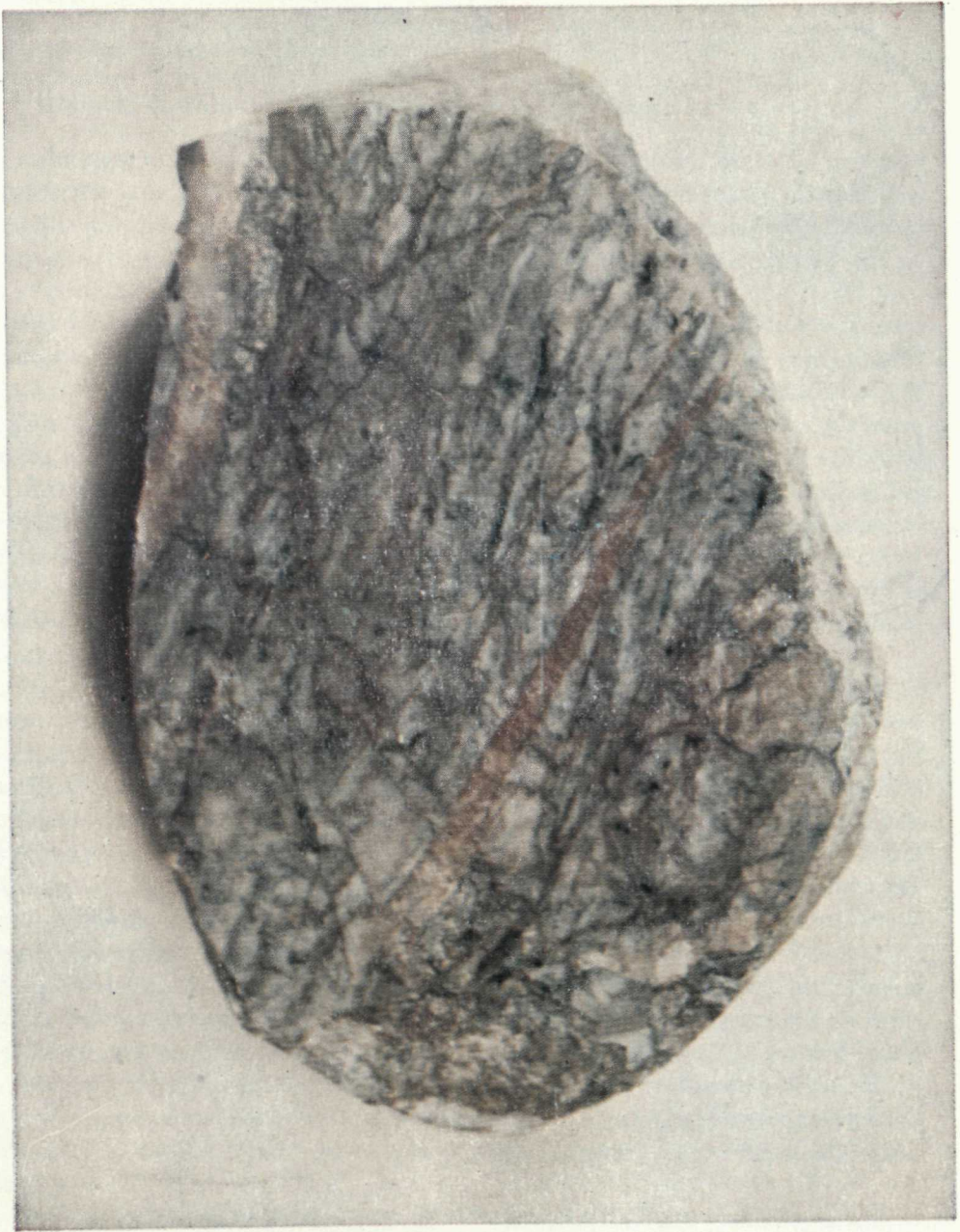
Prekremenenie v sprievode karbonátového zrudnenia nie je intenzívne vyvinuté ani v horninách rakoveckej série, ani v horninách karbónu. Spomenuli sme už, že sme zaznamenali aj slabé prejavy zatlačenia kremeňa sideritom. Svedčí to o dostatočnej rozpustnosti Si v karbonátových roztokoch. Zaujímavý je preto výrazný vývoj drobnozrnného kremeňa v paragenéze s fuchsitom. V prostredí, kde Si bolo dostatočne rozpustné, mohli vzniknúť jeho vysoké koncentrácie. V takejto situácii stačí, aby sa len málo zmenili termodynamické a kinetické faktory a dôjde k rýchlej kryštalizácii. Prejavom rýchlej kryštalizácie je aj spomínaný drobnozrnný vývoj kremeňa. Takto vznikli aj hniezdovité formy.

Turmalinizácia sa uskutočnila najmä v tých horninách, ktoré mali turmalín už vo svojom pôvodnom zložení. Znovu teda upozorňujeme na to, čo platí pre turmalinizáciu hornín gelnickej série. Hydrotermálny turmalín v horninách sa vyvíjal najmä na úkor sericitu. Sú to často veľké jedince, čím sa aj odlišujú od metamorfných turmalínov. Hydrotermálny turmalín sa však nachádza hlavne v žilách. Často vytvára osobitné turmalínové žilky. Zdá sa teda, že má tendenciu oddeliť sa od sideritu. Priestorovo je však turmalín so sideritom dosť spätý. V súvislosti s kryštalizáciou turmalínu v žilkách chceme upozorniť, že tento minerál má i sekrečný pôvod. Je to prejav metamorfne diferenciačných procesov (pozri J. Gubač 1969, str. 47, obr. 14). Takéto žilky sú aj v silne sideritizovaných horninách. Ťažko je potom rozhodnúť o ich pôvode.

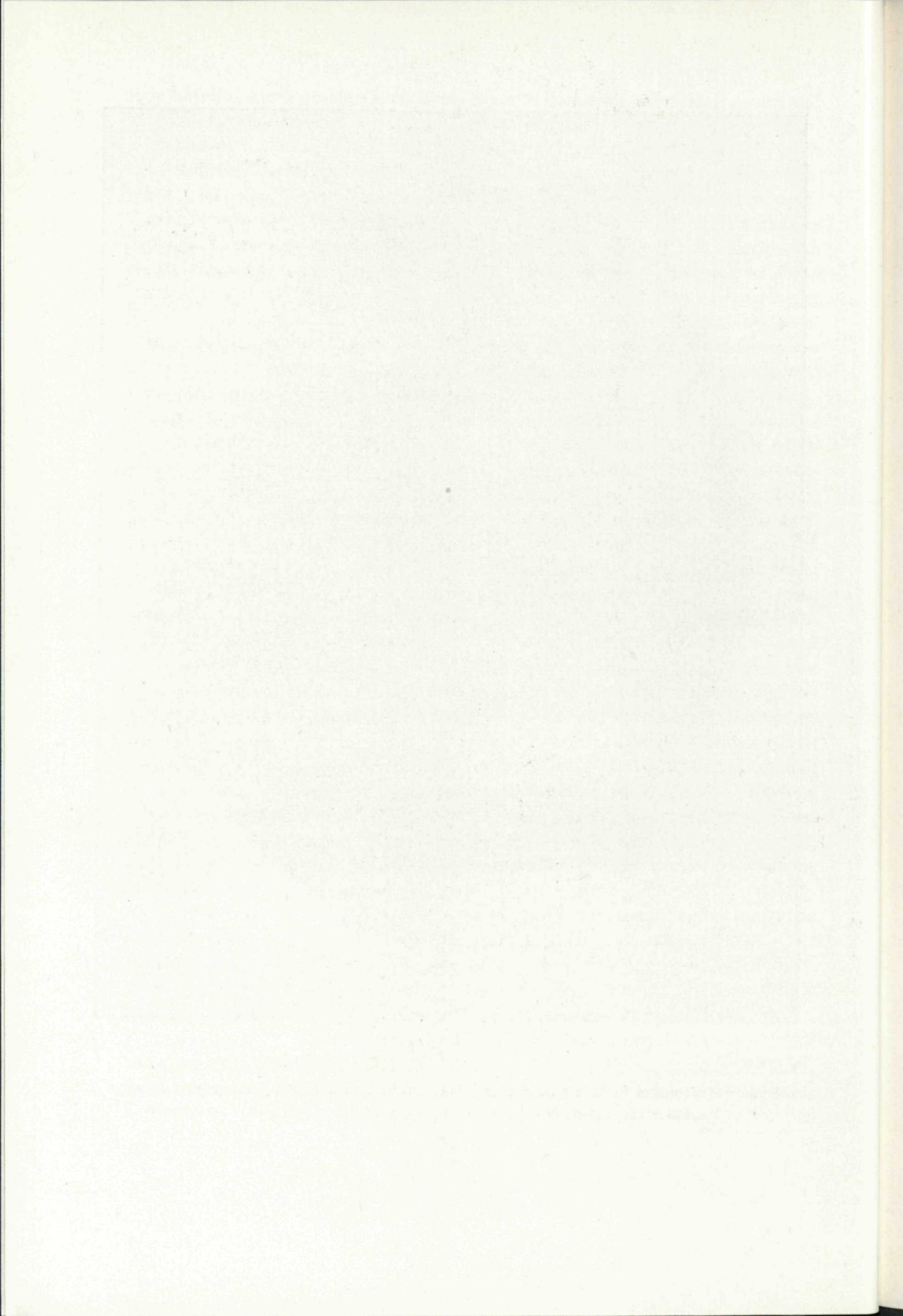
Pri hydrotermálnych turmalínoch boli namerané tieto hodnoty indexov lomu a špecifických váh:

|                          |                  |             |
|--------------------------|------------------|-------------|
| I-14: $\epsilon = 1,634$ | $\omega = 1,659$ | $s = 3,174$ |
| I-15: $\epsilon = 1,635$ | $\omega = 1,659$ | $s = 3,178$ |
| I-16: $\epsilon = 1,634$ | $\omega = 1,659$ | $s = 3,172$ |
| I-17: $\epsilon = 1,633$ | $\omega = 1,659$ | $s = 3,170$ |

Text k farebnému obrázku: Fuchsitický kvarcit so sideritovými žilkami z Dedičnej štólne v Dobšinej. Zväčšenie 2 ×. Foto: Fotografické laboratórium Komunálnych služieb mesta Bratislavy.



Megascope picture of fuchsite quartzite. Dobšiná, Dedičná adit. Photo: Photographic laboratory.



Lokality:

I-14: Rudňany, západná časť ložiska, X. horizont od m. b. 222 na východ 20 m.

I-15: Rudňany, šachta západ, hĺbka 426 m.

I-16: Rudňany, X. horizont od šachty Mier na východ, prvý prekop na juh, asi 30 m žily.

I-17: Rudňany, X. Horizont, od šachty Mier na východ v prvom prekope pri m. b. 8.

Z nameraných indexov lomu a špecifických váh vyplýva, že je to turmalín draviticko-skorylového izomorfného radu so 60 až 70 % molekuly skorylu. Na základe porovnania uvedených hodnôt s hodnotami indexov lomu a špecifických váh turmalínov z gemeridných granitov a z gelnickej série môžeme povedať, že tu nie sú podstatnejšie rozdiely.

Pre karbonátové zrudnenie v horninách rakoveckej série a karbónu je dosť charakteristický aj výskyt spekularitu. Kryštalizuje predovšetkým v puklinách. Spekularit sa však nachádza aj v pôvodnom zložení niektorých petrografických typov hornín. Preto je ťažko rozhodnúť, či ide o produkt hydrotermálnej premeny alebo o pôvodný minerál horniny. Pri sideritizácii bol však do istej miery zatlačený pôvodný spekularit. Je teda možné, že kryštalizáciu hydrotermálneho spekularitu v žilách, prípadne v horninách, podporovala prítomnosť tohto minerálu v pôvodnom zložení hornín. Nie je to však jediná príčina kryštalizácie spekularitu. Koncentrácia  $Fe^{3+}$  v roztokoch bola určená celkovým redox-potenciálom tohto prvku. Naň, ako je všeobecne známe, má značný vplyv blízkosť povrchu, ale aj režim kyslosti roztokov. Hematit bol zaznamenaný aj v asociácii s kremeňom a fuchsitom.

Ďalším žilným minerálom karbonátového zrudnenia je baryt. Tento minerál je však v hydrotermálnych žilách Spišsko-gemerského rudohoria rozšírený dosť nepravidelne. Tak napr. v ložisku v Rudňanoch baryt vytvára významné koncentrácie a v Dobšinej sa nevyskytuje. Z toho dôvodu si aj pri objasnení vývoja tohto minerálu treba všimnúť vplyv geologického prostredia. C. Varček (1957) objasňuje lokálne nahromadeniny barytu miešaním síranových spodných vôd. Odvodzuje ich od síranov v horninách permu. Hoci sírany nie sú vo vode dobre rozpustné, spodné vody v tejto oblasti aj dnes obsahujú značné množstvo  $SO_3$ . Pri objasnení okolnosti vývoja barytu má významnú úlohu aj otázka zdroja Ba. Domnievame sa, že najvýznamnejšiu úlohu zohral prínos tohto prvku z gemeridných granitov. V predchádzajúcich statiach sme zdôraznili, že Ba bolo geochemicky dosť späté s migráciou K. V tejto súvislosti chceme poukázať aj na blízky vývoj barytu a fuchsitu. Tak je tomu aspoň v ložisku v Rudňanoch. Na obr. 4 je prekreslená časť profilu vrtu Ry-5, ktorý v Rudňanoch zachytil žilu Droždiak s barytom. V okolných klastických horninách sa nachádza aj fuchsit. Výskyt jedného však ešte neznamená, že sa vždy nájde aj ten druhý.

V sideritových žilách sa vyskytuje aj rutil a apatit. Treba však vždy uvážiť, či v týchto prípadoch nejde o reliktné minerály okolných hornín.

Paragenetické vzťahy hydrotermálnej mineralizácie sprevádzajúcej karbonátové zrudnenie sú vyjadrené na obr. 57 v závislosti na  $\mu K_2O$  a  $\mu CaO$ . Ide o vzťahy, na ktoré sme už poukázali pri premene hornín gelnickej série. V súvrstviach rakoveckej

série a korbónu je však sericit často nahradený fuchsitom. Z toho, čo sme povedali o paragenetických vzťahoch fuchsitu podľa uvedeného diagramu, vyplýva, že jeho nerovnováha so sideritom pri súčasnej kryštalizácii kremeňa predpokladá menší  $\mu\text{K}_2\text{O}$  než pri paragenéze kremeň-sericit-siderit. Na spoločný vývoj kremeňa, sericitu a sideritu sme upozornili pri premene hornín porfýrového vulkanizmu gelnickej série. To, že fuchsit sme zaznamenali predovšetkým v blízkosti sideritu a nie ankeritu, svedčí zasa o tom, že ani  $\mu\text{CaO}$  pri vývoji fuchsitických kvarcitoch nebolo vysoké. Dá sa teda predpokladať, že pri kryštalizácii kremeňa a fuchsitu bola relatívne zvýšená kyslosť rudných roztokov. Z diagramu na obr. 57 sa dá usudzovať, že s kremeňom a fuchsitom na diagrame Ser môže byť v asociácii aj turmalín.

Pre karbonátové zrudnenie v horninách rakoveckej série a korbónu ja najcharakteristickejšia karbonatizácia. Ide hlavne o sideritizáciu. Sideritizácia nastáva najmä pri zníženom  $\mu\text{CaO}$ . Vyšší chemický potenciál tejto zložky viedol k nahradeniu sideritu ankeritom. S vývojom ankeritu treba počítať najmä na začiatku karbonatizácie. Pokračujúci proces karbonatizácie mohol však do značnej miery zotrieť pôvodný rozsah ankeritizácie. O tom, že metasomatický siderit bol ovplyvnený obsahmi Mg v pôvodných dolomitoch, sme sa mohli presvedčiť podľa nameraných hodnôt špecifických váh. Vstup Mg z hornín do zloženia roztokov sa prejavil aj na žilných karbonátoch (pozri J. Beňka 1973).

#### Premeny kremenno-sulfidného zrudnenia

Pre premenu hornín rakoveckej série a korbónu vyvolanú roztokmi kremenno-sulfidného zrudnenia je najcharakteristickejšie prekremenenie, sulfidizácia a chloritizácia. Tieto premeny sú mladšie ako karbonátové zrudnenie. Hoci mladšie roztoky sú od staršieho zrudnenia dosť nezávislé, jednako prekremenenie a sulfidizácia sa často uskutočňuje práve v tých horninách, ktoré už predtým boli postihnuté karbonatizáciou. V takto premenených horninách sideritu ubúda. Karbonáty sú pri mladších premenách sulfidizované a choritizované. Chemické a mineralogické analýzy prekremených a sideritizovaných albiticko-karbonatisko-chloritických bridlic sú uvedené v tab. 21b a sericitických fylitov v tab. 24. Pri kryštalizácii sulfidov často vzniká hydrotermálny kremeň. Kremeň však vznikal i oddelene od sulfidov. Časť sulfidov a arzenitných minerálov Co a Ni bezprostredne nadväzuje na karbonátové zrudnenie.

Prekremenenie v sprievode kremenno-sulfidného zrudnenia je najvýraznejšie v blízkosti žíl. Horniny sú často popreníkané drobnými alebo mocnejšími kremennými žilkami. Vývoj kremeňa zo žiliek spravidla prechádza do okolných hornín. Kremeň v okolnej hornine rekryštalizuje. Karbonáty, živce a čiastočne aj sericit a chlorit sú zatlačené. Časť sericitu a chloritu zostáva v kremennej mase uzavretá. Prekremenenie v študovaných horninách, ako sme už vyššie uviedli, nastalo aj v autometamorfnom a tektomonetamorfnom štádiu premeny. Pri tektonometamorf-



morfóze nastala aj kryštalizácia sekrečného kremeňa. Rudní mineralógovia ho niekedy považujú za hydrotermálny s prívlastkom „starší“. Pri rozlišovaní jednotlivých vývojov kremeňa v študovaných horninách treba vychádzať zo zhodnotenia sprievodnej mineralizácie.

Chloritizácia je charakteristická hlavne pre horniny s tmavými minerálmi. Chlorit však vznikal aj na úkor karbonátov a plagioklasov. S hydrotermálnym chloritom sa stretáme v okolných horninách i v rudných žilách. Pri chloritoch hydrotermálneho pôvodu boli namerané tieto indexy lomu a špecifických váh:

|                         |                   |           |
|-------------------------|-------------------|-----------|
| I-18: N = 1,640 ± 0,001 | s = 3,052 ± 0,006 | zo žily   |
| I-19: N = 1,643 ± 0,001 | s = 3,056 ± 0,004 | zo žily   |
| I-20: N = 1,630 ± 0,001 | s = 3,028 ± 0,004 | z horniny |
| I-21: N = 1,638 ± 0,001 | s = 3,024 ± 0,004 | z horniny |
| I-22: N = 1,639 ± 0,001 | s = 3,030 ± 0,004 | z horniny |
| I-23: N = 1,639 ± 0,002 | s = 3,030 ± 0,004 | z horniny |
| I-24: N = 1,639 ± 0,002 | s = 3,022 ± 0,004 | z horniny |

#### Lokality:

|   |   |
|---|---|
| I-18: Rudňany, vrt Ry-60/R 130, č. vz. 31 | I-22: Rudňany, vrt Ry-53/R18, hĺbka 7,6 m             |
| I-19: Rudňany, vrt Ry-60/R 130, č. vz. 43 | I-23: Rudňany, vrt Ry-61/R18, č. vz. 11               |
| I-20: Rudňany, vrt Ry-2, hĺbka 426 m      | I-24: Rudňany, od šachty mier na V od m. b. na V prvý |
| I-21: Rudňany, šachta západ, hĺbka 349 m  | prekop na juh asi 50 m od m. b.                       |

Podľa hodnôt indexov lomu chemické zloženie chloritu zodpovedá ripidolitu. Z porovnania nameraných hodnôt indexov lomu a špecifických váh s hodnotami metamorfnych chloritov vyplýva, že pri zrudnení často vznikli chlority s vyššími obsahmi Fe.

Sericitizácia sprevádzajúca kremenno-sulfidné zrudnenie je podstatne slabšia než sericitizácia karbonátového zrudnenia. Sericitizácia sa však uskutočňuje najmä v horninách so živcami. Nemôžeme vylúčiť ani vývoj fuchsitu. Vývoj sericitu, prípadne aj fuchsitu nebol spoločný s chloritom. So sericitom je niekedy spojený vývoj turmalínu.

Sulfidizácia sa prejavuje predovšetkým vývojom pyritu, chalkopyritu a tetraedritu. Metasomatický vývoj hydrotermálnych sulfidov sa uskutočnil najmä na úkor pôvodného pyritu a karbonátov. Tam, kde boli pyrity pôvodné, ťažko rozhodnúť, koľko pyritu je hydrotermálneho pôvodu.

Paragenetické vzťahy hydrotermálneho kremeňa, sericitu, prípadne fuchsitu, turmalínu a chloritu v sprievode kremenno-sulfidného zrudnenia sú zhodné s tými, ktoré vyjadruje diagram na obr. 60. Metasomatický vývoj kremeňa a sulfidov v okolných horninách spôsobil vstup niektorých zložiek do hydrotermálnych roztokov. Tento vstup sa prejavil aj na žilnej mineralizácii. Tak napr. v kremenných žilkách v „amfibolite“ sa dá zaznamenať prítomnosť kalcitu. Vznikol aj dolomit a nemôžeme vylúčiť ani kryštalizáciu mastenca a magnezitu. Posledné dva minerály

Tabuľka 24 Chemické a mineralogické charakteristiky prekremených a sideritizovaných kremenno-chloriticko-karbonatcko-sericitických bridlic

|                                | H-51     | H-52     | H-53     | H-54     | H-55   | H-56       | H-57     |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|--------|------------|----------|
| SiO <sub>2</sub>               | 66,96    | 57,20    | 44,36    | 58,52    | 47,05  | 55,13      | 53,56    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,50     | 0,68     | 0,93     | 0,46     | 0,65   | 0,80       | 0,59     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,27    | 20,38    | 17,97    | 11,53    | 10,19  | 19,63      | 16,61    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,42     | 1,52     | 2,18     | 1,33     | 2,12   | 1,45       | 1,75     |
| FeO                            | 3,21     | 4,56     | 12,41    | 10,48    | 19,11  | 5,23       | 7,68     |
| MgO                            | 3,16     | 1,41     | 3,99     | 3,36     | 1,50   | 1,81       | 2,74     |
| MnO                            | 0,13     | 0,13     | 0,63     | 0,48     | 0,84   | 0,28       | 0,34     |
| CaO                            | 0,75     | 0,56     | 0,43     | 2,04     | 0,50   | 0,70       | 1,15     |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,14     | 0,69     | 0,14     | 0,16     | 0,16   | 0,17       | 0,31     |
| K <sub>2</sub> O               | 4,52     | 5,16     | 5,52     | 2,82     | 2,44   | 5,76       | 4,88     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,26     | 0,08     | 0,43     | 0,23     | 0,21   | 0,18       | 0,08     |
| CO <sub>2</sub>                | 1,70     | 3,53     | 6,06     | 7,62     | 11,10  | 4,42       | 7,13     |
| S                              | 0,52     | 0,56     | 0,74     | 0,41     | 0,42   | 0,77       | 0,84     |
| H <sub>2</sub> O — žih         | 1,75     | 2,83     | 4,34     | 1,85     | 3,66   | 3,08       | 2,11     |
| H <sub>2</sub> O — suš.        | 0,12     | 0,13     | 0,12     | 0,08     | 0,04   | 0,28       | 0,26     |
|                                | 100,41   | 99,42    | 100,25   | 100,37   | 99,99  | 99,69      | 100,03   |
| Li                             | —        | —        | —        | —        | —      | —          | —        |
| Ba                             | 0,0269   | 0,0710   | 0,1000   | 0,1000   | 0,1000 | 0,0331     | 0,1000   |
| Sr                             | 0,0011   | 0,0072   | 0,0014   | 0,0040   | 0,0047 | 0,0031     | 0,0022   |
| V                              | 0,0186   | 0,0096   | 0,0316   | 0,0060   | 0,0117 | 0,0199     | 0,0060   |
| Cr                             | 0,0125   | 0,0105   | 0,0058   | 0,0170   | 0,0204 | 0,0186     | 0,0107   |
| Co                             | 0,0010   | 0,0018   | 0,0030   | 0,0011   | —      | 0,0025     | 0,0015   |
| Ni                             | 0,0067   | 0,0037   | 0,0047   | 0,0037   | 0,0035 | 0,0085     | 0,0038   |
| Sc                             | 0,0019   | 0,0019   | 0,0033   | 0,0018   | 0,0010 | 0,0010     | 0,0010   |
| Zr                             | 0,0398   | 0,0170   | 0,0436   | 0,0214   | 0,0125 | 0,0195     | 0,0120   |
| Mo                             | —        | —        | —        | —        | —      | pod 0,01   | —        |
| Sn                             | pod 0,01 | pod 0,01 | pod 0,01 | pod 0,01 | —      | 0,01—0,001 | pod 0,01 |
| Cu                             | 0,0035   | 0,0030   | 0,0010   | 0,0151   | 0,0022 | 0,0063     | 0,0140   |

|             |            |          |           |              |            |              |              |
|-------------|------------|----------|-----------|--------------|------------|--------------|--------------|
| Hg          | 0,1—0,01   | —        | 0,01—0,01 | 0,001—0,0001 | 0,01—0,001 | 0,001—0,0001 | 0,001—0,0001 |
| Sb          | 0,01—0,001 | —        | pod 0,001 | —            | 0,01—0,001 | —            | —            |
| As          | —          | —        | pod 0,001 | pod 0,01     | pod 0,001  | pod 0,01     | —            |
| Bi          | —          | —        | —         | —            | pod 0,001  | pod 0,01     | —            |
| B           | pod 0,01   | 0,1—0,01 | 0,1—0,01  | 0,1—0,01     | 0,1—0,01   | pod 0,01     | 0,1—0,01     |
| I           | —          | —        | —         | —            | —          | 0,01—0,001   | —            |
| Zn          | pod 0,01   | pod 0,01 | pod 0,01  | pod 0,01     | pod 0,01   | —            | pod 0,01     |
| Ga          | pod 0,01   | pod 0,01 | pod 0,01  | pod 0,01     | pod 0,01   | pod 0,01     | pod 0,01     |
| Ag          | pod 0,01   | —        | —         | —            | —          | —            | —            |
| Pb          | —          | pod 0,01 | —         | pod 0,001    | —          | 0,01—0,001   | pod 0,01     |
| kremeň      | 51,18 %    | 48,86 %  | 54,38 %   | 50,33 %      | 62,61 %    | 56,72 %      | 61,87 %      |
| sericit     | 33,86 %    | 34,09 %  | 21,05 %   | 23,18 %      | 8,90 %     | 22,39 %      | 21,58 %      |
| chlorit     | —          | —        | cca 3 %   | —            | —          | cca dol %    | 5,04 %       |
| siderit     | 14,96 %    | 17,05 %  | 24,56 %   | 26,49 %      | 28,49 %    | 20,89 %      | 11,51 %      |
| dolomit     | —          | —        | —         | —            | —          | —            | —            |
| turmalín    | pod 1 %    | —        | pod 1 %   | —            | —          | —            | —            |
| pyrit       | —          | 1 %      | 1—2 %     | pod 1 %      | cca 2 %    | 3 %          | —            |
| grafit      | —          | —        | —         | pod 1 %      | —          | 3 %          | —            |
| spekularit  | —          | 2 %      | —         | —            | —          | —            | —            |
| limonit     | —          | 2 %      | —         | —            | 2 %        | —            | —            |
| chalkopyrit | —          | —        | —         | —            | —          | 2 %          | —            |
| obj. váha   | —          | 2,53     | 2,86      | —            | —          | 2,81         | —            |

Lokality:

- H-51 Rudňany, vrt Ry-53/R-18, hĺbka 14,90 m, karbón;
- H-53 Rudňany-východ, X. horiz. pri m. k. 365 z nadlož. karb.
- H-55 Rudňany, vrt Ry-62/R 132, č. vz. 8, karbón;
- H-57 Rudňany, vrt Ry-58/RI, č. vz. 139, karbón;
- H-52 Rudňany, X. horiz. prekop 45 od hl. chodby 200 m, karbón;
- H-54 Rudňany, vrt Ry-60/R 15, hĺbka 95,50 m, karbón;
- H-56 Rudňany, vrt Ry-26, hĺbka 331,50—331,20 m, karbón;

Pokračovanie tabuľky 24

|                                | H-58   | H-59     | H-60   | H-61       | H-62     | H-63         | H-64         |
|--------------------------------|--------|----------|--------|------------|----------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 75,85  | 52,39    | 31,02  | 45,40      | 73,12    | 60,64        | 38,90        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,23   | 0,32     | —      | 0,77       | 0,29     | 0,41         | 0,98         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,29  | 24,53    | 3,01   | 12,30      | 8,25     | 8,01         | 18,68        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,52   | 4,55     | 10,84  | 1,29       | 0,27     | 0,51         | 7,51         |
| FeO                            | 2,02   | 4,53     | 28,93  | 15,39      | 4,66     | 11,12        | 10,69        |
| MgO                            | 1,70   | 1,82     | 5,54   | 3,50       | 3,07     | 3,62         | 7,91         |
| MnO                            | 0,06   | 0,05     | 0,78   | 0,65       | 0,15     | 0,43         | 0,33         |
| CaO                            | 0,59   | 0,37     | 0,37   | 0,87       | 1,61     | 0,91         | 4,10         |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,16   | 0,95     | 0,15   | 0,17       | 0,25     | 0,06         | 0,35         |
| K <sub>2</sub> O               | 3,18   | 4,80     | 0,75   | 3,34       | 1,57     | 2,42         | 0,50         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,04   | 0,15     | 0,08   | 0,05       | 0,07     | 0,04         | 0,57         |
| CO <sub>2</sub>                | 2,41   | nest.    | nest.  | 11,68      | 3,48     | 4,23         | nest.        |
| S                              | 0,72   | nest.    | nest.  | 0,86       | 0,67     | 0,41         | stopy        |
| H <sub>2</sub> — žih.          | 1,18   | 5,60     | 24,29  | 2,63       | 1,81     | 6,83         | 9,08         |
| H <sub>2</sub> O — suš.        | 0,09   | 0,04     | 0,02   | 0,08       | 0,16     | 0,11         | 0,12         |
|                                | 100,04 | 100,10   | 99,78  | 98,89      | 99,38    | 99,75        | 99,88        |
| Li                             | —      | —        | —      | —          | —        | —            | 0,01—0,001   |
| Ba                             | 0,1000 | 0,0676   | 0,0332 | 0,0346     | 0,0200   | 0,0891       | 0,0085       |
| Sr                             | 0,0043 | 0,0035   | 0,0022 | 0,0010     | 0,0010   | 0,0010       | 0,0066       |
| V                              | 0,0195 | 0,0079   | 0,0040 | 0,0177     | 0,0026   | 0,0010       | 0,0269       |
| Cr                             | 0,0170 | 0,0112   | 0,0058 | 0,0091     | 0,0030   | 0,0104       | 0,0025       |
| Co                             | 0,0010 | 0,0011   | 0,0013 | 0,0024     | 0,0010   | 0,029        | 0,0050       |
| Ni                             | 0,0020 | 0,0013   | 0,0016 | 0,0054     | 0,0014   | 0,0050       | 0,0040       |
| Sc                             | 0,0025 | 0,0057   | 0,0010 | 0,0010     | 0,0016   | 0,0010       | —            |
| Zr                             | 0,0195 | 0,0250   | 0,0339 | 0,0177     | 0,0110   | 0,0166       | 0,0100       |
| Mo                             | —      | —        | —      | —          | —        | —            | —            |
| Sn                             | —      | pod 0,01 | —      | 0,01—0,001 | pod 0,01 | 0,01—0,001   | 0,01—0,001   |
| Cu                             | 0,0020 | 0,0166   | 0,0019 | 0,0042     | 0,0010   | 0,0281       | 0,001—0,0001 |
| Hg                             | —      | —        | —      | —          | n        | 0,01—0,001   | —            |
| Sb                             | —      | —        | —      | —          | n        | 0,001—0,0001 | 0,001—0,0001 |

|             |             |          |          |                   |          |            |            |
|-------------|-------------|----------|----------|-------------------|----------|------------|------------|
| As          | —           | —        | —        | 0,01—0,001        | n        | —          | —          |
| Bi          | —           | —        | —        | —                 | —        | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 |
| B           | —           | —        | —        | 0,01—0,001        | —        | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 |
| I           | —           | —        | —        | ?                 | —        | —          | —          |
| Zn          | pod 0,01    | pod 0,01 | n        | 0,01—0,001        | pod 0,01 | —          | 0,01—0,001 |
| Ga          | pod 0,01    | pod 0,01 | pod 0,01 | 0,01—0,001        | pod 0,01 | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 |
| Ag          | —           | —        | pod 0,01 | —                 | —        | 0,01—0,001 | 0,01—0,001 |
| Pb          | —           | pod 0,01 | pod 0,01 | 0,01—0,001        | —        | —          | 0,01—0,001 |
| kremeň      | 82,42 %     | —        | —        | 57,68 %           | 77,32 %  | 52,79 %    | 42,23 %    |
| sericit     | 15,58 %     | 77,22 %  | —        | 17,02 %           | 6,06 %   | 4,07 %     | 5,94 %     |
|             |             |          |          | $\alpha' = 1,593$ |          |            |            |
|             |             |          |          | $\gamma' = 1,558$ |          |            |            |
|             | $s = 2,824$ |          |          | $s = 2,814$       |          |            |            |
| chlorit     | —           | 22,77    | —        | —                 | 4,43     | 1,32       | 44,83      |
| siderit     | 1,00 %      | cca 2 %  | —        | 25,30             | 3,97     | 17,18      | —          |
| dolomit     | —           | —        | —        | —                 | 8,22     | 2,41       | —          |
| turmalín    | pod 1 %     | pod 1 %  | —        | —                 | —        | —          | —          |
| pyrit       | pod 1 %     | —        | —        | pod 1 %           | —        | pod 1 %    | —          |
| grafit      | pod 1 %     | —        | —        | —                 | —        | —          | —          |
| spekularit  | —           | —        | —        | —                 | —        | —          | —          |
| limonit     | —           | —        | —        | —                 | —        | —          | —          |
| chalkopyrit | —           | —        | —        | —                 | —        | pod 1 %    | —          |
| obj. váha   | —           | 2,69     | —        | —                 | —        | —          | —          |

Lokality:

H-58 Rudňany, vrt Ry-60/R-15, hĺbka 219,20 m, karbón;

H-60 Žakarovce, halda, rakovecká séria;

H-62 Rudňany, vrt Ry-58/RI, č. vz. 97, karbón;

H-64 Žakarovce, od k. 744 JJZ 550 m, rakovecká séria.

H-59 Žakarovce, od k. 866 na S cca 800 m, rakovecká séria;

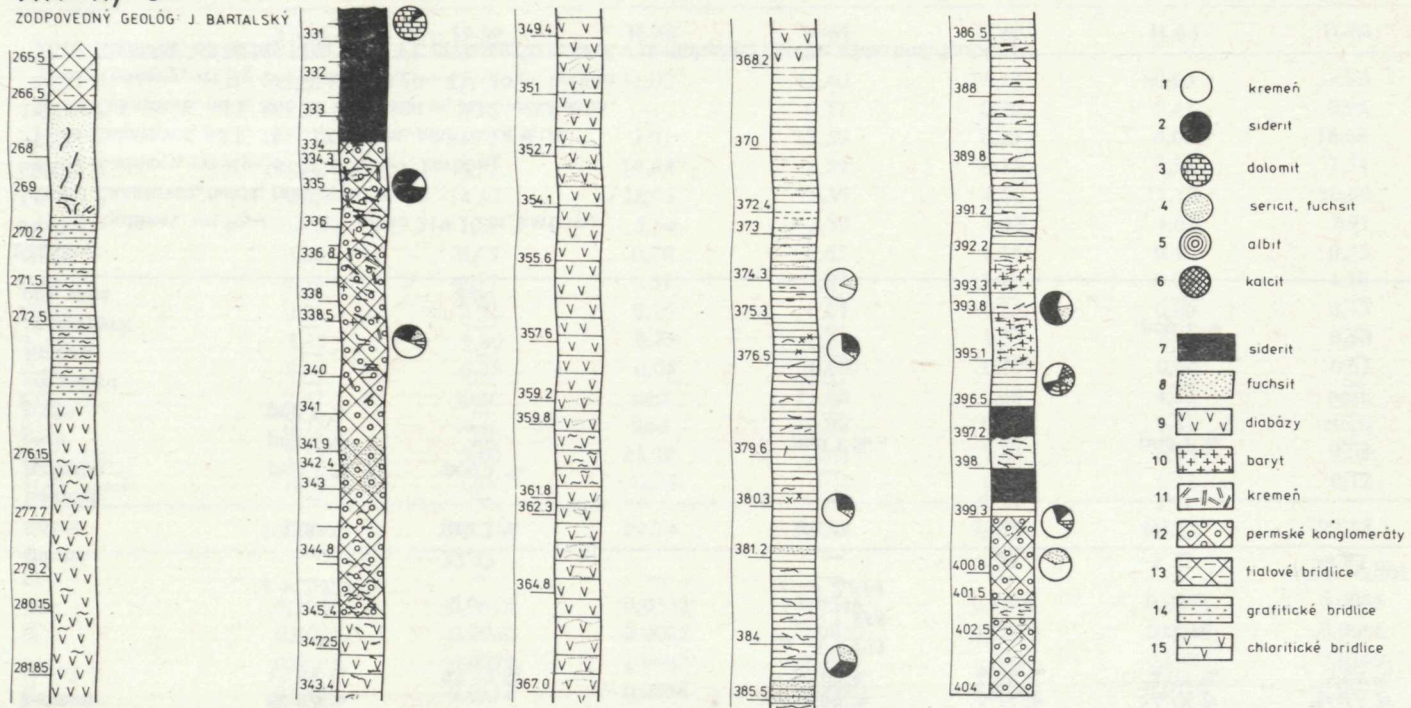
H-61 Rudňany, vrt Ry-26, hĺbka 418,20—419,20 m, karbón

H-63 Rudňany, od šachty Mier V od VI. prekopu 50 m na Z v rovnobežnej chodbe s hlavnou, karbón;

Poznámka: — nestanovené alebo nezistené.

## VRT Ry-5

ZODPOVEDNÝ GEOLÓG J. BARTALSKÝ

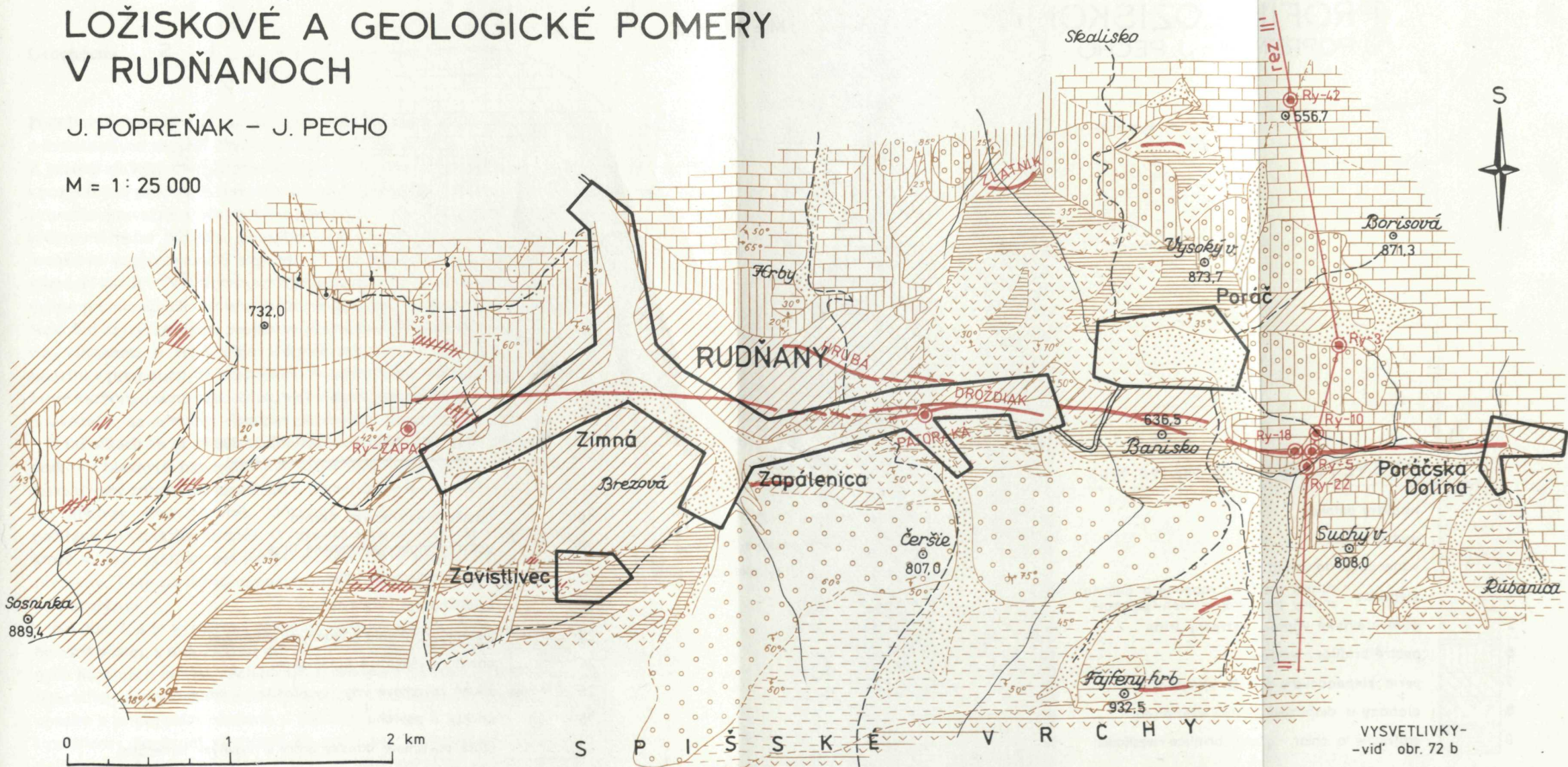


Obr. 74. Profil vrtu Ry-5 v rudnom poli v Rudňanoch.

# LOŽISKOVÉ A GEOLOGICKÉ POMERY V RUDŇANOCH

J. POPREŇAK - J. PECHO

M = 1 : 25 000

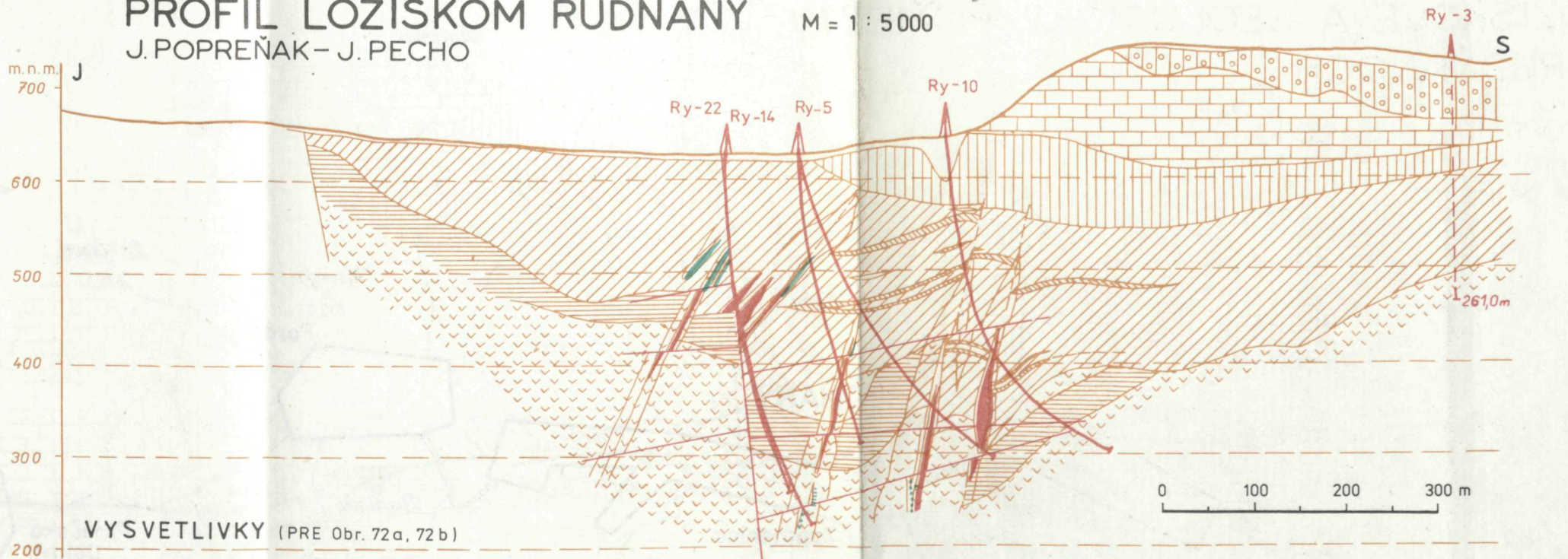


Obr. 72 a

# PROFIL LOŽISKOM RUDŇANY

J. POPREŇAK - J. PECHO

M = 1 : 5 000



## VYSVETLIVKY (PRE Obr. 72a, 72b)

- |   |  |   |    |  |   |    |  |   |
|---|--|---|----|--|---|----|--|---|
| 1 |  | náplavy potokov   | 10 |  | bazálna časť uhlia                          | 19 |  | pásmo premenených hornín                          |
| 2 |  | svahové suty  | 11 |  | chlor.-sericitické fylity rakoveckej série  | 20 |  | pravdepodobné tektonické línie                    |
| 3 |  | vápencová balvanitá suť   | 12 |  | diabázy a diabázové tufity rakoveckej série | 21 |  | možné tektonické línie                            |
| 4 |  | zlepence<br>valúny prevažne vápence a dolomity<br>valúny prevažne kremeň - paleogén | 13 |  | sadrovec - anhydrit                         | 22 |  | bridličnatosť, vrstevnatosť                       |
| 5 |  | wettersteinské vápence - stredný trias  | 14 |  | siderit                                     | 23 |  | zistené zrudnenia s hlavnými minerálmi            |
| 6 |  | pestré bridlice - werfén  | 15 |  | baryt                                       | 24 |  | chodby a šachtice s ložiskom                      |
| 7 |  | perm zlepencového a bridl. vývoja   | 16 |  | ankerit                                     | 25 |  | šikmé povrchové vrty (v profile; v mape)          |
| 8 |  | diabázy a diabázové tufity - westfalien   | 17 |  | kremeň                                      | 26 |  | šachtice z povrchu                                |
| 9 |  | grafitické a chlor.-grafit. bridlice - westfalien                                   | 18 |  | tektonické línie                            | 27 |  | staré povrchové banské práce s hlavnými minerálmi |

Obr. 72 b



vznikli najmä v horninách, ktoré mali tieto minerály ešte pred premenou vyvolanou rudnými roztokmi. Ide teda o pôvodné ultrabázické horniny, prípadne o kryštalické magnezity. Paragenetické vzťahy premeny týchto hornín vyvolanej rudnými roztokmi sú takmer zhodné s tými, ktoré sme uviedli pri premene karbonátových hornín (obr. 44).

## Geochemia

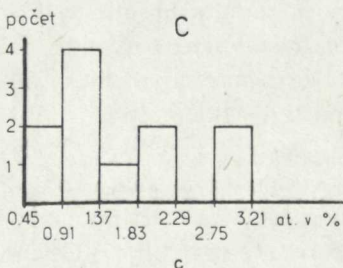
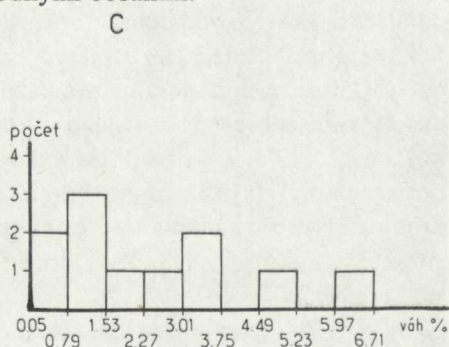
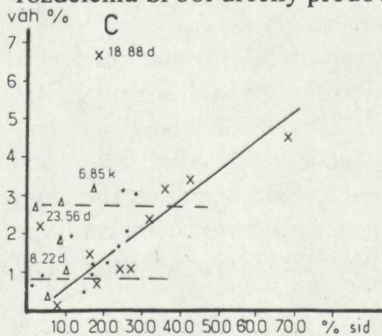
Podobne ako pri geochémii predchádzajúcich statí, aj tu nám pôjde predovšetkým o kvantitatívne zhodnotenie opísaných premien hornín rakoveckej série a karbónu. Z petrografických charakteristík vyplýva, že ide o mineralogicky variabilné horniny s pozvoľnými prechodmi od jedného petrografického typu k druhému. Zrudnenie sa vytvorilo prevažne v klastických horninách, a to či už vulkanického alebo rýdzo sedimentárneho pôvodu. Geochemická analýza takýchto vzoriek je náročná na množstvo analyzovaných vzoriek. Považujeme teda za potrebné uviesť výklad migrácie každého z analyzovaných chemických prvkov naraz pri všetkých hydrotermálne premenených horninách karbonátového aj kremeno-sulfidného zrudnenia. Nakoľko najvýraznejším prejavom premeny bola karbonatizácia a najmä sideritizácia, všimneme si rozdelenia jednotlivých prvkov hlavne vo vzťahu k množstvu sideritu v premenených horninách. Analýza tohto vzťahu nám ukáže aj rozdelenia, ktoré karbonatizácia nepostihla, alebo aspoň nepostihla výraznejšie. To nám umožní poukázať aj na pôvodný charakter rozdelenia jednotlivých prvkov.

V tabuľkách 26 až 29 sú uvedené jednoduché lineárne koeficienty analyzovaných prvkov a hlavných minerálov pre každý študovaný typ premenených hornín. Nižšie diskutované zobrazené závislosti si čitateľ môže konfrontovať s výsledkami korelačnej analýzy. Chceme však zdôrazniť, že jednoduché lineárne koeficienty boli počítané zo všetkých hodnôt. Pri grafickom zobrazení upozorníme aj na závislosti, ktoré sa dajú zaznamenať len pri niektorých vzorkách, často aj rozdielneho druhu premeny. Tieto závislosti nezodpovedajú závislostiam charakterizovaných korelačnou analýzou.

Na obr. 75a je vyjadrená závislosť obsahov uhlíka. Z diagramu vyplýva, že sa dá hovoriť o istej, s množstvom sideritu vzrastajúcej lineárnej závislosti. V analyzovaných horninách sa však nachádzajú aj dolomity a kalcity, prípadne aj breunerity. Pri figuratívnych bodoch vzoriek s dolomitom a kalcitom sme uviedli aj ich percentuálne obsahy s pripojením písmena d (dolomit) alebo k (kalcit). Početné odchýlky od vyznačenej lineárnej závislosti sú prejavom prítomnosti týchto minerálov. Pri dolomite môže ísť aj o hydrotermálny Fe-dolomit alebo aj ankerit. Figuratívne body vzoriek jednotlivých petrografických typov sú odlíšené znakom zobrazenia. Vynesené hodnoty sú z tabuliek 21a, 23 a 24. Údaje ostatných tabuliek stačí porovnať s príslušnými hodnotami vynesnými na diagramoch. Rovnako je to aj pri ďalších

spomenutých prvkoch. Rôznorodé obsahy pôvodných karbonátov spôsobili heterogénne rozdelenie C. Na obr. 75b je histogram váhových obsahov tohto prvku v sideritizovaných a na obr. 75c v sideritizovaných a prekremených fylitoch. Váhové percentá tohto, ale aj ďalších podstatne zastúpených prvkov, boli získané prepočtom z váhových percent kysličníkov vo vyššie uvedených tabuľkách. Hodnoty jednoduchých lineárnych koeficientov necharakterizujú presvedčivo žiadnu z možných závislostí.

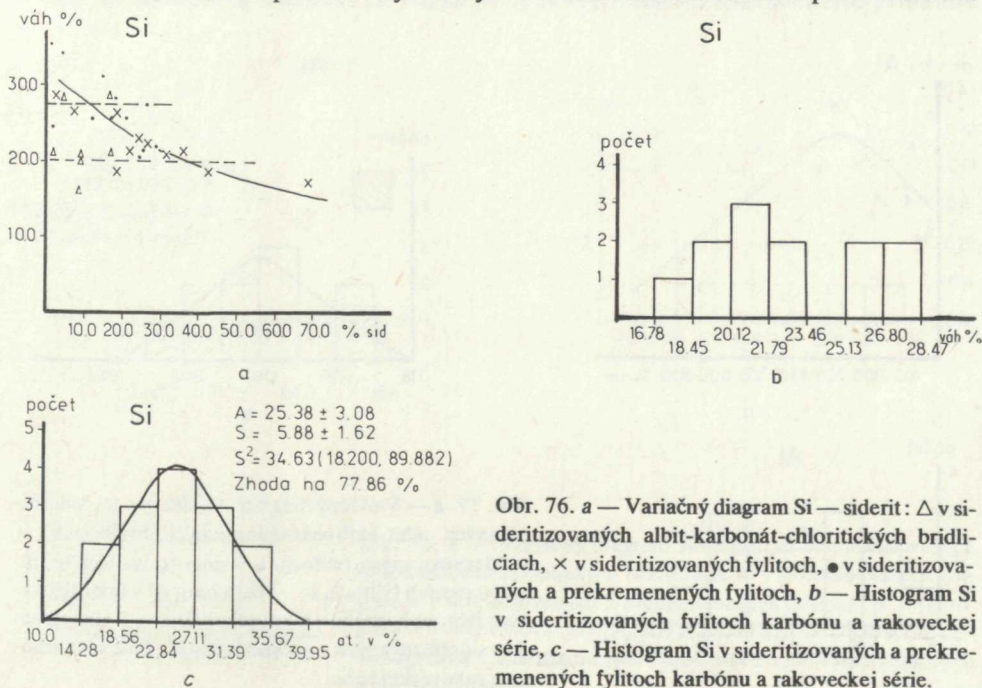
Na obr. 76a je vyjadrená závislosť obsahov Si. Z vyjadrenej závislosti možno povedať, že väčší obsah sideritu majú horniny s nižším podielom Si-minerálov. Nižší podiel Si-minerálov v pôvodnom zložení mohol byť kompenzovaný karbonátmi. Z rozloženia figuratívnych bodov podľa vyznačených petrografických typov premeny, a to či už na obr. 75a alebo 76a, sa dá usudzovať, že najintenzívnejšie podľahli sideritizácii horniny skupiny fylitov blízke väčšine albiticko-karbonatiko-chloritických bridlíc zo skupiny zelených bridlíc. Najväčší počet vzoriek, ktoré sme označili ako prekremené, patrí zasa k horninám s vyššími obsahmi Si. Na obr. 76b je histogram obsahov Si v sideritizovaných fylitoch. Zo zobrazenia je zrejmé, že Si z tejto skupiny premenených hornín patrí k dvom pôvodným petrografickým typom. Priemerná hodnota obsahov Si hornín skupiny fylitov s nižšími obsahmi je približne 21 váh. percent. V prekremených fylitoch Si (obr. 76c) má dosť homogénne rozdelenie. S normálnym rozdelením sa zhoduje na 77,86 %. Hodnota aritmetického priemeru (A) je  $25,38 \pm 3,08$  váh. percent. Z normálneho rozdelenia prekremených hornín vyplýva, že aj keď hovoríme o ich prekremenení, celkový charakter rozdelenia Si bol určený predovšetkým pôvodnými obsahmi.



Obr. 75. a — Variačný diagram C — siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch. b — Histogram C v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, c Histogram C v sideritizovaných a prekremených fylitoch karbónu a rakoveckej série.

Z najvýznamnejších korelácií pri sideritizovaných zelených bridliciach je Si-kremeň (0,757), Si-Al (-0,766), Si-Fe<sup>2+</sup> (-0,630), Si-Mg (-0,623), Si-C (-0,560), Si-Ba (0,587), Si-Zr (0,544), Si-Cu (-0,812). Pri sideritizovaných fylitoch: Si-Fe<sup>2+</sup> (-0,735) a sideritizovaných a prekremených fylitoch Si-Fe<sup>3+</sup> (-0,765), Si-Fe<sup>2+</sup> (-0,786), Si-Mg (-0,553), Si-Co (-0,563). Ide teda o negatívne korelácie medzi Si a prvkami, ktoré sa viažu najmä na chlorit a Mg, Fe-karbonáty.

Si v premených horninách sa viaže na kremeň i na kremičitany, predovšetkým alumosilikáty. Podiel alumosilikátov v týchto horninách charakterizujú obsahy Al. Na obr. 77a je vyjadrená závislosť jeho obsahov. Zmena Al so vzrastajúcimi obsahmi sideritu je však odlišná v porovnaní s obsahmi C a Si. Platí to hlavne o skupine vzoriek sideritizovaných fylitov. Pri nižšom stupni sideritizácie obsahy Al, a teda aj alumosilikátov narastajú so zvyšujúcimi sa obsahmi sideritu. Umožnilo to aj pôvodné minerálne zloženie, najmä prítomnosť pôvodných karbonátov. Vyšší podiel alumosilikátov pri konštantných obsahoch Si zodpovedá nižšiemu podielu kremeňa. Pri obsahoch sideritu viac ako 25 až 30 %, obsahy Al so vzrastom množstva sideritu klesajú. Väčšie množstvo sideritu, ktoré prekračuje objem pôvodných rozpustných minerálov, najmä karbonátov, bolo podmienené tektonickou pripravenosťou hornín. Podiel sideritu zo žiliek smerom k žile v študovaných premených horninách často narastá. Dosť rôznorodý mineralogický charakter analyzovaných vzoriek a ich prežilkovatenie prispelo k heterogénnemu rozdeleniu obsahov Al. Pri sideritizovaných fylitoch (obr. 77b) sa dá síce preukázať normálne rozdelenie, ale pravdepodobne len vďaka malému počtu analyzovaných vzoriek. Sideritizované a prekremené



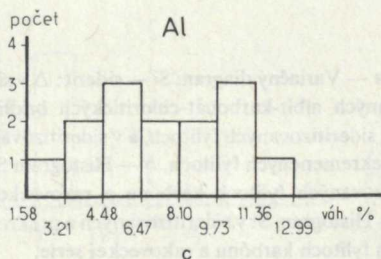
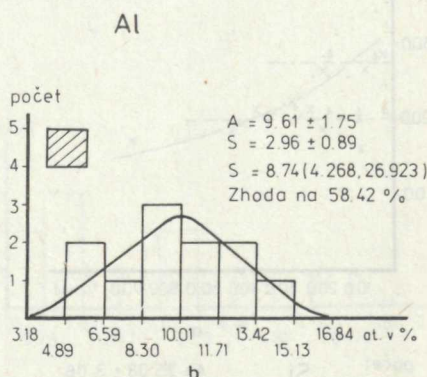
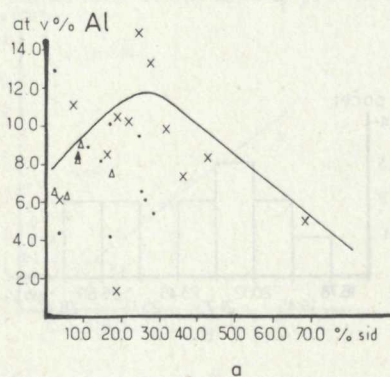
Obr. 76. a — Variáčny diagram Si — siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch, b — Histogram Si v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, c — Histogram Si v sideritizovaných a prekremených fylitoch karbónu a rakoveckej série.

fylyty na obr. 77c majú zrejme bimodálne rozdelenie. Pre malý počet vzoriek sme ich nemohli definovať.

Z korelačnej analýzy Al pri sideritizovaných zelených bridliciach sú najzaujímavejšie vzťahy k sideritu (0,683),  $Fe^{2-}$  (-0,670) a pri sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch k sideritu (0,683) a k  $Fe^{2+}$  (0,504). To znamená, že zatiaľ čo v horninách s menším obsahom sideritu (zelené bridlice, sideritizované a prekremenované fylity) je sideritu tým viac, čím je viac sericitu, v sideritizovaných fylitoch so vzrastom obsahu sideritu sericitu ubúda.

Z alumosilikátov je vo vzorkách skupiny fylitov najpodstatnejšie zastúpený sericit. Množstvá tohto minerálu v premenených horninách charakterizujú obsahy K. Závislosť jeho obsahov od množstva sideritu v analyzovaných vzorkách je vyjadrené na obr. 78a. Z porovnania tohto diagramu s diagramom pre vyjadrenie závislosti obsahov Al na obr. 77a je zrejma podobnosť. Platí to hlavne o skupine fylitov. Draslík aj hliník v týchto horninách sa viažu najmä na sericit. Rozloženie figuratívnych bodov na obr. 78a svedčí o tom, že obsahy K a tým aj sericitu v premenených horninách boli určené hlavne pôvodným mineralogickým zložením. O heterogénnom rozdelení draslíka svedčia aj histogramy na obr. 78b a 78c.

Pri analýze paragenetických vzťahov sme už spomenuli, že nastala aj hydrotermálna sericitizácia, prípadne fuchsitizácia. O možnom vzraste obsahov K pri vzniku hydrotermálneho sericitu, prípadne fuchsitu so vzrastom obsahov sideritu uvažujeme aj na diagrame obr. 78a. Z výsledkov korelačnej analýzy pri sideritizovaných zelených bridliciach je najvýznamnejší vzťah draslíka k sericitu (0,871), ku kremeňu

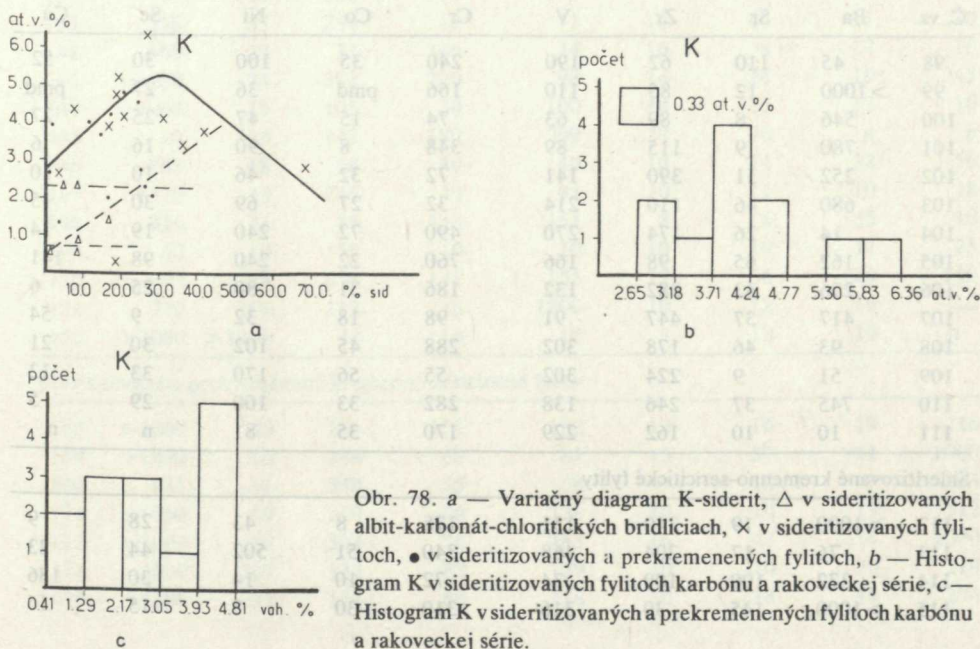


Obr. 77. a — Variačný diagram Al-siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch, b — Histogram Al v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, c — Histogram Al v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série.

(0,569) a k  $\text{Fe}^{3+}$  (-0,648). Pri sideritizovaných fylitoch k Al (0,963), Na (0,612),  $\text{Fe}^{2+}$  (-0,577), Mg (-0,726), Ca (-0,773) a pri sideritizovaných a prekremených fylitoch k Al (0,679),  $\text{Fe}^{2+}$  (-0,512), Mg (-0,635), Ca (-0,526).

Podobná závislosť ako na obr. 78a je vyjadrená aj na obr. 79a, kde je zobrazené rozloženie figuratívnych bodov obsahov Ba. Báryum, ako je vo všeobecnosti známe, izomorfne zastupuje draslík, a to aj v sericite a vo fuchsite. Obsahy tohto prvku je však nutné odvodiť nielen od hydrotermálneho, ale aj od pôvodného sericitu. V niektorých vzorkách bohatých na sericit môžu dosahovať obsahy Ba aj dosť vysokých hodnôt. Niekde, ako je to napr. v ložisku v Rudňanoch, odkiaľ boli prevažne odobrané analyzované vzorky, treba mať na zreteli aj prítomnosť hydrotermálneho barytu. Pri stanovení obsahov Ba bol analyzovaný väčší počet vzoriek. Výsledky tejto analýzy, podobne ako aj niektorých ďalších stopových prvkov, sú uvedené v tab. 25. Obsahy Ba v sideritizovaných fylitoch, vo fuchsitických kvarcitoloch a v sideritizovaných a prekremených fylitoch sú vyjadrené histogramami na obr. 79b až 79e. Obsahy Ba vo všetkých spomenutých petrografických typoch sú dostatočne heterogénne rozdelené. Tento charakter rozdelenia vyplýva z vyššie spomenutých väzieb.

Z najvýznamnejších korelačných koeficientov sideritizovaných zelených bridlíc treba uviesť Ba—Si (0,587), Ba—Ni (-0,524), Ba—Co (-0,745), Ba—V (-0,666); sideritizovaných fylitov Ba—sericit (0,687), Ba— $\text{Fe}^{2+}$  (0,505), Ba—dolomit (-0,613), Ba—chlorit (-0,567) a sideritizovaných a prekremených fylitov Ba—dolomit (-0,572). Z toho je zrejmé, že bárya je tým viac, čím je viac sericitu, prípadne



Obr. 78. a — Varičný diagram K-siderit,  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch, b — Histogram K v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, c — Histogram K v sideritizovaných a prekremených fylitoch karbónu a rakoveckej série.

fuchsitu a čím je menej chloritu a pôvodných karbonátov, najmä kalcitu a dolomitu.

Ďalším zo stopových prvkov, ktorý sa viazal na vývoj hydrotermálneho sericitu, ale hlavne fuchsitu, je chróm. Pravda, aj tento prvok bol obsiahnutý v pôvodnom sericite, chlorite a prípadne aj v hematite. V analyzovaných horninách môžu byť prítomné aj ďalšie, a to či už akcesorické, prípadne aj zachované tmavé minerály, hlavne bázických a ultrabázických hornín, na ktoré sa Cr viazalo. Na obr. 80a sú nanesené obsahy Cr podľa množstva sideritu v analyzovaných vzorkách. Z rozloženia figuratívnych bodov na tomto diagrame vidíme, že aj obsahy tohto prvku sú do značnej viery určené pôvodným heterogénnym zložením hornín. Z diagramu na obr. 80a sa dá povedať, že najvyššie obsahy Cr, aspoň pri niektorých vzorkách, sa viažu na horniny, ktoré majú obsahy sideritu nad 30 %. V týchto vzorkách, ako sme už uviedli, sa môže vyskytnúť aj žilný siderit. Zdôrazňujeme túto spätosť najmä preto, že niektorí autori sú ochotní klásť vývoj fuchsitu pred siderit alebo aj pred zrudňovací proces vôbec. Na obr. 80 sú histogramami vyjadrené obsahy Cr podľa vyčlenených petrografických typov premeny. Najviac tohto prvku obsahujú fuchsitické kvarcity (obr. 80d). Pretože spektrálnou analýzou, ako to vidieť z tab. 25, v tejto skupine analyzovaných vzoriek nemohli byť obsahy Cr stanovené, uvedených je len niekoľko stanovení z práce J. Gubača (1975). Dostatočne vysoké obsahy Cr boli zistené aj v skupine prekremených a sideri-

Tabuľka 25 Výsledky kvantitatívnej spektrálnej analýzy

Sideritizované albiticko-karbonatiko-chloritické bridlice

| Č. vz. | Ba    | Sr  | Zr  | V   | Cr  | Co  | Ni  | Sc | Cu  |
|--------|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|
| 98     | 45    | 110 | 62  | 190 | 240 | 35  | 100 | 30 | 52  |
| 99     | >1000 | 12  | 85  | 110 | 166 | pmd | 36  | 27 | pmd |
| 100    | 546   | 8   | 89  | 63  | 74  | 15  | 47  | 25 | 27  |
| 101    | 780   | 9   | 115 | 89  | 348 | 8   | 90  | 16 | 6   |
| 102    | 252   | 51  | 390 | 141 | 72  | 32  | 46  | 10 | 10  |
| 103    | 680   | 46  | 110 | 214 | 32  | 27  | 69  | 30 | 15  |
| 104    | 14    | 26  | 174 | 270 | 490 | 72  | 240 | 19 | 14  |
| 105    | 162   | 65  | 98  | 166 | 760 | 22  | 240 | 98 | 141 |
| 106    | 296   | 43  | 282 | 132 | 186 | 31  | 80  | 25 | 6   |
| 107    | 417   | 37  | 447 | 91  | 98  | 18  | 32  | 9  | 54  |
| 108    | 93    | 46  | 178 | 302 | 288 | 45  | 102 | 30 | 21  |
| 109    | 51    | 9   | 224 | 302 | 55  | 56  | 170 | 33 | 12  |
| 110    | 745   | 37  | 246 | 138 | 282 | 33  | 100 | 29 | 5   |
| 111    | 10    | 10  | 162 | 229 | 170 | 35  | 81  | n  | n   |

Sideritizované kremenno-sericitické fylity

|     |       |     |     |     |     |    |     |    |     |
|-----|-------|-----|-----|-----|-----|----|-----|----|-----|
| 112 | >1000 | 19  | 340 | 151 | 178 | 8  | 43  | 28 | 9   |
| 113 | 76    | 17  | 204 | 468 | 340 | 51 | 502 | 44 | 23  |
| 114 | 372   | 100 | 100 | 34  | 72  | 10 | 14  | 30 | 186 |
| 115 | >1000 | 145 | 30  | 316 | 310 | 30 | 8   | 15 | 16  |

Pokračovanie tabuľky 25

| Č. vz. | Ba    | Sr    | Zr  | V   | Cr    | Co | Ni  | Sc | Cu  |
|--------|-------|-------|-----|-----|-------|----|-----|----|-----|
| 116    | 1000  | 87    | 162 | 96  | 302   | 10 | 22  | 19 | 43  |
| 117    | 417   | 10    | 47  | 50  | 36    | 11 | 182 | 41 | 32  |
| 118    | >1000 | 240   | 36  | 10  | >1000 | 21 | 676 | 10 | 18  |
| 119    | 710   | 14    | 135 | 102 | 100   | 21 | 83  | 18 | 5   |
| 120    | >1000 | 87    | 204 | 42  | 170   | 9  | 11  | 8  | 32  |
| 121    | >1000 | 190   | 71  | 158 | 186   | 10 | 10  | 16 | 12  |
| 122    | 645   | 35    | 174 | 41  | 91    | 10 | 10  | 20 | 42  |
| 123    | >1000 | 29    | 214 | 132 | 126   | 12 | 17  | 18 | 34  |
| 124    | 276   | 72    | 117 | 42  | 89    | 13 | 26  | 13 | 41  |
| 125    | >1000 | 22    | 78  | 24  | 107   | n  | 60  | 9  | 162 |
| 126    | >1000 | 21    | 195 | 55  | 151   | 10 | 9   | 15 | 56  |
| 127    | 320   | 41    | 112 | 158 | 87    | 10 | 9   | 15 | 10  |
| 128    | 468   | 79    | 204 | 42  | 58    | 16 | 32  | 16 | 83  |
| 129    | >1000 | 14    | 434 | 145 | 264   | 26 | 50  | 23 | 35  |
| 130    | >1000 | 15    | 115 | 178 | 290   | 9  | 33  | 29 | 13  |
| 131    | 58    | 10    | 51  | 10  | 478   | 10 | 794 | 10 | 32  |
| 132    | >1000 | 62    | 148 | 91  | 74    | 14 | 30  | n  | n   |
| 133    | >1000 | 69    | 78  | 72  | 340   | 39 | 58  | 30 | 19  |
| 134    | 676   | 478   | 151 | 107 | 97    | 22 | 39  | 6  | 60  |
| 135    | 62    | 17    | 30  | 10  | 14    | 10 | 9   | 30 | 23  |
| 136    | 418   | 48    | 39  | 91  | 100   | 16 | 31  | 23 | 45  |
| 137    | 725   | 62    | 195 | 155 | 224   | 31 | 59  | 28 | 11  |
| 138    | >1000 | 10    | 85  | 50  | 151   | 10 | 16  | 42 | 11  |
| 139    | >1000 | 47    | 512 | 100 | 81    | 48 | 74  | 19 | 10  |
| 140    | 295   | 30    | 250 | 115 | 182   | 17 | 89  | 16 | 35  |
| 141    | 346   | 35    | 250 | 42  | 71    | 10 | 46  | 11 | 10  |
| 142    | 500   | 19    | 72  | 246 | 74    | 10 | 8   | 17 | 10  |
| 143    | >1000 | 74    | 302 | 220 | 98    | 14 | 26  | 19 | 245 |
| 144    | >1000 | 15    | 105 | 30  | 100   | 10 | 15  | 12 | 10  |
| 145    | 79    | 118   | 142 | 199 | 209   | 28 | 76  | n  | n   |
| 146    | 155   | 18    | 68  | 30  | 40    | 10 | 14  | 12 | 56  |
| 147    | 1120  | 13    | 245 | 49  | 85    | 10 | 11  | 10 | 18  |
| 148    | 316   | 11    | 85  | 158 | 151   | 8  | 16  | 35 | 10  |
| 149    | 62    | 10    | 58  | 10  | 10    | 10 | 10  | 14 | 25  |
| 150    | 74    | 74    | 234 | 141 | 155   | 27 | 36  | 29 | 110 |
| 151    | 710   | 158   | 112 | 48  | 1000  | 10 | 12  | 16 | 12  |
| 152    | >1000 | >1000 | 44  | 16  | 10    | 9  | 10  | 10 | n   |

Sideritizované a prekremené kremenno-sericitické fylity

|     |       |     |     |     |     |    |    |    |      |
|-----|-------|-----|-----|-----|-----|----|----|----|------|
| 168 | >1000 | 30  | 155 | 151 | 182 | 10 | 16 | 19 | 218  |
| 169 | >1000 | 10  | 288 | 68  | 81  | 15 | 37 | 14 | 1000 |
| 170 | 645   | 11  | 240 | 55  | 58  | 9  | 18 | 9  | 234  |
| 171 | >1000 | 19  | 110 | 76  | 138 | 10 | 10 | 19 | 112  |
| 172 | >1000 | 10  | 302 | 76  | 263 | 16 | 43 | 14 | 1000 |
| 173 | >1000 | 107 | 142 | 83  | 159 | 10 | 10 | 20 | 219  |
| 174 | >1000 | 32  | 182 | 60  | 218 | 10 | 18 | 19 | 234  |

Pokračovanie tabuľky 25

| Č. vz. | Ba    | Sr  | Zr  | V   | Cr   | Co  | Ni    | Sc | Cu    |
|--------|-------|-----|-----|-----|------|-----|-------|----|-------|
| 175    | 110   | 10  | 107 | 28  | 13   | 40  | 32    | 18 | 372   |
| 176    | 550   | 10  | 178 | 210 | 296  | 15  | 55    | 25 | 9     |
| 177    | >1000 | 141 | 49  | 41  | 210  | 10  | 9     | 19 | 10    |
| 178    | 51    | 9   | 224 | 302 | 55   | 56  | 170   | 33 | 12    |
| 179    | 27    | 252 | 400 | 276 | 166  | 11  | 65    | 42 | 9     |
| 180    | 32    | pmd | 40  | 22  | 1125 | 89  | >1000 | n  | 125   |
| 181    | 220   | 82  | 178 | 144 | 210  | 31  | 51    | 30 | 100   |
| 182    | 58    | 10  | 110 | 155 | 400  | 54  | 224   | n  | n     |
| 183    | >1000 | 267 | 58  | 16  | 32   | 10  | 16    | 13 | 316   |
| 184    | 49    | 12  | 83  | 30  | 15   | 71  | >1000 | n  | 795   |
| 185    | 149   | 10  | 59  | 10  | 26   | 10  | 16    | n  | n     |
| 186    | 300   | 118 | 269 | 66  | 68   | 27  | 54    | n  | n     |
| 187    | 72    | 23  | 282 | 91  | n    | 10  | n     | n  | n     |
| 188    | >1000 | 40  | 363 | 107 | 148  | 34  | 32    | 19 | >1000 |
| 189    | >1000 | 138 | 120 | 69  | 123  | 9   | 30    | 18 | 53    |
| 190    | 263   | 40  | 436 | 105 | 71   | 36  | 72    | 10 | 59    |
| 191    | 330   | 30  | 355 | 129 | 87   | 15  | 30    | n  | n     |
| 192    | >1000 | 28  | 240 | 186 | 158  | 24  | 45    | 20 | 58    |
| 193    | 81    | 10  | 380 | 27  | 11   | 20  | 25    | 10 | 630   |
| 194    | >1000 | 40  | 166 | 81  | 174  | 13  | 12    | 16 | >1000 |
| 195    | 537   | 16  | 50  | 10  | 251  | 18  | 54    | 10 | 1143  |
| 196    | 794   | 16  | 213 | 10  | 60   | n   | 35    | 10 | 104   |
| 197    | >1000 | 115 | 182 | 708 | 57   | 42  | 76    | 45 | 23    |
| 198    | >1000 | 28  | 148 | 35  | 110  | 10  | 9     | 20 | 426   |
| 199    | n     | 29  | 209 | 338 | n    | 27  | 10    | n  | n     |
| 200    | 380   | 152 | 110 | 123 | 63   | n   | 17    | n  | n     |
| 201    | 676   | 19  | 100 | 39  | 36   | 18  | 25    | 12 | 355   |
| 202    | 603   | 9   | 270 | 100 | 51   | 40  | 69    | 13 | 81    |
| 203    | 955   | 81  | 200 | 68  | 148  | 15  | n     | 13 | 32    |
| 204    | >1000 | 20  | 72  | 174 | 435  | 10  | 8     | 22 | 129   |
| 205    | >1000 | 2   | 138 | 76  | 93   | 10  | 13    | 16 | 632   |
| 206    | >1000 | 166 | 83  | 49  | 40   | 13  | 19    | 11 | 33    |
| 207    | 135   | 10  | 87  | 20  | 37   | 10  | 14    | 10 | 58    |
| 208    | 390   | 98  | 162 | 120 | 240  | 9   | 51    | 17 | 120   |
| 209    | >1000 | 48  | 219 | 87  | 148  | 34  | 294   | 12 | 31    |
| 210    | 400   | 65  | 148 | 63  | 76   | 16  | 32    | n  | n     |
| 211    | 400   | 69  | 17  | 87  | 44   | 21  | 37    | n  | n     |
| 212    | 21    | 178 | 126 | 209 | 200  | 30  | 89    | n  | n     |
| 213    | >1000 | 13  | 77  | 25  | 81   | 10  | 29    | 14 | 199   |
| 214    | 760   | 13  | 74  | 20  | 65   | 10  | 8     | 13 | 100   |
| 215    | 372   | 87  | 150 | 63  | 63   | 12  | 13    | 10 | 58    |
| 216    | 71    | 10  | 30  | 10  | 45   | 10  | 12    | 10 | 87    |
| 217    | 126   | n   | 47  | 26  | 26   | pmd | 68    | n  | 155   |
| 218    | 32    | 10  | pmd | 52  | 220  | pmd | 52    | 10 | 43    |
| 219    | >1000 | 35  | 35  | 16  | 40   | 14  | 19    | 9  | 21    |
| 220    | >1000 | 115 | 182 | 708 | 257  | 42  | 76    | 45 | 23    |



## Pokračovanie tabuľky 25

| Č. vz.                | Ba    | Sr  | Zr  | V   | Cr    | Co | Ni  | Sc | Cu    |
|-----------------------|-------|-----|-----|-----|-------|----|-----|----|-------|
| 221                   | >1000 | 28  | 148 | 35  | 110   | 10 | 9   | 20 | 426   |
| 222                   | n     | 29  | 209 | 338 | n     | 27 | 10  | n  | n     |
| Fuchsitické kvarcitty |       |     |     |     |       |    |     |    |       |
| 153                   | 93    | 166 | 39  | 26  | 400   | 11 | 48  | n  | n     |
| 154                   | 331   | 12  | 33  | 10  | >1000 | 10 | 112 | n  | >1000 |
| 155                   | 724   | 10  | 50  | 10  | >1000 | 10 | 331 | 10 | >1000 |
| 156                   | 53    | 10  | 112 | 61  | >1000 | 15 | 107 | 31 | 158   |
| 157                   | 53    | 10  | 61  | 20  | >1000 | 19 | 537 | 10 | 707   |
| 158                   | >1000 | 10  | 100 | 66  | >1000 | 32 | 97  | 60 | >1000 |
| 159                   | 457   | 10  | 74  | 117 | >1000 | 10 | 89  | 10 | 31    |
| 160                   | >1000 | 28  | 169 | 10  | >1000 | 10 | 70  | 51 | 112   |
| 161                   | >1000 | 10  | 107 | 58  | >1000 | 26 | 166 | 10 | >1000 |
| 162                   | >1000 | 10  | 50  | 112 | >1000 | 30 | 36  | n  | 831   |
| 163                   | >1000 | 10  | 26  | 10  | >1000 | 14 | 128 | n  | >1000 |
| 164                   | >1000 | 10  | 52  | 10  | >1000 | 10 | 60  | 10 | >1000 |
| 165                   | 501   | 10  | 57  | 10  | >1000 | 33 | 141 | 10 | >1000 |
| 166                   | 436   | 10  | 204 | 138 | >1000 | 10 | 56  | 10 | 100   |
| 167                   | 182   | 10  | 117 | 10  | >1000 | 37 | 245 | 10 | >1000 |

Vysvetlivky: pmd — pod medzou dôkazu

n — nestanovené

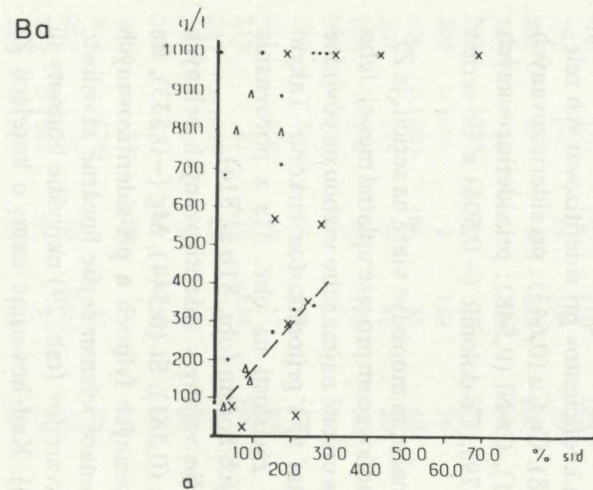
tizovaných filitov (obr. 80e). Ide o nesymetrické rozdelenie. Dosť vysoké obsahy Cr s heterogénnym rozdelením majú aj sideritizované zelené bridlice (80b). Vyššie obsahy v tejto skupine vzoriek treba odvodíť najmä od vyšších obsahov chloritu.

Z vypočítaných jednoduchých lineárnych koeficientov pri sideritizovaných zelených bridliciach sú významné: Cr-Ni (0,768), Cr-Cu (0,643); pri sideritizovaných fylitoch: Cr-Fe<sup>2+</sup> (0,615), Cr-sericit (0,571), Cr-Ni (0,548); pri sideritizovaných a prekremených fylitoch: Cr-Mg (-0,679), Cr-dolomit (-0,506) a Cr-sericit (0,466).

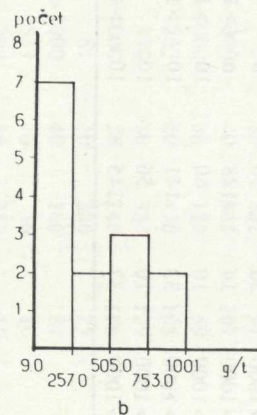
Ďalším zo stopových prvkov, ktorý sa v značnom množstve viaže na sericit, je Zr. Tento prvok na rozdiel od Ba, Cr a K sa v zrudňovacom procese uplatnil menej. Jeho rozdelenie v premenených horninách je teda určené najmä jeho väzbou na pôvodné sericity. V niektorých klastikách treba rátať aj s prítomnosťou zirkónu. Takýto charakter väzby vyplýva aj z vyjadrenej závislosti na obr. 81a z porovnania histogramov pre jednotlivé typy premenených hornín (obr. 81b až 81e).

Z korelačnej analýzy Zr najvýznamnejšie vzťahy v sideritizovaných zelených bridliciach sú k dolomitu (0,622), sideritu (0,581), Si (0,544), Mg (-0,533), Ba (-0,666) a k Cu (-0,551). Pri sideritizovaných fylitoch a pri sideritizovaných a prekremených fylitoch neboli zaznamenané významnejšie lineárne závislosti. Z korelačných koeficientov fuchsitických kvarcítov (tab. 29) najvyššie hodnoty sú k Sc (0,494), V (0,418) a k Cu (-0,482). Keď hovoríme napr. o korelácii Zr

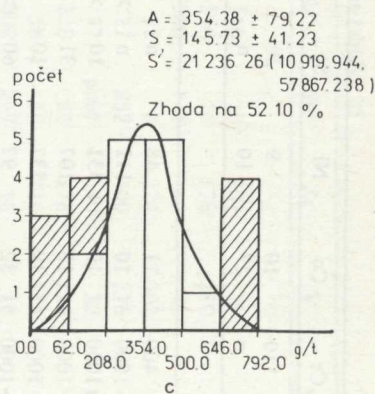
Ba



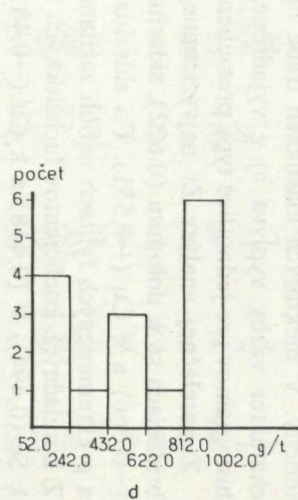
a



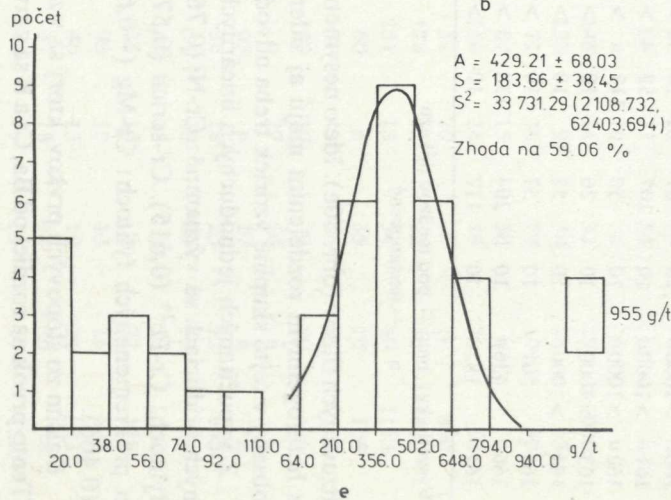
b



Zhoda na 52.10 %

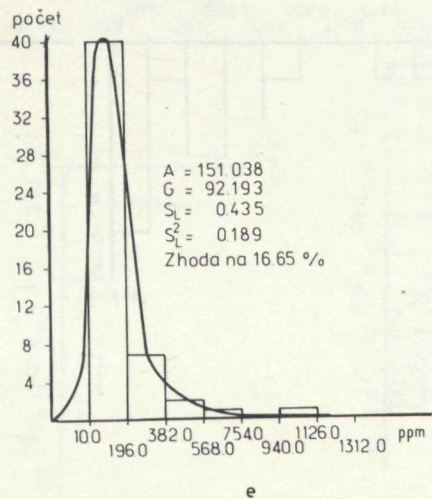
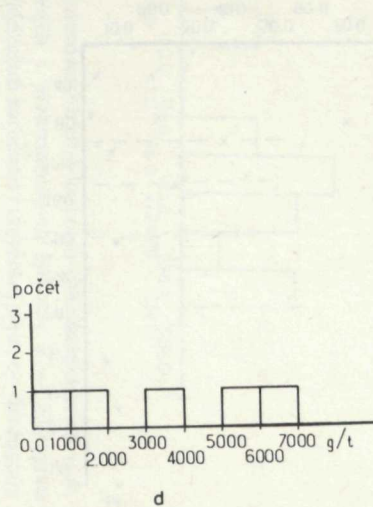
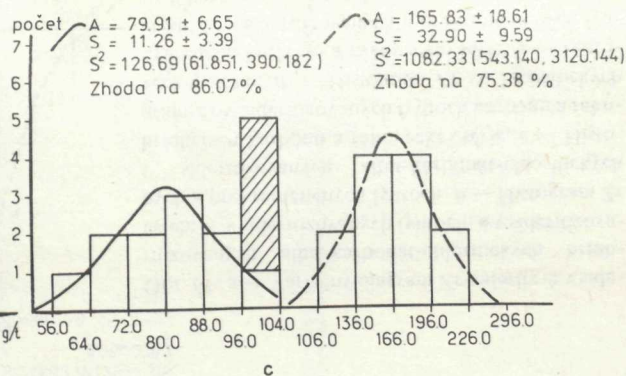
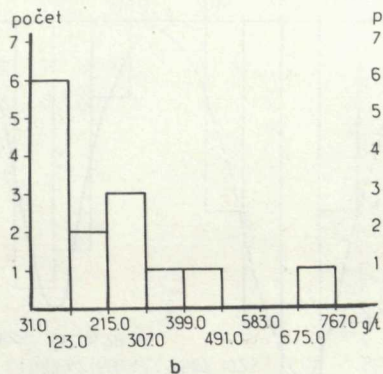
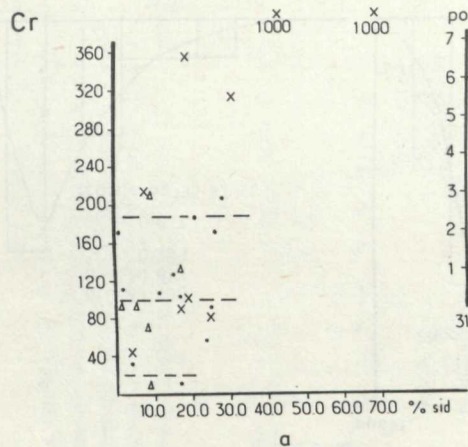


d



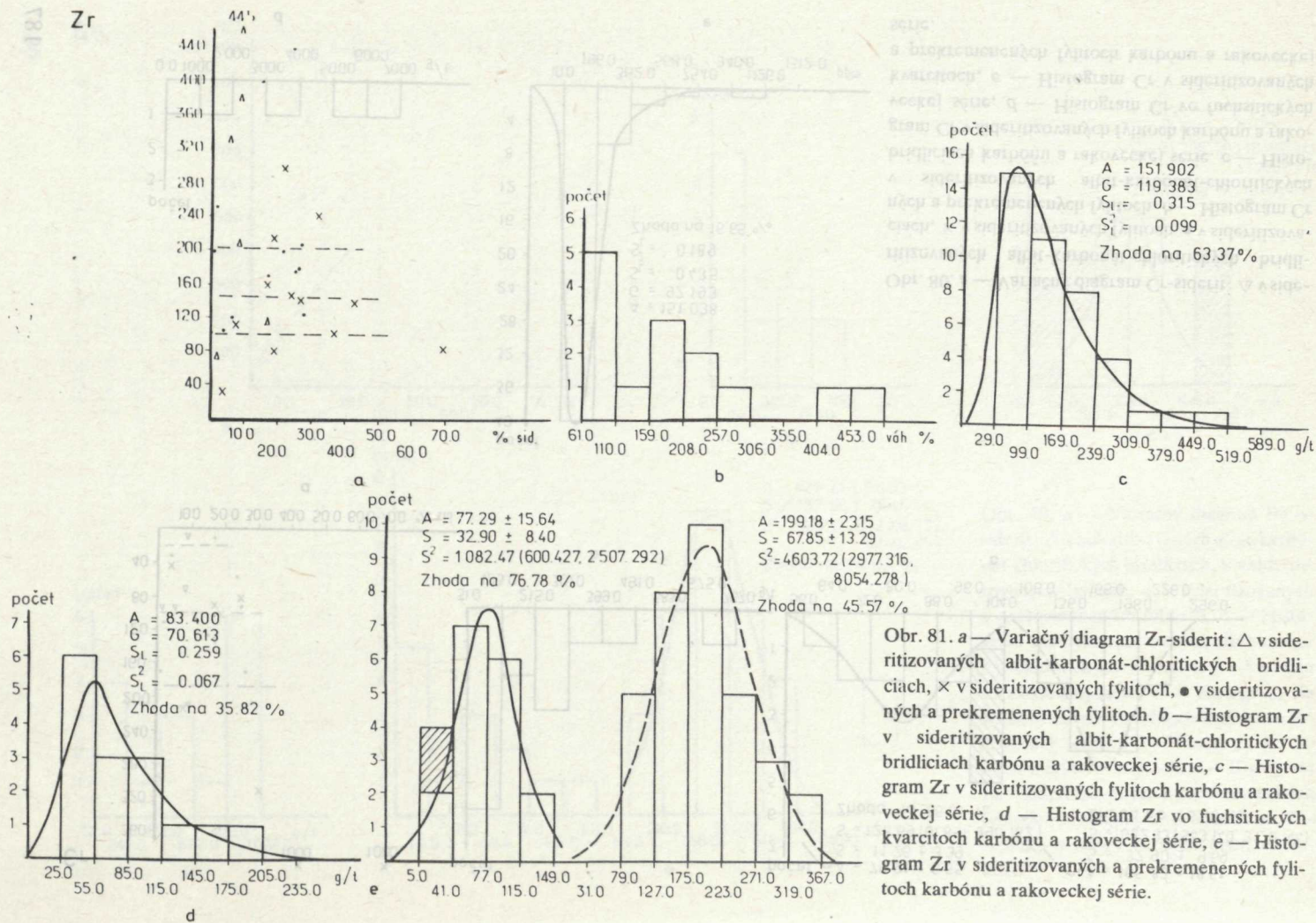
e

Obr. 79. a — Variačný diagram Ba — siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbo-nát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch, b — Histogram Ba v sideritizovaných albit-karbo-nát-chloritických bridliciach korbónu a rakoveckej série, c — Histogram Ba v sideritizovaných fylitoch korbónu a rakoveckej série, d — Histogram Ba vo fuchsitických kvarcitoch, e — Histogram Ba v sideritizovaných a prekremených fylitoch rakoveckej série a korbónu. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

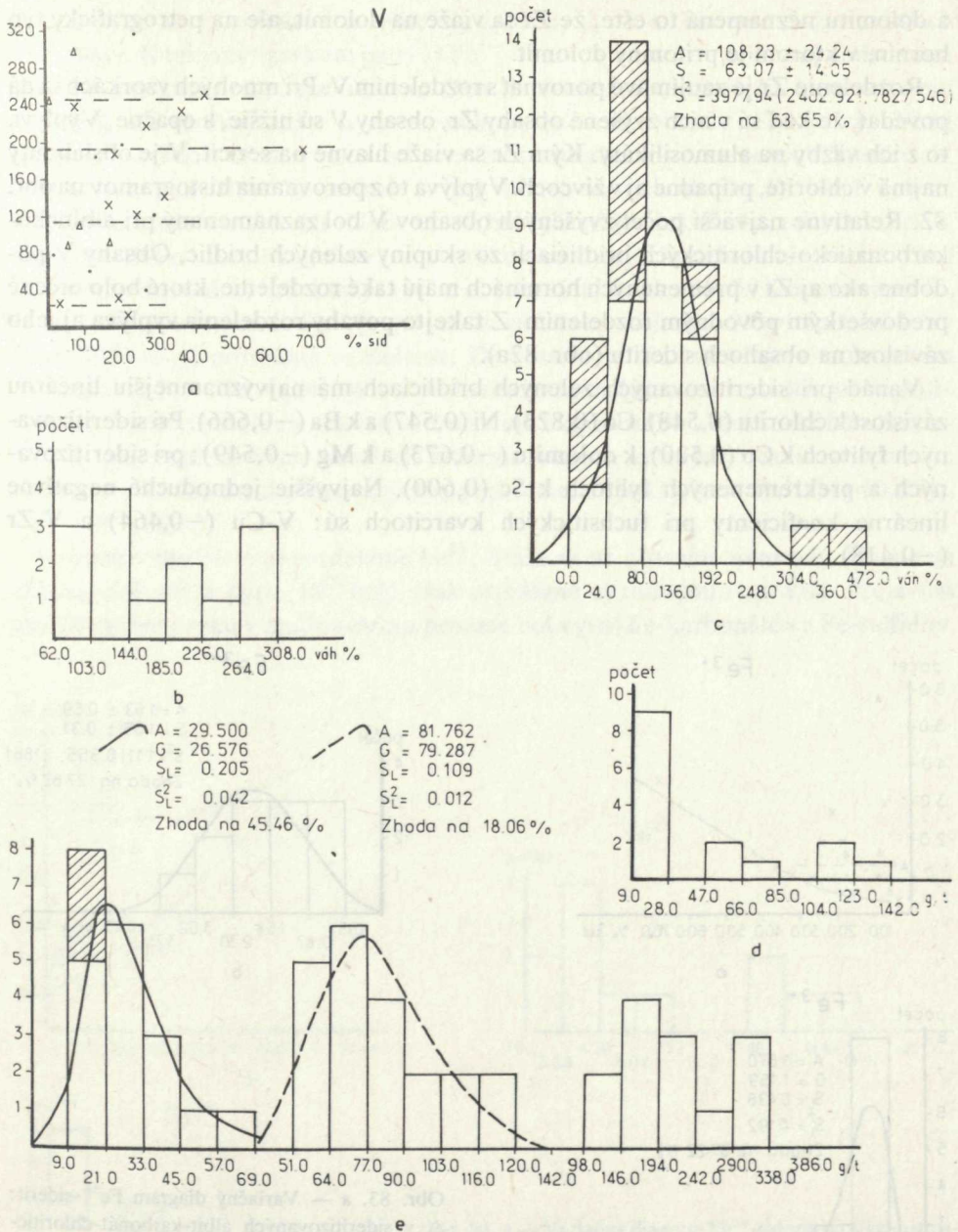


Obr. 80. a — Variacný diagram Cr-siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch, b — Histogram Cr v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach karbonú a rakoveckej série, c — Histogram Cr v sideritizovaných fylitoch karbonú a rakoveckej série, d — Histogram Cr vo fuchsitických kvarcitoch, e — Histogram Cr v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch karbonú a rakoveckej série.

Zr



Obr. 81. a — Variačný diagram Zr-siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch. b — Histogram Zr v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach karbonu a rakoveckej série, c — Histogram Zr v sideritizovaných fylitoch karbonu a rakoveckej série, d — Histogram Zr vo fuchstických kvarcitoch karbonu a rakoveckej série, e — Histogram Zr v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch karbonu a rakoveckej série.

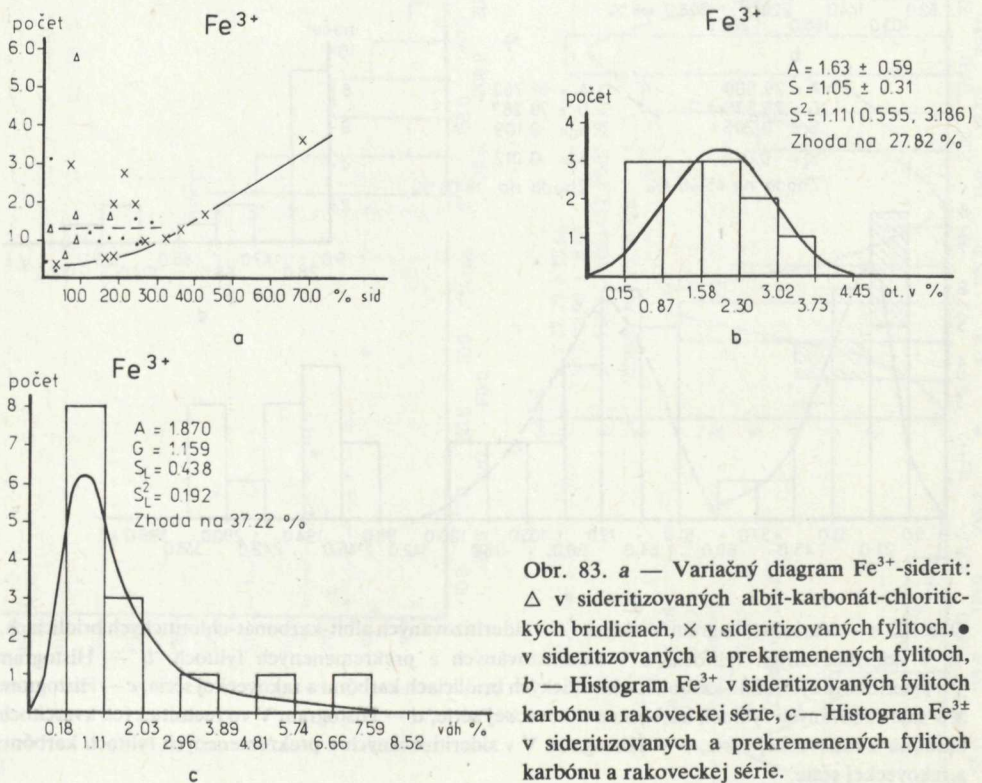


Obr. 82. a — Variančný diagram V-siderit:  $\Delta$  v sideritovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritovaných a prekremenovaných fylitoch, b — Histogram V v sideritovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach karbónu a rakoveckej série, c — Histogram V v sideritovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, d — Histogram V vo fuchsitických kvarcitoloch karbónu a rakoveckej série, e — Histogram V v sideritovaných a prekremenovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série.

a dolomitu neznamená to ešte, že Zr sa viaže na dolomit, ale na petrografický typ hornín, v ktorom je prítomný dolomit.

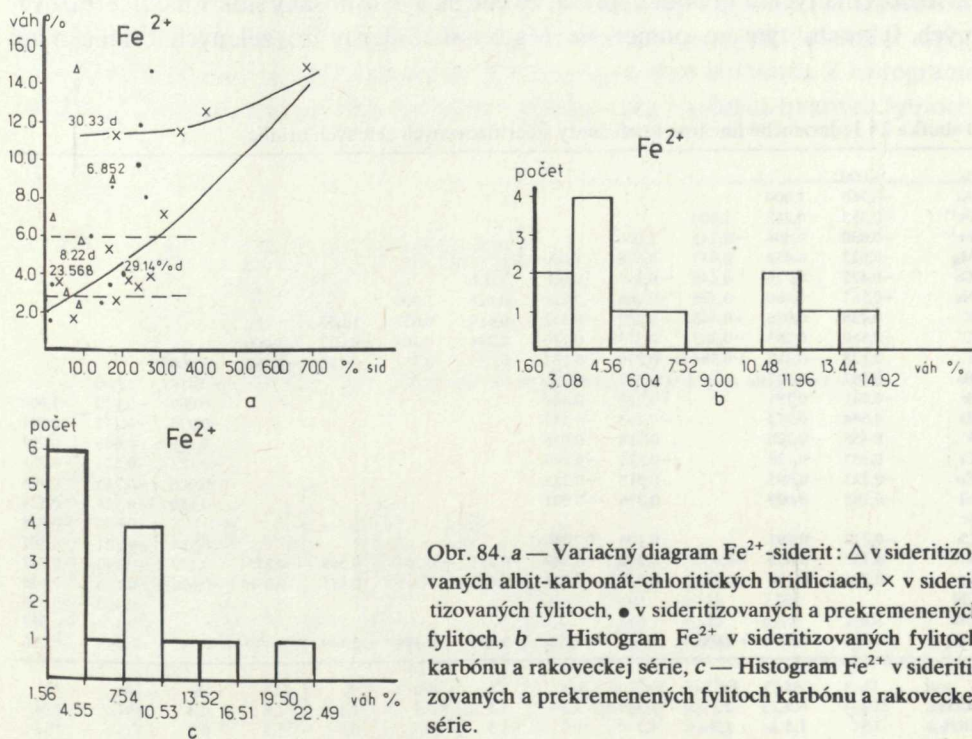
Rozdelenie Zr je zaujímavé porovnať s rozdelením V. Pri mnohých vzorkách sa dá povedať, že keď sú v nich zvýšené obsahy Zr, obsahy V sú nižšie, a opačne. Vyplýva to z ich väzby na alumosilikáty. Kým Zr sa viaže hlavne na sericit, V je obsiahnutý najmä v chlorite, prípadne aj v živcoch. Vyplýva to z porovnania histogramov na obr. 82. Relatívne najväčší počet zvýšených obsahov V bol zaznamenaný pri albiticko-karbonatiko-chloritických bridliciach zo skupiny zelených bridlíc. Obsahy V podobne ako aj Zr v premenených horninách majú také rozdelenie, ktoré bolo určené predovšetkým pôvodným rozdelením. Z takejto povahy rozdelenia vyplýva aj jeho závislosť na obsahoch sideritu (obr. 82a).

Vanád pri sideritizovaných zelených bridliciach má najvýznamnejšiu lineárnu závislosť k chloritu (0,548), Co (0,823), Ni (0,547) a k Ba (-0,666). Pri sideritizovaných fylitoch k Co (0,520), k dolomitu (-0,673) a k Mg (-0,549); pri sideritizovaných a prekremenených fylitoch k Sc (0,600). Najvyššie jednoduché negatívne lineárne koeficienty pri fuchsitických kvarcitoch sú: V-Cu (-0,464) a V-Zr (-0,418).



Na zložení alumosilikátov sa podieľajú aj prvky, ktoré sú hlavnou zložkou ďalších minerálov. K takýmto prvkom patrí aj  $\text{Fe}^{3+}$ . Viazá sa na chlorit, ale je aj podstatnou zložkou hematitu, resp. spekularitu. Oba tieto minerály prináležia k pôvodnému zloženiu, ale vznikajú aj v hydrotermálnom procese. Na obr. 83a je vyjadrená závislosť obsahov tohto prvku od množstva sideritu v premenených horninách. Z vyjadrenej závislosti je zrejmé, že pri väčšine vzoriek obsahy  $\text{Fe}^{3+}$  boli určené pôvodným zložením. Medzi sideritizovanými fylitmi je však dosť aj takých vzoriek, ktoré svedčia o vzraste obsahov tohto prvku s narastajúcimi obsahmi sideritu. Platí to hlavne o vzorkách, ktoré majú vyššie obsahy sideritu ako 30 %. Domnievame sa, že spomínané narastanie  $\text{Fe}^{3+}$  je prejavom vývoja spekularitu. Sideritizované fylity (obr. 83b) majú normálne rozdelenie. Dosť málo sa však zhoduje s teoretickým rozdelením. Pri sideritizovaných a prekremených fylitoch je rozdelenie lognormálne. Aj toto rozdelenie má len nízku zhodu empirického a teoretického rozdelenia. Z najvýznamnejších korelácií sideritizovaných zelených bridlic uvádzame:  $\text{Fe}^{3+}$ -K (-0,648) a sideritizovaných a prekremených fylitov:  $\text{Fe}^{3+}$ -Mg (0,669),  $\text{Fe}^{3+}$ - $\text{Fe}^{2+}$  (0,633).

Rovnako zložitá je aj rozdelenie  $\text{Fe}^{2+}$ . Viazá sa na pôvodné minerály, hlavne na chlorit, dolomit a pyrit.  $\text{Fe}^{2+}$  bolo však prinášané aj rudnými roztokmi. Prejavom aktivity tohto prvku v zrudňovacom procese bol vývoj Fe-karbonátov a Fe-sulfidov.



Obr. 84. a — Variačný diagram  $\text{Fe}^{2+}$ -siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch, b — Histogram  $\text{Fe}^{2+}$  v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, c — Histogram  $\text{Fe}^{2+}$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch karbónu a rakoveckej série.

O prínose  $Fe^{2+}$  svedčí aj závislosť jeho obsahov na objemovom množstve sideritu (obr. 84a). Z diagramu je zrejmé, že vyšší obsah sideritu najmä v skupine sideritizovaných fylitov posúva figuratívne body z pôvodného rozdelenia k vyšším hodnotám. Túto skutočnosť potvrdzuje aj histogram obsahov  $Fe^{2+}$  v sideritizovaných fylitoch na obr. 84b. Podobná situácia je aj pri sideritizovaných a prekremenených fylitoch (obr. 84c).

Z korelácií uvedených v tab. 26 až 28 všimnime si pri sideritizovaných zelených bridliciach:  $Fe^{2+}$ -Si (-0,630),  $Fe^{2+}$ -Al (0,504),  $Fe^{2+}$ -Mg (0,678),  $Fe^{2+}$ -Ni (0,896),  $Fe^{2+}$ -Co (0,518),  $Fe^{2+}$ -Sr (0,683); pri sideritizovaných fylitoch:  $Fe^{2+}$ -Si (-0,735),  $Fe^{2+}$ -Al (-0,670),  $Fe^{2+}$ -Na (-0,543),  $Fe^{2+}$ -K (-0,577),  $Fe^{2+}$ -Sr (-0,571),  $Fe^{2+}$ -Ba (0,505),  $Fe^{2+}$ -Cr (0,615),  $Fe^{2+}$ -Cu (0,584); pri sideritizovaných a prekremenených fylitoch:  $Fe^{2+}$ -Si (-0,786),  $Fe^{2+}$ -Al (-0,584),  $Fe^{2+}$ - $Fe^{3+}$  (0,633),  $Fe^{2+}$ -K (-0,512),  $Fe^{2+}$ -S (0,589).

$Fe^{2+}$  v hydrotermálnych karbonátoch a v chloritoch je izomorfne zastúpené Mg. Z nameraných fyzikálnych vlastností, a to či už indexov lomu alebo špecifických váh vyplynulo, že spomenuté minerály majú spravidla vyšší pomer Fe:Mg. Podiel Mg v zložení týchto minerálov bol určený jeho obsahmi v pôvodných horninách. Závislosť jeho obsahu na množstve sideritu v analyzovaných vzorkách je vyjadrená na obr. 85a. Nezaznamenali sme však žiadne usporiadané rozloženie figuratívnych bodov. Pri niektorých z nich sú uvedené hodnoty špecifických váh sideritov. Z rozloženia týchto hodnôt vyplýva, že čím sú vyššie obsahy sideritu v sideritizovaných fylitoch, tým je pomer Fe:Mg vyšší. Siderity zo zelených bridlíc majú

Tabuľka 26 Jednoduché lineárne koeficienty sideritizovaných zelených bridlíc

|           |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |       |
|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| Si        | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |       |
| Al        | -0,766 | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |       |
| $Fe^{3+}$ | -0,335 | 0,282  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |       |
| $Fe^{2+}$ | -0,630 | 0,504  | -0,145 | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |       |       |
| Mg        | -0,623 | 0,458  | 0,037  | 0,678  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |       |       |
| Ca        | -0,422 | 0,120  | 0,449  | -0,347 | 0,068  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |       |       |
| Na        | -0,181 | 0,360  | 0,326  | -0,068 | -0,226 | -0,028 | 1,000  |        |        |        |        |        |       |       |
| K         | 0,438  | 0,026  | -0,648 | -0,239 | -0,352 | -0,419 | 0,027  | 1,000  |        |        |        |        |       |       |
| C         | -0,560 | 0,265  | -0,263 | 0,315  | 0,170  | 0,234  | 0,301  | -0,007 | 1,000  |        |        |        |       |       |
| S         | 0,128  | -0,213 | -0,584 | 0,210  | 0,233  | -0,035 | -0,752 | 0,116  | -0,193 | 1,000  |        |        |       |       |
| Ba        | 0,587  | 0,427  |        | -0,329 | -0,206 |        |        |        |        | -0,414 | 1,000  |        |       |       |
| Sr        | -0,041 | 0,191  |        | -0,638 | 0,460  |        |        |        |        | 0,067  | -0,340 | 1,000  |       |       |
| Zr        | 0,544  | 0,372  |        | -0,263 | -0,553 |        |        |        |        | -0,373 | -0,137 | -0,041 | 1,000 |       |
| V         | -0,458 | -0,226 |        | 0,438  | 0,016  |        |        |        |        | 0,199  | -0,666 | 0,097  |       | 1,000 |
| Cr        | 0,165  | 0,128  |        | -0,325 | -0,149 |        |        |        |        | -0,112 | -0,224 | 0,251  |       |       |
| Co        | -0,223 | -0,095 |        | 0,518  | -0,253 |        |        |        |        | -0,008 | -0,745 | 0,108  |       |       |
| Ni        | -0,198 | 0,009  |        | 0,896  | -0,081 |        |        |        |        | -0,180 | -0,524 | 0,129  |       |       |
| Sc        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | -0,009 | 0,328  |       |       |
| Cu        | -0,812 | -0,991 |        | 0,106  | 0,709  |        |        |        |        | 0,981  | -0,281 | 0,507  |       |       |
| Kr        | 0,757  | -0,455 | -0,433 | -0,552 | -0,587 | -0,291 | -0,264 | 0,569  | -0,275 | 0,173  | -0,140 | -0,747 |       |       |
| Ser       | 0,211  | 0,284  | -0,431 | -0,077 | -0,322 | -0,442 | 0,315  | 0,871  | 0,076  | -0,092 | 0,126  | -0,635 |       |       |
| Chl       |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | -0,400 | -0,359 |       |       |
| Dol       |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | -0,104 | -0,367 |       |       |
| Sid       | -0,444 | 0,683  | -0,082 | 0,447  | 0,239  | -0,290 | 0,479  | 0,349  | 0,430  | -0,342 | -0,196 | -0,320 |       |       |
| AKH       | 23,2   | 6,9    | 2,3    | 5,3    | 3,3    | 4,5    | 2,1    | 1,1    | 1,6    | 0,4    | 364,9  | 36,4   |       |       |
| SKH       | 5,5    | 1,5    | 1,9    | 4,1    | 1,0    | 3,5    | 0,7    | 0,8    | 1,3    | 0,3    | 333,3  | 28,3   |       |       |





Tabuľka 27 Jednoduché lineárne koeficienty sideritizovaných fylitov

|                  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si               | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Al               | 0,225  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Fe <sup>3+</sup> | -0,344 | 0,238  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Fe <sup>2+</sup> | -0,735 | -0,670 | 0,079  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Mg               | -0,426 | -0,622 | 0,036  | 0,341  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |
| Ca               | -0,097 | -0,689 | -0,397 | 0,151  | 0,741  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |
| Na               | -0,018 | 0,767  | 0,184  | -0,543 | -0,122 | -0,274 | 1,000  |        |        |        |        |        |
| K                | 0,205  | 0,963  | 0,199  | -0,577 | -0,726 | -0,773 | 0,612  | 1,000  |        |        |        |        |
| C                | -0,274 | -0,057 | 0,196  | 0,030  | 0,298  | 0,366  | -0,050 | -0,144 | 1,000  |        |        |        |
| S                | 0,284  | 0,299  | 0,368  | -0,380 | -0,203 | -0,256 | 0,372  | 0,176  | -0,339 | 1,000  |        |        |
| Ba               | -0,370 | -0,054 |        | 0,505  | -0,070 |        |        |        |        | -0,425 | 1,000  |        |
| Sr               | 0,333  | 0,451  |        | -0,571 | -0,102 |        |        |        |        | -0,122 | 0,226  | 1,000  |
| Zr               | 0,010  | 0,449  |        | -0,326 | -0,011 |        |        |        |        | -0,157 | 0,251  | -0,181 |
| V                | -0,134 | 0,339  |        | 0,202  | -0,549 |        |        |        |        | 0,333  | -0,018 | -0,116 |
| Cr               | -0,497 | -0,220 |        | 0,615  | 0,026  |        |        |        |        | -0,063 | 0,163  | 0,035  |
| Co               | -0,307 | 0,196  |        | 0,218  | -0,394 |        |        |        |        | -0,556 | -0,057 | -0,022 |
| Ni               | -0,403 | -0,713 |        | 0,443  | 0,776  |        |        |        |        | -0,152 | -0,215 | -0,034 |
| Sc               |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | -0,133 | -0,309 |
| Cu               | -0,467 | -0,217 |        | 0,584  | -0,079 |        |        |        |        | -0,172 | 0,001  | -0,034 |
| Kr               | 0,008  | -0,347 | -0,119 | 0,117  | 0,150  | 0,424  | -0,503 | -0,355 | 0,811  | -0,363 | -0,286 | -0,148 |
| Ser              | -0,113 | 0,550  | -0,063 | -0,121 | -0,242 | -0,387 | 0,488  | 0,478  | 0,198  | -0,193 | 0,687  | 0,227  |
| Chl              |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | -0,567 | -0,162 |
| Dol              |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | -0,613 | 0,051  |
| Sid              | 0,014  | -0,101 | 0,329  | 0,088  | 0,268  | -0,142 | 0,132  | -0,122 | -0,404 | 0,114  | -0,056 | -0,132 |

|     | Si   | Al  | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg  | Ca  | Na  | K    | C   | S    | Ba    | Sr    |
|-----|------|-----|------------------|------------------|-----|-----|-----|------|-----|------|-------|-------|
| AKH | 22,4 | 8,9 | 1,6              | 8,7              | 2,2 | 1,2 | 0,3 | 3,9  | 2,3 | 4,2  | 647,0 | 93,3  |
| SKH | 3,9  | 3,7 | 1,1              | 5,9              | 1,4 | 1,4 | 0,2 | 1,59 | 1,9 | 10,7 | 372,5 | 171,5 |

vyplýva, že prevažná časť vzoriek patrí k normálnemu rozdeleniu Mg s hodnotou aritmetického priemeru  $A = 1,83 \pm 0,55$ . Vyššie hodnoty narušujú však symetričnosť tohto rozdelenia. Výrazné heterogénne rozdelenie bolo zaznamenané pri skupine sideritizovaných a prekremených fylitov.

Pri sideritizovaných zelených bridliciach najvyššie hodnoty jednoduchých lineár-

Tabuľka 28 Jednoduché lineárne koeficienty sideritizovaných a prekremených fylitov

|                  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si               | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Al               | -0,011 | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Fe <sup>3+</sup> | -0,765 | -0,114 | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Fe <sup>2+</sup> | -0,786 | -0,584 | 0,633  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Mg               | -0,553 | -0,204 | 0,669  | 0,436  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |
| Ca               | -0,153 | 0,113  | 0,279  | -0,086 | 0,725  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |
| Na               | 0,046  | 0,683  | 0,165  | -0,343 | -0,237 | -0,010 | 1,000  |        |        |        |        |        |
| K                | 0,218  | 0,679  | -0,492 | -0,512 | -0,635 | -0,526 | 0,289  | 1,000  |        |        |        |        |
| C                | -0,297 | 0,331  | 0,048  | 0,160  | -0,359 | -0,302 | 0,420  | 0,262  | 1,000  |        |        |        |
| S                | -0,316 | -0,655 | 0,324  | 0,589  | 0,436  | 0,071  | -0,309 | -0,587 | -0,404 | 1,000  |        |        |
| Ba               | 0,047  | -0,204 |        | 0,235  | -0,444 |        |        |        |        | -0,453 | 1,000  |        |
| Sr               | -0,236 | 0,435  |        | -0,038 | 0,063  |        |        |        |        | 0,064  | 0,105  | 1,000  |
| Zr               | 0,033  | 0,249  |        | -0,126 | -0,032 |        |        |        |        | -0,162 | -0,031 | 0,024  |
| V                | -0,449 | 0,487  |        | 0,118  | 0,439  |        |        |        |        | 0,521  | 0,019  | 0,239  |
| Cr               | 0,192  | -0,120 |        | 0,51   | -0,679 |        |        |        |        | -0,501 | -0,025 | -0,061 |
| Co               | -0,563 | 0,453  |        | 0,106  | 0,794  |        |        |        |        | 0,601  | -0,332 | -0,142 |
| Ni               | -0,307 | 0,457  |        | 0,025  | 0,001  |        |        |        |        | 0,059  | -0,240 | -0,098 |
| Sc               |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | 0,357  | 0,310  |
| Cu               | 0,098  | -0,352 |        | 0,109  | -0,015 |        |        |        |        | -0,422 | 0,273  | -0,257 |
| Kr               | 0,067  | -0,594 | -0,004 | 0,247  | 0,240  | 0,103  | -0,260 | -0,503 | -0,457 | 0,835  | 0,219  | -0,215 |
| Ser              | -0,085 | -0,155 | -0,093 | -0,005 | 0,261  | 0,251  | -0,201 | -0,225 | -0,095 | 0,001  | 0,340  | 0,108  |
| Chl              |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | 0,295  | -0,188 |
| Dol              |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | -0,572 | 0,256  |
| Sid              | -0,160 | -0,467 | 0,336  | 0,283  | 0,640  | 0,547  | -0,307 | -0,704 | -0,676 | 0,790  | 0,001  | 0,195  |

|     | Si   | Al  | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg  | Ca  | Na  | K   | C   | S    | Ba    | Sr   |
|-----|------|-----|------------------|------------------|-----|-----|-----|-----|-----|------|-------|------|
| AKH | 25,4 | 7,5 | 1,9              | 7,8              | 1,9 | 0,7 | 0,2 | 2,8 | 1,4 | 9,0  | 578,0 | 53,8 |
| SKH | 5,9  | 3,1 | 2,1              | 5,7              | 1,1 | 0,7 | 0,2 | 1,4 | 0,9 | 13,1 | 402,8 | 62,0 |

Vysvetlivky: AKH — aritmetický priemer korelovaných hodnôt  
 SKH — smerodajná odchýlka korelovaných hodnôt  
 Kr — kremeň (Quartz)  
 Ser — sericit (Sericit (Sericete))  
 Chl — chlorit (Chlorite)  
 Dol — dolomit (Dolomite)  
 Sid — siderit (Siderite)

Poznámka: Zostavenie tabuľky bolo prevedené na základe korelačnej analýzy niekoľkých matíc analytických hodnôt.

|        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |        |       |  |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--|
| 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |       |        |       |  |
| 0,200  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |       |        |       |  |
| -0,123 | 0,039  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |       |        |       |  |
| -0,376 | 0,520  | 0,169  | 1,000  |        |        |        |        |        |       |        |       |  |
| -0,140 | 0,064  | 0,548  | 0,251  | 1,000  |        |        |        |        |       |        |       |  |
| 0,018  | 0,360  | -0,050 | 0,275  | 0,023  | 1,000  |        |        |        |       |        |       |  |
| 0,108  | -0,035 | -0,185 | -0,163 | -0,092 | -0,008 | 1,000  |        |        |       |        |       |  |
| -0,337 | -0,147 | -0,304 |        | 0,101  |        | -0,161 | 1,000  |        |       |        |       |  |
| 0,332  | 0,286  | 0,571  |        | -0,272 |        | -0,232 | -0,777 | 1,000  |       |        |       |  |
| -0,213 | 0,142  | -0,129 |        | -0,182 |        | -0,221 | 0,370  | -0,494 | 1,000 |        |       |  |
| 0,120  | -0,673 | -0,273 |        | -0,206 |        | -0,255 | 0,068  | -0,185 | 0,221 | 1,000  |       |  |
| -0,161 | 0,355  | 0,426  |        | 0,060  |        | 0,504  | 0,201  | -0,305 | 0,587 | -0,226 | 1,000 |  |

| Zr    | V     | Cr    | Co   | Ni    | Sc   | Cu   | Kr   | Ser  | Chl | Dol  | Sid  |
|-------|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|-----|------|------|
| 152,0 | 101,6 | 190,7 | 16,2 | 81,2  | 19,5 | 40,5 | 22,9 | 28,7 | 2,7 | 5,3  | 32,3 |
| 109,4 | 92,6  | 214,7 | 11,1 | 172,6 | 9,9  | 51,3 | 23,6 | 19,3 | 6,9 | 11,5 | 19,9 |

nych korelácií boli zaznamenané pri Mg-Fe<sup>2+</sup> (0,678), Mg-Si (-0,623), Mg-kremeň (-0,587), Mg-Cu (0,709); pri sideritizovaných fylitoch Mg-Ni (0,776), Mg-Ca (0,741), Mg-Al (-0,622), Mg-V (-0,549), Mg-K (-0,726); pri sideritizovaných a prekremených fylitoch: Mg-Co(0,794), Mg-Fe<sup>3+</sup> (0,669), Mg-siderit (-0,640), Mg-Ca (0,725), Mg-Si (-0,553), Mg-Cr (-0,679), Mg-K(-0,635).

Zo stopových prvkov, ktoré sa podieľajú na izomorfii Fe<sup>2+</sup> a Mg, treba uviesť hlavne Co a Ni.

Vysvetlivky: AKH — aritmetický priemer korelovaných hodnôt  
 SKH — smerodajná odchýlka korelovaných hodnôt  
 Kr — kremeň (Quartz)  
 Ser — sericit (Sericete)  
 Chl — chlorit (Chlorite)  
 Dol — dolomit (Dolomite)  
 Sid — siderit (Siderite)

Poznámka: Zostavenie tabuľky bolo prevedené na základe korelačnej analýzy niekoľkých matíc analytických hodnôt.

|        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |  |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--|
| 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |  |
| 0,242  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |       |  |
| -0,155 | 0,028  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |        |       |  |
| 0,086  | 0,300  | 0,444  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |        |       |  |
| -0,056 | 0,009  | 0,008  | 0,577  | 1,000  |        |        |        |        |        |        |       |  |
| 0,206  | 0,605  | 0,016  | -0,033 | -0,168 | 1,000  |        |        |        |        |        |       |  |
| 0,146  | -0,256 | 0,011  | -0,015 | 0,177  | -0,055 | 1,000  |        |        |        |        |       |  |
| -0,032 | 0,134  | 0,339  | 0,128  | 0,077  |        | -0,377 | 1,000  |        |        |        |       |  |
| -0,246 | 0,298  | 0,466  | -0,110 | -0,023 |        | -0,317 | 0,609  | 1,000  |        |        |       |  |
| -0,182 | -0,236 | 0,144  | -0,324 | 0,081  |        | 0,577  | 0,084  | 0,220  | 1,000  |        |       |  |
| 0,372  | 0,446  | -0,506 | -0,072 | 0,056  |        | -0,280 | -0,145 | -0,381 | -0,153 | 1,000  |       |  |
| 0,426  | 0,073  | -0,034 | 0,087  | -0,074 |        | -0,430 | -0,126 | -0,093 | -0,534 | -0,225 | 1,000 |  |

| Zr    | V     | Cr    | Co   | Ni    | Sc   | Cu    | Kr   | Ser  | Chl  | Dol | Sid  |
|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|------|------|-----|------|
| 163,7 | 114,1 | 137,9 | 20,8 | 60,9  | 14,5 | 215,5 | 41,9 | 20,5 | 5,9  | 1,8 | 25,4 |
| 103,2 | 141,0 | 166,5 | 17,2 | 139,2 | 10,1 | 311,5 | 40,7 | 18,2 | 12,7 | 4,4 | 3,1  |

Tabuľka 29 Jednoduché lineárne koeficienty pre fuchsitické kvarcity

|     |        |        |        |        |        |       |        |        |       |
|-----|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|
| Ba  | 1,000  |        |        |        |        |       |        |        |       |
| Sr  | -0,321 | 1,000  |        |        |        |       |        |        |       |
| Zr  | 0,000  | -0,190 | 1,000  |        |        |       |        |        |       |
| V   | 0,042  | -0,141 | 0,418  | 1,000  |        |       |        |        |       |
| Cr  | 0,351  | -0,993 | 0,239  | 0,113  | 1,000  |       |        |        |       |
| Co  | 0,081  | -0,233 | 0,006  | 0,002  | 0,203  | 1,000 |        |        |       |
| Ni  | -0,189 | -0,267 | -0,262 | -0,145 | 0,242  | 0,295 | 1,000  |        |       |
| Cu  | 0,381  | -0,411 | -0,482 | -0,464 | 0,370  | 0,511 | 0,351  | 1,000  |       |
| Sc  | 0,210  | -0,024 | 0,494  | 0,002  | 0,085  | 0,107 | -0,272 | -0,238 | 1,000 |
|     | Ba     | Sr     | Zr     | V      | Cr     | Co    | Ni     | Cu     | Sc    |
| AKH | 588,7  | 21,7   | 83,4   | 44,5   | 9359,1 | 18,5  | 166,9  | 669,3  | 15,5  |
| SKH | 390,3  | 40,2   | 51,4   | 45,3   | 2478,5 | 10,2  | 136,1  | 425,1  | 17,9  |

Vysvetlivky:

AKH — aritmetický priemer korelovaných hodnôt

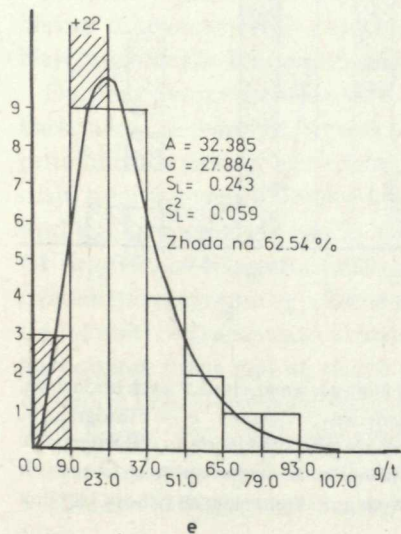
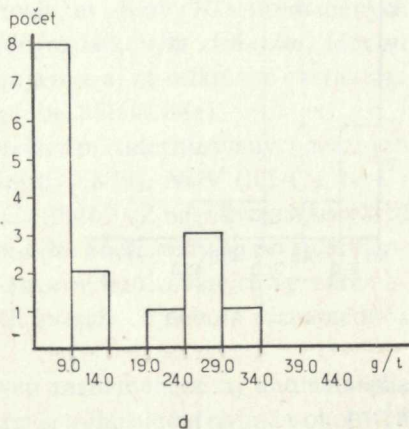
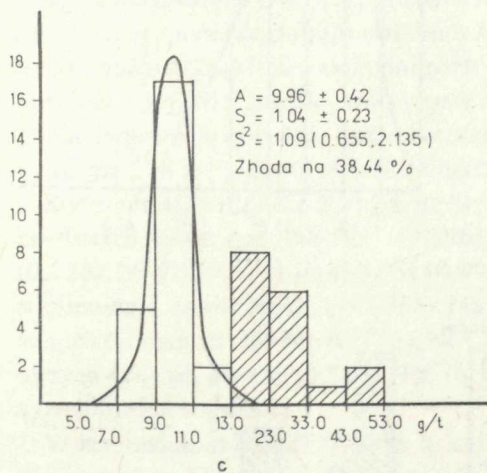
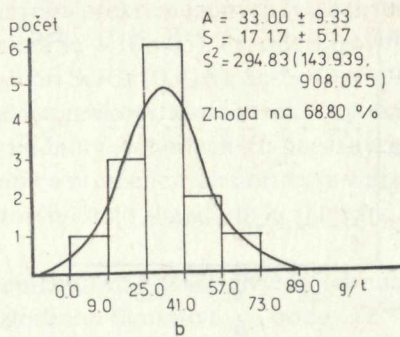
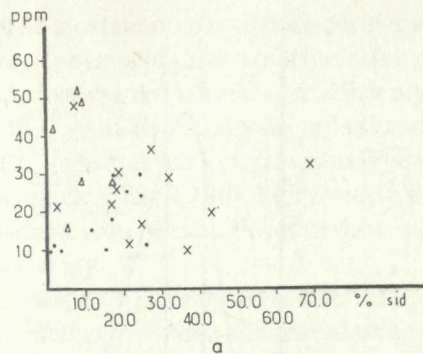
SKH — smerodajná odchylka korelovaných hodnôt

Na obr. 86a je vyjadrená závislosť obsahov Co na množstve sideritu pri tých istých vzorkách ako pri  $Fe^{2+}$  a Mg. Z porovnania týchto závislostí vyplýva, že rozloženie Co sa najviac približuje rozloženiu Mg. Na ďalších diagramoch tohto obrazu je histogramami vyjadrené rozdelenie Co v sideritizovaných zelených bridliciach (obr. 86b), v sideritizovaných fylitoch (obr. 96c), vo fuchsitických kvarcitoch (obr. 86d) a v sideritizovaných a prekremených fylitoch (obr. 86e). Z ich porovnania vyplýva, že obsahy Co v premenených horninách dosť závisia na obsahoch Mg. Zaujímavé je pritom konštatovať, že fuchsitické kvarcity majú v porovnaní s ostatnými skupinami premenených hornín iba nízke obsahy Co. Súvisí to s nízkymi obsahmi Mg v týchto kvarcitoch.

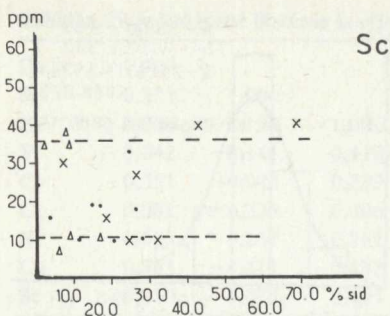
Výpočtom lineárnych korelácií zaznamenal sa najvýznamnejší vzťah pri sideritizovaných zelených bridliciach k V (0,823), Ni (0,617),  $Fe^{2+}$  (0,518); pri sideritizovaných fylitoch k V (0,520), S (-0,556); pri sideritizovaných a prekremených fylitoch k Mg (0,794), S (0,601), Ni (0,577), Si (-0,563); pri fuchsitických kvarcitoch k Cu (0,511).

Podobné rozdelenie ako Co má v premenených horninách aj Sc. Vyplýva to hlavne z porovnania diagramov na obr. 86a a 87a. Pri obsahoch Sc však pozorujeme ešte diferencovanejšie rozdelenie vzoriek podľa pôvodného petrografického rozdelenia. Z porovnania obsahov týchto prvkov a mineralogického zloženia napr. v sideritizovaných albiticko-karbonatiko-chloritických bridliciach (tab. 21a) vyplýva, že najvyššie obsahy Sc boli zaznamenané najmä pri vzorkách ktoré majú zvýšené obsahy chloritu. Na tento minerál sa viaže tiež Co. Zaujímavý obraz z hľadiska pôvodného petrografického charakteru premenených hornín poskytuje aj porovnanie histogramov Sc pre jednotlivé petrografické skupiny premenených hornín na obr. 87b až 87e.

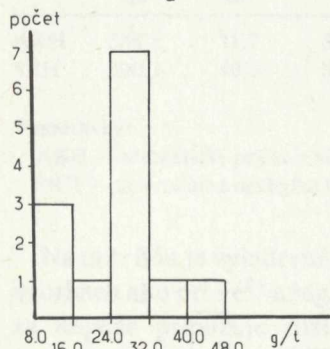
Co



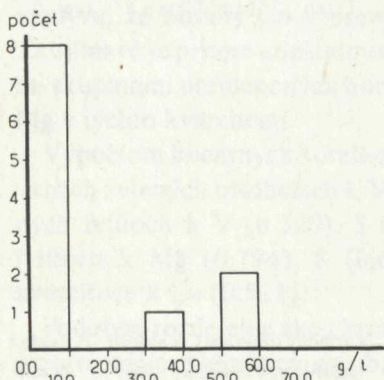
Obr. 86. a — Variačný diagram Co-siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch, b — Histogram Co v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach karbónu a rakoveckej série, c — Histogram Co v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, d — Histogram Co vo fuchsitických kvarcitoch karbónu a rakoveckej série, e — Histogram Co v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série.



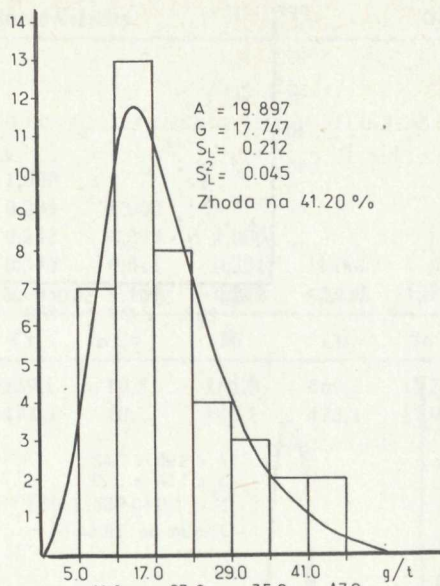
a



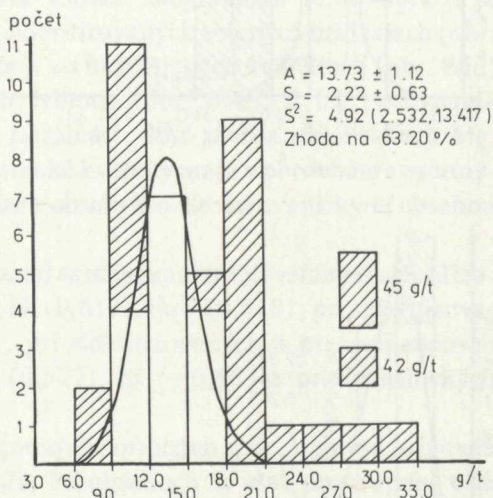
b



d



c



e

Obr. 87. a — Variačný diagram Sc-siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\triangle$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch, b — Histogram Sc v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach, karbónu a rakoveckej série, c — Histogram Sc v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, d — Histogram Sc vo fuchsitických kvarcitoch karbónu a rakoveckej série, e — Histogram Sc v sideritizovaných a prekremených fylitoch karbónu a rakoveckej série.

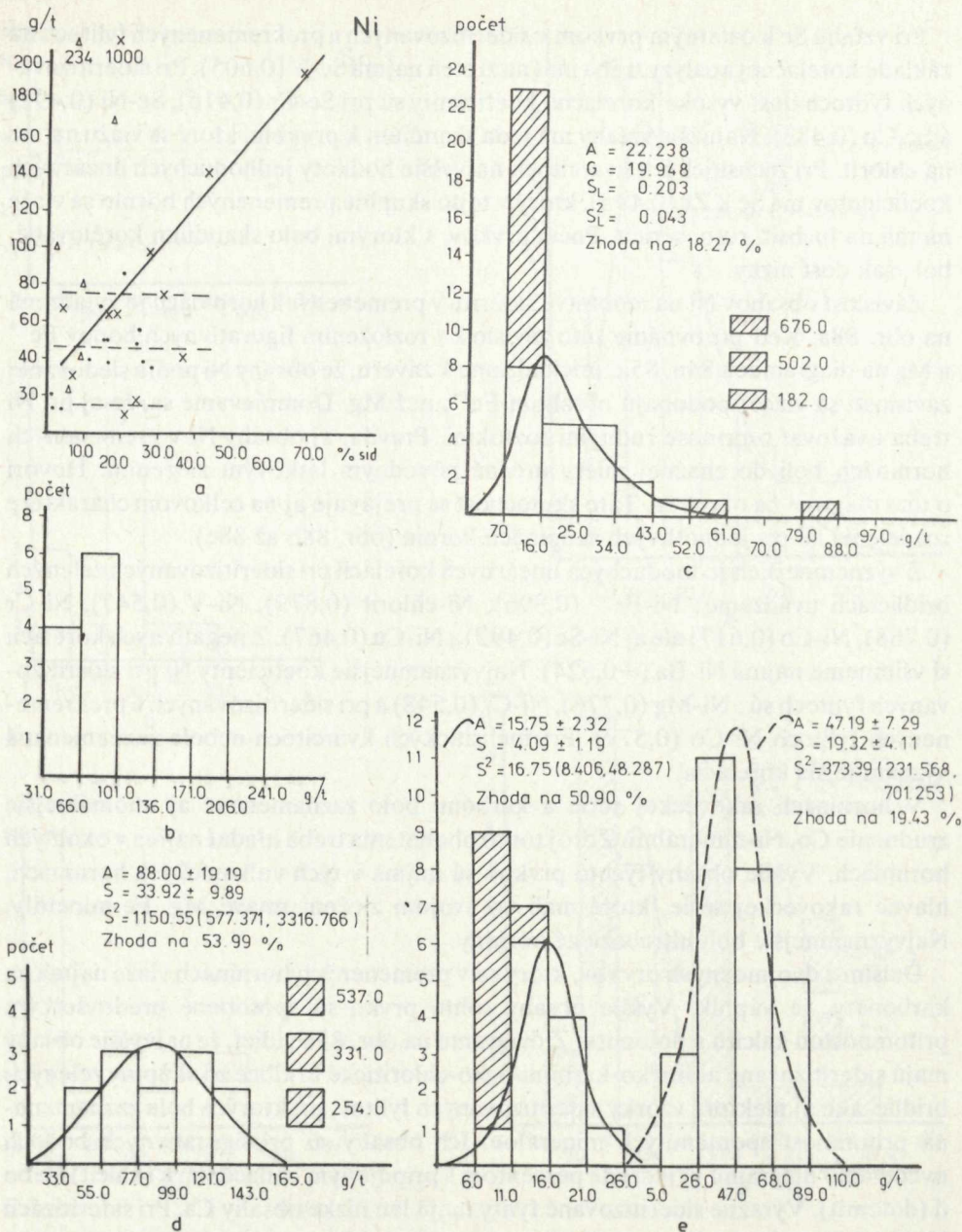
Pri vzťahu Sc k ostatným prvkom v sideritizovaných a prekremených fylitoch na základe korelačnej analýzy treba mať na zreteli najmä Sc-V (0,605). Pri sideritizovaných fylitoch dosť vysoké korelačné koeficienty sú pri Sc-Cr (0,416), Sc-Ni (0,492) a Sc-Cu (0,483). Najužšie vzťahy má teda skandium k prvkom, ktoré sa viažu najmä na chlorit. Pri fuchsitických kvarcitoch najvyššie hodnoty jednoduchých lineárnych koeficientov má Sc k Zr (0,496), ktorý v tejto skupine premenených hornín sa viaže najmä na fuchsit, resp. sericit. Počet prvkov, s ktorými bolo skandium korelované, bol však dosť nízky.

Závislosť obsahov Ni na množstve sideritu v premenených horninách je vyjadrená na obr. 88a. Keď porovnáme túto závislosť s rozložením figuratívnych bodov  $Fe^{2+}$  a Mg na diagramoch 84a, 85a, prichádzame k záveru, že obsahy Ni podľa sledovanej závislosti sa viac podobajú obsahom  $Fe^{2+}$ , než Mg. Domnievame sa, že aj pri Ni treba uvažovať o prínose rudnými roztokmi. Pravda, aj obsahy Ni v premenených horninách boli do značnej miery určené pôvodným látkovým zložením. Hovorí o tom diagram na obr. 88a. Táto skutočnosť sa prejavuje aj na celkovom charaktere rozdelenia Ni pri jednotlivých skupinách hornín (obr. 88b až 88e).

Z významnejších jednoduchých lineárnych korelácií pri sideritizovaných zelených bridliciach uvádzame: Ni- $Fe^{2+}$  (0,896), Ni-chlorit (0,879), Ni-V (0,547), Ni-Cr (0,768), Ni-Co (0,617) ale aj Ni-Sc (0,492) a Ni-Cu (0,467). Z negatívnych korelácií si všimneme najmä Ni-Ba (-0,524). Najvýznamnejšie koeficienty Ni pri sideritizovaných fylitoch sú: Ni-Mg (0,776), Ni-Cr (0,548) a pri sideritizovaných a prekremených fylitoch Ni-Co (0,577). Pri fuchsitických kvarcitoch nebola zaznamenaná významnejšia korelácia.

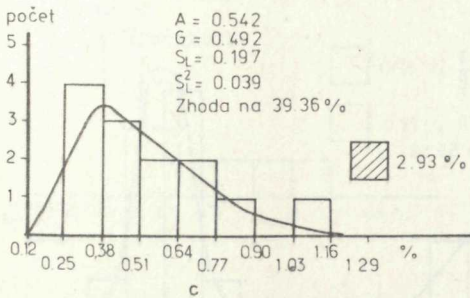
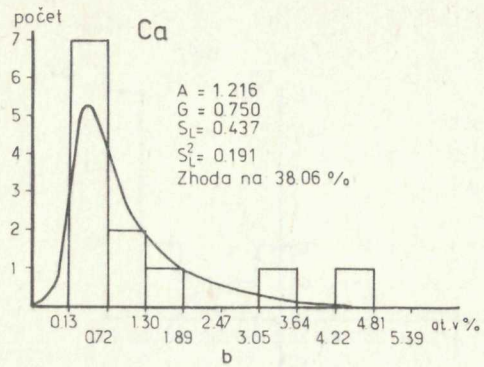
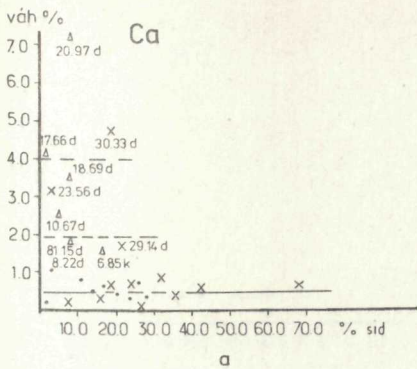
V horninách rakoveckej série a karbónu bolo zaznamenané aj anomálnejšie zrudnenie Co, Ni-minerálmi. Zdroj tohto obohatenia treba hľadať najmä v okolných horninách. Vyššie obsahy týchto prvkov sú najmä v tých vulkanických horninách, hlavne rakoveckej série, ktoré mali vo svojom zložení tmavé Mg, Fe-minerály. Najvýznamnejšie boli ultrabázické horniny.

Ďalším z dvojmocných prvkov, ktorý sa v premenených horninách viaže najmä na karbonáty, je vápnik. Vyššie obsahy tohto prvku sú spôsobené predovšetkým prítomnosťou kalcitu a dolomitu. Z diagramu na obr. 89a vidieť, že najvyššie obsahy majú sideritizované albiticko-karbonaticko-chloritické bridlice zo skupiny zelených bridlíc, ako aj niektoré vzorky sideritizovaných fylitov, pri ktorých bola zaznamenaná prítomnosť spomenutých minerálov. Ich obsahy sú pri figuratívnych bodoch uvedeného diagramu vyjadrené percentom s pripojeným označením k (kalcit) alebo d (dolomit). Výrazne sideritizované fylity majú len nízke obsahy Ca. Pri sideritizácii karbonátov treba mať na zreteli jeho odnos. Vstup Ca do zloženia roztokov mal za dôsledok kryštalizáciu ankeritu. Hovorili sme o tom pri analýze premien karbonátových hornín. Pri sericitických fylitoch obsahy Ca boli často už v pôvodnom zložení nízke. O podiele vyšších hodnôt v týchto horninách hovorí nesymetrické rozdelenie v sideritizovaných (obr. 89c) aj v sideritizovaných a prekremených fylitoch (obr. 89e).



Obr. 88. a — Variáčny diagram Ni-siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch, b — Histogram Ni v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach karbónu a rakoveckej série, c — Histogram Ni v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, d — Histogram Ni vo fuchsitických kvarcitoch karbónu a rakoveckej série, e — Histogram Ni v sideritizovaných a v prekremených fylitoch karbónu a rakoveckej série.





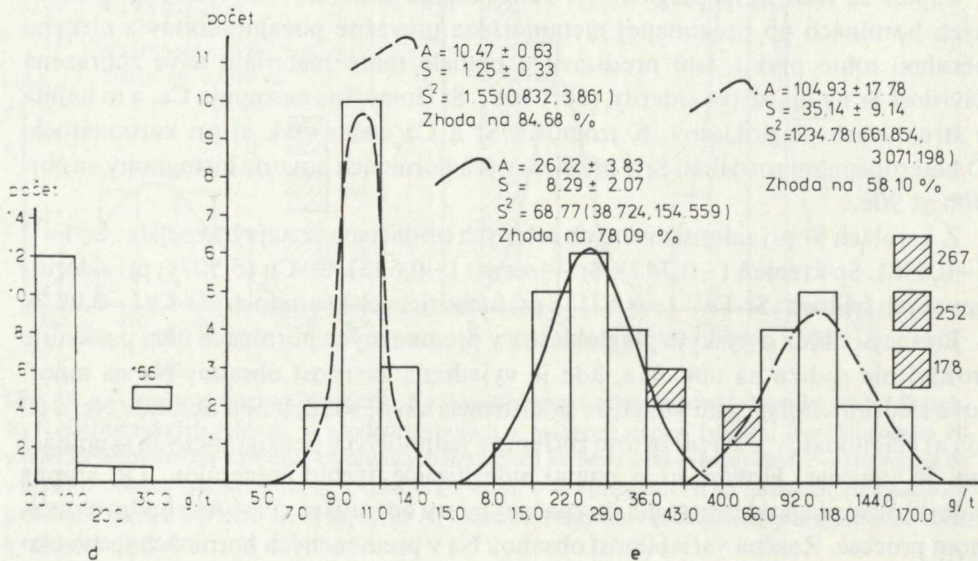
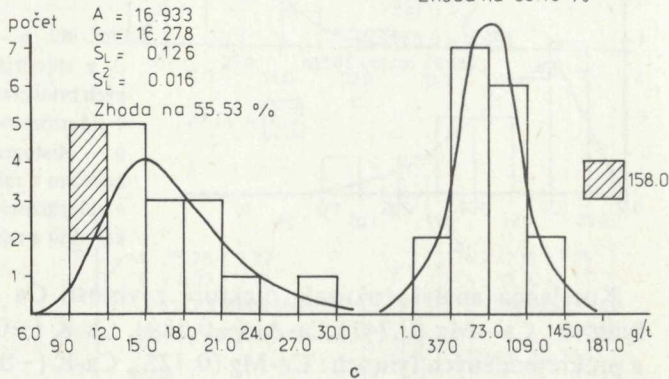
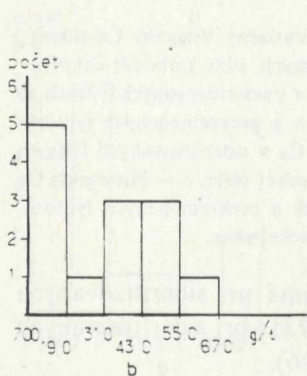
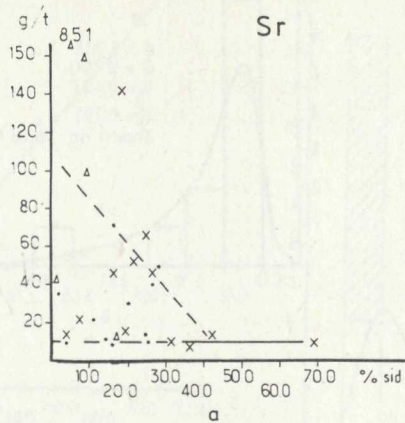
Obr. 89. a — Variáčny diagram Ca-siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch, b — Histogram Ca v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, c — Histogram Ca v sideritizovaných a prekremených fylitoch, karbónu a rakoveckej série.

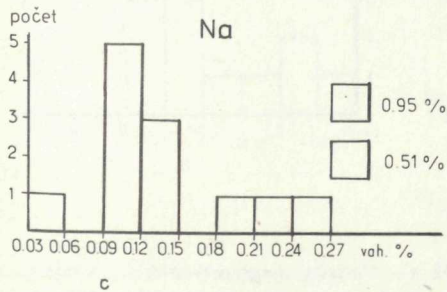
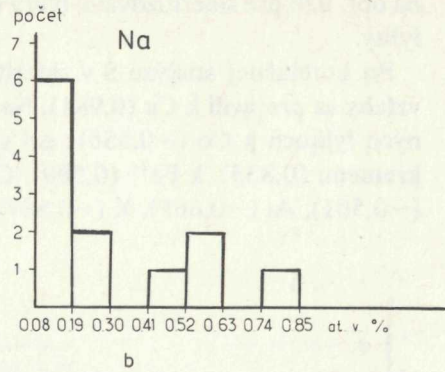
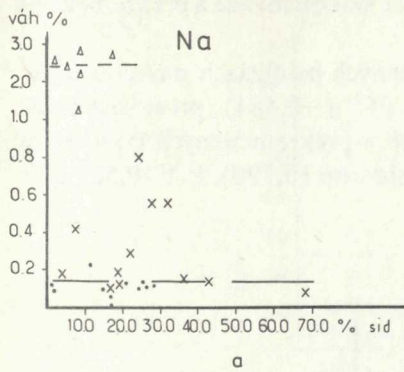
Korelačná analýza ukázala niektoré závislosti Ca najmä pri sideritizovaných fylitoch: Ca—Mg (0,741), Ca—Al (−0,689), Ca—K (−0,773); pri sideritizovaných a prekremených fylitoch: Ca—Mg (0,725), Ca—K (−0,526).

Vápnik sa viaže aj na plagioklasy. Táto skupina minerálov má však v analyzovaných horninách po prekonanej metamorfóze prevažne povahu albitov s nízkymi obsahmi tohto prvku. Istú predstavu o podiele tohto materiálu dáva zobrazená závislosť Sr na množstve sideritu (obr. 90a). Sr izomorfne zastupuje Ca, a to najmä v štruktúrach plagioklasov. K izomorfii Sr a Ca došlo však aj pri karbonátoch. O heterogénnom rozdelení Sr v premenených horninách hovoria histogramy na obr. 90b až 90e.

Z korelácií Sr pri sideritizovaných zelených bridliciach je najvýraznejšia: Sr—Fe<sup>2+</sup> (−0,638), Sr—kremeň (−0,747), Sr — sericit (−0,635), Sr—Cu (0,507); pri sideritizovaných fylitoch: Sr—Fe<sup>2+</sup> (−0,571) a pri fuchsitických kvarcitoch: Sr—Cr (−0,993).

Presnejší obraz o výskyte plagioklasov v premenených horninách nám poskytuje rozdelenie sodíka na obr. 91a, kde je vyjadrená závislosť obsahov Na na množstve sideritu. Z diagramu vidieť, že sideritizácia súvisí so znížením obsahov Na, a teda aj plagioklasov. Zdá sa, že toto zníženie v jednotlivých petrografických skupinách nie je výrazné. Hovorí to o stupni sideritizácie týchto minerálov. Od stupňa sideritizácie plagioklasov treba do značnej miery odvodiť aj účasť Al v hydrotermálnom procese. Značná variabilnosť obsahov Na v premenených horninách je vyvola-





Obr. 91. a — Variačný diagram Na-siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch, b — Histogram Na v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, c — Histogram Na v sideritizovaných a prekremených fylitoch karbónu a rakoveckej série.

ná najmä premenlivými obsahmi plagioklasov. Charakter rozdelenia tohto prvku v premenených horninách vyjadrujú histogramy na obr. 91b a 91c.

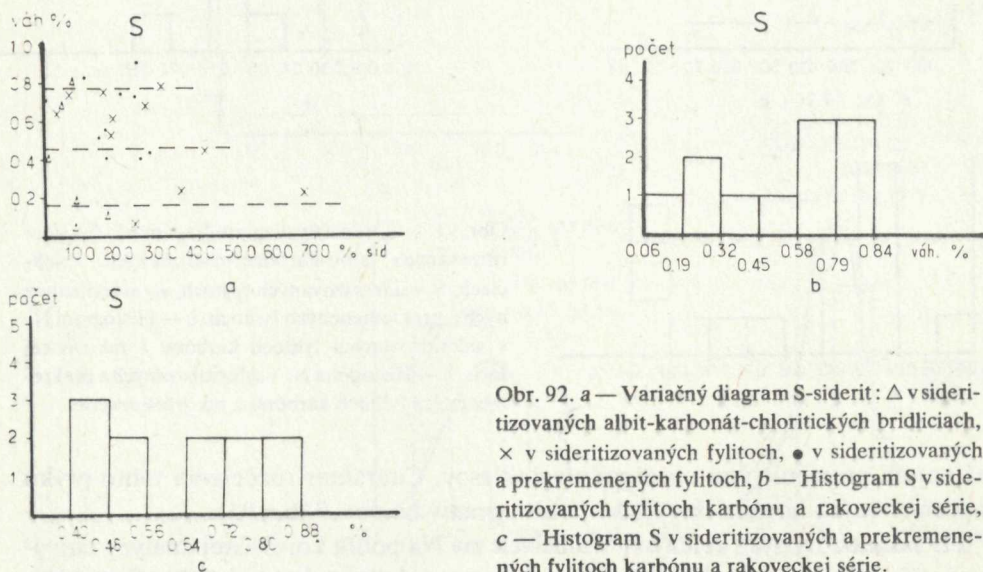
Pri sideritizovaných zelených bridliciach má Na podľa korelačnej analýzy najvýraznejší vzťah k S ( $-0,752$ ), pri sideritizovaných fylitoch k Al ( $0,767$ ), K ( $0,612$ ), k sericitu ( $0,488$ ) a k  $Fe^{2+}$  ( $-0,543$ ) a ku kremeňu ( $-0,503$ ); pri sideritizovaných a prekremených fylitoch k Al ( $0,679$ ). Z uvedených korelácií je zrejmé, že zatiaľ čo pri zelených bridliciach Na sa viaže hlavne na plagioklasy (obsahy plagioklasu neboli však podrobené korelačnej analýze), v horninách skupiny fylitov je Na prítomné hlavne v sericite.

Pôvodným látkovým zložením boli v premenených horninách do značnej miery určené aj obsahy S. Môžeme sa o tom presvedčiť na diagrame obr. 92a. Z rozloženia figuratívnych bodov vyplýva, že prekremené a sideritizované fylity majú vo vzťahu k ostatným petrografickým skupinám prekremených hornín najvyššie obsahy. Istý obraz o obsahoch S v premenených horninách poskytujú aj histogramy

Obr. 90.a — Variačný diagram Sr-siderit:  $\Delta$  v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach,  $\times$  v sideritizovaných fylitoch,  $\bullet$  v sideritizovaných a prekremených fylitoch, b — Histogram Sr v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach karbónu a rakoveckej série, c — Histogram Sr v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, d — Histogram Sr vo fuchsitických kvarcitoch karbónu a rakoveckej série, e — Histogram Sr v sideritizovaných a prekremených fylitoch karbónu a rakoveckej série. Poznámky o zhode súborov pozri na str. 221.

na obr. 92b pre sideritizované fylity a na obr. 92c pre sideritizované a prekremenené fylity.

Pri korelačnej analýze S v sideritizovaných zelených bridliciach najvýraznejšie vzťahy sa prejavili k Cu (0,981), Na (-0,752) a k  $Fe^{3+}$  (-0,584); pri sideritizovaných fylitoch k Co (-0,556); pri sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch ku kremeňu (0,835), k  $Fe^{2+}$  (0,589), Co (0,601), k sideritu (0,790), k V (0,521), Cr (-0,501), Al (-0,665), K (-0,587).

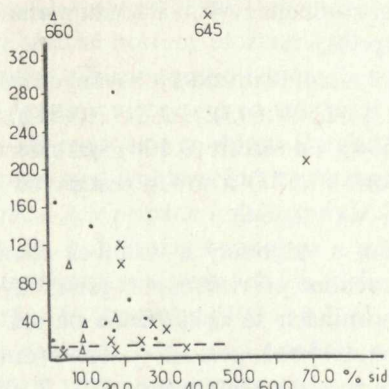


Obr. 92. a — Variačný diagram S-siderit: Δ v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach, × v sideritizovaných fylitoch, ● v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch, b — Histogram S v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, c — Histogram S v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série.

Z diagramu na obr. 93a, kde je zobrazené rozloženie Cu, však vidíme, že zvýšené obsahy S je treba odvodit' aj od sírníkov Cu, prípadne aj niektorých ďalších rudných prvkov. Podľa diagramu na obr. 93a môžeme povedať, že zvýšené obsahy Cu sa dajú zaznamenať vo všetkých skupinách premenených hornín, ale najčastejšie v tých, ktoré sme označili ako prekremenené. Je to v súlade s tým, čo sme povedali o vývoji hydrotermálnych sulfidov pri riešení paragenetických vzťahov premenených hornín. Nízke obsahy Cu môžeme odvodit' aj od alumosilikátov, najmä sericitu. Histogramy obsahov Cu v jednotlivých petrografických skupinách premenených hornín sú na obr. 93b až 93e. Zaujímavé je konštatovať, že dosť vysoké obsahy Cu majú aj fuchsitické kvarcité (obr. 93d). Táto skutočnosť hovorí o tom, že zvýšenie kyslosti

Obr. 93. a — Variačný diagram Cu-siderit: Δ v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach, × v sideritizovaných fylitoch, ● v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch, b — Histogram Cu v sideritizovaných albit-karbonát-chloritických bridliciach karbónu a rakoveckej série, c — Histogram Cu v sideritizovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série, d — Histogram Cu vo fuchsitických kvarcítach karbónu a rakoveckej série, e — Histogram Cu v sideritizovaných a prekremenovaných fylitoch karbónu a rakoveckej série.

Cu



a

$A = 10.85 \pm 1.57$

$S = 2.88 \pm 0.82$

$S^2 = 8.31(4.272, 22.638)$

Zhoda na 67.85 %

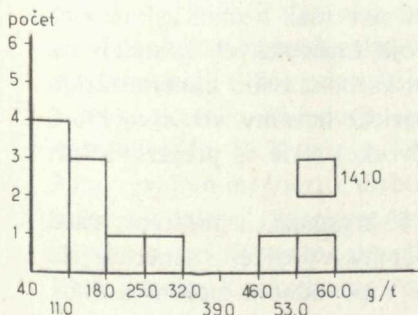
$A = 38.412$

$G = 35.716$

$S_x = 0.170$

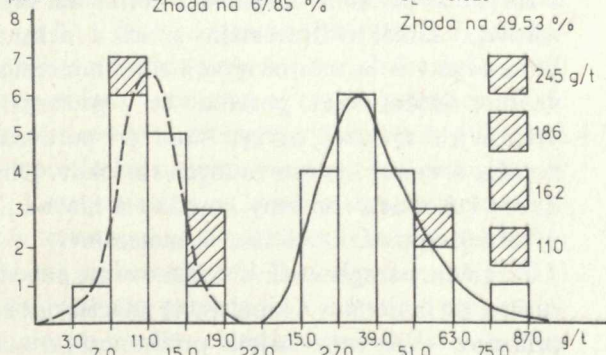
$S_x^2 = 0.029$

Zhoda na 29.53 %



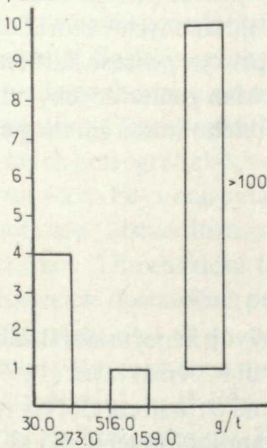
b

počet



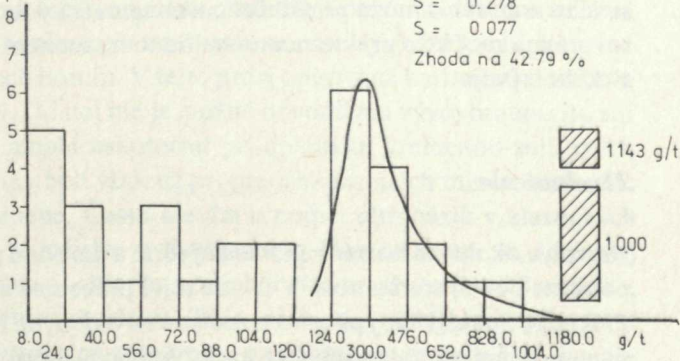
c

počet



d

počet



e

$A = 406.071$

$G = 336.352$

$S = 0.278$

$S = 0.077$

Zhoda na 42.79 %

roztokov aj pri karbonátovom zrudnení zvýšilo aktivitu nielen Si, ale aj niektorých ďalších, najmä chalkofilných prvkov.

Z korelačnej analýzy Cu vyplynulo, že pri sideritizovaných zelených bridliciach ide najmä o vzťah Cu-Sr (0,507), Cu-Cr (0,643), Cu-Zr (-0,551); pri sideritizovaných fylitoch najmä o Cu-Fe<sup>2+</sup> (0,584), Cu-siderit (0,504); pri sideritizovaných a prekremených fylitoch o Cu-chlorit (0,577) a pri fuchsitických kvarcitoch o Cu-Co (0,511), Cu-Zr (-0,482), Cu-V (-0,464).

Opísané pomery v rozdelení a vzájomných vzťahoch chemických prvkov dost dobre potvrdili to, čo bolo povedané pri riešení paragenetických vzťahov.

Sideritizácia v okolných horninách sa uskutočnila najmä na úkor pôvodných karbonátov. Aj keď ich prítomnosť bola priaznivým faktorom, rozhodujúcu úlohu pri karbonátovej mineralizácii zohral zrejme prínos CO<sub>2</sub>. Z alumosilikátov najviac sideritizácii podľahli plagioklasy. Tento prejav premeny nebol však výrazný. Sideritizácia vznikla hlavne v horninách skupiny fylitov, ktoré prejavujú genetickú a zrejme aj priestorovú spätosť s horninami skupiny zelených bridlíc. So sideritom zároveň vznikal hydrotermálny sericit a fuchsit. Pre podrobnejšiu analýzu podielu ultrabázických hornín na vývoji tejto mineralizácie sme však nemali vyhovujúce vzorky. Možno však povedať, že v procese vývoja fuchsitických kvarcitov sa výraznejšie uplatnili prvky, ktoré pri porovnaní s karbonátovou mineralizáciou svedčia o vyššej kyslosti rudných roztokov. Ultrabázické horniny, ako aj niektoré ďalšie vulkanické horniny karbónu a hlavne rakoveckej série sa prejavili aj pri výraznejšej kryštalizácii Co, Ni-minerálov.

Pri štúdiu paragenetických vzťahov sme povedali, že kryštalizácia podstatnej časti sulfidných minerálov a kremeňa je mladšia než karbonáty. Vývoj tejto mineralizácie priaznivo ovplyvnila najmä prítomnosť kremeňa v pôvodnom zložení hornín. Hydrotermálne sulfidy vystupujú často najmä v horninách, ktoré už pred hydrotermálnou premenou obsahovali väčšie množstvo S, a to najmä prítomnosťou pyritu.

Z asociácie prvkov, ktoré sme uviedli ako prinášané, vyplýva, že povaha rudných roztokov je totožná s látkovou povahou rudných roztokov uplatnených v ktorejkoľvek inej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Prinášané prvky v procese karbonátového zrudnenia môžu prináležať postmagmatickým roztokom gemeridných granitov najmä raného a pri kremenno-sulfidnom zrudnení stredného štádia ich magmatického vývoja.

## Zhodnotenie

Na vplyv okolných hornín rakoveckej série a karbónu pri vývoji žilnej mineralizácie poukázali už aj starí autori. V úvode tejto práce sme citovali F. Andriana (1859). P. Rozložník (1935) píše: „... ,v súlade s uvedenými faktami o rozšírení Co, Ni-rúd sa nemôžeme ubrániť dojmu, že medzi hranicou dioritovo-amfibolitového pňa a Co, Ni-žilami je nejaký súvis“. Mladší autori rovnako hľadali zdroj týchto prvkov

v okolných horninách. C. Varček (1957) má na zreteli bázické horniny rakoveckej série, ale tiež aj ultrabázické horniny uložené v hĺbke ako prírodové časti spodno-triasových serpentinitov. Chceme pripomenúť, že v práci J. Gubača (1969) sme opisali ultrabázické horniny aj priamo zo súvrstvia rakoveckej série. J. Ilavský (1957) pre časť Co, Ni-zrudnenia v oblasti Dobšinej hľadá zdroj v asimilačných pochodoch medzi granitom a diabázovými horninami.

Rovnaká bola situácia aj v prípade uplatnenia Cr. Treba povedať, že prvý fuchsit zo Spišsko-gemerského rudohoria, konkrétne z oblasti Dobšinej, opísal H. B. Foulon (1982). Genetickou stránkou vývoja fuchsitu sa zaoberali najmä mladší autori. Uvedieme práce V. Zoubka (1954) a J. H. Bernarda (1961). Posledný autor vyčleňuje síce osobitnú fuchsitovú periódu, no vývoj fuchsitu a aj sideritu zaraďuje do spoločnej I. vývojovej epochy.

V práci K. Mandákovvej et al. (1971) sa hovorí o horninách s fuchsitom v asociácii s karbonátom, kremeňom a mastencom ako o listvenitoch. Prvé práce, ktoré opisujú túto premenu z berezovského zlatorudného poľa na Urale, sú známe od A. N. Zavarického (1929) a od N. I. Borodajevského—N. B. Borodajevskej (1947). Bola v nich opísaná listvenitizácia v okolí mocných kremenných žíl s polymetalickým zrudnením. Z tejto oblasti je opísaná aj tzv. berezitizácia. D. S. Koržinskij (1955) prízvukuje, že obe uvedené premeny vyvolali jedny a tie isté roztoky. Z toho dôvodu je snaha spojiť obidve tieto premeny pod jeden názov oksetality (Ju. V. Kazicyn 1970). Listvenitizácia je charakterizovaná predovšetkým vývojom magnezitu alebo breuneritu spolu s mastencom. Opisuje sa však aj ankerit a dolomit, ktoré vznikajú najmä pri berezitizácii. D. S. Koržinskij (1955) navrhuje rozšíriť výraz listvenitizácia na všetky prípady karbonatizácie ultrabázických hornín. K návrhu na rozšírenie pojmu listvenitizácia pre akýkoľvek druh karbonatizácie chceme poznamenať, že je ťažko uvažovať o súčasnom vývoji sideritu, prípadne ankeritu aj magnezitu. Vynára sa otázka, či niektoré z týchto mineralizačných procesov netreba priradiť k autometamorfnému, prípadne aj k tektonometamorfnému štádiu premeny. Rovnaký problém bolo treba riešiť aj v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Vývoj Fe-karbonátov, teda dolomitu, prípadne ankeritu a sideritu má voči breuneritu osobitné postavenie. Karbonatizácia nepostihuje len ultrabázické horniny, ale stretneme sa s ňou aj v bázických, prípadne aj iných petrografických typoch hornín. V tejto práci opisovaná karbonatizácia bola výsledkom Fe-metasomatózy. Od nej nie je možné odvodiť ani vývoj breuneritu ani mastenca. Listvenitizácia sa mohla uskutočniť pri uplatnení kremenno-sulfidných roztokov. Ultrabázické horniny boli však už pri predchádzajúcich mineralizačných procesoch dostatočne premenené. Často ide iba o podiel ultrabázik v klastických horninách, ako je to napr. v ložisku v Rudňanoch. Domnievame sa, že vývoj breuneritu, mastenca, prípadne aj chloritu prebehol ešte pri tektonometamorfóze, čiastočne aj v období autometamorfózy. Túto premenu nemôžeme pripočítať k javom listvenitizácie. K listvenitizácii nemôžeme pripočítať ani fuchsit Spišsko-gemerského rudohoria. Fuchsit v tejto oblasti sme našli vo viacerých petrografických

typoch premenených hornín. Nižšie ich opíšeme aj z klastík permu. Nachádzajú sa aj v sideritových žilách. Okolnosti ich vývoja sú teda zložité a nemôžeme ich vysvetliť opisom listvenizácie.

S problematikou vývoja fuchsitov sa zaoberali vo svojej práci D. R. E. Whitmore et al. (1946). Hovorí o fuchsite

1. v asociácii s ankeritom, kremeňom, sulfidmi a zlatom,
2. v asociácii s biotitom a aktinolitom,
3. v asociácii s korundom, biotitom a kyanitom.

V Spišsko-gemerskom rudohorí vznikala fuchsit v procese uplatnenia karbonátových roztokov. Patrí k sprievodným javom sideritovej mineralizácie práve tak ako aj hydrotermálny sericit. To znamená, že nepatrí ani k jednému z uvedených typov mineralizácie s fuchsitom. Vývoj fuchsitov v Spišsko-gemerskom rudohorí identifikuje miesta s možnou Co, Ni-mineralizáciou v žilách.

Z toho, čo bolo povedané, vyplýva, že vplyv geologického prostredia rakoveckej série a karbónu sa dosť výrazne prejavil aj pri vývoji žilnej mineralizácie. Bol to predovšetkým látkový vplyv okolných hornín. Upozornili naň aj predchádzajúci autori. Boli to však iba úvahy všeobecnej povahy. Chýbala paragenetická aj geochemická analýza zodpovedajúcej premeny. Vyššie podaný výklad mal byť v tomto smere poskytnúť konkrétnejší materiál.

Hovorilo sa aj o vplyve podzemných vôd najmä pri vývoji barytu, na ktorý upozornil C. Varček (1957). O okolnostiach vývoja barytu hovoríme aj v nasledujúcej stati pri opise premenených hornín verukána.

Pri každom z diskutovaných výsledkov vplyvu geologického prostredia nešlo iba o uplatnenie jedného faktora. Bol to súhrn faktorov, ktorý sa prejavil na osobitostiach vývoja žilnej mineralizácie v horninách rakoveckej série a karbónu. V porovnaní so žilnou mineralizáciou, ktorá prebehla v horninách gelnickej série, je to hlavne vývoj fuchsitov, výraznejší vývoj Co, Ni-minerálov a chýbanie alebo aspoň nedostatok hydrotermálneho albitu.

## PREMENY HORNÍN PERMU A VERFÉNU

Pri petrografickej charakteristike hornín verukána ako kontinentálneho vývoja permu sme zdôraznili, že sú to klastické horniny s výrazne nevytriedeným a zvetraným materiálom. Heterogénnosť analyzovaného materiálu spôsobila, že v tejto práci upúšťame od geochemickej analýzy hydrotermálne premenených hornín permu a verfénu. Horniny verukána boli len slabé tektonometamorfované. Metamorfóza je výraznejšia len na dislokačných plochách. Hydroxidy Fe sa zmenili na hematit. Ten dodáva horninám fialovú, prípadne až červenú farbu. Horniny, v ktorých prevláda sericit alebo chlorit, majú zasa zelenú farbu. Sľudové minerály boli skoncentrované najmä pri dislokačnej metamorfóze. Z tohto dôvodu dislokačné plochy, a teda aj rudné štruktúry sú vo fialových horninách lemované zeleným



sfarbením. Upozorňujeme na to preto, lebo takéto prejavy farebnej zmeny sa považujú za prejav hydrotermálnej premeny. Označujú sa ako horniny vybielené. Má to vážne dôsledky, pretože v tomto prípade sa nerešpektujú všetky tektonické prvky. Treba však povedať, že aj tieto tektonometamorfné polohy môžu byť dobrým pomocníkom pri sledovaní rudných žíl. Významné sú hlavne vtedy, keď sa na nich prejavila hydrotermálna mineralizácia. Hydrotermálnu premenu makroskopicky často ani nemôžeme postrehnúť. Bez mikroskopu ju môžeme zaznamenať len pri intenzívnej karbonatizácii, pri prekremenení a pri fuchsitizácii.

Pri horninách verfenu treba mať na zreteli ďalší mineralizačný jav, ktorý môže viesť k omylu pri hodnotení prejavov hydrotermálnej premeny. V slieňoch verfenu sú sekundárne vyvinuté žilky kalcitu, ktoré sú často premiešané s goetitom. Výskyt goetitu môže spôsobiť, že tieto kalcity sú považované za ankerity. Je tomu tak najmä vtedy, keď sa nachádzajú na tektonických líniiach, na ktorých sa vyskytuje aj sekrečný kremeň.

### **Petrografia a mineralógia hydrotermálnych premien**

V horninách verukána sa nachádzajú hlavne klastická hornín podložných útvarov, najmä hornín karbónu a rakoveckej série. Pri styku rudonosných roztokov s týmito horninami vznikajú mineralizačné prejavy, o ktorých sme už hovorili vyššie. Klastický materiál verukána bol však do istej miery pretriedený, a to látkovo i zrnitostne. Vyskytujú sa aj ďalšie minerály, ako sú napr. hydroxidy a oxidy Fe. Na niektorých miestach majú tieto minerály dosť značné objemové zastúpenie. Navyše sú tu aj dosť mocné polohy sadrovca a anhydritu. V súvrství permu sú vyvinuté aj kremité porfýry, na ktoré sa viažu prejavy zrudnenia. Hovorí sa o nich napr. v práci I. Rojkoviča (1968). Prejavmi tejto mineralizácie i samotnými premenami spomenutých kremitých porfýrov sa v tejto práci nezaobráame.

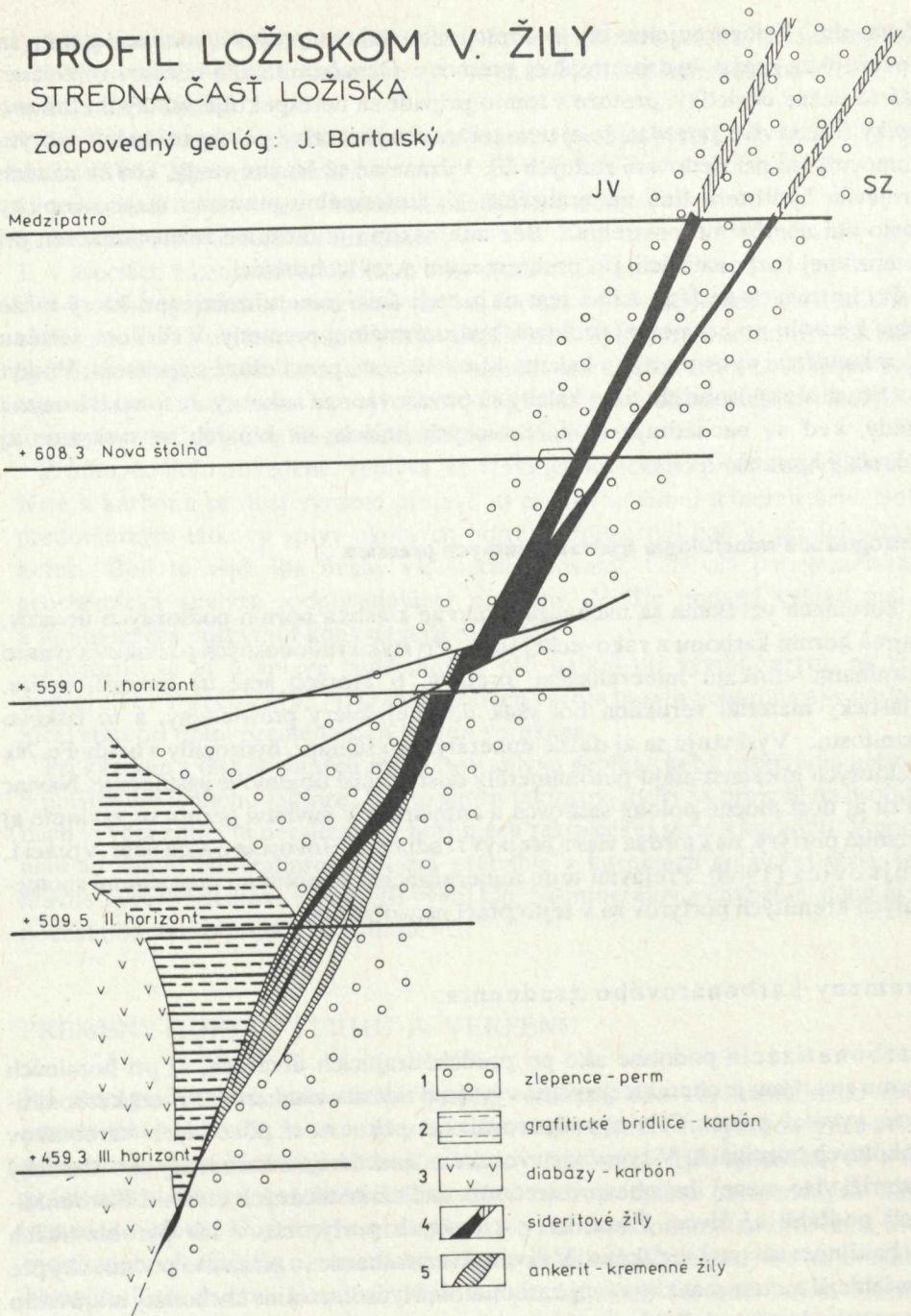
### **Premeny karbonátového zrudnenia**

Karbonatizácia podobne ako pri predchádzajúcich útvaroch, aj pri horninách permu a verfenu je charakterizovaná vývojom sideritu a ankeritu. Proces karbonatizácie vyvolal prínos  $\text{CO}_2$  a podporovala ju prítomnosť pôvodných karbonátov v okolných horninách. V horninách verukána nachádzame karbonáty ako klastický materiál viac-menej iba v bezprostrednom nadloží podložných útvarov. Karbonatizácii podľahli aj živce. Živce sú v kremitých porfýroch, v ich pyroklastikách a v bazálnom súvrství verukána. V súvrství verukána nie sú priaznivé podmienky pre rozsiahlejší metasomatický vývoj karbonátov. Hydrotermálne karbonáty majú často iba povahu impregnácií. Ide predovšetkým o siderity. Môžeme ich zaznamenať aj na pomerne dosť veľkých vzdialenostiach od karbonátových žíl. Svedčí to o pomerne značnej priestupnosti zložky  $\text{CO}_2$ , hlavne vertikálne. Hodia sa dobre pre sledovanie

# PROFIL LOŽISKOM V. ŽILY

## STREDNÁ ČASŤ LOŽISKA

Zodpovedný geológ: J. Bártalský



Obr. 94. Profil ložiskom Gréta.

skrytého priebehu karbonátových žíl. O vzťahu karbonátových žíl k horninám verukána hovorí profil ložiskom v Rudňanoch na obr. 72b a ložiskom Gretla na obr. 94. Vo vyšších súvrstviach verukána zrudnenie vyznieva. Príčiny sú štruktúrne a látkové. Pri látkových faktoroch treba mať na zreteli chýbanie karbonátov.

V slieňoch verfénu skôr vzniká ankerit, prípadne Fe-dolomit než siderit. Hydrotermálna karbonatizácia sa uskutočnila aj v polohách anhydritov a sadrovcov. Ide najmä o vývoj ankeritu. Je to zrejme prejav uplatnenia Ca zo zatlačených síranov. V blízkosti žíl sa však dá aj v nich zaznamenať siderit.

Sericitizácia a fuchsitizácia v horninách verukána patrí k sprievodným javom karbonátového zrudnenia. S týmito mineralizačnými prejavmi sa stretáme hlavne v bazálnom súvrství. Ťažko je však rozhodnúť o pôvode sericitu. S fuchsitom v horninách verukána v oblasti ložiska Rudňan sme sa stretli na viacerých miestach. Fuchsit boli napr. zastihnuté vrtom Ry-5, hĺbka 342—343 m (obr. 74). Okolnosti vývoja fuchsitizácie sú tie isté ako pri premene hornín karbónu a rakoveckej série. Domnievame sa, že materiál ultrabázických hornín z rakoveckej série, prípadne aj z karbónu sa dostal do klastických hornín verukána. Vývoj fuchsitu v týchto horninách mohol však byť aj výsledkom prínosu Cr rudnými roztokmi zo spomenutých podložných súvrství.

Prekremenenie nie je veľmi intenzívne ani v horninách verukána a verfénu v sprievode karbonátového zrudnenia. Horniny verukána majú však dostatok klastického kremeňa a ten pri reakcii s rudnými roztokmi rekryštalizoval, čo mohlo byť spojené so znížením rozpustnosti Si a oslabením karbonátového zrudnenia. V týchto horninách je však ťažko určiť, či ide o hydrotermálnu, klastický, prípadne tektonometamorfný kremeň.

Z ďalších minerálov, ktoré sprevádzajú karbonátové zrudnenie, treba ešte uviesť baryt, spekularit a turmalín. Vývoj prvých dvoch môže byť do značnej miery výsledkom reakcie rudných roztokov s kyslíčkami Fe a síranov v zložení hornín. Domnievame sa, že priama reakcia roztokov so síranmi mohla zohrať významnú úlohu pri kryštalizácii žilného barytu.

## Premeny kremenno-sulfidného zrudnenia

Prekremenenie v sprievode kremenno-sulfidného zrudnenia je výraznejšie než pri karbonátovom zrudnení. Toto prekremenenie je sprevádzané žilným kremeňom. Výrazne prekremenené horniny verukána v sprievode kremenno-sulfidného zrudnenia môžeme nájsť napr. v oblasti Bindtu pri tzv. Novej žile. Prekremenené horniny obsahujú často aj sulfidy, najmä sulfidy Cu. S prejavmi prekremenenia sa môžeme stretnúť aj v iných žilách. Nie sú to však vždy prejavy intenzívneho prekremenenia.

Chloritizácia dosť často sprevádza hydrotermálne prekremenenie. Chloritizáciu podporoval najmä výskyt tmavých minerálov v pôvodnom zložení hornín. Tie sa však v klastikách verukána nevyskytujú často. Chlorit nájdeme aj v zložení žíl. Nie je

však vždy produktom hydrotermálnych roztokov. V horninách verukána má tiež tektonometamorfný pôvod. Nájdeme ho tu často v spoločnej zmesi so sericitom.

Sulfidizácia je najčastejšie vyvinutá s prekremením. Sulfidy v horninách verukána vznikali však aj bez výraznejšej kryštalizácii kremeňa. So sulfidmi sa stretáme aj v sideritových a ankeritových žilách. Sú to predovšetkým Fe a Cu minerály. Domnievame sa, že tak ako pri predchádzajúcich útvaroch, aj v horninách permu a verfénu vývoj hydrotermálnych sulfidov bol podporený prítomnosťou týchto minerálov v pôvodnom zložení hornín. V horninách verukána nastala kryštalizácia sulfidov aj v období porfýrového vulkanizmu (pozri napr. I. Rojkovič 1968). Uskutočnil sa aj prieskum na tzv. mednaté pieskovce (pozri K. Ondrejko-ovič et al. 1964). Úlohou tejto práce nie je analyzovať prítomnosť sulfidov iných genetických typov, chceme však zdôrazniť, že pre vývoj hydrotermálnych sulfidov treba zhodnotiť aj ich priestorový vzťah ku karbonátovému, prípadne kremenno-sulfidnému zrudneniu v žilách.

### Zhodnotenie

Pretože verukáno dosahuje značné mocnosti, rudné žily spravidla prikrýva. Tak je tomu napr. na ložisku Grétla. Dá sa povedať, že rudné žily v horninách verukána, prípadne verfénu, vyznievajú. Príčiny vyznievania sú zrejme tektonické, ale svoju úlohu zohral aj látkový vplyv študovaných hornín. Horniny verukána i verfénu teda nemajú také látkové zloženie, ktoré by priaznivo vplývalo na vývoj sideritového zrudnenia. V slieňoch verfénu boli priaznivejšie podmienky pre vývoj ankeritu než sideritu. Vyššie spomenutú impregnáciu sideritom v klastikách verukána považujeme za indície vhodné pre sledovanie skrytého zrudnenia. To isté platí aj o sulfidoch. Pri hľadaní sideritu v týchto horninách je vhodné použiť röntgenovú analýzu. Spomenuté kritériá umožňujú dosť dobre sledovať priebehy skrytých žíl v týchto horninách. Vyznačili sme ich ako indície v práci J. Gubača (1963a). Tak napr. v čase, keď sa riešilo západné pokračovanie žily Droždiak s predpokladom jej ohybu na juh, vyznačili sme v citovanej práci jej priebeh k západu. Zachytenie tejto žily ťachtou Rudňany-západ (obr. 73) potvrdilo správnosť nami vyznačeného priebehu. Z oblasti Novoveskej Huty bol len nedávno podaný významný výpočet zásob Cu-rúd. Ich priebeh je tiež zachytený vo vyššie citovanej práci, ktorá však autorom výpočtu zásob nebola známa. Uvádzame tieto príklady, aby sme zdôraznili vážnosť spomenutých vyhľadávacích kritérií v horninách permu a verfénu.

Pri zhodnotení zrudnenia v týchto útvaroch treba však zväžiť aj vyššie spomenutý látkový vplyv hornín pri ich reakcii s rudnými roztokmi gemeridných granitov. O tomto probléme sa v minulosti veľa diskutovalo z hľadiska veku zrudnenia. Hovorili sme už o ňom pri charakteristike vzťahu zrudneného tektonického systému k celkovej stavbe Spiško-gemerského rudohoria. Sideritová metasomatóza chýba nielen v triase, ale aj v niektorých karbonátových faciách gelnickej série a karbónu. Príčiny sú zhodné.

**ZÁVERY A ZOVŠEOBECNENIA ZO ŠTÚDIA OKOLNÝCH HORNÍN  
SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA**

**Abstrakt.** Gemeridné granity, považujeme za zdroj zrudnenia. Roztoky oddelené od kryštalizujúcej magmy v dôsledku reakcie s horninotvornými minerálmi prekonalí látkový vývoj, ktorý mal dopad aj na charakter zrudnenia. Na látkový vývoj rudných roztokov najvýraznejšie vplývali karbonáty, živce a tmavé minerály. Produkty hydrotermálnej premeny za nižších teplôt môžu byť iako zamenené s produktmi tektonometamorfózy.

Z mineralogickej a geochemickej charakteristiky premien okolných hornín ložísk Spišsko-gemerského rudohoria vyplývajú určité poznatky, ktoré treba zhodnotiť z praktického aj z metodického a teoretického hľadiska. Bude teda účelné, keď si ešte raz všimneme okolnosti vývoja jednotlivých minerálov v študovanom procese v rozličných faciálnych podmienkach. Zhrnutie výsledkov faciálnej analýzy je na obr. 95.

**Vývoj karbonátov**

V oblasti Spišsko-gemerského rudohoria sa výrazne prejavila hydrotermálna karbonátová mineralizácia, a to či už v žilách alebo v okolných horninách. Ide predovšetkým o vývoj sideritu, na ktorý sa sústreďuje ložiskový výskum. Vo všeobecnosti možno povedať, že pri hydrotermálnom vývoji karbonátov významnú úlohu zohral parciálny tlak  $\text{CO}_2$ . Na tento vplývala prestupnosť hornín. Nebol to však jediný faktor. Pretože pri metasomatickom vývoji karbonátov na úkor karbonátov v pôvodnom zložení hornín nedochádza k výraznejšej spotrebe  $\text{CO}_2$ , možno očakávať, že aj horniny s karbonátmi prispeli k intenzívnemu a rozsiahlemu vývoju hydrotermálnej karbonátovej mineralizácie. Prítomnosť karbonátov v zložení hornín má teda značný význam pre tento druh zrudnenia. Nemáme pritom na zreteli len karbonátové horniny, ale horniny s karbonátmi vôbec. V oblasti Spišsko-gemerského rudohoria je viac ložísk, v ktorých sa prejavuje závislosť intenzity karbonátového zrudnenia na prítomnosti karbonátov v okolných horninách. Tak je tomu napr. v oblasti Rudnianskej. V oblasti Spišsko-gemerského rudohoria by však toto hľadisko mnohé okolnosti hydrotermálnej karbonátovej mineralizácie nevysvetlilo. Musíme mať

teda na zreteli aj zdroj, ktorý poskytol roztokom  $\text{CO}_2$ . Za takýto zdroj považujeme gemeridné granity, najmä s raným vývojom postmagmatických roztokov.  $\text{CO}_2$  mohlo byť obohatené aj pri magmatickej asimilácii. Zhoduje sa to so skutočnosťou, že v ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria, je karbonátová mineralizácia najstaršia. Istú úlohu mohlo zohrať aj  $\text{CO}_2$  obsiahnuté v podzemných vodách, ktoré sa miešali s rudnými roztokmi.

Mineralogická povaha hydrotermálnych karbonátov závisela od aktivity  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg a Ca. Sideritizácia nastala najmä v dôsledku prínosu  $\text{Fe}^{2+}$ . Chemické zloženie sideritov ako jeden z výsledkov aktivity týchto prvkov prejavuje však dosť výraznú závislosť aj na chemickom zložení zatlačaných minerálov v okolných horninách. Jeden z najvýznamnejších bol Fe-dolomit. Vývoj sideritu potlačila zvýšená aktivita Mg a Ca. Uplatnenie Ca v procese látkového vývoja rudonosných roztokov spôsobilo, že siderit bol nahradený ankeritom. Pri pokračujúcej Fe-metasomatóze treba mať na zreteli aj reakciu ankerit  $\rightarrow$  siderit. Vývoj hydrotermálneho ankeritu je v mnohých prípadoch treba chápať ako sprievodný jav sideritizácie. Ankerit však vznikol aj bez sideritizácie.

Pri petrografickej charakteristike hydrotermálne nezmenených karbonátových hornín sme uviedli, že v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria bol ako výsledok uplatnenia hydrotermálnych roztokov opísaný aj vývoj magnezitov typu „Veitsch“ a mastenca. Analýza paragenetických vzťahov však ukázala, že na vývoji kryštalických magnezitov sa podieľal sedimentárny, diagenetický aj metamorfny proces. Vývoj týchto magnezitov nemusíme preto odvodzovať od uplatnenia postmagmatických roztokov. Chýbajú totiž pri nich všetky tie sprievodné javy rozvinutej hydrotermálnej mineralizácie, s ktorými sme sa stretli pri sideritovej mineralizácii. Týka sa to predovšetkým rozličného stupňa premeny, prejavov selektívnej metasomatózy, sprievodnej mineralizácie či už v žilách alebo v horninách a to aj ako mineralogický prejav vstupu chemických zložiek zo zatlačených minerálov do zloženia roztokov. Uvažovali sme však aj o vývoji magnezitu pri uplatnení hydrotermálnych roztokov. Tento vývoj však nie je podstatný.

V Spišsko-gemerskom rudohorí sa nachádzajú aj magnezity, alebo skôr breunerity s mastencom. Túto asociáciu treba považovať za produkt premeny ultrabázických hornín. Premena sa uskutočnila v období autometamorfózy i tektonometamorfózy. Rozsah hydrotermálnej premeny týchto hornín vyvolanej rudnými roztokmi je obmedzený tak, ako je obmedzený vývoj premien ostatných petrografických typov v súvrstviach s ultrabázickými horninami.

Karbonatizácia alumosilikátov, hlavne plagioklasov, spôsobila uvoľnenie hliníka z okolných hornín. Predpokladá sa, že Al v hydrotermálnom procese má dosť malú migračnú schopnosť, a preto jeho uvoľnenie z okolných hornín má značný význam pre kryštalizáciu alumosilikátov v žilách Spišsko-gemerského rudohoria. Prejavom tejto skutočnosti je aj to, že alumosilikáty sa v najvýraznejšom množstve vyskytujú v karbonátových žilách.

## Vývoj sulfidov a síranov

Z genetického hľadiska je dôležité, že kým vývoj síranov je dosť spätý s vývojom karbonátov, sulfidy majú voči karbonátom osobitné postavenie.

Keď hovoríme o síranoch, máme na zreteli hlavne baryt. Kryštalizácia barytu, ako poukázal na to už C. Varček (1962), mohla byť ovplyvnená aj síranovými podzemnými vodami. Tvoril sa však zrejme aj v dôsledku reakcie rudonosných roztokov so síranmi verukána. Baryt v hydrotermálnych žilách v študovanej oblasti nachádzame hlavne v oblastiach s lagunárnym vývojom permu. Keď však hovoríme o hydrotermálnom baryte, treba mať na zreteli aj zdroj bárya. Za vhodný zdroj tohto prvku považujeme gemeridné granity. Do zloženia roztokov sa mohol tento prvok v istom množstve dostať aj pri reakcii rudonosných roztokov s porfyroidmi gelnickej série, prípadne aj ďalších hornín s K-minerálmi. Nakoľko baryt sa často nachádza v asociácii s karbonátmi, odvodenie Ba od gemeridných granitov má veľký význam aj pre posúdenie zdroja karbonátových roztokov.

Kryštalizácia sírníkov a sulfosolí nastala pri oslabení kryštalizácie karbonátov. Vývoj hydrotermálnych sulfidov podporovala prítomnosť sulfidov v pôvodnom zložení okolných hornín. Zo sulfidov sa v horninách Spišsko-gemerského rudohoria najčastejšie vyskytuje pyrit. Nájdeme ho hlavne v grafitických bridliciach. Opísali sme aj prejavy sulfidácie v karbonátových horninách. Niektoré z týchto sulfidov, napr. Pb-minerály vyhľadávajú predovšetkým kalcitické polohy. Táto sulfidizácia je sprevádzaná dolomitizáciou. Rozsah tejto dolomitizácie je však úmerný rozsahu uvoľneného Mg z dolomitov pôvodného zloženia najmä vývojom kremeňa.

Pri vzťahu sulfidných minerálov k hydrotermálnym karbonátom by sme chceli zdôrazniť, že Fe-sulfidy niekedy dosť bezprostredne nadväzujú na hydrotermálne Fe-karbonáty. Sú však spravidla mladšie.

Osobitný prípad predstavujú sulfidoarzeničnany a arzeničnany Co a Ni. Tieto minerály sa sporadicky vyvinuli prakticky v celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Svedčí to o tom, že Co a Ni boli prinášané zo zdroja. Vývoj týchto minerálov má však na niektorých miestach aj anomálnu povahu. Takéto relatívne obohatenie treba odvodíť od vplyvu okolných hornín, najmä od prítomnosti ultrabázik. Anomálnejšie Co, Ni-zrudnenie je priestorovo do istej miery späté s rozšírením fuchsitizácie. Je však zaujímavé, že priamo vo fuchsitických kvarcitoch boli skôr zaznamenané zvýšené obsahy Cu než Co, alebo Ni. Súvisí to s fyzikálno-chemickými podmienkami vývoja minerálov, na ktoré sa tieto prvky viažu. Nie je bez zaujímavosti, že aj pri anomálnejšom Co, Ni-zrudnení, tak ako pri fuchsitizácii, sa prejavuje istá priestorová spätosť so sideritovým zrudnením.

Podstatná časť sulfidov je však mladšia a rozšírená je nezávisle od hydrotermálnej karbonátovej mineralizácie. Takáto sulfidná mineralizácia sa však často prejavuje tam, kde sa predtým vytvorili hydrotermálne karbonáty. Výraznejšia sulfidizácia karbonátov podmienila aj uplatnenie rozpustených zložiek a tým aj kryštalizáciu

mladších karbonátov. Mineralogický charakter týchto minerálov závisel od chemickej povahy zatlačaných minerálov.

### Vývoj silikátov

Silikátové a alumosilikátové zložky do zloženia postmagmatických roztokov vstúpili ešte v procese látkovej diferenciacie a premeny gemeridných granitov. Premeny granitov v ranom štádiu bezprostredne nadväzujú na magmatickú kryštalizáciu. K tomuto štádiu sme priradili metasomatický vývoj K-živcov, plagioklasov s bázicitou albitu-oligoklasu, muskovitu, biotitu a turmalínu. Z petrografického hľadiska tieto premeny treba rozčleniť do dvoch skupín, a to na premeny greisenizácie a feldšpatitizácie. Rozdielnosť vývoja týchto dvoch procesov, ak sa na nej podieľali aj vodné roztoky, spočívala predovšetkým v režime kyslosti. Z analýzy paragenetických vzťahov vyplynulo, že iné paragenetické vzťahy majú premeny s biotitom, iné s turmalínom. Zdá sa, že vývoj týchto dvoch minerálov sa navzájom vylučoval. Turmalín bol pritom užšie spojený s greisenizáciou a biotit s feldšpatitizáciou. Na rozhraní granitov s podstatnejším vývojom turmalínu a biotitu možno zaznamenať prejavy diferenciacie. Prejavila sa vývojom žulových porfýrov. Pre greisenizáciu je dosť charakteristické uplatnenie prchavých zložiek. Myslíme predovšetkým na B, od ktorého treba odvodiť turmalín a F, ktoré sa uplatnilo pri kryštalizácii muskovitu, turmalínu, topásu, apatitu a fluoritu. Významnú úlohu zohrali aj niektoré ďalšie prvky, ako je O, Cl, P a vyššie spomenutý C a S. Z kovových prvkov treba mať na zreteli hlavne Sn. S feldšpatitizáciou a zvlášť s biotitizáciou bol spojený najmä vývoj minerálov vzácnych zemín a rádioaktívnych prvkov. Majú povahu kysličníkov, silikátov a fosforečnanov.

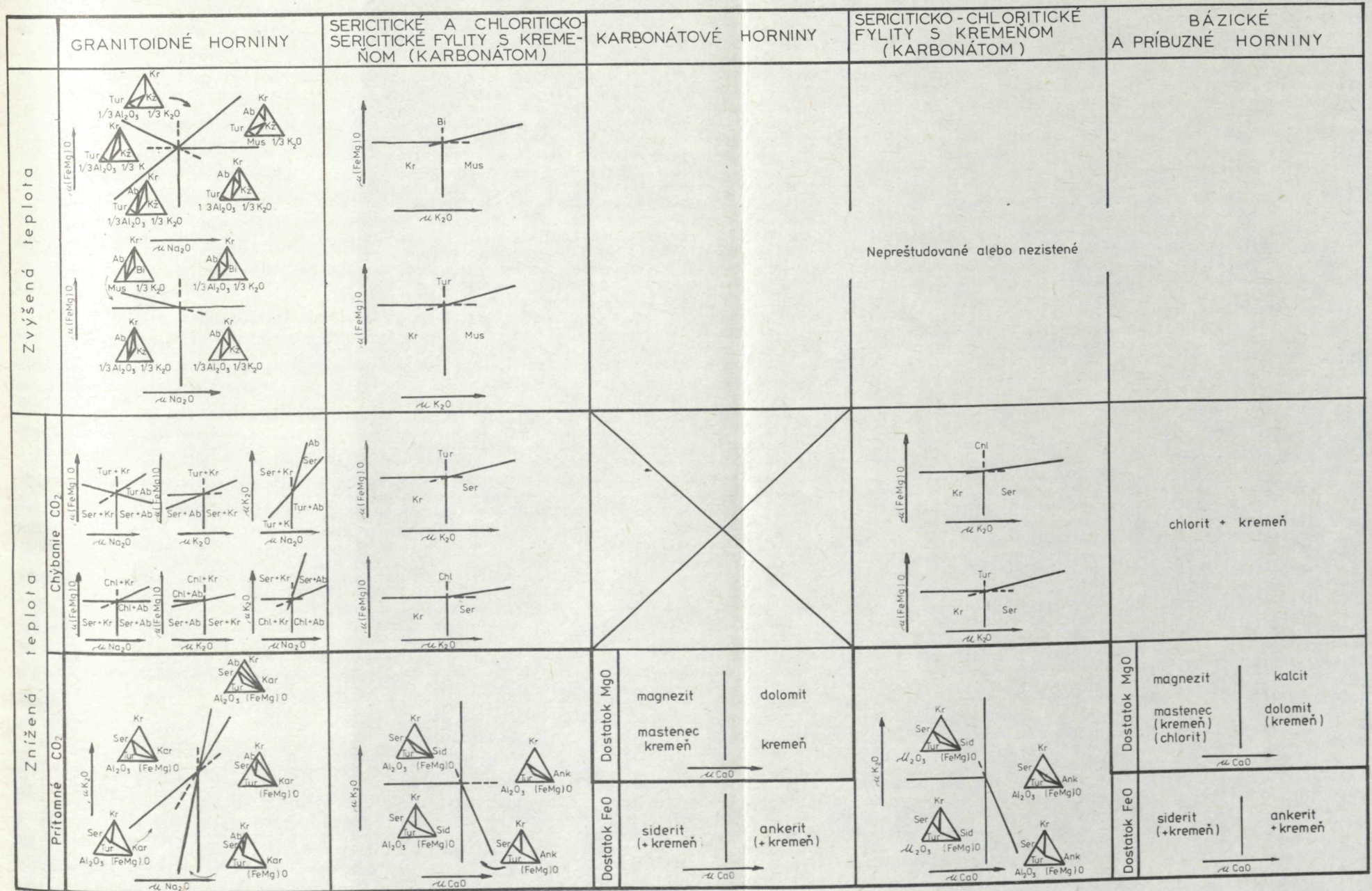
Mineralizácia pri vyššej teplote sa uskutočnila aj v blízkom exokontakte. Ak touto premenou boli postihnuté porfyroidy gelnickej série, mineralogický charakter premeny je temer totožný s premenami granitov. Vo fylitických súvrstviach vznikol najmä kremeň, muskovit, biotit a turmalín. Hlavne vývoj muskovitu a biotitu bezprostredne nadväzuje na prejavy kontaktnej metamorfózy.

Pri uplatnení nižšie termálnejších roztokov muskovit bol nahradený vývojom sericitu a biotit vývojom chloritu. V gemeridných granitoch túto premenu vyvolali roztoky stredného štádia. V rozsiahlom exokontakte gemeridných granitov roztoky raného aj stredného štádia mali v podstate strednotermálny charakter.

Alumosilikáty vznikajúce pri zrudnení musíme rozčleniť do dvoch skupín. V prvom prípade ide o vývoj v sprievode karbonátového a v druhom v sprievode kremenno-sulfidného zrudnenia. Pre karbonátové zrudnenie je charakteristický vývoj albitu, sericitu, prípadne fuchsitu a turmalínu. Chlorit sa nevytváral. Jedna z príčin spočíva v tom, že Fe a Mg našli svoje miesto v zložení Fe-karbonátov a turmalínu. Chlorit vznikol pri pôsobení kremenno-sulfidných roztokov. Pre chloritizáciu bol priaznivý predovšetkým výskyt tmavých minerálov, najčastejšie biotitu v pôvodnom zložení premenených hornín.



# PREMENY OKOLNÝCH HORNÍN SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA



1  premeny v sprievode siderit-ankeritového zrudnenia    2  premeny v sprievode kremeňa alebo kremenno-sulfidného zrudnenia

Obr. 95. Prehľad facií premenených okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. Kr-kremeň, Ab-plagioklas, Kž-K-živec, Mus-muskovit, Ser-sericit, Ser'-fuchsit, Bi-biotit, Chl-chlorit, Tur-turmalín, Kar-karbonát, Ank-ankerit, Sid-siderit.

Premenou boli postihnuté aj živce. Zo živcov v pôvodnom zložení študovaných hornín sa najčastejšie vyskytujú plagioklasy. Nachádzame ich vo vyvrelých, ale aj v klastických a v metamorfovaných horninách. Sú to prevažne kyslé plagioklasy, najmä albit. Vo vulkanických horninách sú aj albity autometamorfného štádia so všetkými znakmi metasomatického vývoja. V horninách porfýrového vulkanizmu albit patrí ku keratofýrovej a v bázických k spilitovej fácii. V horninách porfýrového vulkanizmu sa albitizácia uskutočnila aj pri reakciách rudonosných roztokov. Tento vývoj sa preniesol aj na hydrotermálne žily. Povedali sme už, že je to jav, ktorý vyvolala predovšetkým karbonatizácia. Pri premene metamorfovaných bázických hornín vyvolanej rudnými roztokmi albit nevznikol. Najskôr to spôsobila nedostatočná alkaličnosť rudných roztokov.

Albitizáciu vyvolali aj kremenno-sulfidné roztoky. S prejavmi albitizácie tohto druhu sme sa stretli hlavne v granitoch a potom tiež pri premene hornín porfýrového a bázického vulkanizmu. Vývoj tohto albitu na úkor bázickejších plagioklasov bol spojený s vývojom kalcitu. Tento paragenetický prípad má svoju analógiu v autometamorfných premenách.

Živce a najmä K-živce počas uplatnenia hydrotermálnych roztokov boli sericitizované. Sericitizáciu vyvolali najskôr roztoky blízke neutrálnemu režimu. Sericit vznikol popri karbonátovom aj kremenno-sulfidnom zrudnení. Pri karbonátovom zrudnení sa sericit často dostal aj do zloženia žilnej minerálnej asociácie. Chceme však poznamenať, že sericit sa s chloritom často v žilách nachádza, aj ako produkt dislokačnej metamorfózy.

Okolnosti vývoja hydrotermálneho fuchsitu sú dosť zhodné s okolnosťami vývoja sericitu. Vývoj fuchsitu predpokladá však Cr v zložení roztokov. Zdroj Cr sme videli predovšetkým v ultrabázických horninách, ktoré vystupujú v komplexe bázických hornín rakoveckej série, prípadne v klastikách mladších útvarov. K uvoľneniu Cr došlo aj pri premene tmavých minerálov, a to či už bázických, prípadne aj intermediárnych hornín. Vývoj fuchsitu podobne ako sericitu predpokladá tiež dostatočnú aktivitu K. V karbonátových, bázických, ale hlavne v ultrabázických horninách sú obsahy K veľmi nízke. Znamená to, že vývoj fuchsitu v týchto horninách predpokladá prínos K. Prínos tohto prvku mohol byť zabezpečený jednak zdrojom týchto roztokov, teda výnosom z granitov, jednak z hornín podložných útvarov, s ktorými roztoky reagovali. Najviac sa mohli pritom prejavíť porfýroidy gelnickej série.

Tak ako karbonatizácia aj prekremenenie bolo spojené s odnosom chemických prvkov z hornín postihnutých premenou. S prekremením sa uskutočnila chloritizácia, prípadne aj sericitizácia. S prekremením bol spojený tiež vývoj turmalínu a albitu. Tieto minerály pri uplatnení rudných roztokov vznikali spravidla v tých horninách, v ktorých sa tieto minerály vyskytovali už v pôvodnom minerálnom zložení hornín. Vznik podstatného množstva hydrotermálneho turmalínu treba však vysvetliť prínosom bóru. K intenzívnemu vývoju turmalínu došlo aj v gemeridných granitoch. Skutočnosť, že turmalín sa vyskytuje spolu s karbonátovým aj s kremen-

no-sulfidným zrudnením, môže svedčiť o tom, že celé hydrotermálne zrudnenie a nielen jeho časť je geneticky spätá s gemeridnými granitmi.

Hydrotermálne kremičitany vznikli aj bez uplatnenia Al. Na zreteli máme predovšetkým vývoj mastenca. Táto premena sa uskutočnila v horninách, ktoré v svojom pôvodnom zložení mali značný obsah Mg. V týchto horninách Spišsko-gemerského rudohoria sú len nízke obsahy  $Fe^{2+}$ . Ide teda o horniny, ktoré pri prínose  $SiO_2$  boli priaznivé pre vývoj hydrotermálneho mastenca. Nesmie sa však zabudnúť, že mastenec je aj metamorfným minerálom. Tam kde boli podmienky pre vývoj hydrotermálneho mastenca, vznikal mastenec aj počas tektonometamorfózy. Pritom tektonometamorfná mineralizácia bola spravidla výraznejšia než hydrotermálna. Vývoj týchto minerálov pôsobením rudných roztokov nemôžeme spájať s Fe-metasomatózou. Možno však pripustiť, že mastenec vznikal pri uplatnení kremenno-sulfidných roztokov. Máme pritom na zreteli hlavne premenu karbonátových hornín bohatých na Mg. Týka sa to teda kryštalických magnezitov, karbonátových hornín s Mg-dolomitom a premenených ultrabázických hornín.

Prítomnosť silikátových minerálov v zložení rudných žíl mnohí autori odvodzujú od osobitných roztokov. Tak napr. v Spišsko-gemerskom rudohorí sa hovorí o albitovej, fuchsitovej a turmalínovej perióde, prípadne epoche. Podobne je to aj v prípade barytu a niektorých ďalších žilných minerálov (pozri obr. 6). Takáto klasifikácia vývoja hydrotermálnej mineralizácie nie je najšťastnejším riešením. Zastiera totiž skutočnosť, že došlo k chemickému vývoju jedných a tých istých roztokov najmä pri reakcii s okolnými horninami. „Periody“ s alumosilikátmi sú zvyčajne považované za najstaršie alebo staršie ako rudné minerály. Je to však odraz skutočnosti, že roztoky boli najvýraznejšie ovplyvnené na začiatku reakcie rudonostných roztokov s okolnými horninami. Domnievame sa však, že táto skutočnosť neopravňuje ešte vyčleniť osobitné, chemicky odlišné roztoky. Kryštalizácia alumosilikátov v hydrotermálnych žilách ovplyvnila aj kryštalizáciu rudných minerálov. V tom spočíva význam štúdia premien okolných hornín. Niektoré horniny sa ukázali byť priaznivé, iné menej priaznivé pre vývoj karbonátov aj sulfidov.

### Vývoj kysličníkov

Z kysličníkov sa najvýraznejšie prejavil kremeň. Látkovo je úzko spätý s vývojom kremičitanov.

Kremeň vznikal najmä pri uplatnení kremenno-sulfidných roztokov. Kryštalizácia tohto kremeňa je prejavom výrazného prínosu Si postmagmatickými roztokmi, ale aj jeho uvoľnenia z rozložených alumosilikátov. Horniny postihnuté týmito roztokmi sú intenzívne prekremenované, a to najmä v sprievode kremenno-sulfidného zrudnenia. Aj vývoj ostatných kremičitanov treba dať do kontextu s takýmto látkovým zložením roztokov.

Pri karbonátových roztokoch bola intenzita vývoja kremeňa podstatne slabšia

a často je len prejavom vstupu Si do zloženia roztokov pri metasomatóze alumosilikátov. Pozorovali sme aj slabú metasomatózu sekrečného kremeňa sideritom. Vývoj kremeňa v okolných horninách pri karbonátovom zrudnení značne ovplyvnila prítomnosť kremeňa v pôvodnom zložení hornín. Možno povedať, že čím bol vývoj hydrotermálneho kremeňa výraznejší, tým výraznejšie sa prejavil aj vývoj albitu, turmalínu, sericitu, prípadne fuchsite. Kremeň pri karbonátovom zrudnení bol do značnej miery spojený s tými istými procesmi ako vývoj alumosilikátov.

Ostatné kysličníky vznikli iba v priaznivých oxidických podmienkach. V gemeridných granitoch bol zaznamenaný magnetit, hematit, kassiterit, uranín a niektoré ďalšie minerály. Ich vývoj bol spätý s určitými faciálnymi prípadmi premeny, a to či už v samotných granitoch, prípadne aj v iných horninách. Povedali sme, že vývoj kassiteritu v granitoch bol geneticky spätý s greisenizáciou a uranín najmä s granitmi, ktoré obsahovali biotit.

Z kysličníkov sa v žilách nachádza najmä hematit a magnetit. Vyššie oxidovaný Fe v hydrotermálnych roztokoch bol obohatený jednak preto, že sa nachádzal blízko povrchu, jednak pri reakcii hydrotermálnych roztokov s podzemnými vodami a pri obohatení o  $Fe^{3+}$  počas reakcií roztokov s okolitými horninami. Chceme zdôrazniť že v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria vývoj kysličníkov Fe na hydrotermálnych žilách Spišsko-gemerského rudohoria vývoj kysličníkov bol viac spätý s uplatnením karbonátových než kremenno-sulfidných, a hlavne sulfidných roztokov. Postaveniu kysličníkov Fe na hydrotermálnych žilách Spišsko-gemerského rudohoria venujú osobitnú pozornosť H. Bernard—V. Hanuš (1961).

Základné výsledky štúdia premien okolných hornín v ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria možno zhrnúť takto:

1. Gemeridné granity možno považovať za zdroj prevažnej časti hydrotermálneho zrudnenia. Týka sa to najmä karbonátového a kremenno-sulfidného, prípadne sulfidného zrudnenia. Nie je však správne pri všetkých nerastných surovinách Spišsko-gemerského rudohoria hľadať zdroj v týchto horninách. Tak je to napríklad pri kryštalických magnezitoch, pri zrudnení viazanom na kremité porfýry v perme a pod.

Vývoj postmagmatických rudonosných roztokov patrí k petrogénemu vývoju gemeridných granitov. Osobitný látkový vývoj mali tie roztoky, ktoré sa oddelili v prikontaktnnej zóne. Tieto nadväzovali bezprostredne na kryštalizáciu, ktorej produkty v študovanej oblasti možno mineralogicky a chemicky preštudovať. Tieto roztoky sme označili ako roztoky raného štádia. Boli to roztoky, ktoré mohli byť ovplyvnené prejavmi asimilácie, aj prejavmi autometamorfného štádia. Prejavili sa mineralogicky aj v samotných gemeridných granitoch. Uskutočnila sa greisenizácia, turmalinizácia, feldšpatizácia, ako aj kryštalizácia rudných minerálov. Na základe toho sme mohli povedať, že to boli roztoky bohaté na prchavé a rudné prvky. Pri ich reakcii s horninami často vznikla Fe-metasomatóza. Prejavy tejto metasomatózy mali často karbonátový charakter. Boli to teda roztoky, ktoré podmienili aj žilné karbonátové zrudnenie. Ku karbonátovému charakteru rudonosných roztokov

mohla prispieť asimilácia i reakcia roztokov s horninami, ktoré mali v svojom zložení karbonáty. Prejavili sa aj vývojom sulfidov. Svedčí o tom výklad prejavov rudnej mineralizácie v samotných granitoch. Sulfidná mineralizácia vznikala najmä vtedy, keď bol oslabený vývoj karbonátov alebo kysličníkov.

Vývoj sulfidov bol však spojený najmä s roztokmi, ktoré v granitoch vyvolali premeny stredného štádia. Od kryštalizujúcej magmy sa oddelili hlavne v hlbších častiach granitického telesa. V širokej aureole rozptylu sa mohli prejavovať aj tam, kde pôsobili roztoky raného štádia, ale tiež na miestach, kde sa roztoky raného štádia neuplatnili.

2. Postmagmatické rudonosné roztoky po oddelení od kryštalizujúcej magmy prekonalí látkový vývoj, a to ako pri kryštalizácii hydrotermálnych minerálov, tak aj pri reakcii s okolnými horninami. Mohli to byť aj iné, či už termodynamické, alebo kinetické faktory mineralizácie.

Táto práca chcela predovšetkým objasniť rezultáty vyplývajúce z reakcie rudonosných roztokov s okolnými horninami. Pri týchto reakciách významnú úlohu zohrala najmä prítomnosť karbonátov v zložení hornín. Bola to najmä karbonatizácia, ale tiež aj prekremenenie, prípadne aj sulfidizácia, ktoré spôsobili vstup prvkov horninotvorných minerálov do hydrotermálneho procesu. Tento vstup často ovplyvnil aj zrudňovaciu schopnosť charakterizovaných roztokov. Litofilné prvky, najmä Al podmienili pritom vývoj alumosilikátov v hydrotermálnych žilách. Na ich kryštalizáciu v hydrotermálnych žilách spravidla pôsobilo uplatnenie niekoľkých faktorov. Došlo k prínosu prvkov zo zdroja aj k ich vynášaniu z okolných hornín. Vynášanie prvkov z okolných hornín mohlo byť zabezpečené len nejakou konkrétnou mineralizáciou premeny. Sme teda proti tomu, aby alumosilikáty na žilách boli odvodzované od osobitných rudonosných roztokov. Považujeme to za nesprávne preto, že sa tým zastiera látkový vývoj jedných a tých istých roztokov.

Pri metasomatickom vývoji chemické zloženie zatlačených minerálov malo značný vplyv aj na charakter zrudňovacieho procesu. Prejavilo sa to najmä pri karbonátovej mineralizácii.

3. Pri štúdiu premien okolných hornín sme sa mohli presvedčiť, že veľmi často dochádza k zámene produktov, či už autometamorfných alebo tektonometamorfných procesov za produkty premeny vyvolanej rudnými roztokmi. Týka sa to nielen vyhodnotenia samotných paragenetických vzťahov premenených hornín, ale aj produktov sekrečnej mineralizácie. Vážne to ovplyvňuje aj tektonickú analýzu rudných polí. V tomto zmysle podaná analýza paragenetických vzťahov premenených okolných hornín môže prispieť k lepšiemu zhodnoteniu ložísk Spišsko-gemerského rudohoria.

Zhrnutie základných poznatkov zo štúdia premien okolných hornín poukazuje len na niektoré problémy. V samotnej práci je konkrétnejšie rozvedené veľa ďalších, hlavne geochemických problémov. Treba však mať na zreteli, že ide o prvú prácu, ktorá ucelenejšie rieši problematiku premien okolných hornín študovanej oblasti. Ďalšie práce prinesú zaiste spresnenie nastolených problémov. Sme však presvedče-

ní, že aj predkladaná práca splní svoje poslanie už aj tým, že začleňuje jednotlivé javy vplyvu geologického prostredia na metalogenézu Spišsko-gemerského rudohoria do širšieho rámca geologických a látkových súvislostí.

Štúdiu RNDr. J. Gubača, CSc., posudzovali RNDr. J. Ilavský, DrSc., Ing. J. Babčan, CSc., Dr. J. H. Bernard, CSc., Ing. T. Jarchovský, CSc. Niektorí z nich vyslovili k autorovým záverom pripomienky, najmä k spôsobu podania, ktoré autor sčasti akceptoval. Niektorí tlmočili rozdielne názory alebo odmietavé stanoviská. Vzhľadom na rozsiahly faktografický materiál uverejňujeme túto prácu ako autorský príspevok k riešeniu zložitej problematiky, na ktorú jestvujú rozdielne názory.

Redakčný okruh

edície Západné Karpaty — série Mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza

schválené dňa 21. 1. 1976

#### Poznámky o zhode súborov zobrazených diagramami

obr. 21

Pôvodne stanovené obsahy K (a) sú s obsahmi zverejnených v prácach Trégera a Bartašeka (c) podľa A blízke na 46,96 % a podľa S<sup>2</sup> na 18,4 %. S obsahmi vo vzorkách odobratých na povrchu z prác Tausova et al. (d) podľa A sú blízke na 21,64 % a podľa S<sup>2</sup> na 68,20 %. Tiež súbory z c a d sú podľa A blízke na 57,28 % a podľa S<sup>2</sup> na 16,77 %. Ostatné sú rozdielne tak podľa A, ako aj podľa S<sup>2</sup>.

obr. 23

Súbory s nižšími hodnotami z a aj b sú podľa A rozdielne a podľa S<sup>2</sup> zhodné na 99,77 %. Súbory s vyššími hodnotami podľa A sú blízke na 16,44 % a podľa S<sup>2</sup> sú zhodné na 99,44 %.

obr. 28

Vyčlenené súbory muskovitického, prípadne turmalinicko-muskovitického granitu (b) sú si podľa S<sup>2</sup> blízke. Prvý s druhým na 57,18 % a druhý s tretím na 30,17 %.

obr. 29

Vyčlenené súbory pri a (endokontakt hnileckého gravitu) sú podľa S<sup>2</sup> zhodné na 98,51 %. Súbor s nižšími hodnotami rozdelenia a je so súborom nižších hodnôt z rozdelenia e (vzorky odobraté z povrchu granitických telies v Spišsko-gemerskom rudohorí, obsahy publikované v prácach Tansona et al.) podľa A blízky na 49,61 % a podľa S<sup>2</sup> zhodný na 96 %. Ten istý súbor z rozdelenia a je podľa A zhodný na 75,98 % a podľa S<sup>2</sup> blízky na 38,05 %. Súbor s vyššími hodnotami z rozdelenia a je s normálne rozdeleným súborom z rozdelenia e zhodný podľa S<sup>2</sup> na 97,52 %. Sú ešte ďalšie menej významné zhody. Ide o zhody podľa S<sup>2</sup>.

obr. 33

Súbor hodnôt obsahov vo vzorkách z povrchu (a) a muskovit-biotitického až biotitického granitu (d) sú podľa A zhodné na 63,61 % a podľa S<sup>2</sup> sú blízke na 46,57 %.

obr. 34

Podľa A je blízky súbor obsahov rozdelenia a, súbor vyšších hodnôt z rozdelenia b na 46,89 % a podľa S<sup>2</sup> na 55,25 %. Súbor s vyššími hodnotami rozdelenia b je so súborom rozdelenia c podľa A blízky na 26,28 %.

obr. 35

Vyčlenené súbory rozdelenia *c* (dvojsľudný granit) sú si blízke podľa  $S^2$  na 72,75 %. Súbor nižších hodnôt tohto rozdelenia so súborom rozdelenia *d* (muskovit-biotitický až biotitický granit) podľa  $S^2$  je blízky na 76,36 % a súborom rozdelenia *f* (z prác Tausona et al.) na 45,78 %. Súbory rozdelenia *d* a *f* podľa  $S^2$  na 69,79 %.

obr. 37

Súbor rozdelenia *c* (dvojsľudný granit) a *d* (biotitický granit) sú podľa  $S^2$  blízke na 73,21 %.

obr. 38

Súbor s nižšími hodnotami z rozdelenia *e* je so súborom rozdelenia *f* podľa  $S^2$  blízke na 58,93 % a so súborom rozdelenia *b* podľa  $A$  blízke na 24,49 %.

obr. 39

Súbor rozdelenia *a* so súborom rozdelenia *b* sú podľa  $A$  blízke na 55,49 %.

obr. 49

Súbory rozdelenia *a* (kryštalické dolomity s Fe-dolomitom) a rozdelenia *c* (sideritizované kryštalické dolomity) sú podľa  $S^2$  zhodné na 80,94 %. Súbor rozdelenia *c* je však zhodný podľa  $A$  so súborom rozdelenia *b* (kryštalické kalcit-dolomitické horniny) na 88,25 %.

obr. 50

Súbor rozdelenia *a* so súborom rozdelenia *b* sú si podľa  $A$  blízke na 40,13 %.

obr. 51

Súbor rozdelenia *a* so súborom rozdelenia *c* sú podľa  $A$  blízke na 38,26 % a podľa  $S^2$  na 49,82 %.

obr. 52

Súbor rozdelenia *a* so súborom rozdelenia *b* je podľa  $A$  zhodný na 75,40 % a podľa  $S^2$  sú si blízke na 34,13 %. Súbor rozdelenia *a* so súborom rozdelenia *c* je podľa  $A$  blízky na 41,75 %. Súbory rozdelenia *b* a *c* sú podľa  $A$  blízke na 48,20 % a podľa  $S^2$  zhodné na 83,60 %.

obr. 65

Súbor rozdelenia *a* so súborom rozdelenia *b* sú podľa  $A$  blízke na 42,22 %.

obr. 66

Súbor rozdelenia *a* so súborom rozdelenia *b* je podľa  $A$  zhodný na 75,05 %.

obr. 68

Súbor rozdelenia *a* so súborom rozdelenia *b* je podľa  $A$  zhodný na 45,96 % a podľa  $S^2$  blízky na 58,79 %.

obr. 79

Súbor rozdelenia *c* so súborom rozdelenia *d* je podľa  $S^2$  blízky na 30,97 %.

obr. 90

Súbor rozdelenia *c* je so súborom najvyšších hodnôt rozdelenia *e* podľa  $S^2$  blízky na 49,55 %.

## Literatúra

- AHRENS, L. H. 1954a: The lognormal distribution of the elements (2), *Geochim. cosmochim. Acta*, 6, 121—131.
- AHRENS, L. H. 1954: The lognormal distribution of the elements. *Geochim. cosmochim. Acta*, 5,
- ALEXANDROVA, G. V. 1966: Prikontaktovyje metasomatity granitoidov Severo-Vostočnovo Zabajkafja. *Metasomatičeskije izmenenija bokovyh porod i ich roľ rudoobrazovanii*, Izd. „Nedra“, Moskva.
- AHLBURG, J. 1913: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des Oberungarischen Erzgebirges, *Mitt. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Reichsanst.*, 20. 7. Budapest.
- ANDERSON, CH. A. 1950: Alteration and metallization in the Bagdat porphyry copper deposit, Arizona, *Econ. Geol.* 45, 609—628.
- ANDRIAN, F. 1859: Bericht über die Obersichtsaufnahme des Gömör Comitates während des Sommers 1958, *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, X, Wien.
- ANDRUSOV, D. 1958: *Geológia československých Karpát*, Vydav. Slov Acad. Vied Bratislava.
- BABČAN, J. 1972: Die Thermodynamischen Voraussetzung der Metasomatose in Karbonatsystemen, *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen. Geol.*, 22, Bratislava, 155—168.
- BABČAN, J. 1974: Die Modellierung der Niedertemperatur — Metasomatose von Karbonaten durch Siderit, *Geologický zborník — Geologica Carpathica*, 25, 1, Bratislava, 53—63.
- BAJANÍK, Š. 1960: Poznámky ku geológii územia medzi dolinou Tešnáarka a obcou Hnilec, *Geol. Práce, Správy* 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAJANÍK, Š. 1963: Správa o sledovaní fluoru a bóru v hnileckom granite, *Manuskript-archív Geofondu*, Bratislava.
- BAJANÍK, Š. 1976: To petrogenesis of Devonian volcanic of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, ložiská, 2, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 75—92.
- BARAN, J. 1962: Ročná správa o ložiskovom výskume rudného rajónu Hirschkoche, medzi Rakovcom a Hnilcom. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- BARAN, J.—DRNZÍKOVÁ, L.—MANDÁKOVÁ, K. 1970: Sn-W zrudnenie viazané na hnilecké granity, *Mineralia Slov.* 2, 6, Bratislava—Spišská Nová Ves.
- BARAN, J.—DRNZÍK, E.—DRNZÍKOVÁ, L.—MANDÁKOVÁ, K. 1971: Doterajšie výsledky overovania Sn-W anomálie v Medvedom potoku, *Mineralia Slov.* 3, 10, Bratislava—Spišská Nová Ves.
- BARTOŠEK, J.—CHLUPÁČOVÁ, M.—KAŠPAREC, I. 1972: Výzkum přirozené radioaktivity slabě aktivních hornin, *Manuskript-archív Geofondu*, Bratislava.
- BAUMGÄRTEL, B. 1902: *Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten*, *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, 3, Wien.
- BEŇKA, J. 1973: Mineralógia a geochemia sideritu z ložiska Mlynky a Vlachovo, *Geol. Práce, Správy* 61, *Geol. Úst. kD. Štúra*, Bratislava, 89—99.
- 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—117.
- BERG, G. 1927: Über den Begriff der Rejuvenation und seine Bedeutung für die Beurteilung von Mineral-Paragenesen, *Fortschr. die Mineralogie, Kristallographie und Petrographie*, 12, Jena.
- BERNARD, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwespatgänge mit Sulfiden in Gebiet von Rudňany, *Geol. Práce, Zošit* 58, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- BERNARD, J. H.—HANUŠ, V. 1961: Postavení hematitu (spekularitu) a magnetitu v celkove sukcesii hydrotermálnych ložísek Spišsko-gemerského rudohoří, *Věst. Ústř. Úst. geol.* 365-Praha, 343—345.
- BERNARD, J. H.—HANUŠ, V. 1962: Vývoj názorů na časovou postupnost a etapy hydrotermálního zrudnění ve Spišsko-gemerském rudohoří. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, Praha.



- BORODAJEVSKIJ, N. I.—BORODAJEVSKAJA, N. B. 1947: Berezovskoje rudnoje pole, Metallurgizdat.
- BÖCKH, H. 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashbung didder (Com. Gömör), Mitt. Jahrb. Ung. Geol. Anst, 14, Budapest.
- BUTHER, J.—VANDERWILT, W. 1933: The Climax molybdenum deposit Colorado U. S. Geol. Surv. Bull. 846. C.
- BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika, Věst. Ústř. geol. 30, Praha.
- CLAR, E. 1954: Über Paralell-Schräg und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten, Tscherm. Min. Petr. Mitt., 4.
- CLAR, E.—FRIDRICH, O. 1933: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in der Ostalpen. Zeitschrift für praktische Geologie, Halle.
- ČEKALOVÁ, V. 1953: Geologické pomery ložiska Sadlovska pri Rožnave, Geol. Zborník, 4, 3—4. Bratislava.
- ČORNÁ, O. 1972: O nachodke organičeskich ostatkov v betliarskich slojach (Spiško-Gemerskie Rudnyje Gory, Slovakija, nižnij paleozoj), Geologica Carpath., 23, Bratislava 379—382.
- DENBIGH, K. 1961: The Principles of Chemical Equilibrium, Cambridge Univ. Press.
- DEGENHARDT, H. 1959: O geochimickom raspredelenii cirkonija v litosfere, Geochimija redkich elementov, Izd. inostr. liter. Moskva.
- DRNZÍK, E. 1965: K vzájomným vzťahom osobitných typov zrudnení v perme severnej časti gemeríd, Geol. Práce, Správy 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- DRNZÍKOVÁ, L.—MANDÁKOVÁ, K.—DRNZÍK, E.—BARAN, J. 1975: Kritéria cínonosnosti metalogenetickej špecializácie niektorých typov granitov Spiško-gemerského rudohoria, Mineralia Slov. 7, 1—2, Spišská Nová Ves, 53—59.
- ĐURKOVIČOVÁ, J. 1968: Mineralogicko-geochemický výskum biotitov z granitoidných hornín Západných Karpát, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ĐUROVIČ, S. 1957: O lognormálnom rozdelení prvkov, Geol. Zborník, 8, 2, Bratislava, 306—323.
- FIALA, F. 1950: Několik geologicko-petrografických poznámek o žulách severního a severo-západního okolí Horního Slavkova, Věstník Ústř. Úst. Geol. 25, Praha, 92—95.
- FOULON, H. B. 1892: Mineralogische Notizen. Verhandl. d. k. k. Geol. Wien, 171—178.
- FUSÁN, O.—KAMENICKÝ, J.—KUTHÁN, M. 1953: Geologický prehľad Spiško-gemerského rudohoria, Geol. Zborník, 1—2, Bratislava.
- FUSÁN, O.—MAŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spiško-gemerského paleozoika, Geol. Práce, Správy 2, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava.
- FUSÁN, O. 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. Práce Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava.
- FUSÁN, O.—ILAVSKÝ, J.—KOTÁSEK, J.—KRS, M.—SMÍŠEK, M.—ULMANN, J. 1965: Geologická interpretace tíhových a aeromagnetických měření ve Spiško-gemerskem rudohorí. Západné Karpáty 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.
- GRECULA, P. 1970: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spiško-gemerského rudohoria. Mineralia Slov., 2, 7, Spišská Nová Ves.
- GRECULA, P. 1971: Nové poznatky o časových vzťahoch medzi žulovými intrúziami, prešmykmi a zrudnením v Spiško-gemerskom rudohorí, Mineralia Slov., 10, Spišská Nová Ves.
- GUBAČ, J. 1958: Paregenéza minerálov a jej termodynamický charakter, Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GUBAČ, J.—KLINEC, A. 1959: Nové výskyty gemeridných granitov a granitizovaných hornín v centrálnej časti gemeríd, Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GUBAČ, J. 1963: In. Š. BAJANÍK 1963.
- GUBAČ, J. 1963a: Okolorudné premeny verukána v Spiško-gemerskom rudohorí. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- GUBAČ, J. 1962: Niekoľko poznámok ku genéze gemeridných granitov, Geol. Práce, Správy 25—26, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GUBAČ, J. 1965a: O razvitii kislotnosti rudosnykh rastvorov pri izmenenii porod porfirovo vulkanizma i jevo vlijanije na rozloženie žiŕnych mineralov v Spišsko-gemerskom rudogorii. Zborník Karpato-Balkanskej geologičeskoj asociácii 7. kongress, Doklady, 3, Sofija.
- GUBAČ, J. 1965: On Migration of Chemical Elements in Porphyroids of Gelnica Series Accompanying Carbonatic Ore Mineralization, Geochemie v Československu, Ostrava, 415—423.
- GUBAČ, J. 1968: Nová mikroskopická metóda merania špecifických váh minerálov, Časopis pro mineralogii a geologii 13,1, Praha.
- GUBAČ, J. 1969: Petrografia a geochemia hlavných petrografických hornín karbónu a rakoveckej série, Západné Karpaty 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GUBAČ, J.—RALBOVSKÝ, E.—ELIÁŠ, K. 1971: Správa o štruktúrnom vrte HG-1, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GUBAČ, J. 1973: Karbonatické horniny paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria, Západné Karpaty 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GUBAČ, J. 1975: Fuchsite of the Spišsko-gemerské Rudohorie, Mts. Proceedings of the X<sup>th</sup> congress of Carpatian-Balkan geological Association, Bratislava 50—61.
- GUBAČ, J. 1975a: Program ROZSPOJ 1 pre popis štatistických súborov v geológii, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GOLDSCHMIDT, V. M. 1911: Die Gesetze der Mineralassoziation vom Standpunkt der Phasenregel, Zeitschr. f. anorg. Chemie 71, 313—322.
- GOLDSCHMIDT, V. M. 1922: Die Injektions Metamorphose im Statvenger Gebiete Vidensk, 10, Kristiania.
- HALAHYOVÁ—ANDRUSOVÁ, G. 1957: Mineralógia a paragenéza Co, Ni-minerálov v Dobšinej, Geol. Práce, zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HALAHYOVÁ—ANDRUSOVÁ, G. 1964: O genéze dobšinských rudných žíl, Geol. Práce, Správy 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HANUŠ, V. 1963: Über die Entstehungsgeschichte metasomatischer Sideritlagerstätten in Westkarpaten, Sborník Ústf. Úst. Geol., oddíl. geol. 28, Praha. 497—522.
- CHMELÍK, J.—SNOPKO, L. 1961: Využitie petrografických kritérií pri stratigrafii pačanských vrstiev v záp. časti Spišsko-gemerského rudohoria, Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1956: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria, Manuskript-archív, Geol. prieskum v Spišskej Novej Vsi.
- ILAVSKÝ, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, Geol. Práce, Zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1960: Vyhľadávanie skrytých ložísk sideritových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí, Geol. prieskum, 2, 8, Praha.
- ILAVSKÝ, J.—MROZEK, J. 1960: Gotlandské dolomity a ich vzťahy k pyritovému zrudneniu v Smolníku, Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1964: Problémy metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria, Správy o geologickom výskume v r. 1964, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1973: O metalotektoch alebo rudolokalizujúcich faktoroch stratiformných a vulkanogeno-sedimentárnych ložísk, Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1974: Príspevok k paleografii gelnickej série gemerid na základe rozšírenia stratiformných zrudnení, Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, ložiská, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—97.
- IVANOV, M. 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami, Geolog. Zborník 4, Bratislava.
- JARCHOVSKÝ, T. 1962: Entstehung der Feldspatsaume (Stockheider) an der Kontakten von Granit und Greisenstöcken im Erzgebirge, Krystalinikum 1, Praha 71—80.

- JEFREMOVÁ, V. C. 1958: O javlenijach perekristalizacii i metasomatoza v kislych effuzivach na kontakte s Vostočno-Kounradskoj granitnoj intruzijej (Centralnyj Kazachstan) Trudy inst. Geol. rud. mestoroždenij, petrog., miner. i geochimii, 21, Izd. AN SSSR.
- JOHANNES, W. 1968: Experimentale Sideritbildung aus Kalcit und  $\text{FeCl}_2$ , Contr. Mineral. and Petrol 17, 155—158.
- JOHANNES, W. 1969: Siderit-Magnetit-Mischkristallbildung im System  $\text{Mg}^{2+}$ - $\text{Fe}^{2+}$ - $\text{CO}^{2+}$ - $\text{Cl}$ - $\text{H}_2\text{O}$  Contr. Mineral. Petrology, Berlin—New-York, 18, 311—318.
- KAMENICKÝ, J. 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria, Geol. Zborník, 7, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J.—KAMENICKÝ, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria, Geolog. Práce, zošit 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J.—MARKOVÁ, M. 1957: Petrografické štúdiá fylitov diabázovej série gemeríd, Geol. Práce, zošit 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOR, J. 1957:  $\text{A}^{40}/\text{K}^{40}$  metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit, Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOR, J. 1962: Izotopy „obyčajného“ olova na niektorých západokarpátskych ložiskách, Geol. Práce, zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAZICYN, Ju. V. 1970: O neobchodimosti vydelenija oksentalitov novoj formacii okolorudnych meosomatitov, Problemy metasomatizma, Izd. „Nedra“, Moskva.
- KŇAZEV, I. I. 1954: Gidrotermaľno izmenenije karbonatnye porodny, Izmenenije okolorudnyje porodny i ich poiskovoje značenie, Gosgeoltechizdat, Moskva.
- KORDIUK, B. 1941: Junge granite Vererzung des Slovakischen Erzgebirges, Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie, Stuttgart.
- KORŽINSKIJ, D. S. 1936: Podvižnosť i inertnosť komponentov pri metasomatoze, Izd. Akad. Nauk. SSSR, ser. geolog., 1.
- KORŽINSKIJ, D. S. 1947: Filtracionnyj efekt i jevo značenie v geologii, Izd. Akad. Nauk. SSSR, ser. geol., 2.
- KORŽINSKIJ, D. S. 1955: Očerok metasomatičeskich procesov, Osnovnyje problemy v učenii o magmatogennyh rudnych mestoroždenijach, Izd. Akad. Nauk. SSSR, Moskva.
- KORŽINSKIJ, D. S. 1956: Zavisimost' aktivnosti komponentov ot kislosti roztokov i posledovateľnosť reakcii pri postmagmatičeskich procesoch. Geochimija, 7.
- KORŽINSKIJ, D. S. 1957: Fiziko-chimičeskije osnovy analiza paragenezisov mineralov, Izd. Akad. Nauk. SSSR, Moskva.
- KORŽINSKIJ, D. S. 1970: Problemy metasomatičeskich procesov Problemy metasomatizma, Izd. „Nedra“, Moskva.
- KORŽINSKIJ, D. S. 1974: Teoretičeskije osnovy analiza paragenezisov mineralov, Izd. „Nedra“, Moskva.
- KORŽINSKIJ, A. F. 1964: Gidrotermaľno zmineni porodi i jich značenie dľa rozuminnja procesov rudotvorennja, Naukova Dumka, Kijev.
- KRIST, E. 1954: Karbónske zlepenice bindrudňanského vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, Geol. Práce, zošit 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KUDENKO, A. A.—STECENKO, V. P. 1966: Ob odnosu iz putejzručeniya gidrotermaľno izmenenych dolomitizovannyh karbonatnyh porod, Metasomatičeskije izmenenija bokovyh porod i ich rol v rudoobrazovanii, Izd. „Nedra“, Moskva.
- KUŽVART, M. 1956: Ložiska mastku ve Spišsko-gemerskem rudohoří na Slovensku. Sborník Ústí. Úst. Geologického, odd. geologické, 2, 23, Praha.
- LANDA, E. A. 1970: K voprosu ob objemnyh otnošenijach v metasomatičeskich reakcijach, Problemy metasomatizma, Izd. „Nedra“, Moskva.
- LINDGREN, W. 1901: Metasomatic processes in fissure veins, Trans. Amer. Inst. Min. Eng., 30.
- LINDGREN, W. 1925: Metasomation, Bult. Geol. Soc. Amer., 36.
- LINDGREN, W. 1933: Mineral Deposits 4 th. Ed. Nex. York.

- LOUPEKIN, S. 1947: Graphical derivation of refractive index for the trigonal carbonates, *The Amer. Mineralogist*, 32, 9 and 10.
- MACKAYA, R. A. 1946: The control of impounding structures on the ore deposition, *Econ. Geol.* 41, 1.
- MAHEL, M. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl 2. Západní Karpaty, 1, Naklad. Čsl. Akad. Věd, Praha.
- MAHEL, M.—VOZÁR, J. 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severo-gemeridnej synklinále, *Geol. Práce, Správy* 56, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 47—66.
- MANDÁKOVÁ, K.—DRNZÍKOVÁ, L.—HUDÁČEK, J. 1971: Eruptívne horniny v rudňanskom rudnom poli a ich metasomatické produkty, *Mineralia Slov.*, 3, 11, Bratislava—Spišská Nová Ves, 215—230.
- MAŠKA, M. 1956: Některé problémy metalogenese a hledání rudních ložisek v Spišsko-gemerském rudohoří, *Geol. Práce, Správy* 8, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- MAŠKA, M. 1957: Poznámky o předterciární metalogenezi Západních Karpat, zvláště Spišsko-gemerského rudohoří, *Geol. Práce* zošit 46, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- Mac, ALISTER, D. A. 1908: Geological aspect of the lodes of Cornwall, *Econom. Geol.*, 12, 5.
- MATĚJKA, AI.—ANDRUSOV, D. 1931: *Apercum de la geologie centrale et des rég. avorisinaites*, Knihovňa stát. geol. ústavu 13 A, Praha.
- NAKOVNÍK, N. J. 1954: Greizeny, Izmennyje okolorudnyje porody i ich poiskovoje značeniye. *Gosgeoltechizdat, Moskva*.
- NIGGLI, P. 1950: Probleme der Gesteinmetamorphose, *Schweiz. Mineralog. Petrograph. Mitteilungen*, 30, Zürich.
- NOVÁK, F. 1959: Závěrečná zpráva o geochemicko-mineralogickém výzkumu ložiska Mária Baňa a okolí za rok 1958—1959, *Manuskript-archív Ústavu nerostných surovin, Kutná Hora*.
- NOVÁK, F. 1962: Kritéria alpinských regeneračních procesů na hydrotermálních ložiskách gemerid, *Geol. Práce, zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- ONČÁKOVÁ, P. 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl, *Geol. Práce, zošit 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- ONDREJKOVIČ, K.—MACKO, J.—KOTRAS, J. 1964: Správa o výpočte zásob Cu-pieskovcov, *Manuskript-archív Geofondu, Bratislava*.
- PECHO, J. 1969: Nové poznatky o geologickej stavbe územia medzi Novoveskou Hutou a Súfovou, *Geol. Práce, Správy*, 48, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- PIŠA, M. 1962: Mineralogické poměry na rudních žilách v oblasti Gretla-Ráztoky-Bindt u Spišskej Novej Vsi, *Sborník Úst. Geologického, 27, oddíl Geologický, Praha*, 497—522.
- POPREŇAK, J. 1964: Správa a výpočet zásob z okolia šachty Rudňany-západ, *Manuskript-archív Geofondu, Bratislava*.
- REDLICH, K. A. 1903: Über das Alter die Entstehung einiger Erz und Magnetitlagerstätten der steirischen Alpen. *Jahrb. d. k. geolog. Reichsanstalt, Wien*.
- REDLICH, K. A. 1908: Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichartigen Vorkommen der Ostalpen, *Zeitschr. prak. Geol.*, 16, 7.
- REGULY, E. 1907: Geologische Verhältnisse des zwischen Nagyveezneres und Kras nahorkaváralja gelegenen Abschnittes des Szepes-Gömörer Gebirges, *Jahresbericht der kpl. ungarischen geologischen Anstalt für 1905*.
- ROJKOVIČ, I. 1968: Mineralogical Geochemical of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., *Geologický Zborník, geologica Carpathica*, 19, 1, Bratislava 179—204.
- ROZLOŽNÍK, P. 1912: Die montangeologische Verhältnisse von Aramyida, *Mitt. Jahrb. Ungar. Geolog. Reichsanst., Budapest*.
- ROZLOŽNÍK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend voin Dobšina, *Geologica Hungarica series Geologica* 5.
- ROZLOŽNÍK, L. 1965a: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej, Západné Karpaty 4, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.

- ROZLOŽNÍK, L. 1965b: Analýza štruktúrno-metagenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami, Západné Karpaty, zošit 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RUB, M. G. 1969: Osobnosti olovonosnych magmatických komplexov, Geologija mestoroždenij olova zarobežnych stran, Izd. „Nedra“, Moskva.
- SCHÖNENBERG, R. 1947: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen), Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 99, Stuttgart.
- SCHWARTZ, G. M. 1958: Gidrotermalnyje izmnenenija vměščajuščich porod kak poiskovyj priznak, Problemy rudných mestoroždenij, Izd. inostr. li., Mostkva.
- SNOPKO, L. 1957: Predbežná správa o tektonike a metamorfóze kryštalinika Spišského príkrovu v povodí rieky Slanej, Geol. Práce, Správy 11. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. 1962: Štúdium drobnotektonických prvkov vzniklých pri metamorfóze paleozoických útvarov v západnej časti Spiško-gemerského rudohoria, Geol. Práce, zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1963: Správa o palynologickom výskume staropaleozoických vzoriek Spiško-gemerského rudohoria, Správy o geol. výskumoch v 1963, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava.
- STEJSKAL, J.—VACHTL, J. 1936: Nástin geologických poměrů okolí Dobšinej, Carpatica, Praha.
- ŠLYGIN, A. 1970: Zonálnosť produktov metasomatičeských procesov, Izmenenye okolorudnye porody i ich poiskovojе značeniya, Gosgeoltechizdat, Moskva.
- ŠTEMPROK, M. 1962: Druhotné přeměny cínovecké žuly. Věstník Ústř. Úst. Geologického 37, 1, Praha 41—44.
- ŠTEMPROK, M. 1964: On the transition of pegmatites into tin tungsten and molybdenum bearing veins, Sborník Geol. Věd. ložisková geológia, 2, Praha.
- ŠTEMPROK, M. 1965: Petrografie a vertikální rozsah mineralizace v cínovecké žulové klenbě, Sborník Geol. Věd, ložisková geológia, 5, Praha 7—106.
- TAUSON, L. V.—CAMBEL, B.—KOZLOV, V. D.—KAMENICKÝ, L. 1974: Predvariteľnoje sravnenije olovonosnych granitov vostočnovo zabajkaľja, Krušnych gor i Spiško-gemerskovo rudogorja, Geol. Sborník, Geologica Carpatica, 1, Bratislava.
- TAUSON, L. V. 1974: The geochemical types of granitoids and their potential ore capacity, Metallization Associated with Acid Magmatism, 1, International Geological Correlation programme, Ústř. Úst. Geologický, Praha, 221—227.
- TAUSON, L. V.—CAMBEL, B.—KOZLOV, V. D.—KAMENICKI, L.—GUBAČ, J. 1976: Osobnosti raspredelenija redkich elementov v kupolách gemeridných granitov (Západné Karpaty, ČSSR) Ježegodnik 1974. Sibirskij institut geochimii, Izd. „Nauka“, Novosibirsk, 45—48.
- TRÉGER, M. 1972: Rádiogeochemická charakteristika niektorých gemeridných granitov, Mineralia Slov. 4, 16. Bratislava—Spišská Nová Ves, 267—277.
- TRDLIČKA, ZD. 1962: Mineralogicko-geochemický výskum mastku a polymetalického zrudnení na ložiskách magnezitu na Slovensku, Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1976: Výskyty magnezitu v evaporitoch Západných Karpát, Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochémia. ložiská, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—149.
- VÁCLAV, J. 1965: Mineralogicko-paragenetické pomery ložiska Mária-Margita pri ochtinej, Geol. Práce, Správy 34, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VACHTL, J. 1938: O karbónu medzi Dobšinou a Koterbachy. (Slovenské Rudohoří). Sborník Stát. Geol. Ústavu ČSSR, 12, Praha, 65—98.
- VACHTL, J. 1937: Žula od Hnilca ve Slovenském Rudohoří, Sborník Stát. Banského múzea, Banská Štiavnica.
- VARČEK, C. 1953: Správy o výskume metalogenetických pomerov v okolí Rožňavy, Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VARČEK, C. 1955: K otázke vzniku a rozšírenia albitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy, Geol. Práce, Správy 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 86—92.

- VARČEK, C. 1957: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera, Geol. Práce, Zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VARČEK, C. 1959: Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spišsko-gemerskom rudohorí (Kandidátska dizertačná práca), Manuskript-archív, Prírodovedeckej fakulty ÚK, Bratislava.
- VARČEK, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a v priestore, Geol. Práce, zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VARČEK, C. 1963: Co, Ni-minerály z Nižnej Slanej, Acta Geol. Geog. Univ. Comen., 8, Bratislava.
- VARČEK, C.—HORNÁČEK, P. 1963: Nové poznatky o mineralógii ložiska Nižná Slaná, Acta Geol. Geog. Univ. Comen., 8, Bratislava.
- VARČEK, C. 1976: Výskum genetických a paragenetických pomerov rudných ložísk Západných Karpát za rok 1971—1975. Záverečná správa Manuskript-archív Geofondu, Bratislava.
- VARGA, I. 1971: Prejavy hercýnskych orogenných fáz vo vývoji permu gemeríd, Geol. Práce, Správy 57, Bratislava, 349—360.
- VARGA, I. 1975: Petrochemická a petrometalogenetická charakteristika gemerídnych žúl, Mineralia Slov., Spišská Nová Ves, 35—52.
- VINOGRADOV, A. P. 1962: Strednije sodržanija chimičeskich elementov v glavnych tipach izveržených gornach porod zemnoj kory, Geochimija, 7, 555—571.
- VOIT, F. W. 1901: Geologische Schilderung der Lagerstättenverhältnisse von Dobschau in Ungarn. Jahrb. geol. Reichsanstalt, 50, Wien.
- VOZÁROVÁ, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria, Západné Karpaty, zošit 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- WHITMORE, D. R. E.—BERY, L. G.—HAWLEY, J. E. 1946: Chrome micas, The Am. Miner., 31, 1, and 2.
- WINKLER, H. G. F. 1965: Die Genese der metamorphen Gesteine, Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg-New York.
- ZAVARICKIJ, A. N. 1929: Geologičeskij očerk mestoroždenij mednych rud na Urale, 1—2, Geol. koma.
- ZELENKA, L. 1927: Přehled geologických poměrů okolí Krompach na Slovensku, Věstník Stát. Geol. Úst., 3, Praha.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o kryštalíniku Západných Karpát, Věstník Stát. Geol. Úst. ČSR, Praha.
- ZOUBEK, V. 1937: Dva nálezy rud v mezozoiku Ľumbierskej zóny, Věstník Stát. Geol. Úst. ČSR, Praha.
- ZOUBEK, V. 1954: Přehled geologických poměrů Spišsko-gemerského rudohorí, Manuskript-archív Geofondu, Praha.
- ŽARIKOV, N. A. 1966: Nekotoryje zakonomernosti metasomatičeskich procesov, Metasomatičeskije izmenenija bokovyh porod i ich roľ v rudoobrazovanii, Izd. „Nedra“, Moskva.

## WALLROCK ALTERATIONS IN DEPOSITS OF SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE MOUNTAINS

### Summary

#### Generally on alterations

In prospecting for mineral resources most attention was paid to natural phenomena associated with occurrences of mineral raw material. So was it also in the case of the Spišsko-gemerské rudohorie ore mountains. F. Andrian (1959) writes as follows about the experience of miners from mining Co, Ni-ores at Dobšiná: „Ore veins are always in gabbro only and not in the so-called „Hiebschiefer“. After recognition of epigenetic nature of ore veins the phenomena associated with ore-mineralization were studied with the purpose to reveal relations between wallrock alterations and ore extent and contents of the research concerning wallrock alterations.

In this paper such alteration process is dealt with which forms a genetic complex with the process of hydrothermal development of mineral raw material. Changes in conditions of one process will be reflected in the course of the other. It is desirable that we can explain:

1. which metasomatic manifestations of wallrock alterations form one regular unit with the development of mineral raw material;
2. what is the development of wallrock alterations in time and space;
3. which change is appropriate to the solutions proper in time and space.

The analysis of these problems is physical-chemical in its nature. It is mostly based on publications by V. M. Goldschmidt and D. S. Korzhinski. I denoted components of open systems of extensive nature as equilibrated, and those of intensive nature — as non-equilibrated. The purpose of the physical-chemical analysis is to define physical-chemical factors controlling the course of the process.

I have studied the course of the process, basing upon the supposition about possible determination of such paragenetic mineral association that may be regarded as a product of one chemical reaction (J. Gubač 1968). I regard the analysis of structure of metamorphosed rocks as an introduction to physical-chemical valuation of metasomatism. It is supported by thorough mineralogical analysis. Quantitative tenors of the individual minerals were determined both optically and by X-ray

quantity analysis. Geochemical analysis was also applied in valuating the alteration in question. Distribution of chemical elements was valuated by statistical methods applied by computers.

### **Geology, petrography and deposits in the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains)**

The name „Spišsko-gemerské rudohorie“ is an orographic term for the eastern part of the Slovenské rudohorie (the Slovak ore mountains). It is a tectonic unit denoted as the Gemerides. The results of the study of geological structure are in publications by D. Andrusov (1958) by M. Maheľ and al. (1967). In the latter, O. Fusán paid most attention to formations of the central part — the place of the most important ore mineralizations.

The internal part of the Gemerides consists of the Paleozoic. The Cretaceous granites intruded into earlier Paleozoic. At the north and south younger formations — mostly Mesozoic — developed. At present the Paleozoic in the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains) is divided into: the Gelnica group, the Rakovec group, the Carboniferous and the Permian. A simplified picture of the formations is in Fig. 1.

The Gelnica group consists predominantly of clastic members with indications of flyschoid sedimentation. They contain thick layers of rocks of the porphyry volcanism, and also carbonate rocks, rocks of the phyllite group often of quartzitic nature. The rocks of the Gelnica group were affected by regional dynamometamorphism. Consequently, the rocks of the Gelnica group are phyllites, crystalline carbonates and porphyroids. Fig. 2 shows a facies diagram with figurative points of chemical analyses on samples of the rocks of the porphyroid group. Figurative points of chemical analyses of carbonate rocks are in Fig. 4.

The Rakovec group is representative of the period of geosynclinal subsidence associated with extensive initial, mostly basic volcanism. The Rakovec group displays the character of a lower detrital formation of flyschoid nature. The rocks of the Rakovec group were affected by regional metamorphism. Formerly the group was denoted as phyllite-d diabase and in the past — as phyllite series. Altered rocks of diabase volcanism have the nature of green schist (cf. J. Gubač 1969). Basic rocks are associated with intermediary and ultrabasic rocks. Volcanic rocks were affected by autometamorphosis besides dynamometamorphosis. Thus, for example basic rocks which are most abundant, were affected also by spilitization. Described were also intrusive rocks like Quartz-diorite, gabbrodiorite and gabbro (cf. L. Kamenický, M. Marková 1957). Some figurative points in facies diagrams in Fig. 3 refer to the samples of rocks of the Rakovec group.

The Carboniferous in the Spišsko-gemerské rudohorie is regarded as a transgres-



sive formation. The Carboniferous often commences with basal conglomerates (O. Fusán 1959). The conglomerates have the nature of metaconglomerates and their material composition shows close relationship to petrography of subjacent formations. In the northern Spišsko-gemerské rudohorie with the Rakovec group in the basement, it is the so-called Bindt-Rudňany facies, and in the southern Spišsko-gemerské rudohorie with the Gelnica group in the basement, it is the Rožňava facies.

In the Carboniferous rocks are thick layers of carbonate rocks. They may be referred to two principal facies, viz. to the rocks with dolomite containing predominant Mg, and to the rocks with dolomite containing predominantly Fe. The division concerns all carbonate rocks in the Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie (J. Gubač 1971). In the Carboniferous proper predominant are carbonate rocks of the first group. The rocks lack calcite, and contain magnesite. They are crystalline magnesites of the „Veitsch“ type. I suppose that their history was affected by sedimentary, diagenetic and metamorphic processes. On the contact between carbonate and silicate rocks, particularly the rocks of diabase volcanism, talc formed. Besides diabase rocks, the Carboniferous beds contain thick layers of beds of the phyllite group. Figurative bodies of noncarbonate rocks are in facies diagram in Fig. 3 and of carbonate rocks — in Fig. 4.

Permian rocks in the Spišsko-gemerské rudohorie belong to two principal facies. Most extensive is the continental facies known as „verrucano“. This is mostly in the northern Spišsko-gemerské rudohorie. In its southern part marine Permian was recognized, in a limited extent though. The continental Permian comprises quartz porphyries and pyroclastics. That means the termination of the Hercynian stage. The continental Permian beds display characters of a Molasse formation. Present are gypsum and anhydrite layers. The continental — lagoonal sedimentation of the Permian is followed by the Werfenian sedimentation with characters of marine sedimentation, particularly the carbonate content. Metamorphosis is predominantly of dislocation character.

Among the Mesozoic rocks most important are the Gemeride granites. J. Kantor (1957) determined the age of the Gemeride granites to 98 m. y. by the  $A^{40}/K^{40}$  method and supported thus opinions of some authors formerly regarding the Gemeride granites as Cretaceous. It follows that the intrusion of granites was associated with the Alpine orogenic processes. The rocks crop out in a small extent only (Fig. 1). Modern geophysical methods proved more extensive distribution of granitic rocks at greater depths (O. Fusán et al. 1965). This is emphasized here since more authors regard the Gemeride granites as a source of ore-bearing solutions. For this reason the rocks were paid considerable attention. Among petrographical publications interesting are those by J. Vachtl (1937), P. Ončáková (1954), J. et L. Kamenický (1955). Petrogenesis of the Gemeride granites is well represented by the profile of the drill hole HG-1 in Fig. 5. In the top parts are muscovitic — or tourmaline-muscovitic granites. Below is biotite. On the transition from granites without biotite to granites with biotite are granite porphyries. Below the granite

porphyries are two-mica granites. Still lower are muscovite-biotite granites and finally biotitic granites.

The vein mineralization in the Spišsko-gemerské rudohorie is illustrated by a scheme of the development of some ore veins in time as presented in Fig. 6. Successive relations on the vein Bernardi in the rocks of the porphyry volcanism are from C. Varček (1959). A succession on siderite veins with Co, Ni-mineralization in the Rakovec group near Dobšiná was described by G. Halahyiová-Andrusovová (1957). Paragenetic relations of vein mineralization around Rudňany were treated by J. H. Bernard (1961). They are veins in the Rakovec group and in the Carboniferous. They extent up to the Permian. A succession on veins in the Permian rocks of the northern Spišsko-gemerské rudohorie, on the 5<sup>th</sup> vein of the Gretla deposit was described by M. Píša (1962). Ore-mineralizations were also recognized in the Gemeride granites. Greisenization was mentioned by J. Vachtl (1937). Anomalous concentrations of cassiterite were mentioned by J. Baran et al. (1970—1971).

In explaining the paragenetic relations in hydrothermal mineralization in the Spišsko-gemerské rudohorie, more authors mentioned the influence of geologic environment. Paragenetic analysis of altered wallrocks was, however, missing.

## Wallrock alterations

### Alterations of granites

Alterations of granites are due to solutions separated from the crystallizing magma either in the place of genesis of the rock analysed — the early stage, or in deeper parts of a granitoid body — the middle stage. Alterations of the early stage followed immediately the crystallization of magma. The first case of high-thermal mineralization is characterized by feldspatitization, the second — by greisenization and tourmalinization. Paragenetic relations of the high-thermal mineralization are given in Fig. 7. Greisenization is contemporaneous with crystallization of cassiterite and of minerals with volatile components. They are such like fluorite, topaz, apatite a. o. Feldspatitization is associated with the genesis of minerals of rare earths and of radioactive elements. Formation of K-feldspars is associated with biotite. Crystallization of sulphide minerals in the Gemeride granites is related to both the first and the second cases, but it is best developed when associated with formation of tourmaline and cassiterite.

Higher thermal alterations are rather quickly replaced by lower thermal alterations. Muscovite is replaced by sericite, oligoclase by albite, and biotite by chlorite. Crystallization of quartz is often associated with crystallization of sulphide minerals. In Fig. 12 are facies diagrams of lower thermal mineralizations. They are alterations of the middle stage.

The final stage of alterations is represented by formation of a mineral association resembling the products of weathering. The final stage will not be discussed here.

Tables 1 and 2 show the results of chemical and mineralogical analyses of more samples of the Gemeride granites. Chemical composition of minerals is documented by measured values of refractive indexes and of specific gravity. The microphotographs enclosed show the position of individual minerals in the structure of the rocks under study. Figurative points of chemical analyses are plotted in Zavaricki's projection of petrochemical recalculation (Fig. 13). Most samples have a high  $b$  — value. It is mainly due to increased volume of micas and of tourmaline. The samples with the increased  $b$  — value may be regarded as altered Gemeride granites. It is, however, stated that enrichment in micas is due to alterations caused by both the postmagmatic and the tectonometamorphic processes. Projection of petrochemical recalculation of chemical analyses (published by M. G. Ruba (1969) in Fig. 14 serves for a comparison of the Gemeride granites with granites of other localities.

Geochemical analyses resulted in a more detail characteristic of the history of alteration of the Gemeride granites, due to postmagmatic solutions. The analysis of distribution of individual chemical analyses was based upon petrochemical groups as recorded in the profile of the drill hole HG-A. In order to get an accomplished vertical profile, also the samples from the endocontact of the Gemeride granites were analysed. It is the place with increased concentration of volatile — and ore — elements (mentioned by J. Baran et al. 1970, 1971). The place is close to the position of the drill hole HG-1. The original values may be compared with values by L. V. Tauson et al. (1974, Tab. 6b). After a comparison of histograms of distribution of elements it follows that most elements concentrated in the upper parts of the granitoid body. The concentration was due especially to the activity of volatile elements. The same concerns autometamorphic processes of alterations, particularly greisenization and tourmalinization.

Petrographical, mineralogical and geochemical examination of the Gemeride granites is associated with three main metallogenic problems:

- a) mineralizations with radioactive components and elements of rare earths;
- b) mineralizations with volatile components and with formations of Sn- or W-minerals;
- c) mineralizations of hydrothermal processes on ore veins.

Petrogeny associated with ore-mineralizations in the Gemeride granites is quite common also at other localities. Granites of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains), either cropping out or developed deeper, are regarded as a source of hydrothermal ore mineralization in this area. They are mine tin-bearing granites; it is, however, necessary to prove their prospectiveness by means of technical operations.

## Alterations of carbonate rocks

In the Spišsko-gemerské rudohorie the carbonate rocks are almost in all stratigraphical sequences. Carbonate minerals are in some clastic rocks, as well as in igneous rocks — as a product of alteration. They responded most markedly in the reaction of solutions to carbonate rocks. It follows that explaining the reactions to carbonate rocks is particularly significant for recognizing the influence of geologic environment upon ore-bearing solutions. An accomplished interpretation of the problem may only result from the analysis of alterations of carbonate rocks.

The history of ore mineralization in carbonate rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie has a double character. In the first case, siderite and ankerite form. The second case is represented by sulphides. The formation of pyrite, chalcopyrite and tetrahedrite shows some spatial relationship to the carbonate ore mineralization in contrast to galenite, sphalerite and sulphosalts forming independently upon the carbonate mineralizations in some cases.

Sideritization is most characteristic of alterations associated with the formation of siderite. Spatial relation of the alteration is illustrated by the cross-section through the deposit at Nižná Slaná (Fig. 41). The relationship between chemical composition of siderites, particularly as for Mg-content, shows that siderite formed first of all to disadvantage of original dolomites. Mostly the Fe-dolomites facilitated quite extensive sideritization.

Dolomites with a low Fe-content in the original composition of carbonate rocks, if with the lack of calcite, are associated with magnesite. In the introductory part I said that their history was mostly affected by sedimentary, diagenetic and metamorphic processes. Details may be found in J. Gubač (1973). The hydrothermal solutions activity might have also produced magnesite, or breunerite. It was, however, insignificant. Siderite was not recorded in the rocks. There are no joint phenomena in magnesite of crystalline magnesites of the „Veitsch“ type.

Formation of siderite is adjacent to crystallization of ankerite either on veins, veinlets or in wallrocks. Metasomatic development of ankerite proceeded to disadvantage of calcite. Facies diagram for siderite and ankerite is in Fig. 43. Ankerite formed owing to the increased activity of Ca often due to sideritization.

Sulphidization is also associated with a joint mineralization. After replacing the original dolomite by sulphides or quartz, the released Mg participates in dolomitization of calcite. The phenomenon was recorded by X-ray microanalyser. It is shown in Table V. The dolomitic parts of the same rocks are quartzified. Quartzification is joint with the formation of talc or also chlorite. Facies diagram of the alteration is in Fig. 44.

In Fig. 46a is Ca, Mg, Fe concentration diagram for altered carbonate rocks. Fig. 46b shows figurative points of unaltered rocks. Results of chemical and mineralogical analyses on altered carbonate rocks are in TAB. 9a, b. Table 11 contains results of chemical analyses of ankeritized or also sideritized carbonate rocks. Results of

chemical and mineralogical analyses of quartzified and sulphidized rocks are in TAb. 13. Chemical analyses whose figurative points are plotted in the concentration diagram in Fig. 46b are in J. Gubač (1973).

The analysis of the distribution of chemical elements, in most cases showed in histograms, reveals that in the course of sideritization mostly siderophilous elements and partially lithophilous were added. As for the lithophilous elements, significant was their presence in the original rockforming minerals. The transport of siderophilous elements was immediately followed by chalcophilous elements.

In sulphidization, Si got more significant. Carbonate rocks favoured especially the carbonate hydrothermal mineralization.

### Alteration of rocks of the Gelnica group

In the Gelnica group three main groups of rocks are to be considered: the rocks of the porphyry volcanism — porphyroids, the rocks of the phyllite group and carbonate rocks. Alterations of the carbonate rocks were discussed in the preceding part. Among other groups, the rocks of the porphyry volcanism were altered most markedly by both the autometamorphic and the tectonometamorphic processes. Hydrothermal solutions reacted then to the altered rocks. Some minerals from the preceding metamorphic processes formed also at hydrothermal alterations and cannot be distinguished by their chemical composition. This mostly concerns albite and sericite. The carbonate ore-mineralization is best characterized by carbonatization, viz. by both sideritization and ankeritization. In the autometamorphic stage calcite arose from carbonates. In the autometamorphic and tectonometamorphic alteration stages quartz formed. Quartzification is weakened at the carbonate ore-mineralization and occurs mainly when also albite, sericite and turmaline form. Of alterations associated with the quartz-sulphide ore-mineralization, quartzification is characteristic. In the contact aureole of granites the alterations of porphyroids are identical with alterations of granites. I have already mentioned that facies diagrams of higher thermal alterations are in fig 7a, b. and of lower thermal alterations — in fig. 12a, b. Mineralizations mentioned together with carbonate ore-mineralization also belong among lower thermal alterations. Their facies development is presented in relationship to chemical potentials of  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 56a). These components are basicity-forming.

On the grounds of the facial development I state that the alteration process of porphyroids caused the increased alkalinity of ore-bearing solutions. It is evidenced by albite forming both in the wallrock and on veins. Fig. 53 shows the profile of the mine face in an albite-siderite vein. Here the so-called aplite-quartz veinstuff is mostly on the contact of the vein with the rock. It is of metasomatic origin in most part and this is why mineralogists for deposits regarded albite as oldest. I think it is the effect of alkalinity of ore-bearing solutions.

Solutions with a higher acidity regime are characterized by more extensive formation of quartz and/or tourmaline joint with the rise of sulphides and with decreasing carbonate mineralization. The phenomenon is most frequent in quartzitic rocks of the phyllite group. Facies diagram of alterations of this rock group without formation of carbonates is in Fig. 57. In Fig. 55 is a map of the vein system around Rožňava and Dobšiná. The picture shows that in the rocks of the porphyry volcanism are mostly carbonate veins, and in the quartzitic rocks — mostly quartz — and quartz-sulphide veins. This differentiation in the distribution of ore veins may be disturbed by the presence of carbonates in the rocks of the phyllite group. For the process of carbonate ore-mineralization significant were lithophilous elements. It is evidenced by the presence of aluminosilicates on carbonate veins. When the carbonate solutions are derived from the early postmagmatic solutions of the Gemeride granites, then a portion of elements, especially alkalis, Mg and siderophilous Fe might have been transported from a magmatic source. Ca, Al, and some alkaline elements entered the hydrothermal process most often at metasomatism of aluminosilicates in porphyroids, mostly owing to carbonatization. Owing to activity of quartz-sulphide solutions Si and chalcophilous elements formed. The change in the acidity regime of ore-bearing solutions at the response of porphyroids to the ore-bearing solutions also affected the nature of ore-mineralization. It is evident in the above mentioned distribution of ore-mineralizations in relation to petrographic nature the wallrock.

#### Alterations of rocks of the Rakovec group of the Carboniferous

Like in the Gelnica group, in the Rakovec group, too, are mostly volcanic, clastic and carbonate rocks. The carbonate rocks are mainly in the Carboniferous beds. Their alteration was already discussed above.

For the interpretation of these alterations it is necessary to consider the volcanic and clastic rocks. These were also metamorphosed in the conditions of the green schists facies. Details were given in the introductory part.

Alterations with carbonate ore-mineralizations are characterized by formation of carbonates, mainly siderite and ankerite. Chemical composition of hydrothermal carbonates is controlled also by chemical composition of the minerals replaced. Most intensive was the alteration of original carbonates. In original diabase rocks, at the autometamorphic alteration in a spillite facies and at tectonometamorphosis, calcite formed. In tuffogenic rocks dolomite is present as well. Recorded was dolomite with low Fe-content. Ore-bearing solutions reacted to ultrabasic rocks with breunerite. In clastic quartzitic rocks of the phyllite group are sometimes original carbonates, both calcites and dolomites. Fe-dolomite was also recorded in these rocks. High content of Fe in the dolomite should be related with Fe-metasomatism, yet it is not inevitable. In the preceding groups, particularly in carbonate rocks, Fe-dolomite was mentioned

also at pre-hydrothermal formation of rocks. At the metasomatic development of hydrothermal carbonates (especially Fe-carbonates) to disadvantage of the original Mg-carbonates, the predominant part of Fe passed over into new-formed carbonates. Chemical composition of siderites is best characterized by measured values of specific gravities. Ankerite formed due to Ca from rock-forming minerals passing over into ore-bearing solutions.

In this case, too, carbonatization of aluminosilicates facilitated Al entering into ore-bearing solutions, to provide development of aluminosilicates joint with carbonate ore-mineralization. Still it was not the only factor to undermine formation of these minerals. Practically every aluminosilicate formed under particular conditions. For example, as for fuchsite also the effects of K and Cr should be considered. K possibly passed over from the rocks reacting to the solutions. Such are porphyroids from the subjacent Gelnica group and from the Gemeride granites. Perhaps, the last factor was decisive. Cr might have been transported, but in cases of anomalous mineralizations with Cr, the source is to be sought in wallrock. Cr might have been supplied by ultrabasic rocks, but it was also associated with mafic minerals in basical rocks-Fuchsitization affected especially the rocks favourable for the formation of sericite; i. e. rocks containing feldspars. Such are both the volcanic and the clastic rocks. Fuchsite formed also in carbonate rocks and on siderite veins. As a rule, it is joint with fine-grained quartz (Cf. microphotographs in Pl. XI—xII. The fine-grained quartz resulted first of all from rapid crystallization. In the process of carbonate ore-mineralization, Si was soluble enough to facilitate enrichment of the solutions in Si. A slight change in thermodynamical conditions or in the acidity regime of solutions might have facilitated the rapid crystallization of quartz and fuchsite. Details on fuchsite in the Spišsko-gemerské rudohorie are in J. Gubač (1975).

Among silicate minerals associated with carbonate ore-mineralization, sericite and tourmaline are to be considered. The formation of tourmaline was due to the transport of B predominantly. The facies diagram of the alteration joint with carbonate ore-mineralization is in Fig. 57.

Sulphide- and quartz-sulphide ore-mineralization is closely related to the carbonate ore-mineralization, especially as regards the sulphide and arsenite minerals of Co and Ni. Anomalous formation of these minerals has been recorded at the localities with fuchsitization as yet. It follows that ultrabasic rocks and basic rocks with sufficient Cr-content in their original composition were favourable to both the fuchsitization and the Co, Ni-minerals.

Among other sulphide minerals, especially formation of chalcopyrite, of minerals of the tetrahedrite group, of pyrite a. o. are closely associated with carbonate ore-mineralization. Quartz-sulphide mineralization is joint with quartzification, chloritization and sulphidization. Facies diagram illustrating paragenetic relations with quartz sulphide ore-mineralization is in Fig. 60.

On the grounds of geochemical analyses I can state that alterations caused by ore-bearing solutions in the Rakovec group and in the Carboniferous are charac-

terized by the presence of C, S, B, Fe, K, Ba, Sr and of chalcophilous elements. Some elements like Mg, Cr, Ni, Co were certainly transported from a source, too, but they also came from wallrock. The same concerns Al.

### Alterations of rocks in the Permian and Werfenian

The rocks of the verrucano — the continental Permian — are to be regarded as clastic rocks with non-sorted material. In some layers are certain amounts of haematite. Rocks with more haematite are violet or red. The rocks of the verrucano contain a considerable amount of clastic quartz, feldspars, sericite and chlorite. Lagoonal layers contain gypsum and anhydrite. In the basal beds are also clastic carbonates. Sedimentary carbonates are mostly in upper beds. They are, however, referable to the Werfenian marls. Clastic material is from subjacent formations, mainly from the Carboniferous and from the Rakovec group. Reaction of these minerals to ore-bearing solutions was discussed in the preceding part. Ore-veins developed often on the contact of the verrucano with the Carboniferous or they are covered with verrucano. For indications of buried ore-veins most suitable are impregnations associated with ore-veins in the clastics of the verrucano. Sulphides may also be associated with quartz porphyries present in the rocks of the verrucano. The rocks of the porphyroid volcanism are associated with other products of ore-mineralization as mentioned by I. Rojkovič (1968). This ore-mineralization process will not be discussed here further.

Alterations of minerals in the original composition of the verrucano and/or werfenian, due to ore-bearing solutions, are similar to alterations of rocks of earlier formations. Reaction of carbonate solutions to CA-minerals gave rise to ankerite. So it is in the alterations of gypsum and anhydrite bodies and in alterations of Werfenian marls. In the clastics of the verrucano also sericite and fuchsite formed in the same conditions as in the clastics of the Carboniferous. The formation of fuchsite in the rocks of the verrucano was recorded by the drill hole Ry-5 (Fig. 74). It is possible that ultrabasic rocks are only in the Rakovec group and the clastics of these rocks got into both the Carboniferous and the verrucano. Formation of aluminosilicates is frequently associated with quartz. Quartzification is most frequently associated with quartz-sulphide ore-mineralization. In such cases hydrothermal quartz is associated with formation of chlorite.

Because of considerable heterogeneity of the samples analyzed, geochemistry of altered rocks of the verrucano is not discussed.



## Conclusions resulting from the study of wallrock alterations in the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains)

The results of facial analyses of the altered wallrock are summarized in Fig. 95. I can say, that ore-mineralization of the Spišsko-gemerské rudohorie associated with these alterations shows some particular features within the West Carpathians. They are due to the effects of geological environment and especially marked carbonate mineralization, considerable amounts of aluminosilicates in ore- and mainly in carbonate veins. Evident are relationships between the distribution of ore-mineralization and petrographic character of the wallrock. The relationships are variable.

Hydrothermal formation of carbonates is controlled by the presence of carbonates in composition of the wallrock. It is evident on the desirable partial pressure of  $\text{CO}_2$ . Fe-metasomatism within carbonatization was facilitated mainly by Fe-dolomites. Ca and Mg from the wallrock reacting to ore-bearing solutions obstructed the formation of siderite. When emphasizing favourableness of carbonates present in the wallrock for carbonate ore-mineralization, I take in consideration the origin of  $\text{CO}_2$  from a magmatic source. Such a source are the Gemeride granites, particularly in the early stage of their formation. Postmagmatic solutions of this stage contained sufficient Fe. Enrichment of the solutions in  $\text{CO}_2$  might have been also supported by assimilation.

The formation of hydrothermal carbonates was immediately followed by the formation of sulphides. This is a frequent phenomenon on hydrothermal veins and in metasomatic bodies. In the Gemeride granites the sulphides formed mostly owing to the effects of solutions of the middle alteration stage. Most active were solutions separated in deeper parts of the granitoid bodies. The formation of sulphides was also favoured by higher thermal mineralization with the formation of pyrrhotine, molybdenite and of other minerals. They are in a close spatial relation to the formation of oxides, especially of cassiterite.

Sulphides, and particularly barites form on hydrothermal veins usually in association with carbonates.

Hydrothermal silicates formed after the reaction of ore-bearing solutions to aluminosilicates of the wallrock. This also concerns the alteration of the Gemeride granites to a considerable extent. Around pre-veins or in metasomatic bodies aluminosilicates formed most often. Particularly on veins the formation of aluminosilicates was facilitated by Al released from the wallrock: owing to carbonatization and partially to quartzification. Interestingly, aluminosilicates are most abundant on carbonate veins. The formation of chlorite is associated mostly with quartz- and quartz-sulphide veins. Mineralogical nature of aluminosilicates was also affected by other elements. For some elements, for example alkalis, significant were magmatic sources. To consider only one factor in the formation of silicates in hydrothermal process would mean a simplification. To associate the silicates on hydrothermal veins with separate solutions would be erroneous because of omitting chemical formation of ore-bearing solutions at their reaction to the wallrock.

The same concerns hydrothermal oxides. Extremely heterogeneous was the formation of quartz. It was genetically related with the formation of silicates. The formation of quartz in hydrothermal process was favoured by decreased solubility of Si in ore-bearing solutions and by the release of Al from the wallrock particularly at metasomatism of aluminosilicates.

Oxides form in both the Gemeride granites and in ore-veins. In the Gemeride granites the cassiterite ore-mineralization is most important. Frequent are other oxides, especially Fe-oxides. Both magnetite and haematite formed. On hydrothermal veins, oxides are mostly associated with carbonates. It is likely that higher degree of oxidation of elements in ore-bearing solutions is favoured by some volatile components and by the nearness of surface resulting in increased concentration of dissolved O<sub>2</sub>.

Summarizing the results of the study of alterations of the wallrock, it may be said that the Gemeride granites are to be considered a source of the carbonate- and the quartz-sulphide ore-mineralizations. This, however, does not mean that the granites are a source for all mineral resources in the Spišsko-gemerské rudohorie. This concerns, for example crystalline magnesites of the „Veitsch“ type.

The material formation of the postmagmatic solutions separated from the crystallizing magma proceeded at crystallization, at their reaction to the wallrock and to underground waters, or it was affected by thermodynamic, kinetic or other factors of mineralization. Here most attention was paid to the results of the reaction of ore-bearing solutions to the wallrock. This is the first interpretation to solve the wallrock alterations in the area studied. Further studies are necessary for more accurate conclusions. It is hoped that this paper will be a contribution to explanation of the influence of geologic environment upon ore-mineralization in the Spišsko-gemerské rudohorie. The influence of geologic environment is important for the study of metallogeny of the area.

### Explanations of text-figures 1-95

Fig. 1 Map of geologic formations and ore-veins of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains). 1 — Rakovec group, 2 — Permian, 3 — Carboniferous, 4 — Mesozoic as whole, 5 — porphyroids of the Gelnica group, 6 — other members of the Gelnica group, 7 — Gemeride granite, 8 — crystalline, 9 — Flysch, 10 — Neogene, 11 — Sb-deposits ( $\pm$ Au), 12, siderites, 13 — barite-siderite veins, barite veins, 14 — quartz-ankerite-sulphidic veins, 15 — quartz veins.

Fig. 2 Diagram of green-schist facies with figurative points of chemical analyses of porphyroids of the Gelnica group

Fig. 3 Diagram of facies of green schists with figurative points of rocks of the Rakovec group and of the Carboniferous.

Fig. 4 Diagrams of green schists facies with figurative points of carbonate rocks of the Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie.

1 — crystalline dolomites with Fe-dolomite, 2 — crystalline dolomites with Mg-dolomite, 3 — crystalline dolomite magnesites and magnesite dolomites, 4 — crystalline limestones, 5 — crystalline dolomite with Mg-dolomite, 6 — crystalline dolomite magnesite with talc, 7 — crystalline dolomite limestones with Fe-dolomite, 8 — crystalline dolomite limestones with Mg-dolomite, 9 — crystalline calcite dolomites with Fe-dolomite, 10 — crystalline calcite dolomites with Mg-dolomite, 11 — albite-carbonate-chlorite schists.

Fig. 5 Profile of the structural drill hole HG-1.

Fig. 6 Successive tables of some ore-veins of the Spišsko-gemerské rudohorie.

Fig. 7a) Facies diagram of higher thermal alteration of granitoid rocks with biotite

b) Facies diagram of higher thermal alteration of granitoid rocks with tourmaline Kr — quartz,  $K_2$ —K — feldspar, Ab — plagioclase, Mus — muscovite, Bi — biotite, Tur — tourmaline

Fig. 8a) Histogram of specific gravities of plagioclases from the Gemeride granites

b) Histogram of plagioclase contents in the Gemeride granites

c) Relation of specific gravities of plagioclases to their content in the Gemeride granites.

Fig. a) Histogram of specific gravities of orthoclase from the Gemeride granites

b) Histogram of orthoclase tenors in the Gemeride granites.

Fig. 10a) Histogram of refractive index  $\gamma$  of muscovite.

b) Histogram of muscovite tenors

c) Relation of refractive index  $\gamma$  to muscovite tenor in the Gemeride granites.

Fig. 11 Histogram of quartz tenors in the Gemeride granites.

Fig. 12 a) Facies diagram of lower thermal alterations with tourmaline

b) Facies diagram of lower thermal alteration with chlorite Kr — quartz, Al — albite, Ser — sericite, Tur — tourmaline, Chl — chlorite.

Fig. 22 a) Histogram of B in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, Tab. 6b)

Fig. 14 Projection of Zavaricki's petrochemical digital characteristics of cassiterite-bearing granites (M. G. Rub 1969).

Fig. 15 a) Histogram of  $SiO_2$  in the Gemeride granites,

b) Histogram of Si in the Gemeride granites.

Fig. 16 a) Histogram  $TiO_2$  in the Gemeride granites, b) Histogram of Ti in the Gemeride granites.

Fig. 17 a) Histogram of  $Al_2O_3$  in the Gemeride granites, b) Histogram of Al in the Gemeride granites.

Fig. 18 a) Histogram of FeO in the Gemeride granites, b) Histogram of Fe in the Gemeride granites.

Fig. 19 a) Histogram of CaO in the Gemeride granites, b) Histogram of Ca in the Gemeride granites.

Fig. 20 a) Histogram of  $\text{Na}_2\text{O}$  in the Gemeride granites, b) Histogram of Na in the Gemeride granites, c) Histogram of Na in the Gemeride granites (L. V. Tauson et al. 1974, Tab. 6b).

Fig. 21 a) Histogram of  $\text{K}_2\text{O}$  in the Gemeride granites, b) Histogram of K in the Gemeride granites, c) Histogram of K in the Gemeride granites (M. Tréger 1972, J. Bartošek et al. 1972), d) Histogram of K in the Gemeride granites (L. V. Tauson et al. 1974, Tab. 6b), e) Histogram of K in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, Tab. 6b).

Fig. 22 a) Histogram of B in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, Tab. 6b), b) Histogram B in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, Tab. 6b).

Fig. 23 a) Histogram F in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, Tab. 6b), b) Histogram of F in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, Fig. 6b).

Fig. 24 a) Histogram of U in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (M. Tréger 1972, J. Bartošek et al. 1972), b) Histogram of U in the Gemeride granites from the surface (J. Bartošek et al. 1972).

Fig. 25 Histogram of Ra in the Gemeride granites (M. Tréger 1972).

Fig. 26 a) Histogram of Th in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (M. Tréger 1972, J. Bartošek et al. 1972), b) Histogram of Th in the Gemeride granites from the surface (J. Bartošek et al. 1972).

Fig. 27 Histogram of Ga in the Gemeride granites from endocontact.

Fig. 27 b) Histogram of Ga in the muscovite and tourmaline — muscovite granite from the drill hole HG-1, c) Histogram of Ga in the two-mica granite from the drill hole HG-1, d) Histogram of Ga in the muscovite-biotite and biotite granite from the drill hole HG-1.

Fig. 28 a) Histogram of Sr in the Gemeride granites from endocontact, b) Histogram of Sr in muscovite-tourmaline and muscovite granite from the drill hole HG-1, c) Histogram of Sr in two-mica granite from the drill hole HG-1, d) Histogram of Sr in muscovite-biotite and biotite granite from the drill hole HG-1.

Fig. 29 a) Histogram of Ba in the Gemeride granites from endocontact, b) Histogram of Ba in muscovite and tourmaline-muscovite granite from the drill hole HG-1, c) Histogram of Ba in two-mica granite from the drill hole HG-1, d) Histogram of Ba in muscovite-biotite and biotite granite from the drill hole HG-1, e) Histogram of Ba in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b), f) Histogram of Ba in the Gemeride granites from the bore hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b).

Fig. 30 a) Histogram of Rb in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b), b) Histogram of Rb in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b).

Fig. 31 a) Histogram of Cs in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b), b) Histogram of Cs in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b).

Fig. 32 a) Histogram of Li in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b), b) Histogram of Li in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b).

Fig. 33 a) Histogram of Cr in the Gemeride granites from endocontact, b) Histogram of Cr in muscovite and tourmaline-muscovite granite from the drill hole HG-1, c) Histogram of Cr in two-mica granite from the drill hole HG-1, d) Histogram of Cr in muscovite-biotite and biotite granite from the drill hole HG-1.

Fig. 34 a) Histogram of Zr in the Gemeride granites from endocontact, b) Histogram of Zr in muscovite — and tourmaline-muscovite granite from the drill hole HG-1, c) Histogram of Zr in muscovite-biotite — and biotite granite from the drill hole HG-1.

Fig. 35 a) Histogram Sn in the Gemeride granites from endocontact, b) Histogram of Sn in muscovite — and tourmaline-muscovite granite from the drill hole HG-1, c) Histogram of Sn in two-mica granite from the drill hole HG-1, d) Histogram of Sn in muscovite-biotite — and biotite granite from the drill hole HG-1, e) Histogram of Sn in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b), f) Histogram of Sn in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b).

Fig. 36 a) Histogram of W in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b), b) Histogram of W in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b).

Fig. 37 a) Histogram of Cu in the Gemeride granites from endocontact, b) Histogram of Cu in muscovite — and tourmaline-muscovite granite from the drill hole HG-1, c) Histogram of Cu in two-mica granite from the drill hole HG-1, d) Histogram of Cu in muscovite-biotite and biotite granite from the drill hole HG-1.

Fig. 38 a) Histogram of Pb in the Gemeride granites from endocontact, b) Histogram of Pb in muscovite — and tourmaline-muscovite granite from the drill hole HG-1, c) Histogram of Pb in two-mica granite from the drill hole HG-1, d) Histogram of Pb in muscovite-biotite — and biotite granite from the drill hole HG-1, e) Histogram of Pb in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b), f) Histogram of Pb in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b).

Fig. 39 a) Histogram of Zn in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b), b) Histogram of Zn in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b).

Fig. 40 a) Histogram of Be in the Gemeride granites from the drill hole HG-1 (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b), b) Histogram of Be in the Gemeride granites from the surface (L. V. Tauson et al. 1974, and Tab. 6b).

Fig. 41 Profile of the deposit at Nižná Slaná, 1 — siderite, 2 — ankerite, 3 — limestone, 4 — sericite-graphitic phyllites, graphitic phyllites, 5 — porphyroids, 6 — graphitic-sericitic phyllites, 6 — surficial debris, 8 — dolomite, 9 — siderite, 10 — quartz, 11 — sericite, 12 — albite, 13 — calcite.

Fig. 42 a) A detail of the profile of the drill hole NS-111, b) A detail of the profile of the drill hole NS-112, 1 — sericite-graphitic phyllites, 2 — metasomatic ankerite, 3 — metasomatic siderite, 4 — vein siderite, 5 — vein siderite, 5 — quartz, 6 — limestone, 7 — siderite, 8 — dolomite, 9 — dolomite, 9 — quartz, 10 — calcite.

Fig. 43 a) Histogram of specific gravities (s) of siderite b) Histogram of specific gravities (s) of carbonate from the dolomite-ankerite isomorphic series.

Fig. 44 Facies diagram of carbonate rock alteration.

Fig. 45 a) Phase diagram calcite-siderite (J. Babčan 1974), b) Phase diagram of magnesite siderite (J. Babčan 1974).

Fig. 46 a) Concentration diagram of Ca, Mg, Fe with figurative points of hydrothermally altered carbonate rocks, b) Concentration diagram of Ca, Mg, Fe with figurative points of hydrothermally unaltered carbonate rocks, 1 — sideritized crystalline dolomites, 2 — sideritized crystalline dolomite limestones and calcite dolomites, 3 — crystalline dolomites and/or ankerites, 4 — crystalline dolomite limestones and/or ankeritized limestones, 5 — quartziferous sulphidized and sideritized crystalline dolomites, 6 — crystalline dolomites, 7 — crystalline dolomite limestones with Fe-dolomite, 8 — crystalline calcite dolomite with Mg-dolomite, 9 — crystalline limestone, 10 — crystalline dolomite magnesites, 11 — dolomite — and magnesite rocks with talc.

Fig. 47 a) Histogram of CaO sideritized carbonate rocks, b) Histogram of MgO sideritized carbonate rocks, c) Histogram of FeO sideritized carbonate rocks, d) Histogram of MnO sideritized carbonate rocks, e) Histogram of CO<sub>2</sub> sideritized carbonate rocks, f) Histogram of SO<sub>3</sub> sideritized carbonate rocks.

Fig. 48 a) Histogram of Co in crystalline dolomites with Fe-dolomites, b) Histogram of Co in crystalline calcite dolomites and/or in dolomite limestones, c) Histogram of Co in sulphidized crystalline dolomites and/or dolomite limestones.

Fig. 49 a) Histogram of Ni in crystalline dolomites with Fe-dolomite, b) Histogram of Ni in crystalline calcite dolomites and/or in dolomite limestones, c) Histogram of Ni in sideritized crystalline dolomites with Fe-dolomites, d) Histogram of Ni in sulphidized crystalline dolomites and/or dolomite limestones.

Fig. 50 a) Histogram of Pb in crystalline dolomites with Fe-dolomite, b) Histogram of Pb in crystalline calcite dolomites and/or dolomite limestones, c) Histogram of Pb in sideritized crystalline dolomites with Fe-dolomite, d) Histogram of Pb in sulphidized crystalline calcite dolomites and/or dolomite limestones.

Fig. 51 a) Histogram of Zn in crystalline dolomites with Fe-dolomite, b) Histogram of Zn in crystalline calcite dolomites and/or in dolomite limestones, c) Histogram of Zn in sideritized crystalline dolomites with Fe-dolomite, d) Histogram of Zn in sulphidized crystalline calcite dolomites and/or in dolomite limestones.

Fig. 52 a) Histogram of Cu in crystalline dolomites with Fe-dolomite, b) Histogram of Cu in crystalline calcite dolomites and/or in dolomite limestones, c) Histogram of Cu in sideritized crystalline dolomites with Fe-dolomites, d) Histogram of Cu in sulphidized crystalline calcite dolomites and/or dolomite limestones.

Fig. 53 A detail of mine face of the Bernardi vein in Rožňava (C. Varček 1959).

Fig. 54 Formation of albite joint with carbonate ore-mineralization.

Fig. 55 Map of principal petrographic types of rocks and of ore-veins from the area of Rožňava and Dobšiná, 1 — porphyroids of the Gelnica group, 2 — other members of the Gelnica group, 3 — Gemeride granites, 4 — other members of the Gemerides, 5 — carbonate veins with subsidiary sulphides, 6 — quartz-sulphidic veins with subsidiary carbonates.

Fig. 56 Facies diagram of metasomatic facies of rocks of carbonatized porphyroids. Kr — quartz, Ser — sericite, Tur — tourmaline, Ab — albite, Kar — carbonates

Fig. 57 Facies diagram of metasomatic facies of rocks of the phyllite group. Kr — quartz, Ser — sericite, Tur — tourmaline, Ank — ankerite, Sid — siderite

Fig. 58 Geological map of quartz veins and of alterations of porphyroids from the central part the Spišsko-gemerské rudohorie, 1 — quartz porphyry, 2 — porphyroids, 3 — basic components of porphyroid volcanism, 4 — granitized quartziferous porphyry, 5 — porphyroids with inhibition feldspars, 6 — layers of sericite-chloritic phyllites in porphyroids, 7 — fine, light-coloured, in places spotty tuffs and tuffites of quartziferous porphyries, 8 — sericitic, chloritic, graphitic and quartziferous phyllites, lydites and quartzites entirely, 9 — diorite, 10 — Gemeride granite, 11 — quartz veins closely joined with granites, 12 — loam and debris.

Fig. 59 Facies diagram of higher thermal alteration of schistose rocks. Kr — quartz, Mus — muscovite, Bi — biotite, Tur — tourmaline.

Fig. 60 Lower thermal alterations of schistose rocks Kr — quartz, Ser — sericite, Chl — chlorite, Tur — tourmaline.

Fig. 61 a) Histogram of Ba in carbonatized sericitized and/or tourmalinized porphyroids, b) Histogram of Ba in carbonatized, sericitized and albitized porphyroids.

Fig. 62 a) Histogram of Sr in carbonatized sericitized and/or tourmalinized porphyroids, b) Histogram of Sr in carbonatized, sericitized and albitized porphyroids.

Fig. 63 Histogram of Ga in carbonatized, sericitized and/or tourmalinized, carbonatized, sericitized and albitized porphyroids.

Fig. 64 Histogram of Li in carbonatized, sericitized and/or tourmalinized, carbonatized, sericitized and albitized porphyroids.

Fig. 66 a) Histogram of Cr in carbonatized, sericitized and/or tourmalinized porphyroids, b) Histogram of Cr in carbonatized, sericitized and albitized porphyroids.

Fig. 67 a) Histogram of V in carbonatized, sericitized and/or tourmalinized porphyroids, b) Histogram of V in carbonatized, sericitized and albitized porphyroids.

Fig. 68 a) Histogram of Ni in carbonatized, sericitized and/or tourmalinized porphyroids, b) Histogram of Ni in carbonatized, sericitized and albitized porphyroids.

Fig. 69 a) Histogram of Co in carbonatized, sericitized and/or tourmalinized porphyroids, b) Histogram of Co in carbonatized, sericitized and albitized porphyroids.

Fig. 70 Histogram of tenors of carbonate from the dolomite-ankerite isomorphic series in clastic rocks of the Carboniferous and of the Rakovec group, 1 — from metaconglomerates, 2 — from phyllites, 3 — from albite-carbonate-chlorite schists.

Fig. 71 a) Histogram of siderite tenors in clastic rocks of the Carboniferous and of the Rakovec group, b) Histogram of specific gravities of siderite (s) in clastic rocks of the Carboniferous and of the Rakovec group, 1 — from metaconglomerates, 2 — from phyllites, 3 — from albite-carbonate-chlorite schists.

Fig. 72 a) Geological map with veins of the ore-field at Rudňany, 1 — brook alluvia, 2 — slope debris, 3 — limestone bouldery debris, 4 — conglomerates, 5 — Wetterstein limestones — Middle Triassic, 6 —

Permian schists, werfenian, 7 — conglomerate and schistose Permian, 8 — diabases and diabase tuffites, 9 — graphite and chlorite — graphitic schists, 10 — basal part of the Carboniferous, 11 — chlorite-sericitic phyllites of the Rakovec group, 12 — diabases and diabase tuffites of the Rakovec group, 13 — gypsum-anhydrite, 14 — siderite, 15 — barite, 16 — ankerite, 17, quartz, 18 — tectonic lines ascertained.

Fig. 73 a) A detail of the profile of the shaft Rudňany — west, 1 — violet Permian conglomerates, 2 — graphitic Carboniferous schists, 3 — diabases, diabase tuffites and tuffs, 4 — quartz, 5 — siderite, 6 — pyrite, 7 — chalcopyrite, 8 — tectonic dislocations, 9 — albite, 10 — quartz, 11 — sericite, 12 — chlorite, 13 — calcite, 14 — dolomite, 15 — siderite.

Fig. 74 Profile of the drill hole Ry-5 in the pre-field at Rudňany, 1 — quartz, 2 — siderite, 3 — dolomite, 4 — sericite, fuchsite, 5 — albite, 6 — calcite, 7 — siderite, 8 — Fuchsite, 9 — diabases, 10 — barite, 11 — barite, 11 — quartz, 12 — Permian conglomerates, 13 — violet schists, 14 — graphitic schists, 15 — chloritic schists.

Fig. 75 a) Variation diagram of C — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites  
· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of C in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of C in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 76 a) Variation diagram of Si — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites  
· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of Si sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 77 a) Variation diagram Al — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites  
· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of Al in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Al in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 78 a) Variation diagram of K — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites  
· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of K in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of K in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 79 a) Variation diagram of Ba — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites  
· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of Ba in sideritized albite-carbonate-chlorite schists of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Ba in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, d) Histogram of Ba in fuchsite quartzites, e) Histogram of Ba in sideritized and quartziferous phyllites of the Rakovec group and of the Carboniferous.



Fig. 80 a) Variation diagram of Cr — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of Cr in sideritized albite-carbonate-chlorite schists of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Cr in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, d) Histogram of Cr in fuchsite quartzites, e) Histogram of Cr in sideritized and quartziferous phyllites and of the Rakovec series.

Fig. 81 a) Variation diagram of Zr — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of Zr in sideritized albite-carbonate-chlorite schists of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Zr in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, d) Histogram of Zr in fuchsite quartzites of the Carboniferous and of the Rakovec group, e) Histogram of Zr in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 82 a) Variation diagram of V — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of V in sideritized albite-carbonate-chlorite schists of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of V in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, d) Histogram of V in fuchsite quartzites of the Carboniferous and of the Rakovec group, e) Histogram of V in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 83 a) Variation diagram of Fe<sup>3+</sup> — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of Fe<sup>3+</sup> in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Fe<sup>3+</sup> in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 84 a) Variation diagram of Fe<sup>2+</sup> — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of Fe<sup>2+</sup> in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Fe<sup>2+</sup> in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 85 a) Variation diagram of Mg — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of Mg in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Mg in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 86 a) Variation diagram of Co — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites  
b) Histogram of Co in sideritized-carbonate-chlorite schists of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Co in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, d) Histogram of Co in fuchsite quartzites of the Carboniferous and of the Rakovec group, e) Histogram of Co in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 87 a) Variation diagram of Sc — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites  
b) Histogram of Sc in sideritized albite-carbonate-chlorite schists of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Sc in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, d) Histogram of Sc in fuchsite quartzites of the Carboniferous and of the Rakovec group, e) Histogram of Sc in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 88 a) Variation diagram of Ni — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites  
b) Histogram of Ni in sideritized albite-carbonate-chlorite schists of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Ni in sideritized phyllites, the Carboniferous and of the Rakovec group, d) Histogram of Ni in fuchsite quartzites of the Carboniferous and of the Rakovec group, e) Histogram of Ni in sideritized and in quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 89 a) Variation diagram of Ca — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites  
b) Histogram of Ca in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 90 a) Variation diagram of Sr — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites  
b) Histogram of Sr in sideritized albite-carbonate chlorite schists of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Sr in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, d) Histogram of Sr in fuchsite quartzites of the Carboniferous and of the Rakovec group, e) Histogram of Sr in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 91 a) Variation diagram of Na — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites  
b) Histogram of Na in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Na in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 92 a) Variation diagram of S — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of S in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of S in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 93 a) Variation diagram of Cu — siderite  
△ in sideritized albite-carbonate-chlorite schists  
× in sideritized phyllites

· in sideritized and quartziferous phyllites

b) Histogram of Cu in sideritized albite-carbonate-chlorite schists of the Carboniferous and of the Rakovec group, c) Histogram of Cu in sideritized phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group, d) Histogram of Cu in fuchsite quartzites of the Carboniferous and of the Rakovec group, e) Histogram of Cu in sideritized and quartziferous phyllites of the Carboniferous and of the Rakovec group.

Fig. 94 Profile of the Gretla deposit, 1 — conglomerate, 2 — graphitic schists — Carboniferous, 3 — diabases — Carboniferous, 4 — siderite veins, 5 — ankerite quartz veins.

Fig. 95 Facies of altered wallrock at deposits of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains). Kr — quartz, Ab — plagioclase, Kž-K — feldspar, Mus — muscovite, Ser — sericite, Ser' — fuchsite, Bi — biotite, Chl — chlorite — Tur — tourmaline, Kar — carbonate, Ank — ankerite, Sid — siderite, 1 — wallrock alterations associated with siderite-ankerite mineralization, 2 — wallrock alterations associated with quartz or quartz-sulphide mineralization.

## Explanations of plates I—XII

### Plate I

Fig. 1 Perthite from the vicinity of Uhorná. magnified 47 ×, nicols crossed. Photographed by F. Vrbovský

Fig. 2 Replacement of plagioclase by orthoclase in granite from Hnilec. Magn. 48 ×, nicols ×. Photographed by F. Vrbovský

### Plate II

Fig. 1 Topaz in quartziferous granite from Hnilec. Magn. 25 ×, nicols ×. Photographed by F. Vrbovský

Fig. 2 Cassiterite in greisen from Hnilec. Magnif. 36 ×, nicols ×. Photographed by F. Vrbovský

### Plate III

Fig. 1 Sideritized dolomitic rock from the deposit at Nižná Slaná. Magn. 240 ×, nicols)).

Fig. 2 X-ray photograph of  $FeK_{\alpha}$ , magn. 200 ×

Fig. 3 X-ray photograph of  $CaK_{\alpha}$ , magn. 200 ×

Fig. 4 X-ray photograph of  $SiK_{\alpha}$ , magn. 200 ×

Fig. 5 X-ray photograph of  $KK_{\alpha}$ , magn. 200 ×

Remark: Photographed by Microscan 5 in the Institute of Iron Metallurgy in Prague. The X-ray photographs are in a mirror position to the photograph in Fig. 1

#### Plate IV

Fig. 1 Siderite phenocrysts in crystalline dolomite from the deposit at Nižná Slaná. Magn. 240 ×, nicols)). Photographed by Microscan 5 at the Institute of Iron Metallurgy in Prague.

Fig. 2 Vein ankerite in metasomatic siderite from the deposit at Nižná Slaná. Magn. 2 ×. Photographed by L. Deák.

#### Plate V

Fig. 1 Selective metasomatism of calcite by sulphides in crystalline calcite dolomite from the deposit Mária—Margita at Ochtiná. Magn. 250 ×, nicols)).

Fig. 2 Electron photograph of a calcite layer with sulphides, particularly with ZnS and PbS in a crystalline calcite-dolomite rock. Magn. 200 ×.

Fig. 3 X-ray photograph of  $\text{CaK}_\alpha$ . magn. 200 ×

Fig. 4 X-ray photograph of  $\text{FeK}_\alpha$ . magn. 200 ×

Fig. 5 X-ray photograph of  $\text{MgK}_\alpha$ . magn. 200 ×

Remark: Photographed by Microscan 5 in the Institute of Iron Metallurgy in Prague. X-ray photographs are identic with the electron photograph (Fig. 2). Fig 1 gives another position of the same sample.

#### Plate VI

Fig. 1 X-ray photograph of  $\text{CaK}_\alpha$ . magn. 200 ×

Fig. 2 X-ray photograph of  $\text{MgK}_\alpha$ . magn. 200 ×

Fig. 3 X-ray photograph of  $\text{FeK}_\alpha$ . magn. 200 ×

Fig. 4 X-ray photograph of  $\text{SiK}_\alpha$ . magn. 200 ×

Remark: Photographed by Microscan 5 in the Institute of Iron Metallurgy in Prague. The sample is identic with the sample presented in Table V.

#### Plate VII

Fig. 1 Paragenetic association of quartz, albite, carbonate in altered porphyroids from the deposit Bernardi at Rožňava. Magn. 140 ×, nicols ×. Photographed by F. Vrbovský.

Fig. 2 Paragenetic association of albite, carbonate, sericite in altered porphyroids from the deposit Bernardi at Rožňava. Magn. 000 ×, nicols ×. Photographed by F. Vrbovský.

#### Plate VIII

Fig. 1 Paragenetic association of quartz, carbonate, tourmaline in altered porphyroids from the deposit Bernardi at Rožňava. Magn. 149 ×, nicols ×. Photographed by F. Vrbovský

Fig. 2 Paragenetic association of quartz, sericite and tourmaline in altered porphyroids from the deposit Bernardi at Rožňava. Magn. 17 ×, nicols ×. Photographed by F. Vrbovský

#### Plate IX

Paragenetic association of quartz, sericite, carbonate in altered porphyroids from the deposit Bernardi at Rožňava. Magn. 170D ×, nicols ×. Photographed by F. Vrbovský

#### Plate X

Sideritized albite-carbonate-chlorite schists from the deposits at Žakarovce. Magn. 200 ×, nicols ×. Photographed by F. Vrbovský

Plate XI

Fig. 1 Microstructure of fuchsite quartzite from the Dedičná pit at Dobšiná. Magn. 155 ×, nicols ×. Photographed by author.

Fig. 2 A detail of the nest of quartzite and fuchsite in siderite vein from the Dedičná pit at Dobšiná. Magn. 600 ×, nicols ×. Photographed by author

Si — siderite, Fuch — fuchsite

Plate XII

Nests of quartz and fuchsite in siderite vein from the Dedičná pit at Dobšiná. Magn. 250 ×, nicols ×. Photographed by author

coloured encl. on p. 168 :

Fuchsite quartzite with siderite veins from the Dedičná pit in Dobšiná. Magn. 2 ×. Photographed in the Photolaboratories of Bratislava

Translated by E. Jassingerová

## ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БОКОВЫХ ПОРОД НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СПИШСКО-ГЕМЕРСКОГО РУДОГОРЬЯ

Резюме

### Общие сведения о преобразованиях

При поисках полезных ископаемых с давних пор внимание обращалось на природные явления, сопровождающие местонахождения минерального сырья. Это было тоже в случае Спишско-Гемерского Рудогорья. Ф. Андриан (F. Andrián 1859) написал об опыте горнорабочих по добыче медных и никелевых руд в г. Добшина следующие слова: »Рыдные жилы встречаются всегда лишь в габбро, а не в т. наз. "Niebschiefer"«. После познания эпигенетического характера рудных жил приступилось к изучению явлений, сопровождающих оруденение, с целью объяснения закономерностей соотношения между преобразованиями боковых пород и оруденением. До сих пор, однако, не принимаются пока еще единомысленно объем и содержание изучения преобразований боковых пород. В представленной работе речь идет об определении такого процесса преобразования, который образует с процессом гидротермального развития минерального сырья один генетический комплекс, т. е. изменение условий которого проявляется тоже в развитии другого процесса. Хочу, чтобы можно было сказать:

1. которые проявления метасоматоза в преобразованиях боковых пород закономерно образуют один комплекс с развитием минерального сырья;
2. каково развитие преобразований боковых пород в пространстве и времени;
3. какое изменение принадлежит в пространстве и времени самим растворам.

Анализ этих вопросов имеет физико-химический характер. При нем я исхожу, прежде всего, из трудов В. М. Гольдшмидта и Д. С. Коржинского. Компоненты открытых систем экстенсивного характера обозначаю как равновесные, а компоненты систем интенсивного характера — как неравновесные. Целью физико-химического анализа является установление физико-химических факторов, определивших ход процесса. Исследуя ход процесса я исходил из того, что возможно определить такую парагенетическую мине-

ральную ассоциацию, которую можно считать продуктом одной химической реакции (J. Gubač 1968). Предпосылкой физико-химической оценки метасоматоза я считаю анализ строения преобразованных горных пород, которому содействует тщательный минералогический анализ. Количественное содержание отдельных минералов я определял как оптическим, так и рентгенометрическим путем. В целях количественной оценки изучаемого преобразования я использовал тоже геохимический анализ. Для изучения распределения отдельных химических элементов были применены статистические методы с помощью автоматических вычислительных машин.

### **Геология, петрография и месторождения Спишко-Гемерского Рудогорья**

Орографическим названием Спишко-Гемерское Рудогорье обозначается восточная часть Словацкого Рудогорья. Эта часть представляет собой тектоническую единицу, получившую геологическое название «гемериды». Результаты геологических исследований их строения собраны в изданиях трудов Д. Андрусова (D. Andrusov 1958) и М. Магеля и др. (M. Maheľ et al. 1967), где касается формаций центрального участка, в котором имеются знаменательные рудопроявления, главным образом, статья О. Фусана.

Внутренняя часть гемерид сложена палеозоем. В его более древние толщи интродировали граниты мелового возраста. На севере и на юге развиты более молодые формации, главным образом мезозой. В настоящее время палеозой Спишко-Гемерского Рудогорья расчленен на серии гелницкую, раковецкую, карбон и пермь. Упрощенное изображение упомянутых формаций приведено на рис. 1.

Гелницкая серия сложена преимущественно кластическими членами с признаками флишоидного осадконакопления, в которых встречаются мощные горизонты горных пород порфирирового вулканизма. Присутствуют тоже карбонатные породы и породы из группы филлитов, обладающие часто характером кварцитов. Породы гелницкой серии были подвергнуты региональному динамометаморфизму. О породах гелницкой серии, следовательно, надо говорить как о филлитах, кристаллических карбонатах и порфироидах. На рис. 2 приведена фациальная диаграмма с изображающими точками химических анализов нескольких образцов пород из группы порфиридов. Изображающие точки химических анализов карбонатных пород приведены на рис. 4.

Развитие раковецкой серии представляет собой период геосинклинального опускания. Опускание сопровождалось мощным начальным, преимущественно основным вулканизмом. Серия обладает характером нижней детритовой формации с флишоидными признаками. Горные породы раковецкой серии были подвергнуты также региональному метаморфизму. До недавнего време-

ни эта серия обозначалась как филлит-диабазовая или же, еще раньше, как филлитовая. Преобразованные породы диабазового вулканизма имеют характер зеленосланцев (см. J. Gubač 1969). Основные породы сопровождаются промежуточными и ультраосновными породами. Кроме динамометаморфизма, вулканические породы были подвергнуты тоже автометаморфизму, вследствие чего, например, основные породы, наиболее распространенные в этой серии, подверглись также спилитизации. Описаны были тоже интрузивные породы, как напр. кварцевый диорит, габбро-диорит и габбро (см. L. Kamenický, M. Marková 1957). Некоторые из изображающих точек на фациальных диаграммах, приведенных на рис. 3, относятся к образцам горных пород раковецкой серии.

Карбон в Спишко-Гемерском Рудогорье считается трансгрессивной формацией. Его развитие начинается часто базальным конгломератом (O. Fusán 1959). Конгломераты имеют характер метаконгломератов и по своему вещественному составу зависят, в значительной степени, от петрографии подстилающих толщ. На севере Спишко-Гемерского Рудогорья, где в основании залегает раковецкая серия, дело касается развития т. наз. биндт-руднянской фации, а на юге, где карбон подстилают породы гелницкой серии, развита рожнявская фация.

В карбонных породах встречаются также мощные толщи карбонатных пород. Их можно отнести к двум основным фаціальным развитиям, а именно к породам с доломитом, в котором наблюдается существенное содержание магния, а к породам с доломитом, обладающим существенным содержанием железа. Это разделение касается всех карбонатных пород палеозоя Спишко-Гемерского Рудогорья (J. Gubač 1971). В самой свите карбона встречается, в особенности, первая группа карбонатных пород. При отсутствии кальцита в составе этих пород имеется магнезит, именно кристаллические магнезиты типа "Veitsch". Я предполагаю, что в их развитии принимали участие седиментационный, диагенетический и метаморфический процессы. При соприкосновении карбонатных пород с силикатными, прежде всего с породами диабазового вулканизма, произошло развитие талька. Кроме диабазовых пород в свите карбона присутствуют тоже мощные толщи пород из группы филлитов. Изображающие точки анализов некарбонатных пород приведены на фациальной диаграмме на рис. 3, а карбонатных — на рис. 4.

Горные породы перми в области Спишко-Гемерского Рудогорья относятся к двум основным фаціальным развитиям. Наиболее широко распространено континентальное развитие, известное под названием «веррукано». Эта свита развита, главным образом, на севере Спишко-Гемерского Рудогорья. В южном участке было установлено присутствие морской перми, распространенной, однако, только до ограниченной степени. В свите континентальной перми присутствуют тоже кварцевые порфиры и их пирокластолиты. Это развитие представляет собой завершение герцинской фазы и обладает призна-



ками молассовой формации. Встречаются тоже горизонты гипсов и ангидри- тов. За континентально-лагунным осадконакоплением перми последовала седиментация верфена, обладающая уже признаками морского осадконакопле- ния, что проявляется, главным образом, долей карбонатов. Метаморфизм имеет преимущественно дислокационный характер.

Из мезозойских горных пород надо обратить внимание, прежде всего, на гемеридные граниты. Й. Кантор (J. Kantor 1957) при помощи метода  $A^{40}/K^{40}$  определил возраст гемеридных гранитов на 98 милл. лет. Тем и подтверждают- ся взгляды некоторых авторов, считающих уже раньше гемеридные граниты меловыми. Следовательно, интрузия гранитов была связана с альпийскими горообразовательными процессами. На дневную поверхность эти породы выходят только до ограниченной степени (см. рис. 1). В настоящее время на основании геофизических работ уже известно, что на больших глубинах гранитовые породы получают существенно более широкое распространение (O. Fusán et al. 1965). Подчеркиваю этот факт, главным образом, по той причине, что гемеридные граниты считались и считаются по мнению многих авторов источником рудоносных растворов. Поэтому этим породам уделялось довольно большое внимание. Из петрографических работ привожу, в особен- ности, статьи следующих авторов: J. Vachtl 1937, P. Opčáková 1954, J. et L. Kamenický 1955. О петрогенезисе гемеридных гранитов можно составить себе представление по профилю буровой скважины NG-1 на рис. 5. В наиболее верхних участках находится мусковитовый или турмалин-мусковитовый гра- нит. Ниже присоединяется биотит. При переходе между гранитами без биоти- та, а гранитами с биотитом развиты гранитовые порфиры. Под гранитовыми порфирами находятся двуслюдяные граниты. Ниже залегают мусковит-биоти- товые и, наконец, местами присоединяются тоже биотитовые граниты.

Общее представление о жильной минерализации в Спишско-Гемерском Рудогорье можно получить из схематического изображения временного разви- тия некоторых рудных жил на рис. 6. Отношения последовательности на жиле Бернарди, развитой в породах порфирикового вулканизма, заимствованы из статьи Ц. Варчека (C. Varček 1959), последовательность на сидеритовых жилах с кобальтово-никелевой минерализацией в раковецкой серии в обла- сти г. Добшина описана Г. Галагийовой-Андрусовой (G. Halahyiová-Andru- sovová 1957). На севере, в области п. Рудняны, изучал парагенетические отношения жильной минерализации Я. Г. Бернад (J. H. Bernard 1961), исследуя жилы, развитые в раковецкой серии в карбоне и проникающие даже в пермь. Последовательность на жилах, развитых в пермских породах на севере Спишско-Гемерского Рудогорья, конкретно на V-ой жиле месторождения Гретла, описана М. Пишой (M. Piša 1962). Проявления оруденения были установлены тоже в гемеридных гранитах. О грейзенизации писал Й. Вахтл (J. Vachtl 1937). Относительно более аномальные концентрации касситерита упоминаются в работах Я. Барана и др. (J. Baran et al. 1970, 1971).

Объясняя парагенетические отношения гидротермальной минерализации в Спишско-Гемерском Рудогорье, многие авторы обращали внимание на влияние геологической среды. Эти упоминания, однако, были лишены парагенетического анализа преобразованных боковых пород.

## Преобразования боковых пород

### Преобразования гранитов

Преобразования гранитов были вызваны растворами, выделившимися из кристаллизующейся магмы, а именно или на месте образования анализируемой породы — в ранней стадии, или же в более глубоких частях гранитоидового тела — в средней стадии. Преобразования в ранней стадии последовали непосредственно за кристаллизацией магмы. Первый случай этой высокотемпературной минерализации характеризуется развитием фельдшпатизации, а второй — проявлениями грейзенизации и турмалинизации. Парагенетические отношения более высокотемпературной минерализации изображены на рис. 7. Проявления грейзенизации сопровождаются кристаллизацией касситерита и минералов с легколетучими компонентами. Это, главным образом — плавиковый шпат, топаз, апатит и некоторые дальнейшие минералы. С фельдшпатизацией связано образование редкоземельных минералов и минералов, содержащих радиоактивные элементы. Образование калиевых полевых шпатов сопровождается биотитом. Кристаллизация сульфидных минералов в гемеридных гранитах следует как за первым, так и за вторым случаем, но наиболее широкое развитие она получает в связи с образованием турмалина и касситерита.

Более высокотемпературные преобразования довольно быстро заменяются более низкотемпературными преобразованиями. Мусковит замещается серицитом, олигоклаз — альбитом, а биотит — хлоритом. Кристаллизация кварца относительно нередко связана с кристаллизацией сульфидных минералов. На рис. 12 приведены фациальные диаграммы более низкотемпературной минерализации, а именно преобразования в средней стадии.

Конечную стадию преобразования представляет собой развитие минеральной ассоциации, подобной продуктам выветривания. В настоящей работе конечной стадии преобразования внимание не уделяется.

В табл. 1 и 2 приведены результаты химических и минералогических анализов нескольких образцов гемеридных гранитов. Химический состав минералов документируется измеренными величинами индексов преломления и удельных весов. На приложенных микрофотографиях видно положение отдельных минералов в структуре изучаемых горных пород. Изображающие

точки химических анализов нанесены на Заварицкого проекцию петрохимического пересчета (рис. 13). По ней видно, что часть образцов имеет повышенную величину  $b$ . Тем и проявляется, прежде всего, повышенное объемное содержание слюд и турмалина. Образцы с повышенной величиной  $b$  можно считать преобразованными гемеридными гранитами. Необходимо, однако, заметить, что к обогащению слюдами привело преобразование, вызванное как постмагматическими растворами, так и тектонометаморфическими процессами. Для сравнения гемеридных гранитов с гранитами других местонахождений на рис. 14 изображена проекция петрохимического пересчета химических анализов, приведенных в работе М. Г. Руба (M. G. Rub 1969).

Более ясное представление о характере развития преобразований гемеридных гранитов, вызванных постмагматическими растворами, получилось нами из геохимического анализа. Анализ распределения отдельных химических элементов был проведен по петрохимическим группам, отмеченным в профиле буровой скважины НГ-1. С целью получения более полного вертикального профиля были анализированы тоже пробы, отобранные из эндоконтакта гемеридных гранитов, а именно на месте, где была отмечена повышенная концентрация легколетучих и рудных элементов, упомянутых в работе Я. Барана и др. (J. Baran et al. 1970, 1971). Это место находится вблизи от положения буровой скважины НГ-1. Для сравнения приведены установленные величины и величины, опубликованные в работе Л. В. Таусона и др. и по табл. 6б (L. V. Tauson et al. 1974).

Из сравнения гистограмм распределения отдельных элементов вытекает, что совсем существенная часть элементов концентрировалась в верхних участках гранитоидового тела. Эта концентрация была обусловлена, в особенности, более активным участием легколетучих элементов. С проявлениями их более активного участия были связаны тоже автометаморфные процессы преобразования, особенно грейзенизация и турмалинизация.

Петрографическое, минералогическое и геохимическое истолкование гемеридных гранитов касается трех основных металлогенетических вопросов, и именно:

- а) минерализации с радиоактивными компонентами и элементами редких земель;
- б) минерализации с летучими компонентами и с образованием оловосодержащих или же вольфрамовых минералов;
- в) минерализации, связанной с гидротермальными процессами на рудных жилах.

Петрогенное развитие, сопровождающее проявления оруденения в гемеридных гранитах, относительно часто встречается тоже на других местонахождениях. Граниты Спишско-Гемерского Рудогорья, несмотря на то, если они выходят на дневную поверхность, или же развиты на больших глубинах, я считаю источником гидротермального оруденения в этой области. Их можно

обозначить как оловоносные граниты, хотя и необходима оценка их перспективности в отношении месторождений при помощи проведения технических работ.

## Преобразования карбонатных пород

Карбонатные породы в области Спишско-Гемерского Рудогорья встречаются почти в каждой стратиграфической свите. Карбонатные минералы принимают участие тоже в составе некоторых обломочных пород. Они присутствуют и в вулканических породах в качестве продукта преобразования. При реакции растворов с этими породами именно они реагировали наиболее ярко. Следовательно, если мы намерены распознать влияние геологической среды на развитие рудоносных растворов, особое значение получает объяснение реакций с карбонатными минералами. Наиболее полное истолкование этого вопроса дает анализ преобразования карбонатных пород.

Развитие рудной минерализации в карбонатных породах Спишско-Гемерского Рудогорья имеет, в сущности, двойной характер. Для первого случая характерно образование сидерита и анкерита. Второй случай представляет собой образование сульфидов. Тогда как в развитии пирита, халькопирита и тетраэдрита наблюдается стремление к определенной пространственной связи с карбонатной рудной минерализацией, образование галенита, сфалерита и сульфосолей, по крайней мере в некоторых случаях, не зависит от карбонатного оруденения.

Для преобразований, сопровождающих развитие сидерита, наиболее характерна сидеритизация. Пространственное развитие этого преобразования изображено в профиле месторождения Нижна Слана (рис. 41). Зависимость химического состава сидеритов, прежде всего содержания магния, от химического состава подвергшихся сидеритизации минералов свидетельствует о том, что образование сидерита протекало преимущественно за счет первоначальных доломитов. Довольно широкому развитию сидеритизации способствовали, главным образом, железистые доломиты.

Доломиты с низким содержанием железа в первоначальном составе карбонатных пород сопровождаются в случае отсутствия кальцита магнезитом. Во второй главе настоящей статьи я упомянул особенно о том, что в их развитии принимали участие седиментационный, диагенетический и метаморфический процессы. Более подробно я изложил этот факт в своей прежней работе (J. Gubaš 1973). В ходе воздействия гидротермальных растворов могло также наступить развитие магнезита или же брейнерита, их образование, однако, не было существенно. Сидерит в этих породах не был установлен. Для доказательства метасоматического развития кристаллических магнезитов недостает

сопровождающих явлений, какие можно, например, встретить при метасоматическом развитии сидерита.

Образование сидерита сопровождалось кристаллизацией анкерита, а именно или на жилах, прожилках, или же в боковых породах. Метасоматическое развитие анкерита осуществилось, главным образом, за счет кальцита. Фациальная диаграмма развития сидерита и анкерита приведена на рис. 44. Развитие анкерита наступило вследствие повышенной активности кальция, вызванной очень часто сидеритизацией.

Те же самые проявления сопровождающей минерализации можно встретить тоже при сульфидизации. В случае замещения первоначального доломита сульфидами или же кварцем выделенный магний принимает участие в доломитизации кальцита. Это явление, установленное при помощи микронзонда, изображено в иллюстр. прил. V. Сама доломитовая часть той же породы окварцована. Окварцевание сопровождается образованием талька, а иногда и хлорита. Фациальная диаграмма этого преобразования приведена на рис. 44.

На рис. 46а изображена концентрационная диаграмма кальция, магния и железа преобразованных карбонатных пород. На рис. 46б нанесены изображающие точки непреобразованных пород. Результаты химических и минералогических анализов преобразованных карбонатных пород приведены в табл. 9а, б. В табл. 11 приводятся результаты химических анализов анкеритизованных или же сидеритизованных карбонатных пород. Результаты химических и минералогических анализов окварцованных и сульфидизованных карбонатных пород приведены в табл. 13. Химические анализы, изображающие точки которых нанесены на концентрационную диаграмму на рис. 46б описаны в моей прежней работе (J. Gubač 1973).

Из анализа распределения химических элементов, в большинстве случаев изображенного в гистограммах, вытекает, что при сидеритизации привносились, в особенности, сидерофильные, а нередко тоже литофильные элементы. В случае литофильных элементов решающую роль сыграло их присутствие в первоначальных пороодообразующих минералах. Непосредственно за привнесением сидерофильных элементов последовало распространение халькофильных элементов. При сульфидизации более широкое распространение получил тоже кремний. Карбонатные породы благоприятно повлияли, в особенности, на распространение карбонатной гидротермальной минерализации.

### Преобразования пород гелницкой серии

В гелницкой серии необходимо принять во внимание три главные группы горных пород, а именно породы порфиривого вулканизма — порфирииды, породы из группы филлитов и карбонатные породы. О преобразованиях карбонатных пород я упомянул выше. Из других групп наиболее коренным

образом изменились породы порфиривого вулканизма. Они были подвергнуты как автометаморфным, так и тектонометаморфическим процессам. Гидротермальные растворы реагировали, следовательно, уже с измененными таким образом горными породами. Некоторые минералы из предшествующих метаморфических процессов образовались тоже при гидротермальном преобразовании и по химическому составу нельзя их различить. Это касается, главным образом, альбита и серицита. Для карбонатного оруденения наиболее характерна карбонатизация, а именно как сидеритизация, так и анкеритизация. В автометаморфной стадии наступило развитие кальцита из карбонатов, в автометаморфной и тектонометаморфической стадиях преобразования — тоже развитие кварца. В сопровождении карбонатного оруденения окварцевание развито относительно слабо. Оно встречается, главным образом, в тех случаях, когда образовались тоже альбит, серицит и турмалин. Преобразования в сопровождении кварцево-сульфидного оруденения характеризованы, прежде всего, окварцеванием. В контактовом ореоле гранитов преобразования порфиридов одинаковы с преобразованиями гранитов. Выше я уже упомянул, что фациальные диаграммы более высокотемпературного преобразования приведены на рис. 7а, б, а более низкотемпературного преобразования — на рис. 12а, б. К более низкотемпературным преобразованиям относятся тоже проявления минерализации, упомянутые в сопровождении карбонатного оруденения. Фациальное развитие этих преобразований изображено в зависимости от химических потенциалов компонентов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 56а). Компоненты  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  являются основными окислами. На основании фациального развития я пришел к заключению, что процесс преобразования порфиридов привел к повышению щелочности рудоносных растворов. Этот факт проявился развитием альбита как в боковых породах, так и на жилах. На рис. 53 изображен профиль забоя в альбит-сидеритовой жиле. По этому профилю видно, что т. наз. аплит, именно альбит-кварцевая жильная масса, развит, главным образом, при соприкосновении жилы и боковой породы. Значительная часть образована метасоматическим путем. По этой причине исследующие месторождения минералоги считали альбит самым ранним минералом. По моему мнению, однако, этот факт является эффектом достигнутой щелочности рудоносных растворов. Более кислые растворы проявились, главным образом, более выразительным развитием кварца или же турмалина. Это явление сопровождалось развитием сульфидов и ослаблением карбонатной минерализации; оно проявилось, в особенности, в кварцитовых породах из группы филлитов. Фациальная диаграмма преобразования этой группы пород без развития карбонатов приведена на рис. 57б. На рис. 55 изображена карта системы жил в области п. Рожнява и Добшина. Из этого изображения вытекает, что в горных породах порфиривого вулканизма развиты, в особенности, карбонатные жилы, а в кварцитовых породах — кварцевые и кварцево-сульфидные жилы. Эта дифференциация в распределении рудных жил может

нарушиться присутствием карбонатов в горных породах из группы филлитов.

В процессе карбонатного оруденения наблюдаются довольно выразительные проявления распространения литофильных элементов. Об этом и свидетельствует, прежде всего, присутствие алюмосиликатов на карбонатных жилах. Выводя карбонатные растворы из ранней стадии постмагматических растворов гемеридных гранитов, можно сказать, что часть элементов, особенно щелочи, магний и сидерофильное железо, могла привноситься из магматического источника. Кальций, алюминий и часть щелочных элементов привносились в гидротермальный процесс, в особенности, при метасоматозе алюмосиликатов в составе порфириидов. Их вход в этот процесс был вызван, прежде всего, карбонатизацией. При воздействии кварцево-сульфидных растворов привносились, в особенности, кремний и халькофильные элементы. Изменение режима кислотности рудоносных растворов, наступившее при реакции порфириидов с рудоносными растворами, повлияло тоже на характер оруденения, что и проявилось упомянутым распределением оруденения в зависимости от петрографического характера боковых пород.

#### Преобразования пород раковецкой серии и карбона

Подобно гелницкой серии развиты тоже в раковецкой серии и карбоне преимущественно вулканические, обломочные и карбонатные породы. Последние встречаются, особенно, в свите карбона. Об их преобразовании я упомянул выше в отдельной главе. Для истолкования преобразований необходимо принять во внимание, в особенности, вулканические и обломочные породы. Эти породы были также метаморфизованы в условиях фации зеленосланцев, что изложено мной более подробно во второй главе настоящей работы.

Преобразования в сопровождении карбонатного оруденения характеризованы, в особенности, развитием карбонатов, а именно, главным образом, сидерита и анкерита. Химический состав гидротермальных карбонатов зависит также, в определенной степени, от химического состава замещенных минералов. Наиболее интенсивно были затронуты первоначальные карбонаты. В первоначальных диабазовых породах при аутометаморфном преобразовании в спилитовой фации, но и при тектонометаморфизме, наступило образование кальцита. В туфогенных породах кроме кальцита присутствуют тоже доломиты. Было отмечено присутствие доломита с низким содержанием железа. Рудоносные растворы реагировали также с преобразованными ультраосновными породами, в составе которых имеется брейнерит. В обломочных кварцитовых породах из группы филлитов находятся иногда тоже первоначальные карбонаты, а именно как кальцит, так и доломит. В составе этих пород было отмечено и присутствие железистого доломита. В случае доломита

с высоким содержанием железа необходимо, однако, уже иметь в виду тоже воздействие железистого метасоматоза, но не безусловно, Описывая вышеупомянутые серии, особенно карбонатных пород, я привел развитие железистого доломита также в связи с догидротермальным развитием горных пород. При метасоматическом развитии гидротермальных карбонатов, особенно карбонатов железа за счет первоначальных карбонатов магния, значительная часть этого существенно распространенного элемента перешла в состав новообразованных карбонатов. Химический состав сидеритов характеризуется, в особенности, измеренными величинами удельного веса. Анкерит образовался, главным образом, вследствие перехода кальция из порообразующих минералов в состав рудоносных растворов.

Карбонатизация алюмосиликатов обусловила и в этом случае вступление алюминия в состав рудоносных растворов. Таким образом, до значительной степени, обеспечилось развитие алюмосиликатов в сопровождении карбонатного оруденения. Развитие этих минералов не было, однако, предопределено единственно этим фактором. Практически для каждого из алюмосиликатов отдельно необходимо искать специальные обстоятельства развития. Так напр. при развитии фуксита надо объяснить тоже обстоятельства воздействия калия и хрома. В случае калия возможен переход из горных пород, с которыми реагировали растворы. Во внимание можно принять особенно порфирииды из подстилающей гелницкой серии и привнос из гемеридных гранитов. Возможно, что наиболее выразительно повлиял последний фактор. Хром мог привноситься растворами, но в случаях более аномальных проявлений этого элемента необходимо искать источник в боковых породах. Хром могли предоставлять, в особенности, ультраосновные породы, но он был связан тоже с темноцветными минералами в основных породах. Фукситизация наступила, однако, преимущественно в тех породах, которые были удобны для развития серицита, именно в породах, содержащих в своем составе полевые шпаты. К ним надо отнести как вулканические, так и обломочные породы. Развитие фуксита было все же отмечено и в карбонатных породах и на сидеритовых жилах. Оно связано обыкновенно с мелкозернистым развитием кварца (см. микрофотографии в илл. прил. XI и XII). Мелкозернистое развитие кварца я считаю, прежде всего, проявлением быстрой кристаллизации. Кремний в процессе карбонатного оруденения был довольно растворимый. В таких условиях могло осуществиться относительно значительное обогащение растворов этим элементом. Даже малое изменение термодинамических условий, а прежде всего изменение кислотности растворов, могло проявиться упомянутой быстрой кристаллизацией кварца и фуксита. Более подробные сведения о развитии фуксита в Спишско-Гемерском Рудогорье опубликованы мной раньше (J. Gubač 1975).

Из силикатных минералов в сопровождении карбонатного оруденения необходимо иметь в виду еще развитие серицита и турмалина. Образование



турмалина было обусловлено, прежде всего, привнесом бора. Фациальная диаграмма преобразования в сопровождении карбонатного оруденения приведена на рис. 57.

Сульфидное и кварцево-сульфидное оруденение следует почти непосредственно за карбонатным оруденением. Это касается преимущественно сульфидных и мышьяковистых минералов кобальта и никеля. Более аномальное развитие этих минералов было до сих пор отмечено, прежде всего, на тех же местонахождениях как и фукситизация. Это значит, что ультраосновные породы, а также основные породы с достаточным содержанием хрома в первоначальном составе, были удобны не только для развития фукситизации, но и минералов кобальта и никеля.

Из других сульфидных минералов за карбонатным оруденением почти непосредственно следует особенно развитие халькопирита, минералов из группы тетраэдрита, пирита и некоторых других минералов. Развитию сульфидов в боковых породах способствовало присутствие первоначального пирита. Для сопровождения кварцево-сульфидной минерализации наиболее характерны окварцевание, хлоритизация и сульфидизация. Фациальная диаграмма, характеризующая парагенетические отношения в сопровождении кварцево-сульфидного оруденения, приведена на рис. 60.

На основании геохимического анализа можно установить, что вызванные рудоносными растворами преобразования толщ раковецкой серии и карбона характеризованы привнесом С, S, В, Fe, К, Ва, Sr и халькофильных элементов. Некоторые элементы, как напр. Mg, Cr, Ni, Co, привносились, вероятно, тоже из источника, но значительную роль сыграл и вынос из боковых пород. То же самое можно сказать и об алюминии.

## Преобразования пород перми и верфена

Изучая породы веррукано, т. е. континентального развития перми, необходимо иметь в виду, что дело касается кластических пород с явно несортированным материалом. В некоторых горизонтах имеется тоже определенная доля гематита. Если доля этого минерала более выразительна, породы получают фиолетовую или же красную окраску. Горные породы веррукано содержат значительное количество кластического кварца, полевых шпатов, серицита и хлорита. Лагунные горизонты сложены гипсом и ангидритом. В базальной свите присутствуют тоже кластические карбонаты. Осадочные карбонаты встречаются преимущественно в верхних свитах, которые, однако, надо уже отнести к мергелям верфена. Обломочный материал происходит, прежде всего, из подстилающих формаций, преимущественно из карбона и раковецкой серии. О реакции этих минералов с рудоносными растворами я упомянул уже выше. Рудные жилы развиты нередко при соприкосновении веррукано и кар-

бона. Веррукано, однако, часто покрывает рудные жилы. В качестве признаков закрытых рудных жил для их прослеживания хорошо годятся импрегнации, сопровождающие рудные жилы в обломочных породах веррукано. Это или карбонаты, преимущественно сидерит, или же сульфиды. Присутствие сульфидов может быть, однако, связано и с кварцевыми порфирами, встречающимися также в породах веррукано. С породами порфиrowого вулканизма связаны все же дальнейшие проявления оруденения, о которых пишет, например, в своей работе И. Ройкович (I. Rojkovič 1968). В настоящей статье этим процессом оруденения я более подробно не занимаюсь.

Преобразования минералов в первоначальном составе пород веррукано или же верфена, вызванные рудоносными растворами, совсем подобны преобразованиям горных пород более древних формаций. Реакция карбонатных растворов с минералами кальция привела к образованию анкерита. Это произошло также при преобразовании гипсовых и ангидритовых тел и при преобразовании мергелей верфена. В обломочных породах веррукано наступило тоже развитие серицита и фуксита, именно в таких же условиях, о каких я упомянул в связи с обломочными породами карбона. Развитие фуксита в породах веррукано было установлено, например, в буровой скважине Ру-5 (рис. 74). Совсем возможно, что ультраосновные породы присутствуют только в раковецкой серии и обломки этих пород попали не только в карбон, но и в веррукано. Развитие алюмосиликатов относительно часто сопровождается кварцем. Явления окварцевания встречаются преимущественно в сопровождении кварцево-сульфидного оруденения. В этом случае гидротермальный кварц связан тоже с развитием хлорита.

Геохимией преобразованных пород веррукано я не занимался более подробно из-за значительной неоднородности анализированных образцов.

### **Выводы и обобщения изучения преобразований боковых пород Спишко-Гемерского Рудогорья**

Подытожение результатов фацеального анализа преобразованных боковых пород на месторождениях Спишко-Гемерского Рудогорья приведено на рис. 95. Можно сказать, что оруденение Спишко-Гемерского Рудогорья, сопровождающее эти преобразования, обладает в пределах Западных Карпат некоторыми особыми признаками, являющимися результатом влияния геологической среды. К ним относятся, прежде всего, выразительное развитие карбонатной минерализации и совсем значительное появление алюмосиликатов на рудных, особенно карбонатных жилах. Проявляется также зависимость распространения оруденения от петрографического характера боковых пород. Эта зависимость довольно разнообразна.

Говоря о гидротермальном развитии карбонатов, необходимо подчеркнуть, прежде всего, зависимость от присутствия карбонатов в составе боковых пород. Это проявилось, в особенности, в требуемом парциальном давлении  $\text{CO}_2$ . Развитию железистого метасоматоза в рамках карбонатизации способствовало, особенно, присутствие железистых доломитов. Более выразительное проявление при реакции с рудоносными растворами кальция или магния из боковых пород ограничивало развитие сидерита. Хотя и подчеркиваю благоприятность влияния присутствия карбонатов в составе боковых пород для развития карбонатного оруденения, все же я имею в виду происхождение  $\text{CO}_2$  из магматического источника. Таким источником я считаю гемеридные граниты, особенно в ранней стадии их развития. Постмагматические растворы этой стадии содержали тоже достаточное количество железа. Обогащению этих растворов углекислым газом могла способствовать также ассимиляция.

За развитием гидротермальных карбонатов почти непосредственно последовало развитие сульфидов. Это явление встречается, в особенности, на гидротермальных жилах и в метасоматических телах. В самих гемеридных гранитах развитие сульфидов являлось, прежде всего, продуктом воздействия растворов средней стадии преобразования. Это преобразование было вызвано, в особенности, растворами, выделенными в более глубоких частях гранитоидового тела. Развитие сульфидов произошло, однако, тоже при воздействии растворов ранней стадии в процессе, прежде всего, более высокотермальной минерализации с развитием пирротина, молибденита и некоторых дальнейших минералов, имеющих совсем близкое пространственное отношение к развитию оксидов, особенно касситерита.

Развитие сульфатов, в частности барита, встречается на гидротермальных жилах обыкновенно в ассоциации с карбонатами.

Развитие гидротермальных силикатов произошло, особенно, вследствие реакции рудоносных растворов с алюмосиликатами боковых пород. Это касается, в значительной степени, тоже преобразования гемеридных гранитов. В соседстве рудных жил или же в метасоматических телах образовались чаще всего алюмосиликаты. Особенно на жилах их развитию способствовало выделение алюминия из боковых пород, к которому привела, прежде всего, карбонатизация и, в несколько меньшей степени, окварцевание. Не лишено, наверно, интереса, что наиболее выразительное проявление алюмосиликатов встречается, в особенности, на карбонатных жилах. Развитие хлорита, наоборот, сопровождает, прежде всего, кварцевые и кварцево-сульфидные жилы. Минералогический характер алюмосиликатов зависел, вероятно, тоже от воздействия других элементов. В случае некоторых элементов, как напр. щелочей, значительную роль сыграл тоже магматический источник. С упрощением, следовательно, приступалось бы к рассмотрению этой проблематики, если бы, обсуждая развитие силикатов в гидротермальном процессе, во внимание принимался только один фактор. Неправильно было бы также стремление

выводить присутствие силикатов на гидротермальных жилах из особенных растворов. В пренебрежении осталось бы, таким образом, химическое развитие рудоносных растворов в процессе их реакции с боковым породами.

То же самое касается и развития гидротермальных оксидов. Наиболее разнообразное развитие произошло в случае кварца, генетически связанного с развитием силикатов. Его образование в гидротермальном процессе было вызвано как пониженной растворимостью кремния в рудоносных растворах, так и выделением из боковых пород, особенно при метасоматозе алюмосиликатов.

Развитие оксидов встречается как в гемеридных гранитах, так и на рудных жилах. В гемеридных гранитах самое большое значение получило касситеритовое оруденение. Относительно часто в них встречается, однако, тоже развитие других оксидов, особенно оксидов железа. Образовались в них как гематит, так и магнетит. На гидротермальных жилах оксиды находятся преимущественно в ассоциации карбонатов. Вероятным кажется, следовательно, что более высокой степени окисления элементов в рудоносных растворах могло, с одной стороны, способствовать присутствие некоторых легколетучих компонентов, а с другой стороны, близость к поверхности, проявившаяся повышенной концентрацией растворенного кислорода.

Подытоживая основные результаты изучения преобразований боковых пород, можно сказать, что гемеридные граниты надо считать источником как карбонатного, так и кварцево-сульфидного оруденения. Это, конечно, не значит, что все полезные ископаемые в Спишско-Гемерском Рудогорье имеют граниты своим источником. Это, например, касается кристаллических магнетитов типа "Veitsch". Постмагматические растворы, выделенные из кристаллизующейся магмы, испытали вещественное развитие при кристаллизации, при реакции с боковыми породами, при реакции с подземными водами или же в зависимости от других, именно термодинамических или кинетических факторов минерализации. В настоящей работе я обратил внимание, прежде всего, на явления, результирующие из реакции рудоносных растворов с боковыми породами. В ней впервые дается сводка решения вопроса преобразований боковых пород в изучаемой области. Дальнейшие решения этого вопроса принесут, несомненно, уточнение полученных до настоящего времени сведений. Однако, я полагаю, что настоящая работа, по крайней мере в некоторых отношениях, поспособствует объяснению влияния геологической среды на развитие оруденения в Спишско-Гемерском Рудогорье. Это влияние имеет существенное значение для познания металлогенеза упомянутой области.

## Пояснения к рисункам 1–95

Рис. 1 Обзорная карта геологических формаций и рудных жил Спишско-Гемерского Рудогорья. 1 – раковецкая серия, 2 – пермь, 3 – карбон, 4 – мезозой в общем, 5 – порфириды гелницкой серии, 6 – другие члены гелницкой серии, 7 – гемеридный гранит, 8 – кристаллические породы, 9 – флиш, 10 – неоген, 11 – месторождения сурьмы ( $\pm$  Au), 12 – сидериты, 13 – барито-сидеритовые и баритовые жилы, 14 – кварцево-анкерито-сульфидные жилы, 15 – кварцевые жилы.

Рис. 2 Диаграмма фации зеленосланцев с изображающими точками химических анализов порфиридов гелницкой серии.

Рис. 3 Диаграмма фации зеленосланцев с изображающими точками горных пород раковецкой серии и карбона.

Рис. 4 Диаграммы фации зеленосланцев с изображающими точками карбонатных пород палеозоя Спишско-Гемерского Рудогорья. 1 – кристаллические доломиты с Fe-доломитом, 2 – кристаллические доломиты с Mg-доломитом, 3 – кристаллические доломитовые магнезиты и магнезитовые доломиты, 4 – кристаллические известняки, 5 – кристаллический доломит с Mg-доломитом, 6 – кристаллический доломитовый магнезит с тальком, 7 – кристаллические доломитовые известняки с Fe-доломитом, 8 – кристаллические доломитовые известняки с Mg-доломитом, 9 – кристаллические кальцитовые доломиты с Fe-доломитом, 10 – кристаллические кальцитовые доломиты с Mg-доломитом, 11 – альбит-карбонат-хлоритовые сланцы.

Рис. 5 Профиль структурной буровой скважины НГ-1.

Рис. 6 Таблицы последовательности некоторых рудных жил Спишско-Гемерского Рудогорья.

Рис. 7 а) Фациальная диаграмма более высокотермального преобразования гранитоидовых пород, содержащих биотит, б) Фациальная диаграмма более высокотермального преобразования гранитоидовых пород, содержащих турмалин. Кг — кварц, Кж — калиевый полевой шпат, Аб — плагиоклаз, Mus — мусковит, Ви — биотит, Тур — турмалин.

Рис. 8 а) Гистограмма удельных весов плагиоклазов из гемеридных гранитов, б) Гистограмма содержаний плагиоклазов в гемеридных гранитах, в) Зависимость удельных весов плагиоклазов от их количества в гемеридных гранитах.

Рис. 9 а) Гистограмма удельных весов ортоклаза из гемеридных гранитов, б) Гистограмма содержаний ортоклаза в гемеридных гранитах.

Рис. 10 а) Гистограмма индекса преломления  $\gamma$  мусковита, б) Гистограмма содержаний мусковита, в) Зависимость индекса преломления  $\gamma$  и количества мусковита в гемеридных гранитах.

Рис. 11 Гистограмма содержаний кварца в гемеридных гранитах.

Рис. 12 а) Фациальная диаграмма более низкотемпературного преобразования с турмалином, б) Фациальная диаграмма более низкотемпературного преобразования с хлоритом. Кг — кварц, Аб — альбит, Сер — серицит, Тур — турмалин, Чл — хлорит.

Рис. 13 Заварицкого проекция петрохимических числовых характеристик гемеридных гранитов.

Рис. 14 Заварицкого проекция петрохимических числовых характеристик оловоносных гранитов (по данным работы М. G. Rub 1969).

Рис. 15 а) Гистограмма  $\text{SiO}_2$  в гемеридных гранитах, б) Гистограмма Si в гемеридных гранитах.

Рис. 16 а) Гистограмма  $\text{TiO}_2$  в гемеридных гранитах, б) Гистограмма Ti в гемеридных гранитах.

Рис. 17 а) Гистограмма  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в гемеридных гранитах, б) Гистограмма Al в гемеридных гранитах.

Рис. 18 а) Гистограмма FeO в гемеридных гранитах, б) Гистограмма Fe в гемеридных гранитах.

Рис. 19 а) Гистограмма CaO в гемеридных гранитах, б) Гистограмма Ca в гемеридных гранитах.

Рис. 20 а) Гистограмма  $\text{Na}_2\text{O}$  в гемеридных гранитах, б) Гистограмма Na в гемеридных гранитах, с) Гистограмма Na в гемеридных гранитах (по данным работы L. V. Tauson et al. 1974 и по табл. 6б).

Рис. 21 а) Гистограмма  $\text{K}_2\text{O}$  в гемеридных гранитах, б) Гистограмма K в гемеридных гранитах, с) Гистограмма K в гемеридных гранитах (по данным работ М. Tréger 1972, J. Bartošek et al. 1972), д) Гистограмма K в гемеридных гранитах (по данным работ L. V. Tauson et al. 1974, 1975). е) Гистограмма K в гемеридных гранитах из буровой скважины HG-1 (по данным работы L. V. Tauson et al. 1974 и по табл. 6б).

Рис. 22 а) Гистограмма V в гемеридных гранитах из буровой скважины HG-1 (по данным работы L. V. Tauson et al. 1974 и по табл. 6б). б) Гистограмма V в гемеридных гранитах с поверхности (по данным работы L. V. Tauson et al. 1974 и по табл. 6б).

Рис. 23 а) Гистограмма F в гемеридных гранитах из буровой скважины HG-1 (по данным работы L. V. Tauson et al. 1974 и по табл. 6б), б) Гистограмма F в гемеридных гранитах с поверхности (по данным работы L. V. Tauson et al. 1974 и по табл. 6б).

Рис. 24 а) Гистограмма U в гемеридных гранитах из буровой скважины HG-1 (по данным работ М. Tréger 1972, J. Bartošek et al. 1972), б) Гистограмма U в гемеридных гранитах с поверхности (по данным работы J. Bartošek et al. 1972).

Рис. 25 Гистограмма Ra в гемеридных гранитах (по данным работы М. Tréger 1972).

Рис. 26 а) Гистограмма Th в гемеридных гранитах из буровой скважины HG-1 (по данным работ М. Tréger 1972, J. Bartošek et al. 1972), б) Гистограмма Th в гемеридных гранитах с поверхности (по данным работы J. Bartošek et al. 1972).

Рис. 27 а) Гистограмма Ga в гемеридных гранитах из эндоконтакта, б) Гистограмма Ga в мусковитовом и турмалин-мусковитовом граните из буровой скважины HG-1, с) Гистограмма Ga в двуслюдяном граните из буровой скважины HG-1, д) Гистограмма Ga в мусковит-биотитовом и биотитовом граните из буровой скважины HG-1.

Рис. 28 а) Гистограмма Sr в гемеридных гранитах из эндоконтакта, б) Гистограмма Sr в мусковитовом и турмалин-мусковитовом граните из буровой скважины HG-1, с) Гистограмма Sr в двуслюдяном граните из буровой скважины HG-1, д) Гистограмма Sr в мусковит-биотитом и биотитом граните из буровой скважины HG-1.



Рис. 39 а) Гистограмма Zn в гемеридных гранитах из буровой скважины НГ-1 (по данным работы L. V. Tauson et al. 1974 и по табл. 6b), б) Гистограмма Zn в гемеридных гранитах с поверхности (по данным работы L. V. Tauson et al. 1974 и по табл. 6b).

Рис. 40 а) Гистограмма Be в гемеридных гранитах из буровой скважины НГ-1 (по данным работы L. V. Tauson et al. 1974 и по табл. 6b), б) Гистограмма Be в гемеридных гранитах с поверхности (по данным работы L. V. Tauson et al. 1974 и по табл. 6b).

Рис. 41 Профиль месторождения Нижна Слана. 1 – сидерит, 2 – анкерит, 3 – известняк, 4 – серицито-графитовые и графитовые филлиты, 5 – порфириод, 6 – графито-серицитовые филлиты, 7 – щебень, 8 – доломит, 9 – сидерит, 10 – кварц, 11 – серицит, 12 – альбит, 13 – кальцит.

Рис. 42 а) Деталь профиля буровой скважины NS-111, б) Деталь профиля буровой скважины NS-112, 1 – серицито-графитовые филлиты, 2 – метасоматический анкерит, 3 – метасоматический сидерит, 4 – жильный сидерит, 5 – кварц, 6 – известняк, 7 – сидерит, 8 – доломит, 9 – кварц, 10 – кальцит.

Рис. 43 а) Гистограмма удельных весов (s) сидерита, б) Гистограмма удельных весов (s) карбоната из доломит-анкеритовой изоморфной последовательности.

Рис. 44 Фациальная диаграмма преобразования карбонатных пород.

Рис. 45 а) Фазовая диаграмма кальцит→сидерит (по данным работы J. Vabčan 1974), б) Фазовая диаграмма магнезит→сидерит (по данным работы J. Vabčan 1974).

Рис. 46 а) Концентрационная диаграмма Ca, Mg, Fe с изображающими точками гидротермально преобразованных карбонатных пород, б) Концентрационная диаграмма Ca, Mg, Fe с изображающими точками не преобразованных гидротермально карбонатных пород. 1 – сидеритизованные кристаллические доломиты, 2 – сидеритизованные кристаллические доломитовые известняки и кальцитовые доломиты, 3 – кристаллические доломиты или же анкериты, 4 – кристаллические доломитовые известняки или же анкеритизованные известняки, 5 – окварцованные сульфидизованные и сидеритизованные кристаллические доломиты, 6 – кристаллический доломит, 7 – кристаллический доломитовый известняк с Fe-доломитом, 8 – кристаллический кальцитовый доломит с Mg-доломитом, 9 – кристаллический известняк, 10 – кристаллические доломитовые магнезиты, 11 – доломитовые и магнезитовые породы с тальком.

Рис. 47 а) Гистограмма CaO сидеритизованных карбонатных пород, б) Гистограмма MgO сидеритизованных карбонатных пород, в) Гистограмма FeO сидеритизованных карбонатных пород, г) Гистограмма MnO сидеритизованных карбонатных пород, д) Гистограмма CO<sub>2</sub> сидеритизованных карбонатных пород, е) Гистограмма SO<sub>3</sub> сидеритизованных карбонатных пород.

Рис. 48 а) Гистограмма Co в кристаллических доломитах с Fe-доломитом, б) Гистограмма Co в кристаллических кальцитовых доломитах или же в доломитовых известняках, в) Гистограмма Co в сидеритизованных кристаллических доломитах с Fe-доломитом, г) Гистограмма Co в сульфидизованных кристаллических доломитах или же доломитовых известняках.

Рис. 49 а) Гистограмма Ni в кристаллических доломитах с Fe-доломитом, б) Гистограмма Ni в кристаллических кальцитовых доломитах или же в доломитовых известняках, в) Гистограмма Ni в сидеритизованных кристаллических доломитах с Fe-доломитом, г) Гистограмма Ni в сульфидизованных кристаллических доломитах или же доломитовых известняках.



Рис. 50 а) Гистограмма Pb в кристаллических доломитах с Fe-доломитом, б) Гистограмма Pb в кристаллических кальцитовых доломитах или же в доломитовых известняках, в) Гистограмма Pb в сидеритизованных кристаллических доломитах с Fe-доломитом, г) Гистограмма Pb в сульфидизованных кристаллических кальцитовых доломитах или же доломитовых известняках.

Рис. 51 а) Гистограмма Zn в кристаллических доломитах с Fe-доломитом, б) Гистограмма Zn в кристаллических кальцитовых доломитах или же в доломитовых известняках, в) Гистограмма Zn в сидеритизованных кристаллических доломитах с Fe-доломитом, г) Гистограмма Zn в сульфидизованных кристаллических кальцитовых доломитах или же доломитовых известняках.

Рис. 52 а) Гистограмма Cu в кристаллических доломитах с Fe-доломитом, б) Гистограмма Cu в кристаллических кальцитовых доломитах или же в доломитовых известняках, в) Гистограмма Cu в сидеритизованных кристаллических доломитах с Fe-доломитом, г) Гистограмма Cu в сульфидизованных кристаллических кальцитовых доломитах или же доломитовых известняках.

Рис. 53 Деталь забоя в жиле Бернарди в п. Рожнява (по работе С. Varček 1959).

Рис. 54 Развитие альбита в сопровождении карбонатного оруденения.

Рис. 55 Карта главных петрографических типов горных пород и рудных жил в области п. Рожнява и Добшина. 1 — порфириды гелницкой серии, 2 — другие члены гелницкой серии, 3 — гемеридные граниты, 4 — другие члены гемерид, 5 — карбонатные жилы с незначительным содержанием сульфидов, 6 — кварцево-сульфидные жилы с незначительным содержанием карбонатов.

Рис. 56 Фациальная диаграмма метасоматических фаций карбонатизованных порфиридов. Kг — кварц, Ab — альбит, Ser — серицит, Tur — турмалин, Car — карбонат.

Рис. 57 Фациальная диаграмма метасоматических фаций пород из группы филлитов. Kг — кварц, Ser — серицит, Tur — турмалин, Ank — анкерит, Sid — сидерит.

Рис. 58 Геологическая карта с обозначением кварцевых жил и преобразований порфиридов центральной части Спишко-Гемерского Рудогорья. 1 — кварцевый порфир, 2 — порфириды, 3 — более основные члены порфиридового вулканизма, 4 — гранитизованный кварцевый порфир, 5 — порфириды с имбибичными полевыми шпатами, 6 — толщи серицито-хлоритовых филлитов в порфиридах, 7 — тонкозернистые, светлые, часто пятнистые туфы и туффиты кварцевых порфиров, 8 — серицитовые, хлоритовые, графитовые и кварцевые филлиты, лидиты и кварциты в общем, 9 — диорит, 10 — гемеридный гранит, 11 — кварцевые жилы, тесно связанные с гранитами, 12 — глина и щебень.

Рис. 59 Фациальная диаграмма более высокотемпературного преобразования сланцеватых пород. Kг — кварц, Mus — мусковит, Bi — биотит, Tur — турмалин.

Рис. 60 Более низкотемпературные преобразования сланцеватых пород, Kг — кварц, Ser — серицит, Chl — хлорит, Tur — турмалин.

Рис. 61а) Гистограмма Ba в карбонатизованных, серицитизованных или же турмалинизованных порфиридах, б) Гистограмма Ba в карбонатизованных, серицитизованных и альбитизованных порфиридах.

Рис. 62 а) Гистограмма Sr в карбонатизованных, серицитизованных или же турмалинизованных

порфироидах, б) Гистограмма Sg в карбонатизованных, серицитизованных и альбитизованных порфироидах.

Рис. 63 а) Гистограмма Ga в карбонатизованных, серицитизованных или же турмалинизованных порфироидах, б) Гистограмма Ga в карбонатизованных, серицитизованных и альбитизованных порфироидах.

Рис. 64 а) Гистограмма Li в карбонатизованных, серицитизованных или же турмалинизованных порфироидах, б) Гистограмма Li в карбонатизованных, серицитизованных и альбитизованных порфироидах.

Рис. 65 а) Гистограмма Zg в карбонатизованных, серицитизованных или же турмалинизованных порфироидах, б) Гистограмма Zg в карбонатизованных, серицитизованных и альбитизованных порфироидах.

Рис. 66 а) Гистограмма Cg в карбонатизованных, серицитизованных или же турмалинизованных порфироидах, б) Гистограмма Cg в карбонатизованных, серицитизованных и альбитизованных порфироидах.

Рис. 67 а) Гистограмма V в карбонатизованных, серицитизованных или же турмалинизованных порфироидах, б) Гистограмма V в карбонатизованных, серицитизованных и альбитизованных порфироидах.

Рис. 68 а) Гистограмма Ni в карбонатизованных, серицитизованных или же турмалинизованных порфироидах, б) Гистограмма Ni в карбонатизованных, серицитизованных и альбитизованных порфироидах.

Рис. 69 а) Гистограмма Co в карбонатизованных, серицитизованных или же турмалинизованных порфироидах, б) Гистограмма Co в карбонатизованных, серицитизованных и альбитизованных порфироидах.

Рис. 70 Гистограмма содержаний карбоната из доломит-анкеритовой изоморфной последовательности в обломочных породах карбона и раковецкой серии, 1 — из метаконгломератов, 2 — из филлитов, 3 — из альбит-карбонат-хлоритовых сланцев.

Рис. 71 а) Гистограмма содержаний сидерита в обломочных породах карбона и раковецкой серии, б) Гистограмма удельных весов (s) сидерита в обломочных породах карбона и раковецкой серии, 1 — из метаконгломератов, 2 — из филлитов, 3 — из альбит-карбонат-хлоритовых сланцев.

Рис. 72 а) Геологическая карта с обозначением жил рудного поля в п. Рудняны, б) Профиль рудного поля в п. Рудняны, 1 — ручьевые наносы, 2 — осыпи склонов, 3 — глыбовые обломки известняков, 4 — конгломераты, 5 — ветерштейнские известняки (средний триас), 6 — пермские сланцы (верфен), 7 — пермь конгломератового и сланцевого развития, 8 — диабазы и диабазовые туффиты, 9 — графитовые и хлорито-графитовые сланцы, 10 — базальная часть карбона, 11 — хлорито-серицитовые филлиты раковецкой серии, 12 — диабазы и диабазовые туффиты раковецкой серии, 13 — гипс-ангидрит, 14 — сидерит, 15 — барит, 16 — анкерит, 17 — кварц, 18 — установленные тектонические линии.

Рис. 73 Деталь профиля шахты Рудняны-запад, 1 — фиолетовые пермские конгломераты, 2 — графитовые сланцы (карбон), 3 — диабазы, диабазовые туффиты и туфы, 4 — кварц, 5

– сидерит, 6 – пирит, 7 – халькопирит, 8 – тектонические нарушения, 9 – альбит, 10 – кварц, 11 – серицит, 12 – хлорит, 13 – кальцит, 14 – доломит, 15 – сидерит.

Рис. 74 Профиль буровой скважины Ру-5 в рудном поле м. Рудняны, 1 – кварц, 2 – сидерит, 3 – доломит, 4 – серицит, фуксит, 5 – альбит, 6 – кальцит, 7 – сидерит, 8 – фуксит, 9 – диабазы, 10 – барит, 11 – кварц, 12 – пермские конгломераты, 13 – фиолетовые сланцы, 14 – графитовые сланцы, 15 – хлоритовые сланцы.

Рис. 75 а) Вариационная диаграмма С-сидерит.

△ – в сидеритизованных альбит-карбонат-хлоритовых сланцах,

× – в сидеритизованных филлитах,

· – в сидеритизованных и окварцованных филлитах.

б) Гистограмма С в сидеритизованных филлитах карбона и раковецкой серии, с) Гистограмма С в сидеритизованных и окварцованных филлитах карбона и раковецкой серии.

Рис. 76 а) Вариационная диаграмма Si-сидерит.

△ – в сидеритизованных альбит-карбонат-хлоритовых сланцах,

× – в сидеритизованных филлитах,

· – в сидеритизованных и окварцованных филлитах.

б) Гистограмма Si в сидеритизованных филлитах карбона и раковецкой серии, с) Гистограмма Si в сидеритизованных и окварцованных филлитах карбона и раковецкой серии.

Рис. 77 а) Вариационная диаграмма Al-сидерит.

△ – в сидеритизованных альбит-карбонат-хлоритовых сланцах,

× – в сидеритизованных филлитах,

· – в сидеритизованных и окварцованных филлитах.

б) Гистограмма Al в сидеритизованных филлитах карбона и раковецкой серии, с) Гистограмма Al в сидеритизованных и окварцованных филлитах карбона и раковецкой серии.

Рис. 78 а) Вариационная диаграмма К-сидерит.

△ – в сидеритизованных альбит-карбонат-хлоритовых сланцах,

× – в сидеритизованных филлитах,

· – в сидеритизованных и окварцованных филлитах.

б) Гистограмма К в сидеритизованных филлитах карбона и раковецкой серии, с) Гистограмма К в сидеритизованных и окварцованных филлитах карбона и раковецкой серии.

Рис. 79 а) Вариационная диаграмма Ва-сидерит.

△ – в сидеритизованных альбит-карбонат-хлоритовых сланцах,

× – в сидеритизованных филлитах,

· – в сидеритизованных и окварцованных филлитах.

б) Гистограмма Ва в сидеритизованных альбит-карбонат-хлоритовых сланцах карбона и раковецкой серии, с) Гистограмма Ва в сидеритизованных филлитах карбона и раковецкой серии, д) Гистограмма Ва в фукситовых кварцитах, е) Гистограмма Ва в сидеритизованных и окварцованных филлитах карбона и раковецкой серии.

Рис. 80 а) Вариационная диаграмма Ст-сидерит.

△ – в сидеритизованных альбит-карбонат-хлоритовых сланцах,

× – в сидеритизованных филлитах,

· – в сидеритизованных и окварцованных филлитах.





б) Гистограмма S в сидеритизованных филлитах карбона и раковецкой серии, с) Гистограмма S в сидеритизованных и окварцованных филлитах карбона и раковецкой серии.

Рис. 93 а) Вариационная диаграмма Cu-сидерит.

△ — в сидеритизованных альбит-карбонат-хлоритовых сланцах,

× — в сидеритизованных филлитах,

· — в сидеритизованных и окварцованных филлитах.

б) Гистограмма Cu в сидеритизованных альбит-карбонат-хлоритовых сланцах карбона и раковецкой серии, с) Гистограмма Cu в сидеритизованных филлитах карбона и раковецкой серии, d) Гистограмма Cu в фукситовых кварцитах карбона и раковецкой серии, e) Гистограмма Cu в сидеритизованных и окварцованных филлитах карбона и раковецкой серии.

Рис. 94 Профиль месторождения Гретла, 1 — конгломерат, 2 — графитовые сланцы (карбон), 3 — диабазы (карбон), 4 — сидеритовые жилы, 5 — анкерито-кварцевые жилы.

Рис. 95 Обзор фаций преобразованных боковых пород на месторождениях Спишко-Гемерского Рудогорья. Kq — кварц, Ab — плагиоклаз, Kz — калиевый полевой шпат, Mus — мусковит, Ser — серицит, Ser' — фуксит, Bi — биотит, Chl — хлорит, Tur — турмалин, Car — карбонат, Ank — анкерит, Sid — сидерит, 1 — преобразования в сопровождении сидерито-анкеритового оруденения, 2 — преобразования в сопровождении кварца или кварцево-сульфидного оруденения.

## Пояснения к фотоприложениям I — XII

### Прил. I

1. Пертит из окрестностей п. Урогна. Увеличено в 47 раз, скрещенные николи. Фото: F. Vrbovský
2. Замещение плагиоклаза ортоклазом в граните от Гнилца. Увеличено в 48 раз, скрещенные николи. Фото: F. Vrbovský

### Прил. II

1. Топаз в окварцованном граните от Гнилца. Увеличено в 25 раз, скрещенные николи. Фото: F. Vrbovský
2. Касситерит в грейзене от Гнилца. Увеличено в 36 раз, скрещенные николи. Фото: F. Vrbovský

### Прил. III

1. Сидеритизованная доломитовая порода из месторождения Нижна Слана. Увеличено в 240 раз, параллельные николи
2. Рентгенограмма FeK<sub>α</sub>. Увеличено в 200 раз
3. Рентгенограмма CaK<sub>α</sub>. Увеличено в 200 раз
4. Рентгенограмма SiK<sub>α</sub>. Увеличено в 200 раз
5. Рентгенограмма KK<sub>α</sub>. Увеличено в 200 раз

Примечание: Фото при помощи прибора Microscan 5 в Научно-исследовательском институте черной металлургии в Праге. Рентгенограммы в зеркальном изображении по отношению к снимку 1.

#### Прил. IV

1. Вкрапленник сидерита в кристаллическом доломите из месторождения Нижна Слана. Увеличено в 240 раз, параллельные николи. Фото при помощи прибора Microscan 5 в Научно-исследовательском институте черной металлургии в Праге.
2. Жильный анкерит в метасоматическом сидерите из месторождения Нижна Слана. Увеличено в 2 раза. Фото: L. Deák

#### Прил. V

1. Избирательный метасоматоз кальцита сульфидами в кристаллическом кальцитовом доломите из месторождения Мария-Маргита около п. Охтина. Увеличено в 250 раз, параллельные николи
  2. Электронное изображение появления кальцита с сульфидами, в особенности ZnS и PbS, в кристаллической кальцит-доломитовой породе. Увеличено в 200 раз
  3. Рентгенограмма  $\text{CaK}_\alpha$ . Увеличено в 200 раз
  4. Рентгенограмма  $\text{FeK}_\alpha$ . Увеличено в 200 раз
  5. Рентгенограмма  $\text{MgK}_\alpha$ . Увеличено в 200 раз
- Примечание: Фото при помощи прибора Microscan 5 в Научно-исследовательском институте черной металлургии в Праге. Рентгенограммы тождественны с электронным изображением 2. В изобр. 1 та же самая проба в другом положении.

#### Прил. VI

1. Рентгенограмма  $\text{CaK}_\alpha$ . Увеличено в 200 раз
2. Рентгенограмма  $\text{MgK}_\alpha$ . Увеличено в 200 раз
3. Рентгенограмма  $\text{FeK}_\alpha$ . Увеличено в 200 раз
4. Рентгенограмма  $\text{SiK}_\alpha$ . Увеличено в 200 раз

Примечание: Фото при помощи прибора Microscan 5 в Научно-исследовательском институте черной металлургии в Праге. Проба тождественна с пробой, изображенной в прил. V.

#### Прил. VII

1. Парагенетическая ассоциация кварц-альбит-карбонат в преобразованных порфироидах из месторождения Бернарди в п. Рожнява. Увеличено в 140 раз, скрещенные николи. Фото: F. Vrbovský
2. Парагенетическая ассоциация альбит-карбонат-серицит в преобразованных порфироидах из месторождения Бернарди в п. Рожнява. Увеличено в 140 раз, скрещенные николи. Фото: F. Vrbovský

#### Прил. VIII

1. Парагенетическая ассоциация кварца, карбоната и турмалина в преобразованных порфироидах из месторождения Бернарди в п. Рожнява. Увеличено в 140 раз, скрещенные николи. Фото: F. Vrbovský
2. Парагенетическая ассоциация кварца, серицита и турмалина в преобразованных порфироидах из месторождения Бернарди в п. Рожнява. Увеличено в 17 раз, скрещенные николи. Фото: F. Vrbovský

#### Прил. IX

Парагенетическая ассоциация кварца, серицита и карбоната в преобразованных порфироидах из месторождения Бернарди в п. Рожнява. Увеличено в 170 раз, скрещенные николи. Фото: F. Vrbovský

Прил. X

Сидеритизованный альбит-карбонат-хлоритовый сланец из области месторождений в п. Жакаровце. Увеличено в 200 раз, скрещенные николи. Фото: F. Vrbovský

Прил. XI

1. Микроструктура фукситового кварцита из Наследственной штольни в г. Добшина. Увеличено в 155 раз, скрещенные николи. Фото: автор

2. Деталь гнезда кварца и фуксита в сидеритовой жиле из Наследственной штольни в г. Добшина. Увеличено в 600 раз, скрещенные николи. Фото: автор

Si – сидерит, Fuch – фуксит

Прил. XII

Гнезда кварца и фуксита в сидеритовой жиле из Наследственной штольни в г. Добшина. Увеличено в 250 раз, скрещенные николи. Фото: автор.

Цветное фотоприл.: см. стр. 168:

Фукситовый кварцит с прожилками сидерита из Наследственной штольни в г. Добшина. Увеличено в 2 раза. Фото: Фотографическая лаборатория коммунальных услуг города Братиславы.

Со словацкого перевел А. Кříž



## ZÁPADNÉ KARPATY

séria

*mineralógia*

*petrografia*

*geochémia*

*metalogenéza 4*

---

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1977.

Vedecká redaktorka: RNDr. Magda Marková, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková.

Jazyková redaktorka: Mária Flochová.

Technický redaktor: Jozef Bielik.

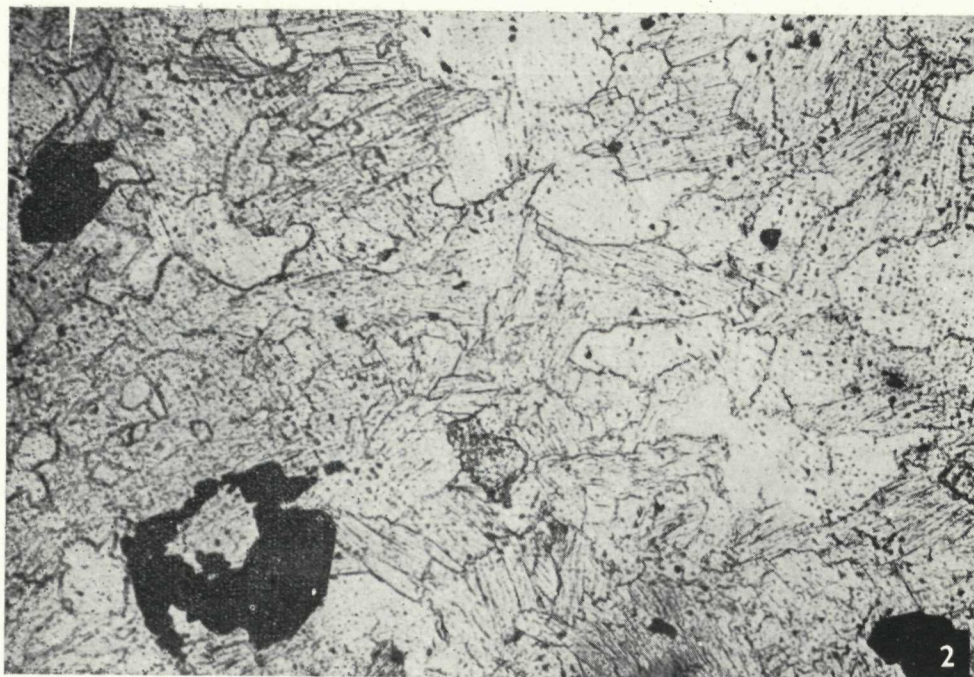
Kartograf: Ondrej Kolačkovský.

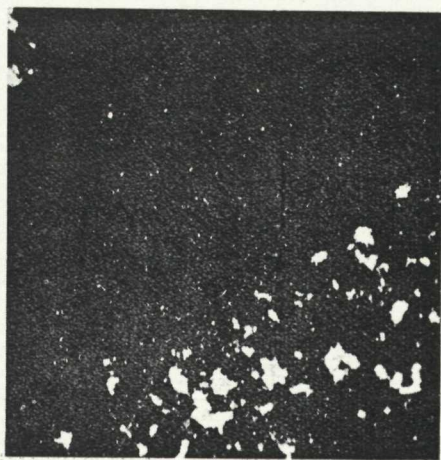
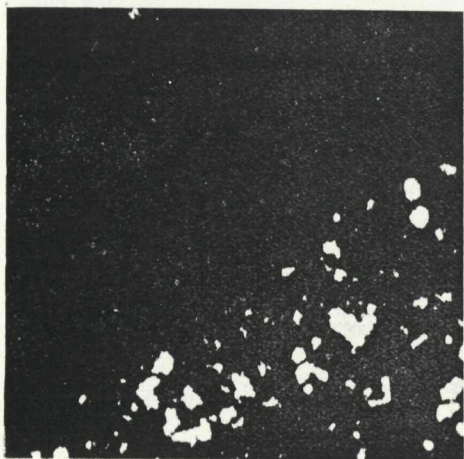
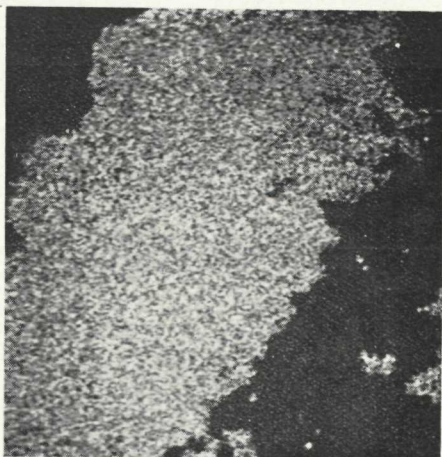
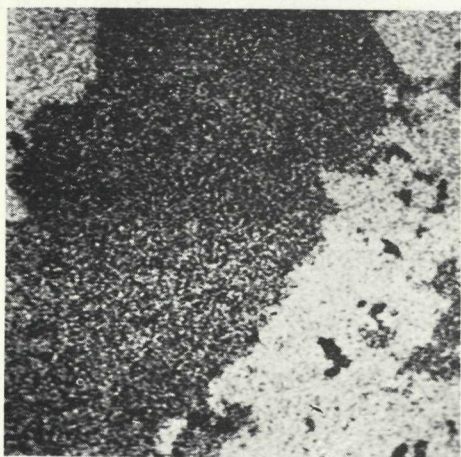
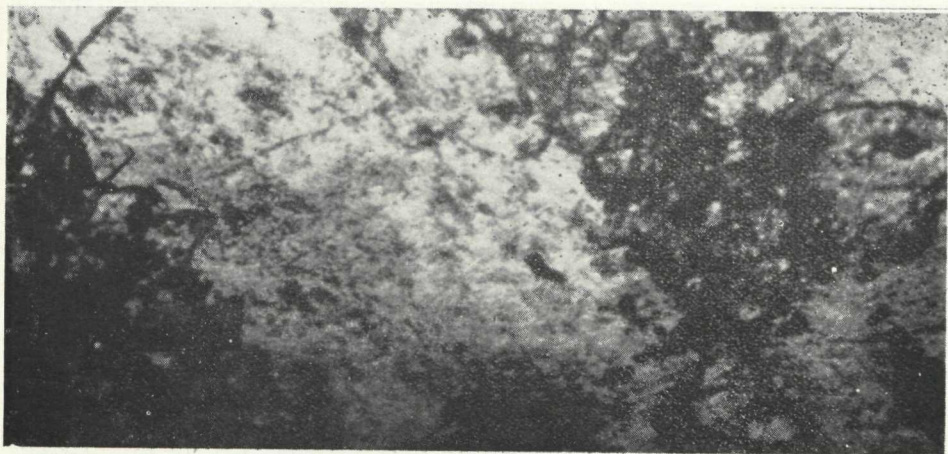
Vytlačila Kníhtlačiareň Svornosť v Bratislave ofsetom. Vyskladnené v januári 1978. Tem. skup. 03/9.  
Náklad 800 kusov, povolené SÚKK 1197/I-1975. Rozsah AH 25,23, VH 25,74. Cena brož. Kčs 40,-.

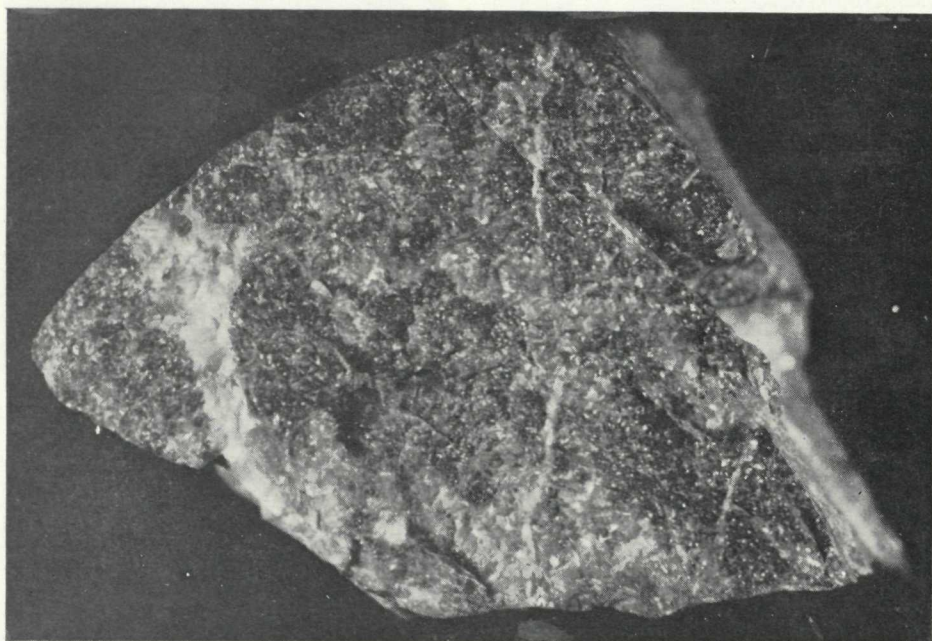
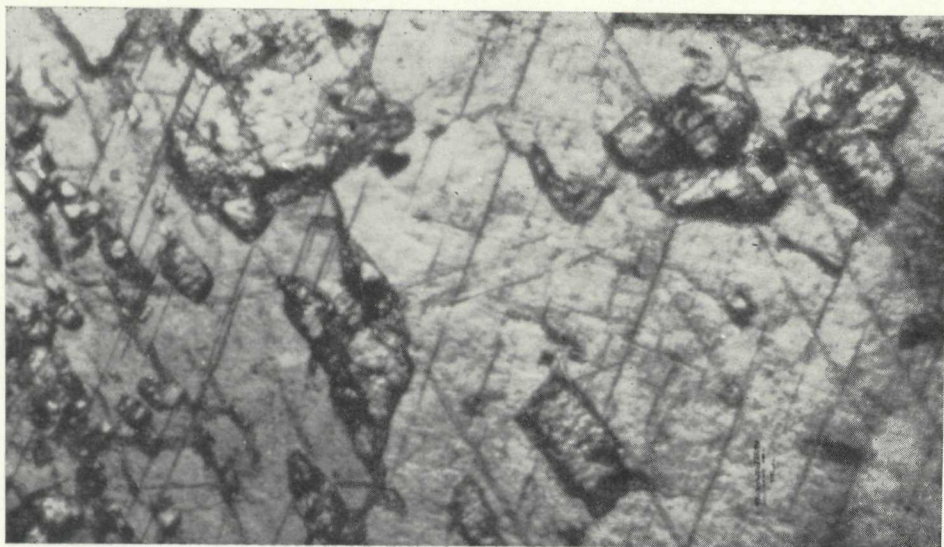
**FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA**

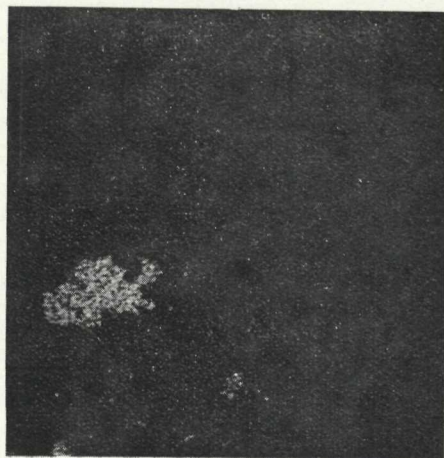
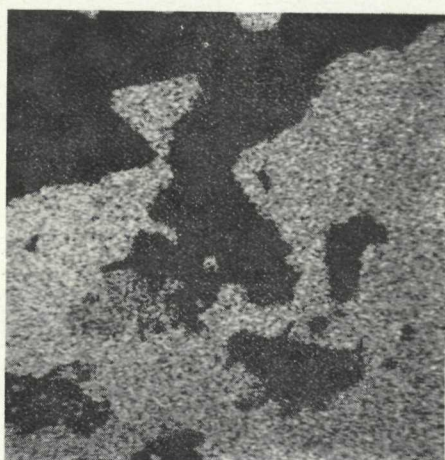
ФОТОГРАФИЧНА РАБОТА



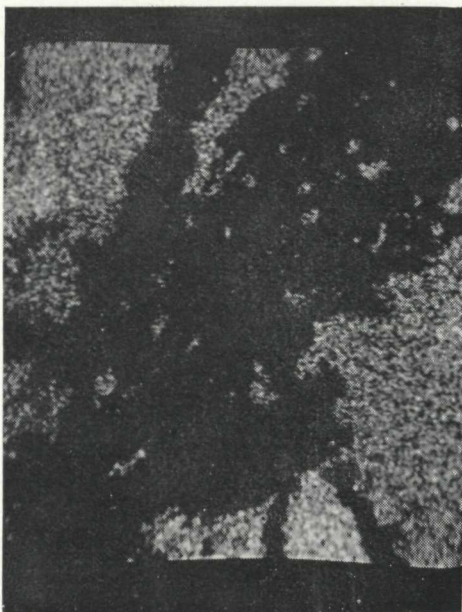
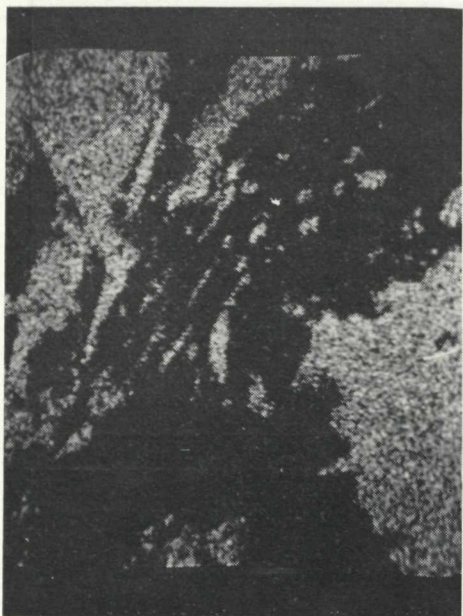










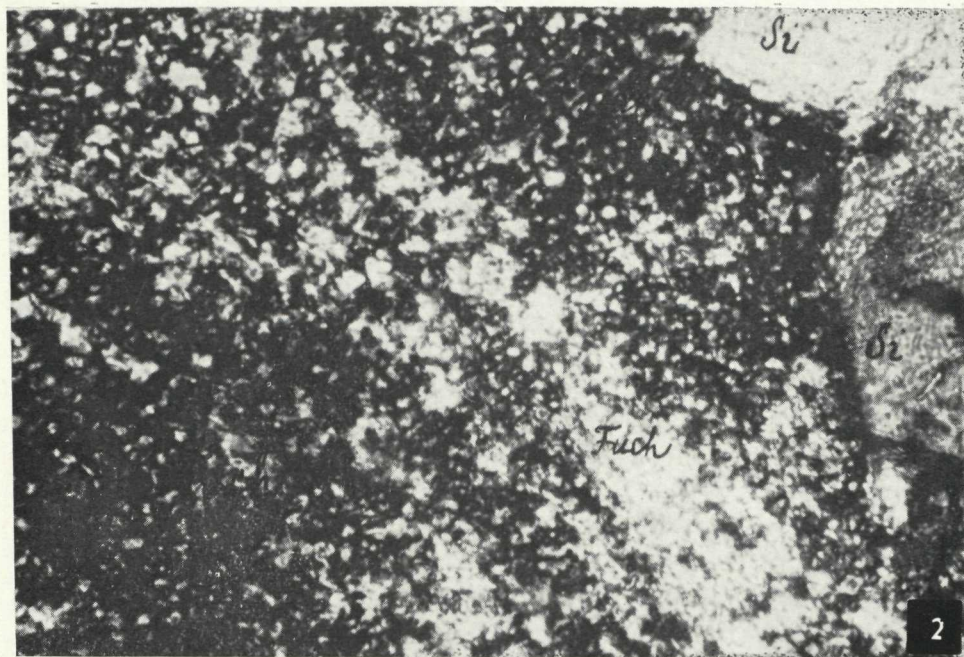
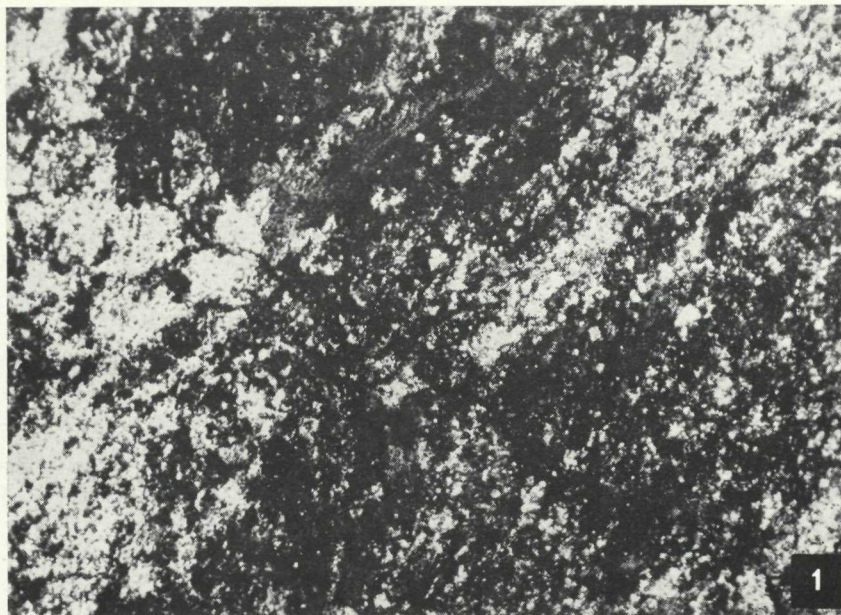


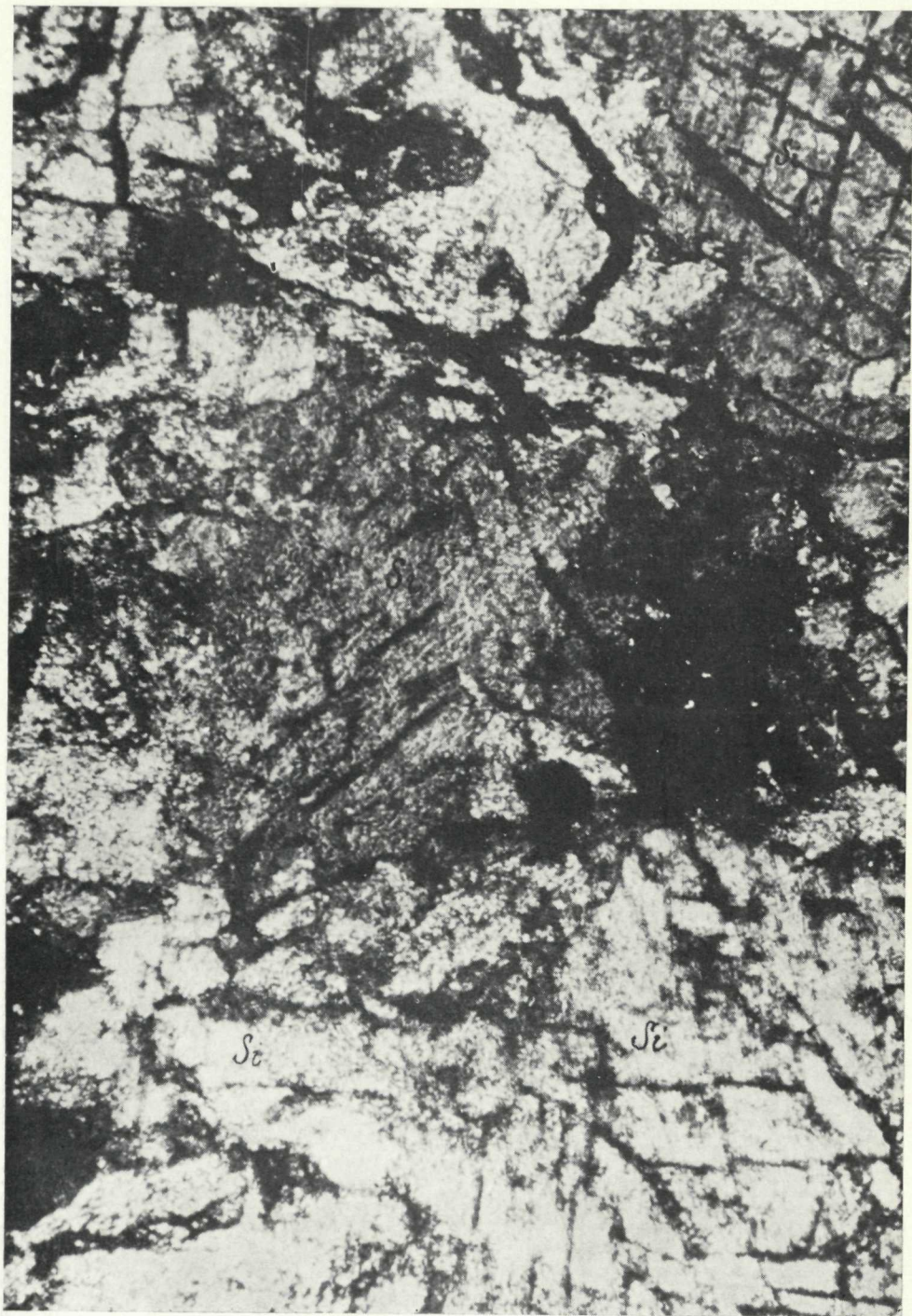












## Vysvetlivky k tabuľkám I—XII

### Tabuľka I

- Obr. 1 Pertit z oblasti Uhornej. Zväčšenie 47-krát, nikoly skrížené. Foto: F. Vrbovský  
Obr. 2 Zatlačenie plagioklasu ortoklasom v granite od Hnilca. Zväčšenie 48-krát, nikoly skrížené. Foto: F. Vrbovský

### Tabuľka II

- Obr. 1 Topás v prekremenenom granite od Hnilca. Zväčšenie 25-krát, nikoly skrížené. Foto: F. Vrbovský  
Obr. 2 Kassiterit v greisene od Hnilca. Zväčšenie 36-krát, nikoly skrížené. Foto: F. Vrbovský

### Tabuľka III

- Obr. 1 Sideritizovaná dolomitická hornina z ložiska v Nižnej Slanej. Zväčšenie 240-krát, nikoly rovnobežné.  
Obr. 2 Röntgenový obraz  $FeK\alpha$ , zväčšenie 200-krát  
Obr. 3 Röntgenový obraz  $CaK\alpha$ , zväčšenie 200-krát  
Obr. 4 Röntgenový obraz  $SiK\alpha$ , zväčšenie 200-krát  
Obr. 5 Röntgenový obraz  $KK\alpha$ , zväčšenie 200-krát

Poznámka: Foto na Microscane 5 vo Výzkumnom ústave hutníctví železa v Prahe. Röntgenové snímky sú v zrkadlovom zobrazení voči snímke na obr. 1.

### Tabuľka IV

- Obr. 1 Vyrastlice sideritu v kryštalickom dolomite z ložiska v Nižnej Slanej. Zväčšenie 240-krát, nikoly rovnobežné. Foto na Microscane 5 vo Výzkumnom ústave hutníctví železa v Prahe.  
Obr. 2 Žilný ankerit v metasomatickom siderite z ložiska Nižná Slaná. Zväčšenie 2-krát. Foto: L. Deák

### Tabuľka V

- Obr. 1 Selektívna metasomatóza kalcitu sulfidmi v kryštalickom kalcitickom dolomite z ložiska Mária — Margita pri Ochtinej. Zväčšenie 250-krát, nikoly rovnobežné.  
Obr. 2 Elektronový obraz kalcitickej polohy so sulfidmi najmä ZnS a PbS v kryštalickej kalcit-dolomitickej hornine. Zväčšenie 200-krát  
Obr. 3 Röntgenový obraz  $CaK\alpha$ . Zväčšenie 200-krát  
Obr. 4 Röntgenový obraz  $FeK\alpha$ . Zväčšenie 220-krát  
Obr. 5 Röntgenový obraz  $MgK\alpha$ . Zväčšenie 200-krát

Poznámka: Foto na Microscane 5 vo Výzkumnom ústave hutníctví železa v Prahe. Röntgenové obrazy sú totožné s elektronovým obrazom (obr. 2). Obr. 1 zobrazuje inú polohu tej istej vzorky.

### Tabuľka VI

- Obr. 1 Röntgenový obraz  $CaK\alpha$ . Zväčšenie 200-krát  
Obr. 2 Röntgenový obraz  $MgK\alpha$ . Zväčšenie 200-krát  
Obr. 3 Röntgenový obraz  $FeK\alpha$ . Zväčšenie 200-krát  
Obr. 4 Röntgenový obraz  $SiK\alpha$ . Zväčšenie 200-krát

Poznámka: Foto na Microscane 5 vo Výzkumnom ústave hutníctví železa v Prahe. Vzorka zhodná so vzorkou tabuľky V.



#### Tabuľka VII

Obr. 1 Paragenetická asociácia kremeň-albit-karbonát v premenených porfyroidoch z ložiska Bernardi v Rožňave. Zväčšenie 140-krát, nikoly skrížené.

Foto: F. Vrbovský

Obr. 2 Paragenetická asociácia albit-karbonát-sericit v premenených porfyroidoch z ložiska Bernardi v Rožňave. Zväčšenie 140-krát, nikoly skrížené.

Foto: F. Vrbovský

#### Tabuľka VIII

Obr. 1 Paragenetická asociácia kremeňa, karbonátu a turmalínu v premenených porfyroidoch z ložiska Bernardi v Rožňave. Zväčšenie 140-krát, nikoly skrížené.

Foto: F. Vrbovský

Obr. 2 Paragenetická asociácia kremeňa, sericitu a turmalínu v premenených porfyroidoch z ložiska Bernardi v Rožňave. Zväčšenie 17-krát, nikoly skrížené.

Foto: F. Vrbovský

#### Tabuľka IX

Paragenetická asociácia kremeňa, sericitu a karbonátu v premenených porfyroidoch z ložiska Bernardi v Rožňave. Zväčšenie 170-krát, nikoly skrížené.

Foto: F. Vrbovský

#### Tabuľka X

Sideritizovaná albit-karbonát-chloritická bridlica z oblasti ložísk v Žakarovciach. Zväčšenie 200-krát, nikoly skrížené.

Foto: F. Vrbovský

#### Tabuľka XI

Obr. 1 Mikrostavba fuchsitického kvarcitu z Dedičnej štôlne v Dobšinej. Zväčšenie 155-krát, nikoly skrížené.

Foto: autor

Obr. 2 Detail hniezda kremeňa a fuchsitu v sideritovej žile z Dedičnej štôlne v Dobšinej. Zväčšenie 600-krát, nikoly skrížené.

Foto: autor

Si — siderit, Fuch — fuchsit

#### Tabuľka XII

Hniezda kremeňa a fuchsitu v sideritovej žile z Dedičnej štôlne v Dobšinej. Zväčšenie 250-krát, nikoly skrížené.

Foto: autor