

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 6 • ČÍSLO 2

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1974

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ

Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GREČULA, CSc.

Technický redaktor: Ing. Tibor SASVÁRI

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJAN-
SKÝ, RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ,
CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., Ing. Ján SLÁ-
VIK, DrSc. (predseda redakčnej rady), RNDr. Ivan ŠARÍK, Ing. Milan TAPÁK, prof. RNDr.
Cyril VARČEK, CSc., prom. geol. Imrich VARGA

OBSAH — CONTENTS

<i>Michal Mahel</i> : Alpidy, hlavne Západné Karpaty, z hľadiska globalnej tektoniky	97
<i>Jozef Beňka</i> : Príspevok k mineralógii chalkopyritu z Mlynkov—On the mineralogy of cha- lcopyrite from Mlynky	103
<i>Ján Hurný</i> : Príspevok k štúdiu mineralogicko-paragenetických pomerov hydrotermálnych rudných žíl južne od Rudňan—A contribution to the study of mineralogical-paragene- tic conditions of hydrothermal ore veins south of Rudňany	113
<i>Ivan Matula</i> : Príspevok k riešeniu prospekcie ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí hydro- geochemickou metódou—Prospection for deposits in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. by hydrogeochemical methods	127

SPRÁVY

<i>Miroslav Filo</i> — <i>Miroslav Krs</i> : Magnetické vlastnosti ultrabazických hornín Spišsko-gemer- ského rudohoria — Magnetic properties of ultrabasic rocks in the Spišskogemerské rudoho- rie Mts	137
<i>Dušan Hovorka</i> — <i>Ján Greguš</i> : Ťažké minerály šlichov z kryštalinika Malej Fatry	143
<i>Dušan Němec</i> : Gold den Pyriten einiger Tschechoslowakischer Vorkommen — Zlato v py- ritech z niektorých československých výskytů	151
<i>František Beleš</i> : Výskyt bentonitu na Orave — Occurrence of bentonite in the Orava river basin	155

REFERÁT

<i>Jaroslav Lexa</i> : Nová globálna tektonika — Dôkazy a aplikácie	159
---	-----

KRONIKA

<i>Eudovít Ivan</i> : K 80. výročiu smrti Dionýza Štúra	173
<i>Ivan Herčko</i> : 250. výročie narodenia G. A. Scopoliho	179

KONFERENCIE

<i>Dušan Ďurica</i> — <i>Zdeněk Roth</i> : Zjazd rakúskej a nemeckej spoločnosti pre naftu a minerálne oleje	185
---	-----

RECENZIE

<i>F. Lippmann</i> : Sedimentary Carbonate Minerals (Ján Babčan)	102
--	-----

Alpidy, hlavne Západné Karpaty, z hľadiska globálnej tektoniky

MICHAL MAHEL*

Nové názory, ktoré sa všeobecne zhrňujú pod pojem globálna tektonika, dotýkajú sa i celého radu základných otázok stavby, najmä však vývoja európskych alpíd a, samozrejme, i Západných Karpát.

Dotknem sa niektorých z otázok, ktoré vznikli už pri zostavovaní a redigovaní tektonickej mapy karpatsko-balkánskych oblastí. Ide o

- a) vývojové zmeny typu zemskej kôry,
- b) skracovanie a rozťahnutie zemskej kôry, postavenie vrásnenia vo vývojovom procese.

Zmeny typu kôry v priebehu vývinu

Predkarbónske komplexy v alpídach sú vo svojej podstatnej časti eugeosynklinálnym typom s hojnosťou magmatických, hlavne bazických hornín. Časté ofiolitové formácie sú zvyškami starých oceanických oblastí; aspídne a flyšové formácie s prevahou typu grauwack možno hodnotiť ako suboceanické. Malá faciálna diferenciácia poukazuje v každom prípade na vývojovú nezrelosť. Hrubšie vápencové masy sú zväčša geneticky späté s bazickým vulkanizmom a pravdepodobne predstavovali ostrovné duhy (hojné v predpaleozoických komplexoch Rodop a pelagónskeho masívu, v paleozoíku pelagoníd, dinaríd a mar-marošského masívu).

Časté kyslé vulkanity prevažne typu ignimbritov sú najhojnejšie v kambriu až silúre, teda v období poasyntského vrásnenia (gelnická séria Západných Karpát). Prvý mohutnejší nástup molasových formácií nasleduje už v mladšom paleozoiku po rozsiahlej granitizácii späté s hercýnskym vrásnením. Už vtedy možno hovoriť o rozsiahlejšej sializácii kôry. Hercýnsky vývojový cyklus je teda prvý vo vývoji alpíd a tvoria ho dve štádiá, dva geosynklinálne typy: eugeosynklinálny — paleohercýnsky, a miogeosynklinálny — neohercýnsky. Pravda, už pred karbónom existovali bloky vytvorené sializáciou kôry a granitizáciou, ktoré boli dôsledkom predpaleozoických vrásnení. Treba však zdôrazniť, že sa v ďalšom vývoji aspoň sčasti tieto oblasti prejavili ako ostrovné pásma, nevytvoril sa však na nich

osobitný paleotektonický typ hercýnských horninových komplexov. Ponímajú sa ako masívy, a to rodopský, srbsko-macedónsky, centrálno-karpatský, východomaďarský. I ony sú postihnuté výraznou hercýnskou remobilizáciou granitoidov.

Intenzita hercýnskej stabilizácie (sializácie) v alpidách nie je rovnaká a nie je ani všeobecná.

a) V alpidách sú oblasti, kde oceanický, resp. suboceanický typ kôry pretrváva vrchné paleozoikum až do mezozoika; hercýnska granitizácia je tu slabá. Taká je predovšetkým oblasť dinaríd a heleníd; karbón i perm majú morský, oceanický typ, s vložkami molasových facií. Hercýnska orogenéza sa v týchto oblastiach prejavila len kratšími, slabšími epizódami. Aj vývin triasu v nich, s hojnými kremitými porfýrmi, ale i s diabázmi a porfýritmi až bazaltmi, sa zvyčajne označuje ako eugeosynklinálny.

b) Protikladnými областami s rozsiahlou sializáciou sú Balkán, Južné Karpaty a severné zóny Východných Karpát, Západných Karpát a Álp, s rozsiahlou hercýnskou granitizáciou, s vývojom molasových facií vrchného paleozoika, s kváziplatformným a semiplatformným typom triasu.

c) Južné zóny Východných a Západných Karpát a Álp (Oberostalpin) vykazujú osobitný typ kôry, ktorá sa už v perme postupne dynamizovala. Molasové žľaby permských čelných predhlbní vedľa kremitých porfýrov (následok kompresných pohybov po hercýnskom vrásnení) obsahujú i mocné melafýrové komplexy, ktoré spájajú pripovrchové fenomény s hlboko zakotvenými — hlbinnými fenoménmi. Vyčlenenie v podstate troch paleotektonických skupín — zón sa zachováva i v triase.

Dinaridný typ sa bežne označuje ako eugeosynklinálny (pozri Tektonickú mapu Európy, ŠATSKIJ — BOGDANOV 1960) a s určitou toleranciou tiež juhoalpínsky typ. Balkánsky, tiež karpatský a západoalpínsky typ možno charakterizovať ako semiplatformné. Široké oblasti najmä Východných Álp a Západných Karpát — oberostalpinsky, ale sčasti unterostalpinsky a bukovinský typ — majú síce prevažne vápencovo-dolomitické plytkovodné morské komplexy, ale s výraznou faciálnou diferenciaciou, svedčiacou o dynamike sedimentačného priestoru. Nemožno ich pokladať ani za eugeosynklinálne ani za miogeosynklinálne. Tento geotektonický typ som nazval (T. MAHEL 1964) alpinotypným geosynklinálnym typom, neskôr ho A. TOLLMANN (1968) pomenoval aristogeosynklinálou. Trias v alpidách, ako vidieť, ukazuje geotektonickú rôznorodosť.

Výrazné zmeny v zemskej kôre, poznamenané jej rozsiahlou oceanizáciou v alpidách, sú späté s jurou. Zjavné je rozšírenie hlbokomorských facií a výraznejšia faciálna diferenciácia. Popri širokých prahoch (štramberský, ale i západodinariský typ) i prahoch blokovite členitých (tatranský a fatranský typ), úzkych prahových zónach (briansonský typ) vystupujú široké žľaby s batyálnymi, prevažne karbonatickými sedimentmi. Rozšírené sú i užšie trógy niekoľkých typov:

— typ s faciami slieňovcov a rádiolaritov so suboceanickou až oceanickou kôrou (križňanský a pieninský v Západných Karpatoch, i typ Zukali-Budva v albanohelenidách a južných dinaridách).

— typ výraznejšie oceánsky s prítomnosťou bázik až ultrabázik v sprievode rádiolaritov s mocným flocovo-argilitovým súvrstvom typu schistes lustrés (pieninské pásmo Západných Álp).

Časté komplexy bázik a ultrabázik (diabázy, spility, gabroserpentina, peridotity) v sprievode rádiolaritov v trógoch sú najvýraznejším prejavom oceanizácie kôry počas vrchnej jury a spodnej kriedy. Vo vnútorných zónach dinaríd a albanoheleníd nadväzujú na kôru, ktorá síce v priebehu permu, triasu a spodnejších horizontov jury vykazovala prevahu plytkovodnejších facií, vo vrchnej jure však pokročilý stupeň sializácie narušili intenzívne prejavy vulkanickej činnosti (peridotity, diabázy). I v Západných Karpatoch možno zaznamenať

častejšie limburgity až harzburgity vo vonkajších častiach tatrid a v pribrodlovej oblasti s preukázaným rozpätím titón — alb.

Vo vrchnej jure a v spodnej kriede v tomto prelomovom období vývinu alpíd, keď v ich najjužnejších oblastiach nastupujú vrásnivé procesy, je nielen najvýraznejšie prehlbenie trógov, najhojnejší vulkanizmus s mafickými lávami, ale i založenie radu flyšových trógov (východoalpiský, západokarpatský, Ceahlau-severín, nižťorjanovský, bosniacký). Sú rozložené mimo oblasti včasne alpínskych vrásnivých procesov. Začínajú sa zvyčajne preflyšom, resp. karbonatickým flyšom sinajského typu a často sú sprevádzané bázikami. Niektoré flyšové žlaby predchádza výrazné prehlbenie sedimentačných podmienok, iné sa rozvíjajú z predchádzajúcich jurských trógov (napr. valaiský v Západných Alpách, vardarský v dinaridách a Zukali v albanohelenidách s hlbokomorskými rádiolaritmi a bázikami a ultrabázikami).

Flyšové žlaby sa svojim geotektonickým typom podobajú predkarbónskym formáciám alpíd. I keď majú menší podiel vulkanického materiálu ako predkarbónske formácie alpíd, aj ich diastrofický charakter — následok vzniku na nestabilnej, citlivo na pulz pohybov reagujúcej kôry — pripomína skôr oblasti stenčenia kôry, teda eugeosynklinály, ako oblasti hrubšej sialickej kôry — miogeosynklinály. To, pravda, nemožno povedať o všetkých flyšoch. Nesporne sa podiel flyšových facií, hlavne hrubého flyša a flyša s. s. v alpídach rozrástá s nástupom vrásnivých procesov a flyš je často bezprostredným predchodcom vrásnenia. Z toho sa dosť všeobecne vyvodzuje genetická väzba flyšových sedimentačných zón s obdobím skracovania, a teda i hrubnutia, a sializácie zemskej kôry v dôsledku vrásnenia (J. AUDOIN 1964, A. V. PEIVE 1970, V. E. CHAIN 1971). Geotektonický význam flyšových bazénov je však rôznorodejší (M. MAHEL 1971). Veď flyš niektorých trógov, resp. geosynklinál, napr. karpatský, prežíva dokonca dve periódy vrásnenia, paleoalpínsku a mezoalpínsku bez toho, aby bol zasiahnutý vrásnením. Nadväznosť na vrásnenie sa prejavuje len vo zväčšenom prínose detritického materiálu (napr. v cenomane), resp. v zmenách paleogeografického obrazu (alb — cenoman; paleocén).

Osobitný geotektonický typ v alpídach predstavujú pozdĺžne intraorogénne grabeny, akým je timocký, resp. sústava grabén synklinórií Stredohorja vyplnené premolasovými formáciami veľmi pestrých a rôznorodých facií, od suchozemských až po hlbokomorské. Ich podstatná väzba na rozhraní blokov a hojný lineárny vulkanizmus poukazujú na zóny stenčenia kôry v období medzi periódou paleoalpínskeho a mezoalpínskeho vrásnenia.

Ani posledné molasové štádium alpíd sa nevýznačuje geotektonickou rovnorodosťou kôry. Zatiaľ čo v čelných prehlbniach dochádza k narastaniu kôry, k jej hrubnutiu (prejavy vulkanizmu sú zriedkavé), v oblasti Maďarského stredohoria, ale i jeho rozhrania so Západnými Karpátmi, rovnako ako na styku transylvánskej panvy a V. Karpát dochádza k stenčeniu kôry a k prejavom intenzívneho vulkanizmu. Obdobný osud majú i niektoré priečne prelomové pásma interníd, teda skôr skonsolidovaných oblastí (koncom eocénu v časť Rodopského masívu, v miocéne stredoslovenská oblasť).

Alpínsky vývinový cyklus sa odlišuje od predchádzajúcich cyklov kompletnosťou a veľkou geotektonickou rôznorodosťou. Geologický vývin alpínskeho cyklu je vyjadrený postupnosťou formácií:

1. detritických (perm — trias), nadväzujúcich na neohercýnsky orogénny cyklus; 2. karbonatických — a) s prevahou plytkovodných vápencov a dolomitov — trias, b) s hojnosťou hlbokovodnejších typov vápencov, slieňovcov, rádiolaritov; 3. flyšových a premolasových; 4. molasových. V porovnaní so staršími vývinovými cyklami je alpínsky cyklus prvým rozvinutým a pritom uzatvoreným cyklom.

Členenie cyklu na predorogénne, neskorotektonické a posttektonické štádium (J. AUDOIN 1970) alebo predorogénne a orogénne štádium (M. V. MURATOV 1969, V. E. CHAIN 1972)

vidí sa mi dosť schematické, lebo zreteľnosť jednotlivých zón je časovo veľmi nerovnomerná, Molasy typické pre orogénne až posttektonické štádium vo vnútorných zónach Balkánu sú už priabonské, v zázemí Západných Karpát dokonca až vrchnokriedové, kým v čelnej predhlbni ešte i v období najmladšieho miocénu prebiehajú vrásnivé procesy.

Vo všetkých vývinových štádiách alpínskeho vývinového cyklu sa prejavuje výrazná geotektonická členitosť. Niektoré typy možno zaradiť, s menšími či väčšími rozpakmi, ku klasickým eugeosynklinálnym, iné k miogeosynklinálnym typom, pri väčšine sa však presvedčame o úzkom rámci takých modelov. Lenže ani pripísanie štádiálneho významu týmto základným typom nepostihne skutočnú zložitosť alpínskeho vývojového cyklu. Zdá sa logické spájať ho so zložitým priebehom stenčovania a narastania — a hrubnutia kôry.

Skracovanie a rozťahnutie kôry; vzťah k vrásnivým procesom

Narastanie hrúbky, t. j. sializácia je výsledkom predovšetkým granitizácie a vrásnenia. Podiel týchto dvoch procesov je vo vývine alpíd menlivý. Kým v predalpínskych cykloch, hlavne v hercýnskom, je mohutná granitizácia a výraznejší metamorfizmus, teda procesy hlbínnejšie, v alpínskom vývinovom cykle je slabá granitizácia (najčastejšie geneticky spätá s vulkanizmom), ale silné vrásnenie s intenzívnymi prejavmi tangenciálnej pohybovej zložky. Dôsledkom toho je značné skrátenie kôry, tektonické vytiahnutie celých zón, hojné príkrovy, často bezkoreňové pásma tektonických melanží (bradlové pásmo), podsuny a zóny „pohltenia“.

Príčinou paleotektonickej rôznorodosti jednotlivých vývinových štádií alpíd sú však nielen rozdiely v hrubnutí kôry jednotlivých oblastí, zón, ale i proces stenčovania kôry v dôsledku jej rozťahnutia. S ním sa spája založenie pozdĺžnych žlabov s lineárnymi prejavmi vulkanizmu, a to už počnúc permom, štádiom zakladania geotektonických zón alpíd (napr. melafýrová séria Záp. Karpát s permom chočského príkrovu).

Najvýraznejšie rozťahnutie kôry sprevádzané vznikom trógov sa odohralo v jure, hlavne v titóne, bolo sprevádzané hojnými telesami bazaltov, limburgitov, ale i serpentinitov a peridotitov v sprievode pelagických hlbokomorských sedimentov (R. TRÜMPÝ 1971, A. V. PEVE 1970).

Prechody a laterálne zaklíňovanie hlbokomorských facií, hlavne rádiolaritových, do plytkovodných (kordillerových facií), známe napr. v krížňanskom príkrove, ale hlavne v bradlovom pásme (medzi trógovým typom pieninských sekvencií a kordillerovým typom — czorstýnskym) svedčia o existencii pretiahnutých úzkych trógov šírky sotva 10—30 km. Spoločný semiplatformný typ triasu v podloží týchto tak trógových, ako i kordillerových jednotiek a tiež pozvoľná diferenciácia od spodného liasu naznačujú postupnú oceanizáciu, vyvolanú stenčovaním, rozťahovaním kôry.

Regionálne pozdĺžne trógy na rozhraní blokov (západokarpatský, Ceahlau — Severin, nižtrojanovský, bosniacky-Vermos) začínajúce preflýšom s prejavmi bázičkého až ultrabázičkého vulkanizmu signalizujú, že aj ich možno považovať za prejavy stenčenia a rozťahnutia kôry. Častá bezkoreňovosť týchto más, spôsobená neskorším stlačením, je podozrivá práve pre tenkosť kôry.

Spomínané grabeny s predmolasovými komplexmi (timocký a stredohorský) vrchnokriedového veku i vnútorné molasami vyplnené kotliny a priečne prelomové pásma s andezitovo-ryolitovým vulkanizmom sú dôsledkom procesov rozťahnutia kôry v inom, zrejšom štádiu alpíd.

Procesy rozťahnutia sú synchronne s procesmi skrátenia v iných oblastiach. Toto alterovanie je výrazné v Západných Karpatoch medzi externidnými a internidnými zónami.

V období, keď sa vo flyšovom pásme a neskôr v čelnej predhlbni formovali v dôsledku skracovania priestoru jednotky geneticky späté s vrásnením posávskej, staroštajerskej a mladostajerskej subperiódy, v internidných zónach sa v dôsledku uvoľňovacích procesov a funkcie poklesových zlomov vytvorili posávské, postarostajerské, pomladostajerské a pomoldavské panvy.

Najpozoruhodnejšou alternáciou skracovania a rozširovania kôry je nástup alpínskeho vrásnenia v alpidách vo vrchnej jure, teda v období založenia celého radu nových a prehĺbenia či oceanizácie starších trógov, v období najvýraznejších prejavov mafického vulkanizmu v alpidách.

Príklad alternácie a čiastočne prerastanie procesov skrátenia a rozšírenia poskytuje prelomové obdobie medzi hercýnskym a alpínskym cyklom — perm. Napr. vo vnútorných zónach Západných Karpát molasové pozdĺžne panvy s prejavmi slabnúcich tangenciálnych pohybov prerastajú do žlabov vytvárajúcich základ členitosti alpskej geosynklinály. Charakter pohybov, ich kvalita sú závislé od geotektonického postavenia, teda i od zrelosti kôry. Z toho sa dá usudzovať o odlišnosti kvality predalpínskych nerozvinutých cyklov.

Pri alpínskom vrásnení je výrazná jeho periodickosť. Pritom je časová zhoda periód vrásnenia v alpidách (M. MAHEL 1971) s chronológiou roztvárania Atlantického oceána (X. LE PICHON 1968): vrchná jura, začiatok staroalpínskeho vrásnenia, ale i začiatok otvárania Atlantického oceána; spodná krieda, zintenzívnenie a rozšírenie staroalpínskeho vrásnenia, ale i zrýchlenie roztvorenia oceána; vrchná krieda — obdobie intraorogénnej sedimentácie a pomerným orogenetickým pokojom, ale i zastavenie, resp. spomalenie otvárania oceána; eocén — vrásnenie mezoalpínske (laramsko-pyrenejské, ale i repríza otvorenia j. časti Atlantického oceána a zrýchlenie otvorenia s. časti Atlantického oceána; oligocén — obdobie sedimentácie a pomerného orogenetického pokoja, ale i zastavenie, resp. spomalenie otvárania oceána; miocén — neoalpínska perióda vrásnenia, ale i repríza aktivity otvárania oceána. Širšia väzba, t. j. podmienenosť vrásnenia činiteľmi globálnejšieho charakteru je podľa toho pravdepodobná. Nepochybná je však úzka spätosť jednotlivých vrásnených periód so špecifikami jednotlivých segmentov. Prejavuje sa hlavne rozdielmi v intenzite vrásnenia, v jeho priestorovom dosahu a v orogenetickej polarite odlišnej pri jednotlivých segmentoch. Ukazuje sa i v rozvinutí a priestorovom rozložení jednotlivých vývinových štádií. Tieto vnútorné väzby sú závislé sčasti azda od priebehu hlbinných procesov, najmä konvekčných prúdov, sčasti od predalpínskej zrelosti a stupňa členitosti na bloky v jednotlivých segmentoch alpid.

Bezokoreňovosť väčšiny zón oceanickej, resp. suboceanickej kôry alpínskeho vývinového cyklu poukazuje na intenzívnejšie prejavy vrásnivých procesov v zónach rozťahnutia alebo stenčenia kôry. Na druhej strane alpídy poskytujú príklady nedostatku vzťahov medzi mocnosťou sedimentov a intenzitou vrásnenia. K najnázornejším príkladom tohto druhu patrí trias Maďarského stredohoria, slabo zvrásnený, ale s mocnosťou niekoľkonásobne väčšou (vyše 5000—8000 m) ako intenzívne zvrásnený trias priestorovo i štruktúrne nadväzujúcich vnútorných Karpát.

Doručené 23. V. 1973

Odpovedal J. Slávik

LITERATÚRA

- AUBOIN, J. 1964: Geosynclines. Amsterdam. 301 p.
AUBOIN, J. 1972: Chaines liminaires (Andines) et chaines geosynclinales (Alpines). International geological congress XXIV session, Section 3 — Tectonics, Montreal, p. 438—460.
CHAIN, V. E. 1970: Uslovija založenija i osnovnyje etapy razvitija sredizemnomorskogo geosynklinálnogo pojasu. Vestnik moskovskogo univerziteta, No 2, Moskva, s. 36—69.

- MAHEL, M. 1972: Attitude to some aspects of the folding process in the alpidic and its (Course in the Eastern Alps, Carpathians and Dinarides). Geol. zbor. Geologica carpath., XXII (Bratislava), s. 189—208.
- MURATOV, M. V. 1969: Strojénie skladčatého osnovania stredizemnomorského pojasu Európy i západnej Ázii i hlavnéjšie etapy rozvíťia etoho pojasu. Geotektonika, 2 (Moskva), s. 3—20.
- PEIVE, A. V. 1969: Okeaničeskaja kora geologičeskogo prošlogo. Geotektonika, 4 (Moskva), s. 5—22.
- PEIVE, A. V.—PERFILIEV, A. S.—RUZHENSEV, S. V. 1972. Problems of intracontinental geosynclines. International geological congress, XXIV sess., Section 3 — Tectonics. Montreal.
- LE PICHON, X. 1968: Sea floor spreading and continental drift. Journ. Geoph. Research, 73, p. 2107—2117.
- TRÜMPY, R. 1970: Stratigraphy in mountain belts. The Quarterly journal of the geological society of London, vol. 126 (London), p. 293—313.

RECENZIA

F. Lippmann: **Sedimentary Carbonate Minerals**. V edícii Minerals, Rocks and Inorganic Materials vydal Springer — Verlag, Berlin — Heidelberg — New York 1973, viaz. 58 DM alebo 21,50 \$.

Monografia má 228 strán (195 strán vlastného textu, 9 strán príloh, 15 strán zoznamu literatúry, 8 strán vecného indexu). V práci je 54 obrázkov a diagramov, 38 tabuliek (8 celostránkových).

Monografia je rozčlenená na 5 základných kapitol.

V úvodnej kapitole (s. 1—4) sa zdôrazňuje význam mineralogického štúdia v petrológii sedimentárnych karbonátov. Opisuje sa postupné „narastanie“ záujmu mineralógov o štúdium sedimentárnych karbonátov, ktoré boli pôvodne takmer výhradne výskumnou oblasťou paleontológov a stratigrafov.

Druhá kapitola (s. 5—96) hovorí veľmi podrobne o kryštalochémii najdôležitejších karbonátov (kalcitu, dolomitu, norsetitu, Mg-kalcitu, Ca-dolomitu, sideritu, Fe-dolomitu, ankeritu, aragonitu, vateritu, hydratovaných Mg-karbonátov, hydratovaných Ca-karbonátov, karbonátov alkalických kovov a zmiešaných karbonátov alkalických kovov a alkalických zemín). Kryštalové štruktúry s množstvom obrázkov a schém sa interpretujú na základe najnovších publikovaných výskumov. Kapitulu dopĺňajú tabuľky s hodnotami štruktúrnych mriežok, rozloženie atómov v štruktúre jednotlivých karbonátov, rozličné termodynamické parametre, fázové diagramy atď.

V tretej kapitole (s. 97—147) sa analyzujú otázky polymorfie CaCO_3 , najmä vzťahu kalcit — aragonit, venuje sa v nej pozornosť stabilite jednotlivých minerálov v závislosti od teploty,

tlaku, prítomnosti prímiesí, veľkosti kryštálových individuí ap. Závěry sú podporené mnohými experimentálnymi výsledkami. V poslednej časti kapitoly sa podrobne hovorí o stabilite a podmienkach premeny aragonitu.

Štvrtá kapitola (s. 148—190) je venovaná systému CaCO_3 — MgCO_3 . Podrobne rozoberá problém dolomitu, jeho fázové vzťahy v suchom i vodnom prostredí, opisuje výsledky rozličných syntéz dolomitu a jeho rozpustnosť vo vode pri 25 °C. Píše sa tu o Mg-kalcite, huntite a v samostatnej kapitole aj o dedolomitizácii.

Relatívne veľkú časť (s. 167—174) venoval autor otázkam vzniku norsetitu, ktorý je jeho doménou. Mechanizmus vzniku norsetitu používa autor ako model vzniku dolomitu. Závěry svojich experimentov, ako aj experimentov rozličných autorov využíva na rozsiahlu úvahu o nízkoteplotnom vzniku dolomitu v prírode.

V záverečnej kapitole (s. 191—195) sa autor zaoberá problémom vzniku sladkovodných a morských vápencov a problémom dolomitizácie.

V prílohe sú tabuľky röntgenografických d-hodnôt opisovaných karbonátov, o. i. napr. hydromagnezitu, monohydrokalcitu $\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Monografia je svojím poňatím a obsahom vynikajúce dielo. Cenné je aj neobyčajne veľké množstvo literárnych údajov a ich kritické zhodnotenie. K niektorým autorovým myšlienkam síce možno mať výhrady, ale to nijako neznižuje vysokú úroveň práce. V monografii je mnoho potrebných údajov pre mineralógov, ako aj rad cenných podnetov pre geochemikov a petrográfov.

Ján Babčan

Príspevok k mineralógii chalkopyritu z Mlynkov

(13 obr., 4 tab.)

JOZEF BEŇKA*

Contribution a la minéralogie de la chalcopryrite de Mlynky

Dans son article, l'auteur traite les résultats de l'étude minéralogique-chimique de la chalcopryrite provenant de la région minéralisée de Mlynky. Rapports minéralogiques paragenétiques, participation quantitative au contenu de minerai, nouvelles données sur microdureté, température et chimisme de ce minéral y sont présentés.

Chalkopyrit je jedným z najrozšírenejších sulfidických minerálov v ložiskách Spišsko-ge-merského rudohoria a spomína sa už v najstarších publikovaných prácach. Pretože je ekono-micky dôležitý a je hlavným zdrojom ťažby Cu-rúd, v minulosti ho baníci veľmi vyhľadávali a na mnohých miestach intenzívne ťažili. Jednou z takýchto lokalít je i ložiskový rajón Mlynky. Pozostáva z troch — štyroch paralelných žíl, ktoré v západnej časti reprezentuje žila Filip a len východnejšie ďalšie nadložné i podložné žily. Ich priebeh je nepravidelný a majú šošovkovitý charakter smeru V-Z. Uklonené sú na juh (45—65°). Sú niekoľko sto metrov až niekoľko kilometrov dlhé (žila Filip). Mocnosť sa pohybuje od niekoľkých de-cimetrov až do niekoľkých metrov. Žila Filip v západnej časti sleduje tektonické rozhranie karbónu a permu, východne od Malej Havranej doliny prechádza miestami do karbónu. Okolné horniny sú sedimentmi permu vo forme zlepcov, piesčito-bridličnatých súvrství a karbónu, ktorý je zastúpený najmä grafitickými bridlicami s vložkami pieskocov a polo-hami vápencov. Časté sú však i diabázy a diabázové tufy (J. BEŇKA 1969). V súčasnosti sa sideritové a siderito-mednaté žily v Mlynkoch už neťažia.

Makroskopický a mikroskopický opis chalkopyritu

Chalkopyrit má v študovanej oblasti nerovnomerné zastúpenie, i keď patrí medzi časté a temer všade sa vyskytujúce nerasty. Jeho koncentrácia nie je všade rovnaká, tvorí priemerne 1—3 % žilnej výplne v celej oblasti. Ako sme pozorovali v bani, najväčšie akumulácie chalkopyritu sú lokalizované do rudných stĺpov, ktoré majú pomerne strmý úklon. Jednou z najbohatších akumulácií v západnej časti žily Filip je Mrázov obzor. V týchto miestach má kremeňo-sulfidická výplň prevahu nad karbonátmi. Hniezda chalkopyritu s menším

*RNDr. Jozef BEŇKA, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

obsahom tetraedritu v sprievode s kremeňom v týchto častiach dosahujú značné rozmery. Nie je núdzou o zhluky dosahujúce rozmery okolo $10 \times 10 \times 10$ cm čistého chalkopyritu. Treba však poznamenať, že v západnej časti žily Filip (okrem rudných stĺpov) obsah sulfidov zreteľne klesá, miestami je dokonca nepozorovateľný.

Väčšiu akumuláciu možno sledovať i v štôlni Cecília pri meračských bodoch 23 a 36, ďalej v štôlniach Jozef-Adolf a Karol. Veľmi čisté a pomerne značné nahromadeniny chalkopyritu sú na spodných haldách v doline pod kótou Cyriacka. Chalkopyrit tu tvorí síce menšie hniezda, ale hojnejšie rozstrúsené v kremeňo-karbonátovej žilovine.

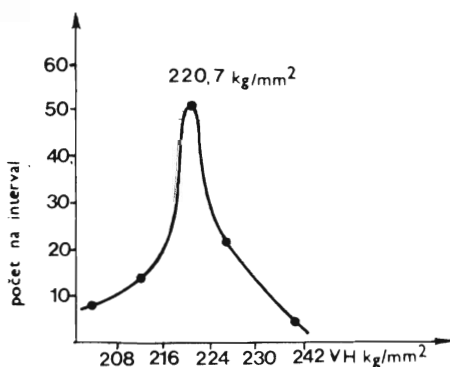
Makroskopicky sa zdá chalkopyrit veľmi čistý, ale mikroskopicky ho možno prakticky všade pozorovať spolu s tetraedritom, ktorým je prerastený buď pozdĺž hraníc zŕn alebo vo forme žiliek. Často sa stretáme s úplnou sieťou vlasových žiliek tetraedritu prenikajúcich cez chalkopyrit. Podobne sa vyskytujú i drobné zrná arzenopyritu, ktoré, i keď sú v tetraedrite hojnejšie, v chalkopyrite tvoria menšie zhluky. Chalkopyritové žilky spolu s tetraedritom a kremeňom prenikajú do sideritu spoločne a sú od neho zjavne mladšie. Často vyplňujú trhliny v hematite, pyrite, ale i arzenopyrite. Na základe minerografických kritérií a tiež analýzou makrotextúr sa nám nepodarilo vydeliť viac ako jednu generáciu chalkopyritu.

Mikroskopicky je chalkopyrit pri skrížených nikoloch spravidla izotropný a slabšia anizotropia je len veľmi vzácna. Forma zŕn je izometrická, ale často vznikajú i alotriomorfné agregáty.

Mikrotvrdosť chalkopyritu

Mikrotvrdosť chalkopyritu sme systematicky sledovali približne na štyridsiatich nábrusoch z rozličných miest ložiska a z rozličných minerálnych asociácií. Všetky merania sme vykonali na prístroji PTM-3 sovietskej výroby za konštantných podmienok pri 50 g závaží.

Meraním mikrotvrdoosti sme zistili hodnoty, ktoré sa pohybujú v rozmedzí od 201—242 kg/mm²; priemerná hodnota je 220,7 kg/mm². Kolísanie a rozloženie hodnôt mikrotvrdoosti chalkopyritu graficky znázorňuje variačná krivka na obr. 1. Podľa dosiahnutých hodnôt, ktoré registrujú kolísanie mikrotvrdoosti chalkopyritu, predpokladáme, že zmeny hodnôt tvrdosti môže ovplyvňovať submikroskopické znečistenia minerálu, ako i minerálna asociácia, v akej minerál vystupuje. Podobným pozorovaním sa ukázalo, že nižšiu mikrotvrdosť majú vzorky, ktoré asociujú s tetraedritom, sulfosolami a sideritom. Ich hodnoty sa pohybujú od 201—212 kg/mm². Vyššie hodnoty sme namerali pri chalkopyteri v asociácii s pyritom a hematitom, a to v rozsahu od 218—230 kg/mm². Hodnoty vyššie ako 230 kg/mm² sme zistili pri asociácii chalkopyritu s kremeňom a pyritom. V uvedených prípadoch mohla merania ovplyvniť aj minerálna asociácia vystupujúca tesne pod povrchom nábrusu, kde sa prejavuje vo forme drobných nepravidelných inklúzií. Ďalším faktorom, ktorý môže ovplyvniť hodnotu tvrdosti, je aj zmena chemizmu a teploty pri vzniku minerálov. I keď tento faktor nie je doložený dostatočným



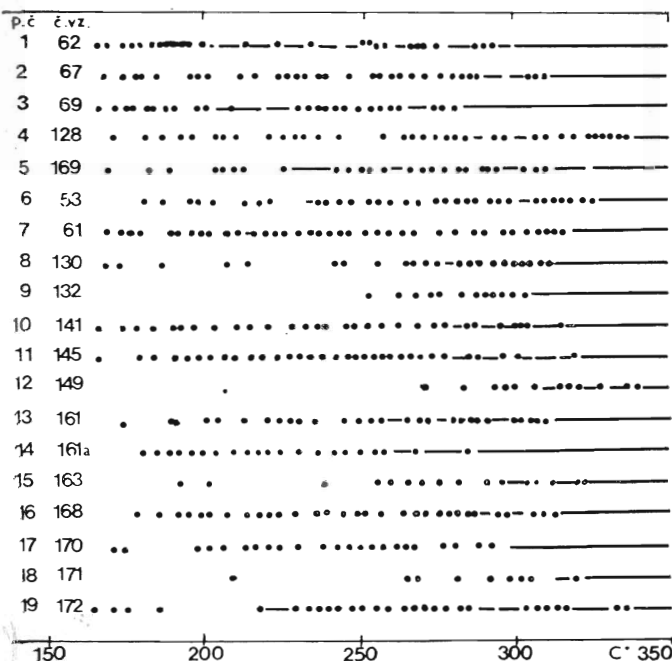
Obr. 1. Variačná krivka mikrotvrdoosti chalkopyritu z Mlynkov

Fig. 1. Variation curve of microhardness of chalkopyrite from Mlynky

počtom pozorovaní, možno konštatovať, že hodnoty mikrotvrdosti chalkopyritov sa priemere zvyšujú pri tých vzorkách, pri ktorých bol zaznamenaný zvýšený obsah Sn a Zn.

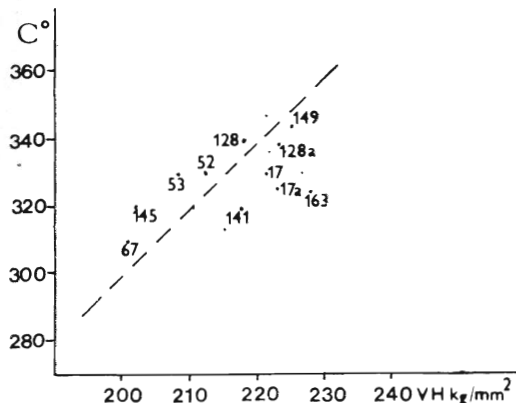
Dekrepitačná teplota

Pri mineralogicko-geochemickom výskume sme na sérii vzoriek sledovali i dekrepitačnú teplotu a jej hodnoty sme využili pri určovaní teploty vzniku minerálu v priebehu hydrotermálneho procesu. Analýzy urobil K. Eliáš na autoregistračnom termoakustickom prístroji. Použitý návažok



Obr. 2. Dekrepitogramy chalkopyritov z Mlynkov

Fig. 2. Decrepitogram of chalcopyrites from Mlynky



mal 1,5 g chalkopyritu s veľkosťou zrna 0,5—1,5 mm. Teplota sa zvyšovala od 10—12 °C/min a merala termočlánkom Pt/Pt-RH).

Na štúdium teplotného režimu roztokov, z ktorých vznikal chalkopyrit, sme vybrali niekoľko vzoriek. Vzhľadom na množstvo analýz sú počiatky dekrepitácií, ako i celý záznam ťažko interpretovaťelné a ťažko sa dajú objektívne posúdiť i zmeny teplotného režimu. Podľa dosiahnutých výsledkov možno konštatovať, že chalkopyrit má pomerne široký interval dekrepitačných teplôt. V tabuľke sú zaregistrované samostatné tresky (jednotlivé body v zázname) asi od 180—270 °C. Spontánna dekrepitácia (plná čiara) sa začína asi od 270 °C. Je otázka, či ojedinelé tresky pred spontánnou dekrepitáciou prínášajú len chalkopyritu. Pravdepodobnejšie je, že sú tresky spôsobené heterogenitou iných minerálov. Správnosť našej domnienky potvrdzujú záznamy, na ktorých sú tresky veľmi nepravidelné

Obr. 3. Vzájomný vzťah medzi teplotou a mikrotvrdosťou v chalkopyrite

Fig. 3. Relationship between temperature and microhardness of chalcopyrites

a v žiadnom prípade nevyčleňujú samostatnú skupinu hodnôt, ktorá by sa dala hodnotiť. Na presnejšie hodnotenie dekrepitogramov chalkopyritu by bola nevyhnutná i podrobnejšia mikroskopická analýza uzavrenín.

Relatívne najnižšiu dekrepitačnú teplotu má chalkopyrit vybraný z miest, kde je akumulácia tohto minerálu najväčšia. V priemere sú to hniezda chalkopyritu dosahujúce 5—15 cm a lokalizované na najmocnejšie časti sideritových žíl, ktoré sú intenzívne tektonicky porušené. Chalkopyrit je pod vplyvom mechanickej deštrukcie značne rozpukaný, drvený až nesúdržný. Jednotlivé zrná majú slabú anizotropiu. Vyššie teploty boli zaznamenané pri chalkopyritoch vystupujúcich na menších žilkách a odžilkoch v asociácii kremeň-siderit spolu s ostatnými sulfidmi. Chalkopyrit tu vystupuje v menšej koncentrácii, je jemnozrnnejší a nebaďať na ňom stopy po deštruktívnej činnosti. Najvyššie hodnoty sme zaznamenali pri chalkopyrite vystupujúcom na kremenných žilách s menším alebo nijakým obsahom karbonátov. Náznaky zvyšovania alebo znižovania dekrepitačnej teploty v závislosti od priestorového rozmiestnenia v ložisku sú nepresvedčivé vzhľadom na malé množstvo analytických údajov a veľmi malú prístupnosť jednotlivých žíl. Vzájomný vzťah medzi mikrotvrdosťou a dekrepitačnou teplotou vyjadruje graf na obr. 3.

Chemické zloženie chalkopyritu

V chalkopyrite je len málo prvkov, ktoré sa môžu izomorfne zastupovať niektorou zo základných stavebných súčiastok a pritom zákonitosti zastupovania nie sú doteraz v plnej miere známe. Izomorfia pri tomto mineráli je dosť obmedzená, na čo má veľký vplyv jeho štruktúra i chemizmus pôvodných roztokov. Obsah stopových prvkov v chalkopyrite kolíše v širokom rozmedzí od nestanoviteľnej koncentrácie po extrémne hodnoty pohybujúce sa v desatinách %. Dokumentujú to i priložené tabuľky kvalitatívnych a kvantitatívnych spektrálnych analýz.

Kvalitatívne spektrálne analýzy vyhotovilo spektrálne laboratórium GÚDŠ (analytik J. Cubínek) na spektrografe Hilger E-492 pre rozsah 2500—3500 Å a ISP pre vlnový rozsah 3500—6000 Å za štandardných pracovných podmienok.

Kvantitatívne spektrálne analýzy vyhotovili tiež pracovníci spektrochemického laboratória G. Kupčo a K. Lopašovský na spomínanom prístroji. Intenzita černenia čiar spektrogramov sa merala pomocou Zeissovho mikrofotometra. Vzorky i štandardy sa homogenizovali v achátovej miske s grafitickým práškom SU 60, do ktorého bolo prívážené indium a paládium ako vnútorný štandard. Vzorka so štandardom bola zmiešaná v pomere 1 : 1. Báza bola pripravená s Fe₂O₃ a CuO v pomere 1 : 1. Do takto pripravenej bázy sa pridávali stanovené prvky, aby sa získala koncentrácia v rozsahu 1 — 0,001 %. Zmesi sme excitovali anodickým prúdom 6 a 9 A, expozícia 1'30", medziclona 3,2 mm, elektródy — Elektrokarbon s Ø 5 mm Kablo Topolčany, Su 103, štvrbina 12 μ. Presnosť analytickej metódy ± 10 %. Výsledky sú zhrnuté v tab. 3.

Obsah selénu sa sledoval kvantitatívnu chemickou analýzou v laboratóriu ÚNS Kutná Hora (analytik J. BABČAN).

Kvantitatívne chemické analýzy vyhotovil analytik Majdák v laboratóriu v Turčianskych Teplciach.

Kvantitatívne chemické analýzy chalkopyritu

Tab. 1

Č. vz.	Cu	Fe	S	As	SiO ₂	H ₂ O	Suma
61	35,71	31,11	32,08	0,05	1,95	0,10	101,00
62	33,33	30,30	31,31	0,18	3,44	0,05	98,61
67	37,61	26,50	29,39	0,11	4,69	0,06	98,36

Výsledky chemických analýz dovoľujú získať ucelený obraz o chemizme chalkopyritu. Z analýzy vidieť, že chalkopyrit sa svojím zložením v niektorých prípadoch odlišuje od

teoretických hodnôt uvádzaných v Danovom kompendiu (1951) alebo od hodnôt uvádzaných pre chalkopyrit z ostatných lokalít Spišsko-gemerského rudohoria. Prejavuje sa to najmä v zníženom obsahu síry a v jednom prípade železa. Tieto rozdielnosti môže spôsobovať nedostatočná separácia analyzovaného materiálu.

Oveľa pestrejšie chemické zloženie však ukázali kvalitatívne a kvantitatívne spektrálne analýzy. Prvky zistené spektrálnymi analýzami možno vzhľadom na ich väzbu, vystupovanie a diskusiu o ich možnom izomorfnom vystupovaní v chalkopyrite zadeliť do troch skupín:

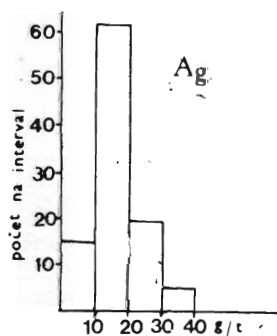
1. základné stavebné prvky: Cu, Fe,
 2. izomimerálne prímеси (J. H. BERNARD 1957): Ge, Sn, Se, prevládajúca časť Ag a Zn a nepatrná časť Mn, Pb, Ni, Co a As,
 3. anizomimerálne prvky; teda tie prvky, ktoré nadobúdajú svoje uplatnenie najmä v karbonátoch, kremeň, baryte, v sulfidoch a okolných horninách;
- K nim patria: Al, Ba, Bi, Ca, Hg, Li, Mg, Mn, Na, Si, Sb, Ti.

Č. VZ.	LOKALITA	Č. A.	Ag	Al	As	Ba	Bi	Ca	Co	Cu	Ge	Hg	Fe	Li	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Sb	Se	Si	Sn	Ti	Zn
17	OSKAR ŠT. HALDA	1068	●	○	●		○	-	○	●	●	●	●	-	○	-	○	○	○	●	●	○	○	○	○
141c	HALDY POD CYRIACKOU	1069	○	○	○		○	-	○	●	●	●	●	-	-	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○
138	VRT MY-92	1043	○	○			○	-	○					-	-	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○
67	MRAZOVO PATRO 29/1	1061	○	○	●		○	-			●	●	●	-	○	○	-	○	-	○	○	○	○	○	○
130	MHAV DOLINA HALDA	1062	○	○	●		○	-						-	○	○	-	-	○	○	○	○	○	○	○
130a	CECÍLIA ŠT.-PRI ÚSTÍ 200	1063	○	○			○	-	○		○	○	○	-	○	○	-	-	○	○	○	○	○	○	○
62	FILIP ŽILA SPODNÁ	1064	○	○	○		○	-			●	●	●	-	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○
61a	CECÍLIA ŠT. HALDA	1065	○	○	○		○	-	○					-	○	-	○	-	○	○	○	○	○	○	○
AB/61	MRAZOVO PATRO	1066	○	○	○		○	-			●	●	●	-	○	-	○	-	○	○	○	○	○	○	○
53	J.-ô-VINIČIAR 1144,5	1067	○	○	○		○	-	○		○	○	○	-	○	○	-		○	○	○	○	○	○	○
128	NAD PRAZIARNAMI HALDA	1234	○	○										-	○	-	○			○	○	○	○	○	○
163	JOZEF-ADOLF PRI ČELBE	1820	○	○	○		○	-	○		○	○	○	-	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○
161	KAROL ŠT.cca 250 m ÚSTIE	1821	○	○	○			-	○					-	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○
162	JOZEF-ADOLF cca 150 m ÚSTIE	1822	○	○	○	-		-	○					-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
158	JAN I. ŠT.	1823	○	○	○	-	●	-			●	●	●	-	○	○	○	-	○	○	○	○	○	○	○
67	MRAZOVO PATRO B 29/1	357	○	○	○		○							-	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○
25	CYRIACKÁ NAD HORCESTOU	352	○	○	○		-							-	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○
43	JAN III. ŠT.	344	○	○	○		○		○	○				-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
69	HLBINNÉ PATRO V.	351	○	○	○	-								-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
20	FILIP HORNÝ PINGA	348	○	○	○									-	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○
66	MRAZOVO PATRO B 29/1	353	○	○	○	○	-		○					-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
63	DOBÝVKA POD FILIPKOU	356	○	○	○	○			○					-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

■ 100-10% ■ 10-1% ● 1-0,1% ○ 0,1-0,01% ○ 0,01-0,001% - 0,001-0,0001%

Tab. 2. Kvantitatívne spektrálne analýzy chalkopyritu

Tab. 2. Quantitative spectrographic analyses of chalcopyrite

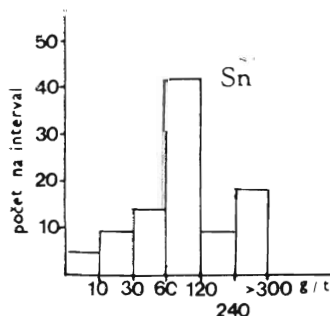


Obr. 4. Histogram obsahu Ag v mlyneckom chalkopyrite

Fig. 4. Histogram of Ag contents in the Mlynky chalcopyrite

Obr. 5. Histogram obsahu Sn v mlyneckom chalkopyrite

Fig. 5. Histogram of Sn contents in the Mlynky chalcopyrite



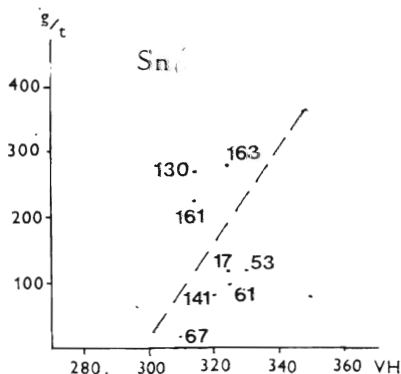
Striebro je v chalkopyrite pri každej analýze a zvyčajne sa jeho výskyt pohybuje v tisícinách percenta (pozri histogram na obr. 4).

Stáva sa tak na študovanej lokalite typickým stopovým prvkom pre spomínaný minerál. I podľa M. FLEISCHERA (1955) sú stopy striebra v chalkopyrite veľmi bežné v tisícinách, ba i stotinách %. Postavenie Ag v prevažnej väčšine doteraz študovaných materiálov zaoberajúcich sa otázkou jeho izomorfného zastupovania v chalkopyrite vyznieva vždy v prospech anizominerálnej formy. Ale skúmaný chalkopyrit pochádzal zvyčajne z veľmi pestrej minerálnej paragenézy, kde nechýbala ani pestrá škála Ag minerálov. V tomto prípade interpretovať Ag ako heterogenitu sa nám zdá pravdepodobnejšie. V našom prípade však je mineralizácia dosť odlišná a Ag minerály sa nám nepodarilo identifikovať. Napriek tomu treba predpokladať, že určité množstvo Ag sa môže uplatniť ako prímes z tetraedritu, i keď sa korelačné vzťahy medzi Ag a Sb presvedčivo neprejavili. Mierne zvýšený obsah Ag je však registrovateľný z miest, kde má tetraedrit väčšie zastúpenie. Preto bude správnejšie menšiu časť Ag považovať za anizominerálnu z tetraedritu a väčšiu časť ako izominerálnu v chalkopyrite, kde sa zastupuje atómami medi (Cu —1,35 Å, Ag —1,53 Å). Pre mlynecký chalkopyrit je potom charakteristická izominerálna prímes Ag maximálne 10—20 g/t. Zákonitosti distribúcie Ag v chalkopyrite v horizontálnom ani vo vertikálnom zmysle sa nám výraznejšie neuplatnili.

Postavenie arzénu v chalkopyrite je dosť problematické. Jeho obsah sa pohybuje od nestanoviteľných koncentrácií po hodnoty extrémne vysoké, ktoré jednoznačne prináležia anizomineráliám v chalkopyrite. Pri nižších hodnotách niektorí autori uvažujú i o jeho izominerálnej forme. J. H. BERNARD (1962) považuje As do stotiny % za bežnú izominerálnu prímes zastupujúcu v mriežke chalkopyritu atómy síry. V našom prípade má obsah As v analýzach priebežný charakter vystupovania a vzhľadom na to pripúšťame možnosť, že malá časť As môže byť izominerálna.

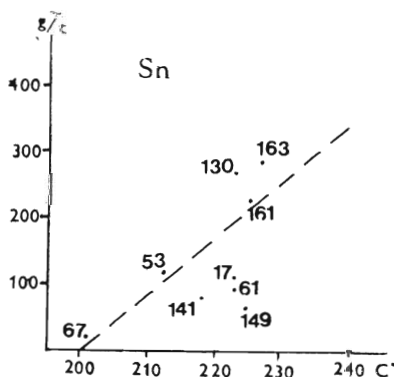
Germánium bolo zaznamenané len vo veľmi malých množstvách, ktoré sa pohybujú na hranici tisícín až desaťtisíciny %. J. H. BERNARD (1961) zistil v Rudňanoch obsah germánia v stotinách %, ktorý vzhľadom na neprítomnosť germániových minerálov považuje za izominerálny.

Postavením germánia v chalkopyrite sa zaoberali viacerí autori. J. S. ANDERSON (1953) vysvetľuje možnosti koncentrácie germánia, kadmia, zinku a cínu v chalkopyrite, vychádza-



Obr. 6. Vzájomný vzťah medzi teplotou a obsahom Sn v chalkopyrite

Fig. 6. Relationship between temperature and Sn contents in chalkopyrite



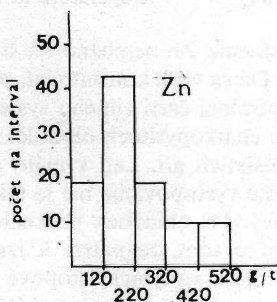
Obr. 7. Vzájomný vzťah medzi mikrotvrdosťou (VH) a obsahom Sn v chalkopyrite

Fig. 7. Relationship between microhardness (in T) and Sn contents in chalkopyrite

júc zo štruktúrnej stavby. Podľa neho sa minerály, ako je sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, stanín a enargit, na základe usporiadania atómov S a kovu v technickej koordinácii môžu štruktúrne spájať nahradením polovice atómov Zn atómami Cu a druhej polovice s Fe v systéme s nevelkou zmenou rozmerov. Takým spôsobom sa v štruktúrnom vzťahu sfalerit, chalkopyrit, stanín a ďalšie tieto minerály stávajú vhodné pre koncentrácie prvkov Ge, Sn, Cd, Zn atď. C. LÉVY a J. PROUVOST (1957) uvažujú o diadochii medzi Fe, Ge a Sn.

Cín je stálym mikroelementom v chalkopyrite a jeho obsah kolíše od 10 až do 700 g/t (pozri histogram). Stáva sa tak typickou prímесou ako na študovanej lokalite, tak v celom Spišsko-gemerskom rudohorí. Len vo veľmi málo prípadoch bol obsah nulový. Jeho izomorfna prítomnosť je podmienená blízkosťou tetraedrických iontových polomerov Sn a Cu v mriežke chalkopyritu, ktoré sa môžu podľa C. LÉVYHO, J. PROVOUSTA (1957) zastupovať v celom izomorfnom rade chalkopyrit — stanín. Cennými príspevkami k poznaniu a správaniu sa Sn prispeli i P. RAMDOHR (1962) a V. M. GOLDSCHMIDT (1954), ktorí predpokladajú priaznivejšie podmienky vstupu Sn do chalkopyritu pri vyššej teplote a za existencie stanínu v chalkopyrite vo forme pevného roztoku. Za izominerálny prvok ho považujú i O. GAVELÍN, S. GABRIELSON (1947) na základe štúdií sulfidických ložísk Skeleftea a Högkula. Zistili totiž, že v sulfidoch sa Sn temer všetok nachádza v chalkopyrite a nie v skôr z roztoku vypadávajúcim pyrite a pyrotíne. I keď kryštalochemická väzba Sn v mriežke chalkopyritu má svoje opodstatnenie, nemožno jednoznačne tvrdiť, že celý obsah Sn je izominerálny. Časť treba považovať za heterogenitu z iných minerálov, najmä pri koncentráciách pohybujúcich sa nad 300 g/t.

Vzťahy medzi obsahom Sn a teplotou, obsahom Sn a mikrotvrdosťou sú graficky znázornené na obr. 6 a 7. Z obrázkov možno vyčítať tendenciu zvyšovania teploty a tvrdosti v závislosti od zvyšovania obsahu Sn v chalkopyrite. I v rámci vzťahu medzi distribúciou Sn a prostredím, ktoré v regionálnom meradle vykazuje určité rozdielnosti, podarilo sa nám na ložisku zistiť určité diferencie. Ukázalo sa, že chalkopyrit s vyšším obsahom Sn sa koncentruje do oblasti Malej Havranej doliny, západným i východným smerom sme zaznamenali mierny pokles obsahu Sn. V strednej časti ložiska je chalkopyrit charakterizovaný obsahom Sn v rozmedzí od 100—200 g/t, kým v západnej a východnej časti sa hodnoty pohybujú od 20—50 g/t. Vertikálne priestorové rozdiely sa nám nepodarilo presvedčivo pozorovať, čo bolo spôsobené veľmi slabou prístupnosťou ložiska.



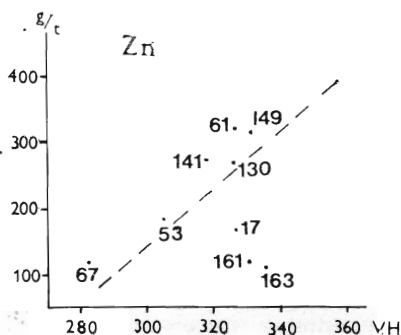
Obr. 8. Histogram obsahu Zn v chalkopyrite v Mlynkoch

Fig. 8. Histogram of Zn contents in chalkopyrite at Mlynky

Pozoruhodný je i vyšší obsah zinku oproti Sn temer pri všetkých sledovaných chalkopyritoch. Jeho koncentrácia sa zvyčajne pohybuje v rozmedzí od 100—500 g/t (pozri obr. 8). Obsah je veľmi nerovnomerný a stupeň nepravidelnosti zrejme veľmi úzko súvisí s prítomnosťou sulfidických prímiesí. Preto aj interpretácia obsahu Zn v chalkopyrite je značne komplikovaná. Vo väčšine prípadov bol Zn zistený v stotinách %, pričom tisíciny nie sú za bežných podmienok už zistiteľné.

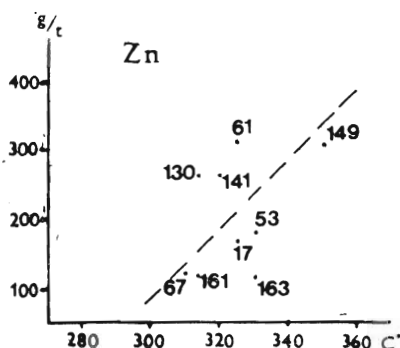
Zvýšené množstvo Zn je vo veľmi úzkom vzťahu s inými prvkami, ktorých asociáciu stretávame na ložisku. Pri prvkoch Sn, Ag, Pb možno sledovať určitú závislosť od Zn. Pri zvyšovaní obsahu Zn zvyšuje sa i obsah ostatných troch prvkov. Túto asociáciu stopových prvkov možno najlepšie sledovať pri mineráloch, ktoré sa vyznačujú bohatou izomorfiou týchto prvkov. V prvom rade je to tetraedrit a snáď i submikroskopické množstvá sfaleritu. Obidva minerály zohrali veľmi dôležitú úlohu pri distribúcii Zn. Zvýšený obsah Zn nám priamo indikuje i miesta zvýšenej koncentrácie tetraedritu.

Aj keď pri chalkopyrite treba počítať s anizominerálnym pôvodom Zn, nemožno vzhľadom na jeho stále zastúpenie vylúčiť možnosť, že časť Zn je diadochne viazaná na mriežku chalkopyritu. Správanie sa Zn v chalkopyrite, ako i vzťah obsahu Zn pri teplote a mikrotvrdosti dokumentujú obr. 9 a 10.



Obr. 9. Vzájomný vzťah medzi obsahom Zn a mikrotvrdosťou (VH) v chalkopyrite

Fig. 9. Relationship between Zn contents and microhardness (in T) in chalcopyrite



Obr. 10. Vzájomný vzťah medzi obsahom Zn a teplotou v chalkopyrite

Fig. 10. Relationship between Zn contents and temperature in chalcopyrite

Z hľadiska priestorového rozmiestnenia Zn nemožno na študovanej lokalite postrehnúť žiadne výrazné zmeny v obsahu Zn. Dá sa však konštatovať, podobne ako pri Sn, že zvýšený obsah Zn sa koncentruje do centrálnej časti žilného systému žily Filip.

Obsah Ni a Co má v študovaných chalkopyritoch ohraničené rozšírenie a okrem malých výnimiek sa pohybuje na hranici desiatich g/t. Len v málo prípadoch boli zaznamenané vyššie hodnoty. Pri Co však priebežné vystupovanie nie je také výrazné. Lokálne je obsah vysoký, no na iných miestach nulový. Pri obidvoch prvkoch by mohol priebežný výskyt s ustálenými koncentraciami svedčiť o tom, že patria k izominerálnym prímiesiam. Na základe geochemických vlastností Ni a Co sú typické stopové prvky, ktoré sa svojimi vlastnosťami najviac približujú k Fe a, ako uvádza M. FLEISCHER (1955), určité množstvo sa môže viazať na chalkopyrit.

K izomorfným prímiesiam pričleňujeme i obsah Se, ktorý sme sledovali chemicky na jedenástich vzorkách. Vzhľadom na doteraz zistené údaje o Se v chalkopyritoch Spiško-ge-

merského rudohoria (F. NOVÁK 1960, J. ILAVSKÝ 1962 a i.) je situácia na ložisku Mlynky len málo rozdielna. Obsah Se sa pohybuje v týchto hodnotách:

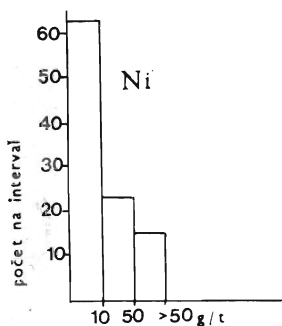
Obsah Se v chalkopyrite na ložisku Mlynky

Tab. 4

č. vz. 17	0,002 % Se	č. vz. 149	0,002 % Se
61/a	0,002 % Se	157	0,002 % Se
67	stopy	161	stopy
130	0,001 % Se	168	0,001 % Se
138	0,002 % Se	169/a	stopy
141/a	0 002 % Se	stopy = pod	0,001 % Se

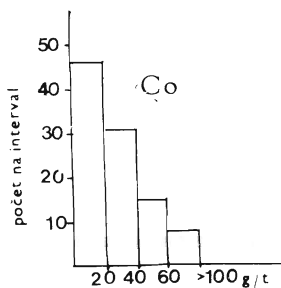
Se v chalkopyrite sa izomorfne zastupuje sírou. Ich kryštalochemická príbuznosť je taká blízka, že dáva obidvom možnosť izomorfného nahradzovania sa jedného druhým v sulfidických zlúčeninách v systéme $PbS-PbSe$, $Bi_2S_3-Bi_2Se_3$. Tento názor potvrdzujú viacerí autori, napr. J. W. EARLEY (1950), R. G. COLEMAN (1950), W. ROCKENBAUER (1960) a i.

Medzi priebežne vystupujúce prvky v chalkopyrite patrí aj mangán (pozri histogram, obr. 13). Vyskytuje sa v pomerne nízkych a stálych koncentráciách okolo 10–20 g/t, ktoré by mohli dokazovať jeho izominerálne vystupovanie v chalkopyrite. Zvýšené koncentrácie nad 50 g/t sú však už heterogenitami, pravdepodobne z jemne vtrúsených arzenopyritov a iných minerálov, ktoré sa v chalkopyrite často nachádzajú (siderit). Svedčia o tom i obsahové závislosti spomínaných prvkov medzi sebou.



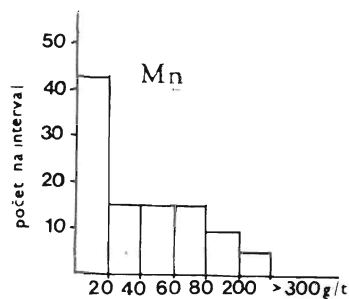
Obr. 11. Histogram obsahu Ni v chalkopyrite

Fig. 11. Histogram of Ni contents in chalkopyrite



Obr. 12. Histogram obsahu Co v chalkopyrite

Fig. 12. Histogram of Co contents in chalkopyrite



Obr. 13. Histogram obsahu Mn v chalkopyrite

Fig. 13. Histogram of Mn contents in chalkopyrite

Vystupovanie Pb, Bi v chalkopyrite, ako aj ich interpretácia je komplikovaná. Domnievame sa však, že v prevahe oba prvky sú viazané na heterogénne prímеси ako tetraedritu, tak ďalších sulfosolí, ktoré boli mikroskopicky zistené v chalkopyrite vo forme drobných inklúzií.

Zhrnutie

Práca uvádza podrobné výsledky štúdia mineralógie chalkopyritu z ložiska Mlynky v Spiško-gemerskom rudohorí. Autor v nej podáva nové výsledky merania teploty, mikrotvrdosti, podrobnej mineralógie a štúdia geochemie. Z uvedeného rozboru a zo spôsobu

zastupovania jednotlivých prvkov vyplynuli dosť zreteľné rozdiely v obsahu prvkov, ako je Sn, Zn, Ag a ich vzťah k priestorovému rozmiestneniu. Na základe dosiahnutých výsledkov predpokladáme, že na distribúciu stopových prvkov v chalkopyrite má v značnej miere vplyv teplota, pri ktorej chalkopyrit vzniká, a okolné prostredie.

Doručené 19. . 1973

Odpovedal Cyril Varček

LITERATÚRA

- ANDERSON, J. S. 1953: Observations on the geochemistry of indium. *Geochim. et cosmochim. Acta* 4 (London), No 5.
- BEŇKA, J. 1969: Mineralógia, geochémia, metalogenéza hydrotermálnych rudných žíl v oblasti Mlyniak a Ferdinandky. Manuskript, archív Prír. fak. UK, 224 s.
- BERNARD, J. H. 1957: O izomorfním zastupování prvků ve skupine tetraedritů. *Rozpr. ČSAV (Praha)*, 67, zoš. 3, s. 1—30.
- BERNARD, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit — Schwespatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). *Geol. práce (Bratislava)*, zoš. 58, s. 1—222.
- BERNARD, J. H. 1962: Chemismus některých žilných sulfidů ze Spišsko-gemerského rudohoří. *Sbor. geol. věd (Praha)*, Řada TG, zv. 2, s. 201—224.
- COLEMAN, R. G. 1950: The Natural occurrence of galenaklausthalite solid solution series. *Amer. Miner. (New-York)* 44, No 1—2, p. 166—175.
- DANA, S. E. — DANA, D. J. 1951: The system of Mineralogy (ruský preklad, Moskva). Tom I, II (London 1944), 834 p.
- EARLEY, J. W. 1950: Description and synthesis of the selenide minerals. *Amer. Miner.* 35 (New-York), No 5—6, p. 337—364.
- FLEISCHER, M. 1955: Minor elements in some sulphide minerals. *Econ. Geol. (London)*, Ann. Vol. p. 970—1024.
- GAVELIN, O. — GABRIELSON, S. 1947: Spektrochemical investigations of sulfide minerals from the ores of the Skellefte district. *Sver. geol. Undersönig, (Stockholm)*, ser. C, No 491, p. 1—45.
- GOLDSCHMIDT, V. M. 1954: *Geochemistry*. London, 731 p.
- ILAVSKÝ, J. 1962: Štruktúrne geologický a mineralogicko-geochemický výskum pyritového ložiska Smolník. Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 65 s.
- LÉVY, C. — PROUVOST, J. 1957: Rapport entre la chalkopyrite, la stannite et la reniérite. *Bul. Soc. franc. minéral. et cristallogr.* No 1—3, p. 59—66.
- RAMDOHR, D. 1962: *Rudnyje mineraly i ich srastanija*. Izdat. innostr. liter. Moskva. 1118 s.
- ROCKENBAUER, W. 1960: Zur Geochemie des Selen in Ostalpinen Erzen. *Therm. min. und petrog.* Mitt (Wien) Md. VII. H. 3. pp. 149—185.
- ŠČERBINA, V. V. 1939: *Geochemia M.* — Z. Izdat. Akad. Nauk, Moskva.

On the mineralogy of chalkopyrite from Mlyny

JOZEF BEŇKA

The paper presented discusses results of a mineralogical-geochemical research of chalkopyrite, which in the ore veins at Mlyny in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. was along with siderite an important product of mining. Apart from the study of paragenesis and mineralogy, the temperature and microhardness of the chalkopyrite have been measured and the representation of the main components and the microchemism studied.

On the basis of the analyses it can be said that the microhardness of the chalkopyrite ranges from 201 to 242 kg/mm². The derepitation temperatures vary within a fairly large interval, from 180 °C, when only individual traces are registered, up to approximately 270 °C, when spontaneous derepitation occurs. The study of the chemism of the chalkopyrite has shown that in addition to the principal structural components, Sn, Zn, Ag, Mn, Se and others are also present. The discussion of the representation of the elements studied revealed distinct differences both in the contents of these elements and their spatial distribution. On the basis of the results obtained it is assumed that the distribution of trace elements in the chalkopyrite is controlled both by the surrounding environment and by temperature.

Príspevok k štúdiu mineralogicko-paragenetických pomerov hydrotermálnych rudných žíl južne od Rudňan

(6 obr., 4 fot. a 2 tab.)

JÁN HURNÝ*

Contribution a la minéralogie et paragenèse des filons métallifères hydrothermaux au Sud de Rudňany

L' article présente les résultats des études minéralogiques, paragenétiques et géochimiques des filons sidéritiques-quartzeux-sulfidiques situés au Sud de Rudňany. La recherche a démontré la présence des nouveaux minéraux jusqu' a maintenant inconnus dans cette région des Monts Métallifères du Spiš et du Gemer. L'évolution chronologique et géochimique était poussuivie au point de vue de la texture et structure du contenu minéral. Les données respectives sont reportées sur le tableau de succession probable.

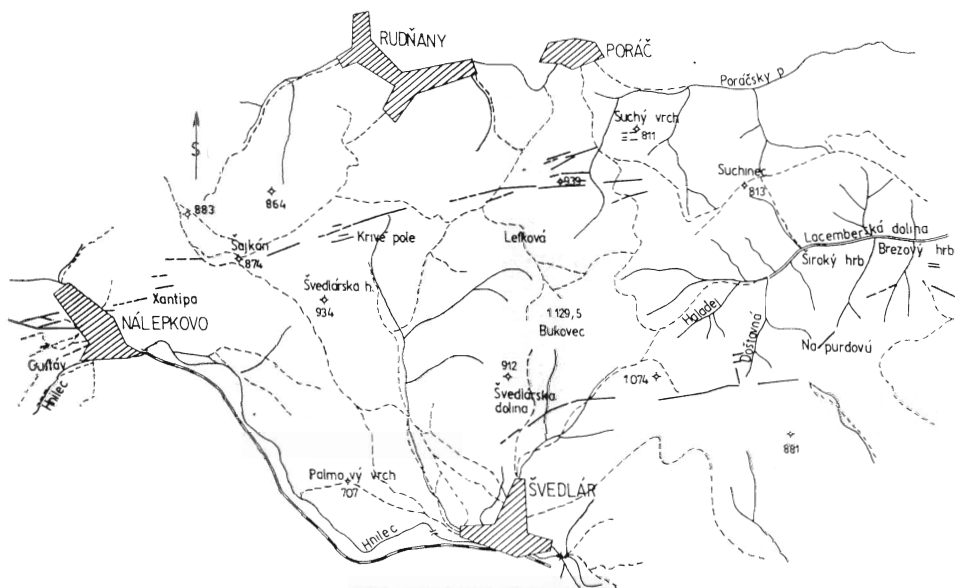
V oblasti južne od Rudňan medzi Nálepkovom a Slovinkami sa vyskytujú hydrotermálne rudné žily siderit-kremeň-sulfidickej formácie, sústredené do nálepkovského ložiskovo-tektonického ťahu a švedlárskeho ložiskovo-tektonického ťahu. Územie bolo podrobené kompletnému štúdiu mineralógie, paragenézy a geochemie hydrotermálnych žíl. Štúdium zahŕňovalo identifikáciu minerálov, ich kvantitatívne zastúpenie v priestore a časové zaradenie podľa relatívneho veku. Sledoval sa aj chemizmus separovaných minerálov s cieľom objasniť problematiku geochemického vývoja žíl. Väčšina problémov bola už v rámci Spišsko-gemerského rudohoria spracovaná, a tak v niektorých prípadoch išlo o aplikáciu poznatkov na študované územie.

Žily patriace do nálepkovského ložiskovo-tektonického ťahu všeobecne z mineralogickej stránky charakterizovali O. FUSÁN — J. KANTOR (1952), J. SCHVARTZ (1954), J. H. BERNARD (1961) a J. PECHO (1965). Žily švedlárskeho ložiskovo-tektonického ťahu boli zo stránky mineralogického štúdia dosť zanedbané. Všeobecne boli opísané v štúdiu O. FUSÁNA — J. KANTORA (1952). Západným žilám severne od Švedlára venoval okrajovo pozornosť J. VÁCLAV (1966). Žily vo východnej časti v blízkosti Sloviniek skúmal F. REGÁSEK (1967). Žily v oblasti Lacemberskej doliny a na hrebeni medzi Hnileckou a Lacemberskou dolinou sa dosiaľ mineralogicky neskúmali.

Štúdiálny materiál bol odobrať v novootvorených štôľňach, vrtoch, šachticiach, ryhách a hlavne v haldách dnes už neprístupných banských diel.

Žily všeobecne prebiehajú v smere V—Z a SV—JZ s úklonom na juh. Mocnosť je veľmi premenlivá, s častým vyklíňovaním, vcelku je však malá (v priemere 0,3—0,6 m). Žily sú

* RNDr. Ján Hurný, Geologický prieskum, 052 80 Spišská Nová Ves.



Situačná mapa územia južne od Rudnians so zakresleným priebehom žil

v horninách rakoveckej a gelnickej série, ktoré tvoria zelené fylity s polohami tufov a tufoŕ, porfyroidy a tufoŕporfyroidy. V blízkosti ťil sú horniny postihnuté alteráciou, ktorá sa prejavila sericitizáciou, prekremením a okolopuklinovou metasomatózou.

Charakteristika minerálov

Siderit je najdôležitejšou zložkou žíl. Vyskytuje sa v premenlivých koncentráciách v každej časti žíl. V jeho kvantitatívnom zastúpení pozorovať určitú zonálnosť, obsah klesá smerom na juh, vo východných a severných žilách rastie. Býva jemne, stredne a hrubo kryštallický. Zaznamenali sme prítomnosť jednej generácie sideritu, ktorá vyplňa žilné priestory, narastá na kremeň I, obklopuje kokardy a úlomky hornín. Intenzívne ho v procese vnútrožilnej metasomatózy zatlačá mladší kremeň. Vidieť aj javy metasomatózy sideritu ankeritom I (obr. 1). Časté sú žilky kremeňa so sulfidmi, ktoré zaplňajú pukliny alebo prenikajú po plochách odlučnosti sideritu.

V analyzovanom siderite sa obsah FeO pohybuje v rozmedzí 38,47—47,94 %. Nápadný je zvýšený obsah MgO (v rozmedzí 11,51—15,80 %), čo korešponduje s obsahom MgO v slovinských žilách (7,68—19,00 %), ktoré udáva F. REGÁSEK (1967). V jednom prípade bol extrémne zvýšený obsah MgO na 27,92 % a znížený obsah FeO na 23,36 %. Ide o siderit parageneticky spätý s dickitom. Obsah MnO sa pohybuje v rozmedzí 0,71—2,38 % a obsah CaO 1,10—2,98 %. Pri označovaní sideritu podľa klasifikácie A. G. ÖETICHT-NA (1950) ide o pistomezit až mezitín.

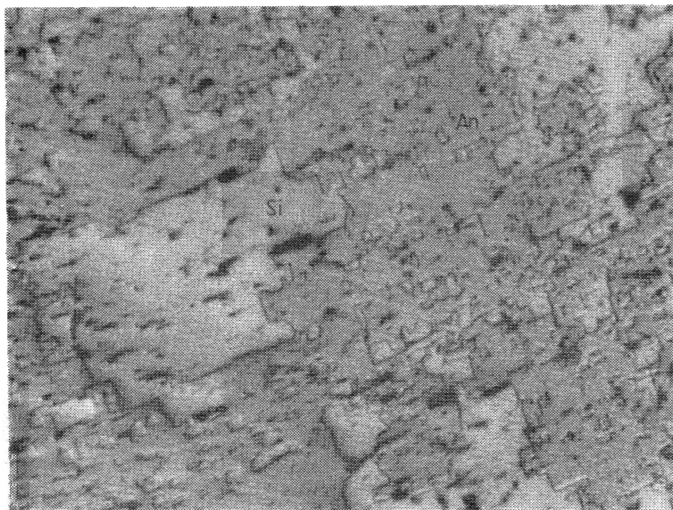
Kremeň je spolu so sideritom hlavnou zložkou žilnej výplne. Možno vyčleniť niekoľko generácií kremeňa.

Kremeň I sa vyskytuje vo forme hrebenkových agregátov bielej farby na salbandoch žil. Sprevádzajú ho ojedinelé zrná pyritu. Obaľuje úlomky hornín, inokedy je sám brekciovitý a cementovaný sideritom. *Kremeň II* je zastúpený nepatrne. Je priezračný až číry a tvorí

sietivo žiliel v siderite. Kremeň III sprevádza spolu s pyritom III turmalín a apatit v samostatných žilkách. Nebýva hojne zastúpený. Kremeň IV má metakoloidný charakter a vyskytuje sa v paragenéze s pyritom a jemne dispergovaným arzenopyritom. Kremeň V je najrozšírenejší a viaže sa seba hlavnú časť sulfidov a sulfosolí. Je mliečnobiely, priehľadný a pri kryštalovaných formách aj číry. Narastá na staršie minerály a intenzívne metasomuje siderit od okrajov žíl. Podobné javy vnútrožilnej metasomatózy sideritu kremeňom opisuje z textúrneho hľadiska J. VÁCLAV (1966) a F. REGÁSEK (1967).

Ankerit je v študovaných žilách dosť bežným minerálom, pričom sa jeho zastúpenie mení. Zastupujú ho dve generácie, ktoré sa vylučovali v priebehu sideritovej periódy.

Ankerit I sa zistil mikroskopicky v jemne poprerastaných agregátoch spolu so sideritom.



Obr. 1. Ankerit (An) metasomuje siderit (Si). Doštavná, nábrus, //N, zv. 100 $\times$. Foto K. Hegenbart.

Fig. 1. Siderite (Si) metasomatically altered by ankerite (An). Doštavná, polished section, parallel nicols x100. Photo K. Hegenbart.

Ankerit preniká do sideritu po plochách štiepatelnosti, až postupne nastáva metasomovanie sideritu ankeritom s ojedinelými zrnami sideritu uprostred ankeritu (obr. 1). Vznikal pravdepodobne tesne po siderite, pred vylúčením kremeňa II a hematitu I. Ankerit II sa vyskytuje vo forme žiliel pretínajúcich staršiu žilovinu. Nasadá na siderit-ankeritové agregáty (ankerit I). Vznikal pravdepodobne po vylúčení kremeňa II a hematitu I. Jeho kryštalizácia podmienila vznik hematitu II (martitu) premenou Fe^{2+} na Fe^{3+} .

V analyzovaných ankeritoch (ankerit II) je obsah CaO v rozmedzí 26,00—29,92 %. Obsah MgO (14,48—17,60 %) je v prevahe nad obsahom FeO (5,10—14,27 %). Obsah MnO kolidže v rozmedzí 0,17—1,40 %.

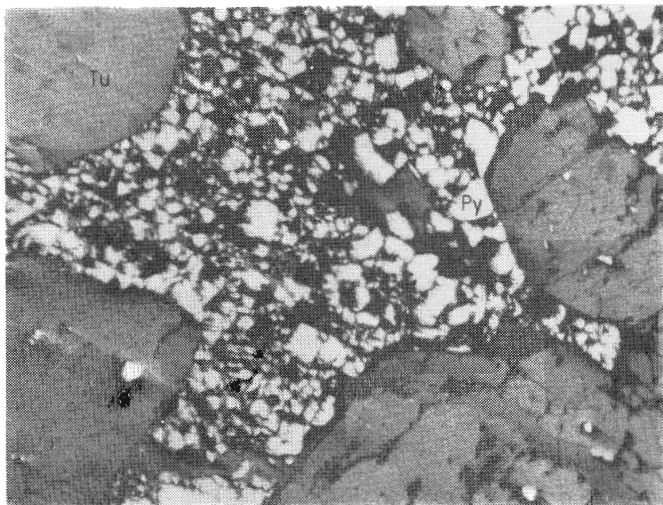
Pyrit je najrozšírenejším sulfidickým minerálom. Vyskytuje sa v niekoľkých generáciách, ktoré vznikali v rozličných mineralizačných periódach.

Najstarší *pyrit I* sa viaže na začiatok vývoja žíl. Vyskytuje sa vo forme hexaédrov v hrebienkovom kremeň. Býva tiež rozptýlený v horninách v okolí žíl. Pyrit II tvorí v siderite šmuhy mocné až 5 cm. Makroskopicky budí dojem liateho kýzu, je však hexaedrického a pentagonálne dodekaedrického habitu. Často býva zonálny. Pyrit III sa vylučoval v priebehu turmalínovej periódy. Asociuje s kremeňom, ktorý vyplňa voľné priestory medzi turmalínovými zrnami (obr. 2). Pyrit IV tvorí nevelké akumulácie v asociácii s arzenopyritom a kremeňom. Je pentagonálne dodekaedrického habitu, ale aj nepravidelne obmedzený. Je intenzívne kataklazovaný a korodovaný. Pyrit V vystupuje v asociácii s chalkopyritom

a tetraedritom. Tvorí červikovité a šnúrkovité agregáty na rozhraní medzi chalkopyritom a kremeňom, resp. sideritom, alebo býva v chalkopyrite (obr. 3).

Chalkopyrit sa vyskytuje vo všetkých študovaných žilách. Väčšie akumulácie sú v žilách v oblasti Lacemberskej doliny a v žilách v okolí Nálepkuva. Koncentrácia však priestorovo veľmi kolíše.

Makroskopicky je ľahko spoznatelný. Vytvára v kremeň masívne agregáty, žilky, nepravidelné zrná a závalky. V siderite a ankerite tvorí nepravidelné zrná, žilky, sieťovité a mriežkovité štruktúry. Vyskytuje sa spolu s tetraedritom a pyritom. Vznikal v priebehu kremeňo-sulfidickej mineralizačnej periódy. Ľahko podlieha supergénnej premene za vzniku malachitu, azuritu, kovelínu a hydroxidov Fe.



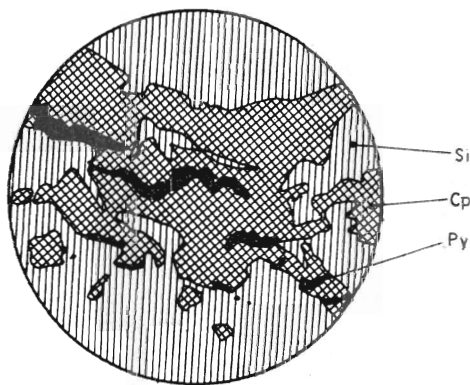
Obr. 2. Priestor medzi turmalínovými zrnami (Tu) vyhojuje kremeň (Kr) a pyrit (Py). Doštavná, nábrus, // N, zv. 100 $\times$. Foto K. Hegenbart.

Fig. 2. Cavities between tourmaline grains (Tu) are healed by quartz (Kr) and pyrite (Py). Doštavná, polished section, parallel nicols, x100. Photo K. Hegenbart.

Tetraedrit netvorí v skúmaných žilách bohaté koncentrácie. Vo východných žilách (švedlársky ložiskovo-tektonický ťah) je zastúpený relatívne bohatšie, kým v západnej a strednej časti je ojedinelý.

Makroskopicky ho možno pozorovať len vo väčších koncentráciách. Tvorí nepravidelné zrná, žilky a zhľuky v kremeň, siderite a ankerite. Je popraskaný chalkopyritom, preniká doň žilkami alebo ho obklopuje lemom. Obklopuje a zatláča Bi-sulfosoli. Malá časť tetraedritu vznikala už spolu s chalkopyritom (intímne prerastanie), väčšia časť však až po vylúčení chalkopyritu.

Semikvantitatívnymi spektrálnymi analýzami sa v tetraedritoch zistil zvýšený obsah Fe a Zn, preto možno hovoriť o železnato-zinočnatých tetraedritoch. Tetraedrity so zvýšeným obsahom Fe a Zn v slo-



Obr. 3. Šnúrkovité a červikovité pyrit (Py) v chalkopyrite a na hranici chalkopyritu (Cp) a sideritu (Si). Doštavná, nábrus, // N, zv. 250 $\times$.

Fig. 3. Cord-like vermicular pyrite (Py) in chalcopyrite and on the boundary of chalcopyrite (Cp) and siderite (Si). Doštavná, polished section, parallel nicols, x250.

vinských žilách, charakterizované ako železnato-zinočnaté, opisuje F. REGÁSEK (1967).

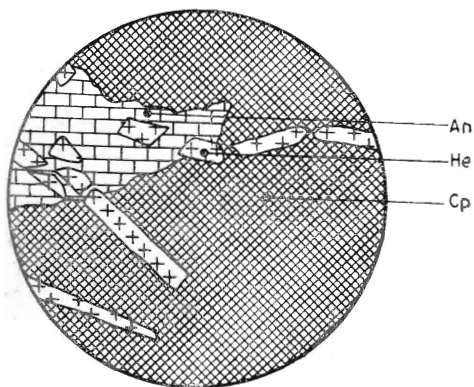
Baryt sa vyskytuje len v žilách severnej časti skúmaného územia (Vajfenný hrb). Je hrubozrnný, s veľmi dobrou štiepateľnosťou. Býva biely, vodovopriehľadný, na štiepných puklinách sfarbený od hydroxidov Fe do žltá a žltohneda. Časové zaradenie barytu vo vývoji žíl je nejasné, pretože skúmaný materiál predstavoval monominerálny agregát.

Kalcit netvorí bohaté koncentrácie a priestorovo sa viaže na diabázy v okolí žíl. Možno ho nájsť v žilách doliny Doštavná a Haladej. Je stredne a hrubo zrnitý, bielej, ružovobielej a ružovej farby. Vypĺňa dutiny v žilovine, čiastočne zatláča kremeň a chalkopyrit. Tvorí aj monominerálne žilky v diabázoch v okolí kremeňo-sideritových žíl. Vylučoval sa v samostatnej mineralizačnej perióde.

Turmalín predstavuje nepatrnú časť žilnej výplne. V niektorých prípadoch možno nájsť aj bohatšie akumulácie (Šajkan, Doštavná) vo forme hniezd, zhlukov a samostatných žiliek. Je vyvinutý vo forme skorylu čiernej a hnedočiernej farby. Býva krátko a dlhostĺpčkovitý (4—5 cm). Vystupuje vo forme idiomorfne obmedzených zŕn. Voľné priestory medzi zŕnami turmalínu sú v samostatných žilkách vyplnené kremeňo-pyritovou masou (obr. 2). Narastá naň apatit (obr. 9). Kryštalizoval v samostatnej turmalínovej perióde.

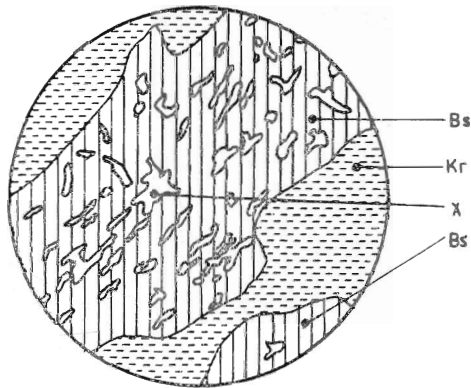
Hematit sa vyskytuje v žilách v oblasti doliny Doštavná a v žilách nálepkovského ložiskovo-tektonického ťahu. Býva v spekularitovom a martitovom vývoji.

Hematit I tvorí lamelovité a vejárovité agregáty roztrúsené v siderit-ankeritovej (ankerit I) hmote a kremeň. Jedince sú paralelne orientované, často poprehýbané a kataklazované (obr. 4). Vznikol po uplatnení sa ankeritu I.



Obr. 4. Kataklazované a poprehýbané lamely hematitu I (He) v ankerite I (An) a chalkopyrite (Cp). Doštavná, nábrus, // N, zv. 1000 ×.

Fig. 4. Cataclastic and bent lamellae of hematite I (He) in ankerite I (An) and chalcopyrite (Cp). Doštavná, polished section, parallel nicols, x1000.



Obr. 5. Grafické štruktúry Bi-sulfosoli (Bs) a minerálu X (X), na okraji s kremeňom V (Kr). Doštavná, nábrus, // N, zv. 1000 ×.

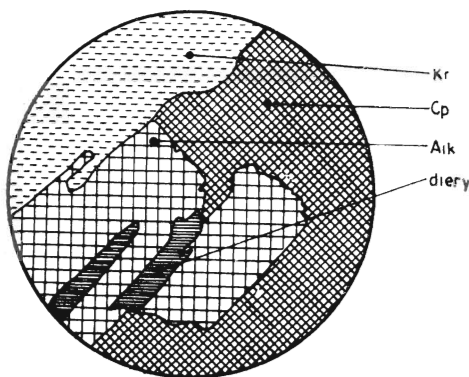
Fig. 5. Graphic structures of Bi-sulfosalts (Bs) and X mineral (X) with quartz V (Kr) on the periphery. Doštavná, polished section, parallel nicols. x1000.

Hematit II tvorí lemy a zálivky v idiomorfných jedincoch magnetitu. Podľa V. M. SAAKJANA—A. A. SAVČENKA (1971) je proces martitizácie indikátorom genézy. Vzniká za dynamo-metamorfózy pri prítomnosti CO₂ v roztokoch. V skúmaných žilách vznikol po vylúčení ankeritu II.

Bi-sulfosoli sa vyskytujú v žilách švedlárskeho ložiskovo-tektonického ťahu v Lacemberskej doline. Bývajú v kremeň, ojedinele aj v siderite. Makroskopicky možno pozorovať jemné, ojedinele aj hrubšie ihličky olovenosivej farby. V odrazenom svetle sú biele so žltkastým

odtieňom. Odráživosť je o niečo vyššia ako pri tetraedrite. Dvojdráz nepozorovať. Pri skrížených nikoloch sú výrazne anizotropné. Pri leptaní reagujú s FeCl_3 (svetložltá farba), HCl (žltohnedý nálet) a HNO_3 (silne šumí, černie a tvorí sa na nich drsný povrch). Bývajú idiomorfne obmedzené, predĺžené v jednom smere. Na styku s chalkopyritom a tetraedritom bývajú zálivkovite aj frontálne zatláčané. S minerálom X vytvárajú grafické štruktúry, ktoré sú výsledkom rozpadu pevných roztokov (obr. 5).

Sú identifikované opticky a pomocou spektrálnej analýzy, ktorou sa ako základné prvky zistili Bi, Cu, Pb. Zaujímavá je prítomnosť Au (v stopových množstvách) zaznamenaná spektrálne. Difrakčný záznam obsahuje množstvo ťažko identifikovateľných vrcholov. Možno pozorovať určitú koincidenciu s hodnotami rezbanyitu.

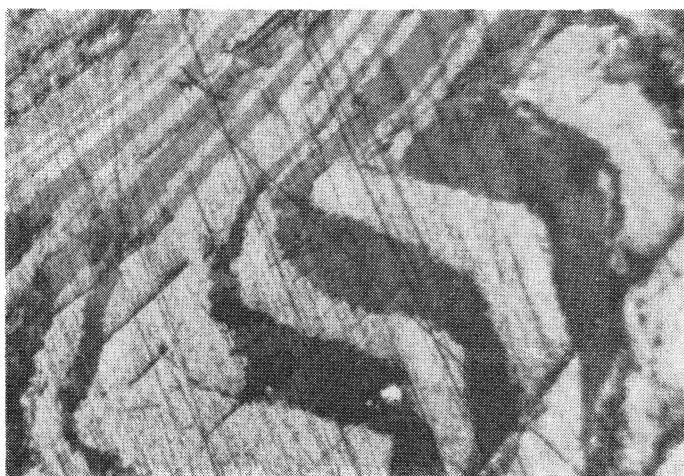


Obr. 6. Lamely aikinitu (?) (Aik) v kremeni (Kr), a chalkopyrite (Cp). Doštavná, nábrus, // N zv. 400 $\times$.

Fig. 6. Lamellae of aikinite (?) (Aik) in quartz (Kr) and chalcopyrite (Cp). Doštavná, polished section, $\times 400$

Minerál X sa zistil v Bi-sulfosoliach vo forme grafických štruktúr. Inklúzie sú predĺžené v smere predĺženia Bi-sulfosolí. Je biely, s modrastým odtieňom. Má odráživosť podobnú tetraedritu. Pri skrížených nikoloch je slabó anizotropný. Pri leptaní nereagoval so žiadnym činidlom.

Aikinit (?) tvorí neveľké koncentrácie v kremeni v žilách oblasti doliny Doštavná. Makroskopicky možno pozorovať ihličkovité a prizmatické agregáty, ojedinele sploštené, s výrazným pozdĺžnym ryhovaním. Je krehký, s nerovným lomom a má olovenosivú farbu s modrastými, žltohnedými a hnedými nábehovými farbami. Ihličky bývajú 1—2 mm dlhé (ojedinele aj 4 mm) a 0,1—0,7 mm hrubé. V odrazenom svetle je biely, s krémovým a žltým odtieňom. Má vyššiu odráživosť ako chalkopyrit. Dvojdráz je zreteľný a pri skrížených nikoloch je anizotropný. Pri leptaní reagoval s FeCl_3 (zožltnutie a hnednutie) a HNO_3



Obr. 7. Plasticky deformované dvojčatné lamely antimonitu. Haladej, nábrus, X N, zv. 250 $\times$. Foto K. Hegenbart.

Fig. 7. Plastically deformed twin-lamellae of antimonite. Haladej, polished section, crossed nicols, $\times 250$. Photo K. Hegenbart.

(šumí, černie a tvorí sa na ňom drsný povrch). Tvorí idiomorfne obmedzené jedince, ojedinele slabo zatláčané chalkopyritom a tetraedritom.

Na základe optickej identifikácie doplnenej spektrálnou a röntgenovou analýzou (tab. 2) bol minerál opísaný ako aikinit (?). Pri porovnávaní hodnôt d a ich intenzity meraného minerálu a tabuľkových hodnôt aikinitu a hammaritu sa javí väčšia zhoda s hodnotami hammaritu. Ide o súvislý izomorfný rad pevných roztokov s okrajovými členmi aikinit a bizmutín, pričom je hammarit prechodným členom. Niektorí autori však pokladajú hammarit za problematický. Jednoznačne určiť tento minerál bude možno len pomocou elektrónového mikroanalýzátora.

Antimonit sa zaznamenal ako sporadický v žilách doliny Haladej. Vyskytuje sa spolu s kremeňom, kalcitom, limonitom a sekundárnym hydroromeitom. Tvorí masívne a steblovité agregáty olovenosivej farby. V odrazenom svetle je biely, má silnú odrazivosť a pozor-

Röntgenografy aikinitu

Tab. 1

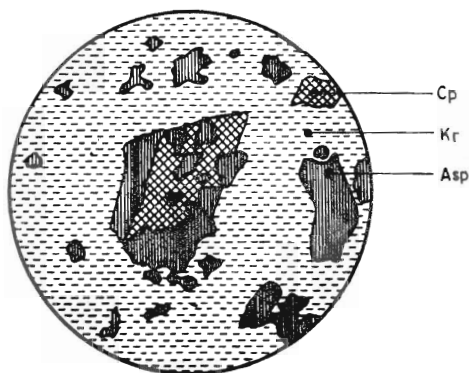
No	1		2		3		No	1		2		3	
	I_m	d_m	I_{tab}	d_{tab}	I_{tab}	d_{tab}		I_m	d_m	I_{tab}	d_{tab}	I_{tab}	d_{tab}
1	5	4,028	8	4,07	9	4,01	31	1	1,629	2	1,647	3	1,631
2	2	3,784	—	—	—	—	32	3	1,586	7	1,596	5	1,579
3	10	3,631	10	3,66	10	3,63	33	2	1,575	—	—	—	—
4	9	3,568	9	3,58	8	3,56	34	—	—	1	1,564	1	1,543
5	10	3,146	9	3,18	10	3,14	35	3	1,515	5	1,525	5	1,512
6	10	2,840	8	2,85	8	2,83	36	3	1,513	—	—	—	—
7	6	2,738	7	2,73	4	2,72	37	2	1,478	4	1,490	3	1,480
8	8	2,659	5	2,68	3	2,66	38	2	1,463	4	1,468	4	1,464
9	9	2,570	7	2,59	7	2,56	39	3	1,443	3	1,455	2	1,440
10	7	2,528	7	2,555	3	2,52	40	—	—	1	1,435	2	1,425
11	7	2,495	2	2,51	3	2,48	41	2	1,403	6	1,417	2	1,407
12	—	—	4	2,40	3	2,39	42	2	1,395	2	1,406	5	1,395
13	6	2,346	4	2,36	4	2,34	43	2	1,369	7	1,381	3	1,370
14	5	2,293	5	2,30	4	2,29	44	1	1,349	4	1,351	2	1,345
15	7	2,258	5	2,27	4	2,26	45	2	1,327	4	1,333	5	1,323
16	3	2,232	—	—	—	—	46	1	1,319	1	1,315	—	—
17	5	2,166	5	2,19	4	2,15	47	1	1,298	4	1,304	3	1,295
18	9	2,141	5	2,15	4	2,14	48	1	1,283	—	—	—	—
19	—	—	4	2,04	—	—	49	1	1,277	5	1,274	—	—
20	9	2,008	8	2,02	8	2,00	50	2	1,267	3	1,265	5	1,265
21	8	1,977	8	1,982	8	1,973	51	2	1,263	—	—	—	—
22	10	1,943	8	1,952	8	1,934	52	—	—	1	1,241	—	—
23	3	1,885	3	1,885	1	1,867	53	—	—	1	1,232	3	1,225
24	3	1,874	—	—	—	—	54	1	1,207	4	1,216	4	1,207
25	2	1,843	—	—	—	—	55	—	—	1	1,204	1	1,191
26	2	1,798	—	—	1	1,815	56	—	—	1	1,192	3	1,183
27	2	1,790	—	—	1	1,790	57	—	—	4	1,170	4	1,164
28	4	1,753	8	1,766	5	1,743	58	1	1,157	6	1,157	5	1,150
29	2	1,718	2	1,731	2	1,718	59	1	1,135	3	1,138	2	1,118
30	1	1,679	1	1,68	2	1,666	60	1	1,116	2	1,125	2	1,114

Poznámka

1. Aikinit (?), Lacemberská dolina (H—26) — použitá Mikrometa 2 s rtg. goniometrom, metóda Bragg-Brentano, žiarenie CuK α , filter Ni, štrbiny 5,10, rýchlosť otáčania 2°/1', žeravenie 30 kV, 10 mA, citlivosť 3/1 000. (Vzorku exponoval B. Zamiška, hodnotil J. Hurný, Geol. prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.)

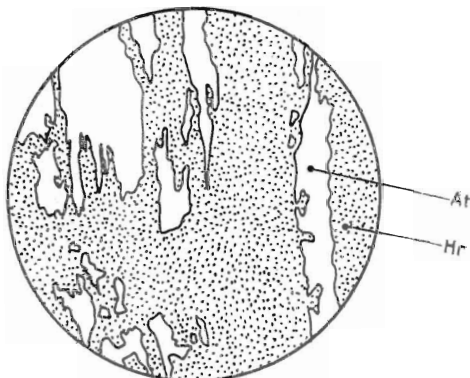
2. Aikinit, Záp. Zabajkalie (M. M. Povilajtis et al. 1969).

3. Hammarit, Záp. Zabajkalie (M. M. Povilajtis et al. 1969).



Obr. 8. Nepravidelné zrná arzenopyritu (Asp) v kremeni IV (Kr). Chalkopyrit (Cp) zatláča arzenopyrit, pričom vznikajú pseudomorfózy chalkopyritu po arzenopyrite s jeho reliktní na okrajoch a uprostred. Švedlárska dolina, nábrus, // N, zv. 100 ×.

Fig. 8. Irregular grains of arsenopyrite (Asp) in quartz IV (Kr). Chalcopyrite (Cp) replaces arsenopyrite; during replacement originated pseudomorphs of chalcopyrite after arsenopyrite whose relics are preserved on the margin and in the centre. Švedlárska dolina, polished section, parallel nicols, $\times 100$.



Obr. 10. Supergénne zatláčanie antimonítu (At) hydroromeitom (Hr). Haladej, nábrus, // N, zv. 400 ×.

Fig. 10. Supergene replacement of antimonite (At) by hydromerite (Hr). Haladej, polished section, parallel nicols, $\times 400$.

rovateľný dvojodraz. Pri skrížených nikoloch je anizotropný, s uplatnením dvojčatného lamelovania a vlnitého zhašania. Dvojčatné lamely sú plasticky deformované (obr. 7). Intenzívne ho zatláča hydroromeit (obr. 10). Jeho postavenie vo vývoji žíl je nejasné. Bol zaradený na záver sulfidickej periódy, môže však ísť aj o samostatné antimonitové žily.

Arzenopyrit sa vyskytuje v oblasti Švedlárskej doliny v žilách švedlárskeho ložiskovo-tektonického ťahu. V nálepkovských žilách ho uvádza J. PECHO (1965) ako sporadický. Makroskopicky sa dá arzenopyrit spozorovať len vo forme šedej pigmentácie kremeňa spolu s pyritom. Tvorí alotriomorfne obmedzené jedince silne korodované kremeňom a chalkopyritom. Intenzívne zatláčanie chalkopyritom sa prejavuje vo forme reliktovej arzenopyritu uprostred masy chalkopyritu, ktorý tvorí pseudomorfózy kosoštvorcového tvaru (obr. 8). Býva jemne dispergovaný a vyskytuje sa spolu s pyritom IV v kremeni IV, ktorý má metakoloidný charakter. Vzniká na začiatku kremeňo-sulfidickej periódy v samostatnej subperióde.

Magnetit je parageneticky spätý s hematitom a tvorí nepatrné koncentrácie v žilách v doline Doštavná. V nálepkovských žilách zaznamenáva magnetit vo forme žíl J. PECHO (1965). Makroskopicky je nepozorovateľný. Vzniká priestorovo aj časovo spolu s hematitom I. Neskôr pri vzniku ankeritu II došlo k premene časti Fe^{2+} na Fe^{3+} , čo sa prejavilo čiastočnou martitizáciou.

Apatit sa v skúmaných žilách vyskytuje v oblasti Šajkanu a Brezového hrbu. Bol zistený mikroskopicky. Tvorí idiomorfne obmedzené jedince v kremeni v tesnej asociácii s turmalínom (obr. 9). Narastá na zrná turmalínu a vzniká pravdepodobne tesne po turmalíne, pred vylúčením kremeňa III, prípadne súčasne s ním.

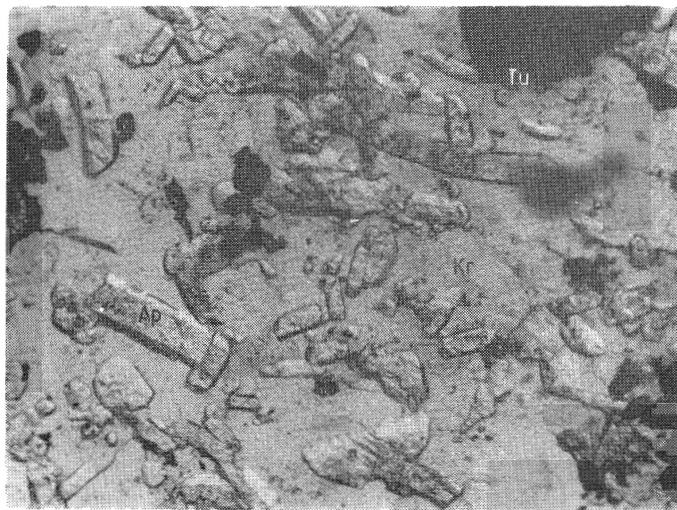
Albit sa zistil v haldovom materiáli južne od kóty 1043,3 Na Purdovu. Ojedinele tvorí zrná veľkosti do 2 cm, ktoré sú zarastené v kremeni. Je bielej farby a má veľmi dobrú štiepatelnosť. Priestorovo je spätý s porfyroidmi v okolí žíl.

Dickit bol zistený v doline Doštavná v dutinách a puklinách sideritu a ankeritu spolu s kremeňom. Ide o ojedinelý výskyt a bol identifikovaný opticky, röntgenograficky, chemicky a termickou analýzou v nálezovej správe (L. DRNŽÍKOVÁ — J. HURNÝ 1972). Postavenie v časovom vývoji žíl je nejasné, a preto sa v schéme sukcesie neuvádza.

Sericit sa vyskytuje v rozličných koncentráciách takmer v každej časti žíl. Najčastejšie tvorí povlaky v puklinách sideritu a ankeritu. Ojedinele možno nájsť aj hniezda v dutinách. Býva biely a zelenkavobiely s perleťovým leskom. Ľahko sa rýpe nechťom a otiera v prstoch. Jeho časové zaradenie nie je jasné. Na základe analógie s blízkymi lokalitami sa jeho vznik kladie do turmalínovej periódy.

Chlorit sa zistil skoro vo všetkých žilách v rozličných koncentráciách. Tvorí jemne rozptýlené agregáty v kremeňi a v siderite. Ojedinele sa akumuluje aj vo forme hniezd. Časové zaradenie vo vývoji je nejasné. Podľa analógie s blízkymi lokalitami sa chápe ako súčasť turmalínovej periódy.

Okrem primárnych minerálov sa v oxidačnej zóne žíl zistili ako produkty supergénnych premien tieto sekundárne minerály: hydroxidy Fe, malachit, azurit, kovelín, aragonit, hydroromeit (J. HURNÝ, v tlači), vodný fosfát Al, Fe (?) a hydroxidy Mn.



Obr. 9. Zrná apatitu (Ap) v kremeňi (Kr). Tmavé zrná patria turmalínu (Tu). Šajkan, výbrus, // N, zv. 80 ×. Foto K. Hegenbart.

Fig. 9. Apatite grains (Ap) in quartz (Kr). Dark grains belong to tourmaline (Tu). Šajkan, thin section, parallel nicols, x80. Photo K. Hegenbart.

Časový vývoj mineralizácie

Minerálna výplň žíl na skúmanom území poskytla dostatok materiálu na riešenie problematiky vývoja žíl. Pri riešení sukcesívnych vzťahov sme sa opierali o vlastné pozorovanie, analýzu textúrnych znakov podľa J. KUTINU (1957) a metódu paragenetickej analýzy podľa J. H. BERNARDA — V. HANUŠA (1966) a rešpektovali sme zásady vymedzenej terminológie. Štúdium textúr žilnej výplne, doplnené mikroskopickým štúdiom, malo rozhodujúci vplyv pri vyčlenení paragenetických celkov v rámci celého rudotvorného procesu. Používame termíny — kryštalizačný interval, mineralizačná perióda, etapa mineralizácie, ktorých obsah vymedzil J. KUTINA (1957), J. H. BERNARD (1961), C. VARČEK (1962), J. H. BERNARD — V. HANUŠ (1966) a F. REGÁSEK (1967). Makrochemizmus a mikrochemizmus separovaných minerálov slúžil ako zdroj informácií pri získavaní predstavy o charaktere roztokov, z ktorých vykryštalizovala celá žilná výplň.

Etapa miner.	I.		II.				Oxid. prod.
Miner. perioda	Sideritová p.		Turmalínová p.	Kremeň sulfidická p.		Kalc.	
Subperioda	1a	1b	2	3a	3b	4	
kremeň							
pyrit							
siderit							
ankerit							
hematit							
magnetit							
baryt							
turmalín							
apatit							
albit							
sericit							
chlorit							
arzenopyrit							
Bi-sulfosoli							
aikinit (?)							
minerál-X							
chalkopyrit							
tetraedrit							
antimonit							
kalcit							
hydroxidy Fe							
malachit							
azurit							
hydroxid Mn							
kovelín							
aragonit							
hydroromeit							
vodný fosfát Fe, Al (?)							
Hlavné kationy	Fe, Mg, Ca, Ba, Si, Mn		Si, Fe, Na, K, Al, Mg	Si, Fe, Cu, Sb, As, Pb, Bi		Ca	
Hlavné aniony	CO ₃ , SO ₄ , O, S		O, S	O, S		CO ₃	
Vedľajšie prvky	Sr, Ni, Co, Pb, Ti, V, Al, Cr		Ca, Mn, Sr, Ba, Li, Ga, Sn	Ni, Co, Ge, In, Sn, Hg, Ag, Au, Cd, V, Ga, Zn,		Mg, Mn, Fe, Sr, Ba	

1

2

3

1. kryštalizačný interval minerálu 2. postavenie v schéme sukcesie je neisté 3. vylučovanie v malom množstve

Vznik a vývoj minerálnej výplne študovaných žíl prebiehal v dvoch etapách mineralizácie. V rámci nich sú vymedzené menšie genetické celky — mineralizačné periódy, resp. subperiódy. Pravdepodobná schéma sukcesie minerálov je zostavená do prehľadnej tabuľky (tab. 2).

Prvá etapa mineralizácie zahŕňa sideritovú periódu, ktorá tvorí na študovanom území najstarší genetický celok. Uplatňuje sa vo väčšom rozsahu v severných a sv. žilách, kým v južnejších žilách sa uplatňuje menej. Rudotvorný proces sa začínal pozvoľným otváraním trhlín za vzniku symetrických textúr. Prítomnosť brekciovitých a kokardovitých textúr vo východnej časti študovaného územia svedčí aj o lokálnej intenzívnej tektonickej činnosti. Vylučovanie minerálov sa začínalo kryštalizáciou hrebienkového kremeňa I na salbandoch žíl. Spolu s kremeňom I sa vylučovalo aj malé množstvo pyritu I. Potom sa počas dlhšieho kryštalizačného intervalu vylučoval siderit. Súčasne so sideritom došlo k lokálnemu nakopaniu pyritu II vo forme šmúh až liatych agregátov v siderite. Spôsob uloženia svedčí o spontánnej kryštalizácii. Tesne po siderite vypadáva z toztokov ankerit I, pravdepodobne v dôsledku zníženia koncentrácie Fe a zvýšenia koncentrácie Ca, Mg v roztokoch. Ankerit I intenzívne metasomuje siderit po štiepných plochách. Po jeho vylúčení dochádza k nahromadeniu oxidov Fe (hematit I, magnetit), čo mohlo prebiehať v častiach žíl v bližšom kontakte s atmosférou za zvýšeného obsahu kyslíka v roztokoch. Po krátkej prestávke, azda aj s uplatnením intermineralizačnej tektoniky, sa vylučuje z toztokov ankerit II, ktorý tvorí žilky mocné do 2 cm, pretínajúce staršiu žilovinu. Jeho vznik spôsobil martitizáciu hematitu. Spolu s ním vznikali kremeň II, ktorý pretína siderit sieťou jemných žiliek. V závere uplatnenia sideritovej periódy sa predpokladá vylučovanie barytu (J. H. BERNARD 1961, C. VARČEK 1962, F. REGÁSEK 1967). Otázka jeho miesta v sukcesii nebola na skúmanom území dostatočne overená, a preto je jeho postavenie neisté.

Druhá etapa mineralizácie sa začína po krátkej časovej prestávke sprevádzanej intermineralizačnou tektonikou kryštalizovaním minerálov turmalínovej periódy. Prúdacie roztoky sú v počiatkových fázach oproti predchádzajúcim vyššie temperované. Kryštalizácia sa začína vylučovaním turmalínu a apatitu. Neskôr pristupuje kremeň a pyrit. Postavenie albitu, sericitu a chloritu je nejasné. Začiatok kryštalizácie minerálov kremeňo-sulfidickej periódy je sprevádzaný intermineralizačnou tektonikou, ktorá spôsobila rozpukanie staršej výplne a otváranie nových mocných priestorov. Prínos roztokov spôsobil vylučovanie más kremeň-pyrit (pyrit IV) — arzenopyritových, ktoré majú kolomorfný charakter. Stále sa uplatňujúca intermineralizačná tektonika spôsobovala rozrušovanie vykryštalizovanej hmoty s kataklázou najmä pyritu IV a arzenopyritu, nespôsobila však prerušenie látkového prínosu. Neskôr sa počas širokého kryštalizačného intervalu vylučoval kremeň V. Po ňom kryštalizoval pyrit V, Bi-sulfosoli, chalkopyrit, tetradrit a pravdepodobne celkom na záver antimonit, ktorého postavenie v sukcesii je neisté. Najmladšiu časť žilnej výplne tvorí kalcit, ktorý sa vylučoval počas monominerálnej kalcitovej periódy.

Primárna zonálnosť mineralizácie

Hydrotermálne žily sú v skúmanom území rozmiestnené na veľkej ploche, čo umožňuje dobre sledovať horizontálne zmeny v charaktere mineralizácie. Na základe doterajších štúdií možno v slede od severu na juh, z okrajových častí Spišsko-gemerského rudohoria k jeho centrálnym častiam vyčleniť tieto typy žíl:

Nálepkovský ložiskovo-tektonický ťah:

- barytové, resp. kremeň-barytové, siderit-barytové a siderit-kremeň-barytové žily,
- kremeň-siderit-sulfidické žily.

Švedlársky ložiskovo-tektonický ťah:

- kremeň-siderit-sulfidické, resp. kremeň-siderit-ankerit-sulfidické žily,

b. kremeň-sulfidické, resp. kremeň-ankerit-sulfidické žily.

Sled vyčlenených žíl zhruba korešponduje so sledom, ktorý udáva F. REGÁSEK (1967) v oblasti Slovinky — Žakarovce — Krompachy, východne od skúmaného územia.

Minerály sideritovej periódy sa vyvinuli hlavne v žilách nálepkovského ložiskovo-tektonického ťahu a v sv. a východných žilách švedlárskeho ložiskovo-tektonického ťahu. Na severnom okraji je v úzkom pruhu zastúpený baryt. Siderit vyskytujúci sa v severnejších žilách smerom na juh ustupuje relatívne hojnejšie zastúpeným minerálom kremeňo-sulfidickej periódy. Zákonitosti v rozmiestnení sulfidov sú pozorovateľné hlavne v žilách švedlárskeho ložiskovo-tektonického ťahu. Kremeň IV s pyritom IV a arzenopyritom sa vyskytuje v jz. žilách. V strednej časti sa v relatívne bohatších koncentráciách uplatňujú Bi-sulfosoli. Východným smerom sa v hojnejšej miere uplatňuje chalkopyrit a v najvýchodnejších žilách chalkopyrit s tetraeditom. Pri mineráloch turmalínovej periódy sa nedajú pozorovať v horizontálnom rozmiestnení žiadne zákonitosti. Podobne ako kalcitová perióda sa uplatňuje len lokálne.

Pozorované javy primárnej zonálnosti sú výsledkom priestorového rozšírenia minerálov viacerých periód, z ktorých však zákonitosti v priestorovom rozšírení prejavuje len sideritová a kremeňo-sulfidická perióda. Zonálnosť, ktorá vznikla uplatnením minerálov viacerých periód, možno charakterizovať ako polyascententnú zonálnosť v zmysle J. KUTINY (1957), alebo ako pulzačnú zonálnosť v zmysle S. S. SMIRNOVA (1937). Horizontálne zmeny mineralizácie v rámci kremeňo-sulfidickej periódy možno charakterizovať ako monoascententnú zonálnosť (J. KUTINA 1957).

Celkove však ide o komplexnú zonálnosť (V. I. SMIRNOV 1957), ktorá vznikla kombináciou monoascententnej a polyascententnej zonálnosti.

Záver

Hydrotermálne rudné žily siderit-kremeň-sulfidickej formácie na území južne od Rudňan boli podrobené kompletnému mineralogicko-paragenetickému a geochemickému štúdiu. Zistili sa nové, v tejto oblasti dosiaľ neznáme minerály: aikinit (?), dickit (L. DRNZÍKOVÁ — J. HURNÝ 1972), albit, hematit (v žilách švedlárskeho ložiskovo-tektonického ťahu), apatit, magnetit, antimonit, sekundárny hydroromeit (J. HURNÝ, v tlači), vodný fosfát Al, Fe (?) a hydroxidy Mn. Prvýkrát sa z mineralogicko-paragenetickej stránky skúmali žily ležiace na južných svahoch Lacemberskej doliny a na hrebeni medzi Hnileckou a Lacemberskou dolinou. Otázka sukcesívnych vzťahov sa riešila v nadväznosti na výsledky výskumov na blízkych lokalitách. Bi-sulfosoli, aikinit (?) a antimonit, ktoré majú v chemizme zaznamenané zlato, zistené spektrálnymi analýzami v tisícinách percenta, môžu indikovať zlato v žilnej výplni aj vo väčších koncentráciách, čím sa tieto žily môžu stať predmetom záujmu z iného zorného uhla.

Doručené 14. 9. 1973

Odporučil František Regásek

LITERATÚRA

- BERNARD, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit — schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). Geol. práce, zoš. 58 (Bratislava), 222 s.
BERNARD, J. H. — HANUŠ, V. 1966: Über die Methodik der paragenetischen Analyse der Sideritformation (am Beispiel von Spišsko-gemerské rudohorie). Rozpr. Čs. akad. věd, Ř. mat. přír. věd, 76, seš. 7, 74 s.

- BETECHTIN, A. G. 1950: Mineralogija. Moskva, Gos. izd. geol. liter., 956 s.
- DRNZÍKOVÁ, L. — HURNÝ, J. 1972: Dickit na hydrotermálnych žilách severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slov., 16, s. 309—313.
- FUSÁN, O. — KANTOR, J. 1952: Geologické a rudné pomery na lšte Švedlár. Manuskript — Geofond, Bratislava, 26 s.
- HURNÝ, J. 1974: Nález hydromeitu v Spišsko-gemerskom rudohorí. Mineralia slov., 6, s. 00—00
- KUTINA, J. 1957: Contribution to the Classification of zoning in Ore Veins. Acta Univ. Carol., Geol., 3, s. 197—225.
- PECHO, J. 1965: Závěrečná správa a výpočet zásob Nálepko — Roztoky (Fe, Cu). Stav k 1. IV. 1964. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 271 s.
- POVILAJTIS, M. M. et al. 1969: Minerály vismuta v Džidinskom molibdeno-volframovom mestoroždeníji (Zapadnoje Zabajkalie). Zap. Vsesojuz. mineral. obšč., č. XCVIII., vyp. 6 (Leningrad), s. 655—664.
- REGÁSEK, F. 1967: Mineralogicko-paragenetický a geochemický výskum na hydrotermálnych rudných žilách v oblasti Slovinky — Žakarovce — Krompachy. Manuskript — Geofond, Bratislava, 387 s.
- SAAKJAN, V. M. — SAVČENKO, A. A. 1971: Procesy martitizácii i mušketovitizácii kak indikatory geochimických uslovij mineraloobrazovanija na Čatyrkušskom mednom mestoroždenii. Izv. vys. učeb. zaved., Geol. Razv., No 11, s. 67—70.
- SMIRNOV, V. I. 1957: Šest tipov pervičnoj zonalnosti gidrotermálnych rudnych tel. Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. geol., No 3, s. 15—26.
- SMIRNOV, S. S. 1937: K voprosu o zonalnosti rudnych mestoroždenij. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., No 6, s. 1071—1083.
- SCHWARTZ, J. 1954: Príspevok k rudnej paragenézii v oblasti Nálepko. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 14 s.
- VÁCLAV, J. 1966: Mineralogicko-paragenetické a geochemické pomery hydrotermálnych rudných žíl v oblasti Švedlár — Stará Voda — Volovec. Manuskript — Geofond, Bratislava, 199 s.
- VARČEK, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a priestore. Geol. práce, zoš. 61 (Bratislava), s. 101—111.

A contribution to the study of mineralogical-paragenetic conditions of hydrothermal ore veins south of Rudňany

JÁN HURNÝ

The hydrothermal ore veins of the siderite-quartz-sulphide formation lying south of Rudňany, between Nálepko, Švedlár, and Slovinky were the subject of an integrated mineralogical, paragenetical, and geochemical research. The veins are concentrated in the Nálepko — Švedlár mineralization tectonic systems. They strike E-W and N-E with a dip to the south. Their thickness is variable, but generally it is small. The veins occur in rocks of the Rakovec and Gelnica Groups.

The mineral infilling consists mainly of quartz, siderite, and ankerite. The following accessory minerals have been determined: pyrite, chalcopyrite, tetrahedrite, barite, calcite, tourmaline, and hematite. Bi-sulfosalts with the X mineral, aikinite (?), antimonite, arsenopyrite, magnetite, apatite, albite, dickite, sericite, and chlorite occur in sporadic amounts. In addition to the primary minerals the following secondary minerals have also been determined in the oxidized zone: Fe hydroxides, malachite, azurite, covellite, aragonite, hydroromeite, Fe, Al (?) hydrous phosphates, and Mn hydroxides.

The problem of chronologic evolution was solved by studying the relative age by the paragenetic analysis and by the analysis of structural features. Both the mega- and microchemical composition of the minerals separated were taken as the source of information for the investigation of the geochemical development of veins.

The origin and development of the mineral infilling of the veins studied occurred in two phases of mineralization, within which mineralization periods and/or subperiods are delimited. Some minerals (quartz, pyrite) originated during several periods. The presumable scheme of the mineral succession is shown in table 2.

Compte Rendu — 7ème Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Krefeld 1971, vol. 1, 390 p. — Krefeld, 1972

Prvý svazek sborníku 7. Mezinárodního kongresu pro stratigrafiu a geologii karbonu obsahuje dva tématicky odlišné celky příspěvků. Náplň prvního celku tvoří vedle celkového zhodnocení kongresu a příspěvků na něm přednesených (A. Bouroz) a vedle rezoluce subkomise pro stratigrafiu karbonu obsahy pěti syntetických přednášek („invited lectures“), kterými byla zahajována jednotlivá zasedání kongresu. Všechny přednášky shrnuje poslední poznatky z daných disciplín, přináší originální nebo reproduované souhrnné tabulky a diagramy a má proto zásadní význam pro široký okruh zájemců.

Celkem šest autorů se podílelo na přípravě prvních dvou přednášek, věnovaných karbonu NSR. Prvá z nich se obírala karbonem mořského a paralického vývoje, z nichž první byl podrobně diskutován na minulém kongresu v Sheffieldu (1967); proto mu byl tentokrát věnován jen stručný přehled. Paralicový vývoj byl naproti tomu tentokrát ve středu zájmu. Referát o něm je doprovázen svodnými litologickými profily (overall-section) všech uhlonosných vrstevních sledů v Porúří, spadajících do namuru C až westfalu C. Nadto je pojednáno o rozšíření uhlonosného karbonu z Porúří směrem k severu až do Severního moře. Poprvé je uveřejněna mapa rozmístění hlubokých vrtů zastihujících svrchní karbon. Vrtů zasahujících do Severního moře až k rovnoběžce vedené Kielem.

Základní závěry přednášky jsou: 1. Uhlonosný svrchní karbon třeba rozlišovat na svrchní karbon subvariské molasy (= vlastní Porúří) a na svrchní karbon molasy předpolí. Nově objevená ložiska ropy a zemního plynu v Severním moři jsou výhradně v areálu molasy předpolí. — 2. Stefanská sedimentace má jiný geotektonicko-sedimentační plán než sedimentace westfalu. Sedimenty stefanu jsou jen v povodí řeky Ems a severně od Brém. — 3. Vrstvy westfalu se ztenčují k severovýchodu.

Druhá přednáška se obírá karbonem „limnického“ vývoje. Vedle údajů o litologii a uhlonosnosti sedimentů je v ní kladen důraz na paleogeografické vztahy mezi jednotlivými pánevemi. Potvrzuje se existence rozsáhlé intermontánní deprese variského směru, vyplněné sedimenty sárské pánve na západě a sárské pánve na východě v NDR. Přes tento společný geotektonický základ se obě pánve shodují jen ve zcela obecných rysech.

V sárské pánvi byl nejnověji vyhlouben vrt Saar 1, který prošel všemi známými produktiv-

ními celky svrchního karbonu a poté vnikl do dosud neznámých „limnických“, jalových vrstev spodního westfalu a snad i namuru, dále do jílovcového mořského spodního karbonu a do karbonátového devonu. Vrt skončil v hloubce 5837 m v žule. Úplná mocnost kontinentálního karbonu sárské pánve tedy činí asi 6500 m.

Vedle obou přednášek o karbonu NSR se litofaciálním vývojem karbonových sedimentů zabýval i další přednášející — P. A. Hacquard, který podal přehled stavu znalostí o karbonu na východě Kanady. Jde o mořský a kontinentální karbon, který patří rozsáhlé epieugeosynklinále (tzv. Fundy Basin) mezi dvěma platformami. Nové je zjištění, že karbonická výplň je nepřerušená od devonu až po perm. Byla z ní vypracována detailní mikrofloristická zonace tohoto 8000 m mocného komplexu. Uhlotvorba východokanadského karbonu je podle autora regulována výhradně diastrofismem; podle vývoje sedimentů a stupně prouhelnění slojí lze zde rozlišovat karbon vývoje platformního a karbon „mobilních zón“.

Přednáška B. Alperna shrnuje poslední poznatky na poli uhelné petrografie. Zabývá se jednak nově ustanovenými macerály černého uhlí a ustálením nomenklatury macerálů uhlí hnědých, jednak podává srovnání mikropetrografické nomenklatury západoevropských zemí s normovou nomenklaturou sovětskou (v té je jako samostatná skupina semivitrinitu, tvořící jen část západoevropské skupiny semifuzinitu). Zvláště podrobně pojednává B. Alpern o novém trendu v petrografii uhlí — o stanovení a vymezení zón v té sféře zemské kůry, spadající mezi (dosud nepřesně vymezenou) diagenезi a metamorfismem. V této sféře totiž probíhá prouhelnňování a tvoří se živice. Je možné ji rozdělit do několika zón podle hodnot odraznosti vitrinitu, a podle toho pak stanovit nadějnost ložiskových kolektorů živic, obsahují-li třeba i nepatrné úlomky uhelné substance (např. rostlinný detrit).

Poslední z přednášejících — R. Neves — se zabýval novými poznatky z karbonické mikrofloristiky. Dnes ještě není možné sestavit superregionální zonaci karbonu podle spor, třebaže existují četné zonace lokální. Je však možné zařadit sporovou asociaci z vrstev neznámého stáří nejméně s přesností stupně (často i podstupně).

Náplní druhého tématického celku recenzovaného sborníku jsou referáty předložené na zasedání tří komisí kongresu, stratigrafické, uhelné petrografické a mikrofloristické. Významem se referáty od sebe velmi liší; některé

Pokračovanie na str. 136

Príspevok k riešeniu prospekcie ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí hydrogeochemickou metódou

IVAN MATULA*

Contribution a la prospection des gites dans les Monts Métallifères du Spiš et du Gemer en usant la méthode hydrogéochimique

L'auteur apporte les résultats de l'analyse spectro-quantitative du contenu des éléments en présents dans les échantillons d'eau prélevés dans les Monts Métallifères du Spiš et du Gemer pour les buts de la prospection géochimique. Les éléments suivants étaient analysés: B, Mn, Pb, Sb, W, Sr, Fe, Cr, Bi, Mo, Sn, V, Co, Cu, Ag, Zn, Ni, Cd, Ba, Li. En comparant la minéralisation des différentes localités, on a constaté que les eaux contiennent les indices de la minéralisation métallifère et elles sont utilisables pour la prospection des gites dans cette région. On propose certaines associations d'éléments pour certaines localités.

Vyhľadávať priemyselne dôležité akumulácie rudných ložísk je jednou z najdôležitejších úloh geologického prieskumu. V oblasti Spišsko-gemerského rudohoria je táto úloha veľmi náročná, pretože ide o územie poväčšine preskúmané starou banskou činnosťou, ktorou boli objavené najmä ložiská prejavujúce sa na povrchu, a zásluhou rozvoja geologických disciplín boli v ostatnom období postupne objavené a pripravené na ťažbu aj priestorovo menej významné ložiská.

V súčasnosti sa pri prospekcii ložísk aplikujú poväčšine moderné spôsoby založené na využívaní zákonitostí geochemie, často v úzkej spätosti s inými vednými disciplínami, ako je chémia (hydrogeochemia a chemické analytické metódy), biológia (rozličné biochemické metódy), fyzika (aplikácia fyzikálnych a analytických metód, geofyzika) v kombinácii s matematickými metódami, ktoré rozličnými formami pomocou štatistických metód pomáhajú pri interpretácii analytických údajov, čím sa geochemické metódy stávajú efektívnejšími — zvyšuje sa rozsah ich použitia a hĺbkový dosah.

Jednou z geochemických metód so značným hĺbkovým dosahom je hydrogeochemická prospekcia.

Hydrogeochemická prospekcia však naráža na nedostatok dostatočne citlivých analytických metód, ktoré by umožňovali súčasne sledovať širšie asociácie prvkov z jedného roztoku. Ťažkosť pri realizácii prospekcie spôsobuje aj náročnosť na odber a najmä množstvo vzorky.

Pokúsili sme sa preto vypracovať vhodnú analytickú metodiku a overiť ju priamo na prírodných vodách v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria.

* RNDr. Ivan Matula, Geologický prieskum, 052 80 Spišská Nová Ves.

Vyvinutá metodika, pochopiteľne, nie je konečným riešením aplikácie hydrogeochemických vyhľadávacích metód. V prvej etape sme sa usilovali zamerať pozornosť na najširšiu asociáciu prvkov, aby bolo vôbec možno sledovať prítomnosť, distribúciu a odraz pestrej rudnej mineralizácie vo vodách Spišsko-gemerského rudohoria (čím sa, samozrejme, znižuje citlivosť a presnosť analytickej metódy), a v ďalšej etape upraviť metodiku a sledovať tzv. užšie asociácie indikačných prvkov typických pre oblasti s diferencovanou mineralizáciou (napr. mineralizácia Sn-W-Mo, Ni-Co mineralizácia, Sb mineralizácia, rozlične diferencovaná sulfidická mineralizácia ap.).

Do súčasného obdobia sa pri hydrogeochemickej prospekcii sledovali hlavne tieto ukazovatele:

- Kvalitatívne zastúpenie prvkov semikvantitatívnou spektrálnou analýzou, prevažne analýzou suchého odparku. Spôsob umožňuje sledovať široké asociácie prítomných prvkov, ale s nedostatočnou presnosťou.
- Celkový obsah ťažkých kovov Cu, Pb, Zn hlavne metódami s ditizónom, čo nezahrňuje existujúce dôležité mineralizácie sulfidov a karbonátov.
- Obsah SO_4^{2-} ako priameho indikátora rudnej sulfidickej mineralizácie, ktorý však nedáva možnosť diferencovane posúdiť typ a charakter zrudnenia.
- Nepriame ukazovatele, ako napr. HCO_3^- , Cl^- , celková mineralizácia, ako aj iné, ktoré však spravidla nepriniesli pozitívne výsledky.

Tieto obmedzené možnosti znižujú celkovú úroveň a účinnosť súčasných hydrogeochemických prác najmä pri vyhľadávaní v hĺbke uložených ložísk, ktoré hydrochémia môže nesporne indikovať.

Na základe rozborov týkajúcich sa prechodu prvkov do roztokov z literatúry (V. UDOV 1969, A. M. OVČINNIKOV 1970, I. I. GINZBURG et al. 1966, L. V. TAUSSEON 1970, H. JEGOROV 1969, J. HAFTY 1960) mineralizácia Spišsko-gemerského rudohoria, ktorú uvádza C. VARČEK (in S. GAZDA — T. REPKA 1972), a analýzy súčasných možností spektrochemických metód sme vybrali 20 prvkov ako širšiu asociáciu, ktorú chceme sledovať pri ďalšom experimentálnom výbere indikačných prvkov vo vodách v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Analytickú časť neuvádzame podrobne. Pri vývoji metodiky sme postupovali experimentálne, preverovali a optimalizovali sme známe a naše navrhované postupy pri príprave vnútorného štandardu, príprave kalibračných kriviek, ako aj pri ostatných potrebných operáciách.

Použili sme: Spektrograf PGS-2, štrbina 0,012 mm, 2 — šošovkový zobrazovací systém, expozícia 102 sek., generátor ABR-3, striedavý budiaci oblúk, intenzitu prúdu 8 A, fotografické dosky ORWO VU-3 — extrakt.

Analytické krivky boli konštruované v koordinátach $\log Y / \log C$ s použitím vnútorného štandardu lutécia.

Prírodné vzorky vody na overovanie boli odobrané z rozličných častí Spišsko-gemerského rudohoria tak, aby reprezentovali čo najviac typov mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria.

Na správnu interpretáciu výsledkov treba poznať mineralogicko-petrografickú charakteristiku žilnej výplne a okolných hornín, pretože vody reprezentujú rozpustenú mineralizáciu. I keď nemôžeme objektívne posúdiť proporcionálne zastúpenie bežnej a rozpustenej mineralizácie, uvádzame aspoň stručne príslušné minerálne asociácie žilnej výplne charakteristické pre jednotlivé oblasti odberu vzoriek.

Dobšiná. Vzorka je z povrchového toku v tesnej blízkosti Dedičnej štôlne, ktorá je v súčasnosti uzavretá. Hlavnými minerálmi sú siderit, pyrit, nikel-kobaltové minerály, z nich najmä gersdorfit.

Hnilec. Vzorka je z ústia novootváratej štôlne, ktorá prechádza greisenitizovanými časťami žúl s vyvinutou kasiteritizáciou a žilou arzenopyritu a löllingitu.

Slovinky. Vzorka bola odobratá z odvodňovacieho kanála štôlne Alžbeta. Hlavnú mineralizáciu tvorí siderit s chalkopyritom.

Gelnica. Vzorka vody je z úvodného prekopu smerom na žilu Krížová. Minerálnu výplň žily tvorí chalkopyrit, pyrit a siderit, pričom je chalkopyrit v prevahe.

Zlatá Idka. Ako reprezentant tejto oblasti bola odobratá vzorka z ústia starej štôlne Ludovika. V oblasti sa dlhé roky neťaží, voda je číra a má ustálený režim. Hlavnú mineralizáciu oblasti reprezentujú Ag-nosné žily s jamesonitom a sideritom a Au-antimonitovými žilami. Hlavné minerály dopĺňa siderit, sfalerit, arzenopyrit, chalkopyrit a i iné sulfidy.

Poproč. Vzorka je z povrchového toku prechádzajúceho naprieč cez žilný ťah Anna — Agneša a jeho hlavnou minerálnou výplňou je antimonit.

Nižná Slaná. Vzorka reprezentuje oblasť ložiska Manó. Je odobratá z čerpacej objímky pri ústí štôlne. Hlavnú minerálnu výplň tvorí metasomatický siderit.

Rudňany—Zlatník. Vzorka je z 10. obzoru a jej hlavnou minerálnou výplňou je siderit, chalkopyrit a tetraedrit, sporadicky je zastúpený pyrit, rumelka a baryt.

Rudňany—západ. Hlavnú minerálnu výplň tvorí siderit, kremeň, menej pyrit, chalkopyrit, čiastočne rumelka s tetraedritom.

Výsledky analyzovaných vzoriek sú v tabuľkách. Základný chemizmus vody na posúdenie celkovej charakteristiky je v tab. 1, spektrálne kvantitatívne analýzy stopových prvkov v tab. 2, výsledky semikvantitatívnej spektrálnej analýzy ostatných stopových prvkov v tab. 3.

Už z posúdenia množstva celkovej mineralizácie vidieť, že sú v mineralizácii vody rozdiely. Najnižšiu mineralizáciu majú vzorky z oblastí v blízkosti granitoidov Hnilca a Zlatej Idky — 100 až 150 mg/l. Vody z oblastí so sulfidickou mineralizáciou, t. j. ostatné vzorky s výnimkou Nižnej Slanej, ktorá má relatívne extrémne vysoký odparok 2975 mg/l, vykazujú celkovo strednú mineralizáciu — 400 až 1000 mg/l. Obdobne sa prejavila diferenciácia i v SO_4^{2-} . Lokality Hnilec a Zlatá Idka majú nižší obsah, 10 až 70 mg/l, ostatné od 101 až 230 mg/l, Nižná Slaná 1879 mg/l. Fosforečný anión sa pomerne výrazne prejavil vo vodách Hnilca, miernejšie vo vodách oblasti Zlatej Idky a Poproča. Podobne anión HCO_3^- v oblastiach granitoidov sa pohybuje okolo 18 až 100 mg/l, v ostatných oblastiach 219 až 701 mg/l.

Podľa týchto všeobecných ukazovateľov nemožno však usudzovať o detailnom charaktere mineralizácie, preto nás zaujímali najmä priame prejavy rudnej mineralizácie (tab. 2—3).

Bór. Vykazuje nad očakávanie veľké kolísanie obsahu. Ťažko však v porovnaní s ostatnými vysvetliť vysoko anomálny obsah v oblasti Nižnej Slanej a Sloviniek. Pravdepodobne vyšší obsah bóru (ale i niektorých iných prvkov ako Pb, Sb, Mo, Cu, Zn) je spôsobený jeho vyššou sorpciou v ílovitých mineráloch, pretože na oboch lokalitách bol vo vzorke neodfiltrateľný slabý zákal. Ak berieme do úvahy túto skutočnosť, obsah B sa vo vodách sideritických a sulfidických ložísk pohybuje od 2 do 9 mg/l, v oblasti Dobšinej 0,5 mg/l, potom vody z oblasti Hnilca majú mierne zvýšený anomálny obsah 11,7 mg/l. Údaje z literatúry hovoria o prospekčnom význame B v oblasti granitoidov pre indikáciu turmalinizácie a fluoritizácie, ale v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria nemáme o B prakticky žiadne kvantitatívne údaje, preto nemôžeme robiť porovnanie. G. Charder (in Ověčinnikov 1970) uvádza obsah B v bazických horninách typu gabra 6,5 g/t, v granitoidoch Harzu v rozmedzí 17 až 46 g/t. Zvýšený obsah v sedimentárnych komplexoch (až 85 g/t) vysvetľuje všeobecným obohatením usadených hornín o bór. V ílitových horninách je známy obsah B až 200 g/t. Tieto skutočnosti môžu veľmi zasiahť prospekčný význam bóru, preto ho možno zrejme využiť len v priestorovo obmedzenej oblasti.

Mangán. Obsah predstavuje hodnoty 0,7 až 26 mg/l. Najnižšie sú v oblasti Hnilec, Zlatá Idka a Gelnica. V lokalitách s prevládajúcou sideritickou mineralizáciou (Slovinky a Nižná Slaná) je obsah maximálne 26 mg/l. A. A. Goleva (1968) uvádza možnosť využiť Mn ako in-

Lokalita	Celková mineral. (odparok)	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	NH ₄ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	HCO ₃	Viaz. CO ₂
Dobšiná														
Dedičná št.	590,0	8,0	4,4	1,8	73,02	55,38	0,47	1,7	220,61	0,04	1,0	0,09	219,7	79,92
Hnilec														
Medvedí potok	102,0	7,7	8,0	1,4	5,14	6,29	0,53	1,7	13,99	0,05	1,7	0,56	36,6	13,2
Slovinky														
št. Alžbeta	450,0	8,7	7,2	3,2	39,82	54,68	0,72	1,7	119,36	0,04	0,6	0,02	225,8	81,4
Gelnica														
Krížová	750,0	8,5	12,6	8,0	10,28	107,85	0,78	7,7	169,16	0,08	0,6	0,05	353,9	127,6
Nižná Slaná														
št. Manó	2975,0	8,5	10,2	8,0	158,3	420,33	0,50	6,8	1897,0	0,25	3,0	0,08	219,7	79,2
Zlatá Idka														
št. Ludovika	151,0	8,2	9,0	1,8	34,9	19,31	0,49	1,7	78,2	0,04	2,25	0,14	103,7	34,7
Poproč														
povrch. tok	202,0	7,4	11,2	3,2	13,65	15,85	0,56	5,2	119,7	0,09	4,0	0,67	18,3	6,60
Rudňany														
Zlatník	416,0	8,0	63,0	12,0	41,14	14,29	0,74	11,6	101,66	0,05	5,3	0,02	280,7	101,2
Rudňany-západ	1010,0	8,5	410,0	11,0	37,02	25,61	1,43	53,2	234,5	0,17	1,75	0,06	701,2	250,0

Vzorky v celkovom množstve 10 l boli odobrané 10. až 12. 8. 1972 za ustálených klimatických podmienok.

Vzorky boli v teréne filtrované filtrom modrá páska.

Lokalita	B	Mn	Pb	Sb	W	Sr	Fe	Cr	Bi	Mo
Dobšiná, Dedičná št.	0,587	16,840	—	—	—	0,1620	0,567	—	—	—
Hnilec, Medv. potok	11,756	5,243	0,0306	—	—	0,0306	0,969	—	—	0,0051
Slovinky, št. Alžbeta	42,582	26,226	0,9803	2,622	—	0,1128	42,300	0,1410	0,4230	0,0846
Gelnica, št. Krížová	2,442	0,522	0,1303	—	—	0,0259	0,1018	—	—	0,0037
Niž. Slaná, št. Manó	98,56	26,358	3,5414	0,9568	—	33,6260	44,460	0,7410	—	0,1482
Zlatá Idka, št. Ludovica	2,586	0,714	0,0306	—	—	0,1071	0,337	—	0,0153	—
Poproč	4,570	2,290	—	3,550	—	0,0050	1,000	—	—	0,0040
Rudňany-Zlatník	7,072	9,260	—	2,5005	—	4,176	3,989	0,0624	0,0620	—
Rudňany-západ	9,847	5,403	—	—	—	4,196	1,011	—	—	—

Tab. 2 — pokračovanie

Lokalita	Sn	V	Li	Cd	Cu	Ag	Zn	Ni	Co	Ba
Dobšiná, Dedičná št.	—	0,0810	0,2123	—	0,0324	0,0270	0,810	0,0540	—	0,2160
Hnilec, št. Med. potok	0,0306	0,0151	0,3366	—	0,0117	0,0012	0,024	0,0151	0,0459	0,0159
Slovinky, št. Alžb.	—	0,1410	0,1430	—	0,0436	0,0423	0,143	0,0324	0,0282	0,1209
Gelnica, št. Krížová	—	0,0037	0,2375	—	1,2375	0,0740	1,439	0,0324	0,0566	0,0390
Niž. Slaná, št. Manó	—	0,7410	0,1508	—	1,1508	0,0148	1,482	0,0446	—	0,0593
Zlatá Idka, št. Ludovika	0,0255	0,0153	0,0700	—	0,0142	0,1020	0,090	0,0153	0,0108	0,0357
Poproč	—	0,0200	0,1010	—	0,0222	0,0200	—	—	—	—
Rudňany-Zlatník	—	0,1247	0,2080	—	0,0125	0,0166	0,156	—	0,0416	0,5000
Rudňany-západ	—	0,1515	0,3080	—	0,0353	0,0404	0,353	—	—	0,5050

*Chemické zloženie vôd, Spišsko-gemerské rudohorie. Výsledky
senkvantitatívnych spektrálnych analýz ostatných stopových prvkov*

Tab. 3

Lokalita	Cs	Be	Al	Y	Si	Ti	Zr	In	As
Dobšiná, Dedičná št.	5	—	4	—	4	—	—	—	4
Hnilec, Medv. potok	5	4	3	5	3	4	—	5	3
Slovinky, št. Alžb.	—	—	3	—	3	4	—	—	5
Gelnica št. Krížová	—	—	4	—	4	—	—	—	—
Nižná Slaná, št. Manó	—	—	3	—	3	—	—	—	—
Zlatá Idka, št. Ludovica	—	—	4	—	3	5	—	—	4
Poproč, popr. potok	—	—	4	—	4	—	—	—	5
Rudňany-Zlatník	—	—	3	—	4	5	—	—	—
Rudňany-západ	—	5	4	—	4	—	—	—	—

Prvky neprítomné: Sc, Yb, P, U, Au, Tl, Ge, La, Nb, Ta, Te, Pt.

Poznámky: 3 = 0,01 — 0,001 % 4 = 0,001 — 0,0001 %, 5 = pod 0,0001 % z celkovej mineralizácie.

Tab. 4

Číslo vzorky	Lokalita	Číslo anal.	Ag	As	Bi	Co	Mn	Ni	Pb	Sn	Ti	Zn
62/61	žila Filip — spodná	754	10	—	—	10	76	10	—	87	—	204
67/61	Mrázov obzor B-29/1	741	12	—	120	—	10	10	—	20	—	123
AB/61	Mrázov obzor	756	10	—	83	—	10	10	—	26	—	107
17/61	štôľňa František — halda	758	14	3548	—	195	182	186	81	110	—	170
169/a	štôľňa Ján I	901	18	—	100	—	58	10	—	10	—	204
157	štôľňa Ján II	761	95	—	—	21	10	10	—	85	—	437
53	J kóty Viničiar	757	30	—	—	—	20	10	10	120	—	182
61/a	štôľňa Cecília — halda											
	M. Havrania dolina	755	32	—	457	52	69	55	—	97	—	316
172	štôľňa Cecília —	903	10	—	—	10	71	12	—	37	—	170
130	štôľňa Cecília — halda											
	M. Havrania dolina	752	15	—	—	—	13	10	—	269	—	229
130/a	štôľňa Cecília — 200 m pri ústí —											
	M. Havrania dolina	903	10	—	—	15	54	16	—	759	—	126
	M. Havrania dolina	903	10	—	—	15	54	16	—	759	—	126
132	štôľňa Cecília pri čelbe											
	M. Havrania dolina	900	10	—	—	—	46	10	—	107	—	302
161	štôľňa Karol — čelba											
	M. Havrania dolina	897	10	—	—	35	63	25	—	229	—	120
163	štôľňa Jozef-Adolf M. Havrania dolina											
		899	—	—	—	—	28	10	19	288	—	115
170	štôľňa Jozef-Adolf											
	M. Havrania dolina	902	10	—	—	19	309	27	10	288	—	129
162	štôľňa Karol horná Malá Havrania dolina											
		898	10	2455	—	28	190	26	—	209	—	110
138	My-92	759	10	—	—	46	10	209	10	30	32	120
141/c	Halda pod Cyriackou	760	30	—	—	—	10	10	24	83	—	263
147	SV Hnilca s. od kóty 898,4 — výška 910 m											
		895	17	—	—	32	10	10	—	85	—	347
149	Ferdinand — II. halda Hnilec	750	20	—	—	14	20	10	—	76	—	398
144	Druhá halda — Ferdinandky	896	27	—	—	10	21	10	—	30	29	513

dikátor sulfidických ložísk. Všeobecne však Mn kolíše vo veľmi širokých rozmedziach od 0 až 1600 mg/l.

Olovo. Oblasti Hnilca a Zlatej Idky majú rovnaký obsah Pb 0,03 mg/l, zvýšený je na lokalitách Slovinky a Nižná Slaná. I. GINZBURG (1966) uvádza obsah Pb v blízkosti polymetalických ložísk 0,01 mg/l, vo vodách štôlni uvedených ložísk 0,34 mg/l. Na našich ložiskách v B. Štiavnici uvádza V. ZÝKA (1969) na žile Grüner obsah až 90 mg/l. Vysoký obsah Pb (až 200 g/t) v horninách Spišsko-gemerského rudohoria, napríklad vo fylitoch gelnickej série, uvádza M. IVANOV (1959), F. REGÁSEK (1969) v chalkopyritoch rudných žíl medzi Slovinkami a Helcmanovcami uvádza až 309 g/t popri Zn 831 g/t, Ag 1099 g/t a Sn 995 g/t. Podobných prípadov je však v Spišsko-gemerskom rudohorí viac, a hoci podmienky na migráciu Pb vo vodnom prostredí nie sú také priaznivé, v Spišsko-gemerskom rudohorí pravdepodobne bude mať prospekčný význam.

Antimón. Pri niektorých vzorkách vykazuje anomálny obsah (okolo 2 až 3 mg/l), a to pri lokalitách Slovinky, Rudňany a Nižná Slaná, kde prechádza do roztokov z tetraedrických rúd. Výrazne sa prejavil i v oblasti Poproča s antimonitovou mineralizáciou. Vyšší obsah, ako udáva V. ZÝKA (1959) (1,163 mg/l), mal vo vodách Poproča. V našich analýzach je 3,550 mg/l.

Zdá sa, že pre geochemickú prospekciu má Sb kontrastnosť obsahov, čo je dôležité pri interpretácii a pre preukaznosť anomaly.

Wolfrám. Nebol zistený ani v jednej analyzovanej vzorke, hoci pri predchádzajúcich semikvantitatívnych analýzach (odber vzoriek v máji m. r.) bol vo viacerých vzorkách určený na Hnilci.

Stroncium. Obsah Sr sa v analyzovaných vzorkách pohybuje v stotínach až desatinách mg/l. Pomerne vysoký obsah je vo vzorke z Nižnej Slanej 33,6 mg/l. V. Zýka uvádza obsah Sr vo vodách Kišoviec (sedimentárne Mn ložisko) 17,5 mg/l. Rozdielny a pomerne vysoký obsah Sr je v karbonatických horninách, čo môže mať nepriaznivý vplyv na využitie Sr na geochemickú prospekciu vôbec. Všeobecne sa usudzuje, že Sr môže indikovať pegmetitové zóny v granitoidoch a barytové žily.

Železo. Nízky obsah Fe je vo vodách Dobšinej, Hnilca a Zlatej Idky, v desatinách mg/l. Mierne zvýšený obsah je vo vodách Rudňany a anomálny vo vodách Nižnej Slanej a Sloviniek, 42—44 mg/l. Možnosti prospekcie vzhľadom na množstvo minerálov Fe a jeho rozpustnosť a oxidačné schopnosti nie sú rozpracované, vyžadovalo by to veľké množstvo experimentálnych sledovaní.

Chróm. Prejavil sa na ložiskách s výraznou Fe mineralizáciou (Rudňany, Nižná Slaná, Slovinky). V súčasnosti je však veľmi málo údajov na porovnanie.

Bismut. Jeho výskyt je sporadický. Voda z oblasti Sloviniek obsahuje 0,4 mg/l, Zlatá Idka 0,1 mg/l. Pri predchádzajúcich prácach bol zistený i na Hnilci. Môže byť jednak na polymetalických rudách ako prímes Pb, Zn rúd a potom v oblasti Sn-W-Mo mineralizácie. Údajov o jeho distribúcii vo vodnom prostredí je však pomerne málo. V pôvodnej metalometrickej prospekcii niektorých oblastí Spišsko-gemerského rudohoria je jedným z indikačných prvkov, preto i pri hydrogeochemickej prospekcii môže mať prospekčný význam.

Molybdén. Bol zistený v Hnilci, v Slovinkách, Gelnici, Nižnej Slanej a málo v Poproči. Pripisuje sa mu i prospekčný význam, pretože vo vodách neovplyvnených rudnými komponentmi nebýva prítomný, alebo sa vyskytuje len v tisícinách mg/l. Naše údaje o kvantitatívnom obsahu poukazujú na diferencovanosť od 0,004 až 0,14 mg/l, čo predstavuje dobre kontrastné anomálie. Závery údajov z literatúry potvrdzujú i analýzy a práce S. GAZDÚ a T. REPKU (1972) v Spišsko-gemerskom rudohorí. Uvádzajú obsah Mo vo vodách horninových komplexov Spišsko-gemerského rudohoria rádovo v O, X — X, O gama/l.

Cín. Prejavil sa výrazne na greisenizovaných horninách na lokalite Hnilec a potom i v ob-

lasti Zlatá Idka. Na ostatných lokalitách sa neprejavil vôbec. Sn je v súčasnosti jedným z hlavných prospekčne významných prvkov. Na lokalite Hnilec-Medvedí potok bol zistený vo vodách už pri predchádzajúcich prácach, preto ho bude treba sledovať i pri ďalších hydro-geochemických prospekčných štúdiách.

Vanád. Prejavil sa všeobecne v stotinových až desatinových obsahoch, výraznejšie v ložiskách Fe s maximálnym obsahom v Nižnej Slanej — 0,74 mg/l.

Lítium. Kolíše v hraniciach 0,07 až 0,33 mg/l (na lokalite Hnilec). Je prakticky vo všetkých vzorkách. Geochemická prospekcia, i keď sa jej v oblastiach pegmatitovej a greisenitickej mineralizácie pripisuje význam, je sťažená jeho veľkým kolísaním v minerálnych uhličitanových vodách s výraznými prejavmi sorpčných vlastností na ílovité minerály.

Kadmium. Nebolo zistené ani v jednej vzorke.

Meď — striebro — zinok. Boli zistené vo všetkých vzorkách. Najvyšší obsah Cu bol vo vzorkách z Gelnice — 1,23 mg/l, priemerne od 0,01 až k mg/l, čo je v oblasti SGR pomerne nízky obsah. Obsah Cu v ložiskových oblastiach sa pohybuje od 1 do 100 mg/l, v uzavretých ložiskách až do 6000 mg/l (I. GINZBURG 1950). Ag má najvyšší obsah na lokalite Zlatá Idka 0,1 mg/l, čo potvrdzuje viazanosť na ložiskové oblasti Au — Ag (prejavil sa i Bi). Zvyčajne býva Ag v obsahoch 10^{-3} — $6 \cdot 10^{-4}$ mg/l, avšak jeho migračnú schopnosť znižuje prítomnosť karbonátov. Na našich ložiskách s karbonátmi sa pohybuje od 0,01 až 0,06 mg/l. Relatívne výrazne sa prejavilo Ag i v Gelnici 0,7 mg/l, kde je známy Au-nosný chalkopyrit. Zinok spolu s Pb často sledujú vo vodách najmä americkí autori. V drenážnych rajónoch rudných oblastí sa jeho obsah pohybuje okolo 0,6 mg/l, v stojatých vodách okolo 0,01 až 0,04 mg/l (G. HUFF 1948). V oblastiach rudných rajónov Altaja je 0,11 mg/l, v bezrudných rajónoch 0,02 mg/l. Podobne Webb a Milman (in Ovčinnikov) vo vodách Nigérie v ložiskových oblastiach uvádzajú 8 mg/l (vo vodných tokoch nad ložiskom 0,06 mg/l a pod ložiskom 0,6 mg/l). Všeobecne sa Zn považuje za priamy indikátor na ložiskách, pretože sa dlho udržuje vo vodnom roztoku, migruje na vzdialenosti 1 až 3 km. V podzemných vodách je stálejší než Cu, čoho dôsledkom je, že jeho obsah asi $10 \times$ prevyšuje meď a značne prevyšuje jej aureolu, preto sa považuje za priameho ukazovateľa nielen Cu, Pb, Zn zrudnení, ale i iných typov mineralizácie. V našich analýzach najnižší obsah Zn bol zistený na lokalite Hnilec 0,02 mg/l, Rudňany a Slovinky 0,1 a 0,3 mg/l, Dobšiná 0,8 mg/l, Gelnica a Nižná Slaná anomálne 1,4 mg/l.

Nikel a kobalt. Ni bol zistený v maximálnej koncentrácii v Dobšinej — 0,05 mg/l, v ostatných vzorkách okolo 0,01 mg/l. Nepatrný obsah je na rudnianskych lokalitách. Co je sporadickejší. Oproti zisteniam S. GAZDU a T. REPKU (Ni sa vo vodách horninových komplexov Spišsko-gemerského rudohoria pohybuje rádovo v tisícinách mg/l) naše výsledky priamych ložiskových oblastí vykazujú asi $10 \times$ zvýšenú koncentráciu, čo by zodpovedalo rozdielu miestnych fónových a anomálnych vzoriek rajónu Spišsko-gemerského rudohoria. Vyššie koncentrácie Ni a Co sa udávajú len pre ultrabázické horniny — 0,2 mg/l Ni a 0,15 mg/l Co.

Bárium. Najvyšší obsah bol zistený vo vzorkách z Rudnian (0,5 mg/l), čo zodpovedá i mineralizácii. Relatívne rozdiely medzi ostatnými lokalitami nie sú veľké.

Z ostatných prvkov sledovaných semikvantitatívnou spektrálnou analýzou sa prejavuje vo vzorkách z Hnilca vzácnejšia asociácia s Be, Y a Cs s vysokoanomálnym obsahom As. As obsahujú i vzorky zo Zlatej Idky a Poproča, preto bude vhodné rozšíriť metodiku o stanovenie As a prípadne i ostatných uvedených prvkov.

Záver

Záverom možno konštatovať, že i keď sme uskutočnili pomerne málo analýz vzoriek, výsledky ukazujú diferencovaný obsah stopových prvkov vo vodách, čo pomerne dobre

odráža mineralizáciu jednotlivých ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Skúmané vody obsahujú stabilne prvky B, Mn, Sr, Fe, V, Li, Cu, Ag, Zn, Ba, vo zvýšenej miere Pb, Sb, Mo, Ni, Co, Sn, Cr, Bi, As, sporadicky Cs, Y, In, Ti.

Na základe práce možno pre hydrogeochemickú prospekciu v jednotlivých oblastiach vyčleniť tieto asociácie indikačných prvkov vo vodách:

Hnilec: Sn, Li, Mo, B (Co) (As, Be, Cs, Y)

Zlatá Idka: Ag, Sn, Bi, (Pb) (As)

Poproč: Sb (As)

Dobšiná: Ni (Mn, Ba, Zn) (As)

Rudňany: Sb, Ba, Fe, (Sr)

Gelnica: Cu, Pb, Zn, Ag

Slovinky: Fe, Mn, Sb, Cr (Ba, Pb, Bi, Mo, V)

N. Slaná: Fe, Mn, Cu, Pb, Sb, Sr, Zn, Cr, (Ni, Mo, V)

Na sledovanie mineralizácie vôd treba vykonať ďalšie práce v bezprostrednej blízkosti rozličných mineralizácií, aby sa zistil rozsah asociácií prechádzajúcich do roztoku, ich kvantitatívne relácie a aby sa dali porovnať so základným fónovým obsahom príslušných oblastí napríklad z prác S. Gazdu a T. Repku a ďalších metodických prác. Ak sa naše závery potvrdia, bude sa treba zamerať už na zistené užšie asociácie indikačných prvkov, čo by mohlo pozitívne ovplyvniť efektívnosť hydrogeochemickej prospekcie.

Doručené 24. 7. 1973

Odporučil S. Gazda

LITERATÚRA

- GAZDA, S. — REPKA, T. 1972: Hydrogeológia a hydrogeochémia SGR. Archív GP. Manuskript.
- GINZBURG, I. I. et al. 1966: Primenenie geochimických metodov pri metallogeničeských issledovaníach rudných rajonov. Moskva, Izd. Nedra, 295 s.
- GOLEVA, G. A. 1968: Geochemičeskije poiski skrytovo orudnenia. Moskva, Izd. Nedra, 290 s.
- HAFFY, J. 1960: Residue metod por common minor elements. Geol. Survey Water Supply Paper 1540—A.
- HUFF, L. C. 1948: A sensitive field test for heavy metals in water. Econ. Geol. 43, p. 675—684.
- IVANOV, M. 1958: K litologii a petrografii staropaleozoických a karbónskych sérii Gemerid. Archív GÚDŠ. Manuskript.
- Metodičeskoje rukovodstvo po opredelenii mikrokomponentov pri poiskach rudných mestoroždenij 1969. Moskva, Gosgeoltechizadt, 235 s.
- OVČINNIKOV, A. M. 1970: Hidrogeochimija. Moskva, Izd. Nedra, 190 s.
- REGÁSEK, F. 1969: Mineralógia a geochémia rudných žíl medzi Slovinkami a Helcmanovcami. Archív GÚDŠ. Manuskript.
- TAUSSON, L. V. 1961: Geochimija redkich elementov. Moskva.
- ZÝKA, V. 1959: Hydrogeochemické metody ner. průzkumu II. 261 s.

Prospection for deposits in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. by hydrogeochemical methods

IVAN MATULA

In the study of the contents of trace elements in waters of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. region, the spectrographic method was applied in the analysis of the insoluble residue after evaporation of water in sand bath. The evaporation residue was mixed with a buffer mixture (3 parts of

CaSO₄ and 1 part of Na₂SO₄) in the proportion 3 : 1. Lutetium was used as internal standard. The excitation of the samples was carried out by AC arc, intensity 8 amperes, the analytical curves were constructed in logY/log. c coordinates.

In order to determine the associations of the indicator elements typical for each area, natural samples of water in the whole ore district were collected so as to represent various types of mineralization occurring in the region.

The research has revealed that the waters reflect the chemical composition of the basic mineralization. Thus, for example, in regions with granite rock occurrences, the total dissolved solids content in water is about 90 to 110 mg/l, in regions with sulphide mineralization it is 200 to 1000 mg/l, and in regions with prevalence of carbonates the total dissolved solids content in waters amounts to 100 to 2700 mg/l. Significant metal contents have likewise been determined: Sn only in regions with developed greisenization: in the Hnilec area (0.0306 mg/l) and Zlatá Idka area (0.0255 mg/l); antimony in the area of Poproč with the known Sb mineralization (3.550 mg/l), in the areas of Rudňany (2.500 mg/l) and Slovinky (2.622 mg/l), Maximum Ag contents (0.0740) have been determined in the area of Gelnica, and anomalous No contents (0.540 mg/l) in the Dobšiná area. Compared with the other areas, anomalous Ba contents (0.500 mg/l) have been found in the area of Rudňany.

The following associations of element indicators for the individual localities have been determined:

Hnilec: Sn, Li, Mo, B (Co)	(As, Be, Cs, Y)
Zlatá Idka: Ag, Sn, Bi, (Pb)	(As)
Poproč: Sb	(As)
Dobšiná: Ni (Mn, Ba, Zn)	(As)
Rudňany: Sb, Ba, Fe (Sr)	(determined semiquantitatively)
Gelnica: Cu, Pb, Zn, Ag	
Slovinky: Fe, Mn, Sb, Cr (Ba, Pb, Bi, Mo, V)	
N. Slaná: Fe, Mn, Cu, Pb, Sb, Sr, Zn, Cr (Ni, Mo, V)	

Pokračovanie recenzie zo str. 126

jsou mimořádně důležité — např. zprávy pracovních subkomisí — jiné jsou jen úzce lokálně zaměřené a pro našeho zájemce bezvýznamné.

Ve stratigrafické komisi byly předloženy významné referáty o biostratigrafických poměrech na rozhraní devon-karbon, o paleobiologii mořského patra Aegir, o biostratigrafických poměrech na hranici westfal-stefan a o stupni kantabr.

V uhelné petrografické komisi byly sice předloženy jen tři referáty, ale všechny jsou zprávami subkomisí a mají proto pro uhelné petrografy zásadní význam. Týkají se mikropetrografického prošetřování odraznosti a určování minerálních příměsí v uhlí, aplikace uhelné petrografie v úpravnictví a konečně nomenklaturních otázek, spojených s přípravou třetího

vydání Mezinárodního slovníku uhelné petrografie. Je dále podána zpráva o Dodatcích k druhému vydání této publikace, obsahujících 270 listů, tj. více listů než má samo druhé vydání. Podrobně tu jsou probrány termíny „skupina macerálů“, „podskupina macerálů“, kryptomacerály“, které vesměs tvoří základ uhelné petrografické nomenklatury USA, a všechny základní termíny nomenklatury Akademie věd SSSR.

Komise pro mikroflóru paleozoika vyslechla mnoho referátů, z nichž nejdůležitější se týkaly spodnopaleozoických akritarch a spor spodního karbonu.

Celý svazek sborníku je vytištěn na křídovém papíře s mimořádně vysokou kvalitou grafických i fotografických příloh. Velmi krátká je tentokrát i doba vyjítí — jeden rok.

Václav Havlena

Magnetické vlastnosti ultrabázických hornín Spišsko-gemerského rudohoria

(5 obr. a 2 tab. v texte)

MIROSLAV FILO* — MIROSLAV KRS** *

Les propriétés magnétiques des roches ultrabasiques des Monts Métallifères du Spiš et du Gemer

L'un des buts principaux du levé superficiel magnétique effectué dans la région des Monts Métallifères du Spiš et du Gemer était de trouver les serpentinites dans les roches du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque. Les organisations de prospection s'y intéressent beaucoup parce que les serpentinites sont liées aux gîtes d'asbeste à chrysotile — matière première résistante au feu dont la demande est très active.

Serpentinizované ultrabázické telesá patria všeobecne k horninám s vysokými hodnotami objemovej susceptibility a remanentnej magnetizácie. Zvyčajne vystupujú v prakticky nemagnetických alebo slabomagnetických horninách, a preto sú veľmi vhodným objektom plošných alebo detailných profilových magnetických meraní.

Doteraz známe náleziská ultrabázických hornín v Západných Karpatoch sa viažu na tieto geologické jednotky (D. HOVORKA 1967):

- a) vysokotatranské pásmo,
- b) krakľovské pásmo veporíd,
- c) kohútске pásmo veporíd,
- d) Spišsko-gemerské rudohorie.

Najväčším množstvom nálezísk sa vyznačuje oblasť Spišsko-gemerského rudohoria (J. ZLOCHA — D. HOVORKA 1971). Telesá sa viažu na mladopaleozoické útvary (lokality Brezníčka, Ploské — Hámor, Jelšava, Ochtná, Slavoška) a mezozoikum pásma Galmusu a Slovenského krasu (lokality Sedlice, Jakľovce, Rudník—Jasov—Hodkovce, Dvorníky, Rozložná, Mikolčany, Kobeliarovo, Dobšiná a i.).

Na dostupných lokalitách sa v karbóne a mezozoiku gemeríd v ostatných rokoch uskutočnil výskum hodnôt objemovej susceptibility (k) a prirodzenej remanentnej magnetizácie (J_n). Analyzovali sa vzorky z nálezísk serpentinitov z lokalít Brezníčka, Ploské—Hámor, Kyjatice, Rozložná, Mikolčany, Bretka, Ochtná, Kobeliarovo, Danková, Jakľovce, Rudník—Jasov a Sedlice. Okrem týchto parametrov sa zisťovali aj smery remanentnej magnetizácie a priebeh grafov demagnetizácie striedavým poľom.

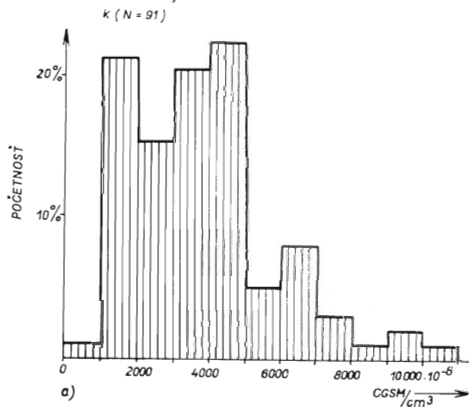
Hodnoty objemovej susceptibility sa pohybujú prevažne v rozmedzí od 1000 do $5000 \cdot 10^{-6}$ CGSM (obr. 1a). Boli však zistené aj prípady s hodnotami okolo $10\,000 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Väčšiu variabilitu hodnôt má prirodzená remanentná magnetizácia (J_n), a to od 0 do $50\,000 \cdot 10^{-6}$ CGSM (obr. 1 b). S kolísaním hodnôt k a J_n úzko súvisí aj zmena Q_n -koeficientov (pomer hodnôt remanentnej a indukovanej magnetizácie — obr. 1c).

Výsledky štúdia smerov prirodzenej remanentnej magnetizácie potvrdzujú, že sú horniny namagnetizované normálne (obr. 2, 3, 4). Ukázalo sa, že horniny s vyššími hodnotami Q_n -koeficientov

* RNDr. Miroslav Filo, Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava.

** Ing. Miroslav Krs, Geofyzika, n. p., Brno, závod Praha.

majú značný rozptyl smerov J_n — blízke smeru dnešného magnetického poľa. Ako príklad uvádzame výsledky štúdií jednotlivých parametrov z lokalít Danková 1 (obr. 2), Bretka (obr. 3) a Ochtiná (obr. 4). Serpentinity s nízkymi hodnotami Q_n -koeficientu majú tiež rozdielny priebeh grafov demagnetizácie striedavým poľom oproti horninám s vysokým koeficientom. Priebeh grafov demagnetizácie striedavým poľom sa zisťoval aj na vzorkách hornín z vrtných jadier na lokalitách Rozložná, Mikolčany a Jaklovce (obr. 5). Charakter priebehu grafov demagnetizácie striedavým poľom je odrazom vnútornej (doménovej) štruktúry feritov, ktoré sú v serpentinizovaných ultrabázických horninách zastúpené.



Obr. 1. Histogramy magnetických vlastností serpentinitov Spišsko-gemerského rudohoria a — k — objemová susceptibilita b — J_n — prirodzená remanentná magnetizácia, d — Q_n — koeficient pomeru hodnôt J_n a J — N — počet vzoriek

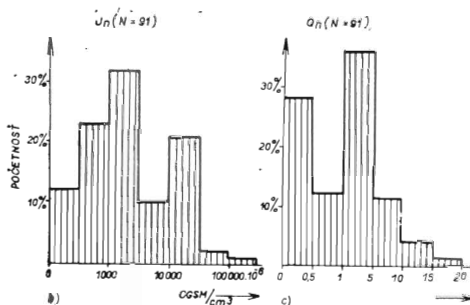


Fig. 1. Histograms of magnetic properties of serpentinites in the Spišsko-gemerské rudohorie a — k — volume susceptibility, b — J_n — natural remanent magnetization, c — Q_n — coefficient of the J_n and J_i ratio values, N — number of samples

Z makroskopických a magnetických štúdií vyplynul tento ďalší poznatok: vzorky s prudkým poklesom demagnetizačnej krivky zodpovedajú v prevažnej väčšine prípadov jemnozrnným tmavým druhom serpentinitov s vysokými hodnotami Q_n -koeficientu (lokalita Danková — obr. 2). Nepravidelným priebehom grafov demagnetizácie sa vyznačujú vzorky svetlejších typov hornín (lokalita Ochtiná — obr. 4). Prechodným typom sú vzorky s miernejším poklesom demagnetizačnej krivky a plynulým priebehom (lokalita Bretka — obr. 3).

Na niektorých lokalitách s väčším počtom masívkov boli zistené aj pomerne veľmi rozdielne parametre a grafy demagnetizácie. Medzi takéto lokality patrí Danková, kde sa vzorky z východnejšieho výskytu svojimi parametrami skôr približujú k údajom z lokality Bretka.

Na základe Q_n -koeficientov, smerov prirodzenej remanentnej magnetizácie a priebehu grafov demagnetizovania striedavým magnetickým poľom možno ultrabázické telesá rozdeliť do troch skupín.

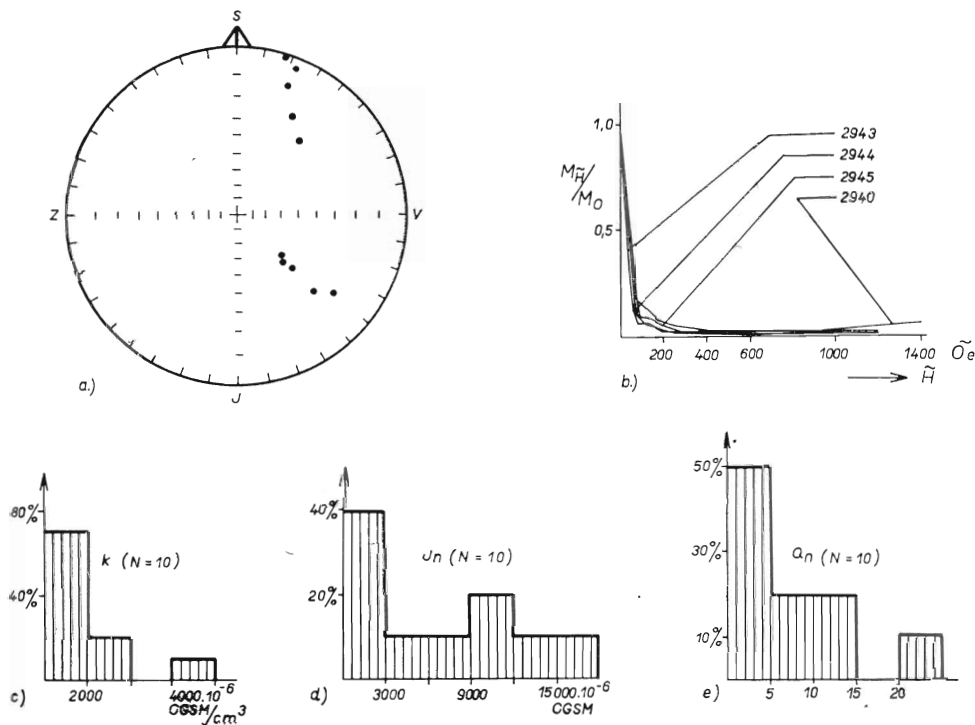
Do prvej skupiny patria lokality, ktorých vzorky majú vysoké hodnoty Q_n (okolo 20), značný rozptyl smerov J_n a prudký pokles grafov demagnetizovania striedavým poľom. Typickým predstaviteľom tejto skupiny je lokalita Danková 1 (obr. 2). Makroskopicky ide o tmavý typ serpentinitov. Do tejto skupiny zaraďujeme aj lokalitu Ploské — Hámor.

Druhú skupinu možno považovať za prechodný typ. Ide o horniny, ktorých Q_n sa blíži k hodnote 1 a ktoré majú pozvoľnejší pokles grafov demagnetizácie (obr. 3). Sem priradujeme lokality: Bretka, Brezníčka, Danková 2, Rozložná a Sedlice.

Do tretej skupiny zaraďujeme náleziská, pri ktorých sú hodnoty Q_n menšie ako 1, pričom smer prirodzenej remanentnej magnetizácie má približne zhodnú orientáciu so smerom dnešného magnetického poľa. Pre túto skupinu je charakteristický veľmi nepravidelný priebeh grafov demagnetizácie (obr. 4). Zvyčajne ide o svetlejšie typy hornín. Do tejto skupiny patria náleziská lokalít Mikolčany, Kobeliarovo, Jaklovce, Kyjatice a Rudník — Jasov.

Rozdelenie lokalít na základe výsledkov štúdia magnetických parametrov nie je v jednoznačnom súlade s delením podľa stratigrafických kritérií (J. ZLOCHA — D. HOVORKA 1971) a poukazuje na zložitejšie závislosti medzi stupňom premeny a súčasnou pozíciou telies. Avšak v súčasnej etape výskumu nemožno predložené rozdelenie ultrabázických hornín pokladať za definitívne. Riešenie tohto problému si vyžaduje ďalšie detailné štúdium na všetkých náleziskách ultrabázických hornín aj mimo oblasti Spišsko-gemerského rudohoria.

Pri výskume magnetických vlastností ultrabázických hornín sa objavil ďalší fenomén, ktorý má značný význam najmä pri geologicko-geofyzikálnej interpretácii magnetických anomálií. Výsledky štúdia vzoriek hornín z vrtu Ko-1 (pri Komárovciach) poukázali na značné rozdiely v hodnotách susceptibility a remanentnej magnetizácie aj v tom istom telese. Vrtom Ko-1 bol v hĺbke od 937 do 1040 m overený serpentinizovaný peridotit s priemernou objemovou susceptibilitou $1302 \cdot 10^{-6}$ CGSM a prirodzenou magnetizáciou $140 \cdot 10^{-6}$ CGSM. V hĺbke nad 1040 m bol zistený peridotit so susceptibilitou okolo $140 \cdot 10^{-6}$ CGSM a J_n 209 $\cdot 10^{-6}$ CGSM. Malý počet analyzovaných vzoriek z vrtných jadier však nedovoľuje vysloviť spoľahlivé závery o variabilite magnetických parametrov v rámci jedného ultrabázického telesa. Možno však poukázať na výsledky štúdií magnetických vlast-



Obr. 2. Lokalita Danková 1

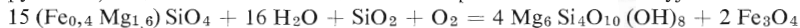
a—stereografické projekcie smerov J_n b—grafy demagnetizácie striedavým poľom, pričom M_0 — prirodzený remanentný magnetický moment, M_H — magnetický moment pri demagnetizácii poľom H , c — k — histogram objemovej susceptibility, d — J_n — histogram prirodzenej remanentnej magnetizácie e — Q_n — histogram pomeru J_n k J_i N — počet vzoriek

Fig. 2. Danková 1 locality

a — stereographic projections of J_n directions, b — graphs of alternating field demagnetization in which M_0 — natural remanent magnetic moment, M_H — magnetic moment during demagnetization of the field H , c — k — histogram of volume susceptibility, d — J_n — histogram of natural remanent magnetization, e — Q_n — histogram of the J_n to J_i ratio, N — number of samples

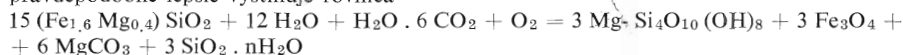
ností ultrabázických hornín na území ZSSR (N. V. DORTMAN et al. 1964), ktoré upozorňujú na priamu závislosť medzi intenzitou magnetizácie a stupňom serpentinizácie; nepremenené ultrabázické horniny (peridotity, dunity, pyroxenity) vykazovali podstatne nižšie magnetické vlastnosti ako telesá s rozličným stupňom serpentinizácie.

Nositeľom magnetizácie serpentinizovaných hornín je druhotný magnetit, ktorý vzniká z olivínu, pyroxénu, amfibolitu alebo biotitu. Proces serpentinizácie možno vyjadriť rovnicou



olivín serpentín magnetit

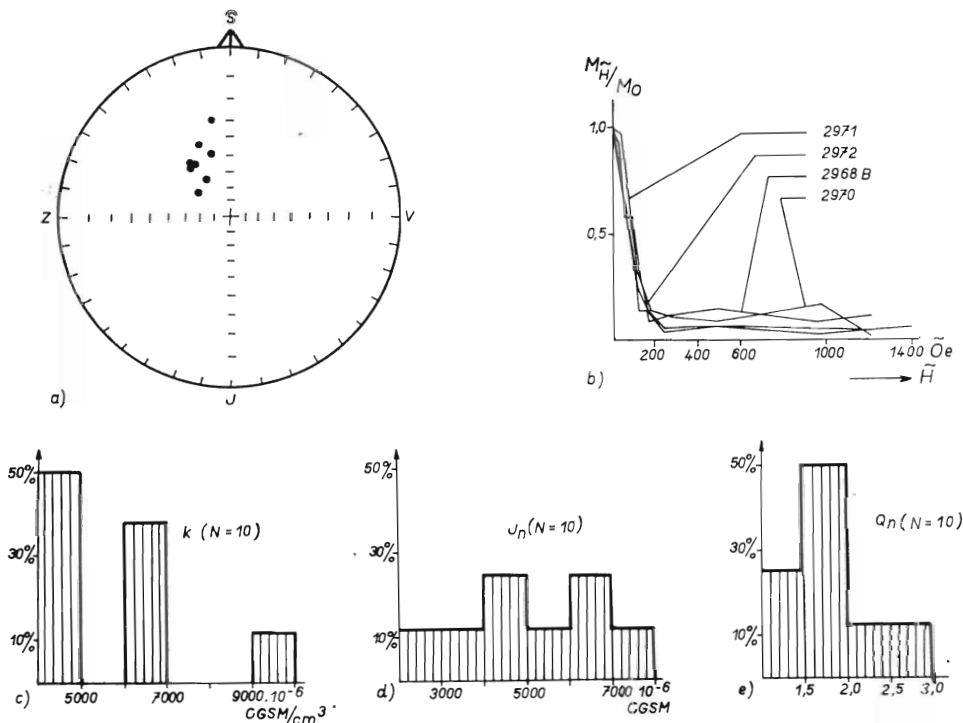
Niekde sa však oxidačné prostredie, v ktorom serpentinit vzniká, prejaví aj prínosom CO_2 , čo vedie k vzniku magnezitu a zároveň k uvoľneniu SiO_2 vo forme opálu. Prírodný proces potom pravdepodobne lepšie vystihuje rovnica



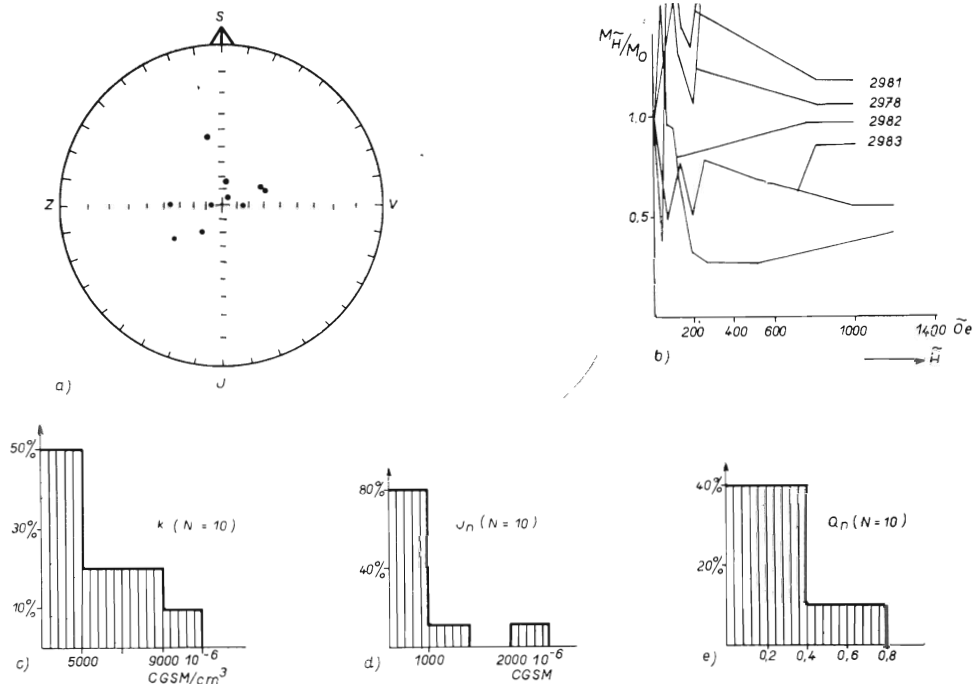
olivín serpentín magnetit magnezit opál

Ďalšie premeny serpentinitov — steatitizácia, karbonitizácia, chloritizácia, amfibolizácia — vedú k postupnému znižovaniu magnetických vlastností až do takej miery, že pôvodne intenzívne namagnetizované horniny sa môžu stať prakticky nemagnetickými. Ako príklad možno uviesť výsledky detailného geomagnetického mapovania lokality Uhorské 1 (M. FILO 1968), kde sa nad serpentinitmi zistili anomálie s podstatne nižšou amplitúdou ako nad podobnými telesami v karbóne a hlavne mezozoiku Spišsko-gemerského rudohoria.

Osobitnú pozornosť si zasluhuje vplyv hypergénnych procesov na magnetické vlastnosti ultrabázických hornín v širšom okolí Hôdkoviec (J. ZLOCHA 1973). Pri týchto procesoch bol magnetit hydrátovaný za vzniku hydrogoetiku, hematitu a limonitu. Uvedené hydráty majú podstatne nižšie magnetické vlastnosti ako samotný magnetit, čo sa pravdepodobne odrazí aj na priebehu grafov demagnetizovania striedavým magnetickým poľom.

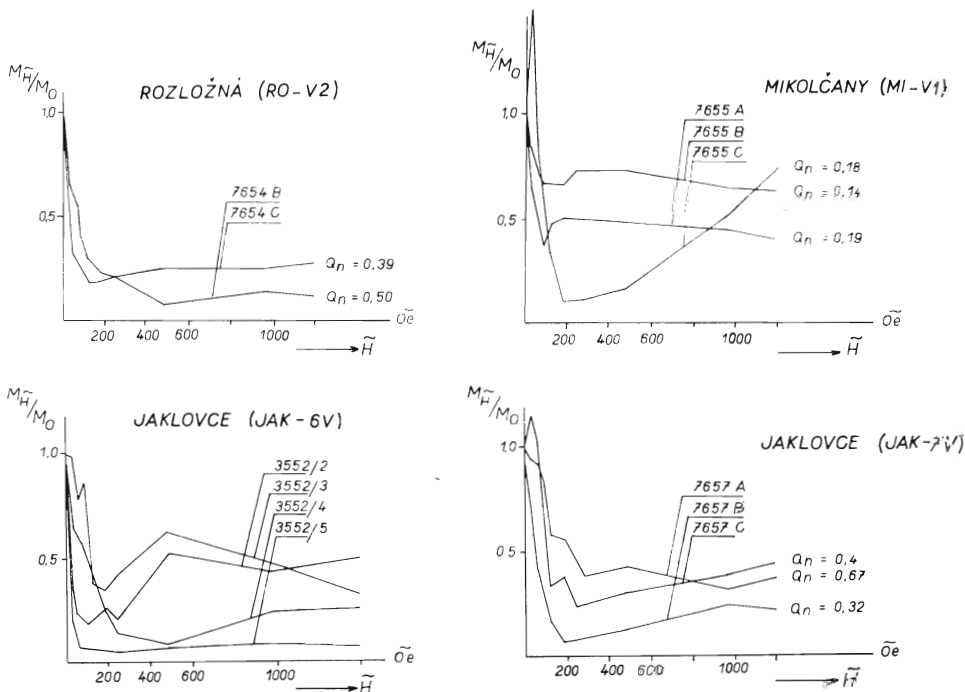


Obr. 3. Lokalita Bretka (vysvetlivky ako pri obr.2) Fig. 3. Bretka locality (explanations as in fig 2)



Obr. 4. Lokalita Ochtiná (vysvetlivky ako obr. 2)

Fig. 4. Ochtiná locality (explanations as in fig. 2)



Obr. 5. Grafy demagnetizácie na vzorkách z vrtných jadier

Fig. 5. Graphs of demagnetization on samples from bore cores

Záver

Aj keď výsledky štúdia magnetických vlastností poukázali na značnú variabilitu hodnôt sledovaných parametrov, možno konštatovať, že serpentinity a serpentinizované ultrabázické horniny v karbóne a mezozoiku Spišsko-gemerského rudohoria majú pomerne vysoké magnetické vlastnosti a sú veľmi vhodným objektom geomagnetického prieskumu.

Rozdelenie nálezísk do troch skupín vzhľadom na malý počet skúmaných lokalít považujeme za tiaľ len za predbežné. Tak isto nemožno na základe čisto makroskopických pozorovaní jednoznačnejšie definovať vzťah medzi magnetickými vlastnosťami a stupňom serpentinizácie ultrabázických hornín ako celku. Výsledky sú viac-menej informatívneho charakteru a majú poukázať na vhodnosť systematického štúdia magnetických vlastností všetkých známych nálezísk v Západných Karpatoch súčasne s petrografickým, mineralogickým a geochemickým výskumom.

Takto získané poznatky a dôkladná interpretácia výsledkov magnetického a gravimetrického prieskumu môžu byť dobrým podkladom na riešenie ďalších problémov — stratigrafických, tektonických a ložiskových.[†]

Na základe doterajších geofyzikálnych (M. FILO — J. ŠEFERA 1971) a geologických (P. REICHWALDER 1971) výskumov možno poukázať napr. na úzku spätosť ultrabázických telies v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria s významnou hlbinnou zlomovou rábsko-rožňavskou zónou (P. GRECULA 1973).

Doručené 9. 7. 1973

Odporučil D. Hovorka

LITERATÚRA

- DORTMAN, N. B. et al. 1964: Fizičeskije svojstva gornych porod i poleznych iskopaemych SSSR. Moskva, Nedra, 256 s.
- FILO, M. 1968: Detailné geomagnetické merania v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript — Geofond, Bratislava, 46 s.
- FILO, M. — ŠEFERA, J. 1971: Tektonika Spišsko-gemerského rudohoria a jej zobrazenie v geofyzikálnych mapách. Geol. práce, Spr. 57, s. 197—205.
- GRECULA, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov., 5, 7, s. 221—245.
- HOVORKA, D. 1967: Genetic Types and Stratigraphy of Ultrabasic Rocks in the West Carpathians. Carpatho — Balcan Geol. Assoc., VIII Congress, Belgrade. Reports. Petrology and metamorphism.
- REICHWALDER, P. 1971: Rožňavská zlomová zóna a jej vzťah k sedimentácii, magmatizmu a metamorfóze. Geol. práce, Spr. 57, s. 215—222.
- ZLOCHA, J. — HOVORKA, D. 1971: Výskyt azbestov v Západných Karpatoch. Mineralia slov., 12—13, s. 295—318.
- ZLOCHA, J. 1973: Niklonosné produkty zvetrávania na ultrabázickom telese pri Hodkovciach na východnom Slovensku. Mineralia slov., 5, 3, s. 247—256.

Magnetic properties of ultrabasic rocks in the Spišskogemerské rudohorie Mts.

MIROSLAV FILO — MIROSLAV KRS

The results of studies of magnetic properties of ultrabasic rocks at various localities in the Spišskogemerské rudohorie Mts. confirmed the considerable variation of the values of the volume susceptibility and natural remanent magnetization, and of the Q_n -coefficients calculated from them. They provided proofs of the effectiveness of ground magnetometry in mapping of hidden ultrabasic bodies, which are the source of intensive anomalies of positive polarity.

On the basis of the study results of the directions of natural remanent magnetization and of the graphs of alternating field demagnetization, the known occurrences of ultrabasic rocks can be divided, according to the degree of serpentization, into three groups. The studies revealed that the degree of serpentization does not only reflect their present stratigraphical position, but that it is also the result of more complicated spatial and time relationships.

The process of serpentization affected especially the peripheral parts of the ultrabasic massif (maximum 100 m from the border of the body), whereas the inner parts are practically without serpentization.

Ťažké minerály šlichov z kryštalinika Malej Fatry

(5 obr. a 2 tab. v texte)

DUŠAN HOVORKA*—JÁN GREGUŠ**

Minéraux lourds du cristallin de la Petite Fatra.

L'exploration des schlichs provenant d'éluvium et d'aluvium cristallin de la Petite Fatra a démontré une concentration élevée de scheelite, présence de l'or et aussi du cinabre. L'association des minéraux lourds est usuelle pour les schistes cristallins et pour les granitoides.

Úvod

Západokarpatské kryštalinikum je z hľadiska možných rudných akumulácií ešte stále málo preskúmanou oblasťou. V tejto súvislosti uvádzame i výsledky nášho štúdia.

Kryštalinikum západnej časti Martinských hôľ zmapoval a opísal M. KUTHAN — D. ANDRUSOV (1944). Základnou prácou o geológii a petrografii kryštalicích komplexov tohto pohoria je práca M. IVANOVA — L. KAMENICKÉHO (1957). Niektoré petrogenetické problémy lamprofyrov a metabazitov pohoria sú rozvedené v prácach D. HOVORKU (1967, 1969). V ostatných rokoch sa uskutočnil aj orientačný výskum akcesorických minerálov z troch pevných vzoriek granitoidných hornín pohoria (D. HOVORKA 1968). V rámci diplomových prác J. HROMADA (1968) a J. DZUDZÍK (1971) urobili výskum šlichov. J. DZUDZÍK zistil prítomnosť zlata a scheelitu v šlichoch z južnej a jv. časti Martinských hôľ. Toto zistenie uviedol aj P. HVOŽĎARA (1971).

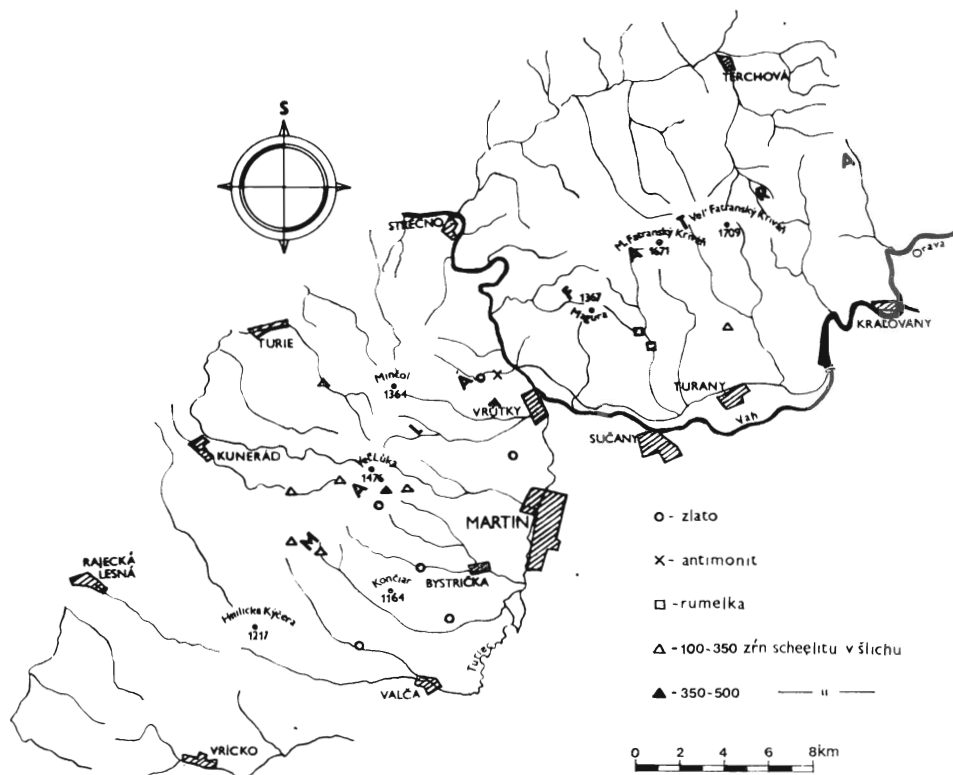
O zrudnení v kryštaliniku Malej Fatry sú len útržkovité údaje. Podľa G. A. KORNHUBERA (1852 — in M. KUTHAN — D. ANDRUSOV 1944) na západných svahoch Martinských hôľ sa v minulosti robili kutacie práce na hydrotermálne zrudnenie siderit-barytového typu so sulfidmi. Mineralizácia tohto typu podľa M. KUTHANA — D. ANDRUSOVA (1944) vystupuje aj v oblasti Suchardova, pričom je lokalizovaná na mylonitizované zóny granodioritov. M. IVANOV — L. KAMENICKÝ (1957) na niekoľkých miestach v kryštaliniku pozorovali zrudnenie s barytom a sulfidmi. J. KOUTEK (1931) v šošovkách vápenato-silikátových rohovcov (pyroxénických rúl) na východných svahoch Veľkej Lúky zistil aj rozptýlený pyrit, chalkopyrit a pyrotín. Aplritová žilka na uvedenej lokalite obsahuje aj molybdenit. C. VARČEK (1963) v oblasti Trebostova a Bystričky uviedol prejavy antimonitového zrudnenia. V záujme úplnosti treba spomenúť aj názor M. IVANOVA (1971), že zvýšená rádioaktivita sedimentov spodného triasu ťurčinskej série na západných svahoch Martinských hôľ je odrazom prítomnosti klastických U — Th minerálov pochádzajúcich z pegmatitov jadra pohoria.

V rokoch 1967—1969 sme v rámci výskumu kryštalinika Malej Fatry odobrali 100 šlichov v podstate z celej oblasti kryštalinika pohoria. Po ich zhodnotení sme urobili dostatočný zahusťujúci odber šlichov v oblastiach, kde bola zistená zvýšená koncentrácia scheelitu. Dostatočný odber potvrdil pôvodné zistenia.

* Doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., Katedra petrografie PF UK, Gottwald. nám. 2, 801 00 Bratislava.

** RNDr. Ján Greguš, Katedra mineralógie a kryštalografie PF UK, Gottwald. nám. 2, 801 00 Bratislava.

Treba uviesť, že šlichovanie v danej etape sa uskutočňovalo „čínskym klobúkom“, pričom sme šlich získali vyryžovaním 3—4 kg piesčitej frakcie.



Lokalizácia zistených nálezísk scheelitu a zlata v Malej Fatre

Asociácia ťažkých minerálov v šlichoch

Laboratórnym spracovaním šlichov sme zistili tieto ťažké minerály: amfibol, anatas, antimonit, apatit, baryt, chalkopyrit, epidot, galenit, granát, hematit, ilmenit, leukoxén, magnetit, monazit, ortit, pyroluzit, pyroxén, rumelka, scheelit, sfalerit, siderit, silimanit, titanit, turmalín, zirkón, zlato a zoizit. Okrem nich boli v drvených vzorkách granitoidných hornín (D. Hovorka 1968) zistené aj ojedinelé zrná fluoritu a xenotímu.

Ďalej uvádzame len tie minerály, ktoré sú zaujímavé z prospekčného hľadiska, resp. ktoré z kryštalinika Malej Fatry neboli doteraz známe.

Anatas patrí medzi zriedkavé minerály hodnotených šlichov. Tvorí prevažne idiomorfne kryštály vo veľkosti okolo 0,5 mm. Najčastejšie má belasé sfarbenie, pričom sú už odtiene a sýtosť sfarbenia rozličné. Na kryštáloch sme pozorovali najmä spojky tvarov [111] [110] [100] [001], ktoré sú zároveň dominujúcimi tvarmi zistených kryštálov. Kryštály anatasu majú prevažne tabuľkovitý i dipyramidálny habitus; časté sú aj tetragonálne dipyramídy (obr. 1 v tab. II) s typickým ryhovaním podľa (001). Podľa maximálneho výskytu v oblastiach tvorených granitoidnými horninami usudzujeme, že ide o ich akcesorický minerál.

Antimonit sme zistili v podobe drobných ihličkovitých úlomkov kryštálov v doline asi 1250 m severne od lomu Dubná skala pri Vrútkach. Ide o výskyt mimo oblastí, ktoré uvádza C. Varček (1963).

Baryt patrí medzi rozšírené minerály hodnotených šlichov. Jeho prítomnosť v šlichoch z obidvoch častí pohoria svedčí o výraznom uplatnení sa hydrotermálnej aktivity na veľkom plošnom areáli. Okrem úlomkov v šlichoch možno na niekoľkých miestach v alúviu potokov pozorovať obliaky barytu, resp. barytu a kremeňa. V týchto obliakoch boli zistené aj preniky barytových žíl do pieskovcov spodného triasu (obr. 1, 2, tab. IV). Daná etapa šlichového výskumu zatiaľ nedovoľuje vymedziť oblasti maximálneho nahromadenia tohto dôležitého indikačného minerálu.

Hematit patrí medzi zriedkavé, no svojim vývojom zaujímavé minerály šlichov. Prevažne boli pozorované tabuľkovité kryštály, pričom na niektorých z nich sme pozorovali zreteľné trigonálne ryhovanie.

Ilmetit bol zistený v podobe drobných ostrohranných čierno sfarbených úlomkov, ktoré sú čiastočne zaoblené. Ojedinele má tvar nedokonalých tabuliek. Jeho veľkosť najčastejšie varíruje v medziach 0,01—0,5 mm. Bola pozorovaná jeho čiastočná, resp. úplná leukoxenizácia. Je najhojnejším rudným minerálom hodnotených šlichov.

Pyrit patrí medzi minerály rozšírené na celom skúmanom území, pričom však jeho množstvo v jednotlivých šlichoch je spravidla veľmi nízke. Boli zistené prevažne kryštály s tvarmi [100] [210] a ich spojkami. Najčastejšie dosahujú veľkosť do 1 mm. Idiomorfne kryštály sa vyznačujú zreteľným ryhovaním plôch. Je prevažne intenzívne sekundárne premenený, pričom miestami na rozlomených kryštáloch vidieť zachované nepremenené „jadro“ pyritu. Podľa analógie s oblasťou veperidného kryštalinika (D. HOVORKA — P. HVOŽDARA 1965) premenené kôry sú najpravdepodobnejšie reprezentované goetitom.

Ostatné uvedené sulfidy boli zistené len v podobe ojedinelých zŕn v oblastiach ich primárneho výskytu.

Pyroluzit sme zistili v jednom šlicu. Tvorí ojedinelé krehké a mäkké skrytokryštalické oolitické konkrécievité zrnká.

Rumelka patrí medzi veľmi sporadické minerály. Bola zistená v šlichoch v doline severne od Sučian, pričom jej množstvo v šlicu nepresiahlo 10 zŕn.

Scheelit sme zistili v absolútnej väčšine šlichov (90 %). Má charakter zaoblených zŕn, ojedinele si niektoré úlomky čiastočne zachovali kryštálové plochy (obr. 2 v tab. III). Úlomky scheelitu sú prevažne mliečnobiele so žltavým nádychom. V ultrafialovom svetle sa vyznačuje intenzívnou jasno-belasou luminiscenciou. Najvyššie koncentrácie scheelitu sme zistili na Martinských holiach. Najčastejšie ide o 10—50 zŕn, v 5 šlichoch bolo nad 100 zŕn a v 2 šlichoch 350—500 zŕn scheelitu. Maximálne koncentrácie pochádzajú zo šlichov v Kamennej doline zsz. od Vrútok, resp. z oblasti asi 1 km jv. od kóty 1478 (Veľká lúka), t. j. z oblasti prameňov a hrebeňovej časti pohoria. Oblasti s koncentraciami vyšie 100 zŕn v šlicu sú vyznačené na náčrte (obr. 1).

Pretože sa scheelit v dôsledku svojej nízkej tvrdosti nedostáva ďaleko od svojho primárneho výskytu, jeho maximálne koncentrácie v elúviu a alúviu svedčia zároveň o blízkosti primárneho výskytu.

Zlato sme zistili v podobe drobných (0,05—0,5 mm) plieškov v hrebeňovej časti i v dolinách j. a jv. časti Martinských holí. Jeho koncentrácie v šlichoch sú nízke.

Keďže nie je účelom tejto informatívnej správy podať opis všetkých zistených minerálov, záujemcov odkazujeme na práce dotýkajúce sa problematiky kryštalinika Malej Fatry, resp. na práce o akcesóriách granitoidných hornín tohto pohoria.

Diskusia

Pri interpretácii genézy scheelitu v oblasti kryštalinika Malej Fatry prichádzajú do úvahy dve možnosti:

a) Scheelit predstavuje jeden z primárnych akcesorických minerálov niektorých typov kryštalických hornín;

b) ide o produkt „naloženej“ hydrotermálnej aktivity. Pri ďalších úvahách treba vychádzať z toho, že scheelit bol zistený v absolútnej väčšine hodnotených šlichov. Podľa tohto zistenia možno predpokladať určitý „fónový“ obsah tohto minerálu v kryštaliniku pohoria. Anomálny obsah scheelitu bol pozorovaný najmä v oblastiach, kde sú v granitoidných horninách polohy viacej alebo menej

prepracovaného materiálu metamorfovaného pláštá. Vychádzajúc z uvedeného, v danej etape rozpracovanosti problematiky zrudnenia v kryštaliniku Malej Fatry považujeme scheelit za produkt hydrotermálnej aktivity, ktorá sa uplatnila v rozličných horninových komplexoch kryštalinika uvedeného pohoria. Topomíneralizačný vplyv hornín bohatších na Ca (ambibolity?) je možný.

Náleziská rumelky v doline severne od Sučian v oblasti granodioritového masívu sú geneticky zaujímavé. V šlichoch spolu s rumelkou bol zistený aj zvýšený obsah barytu, čo dáva možnosť uvažovať o hydrotermálnom vzniku rumelky na barytových žilách v granodioritoch.

Zistenie prenikania žiliek barytu (spolu s ďalšími hydrotermálnymi minerálmi, prevažne sulfidmi) do sedimentov spodného triasu podporuje aj názory o alpínskom veku hydrotermálneho zrudnenia v jadre Malej Fatry. Pritom na riešenie genetických (i časových) vzťahov vzniku barytu, scheelitu, zlata, rumelky a sulfidov Fe a Cu je potrebný detailný šlichový výskum oblastí s výskytom týchto minerálov, prípadne i systematické paragenetické spracovanie všetkých výskytov hydrotermálnej mineralizácie v kryštaliniku Malej Fatry.

Záver

Orientačným šlichovým výskumom v oblasti kryštalinika Malej Fatry sa nám podarilo vymedziť niekoľko oblastí so zvýšeným obsahom scheelitu. Výskyty sú v skupine Martinských hôľ. V tejto časti pohoria sme zistili aj náleziská zlata. Jeho koncentrácia v šlichoch je nízka, spravidla ide len o ojedinelé zlatinky. Geneticky je zaujímavý aj výskyt rumelky v oblasti granodioritového masívu v severnej časti pohoria. Prítomnosť krehkých ihličiek antimonitu v šlicu z doliny severne od lomu Dubná skala pri Vrútkach svedčí o existencii primárneho zrudnenia antimonitu v tejto oblasti. Hojné žilky barytu v triasových pieskovochoch dokumentujú aj mladý (alpínsky) vek hydrotermálneho zrudnenia na západných svahoch Martinských hôľ.

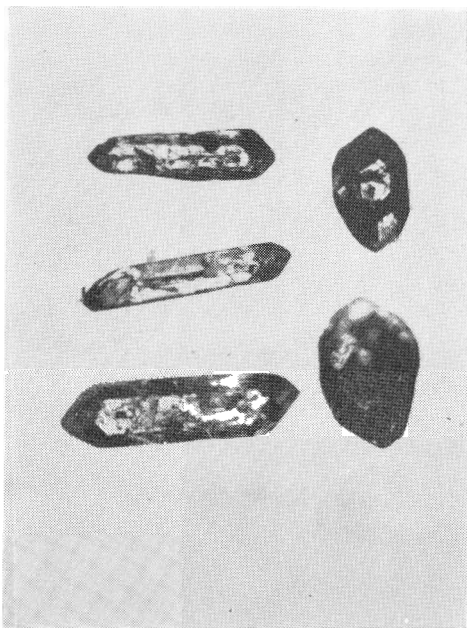
Zistený anatas považujeme za akcesorický minerál granitoidných hornín pohoria.

Doručené 29. 9. 1973.

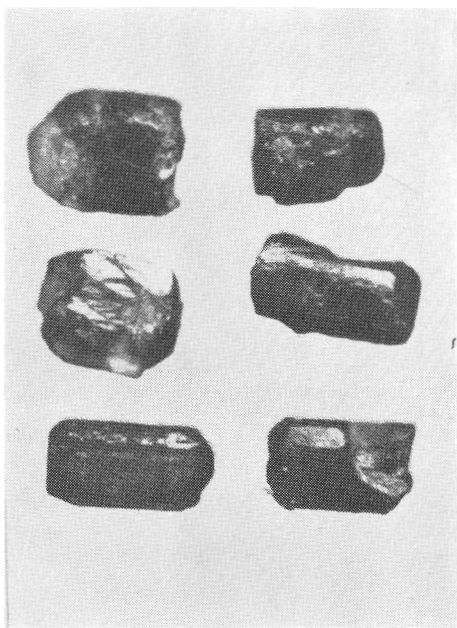
Odporučil Cyril Varček

LITERATÚRA

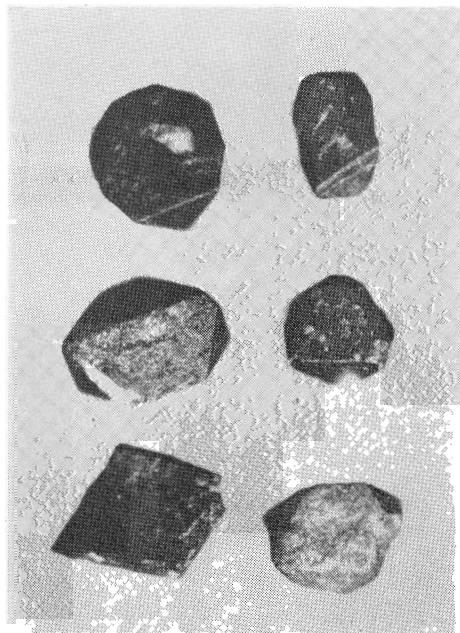
- DZUDZÍK, J. 1971: Výsledky šlichového výskumu kryštalinika lúčanskej časti Malej Fatry. Manuskript — archív PF UK, Bratislava, 83 s.
- HOVORKA, D. 1967: Porfýry a lamprofyry tatrovoporidného kryštalinika. Geol. práce, ZK (Bratislava), 9, s. 51—74.
- HOVORKA, D. 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Magury, Malej Fatry a Tríbeča. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 13, s. 165—186.
- HOVORKA, D. 1969: Metasomatické premeny amfibolitov Malej Fatry. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 49, s. 5—61.
- HOVORKA, D. — HVOŽĎARA, P. 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín — I. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 9, s. 145—177.
- HROMADA, J. 1968: Akcesorické minerály kryštalinika Malej Fatry. Manuskript — archív PF UK, Bratislava.
- IVANOV, M. — KAMENICKÝ, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 45, s. 187—208.
- IVANOV, M. 1971: Správa o výskytoch rádioaktívnych anomálií v Ďurčinskej sérii Malej Fatry. Manuskript — Geofond, Bratislava, 17 s.
- KOUTEK, J. 1931: Geologický posudek o domnělem výskytu chromitové rudy na východním svahu Velké Lúky západně od Turč. Sv. Martina. Manuskript — Geofond, Bratislava, 3 s.
- KUTHAN, M. — ANDRUSOV, D. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina (4361/2). Práce Štát. geol. úst. (Bratislava), 10, 102 s.
- VARČEK, C. 1963: Vzťahy ložiskotvorných procesov v Západných Karpatoch k ich geologickému vývoju. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 8, s. 7—32.



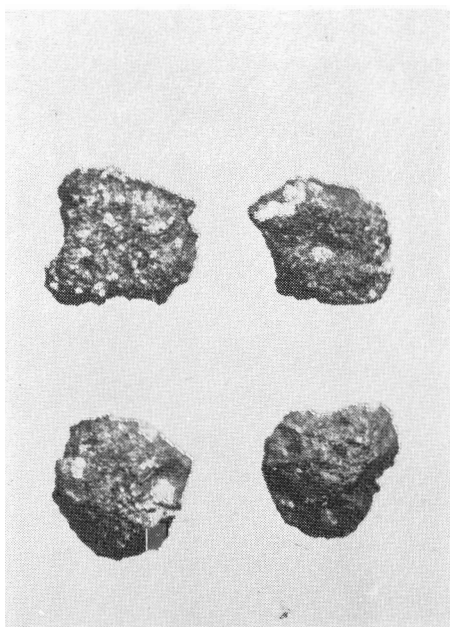
Obr. 1. Idiomorfne kryštály zirkónu. Zväčš. 42 ×.



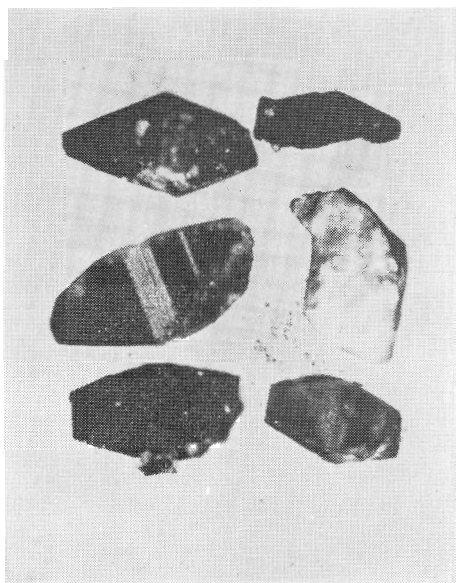
Obr. 2. Sípčiekovité apatity s nedokonalou odlučnosťou podľa 0001. Zväčš. 42 ×.



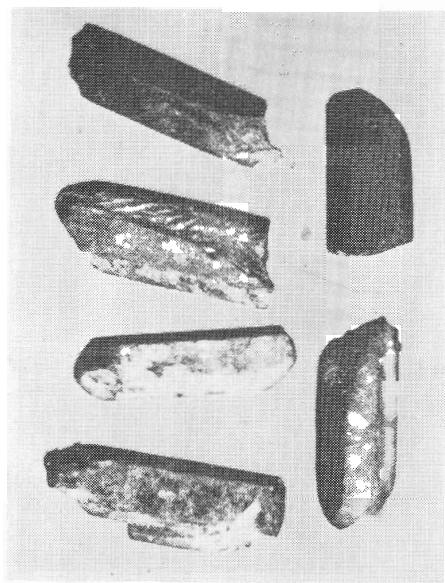
Obr. 3. Kryštály hematitu. Zväčš. 42 ×.



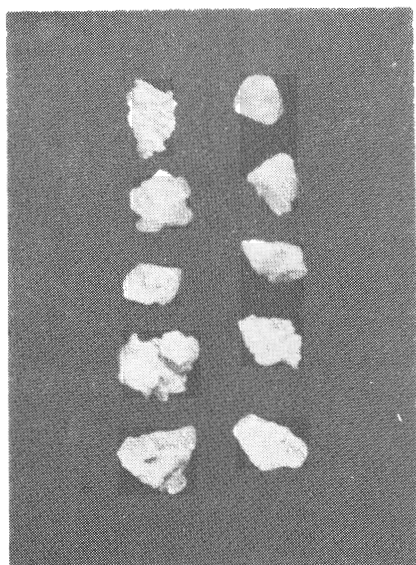
Obr. 4. Oolitické konkrécie pyroluzitu. Zväčš. 102 ×.



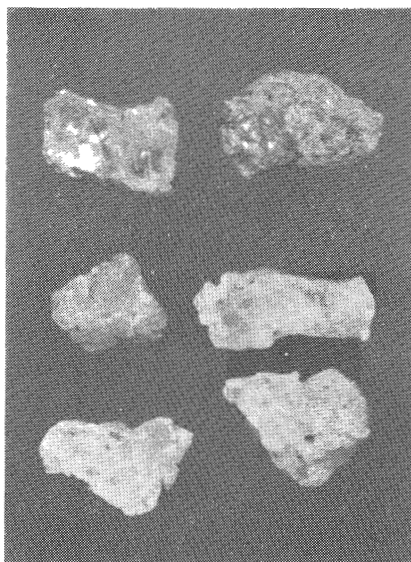
Obr. 1. Dipyramidálne kryštály anatasu. Zväčš. 42 $\times$.



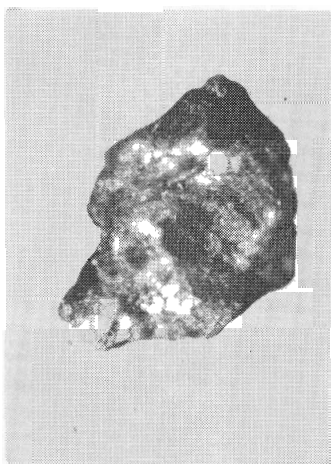
Obr. 2. Stĺpčekovité kryštály rutilu. Zväčš. 42 $\times$.



Obr. 3. Stĺpčekovité kryštály antimonitu s vertikálnym ryhovaním. Zväčš. 20 $\times$.



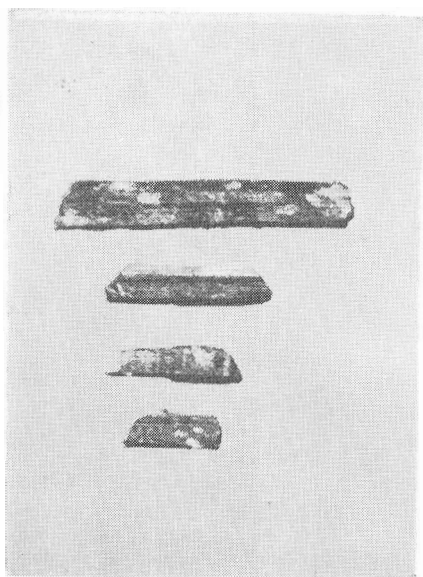
Obr. 4. „Natavené“ formy kryštálov zirkónu Veľkej lúky. Zväčš. 20 $\times$.



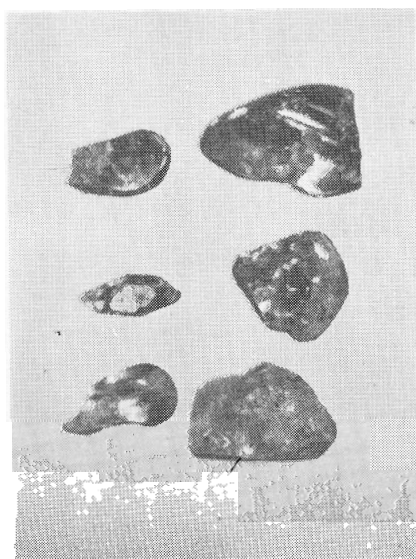
Obr. 1. Nepravidelné zrno scheelitu. Zväčš. 42 ×.



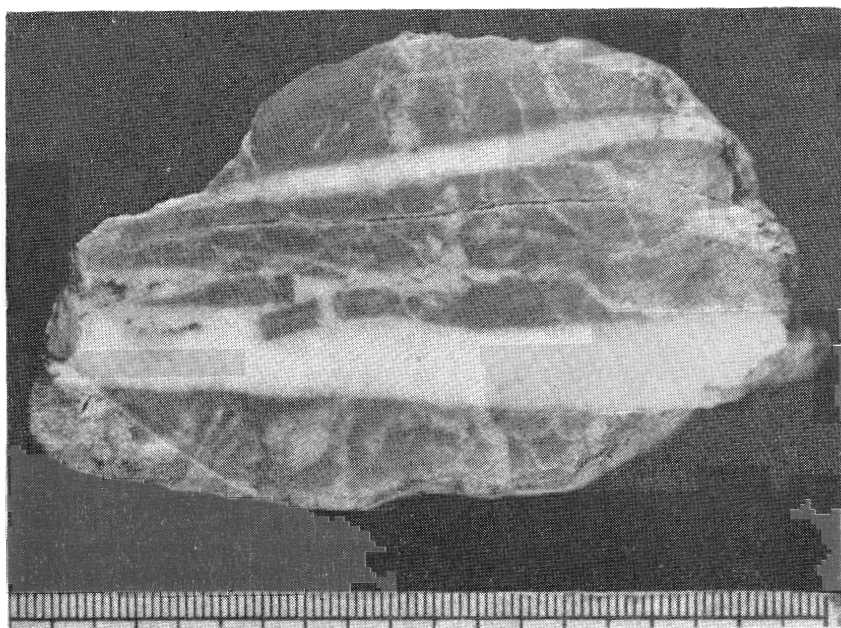
Obr. 2. Nedokonalý kryštál scheelitu. Zväčš. 42 ×.



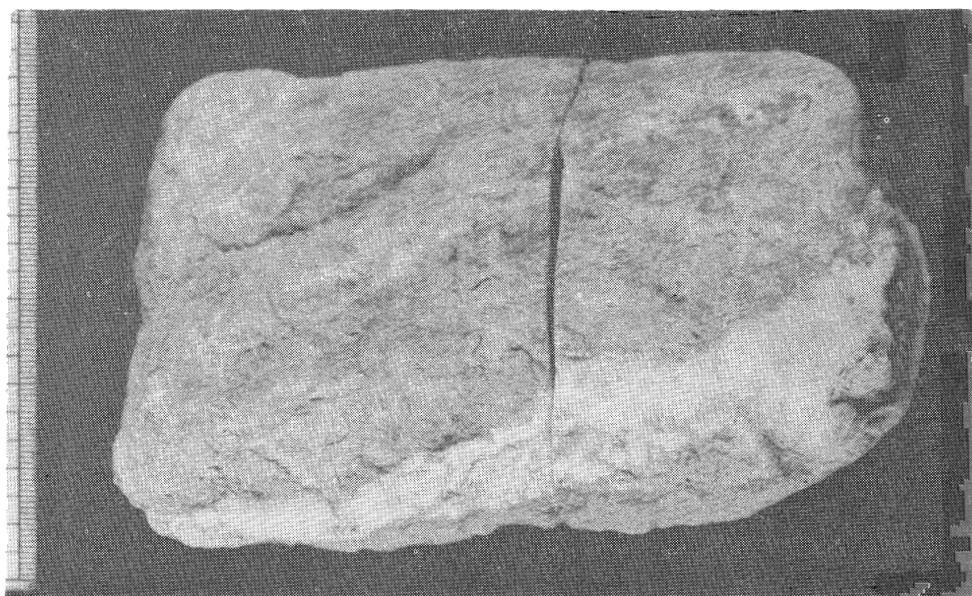
Obr. 3. Rozličné formy scheelitových zŕn. Zväčš. 20 ×.



Obr. 4. Scheelit s kavernóznymi dutinkami. Zväčš. 20 ×.



◀
Obr. 1
Obr. 2
▼



Obr. 1. Žitník barytu v spodnotriasovom pieskovci. Prirodzená veľkosť.
Obr. 2. Barytová žilka v spodnotriasovom pieskovci. Prirodzená veľkosť.

Gold in den Pyriten einiger tschechowsakischer Vorkommen

(1 tab v texte.)

DUŠAN NĚMEC*

Auszug. Gold wurde insgesamt in 65 Pyritproben aus verschiedenen Paragenesen mittels einer spektrochemischen Methode, deren Nachweisbarkeitsschwelle bei 0,5 ppm lag, bestimmt. Größere Goldgehalte sind für die Pyrite aus polymetallischen hydrothermalen Erzgängen und aus goldführenden Quarzgängen charakteristisch. Goldarm scheinen die Pyrite aus den Gängen der Uranformation sowie die Pyrite aus jenen Paragenesen, die nicht von einer tiefjuvilen Herkunft sind, zu sein. Größere Goldgehalte der Pyrite indizieren oft das Vorkommen von gediegenem Gold in den betreffenden Mineralassoziationen. Die Goldgehalte der Pyrite aus diesen Vorkommen sind recht veränderlich.

Die Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei wurde gründlich in einer selbständigen Monographie (B. CAMBEL—J. JARKOVSKÝ 1967) behandelt. Unter den darin diskutierten Elementen fehlt aber das Gold. Die Nachweisbarkeitsschwelle der zu seiner Bestimmung benützten Methode lag nämlich bei 10 ppm, was angesichts der winzigen Goldgehalte der Pyrite nicht ausreicht. Die vorliegende Studie will die Untersuchungen von Cambel und Jarkovský ergänzen, indem ein kombiniertes chemisch-spektralanalytisches Verfahren angewandt wurde, durch das sich die Nachweisbarkeitsschwelle auf 0,5 ppm Au herabsetzen läßt. Das Verfahren wurde von N. T. Voskresenskaja u. a. (1965) entwickelt und V. G. Cimbalist (V. A. VACHRUŠEV und V. G. CIMBALIST 1967, V. G. CIMBALIST 1969) zur Bestimmung von Goldgehalten in den Pyriten modifiziert. Die Methode beruht in Folgendem: Die zu analysierende Pyritprobe wird durch Glühen vom Schwefel befreit und mit Königswasser zersetzt. Die Säuren werden abgedampft und der feuchte Rückstand der Eisensalze mittels Chlorwassers zersetzt. Nach Vertreibung des freien Chlors wird in die Lösung Te zugesetzt und das metallische Tellur mit Hilfe eines starken Reduktionsmittels ausgefällt. Tellur reist dabei auch das Gold mit. Der Niederschlag wird abgefiltert, verascht und am Spektrographen Q 24 unter Bedingungen der quantitativen Analyse abgefunkt. Die Benützung von Chlorwassers statt Salzsäure ist unentbehrlich, da das Gold bei der Abdampfung z. T. von den ausfallenden Eisensalzen mitgerissen wird und der Bestimmung entzogen werden kann. Experimentell konnte dies auf folgende Weise gezeigt werden: Zwei Serien zu 5 Lösungen, die 0,5 g Fe (ungefähr die Eisenmenge in einer Ein-Gramm-Pyriteinwage) und 1,0 mcg Au enthielten, wurden so bearbeitet, daß der Rückstand der Eisensalze nach der Abdampfung in der ersten Serie mittels Chlorwasser, in der anderen mittels Salzsäure behandelt wurde. Im ersten Falle schwanken die gefundenen Au-Werte zwischen 0,7 und 1,3 mcg (der Durchschnittswert machte gerade 1,0 mcg Au aus), im zweiten Falle machte der Verlust etwa 50 %. Nach der ursprünglichen Methode wurden die Au-Linien gegen den Hintergrund fotometriert. Um eine größere Genauigkeit zu erzielen wurde zu den Proben gemeinsam mit Te auch Pd als innerer Standard zugegeben (vgl. E. KREJČÍ und A. ŠPAČKOVÁ 1963). Der Fehler der Bestimmungen wurde bei einer Pyritprobe aus den Erzgängen bei Kutná Hora festgestellt. Der Au-Gehalt dieser Probe, die im Durchschnitt 0,29 ppm Au hat, wurde insgesamt neunmal festgestellt. Die Standardabweichung beträgt 0,9 ppm. Daran beteiligt sich aber nicht nur der Fehler der Bestimmung, sondern auch der Einfluß der In-

*Ing, Dušan NĚMEC, Geindustria, 586 01 Jihlava.

homogenität der Probe, der auch in gut homogenisierten Proben bekanntlich beträchtlich sein kann (vgl. z. B. P. E. ANGER 1941).

Insgesamt wurden 65 Pyritproben analysiert. Ich danke Herrn Dr. Krufá für das mir aus den Sammlungen des Mährischen Museums in Brno überlassene Untersuchungsmaterial. Größere Anzahl der Proben wurde aus den Erzgängen bei Kutná Hora aus den Flußspatgängen bei Běstvína im Eisengebirge untersucht, um die Veränderungen der Au-Gehalte der Pyrite innerhalb einzelner Vorkommen abschätzen zu können. Die Ergebnisse der Bestimmungen sind in Tabelle 1 enthalten. Die Diskussion der Au-Gehalte der Pyrite wird nach den Paragenesen durchgeführt.

1. *Polymetallische hydrothermale Erzgänge.* Gold wurde mindestens in einigen Pyritproben aus beinahe allen untersuchten Erzgängen festgestellt. In den Erzgängen bei Stříbro liegen die Goldgehalte der meisten Proben in einen breiten Intervall. Pyrit erscheint dort in mehreren Generationen. Dasselbe gilt auch für die Příbramer Erzgänge. Im Erzrevier von Kutná Hora wurde Gold nur in den Pyriten aus der Zone „Staročeské pásmo“ nachgewiesen, in den Pyriten aus den Zonen „Rejské pásmo“ und „Turkaň“ lagen die Goldgehalte schon unter 0,9 ppm. Die Zone „Staročeské pásmo“ unterscheidet sich von den zwei übrigen auch dadurch, daß darin das Sb-Ag-Mineralisationsstadium am stärksten entwickelt ist. Der in dieses Stadium zugehörige Pyrit der jüngsten Generation erwies den größten bestimmten Gehalt von 2,9 ppm Au. Gerade aus der betreffenden Erzzone und aus dem betreffenden Mineralisationsstadium wurde auch gediegenes Gold beschrieben (Z. TRDLIČKA—J. HAK, 1962). Im Erzgebiet von Havlíčkův Brod—Jihlava wurde das Gold in den Pyriten aus den Gängen bei Bartoušov und Pohled, nicht aber in den Pyriten aus den Gängen bei Jezdovice festgestellt. Ungewöhnlich größerer Goldgehalt wurde im Pyrit aus den Erzgängen bei Nová Ves unweit von Rýmařov gefunden. Im allgemeinen scheinen die polymetallischen hydrothermalen Erzgänge der Böhmisches Masse verhältnismäßig goldreich zu sein, womit auch die Funde des gediegenen Goldes in diesen Gängen (Z. TRDLIČKA—J. HAK, 1962; D. NĚMEC 1963, 1964) im Einklang stehen.

2. *Die Gänge der Uranformation.* Die Pyrite aus diesen Gängen scheinen allgemein goldarm zu sein. Untersucht wurden Pyrite aus den aufgelassenen Gruben bei Jáchymov (Joachimsthal) und Bytíz in Böhmen, aus Dolní Rožínka und Milasín in Westmähren und aus Zálesí im Rychleby—Gebirge. Nur im Pyrit von Dolní Rožínka war der Goldgehalt größer als 0,09 ppm.

3. *Goldführende Quarzgänge.* Pyrite aus folgenden Vorkommen wurden untersucht: Jílové, Bohušíb bei Jílové, Borotice bei Libčice und Slavonice (Westmähren). Die Goldgehalte schwankten in den untersuchten Proben in Eisern ppm. In der Probe aus Jílové konnte kein Gold nachgewiesen werden. Nach P. Morávek (1964) sind dort die Goldgehalte der Pyrite nur in den mit gediegenem Gold vererzten Abschnitten der Gänge beträchtlich (vgl. hierzu auch N. V. PETROVSKAJA 1955). Gold gehört dort einer jüngeren Zufuhr als die Pyritkristallisation.

4. *Flußspat-Schwefel-Gänge.* Aus dieser Formation wurde Pyrit nur aus der Lagerstätte Běstvína im Erzgebirge untersucht. Sulfidische Minerale (Pyrit, Arsenopyrit, spärliche Ag-Erze) erscheinen dort nur sporadisch. Die Goldgehalte der Pyrite zeigen große lokale Unterschiede je nach den Probenentnahmestellen. Die größten Gehalte (5 — 11 ppm) zeigen die Pyrite aus dem Querschlag Nr. 9, wo die sulfidischen Erzminerale besonders reichlich erscheinen.

5. *Polymetallische und kieselige Lagerstätten* von unklarer Genese. Untersucht wurden die Pyrite aus dem Vorkommen Svřžno im Böhmerwald (Šumava) und aus den Lagerstätten in den Gesenken (Petřkov, Zlaté Hory, Malé Vrbno, Horní Benešov, Suchá Rudná, Vidly). Gold wurde nur in Pyriten jener Lagerstätten festgestellt, aus denen das Vorkommen des gediegenen Goldes bekannt ist.

6. *Pegmatite.* Analysiert wurden nur die Pyrite aus den Pegmatitgängen bei Dolní Bory in Westmähren. Ihre Goldgehalte machen Eisern ppm aus. Gold ist kein typisches Element der Pegmatite. Der verhältnismäßig große Goldgehalt der Pyrite aus dem betreffenden Vorkommen ist wahrscheinlich auf die intensivere hydrothermale Mineralisierung der Pegmatite, bei der noch Löllingit, Chalkopyrit, gediegenes Wismut und weitere Erzminerale auskristallisierten (STANEK J. 1954), zurückzuführen.

7. *Monomineralische Pyritaderchen.* Es handelt sich um niedrig temperierte Pyrite, die verschiedene Gesteine (Granit, Diabas, kristalline Schiefer) durchtrümen. Gold wurde, stets mit negativem Erfolg, in Pyriten aus folgenden Vorkommen bestimmt: Košumberk im Eisengebirge; Horní Čepí, Zlatkov, Horní Bory und Horní Němčice in der Böhmisches-Mährischen Höhe; Libomyšle bei Zdice in Zentralböhmen.

8. *Übrige paragenetische Typen.* Gehalte unter der Nachweisbarkeitsschwelle wurden in Pyriten aus folgenden Vorkommen festgestellt: Bohučovice bei Opava (Risse in Grauwacken mit Belag von Ankerit, Pyrit, Galenit und Chalkopyrit), Rožňava (Sideritformation), Krhovice bei Znojmo (regionalmetamorpher Skarn), Chvaletice (schwach metamorphosierte Lagerstätte sedimentogener Herkunft).

Die gewonnenen Ergebnisse können kurz zusammengefaßt werden:

a) Grössere Goldgehalte sind für Pyrite aus den hydrothermalen Erzgängen und aus den goldführenden Quarzgängen charakteristisch. Goldarm sind die Pyrite aus den Gängen der Uranformation und aus jenen Paragenesen, die nicht von einer tief-juvenilen Herkunft sind.

b) Grössere Goldgehalte der Pyrite indizieren oft das Vorkommen von gediegenen Gold in der betreffenden Mineralization. Die Goldgehalte der Pyrite aus diesen Vorkommen sind recht veränderlich, infolge der inhomogenen Verteilung des metallischen Goldes im Pyrit (vgl. V. A. VACHRUŠEV und V. G. CIMBALIST 1967).

Doručené 30. 7. 1973

Odporučil B. Cambel

Goldgehalte der Pyrite (ppm)

Tab. 1

Paragenetischer Typ	Vorkommen	Anzahl der Proben	Goldgehalte (bzw. der Schwankungsbereich)
polymetalische hydrothermale Erzgänge	Horšovský Týn	—	1,2
	Stříbro	4	0,5 — 6
	Příbram	3	0,9 — 1,1
	Kutná Hora	12	0,9 — 2,9
	Pohled bei Havl. Brod	—	1,0
	Bartoušov	—	2,0
	Nová Ves bei Rýmařov	—	11
	Banská Štiavnica	—	0,9
goldführende Quarzgänge	Borotice bei Libčice	—	5
	Slavonice	—	0,35
Gänge der Uranformation	Dolní Rožínka	—	2,0
Flußspat-Schwerspat-Gänge	Bětsvina	8	0,9 — 11
polymetalische und kieselige stratiforme Lagerstätten unklarer Genese	Zlaté Hory	3	0,5 — 2,5
	Suchá Rudná bei Bruntál	—	1,8
Pegmatite	Dolní Bory	2	1,4 — 2,5

Zlato v pyritech z některých československých výskyťů

Obsahy zlata byly studovány celkem v 65 vzorcích pyritu z různých paragenetických typů, pomocí spektrochemické metody, již je možno stanovit zlato až do 0,5 ppm. Zvýšené obsahy zlata byly zjištěny v některých pyritech z polymetalických hydrotermálních rudních žil a ze zlatonosných křemenných žil. Naproti tomu se zdá, že pyrit ze žil uranové formace je chudý Au, podobně i pyrit paragenézí, které nejsou hlubinně juvenilního původu. Zvýšené obsahy Au v pyritech indikují často výskyt ryziho zlata v příslušné minerální asociaci. Obsahy zlata v pyritech ze zlatonosných výskyťů jsou silně variabilní.

LITERATÚRA

- ANGER, P. E. 1941: Zoning and district variation of minor elements in pyrite of Canadian deposits. *Econ. Geol.* 36, s. 401—423.
- CAMBEL, B. — JARKOVSKÝ, J. 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. Bratislava. Vyd. SAV.
- CIMBALIST, V. G. 1969: Opredelenie mikrokoličestv zolota v raznych geologičeskich objektach. *Geol. i geofiz. (Moskva)*, No 1, s. 121—123.
- KREJČÍ, E. — ŠPAČKOVÁ, A. 1963: Spektrographische Bestimmung von Gold in verschiedenen Flüssigkeiten. *Acta Chim. Acad. Sci. Hung. (Budapest)*, 38, s. 103—114.
- MORÁVEK, P. 1964: Geologické a ložiskové poměry severní části jílavského revíru. *Sbor. geol. věd, LG. (Praha)*, 3, s. 109—180.
- NEMEC, D. 1963: Genetické typy primárních zlatonosných výskyťů na Českomoravské vrchovině. *Čas. Morav. mus. (Brno)*, 48, s. 53—57.
- NEMEC, D. 1964: Výskyt zlata a minerálů ze skupiny kyzů Ag v bohutinském revíru. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 9, s. 177—180.
- PETROVSKAJA, N. V. 1955: O produktivnych mineralnych asociacijach zolotonosnych mestoroždenij. *Zap. Vsesojuz. mineral. obšč. (Leningrad)*, s. 290—307.
- STANĚK, J. 1954: Petrografie a mineralogie pegmatitových žil u Dolních Borů. *Práce Brněn. zákl. ČSAV (Brno)*, 26, č. 7.
- TRDLÍČKA, Z. — HAK, J. 1962: Výskyt zlata na žilách kutnohorského rudního obvodu. *Věstník Ústř. úst. geol. (Praha)*, 37, s. 191—195.
- VACHRUŠEV, V. A. — CIMBALIST, V. G. 1967: Raspredelenie zolota v sulfidach skarnovych mestoroždenij altaje-sajanskij oblasti. *Geochimija (Moskva)*, s. 1076—1081.
- VOSKRESENSKAJA, N. T. — ZVEREVA, N. F. — RIVKINA, L. L. 1965: Spektrochimičeskoe opredelenie zolota v silikatnych porodach i mineraloch. *Žurnal analit. chimii (Moskva)*, 20, s. 1288—1298.

Výskyt bentonitu na Orave

FRANTIŠEK BELEŠ*

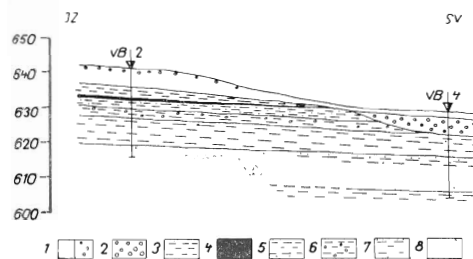
Doposiaľ publikované práce o bentonite sa týkajú hlavne bentonitov východného a v menšej miere i stredného Slovenska. O východoslovenských píšú práce J. SLÁVIKA (1967), I. HORVÁTHA (1963), V. RADZU (1955) a i. Preto sa v tomto príspevku zameriame na doteraz neznámú oblasť výskytu bentonitu, oravskú neogénnu panvu.

Bentonit v oravskej neogénnej panve

Geologická stavba ložiska Bobrov

Výskyt bentonitu v Oravskej kotline bol zistený počas vyhľadávacieho prieskumu na tehliarske suroviny v r. 1970. Nachádza sa asi 1 km sz. od obce Bobrov vo vrte VB-2 (VP, 1970) v hĺbke 8,0 až 8,5 m. Mocnosť bentonitovej polohy je 0,5 m pri plošnej rozlohe asi 5 ha. I keď ide plošne o malé ložisko bez priemyselného významu, treba sa zmieniť o jeho pôvode a stratigrafickej pozícii, pretože podobný výskyt v Oravskej kotline doposiaľ zistený a opísaný nebol.

Podložie bentonitov tvoria piesčité íly striedajúce sa do hĺbky s ílmi, íly s obliakmi pieskovecov a zaílovanými pieskami v nepravidelnom slede. Nad týmto komplexom leží 0,5 m poloha bentonitu. Jeho nadložie je tvorené ílom, nad ktorým leží 5,0 m poloha hĺn, v najvrchnejšej časti s prímесou pieskovcových obliakov (obr. 1). Ložisko má subhorizontálne uloženie s úklonom asi 10° do stredu kotliny.



Obr. 1. Rez ložiskom Bobrov (podľa F. BELEŠA 1971) MH = 1 : 5000 V = 1 : 1000

1 — hĺna, hĺna s obliakmi, 2 — štrkopiesok, 3 — íl, 4 — bentonit, 5 — piesčitý íl, 6 — íl s obliakmi pieskovecov, 7 — zaílovaný piesok, 8 — piesok

Fig. 1. Section through the Bobrov deposit (after F. Beleš 1971)

MH = 1 : 5000 V = 1 : 1000

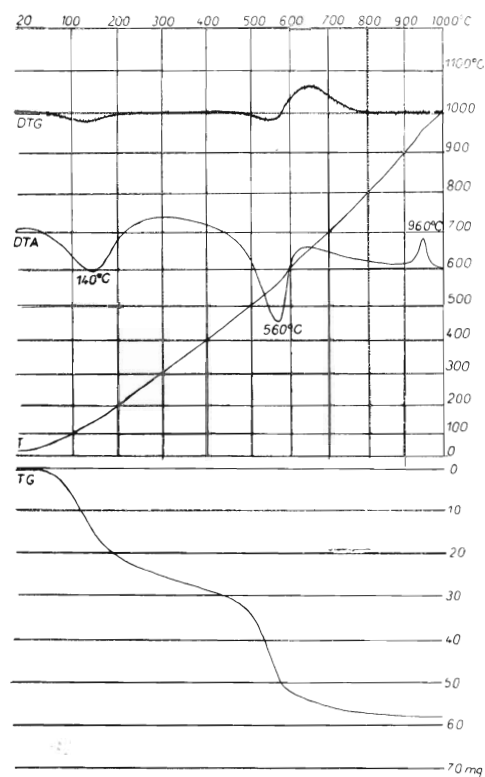
1 — loam, loam with boulders, 2 — sand and gravel, 3 — clay, 4 — bentonite, 5 — sandy clay, 6 — clay with sandstone boulders, 7 — clayey sand, 8 — sand

Mineralogická charakteristika

Bentonit je bielej, svetlej, svetlohnedej až svetlohnedozelenej farby, s typickým voskovým lomom na omak masťný. Mineralogicky je bentonit tvorený hlavne montmorillonitom, ktorý sa prejavil výrazným vrcholom s maximom pri 17,9 Å až po sytení glycerínom. Na RTG zázname pôvodnej

* P. g. František Beleš, Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko, Rajecká cesta, 010 51 Žilina.

vzorky sa bazálny reflex d_{001} montmorillonitu výrazne neprejavil. Popri montmorillonite sa objavuje minerál zo skupiny kaolinitu metahalloyzit s hodnotou $d_{001} = 7,4 \text{ \AA}$ pri pôvodnej vzorke a $7,5 \text{ \AA}$ pri vzorke sýtenej glycerínom. Pre metahalloyzit je charakteristický silný reflex (02) pri $4,4 \text{ \AA}$ s ostrým okrajom zo strany malých uhlov, čo je najcharakteristickejšia črta RTG záznamov metahalloyzitu.



Obr. 2. Krivky DTA, DTG, TG bentonitu z Oravy

Fig. 2. DTA, DTG, and TG curves of bentonite from Orava

Intenzita tohto reflexu vždy prevyšuje intenzitu bazálnych reflexov. Nevylučuje sa ani zastúpenie nontronitu. Na RTG záznamoch pôvodnej vzorky a vzorky sýtenej glycerínom má reflex pri $4,4 \text{ \AA}$ strmé stúpanie zo strany malých uhlov a miernejšie klesanie na strane vyšších uhlov 2. theta. Treba však podotknúť, že na intenzite tohto reflexu sa zúčastňuje aj montmorillonit. Okrem toho má reflex pri $3,5 \text{ \AA}$ zdvojený vrchol. Reflex (0,60) obidvoch minerálov sa prejavil pri $1,480 \text{ \AA}$. Na RTG zázname pôvodnej a žihanej vzorky sa prejavila prítomnosť voľného SiO_2 reflexom pri $3,3 \text{ \AA}$, ale iba v nepatrnej miere.

DT krivka má pravidelný priebeh a pripomína halloyzit s potlačenou exotermou pri 960 °C . Únik molekulárnej vody má maximum pri 140 °C . Táto endoterma je dosť široká. Únik hydroxylovej vody má maximum pri 560 °C (obr. 2). Dehydratáciu, ako aj dehydroxyláciu sprevádza značný úbytok na váhe (v obidvoch prípadoch $6,7 \%$). Pokles Tg krivky v intervale medzi dehydratáciou a dehydroxyláciou je $2,9 \%$. Úbytok na váhe možno vysvetliť tým, že sa z medzivrstvového priestoru pri montmorillonite vytesňuje pri 300 °C , kým pri halloyzite až pri 400 °C .

Pri mikroskopickom štúdiu materiálu sa zistilo značné množstvo kremeňa, pomerne čisto hranného, so zrnom $0,01 - 0,2 \text{ mm}$. Ílový materiál má zrnitosť niekoľkých mikrónov. Jemnejšie rozotreté častice sa zdajú anizotropné, hrubšie izotropné. V porovnaní so vzorkou z iného vrhu je zrnitosť kremeňa menšia a zrnká sa zdajú byť viac zaoblenejšie. Aj ílový materiál sa zdá byť slabšie vykryštalizovaný.

Bentonit z Oravskej kotliny má takého chemické zloženie (v %)

SiO_2	53,53	SO_3	0,04
Al_2O_3	21,08	P_2O_5	0,25
Fe_2O_3	9,17	MnO	0,07
CaO	1,68	K_2O	0,12
MgO	1,20	Na_2O	0,13
TiO_2	0,33	str. žih.	12,15

Bentonit sa svojimi chemicko-mineralogickými vlastnosťami podobá bentonitu z ložiska Hrochot v Slatinskej kotline.

Bentonitizácia vulkanického materiálu prebehla po uložení celého tufogénneho komplexu, pravdepodobne v období vrchný sarmat — panón. V prospech rozkladu vulkanického materiálu vo vodnom prostredí, teda nie materiálu transportovaného zo šúše, hovorí obaľovanie zrn kremeňa ílovým materiálom a jeho zacementovanie rozkladnými produktmi. Naproti tomu pri skúmaní vzorky

z iného vrtu sa kremeň v imerznom oleji od ílovej frakcie jasne oddeľuje. Kremeň musel byť dopravený do tufogénnej polohy v priebehu jej sedimentácie z blízkeho magurského flyšu, ktorý leží severne asi 500 m. Ostrohrannosť úlomkov kremeňa sa zachovala, pretože transportná vzdialenosť bola malá.

Vo vzorkách ílov boli zistené úlomky lamellibranchiát, gastropód (*Planorbis* sp.) a zvyšky tenkolastúrnatých ostrakód. Keďže sa v študovaných vzorkách nenašli žiadne faunistické spoločenstvá, ba nezachovali sa ani celé formy, stratigrafické uzávery urobiť nemožno. Podľa D. KÚŠIKOVEJ (1971) ide však pravdepodobne o vrchnomiocénne až spodnopliocénne sedimenty.

LITERATÚRA

- HORVÁTH, I. 1963: Termochemická charakteristika najdôležitejších východoslovenských bentonitov a jej vzťah k určitým technologickým vlastnostiam. Silikáty (Praha), 8, 53 s.
- KÚŠIK, R. 1971: Petrograficko-mineralogická správa z problému Trstená—Bobrov. Manuskript — archív Geol. prieskum, Spišská Nová Ves, 17 s.
- KÚŠIKOVÁ, D. 1971: Správa o mikropaleontologickom vyhodnotení vzoriek z lokality Trstená — Bobrov. Manuskript — archív Geol. prieskum, Spišská Nová Ves, 3 s.
- RADZO, V. 1955: Bentonit od Nižného Hrabovca. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 4 s.
- SLÁVIK, J. et. al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, s. 5—510.
- SLÁVIK, J. — HRUŠKOVICH, S. — OČENÁŠ, D. — ZUBEREC, J. 1971: Ložiská bentonitov na Slovensku. Mineralia slov., 3, s. 561—573.

Occurrence of bentonite in the Orava river basin

FRANTIŠEK BELEŠ

The mineralogical-chemical properties of the bentonite which has been found in the Orava basin, are very similar to those of the bentonite from the Hrochot deposit in the Slatina basin. The chemical composition is conditioned by the parent rock (andesite tuff and tuffite), by the decomposition of which the bentonite originated. Its small thickness may be explained by the distance of transportation of the volcanic material from the centre of eruption. The volcanic material was transported by air. Bentonitization of the tuffogenic material took place in aqueous environment presumably after the deposition of the whole complex. Angular fragments of quartz covered by clayey material support the theory of decomposition and not that of redeposition of material. This fact indicates that the quartz had been imported into the volcanic material during its deposition and was cemented here by the products of decomposition. It has not been possible to determine unambiguously the age of bentonite, because in the samples from both the underlying and overlying clays only fragments of fauna have been found, which could not be identified more precisely. Presumably however the sediments are Upper Sarmatian to Pannonian in age.

Translated by E. Česánková

RECENZIA

A. Hallam a kol.: „Atlas of paleobiogeography. Elsevier Sci. Publ. Comp., 531 stran, 213 ilustrácií a 41 tabulí, 42S, 1973

Paleogeografia je v posledných letech včnovaná stále včtší pozornost. Zájem o tento vědní obor stoupá zejména v závislosti na rozvoji nového revolučního konceptu blokové tektoniky, který si vyžaduje poznání vztahů mezi měnicími se faunami a flórami a mezi jevy souvisejícími s pohyby kontinentálních bloků. Dalším důvodem je obrovský rozvoj ekologických věd,

kteří přinesly řadu nových objevů v ekologické teorii. Poznání faktorů, kontrolujících rozšíření života v současné době pak umožňuje aplikaci biologických dat a konceptů na fosilním záznamu v takovém měřítku, jako nikdy v minulosti.

Atlas, který obsahuje 47 příspěvků od předních pracovníků USA, západní Evropy a SSSR, je nejlepším dokladem současného stavu paleogeografického výzkumu. Jednotlivé práce, postihující širokou škálu fosilních skupin a jejich zeměpisného rozšíření během celého phanero-

zoického období, jsou na první pohled nestejné kvality a značně rozdílného pohledu na paleogeografii v jednotlivých časových obdobích. Většina autorů se však ve svých závěrech přiklání k teorii kontinentálního driftu.

Z příspěvků týkajících se staršího paleozoika je pozoruhodná práce A. R. Palmera „Kambrii trilobiti“, pokoušející se o zhodnocení biogeografického významu této skupiny v kambriu. Autor rozděljuje kambrické rody na formy charakteristické pro otevřené oceánské oblasti a na formy charakteristické pro úzce vymezené oblasti. Rozšíření ordovických trilobitů je věnována dobře fundovaná práce H. B. Whittingtona. Spodnopaleozoickým brachiopodům a jejich paleobiogeografickému zhodnocení jsou věnovány práce V. Jaanusona a A. J. Boucota s J. G. Johnsonem. Další práce od D. Skevingtona podává korelaci mezi graptolitovými zónami atlantické a pacifické provincie a hodnotí rozšíření skupiny během jednotlivých stupňů ordoviku. Rovněž graptolitům věnuje svou práci W. B. N. Berry. Rozšířením ordovických a silurských korálů se zabývají D. Kaljo a E. Klaamann. S. M.

Bergström klade ve svém příspěvku hlavní důraz na klimatickou kontrolu rozšíření ordovických konodontů. L. B. Halstead a S. Turner shrnují poznatky o rozšíření a migračních tendencích silurských a devonských ostrakodermů. Spíše stratigraficky je zaměřena práce M. R. House o devonských goniatitech. D. Edwards v práci o devonských flórách podává dobrý přehled o současných znalostech suchozemských rostlin, doplněný důkladnou bibliografií.

Mladší paleozoikum je zastoupeno pracemi o karbonských tetrapodech (A. L. Panchen), karbonských foraminiférech (C. A. Ross), spodnokarbonských korálech (D. Hill), permských brachiopodech (F. G. Stehli), permských fusulinách (D. J. Gobbett) a permských plazech (A. S. Romer). Karbonským a permským flórám severních kontinentů je věnována práce W. G. Chaloner a S. V. Meyena. Poznatky o glossopterisové flóře shrnuje E. P. Plumstead. Paleozoiciť blastoidů od A. Breimera a D. B. Macurdy Jr. ukončují paletu prací týkajících se paleozoického období.

Práce C. B. Coxey „Triasové tetrapodi“ poskytuje jasná data o rozšíření obojživelníků, plazů a savců, dokazující dotyk všech kontinentů během triasu. Převážně amonitům je věnován přehled B. Kummela o spodnotriasových měkkýších. Svrchnotriasovým heteromorfním amonitům a skupině Ancyloceratina z hranice jura-křída jsou věnovány práce J. Wiedmanna. Velmi zajímavá data poskytuje práce G. E. G. Westermanna, shrnující znalosti o výskytu svrchnotriasového mlžového rodu Monotis. Široké rozšíření rodu je přisuzováno

hlavně pseudoplanktonickému rozšiřování malých částí populací. Na základě studia jurských belemnitů vyvozuje G. R. Stevens závěr, že po rozpadu gondwanské pevniny ve střední až svrchní jure byly její části seskupeny přibližně ve stejné vzdálenosti od jurského jižního pólu. Podle M. K. Howartha (amoniti plienbachu a toarku) měl kontinentální drift na rozšíření amonitů ve spodní jure jen malý vliv. Amonitům jsou dále věnovány práce od: G. Dietla (středojurští heteromorfní amoniti), E. Cariou (amoniti callovu a oxfordu) a R. Enaye (svrchnojurští amoniti). Svrchnojurští hermatypičtí koráli, kterým je věnována studie L. Beauvaise, mají velký význam pro studium paleoklimatologie a epeirogenetických pohybů o nízké amplitudě. Jejich geografické rozšíření může dokonce indikovat směry hlavních tektonických os. Jurské flóře je věnována studie A. Wesleye. Velmi zajímavé závěry, týkající se migrace a rozšíření jurských a křídových dinosaurů poskytuje ve své práci A. J. Charig. Jedna z neobsáhlejších studií je předložena E. G. Kauffmanem. Jde patrně o jednu z nejlepších prací souboru, která opravdu podává ucelený obraz o rozšíření, migraci, ekologických zákonitostech a významu třídy Bivalvia pro paleogeografické vědy. Křídoví belemniti jsou s ohledem na své rozšíření zpracováni G. R. Stevensem. V dalším sledu obsahuje atlas práce: F. C. Dille (velké křídové foraminifery), T. Matsumoto (svrchnokřídoví amoniti), D. V. Ager (druhohorní brachiopodi).

Třetihorním suchozemským savcům je věnována pozoruhodná studie B. Kurtena. Rozšíření některých velkých paleogenních foraminifer shrnuje L. Hottinger. Podobně i C. G. Adams se věnuje některým terciérním foraminiferám, kterým přisuzuje spíše stratigrafický než paleogeografický význam. Větší význam je dáván třetihorním planktonickým foraminiferám a nanoplanktonu s vápnitými schránkami v pracích B. M. Funnella a A. T. S. Ramsaye. Velmi důležité skupině pro paleogeograficky a stratigraficky význam třetihor — ostrakodům, je věnována práce K. H. McKenzie. Rozšíření mechovek od třetihor do recentu je věnována práce R. Lagaije a P. L. Cooka. Atlas je uzavřen prací o rozšíření některých čtvrtohorních rostlin od H. Tralau. Kompendium je doplněno předmluvou A. Hallama, autorským rejstříkem a rejstříkem rodových jmen. Přestože soubor poněkud postrádá jednotnost, co do úpravy i co do kvality jednotlivých příspěvků, je prvním atlasem toho druhu, umožňujícím široké geologické veřejnosti poznat současný stav výzkumu v oboru paleobiogeografie.

Jiří Kříž

REFERÁT

Nová globálna tektonika

(9 obr. v texte)

Dôkazy a aplikácie

JAROSLAV LEXA*

Nová globálna tektonika (správnejšie azda nová koncepcia globálnej tektoniky) zahŕňa a zjednocuje teórie alebo hypotézy kontinentálneho driftnu, rozširovania dna oceánov (sea-floor spreading) a tektoniky kryh (plate tectonics), pričom ich stavia do vzťahu k štruktúram zemského povrchu a procesom ich formovania. Geologické štruktúry sa vysvetľujú na základe procesov pozorovaných v súčasnosti.

Koncepcia novej globálnej tektoniky je mobilistická, t. j. vychádza z predpokladu veľkých laterálnych pohybov blokov zemskej kôry (označované ako kryhy — plates). Treba zdôrazniť, že koncepcia nevyklučuje vertikálne pohyby v zmysle V. V. BELOUSOVA (1962), tie však v prevažnej miere považuje za sekundárne, závislé od primárnych laterálnych pohybov.

Koncepcia je výsledkom intenzívneho geofyzikálneho výskumu oceánov a celého zemského povrchu koncom päťdesiatych a v šesťdesiatych rokov. Existujúce fixistické teórie (napr. V. V. BELOUSOV 1962, N. S. ŠATSKIJ 1964, H. STILLE 1924, L. KOBER 1921, 1923 a mnohí iní), i keď spočiatku zdanlivo potvrdené zistením hlbokého založenia štruktúr zemského povrchu, sa dostali do rozporu s týmito novými výsledkami. V historickom prehľade možno vývoj koncepcie zhrnúť do týchto bodov:

V päťdesiatych rokoch boli zistené rozdielnosti kontinentálnej a oceanickej kôry a boli definované typy kôry v závislosti od štruktúrnych zón; boli objavené oceanické chrbty, rifty a celková topografia morského dna; potvrdila sa existencia Guttenbergovho kanálu znížených rýchlostí a rozdelenie vrchného plášťa na litosféru, astenosféru a mezosféru; výsledky paleomagnetických meraní potvrdili predpokladaný drift kontinentov; bola zistená existencia strmo uklonených seizmických zón hlbokého dosahu po okrajoch Tichého oceánu (Benioffove zóny).

V roku 1962 na základe uvedených výsledkov H. H. HESS a R. S. DIETZ sformulovali koncepciu rozširovania dna oceánov (sea-floor spreading).

V roku 1963 F. J. VINE — D. H. MATTHEWS vysvetlili lineárne magnetické anomálie oceánov na základe hypotézy rozširovania dna oceánov a zmien polarit magnetického poľa Zeme (paleomagnetickú škálu A. COXA et al. 1963, vytvorenú nezávisle a zhodujúcu sa s predpokladanou škálou, ešte nepoznali).

Do roku 1965 J. R. HEITZLER — X. LEPICHON a i. uverejnili mapu magnetických anomálií Reykjanes ridge pri Islande a ďalších oceanických oblastí; bol zistený zvýšený tepelný tok v oblasti riftov a mladých orogénov; J. T. WILSON (1965) definoval transformné zlomy v oblasti oceanických chrbtov.

Do roku 1968 presnejšia lokalizácia centier zemetrasení a určenie relatívneho pohybu v nich potvrdili predpokladaný relatívny pohyb kryh a pohyb na transformných zlomoch, ako ho interpretoval J. T. WILSON (1965); X. LEPICHON (1968) sumarizoval dáta magnetiky a vypočítal relatívne pohyby kryh v cm/rok s použitím Eulerových princípov pre pohyb na povrchu gule.

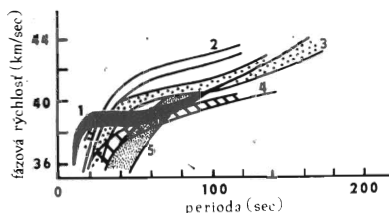
V roku 1968 tiež D. P. MCKENZIE — R. L. PARKER, W. J. MORGAN a B. ISACKS — J. OLIVER — L. R. SYKES definovali koncepciu tektoniky kryh (plate tectonics) a novej globálnej tektoniky (new global tectonics).

* RNDr. Jaroslav Lexa, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina, 80 940 Bratislava.

Po roku 1968 koncepciu novej globálnej tektoniky podporili ďalšie výsledky: podmorské vrty lode Glomar Challenger potvrdili zhodu veku najstarších sedimentov s vekom oceanického dna predpokladaného z analýzy magnetických anomálií; potvrdila sa teória izostázy, a tak možnosť konvekcie vo vrchnom plášti; datovanie prekambria starých štítov sa zhoduje s ich predpokladaným postavením pred posledným driftom.

V tomto období D. P. MCKENZIE — W. J. MORGAN (1969) rozpracovali problém evolúcie trojitých uzlov (styčné body troch štruktúrnych prvkov) a objavili sa prvé aplikácie na geológiu a vývin štruktúr kontinentov (W. R. DICKINSON 1970, J. F. DEWEY — J. M. BIRD 1970a, 1970b). Objavili sa tiež prvé závažné nedostatky koncepcie pri pokusoch vysvetliť štruktúru ostrovných oblúkov a okrajových morí západnej časti Tichého oceánu.

V súčasnosti je koncepcia novej globálnej tektoniky v štádiu overovania a aplikácie na geológiu kontinentov. Merania relatívnej pozície kontinentov by v priebehu 5—10 rokov mali jednoznačne vyriešiť aspoň problém súčasného driftu kontinentov.



Obr. 1. Porovnanie fázových rýchlostí povrchových seizmických vln (Rayleigh waves) pre oceány (1), štíty (2), staršie orogény (3), rifty (4) a andský orogén (5). Podľa L. KNOPGFFA 1972.

Pretože hĺbkový zásah povrchových vln je priamoúmerný ich perióde, diagram naznačuje rozdelenie rýchlostí šírenia seizmických vln (hustoty) s hĺbkou pre jednotlivé regióny. Ploché časti kriviek indikujú Guttenbergov kanál znížených rýchlostí — astenosféru pod rigidnou litosférou.

Koncepcia novej globálnej tektoniky v podstate tvrdí, že:

1. 60 až 150 km mocná litosféra, ktorá je rigidná (elastická) a leží na plastickej astenosfére, je rozdelená na kryhy (litosférické bloky), ktoré sa vzájomne pohybujú.

Rozdelenie na litosféru a astenosféru je podložené znížením rýchlostí seizmických vln a ich útlmom (hlavne vysoké frekvencie a priečne vlny) v oblasti astenosféry (obr. 4), ktorej existencia je tiež potvrdená rozdelením fázových rýchlostí povrchových vln (Rayleigh waves — obr. 1) a zníženým elektrickým odporom indikovaným magnetotelurickými meraniami.

Vzájomný pohyb kryh je indikovaný seizmickou aktivitou na ich okrajoch, zatiaľ čo kryhy samotné sú aseizmické (obr. 2).

2. Vzájomný pohyb kryh môže byť reprezentovaný rozťahovaním, stláčaním, resp. presúvaním a laterálnym sklzom. Koncepcia novej globálnej tektoniky bližšie nedefinuje detaily štruktúr korešpondujúcich s jednotlivými typmi interakcie.

Rozťahovanie je indikované prítomnosťou riftov, ktoré sú obmedzené normálnymi zlomami, existenciou astenolitov v podloží riftov preukázaných na základe gravimetrie a seizmiky (obr. 3) a charakterom pohybu na transformných zlomoch (zlomy spájajúce dva susedné segmenty riftu na oceanických chrbtoch) preukázaným štúdiom relatívneho pohybu v centrách zemetrasení (first motion studies — obr. 3).

Stláčanie, resp. presúvanie je indikované prítomnosťou vrásových a príkrovových štruktúr v takýchto zónach, existenciou Benioffovej seizmickej zóny (strmo uklonené seizmické zóny dosahujúce hĺbku až 700 km, zvyčajne smerujúce pod kontinenty — obr. 2, 4), charakterom relatívneho pohybu v centrách zemetrasení (obr. 2) a existenciou ukloneného bloku litosféry v podloží Benioffovej zóny, ktorá bola dokázaná seizmicky (ako oblasť bez útlmu vysokých frekvencií) a gravimetricky (obr. 4).

Laterálny sklz je indikovaný meraniami relatívneho pohybu v centrách zemetrasení (obr. 2), priamym meraním na niektorých zlomoch (opakovaná nivelácia) a interpretáciou geológie po stranách takýchto zlomov.

Relatívny pohyb kryh musí zodpovedať Eulerovým princípom pohybu na povrchu gule, t. j. že relatívny pohyb dvoch kryh sa môže vyjadriť osou rotácie uhlovou rýchlosťou (tento princíp použil pri výpočtoch X. LEPICHON 1968).

3. Rozťahovanie je kompenzované stláčaním alebo presúvaním (subduction).

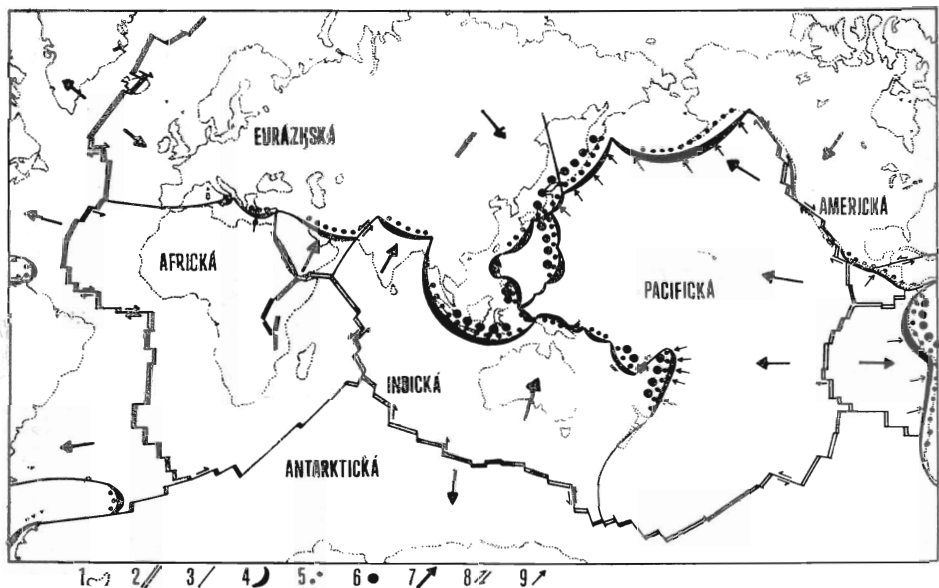
Totálnu kompenzáciu nemožno dokázať, avšak výsledky paleomagnetických meraní ukazujú, že Zem za poslednej pol miliardy rokov nezmenila podstatne svoj priemer. Výsledky meraní relatívneho pohybu v centrách zemetrasení, ako aj štruktúrna geológia (existencia riftov a vrásových pohorí) dokazujú kvalitatívnu kompenzáciu.

4. Oceanické chrbty sú miestom súčasného rozťahovania, diapirizmu vo vrchnom plášti a intrúzií a efúzií v povrchovej zóne. Dôkazy rozťahovania pozri v bode 2.

Diapirizmus vo vrchnom plášti v podloží oceanických chrbtov (výstupné časti konvekčných prúdov) je potvrdený existenciou astenolitu pod chrbtami (obr. 3), zvýšeným tepelným tokom v oblasti chrbtov a anomáliami gravitačného poľa (W. M. KAULA 1972).

Intrúziívna a efúziívna aktivita v oblasti chrbtov je jednak priamo pozorovateľná na Islande, ktorý je súčasťou severoatlantického chrbta, a jednak je interpretovaná na základe detailného štúdia blokov oceanickej kôry, ktoré boli tektonicky vyzdvihnuté a sú prístupné priamemu pozorovaniu (napr. Cyprus, Omán, Nová Kaledónia, Papua, Kalifornia). Odvođený profil oceanickej kôry súhlasí s rozložením rýchlostí seizmických vln v kôre oceánov. Efúzivne bazalty, dolerity, gabrá, serpentinity a ultrabáziky tiež boli vytiahnuté z riftových oblastí oceanických chrbtov.

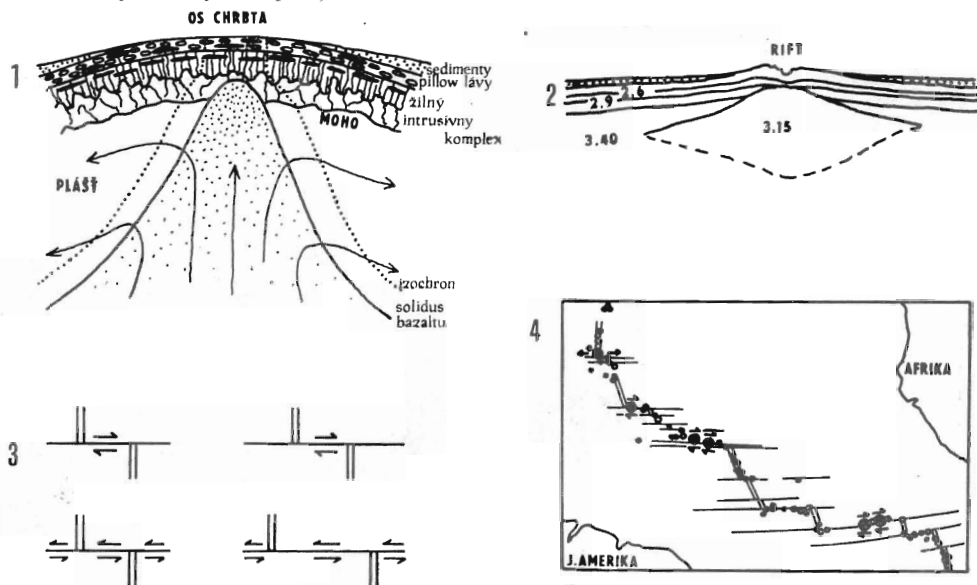
5. Procesy bodu 4 prebiehali i v minulosti a vytvárali tak novú oceanickú kôru, ktorá bola postupne odsúvaná na boky (konceptia „sea-floor spreading“ — obr. 3).



Obr. 2. Schéma rozdelenia zemského povrchu na základné kryhy s vyznačením riftov, transformných zlomov, zón subdukcie (pohlčovania), seizmicity a pohybu krych. Podľa WORLD SEISMICITY MAP, B. I. ISACKS — J. OLIVER — L. R. SYKES 1968, X. LE PICHON 1968. 1 — okraje pevnín; 2 — rifty súčasne tiež oblasť plytkých zemetrasení; 3 — transformné zlomy, súčasne tiež oblasť plytkých zemetrasení; 4 — povrchová pozícia zón subdukcie, tiež oblasť plytkých zemetrasení; 5 — centrá stredne hlbokých zemetrasení; 6 — centrá veľmi hlbokých zemetrasení, (plytké, stredne hlboké a veľmi hlboké zemetrasenia v oblasti zón subdukcie definujú seizmické zóny Benioffa — porovnaj obr. 4); 7 — absolútny pohyb krych pri predpoklade stabilnej Afriky, zdanlivo neparalelné priebehy pohybu v rámci jednotlivých krych sú výsledkom priemetu z gule na rovinu; 8 — relatívny pohyb na transformných zlomoch zistený štúdiom prvého pohybu v centrách zemetrasení (first motion studies); 9 — relatívny pohyb v zónach subdukcie zistený štúdiom prvého pohybu v centrách zemetrasení.

Svedčia o tom tieto fakty:

a) Lineárne magnetické anomálie oceánov vo svojej globálnej korelácii (obr. 5). Anomálie boli potvrdené i pri sledovaní v blízkosti dna. Nebolo zatiaľ jednoznačne dokázané, že negatívne anomálie reprezentujú reverzne magnetizované horniny. Všetky navrhnuté vysvetlenia, okrem teórie F. J. VINA — D. H. MATTHEWSA (1963 — obr. 5), i keď sú v lokálnom meradle možné, nijako nevysvetľujú symetriu anomálií, ich globálnu koreláciu a zhodu s nezávisle definovanou paleomagnetickou škálou (obr. 3). Len teória, ktorá tvrdí, že lineárne magnetické anomálie reprezentujú segmenty tvoriace sa kôry postupne magnetizované normálne a reverzne pri zmenách polarity zemského magnetického poľa, je schopná vysvetliť všetky aspekty. V tom zmysle sa teda existencia magnetických anomálií môže použiť ako dôkaz o minulom rozťahovaní a formovaní oceanického dna (extrapoláciou paleomagnetической škály a hustota magnetických anomálií sa podľa tejto teórie využívajú na stanovenie veku oceanického dna v jednotlivých oblastiach a na stanovenie rýchlosti rozťahovania v jednotlivých etapách).



Obr. 3. Schéma stavby a seizmicity oceanických chrbtov (riftov). 1 — schematický profil oceanickej kôry a plášťa v oblasti oceanického chrbta a proces formovania sa novej kôry. Šípky označujú línie prúdenia. Podľa P. R. VOGTA — E. D. SCHNEIDERA — G. L. JOHNSONA 1969.

Vo vrchnej časti diapíru vrchného plášťa nastáva parciálne tavenie a oddeľovanie bazaltovej magmy. Reziduum po parciálnom tavení predstavuje vrchný plášť pod oceanickou kôrou, ktorá sa formuje povrchovými efúziami a plytkými intrúziami bazaltovej magmy. Izochrón reprezentuje časti kôry a plášťa, ktoré sa sformovali v tom istom čase. Ďalej od chrbta na oceanickú kôru nasadzujú hlbokomorské sedimenty (rádiolarity).

2 — hustotný model oceanického chrbta odvodený od gravimetrických meraní. Šošovkovité teleso s hustotou 3.15 g/cm^3 je astenolitom (oblasť parciálneho tavenia).

3 — schémy dvoch typov transformných zlomov a ich vývin v čase. Vrchná schéma reprezentuje charakter a rozsah relatívneho pohybu (obmedzenie na úsek medzi dvoma segmentmi oceanického chrbta) v prípade procesu „sea-floor spreading“ s formovaním sa novej kôry v oblasti chrbta. Spodná schéma reprezentuje charakter a rozsah relatívneho pohybu na transformnom zlome, ktorý nie je výsledkom procesu rozširovania dna oceánov.

4 — seizmicita a výsledky meraní prvého pohybu v centrách zemetrasení v strednej časti atlantického chrbta. Podľa L. R. SYKESA 1968. Krúžky — centrá zemetrasení, veľké body so šípkami — centrá so zmeraným relatívnym pohybom.

Obmedzenie seizmicity na oblasť riftov a úseky transformných zlomov medzi nimi, ako aj zmysel relatívneho pohybu dokazujú proces rozširovania dna oceánov (porovnaj časť 3 tohto obrázku).

b) Výsledky hlbokomorského vŕtania (program JOIDES) sú v zhode s vekom oceanického dňa určeným na základe magnetických anomálií (obr. 6). Toto je závažný fakt svedčiaci o pravdivosti teórie F. J. VINA — D. H. MATTHEWSA (1963).

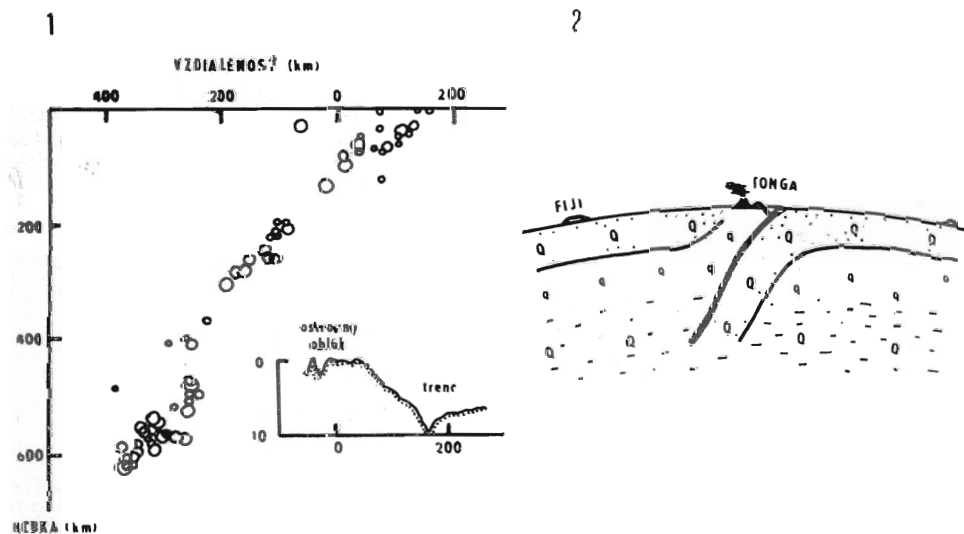
Zvyšovanie veku oceanického dna smerom od oceanického chrbta je v zhode s koncepciou rozširovania morského dna.

c) Dôkazy citované v prospech teórie kontinentálneho driftu (podobnosť kontinentálnych okrajov, zhoda geologických štruktúr, paleomagnetizmus, zhodná flóra a fauna atď.) tiež nepriamo potvrdzujú tento bod.

6. Pohyb je povrchovým odrazom, resp. výrazom konvekčných prúdov. Existencia konvekčných prúdov vo vrchnom plášti Zeme je nevyhnutnou podmienkou koncepcie novej globálnej tektoniky.

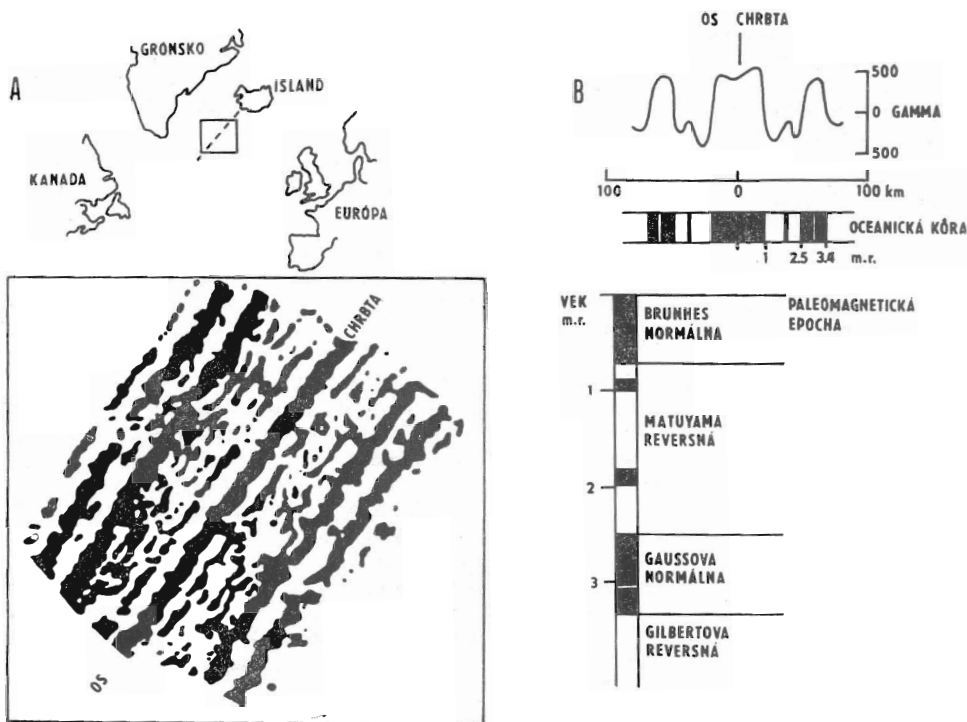
H. JEFFREYS (1972) tvrdí, že konvekcia vo vrchnom plášti nie je možná, pretože jeho materiál nie je pri existujúcich silách schopný plasticky tiecť. Proti platnosti tohto tvrdenia svedčia tieto skutočnosti:

- a) existencia izostatického vyrovnania,
- b) zistenie podstatne nižšej viskozity častí vrchného plášťa, ako predpokladal H. JEFFREYS (1972)
- c) výsledky satelitovej gravimetrie (W. M. KAULA 1972), ktoré indikujú nerovnomerné rozloženie hmoty vo vrchnom plášti, vysvetliteľné konvekčnými prúdmi,
- d) existencia anomálií tepelného toku,
- e) konvekcia sa zdá byť nevyhnutná s ohľadom na fakt, že produkcia tepla rozpadom rádioaktívnych prvkov je väčšia, ako je vrchný plášť schopný preniesť radiáciou a vodivosťou,
- f) na základe nových dát bolo prepočítaných niekoľko modelov konvekčných prúdov, ktoré vyhovujú topografii morského dna, anomáliám tepelného toku, gravimetrii a fyzikálnym vlastnostiam peridotitov. Tieto modely sú tiež schopné vysvetliť vulkanickú aktivitu a geochemický charakter vulkanických hornín v závislosti od ich štruktúrnej pozície (S. K. RUNCORN 1969, 1972; E. N. LYUSTIKH 1969; D. MCKENZIE et al. 1973; T. HUGES 1973, ktorý cituje i ďalšie práce).

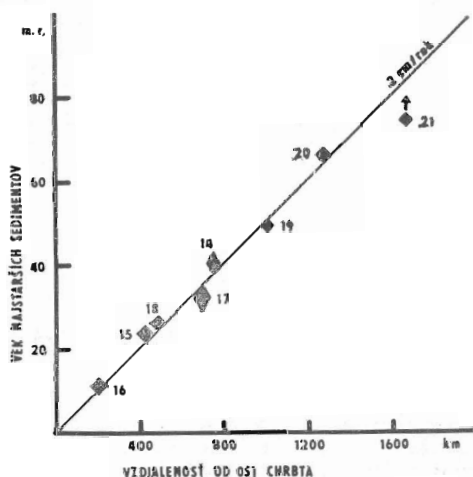


Obr. 4. Seizmicita a štruktúra ostrovného oblúka Tonga. 1 — rozloženie centier zemetrasení pozdĺž uklonenej zóny (zóna Benioffa); vložený profil povrchu ukazuje, že sa táto zóna začína v osi priehlbiny (trenča). Podľa B. I. ISACKSA — J. OLIVERA — L. R. SYKESA 1968.

2 — výsledky merania útlmu vysokých frekvencií seizmických vln v oblasti Fidži — Tonga. Q-časti s vysokou elasticitou (rigidné), q-časti s nízkou elasticitou (parciálne tavené?). Rozloženie elasticity definuje rozdelenie na litosféru (bodkovane), astenosféru a mezosféru (čiarkovane). Dôležité je zistenie pokračovania litosféry do hĺbky pozdĺž seizmickej zóny Benioffa. Podľa J. OLIVERA — B. I. ISACKSA 1967.



Obr. 5. Schéma magnetických anomálií oceánov a ich interpretácia. A — magnetické anomálie severnej časti stredoatlantického chrbta jz. od Islandu (podľa F. J. VINA 1966). B — interpretácia magnetických anomálií oceánov ako pásov normálne a reverzne magnetizovanej oceanickej kôry, ktorá sa formuje z bazaltovej magmy v osi chrbta a je magnetizovaná podľa prave trvajúceho magnetického poľa (podľa F. J. VINA — D. H. MATHEWSA 1963). Na porovnanie je dole nezávisle definovaná paleomagnetická škála (zjednodušená podľa A. COXA 1969).



Obr. 6. Korelácia medzi vekom najstarších sedimentov v danom mieste oceanického dna a vzdialenosťou tohto miesta od osi stredoatlantického chrbta. Číslo označujú vrty lode Glomar Challenger, priamka zodpovedá pribúdaniu 2 cm oceanickej kôry ročne v osi oceanického chrbta. Veľkosť symbolov indikuje možnú chybu v určení. Šípka označuje posun bodu 21 v prípade, že bazalt na dne vrtu je silom, a nie povrchovou efúziou (Joides, Leg III, 30° južnej šírky, Atlantický oceán).

Všeobecne sa dá povedať, že zatiaľ čo prvé štyri body možno v súčasnosti považovať už za dokázané, body 5 a 6 sú ešte stále otvorené diskusii. Napriek tomu koncepcia novej globálnej tektoniky je schopná vysvetliť najväčšie množstvo geologických faktov a spojiť ich do jedného nedeliteľného modelu.

Proti koncepcii bolo vyslovených niekoľko základných námietok. Fakty, o ktoré sa opierajú, sa však dajú vysvetliť i z hľadiska novej globálnej tektoniky. Ide o tieto námietky:

1. Hlboké zakorenenie kontinentálnych štruktúr je v rozpore s predpokladanou mobilitou kontinentov (V. V. BELOUSOV 1970).

Z hľadiska koncepcie novej globálnej tektoniky sa kontinenty nepohybujú relatívne voči zvyšku litosféry vo svojom podloží (ide o mobilitu litosférických, a nie kontinentálnych blokov), a teda koncepcia nie je v rozpore s týmto faktom. Veľmi hlboké seizmické Benioffove zóny (až 700 km) zase nie sú stabilné — môžu zanikať a tvoriť sa nové.

2. Rovnosť priemerného tepelného toku kontinentov a oceánov je v rozpore s mobilitou kontinentov a bola vysvetlená hypotézou oceanizácie (V. V. BELOUSOV 1970).

J. G. SCLATER — J. FRANCHETAU (1970) publikovali model založený na koncepcii novej globálnej tektoniky, ktorý vysvetľuje nielen rovnosť priemerného tepelného toku kontinentov a oceánov (skladaním sa v rozličnom pomere tepla produkovaného v kôre, litosfére a astenosfére v závislosti od mocnosti a zloženia litosféry), ale súčasne vysvetľuje aj zmeny tepelného toku s vekom ako kontinentálnej, tak oceanickej kôry, ktoré nenašli vysvetlenie v hypotéze V. V. BELOUSOVA (1970).

3. Existencia epeirogenetických pohybov bola daná do rozporu s novou globálnou tektonikou (V. V. BELOUSOV 1970).

I keď v bežnom znení koncepcia novej globálnej tektoniky nezahŕňa epeirogenetické pohyby, nevyvracia ich. Rovnako ako V. V. BELOUSOV (1970) ich spája so zmenami stavu vo vrchnom plášti. I horizontálne pohyby sa pripisujú konvekčným prúdom, ktoré majú svoje výstupné a zostupné časti.

4. Dáta paleoklimatológie sú v rozpore s driftom kontinentov (A. A. MAYERHOFF — H. A. MAYERHOFF 1972).

Pretože sa tie isté dáta použili aj na potvrdenie driftu kontinentov, metóda sa nezdá byť dostatočne rozpracovaná na to, aby vyvrátila koncepciu.

5. Nedeformované sedimenty v čílskej priehlbine (trench) sú v rozpore so subdukciou v tejto zóne (D. W. SHOLL — R. von HUENE — J. B. RIDLON 1968). To však nemožno použiť ako dôkaz, pretože niektoré modely mechanizmu subdukcie nevyžadujú kompresiu v tejto zóne. Z mnohých iných oblastí boli opísané vrásové a príkrovové deformácie zahŕňajúce i pleistocénne sedimenty (napr. J. A. GROW 1973).

6. Existencia Tichého oceána, už od prekambria indikovaná štruktúrnou geológiou východnej Ázie, je v zdanlivom rozpore s jeho mladým vekom (M. PUŠČAROVSKIJ 1972).

Námietka vyplýva z nepochopenia koncepcie novej globálnej tektoniky, ktorá síce hovorí o mladom oceanickom dne, avšak Tichý oceán môže byť veľmi starý — jeho dno sa vymieňa procesom „sea-floor spreading“ a subdukciou pri jeho okrajoch.

7. Viacero autorov sa vyslovilo proti niektorým unáhleným aplikáciám koncepcie novej globálnej tektoniky na orogénne pásma, pričom naznačili, že nezrovnalosti svedčia o nepravdivosti koncepcie. Tieto námietky vo svojej podstate sú však námietkami voči konkrétnym aplikáciám a nemožno ich využiť ako dôkaz o nepravdivosti koncepcie novej globálnej tektoniky.

Ako vyplýva z diskusie, koncepciu novej globálnej tektoniky možno dnes považovať za hrubý náčrt črtách za viac-menej dokázanú. Jednoznačné a nediskutabilné dôkazy proti nej zatiaľ nie sú. Napriek tomu jej znenie nemožno pokladať za konečné a budúcnosť iste prinesie niektoré zmeny a dodatky. Teraz ide najmä o to, ako túto koncepciu využiť pri analýze kontinentálnej geológie.

Aplikácie

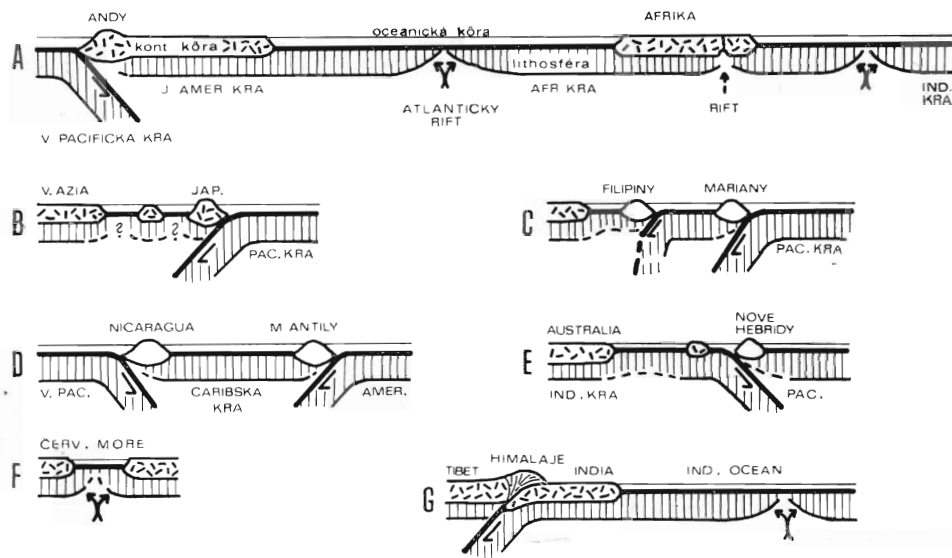
V koncepcii novej globálnej tektoniky sa rozlišujú tri základné štruktúry zemského povrchu: rifty, transformné zlomy a zóny subdukcie (pohlčovania). S ohľadom na pozíciu kontinentálnych blokov k týmto štruktúram sú rifty oceanické alebo kontinentálne (rifty, zákonite prejdú v oceanické

pri pokračujúcom vývoji) a subdučné zóny sú lokalizované v oblasti kontinentálnych okrajov alebo v oceanických oblastiach, kde sú sledované ostrovnými oblúkmi. Nemožnosť rozsiahlejšej subdukcie kontinentálnej kôry je príčinou neprítomnosti subdukčných zón vnútri kontinentov a spôsobuje značné komplikácie, ak sa kontinentálny blok nachádza na pohlcovanej kryhe. V prípade subdukcie dochádza pri kontinentálnom okraji ku kolízii kontinentálnych blokov a k alpínskym deformáciám. Ak je zóna subdukcie lokalizovaná v oceáne, časť ostrovného oblúka, ako aj oceanickej kôry môže byť nasunutá na podsúvajúcu sa kontinentálnu kôru (obduction). V každom prípade takáto zóna subdukcie zaniká.

Zóny subdukcie nemusia byť nevyhnutne tiež zónami kompresie, pretože pohlcovaná kryha môže klesať vplyvom gravitácie, lebo má v porovnaní s astenosférou vyššiu hustotu.

Poznanie základných štruktúr, ako aj ich vzťahu ku kontinentálnym blokom vyústilo v zásadnom prepracovaní teórie geosynklinál.

Rozdielnosť a variabilita geosynklinál, pokiaľ ide o ich výplň a časový vývoj, už dlho narúšala klasický koncept geologického cyklu geosynklinála — tektonizmus — orogenéza. Komplikované



Obr. 7. Schéma rozličných typov štruktúr v závislosti od rozmiestnenia kontinentálnej a oceanickej kôry, riftov a zón subdukcie. Šípky označujú zmysel relatívneho pohybu. Porovnaj s obr. 2 (podľa J. F. DEWEY — J. M. BIRD 1970).

A — aktívny kontinentálny okraj J. Ameriky — Andy, atlantický typ kontinentálneho okraja na v. pobreží J. Ameriky, oceanický rift v strede Atlantického oceána, rift v. Afriky ako iniciálne štádium otvárania sa nového oceána.

B — typ aktívneho kontinentálneho okraja s okrajovým morom.

C — zdvojená zóna subdukcie s ostrovnými oblúkmi vyvíjajúcimi sa na oceanickej kôre.

D — malá stacionárna kryha s ostrovnými oblúkmi na oboch stranách.

E — subdukcia kryhy s blokmi kontinentálnej kôry. Pokračujúci proces subdukcie vedie ku kolízii kontinentálneho bloku s ostrovným oblúkom a k ich vzájomnej deformácii (obdobný mechanizmus bol navrhnutý pre Novú Guineu)

F — pokročilejšie štádium formovania sa nového oceána z kontinentálneho riftu.

G — prípad kolízie kontinentálnych blokov. Sedimenty nahradené pri kontinentálnych okrajoch boli stlačené za vzniku orogénneho pásma. Ďalšia subdukcia je pre nízku hustotu kontinentálnej kôry nemožná. Pokračujúce rozširovanie dna Indického oceána povedie zrejme k formovaniu sa novej subdukčnej zóny j. od Indie.

klasifikácie geosynklinál (napr. M. KAY 1951) a niektoré ich predpokladané prvky nemajú v dnešných štruktúrach zemského povrchu obdobu.

Rozvinutie koncepcie tektoniky kryh (plate tectonics) viedlo k poznaniu, že sedimentácia a tektonogéneza nemusia byť nevyhnutne priamo závislé procesy. Ďalší vývin viedol potom k aktualistickému chápaniu geosynklinál ako zón akumulácie sedimentov v oblasti kontinentálnych okrajov a ostrovných oblúkov (A. H. MITCHELL — H. G. READING 1969).

Vo vzťahu k zónam subdukcie možno rozlíšiť tri základné typy kontinentálnych okrajov (obr. 7, 8):

1. atlantický typ — kontinentálny okraj bez zóny subdukcie,
2. andský typ — kontinentálny okraj s aktívnou zónou subdukcie,
3. typ ostrovného oblúka — zóna subdukcie je vzdialená od kontinentálneho okraja.

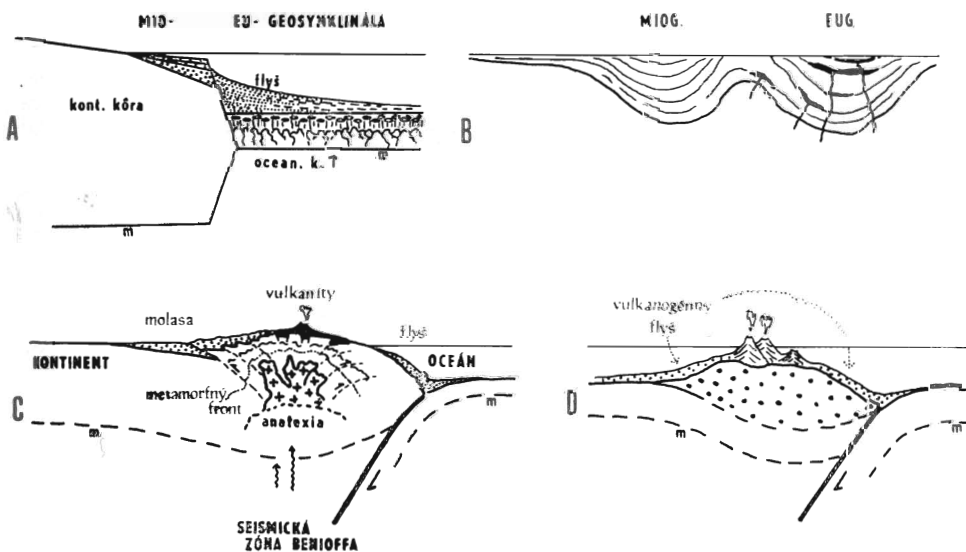
V oblasti týchto štruktúr možno vyčleniť päť základných typov geosynklinál (zón akumulácie sedimentov): atlantický typ, andský typ, typ ostrovného oblúka, japonský typ a mediteránny typ.

Atlantický typ geosynklinály je lokalizovaný v oblasti kontinentálneho okraja atlantického typu (obr. 8). Charakteristické preň je:

a) Rozdelenie na mio- a eugeosynklinálnu časť.

b) Mioeugeosynklinálna časť je vyvinutá na kontinentálnom podklade — v šelfovej oblasti. Charakteristické sú bazálne klastické sedimenty a karbonáty. Stratigrafický sled bude spravidla ukončený poznovu klastickými sedimentmi, ak dôjde k deformovaniu eugeosynklinálnej časti a ku vzniku exogeosynklinály v jej predpolí.

c) Eugeosynklinálna časť je vyvinutá na oceanickom základe priliehajúcom ku kontinentálnemu svahu. Charakteristický je profil (odspodu hore): oceanická kôra — predflyš — flyš. Jediné vulkanity v tomto type eugeosynklinály sú toleické bazalty oceanickej kôry na báze vrstvomého sledu — predošletkým tie nazval H. STILLE (1964) iniciálnymi vulkanitmi.



Obr. 8. Schémy geosynklinálnych štruktúr.

A — moderné ponímanie mio- a eugeosynklinálneho páru atlantického typu. Oceanická kôra reprezentuje ofiolity — iniciálny vulkanizmus v zmysle H. STILLEHO (1964). Podľa R. DIETZA (1963).

B — klasické ponímanie mio- a eugeosynklinálneho páru, podľa M. KAYA (1951).

C — geosynklinála andského typu v záverečných štádiách vývoja. Zvýraznené sú príkrovové štruktúry, metamorfizmus a plutonizmus.

D — geosynklinála typu ostrovného oblúka. Veľkými bodkami označené čiastočne metamorfované vulkanity vytvárajúce prechodný typ kôry nad bazaltovou kôrou pôvodného oceanického dna.

Na rozdiel od klasického Kayovho modelu (M. KAY 1951 — obr. 8) takto ponímaný mio- a eugeosynklinálny pár nemá žiadne geoantiklinály (kordillery). Příkladom takejto geosynklinály môže byť súčasné atlantické pobrežie Severnej Ameriky alebo staršie paleozoikum Appalačského pohoria.

Andský typ geosynklinály je lokalizovaný na kontinentálnom okraji andského typu (obr. 8). Charakteristické preň je:

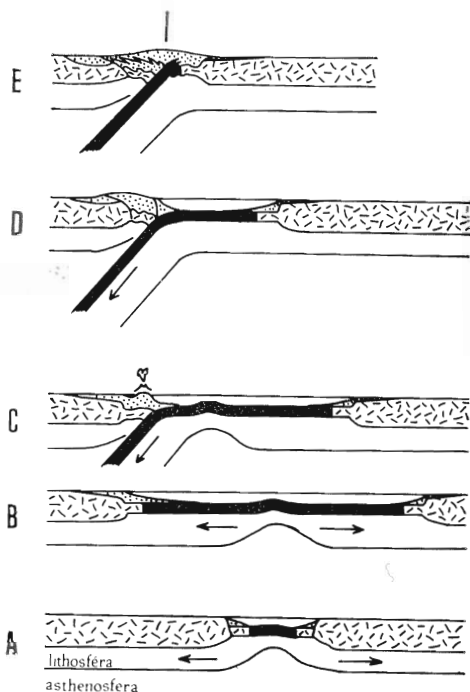
- a) nemožnosť rozdelenia na mio- a eugeosynklinálu,
- b) veľmi intenzívna vulkanická aktivita (andezity), plutonizmus a metamorfizmus vysokého dT/dP typu,
- c) uloženie typu vulkanogénnej molasy.

Na oceanickej strane je tento typ geosynklinály sprevádzaný hlbokomorskou priehlbínou, ktorá je zvyčajne vyplňovaná flyšoidným súvrstvom drôb. Uloženie priehlbín (trenčov) sa len zriedka tektonicky dostávajú na povrch. V takom prípade obyčajne asociujú s vulkanitmi a ultrabázikami pôvodného oceanického dna.

Příkladom andského typu geosynklinály sú predovšetkým samotné Andy. Obdobný charakter majú mezozoické série Japonska, vých. časti Sibíri a záp. USA. Varíske pásmo Európy a Ázie v záverečnej etape svojho vývoja tento typ v mnohom pripomína.

Typ geosynklinály ostrovného oblúka (obr. 8) je charakterizovaný:

- a) prevládajúcim alkalicko-vápenatým vulkanizmom asociujúcim s vulkanogénnym flyšom, ktorý je vyvinutý najmä v okrajových častiach oblúka.
- b) totálnym nedostatkom terigénnych vulkanitov alebo sedimentov,



Obr. 9. Schéma vývoja Appalačského pohoria, ako je interpretovaná v zmysle princípov novej globálnej tektoniky (podľa J. M. BIRDA — J. F. DEWEYA 1970). Čierne — oceanická kôra, čiarokovane — kontinentálna kôra, bodkovanie — sedimenty a vulkanity, šípky indikujú zmysel relatívneho pohybu litosférických blokov (krýh). A — vrchné prekambrium — iníciačné štádium „geosynklinály“: vznik riftu a otváranie sa paleoatlantického oceána odsúvaním kontinentálnych blokov Ameriky (ľavá strana) a Afriky (pravá strana). Nová oceanická kôra sa formuje v strede oceána procesmi v oblasti riftu. Bazálne uloženie pri kontinentálnom okraji sú klastiká a vulkanity sprevádzajúce otvorenie sa riftu. B — vrchné kambrium — štádium geosynklinály atlantického typu: rozširovanie paleoatlantického oceána pokračuje; v oblasti kontinentálneho okraja Ameriky sa sformoval mocný komplex mio- a eugeosynklinálneho páru atlantického typu.

C — stredný ordovik — štádium geosynklinály typu Japonského mora (ostrovného oblúka): počiatok kompresie paleoatlantického oceána. V oblasti okraja amerického kontinentu sa formuje zóna subdukcie a ostrovný oblúk s andezitovým vulkanizmom, ktorý ju spre vádza. D — vrchný ordovik až počiatok silúru — štádium „geosynklinály“ (orogenézy) andského typu; pokračujúca subdukcia oceanickej kôry pod americkým kontinentom; pokračujúci vulkanizmus; prvé intenzívnejšie deformácie a plutonizmus.

E — vrchný devón — štádium orogenézy himalájskeho typu: všetky kumulované sedimentárne a vulkanické komplexy sú stlačené medzi kontinentálnymi blokmi Ameriky a Afriky; vznikajú rozsiahle príkrovy sz. a jv.vergencie a formujú tak celkovú vejárovitú stavbu orogénu; pokračujúci plutonizmus. Čiara indikuje miesto, kde sa neskoršie formoval dnešný Atlantický oceán.

c) častým prekrytím karbonatickými horninami,

d) podradným plutonizmom a metamorfizmom.

Pri pokračujúcom vývine prechádza tento typ geosynklinálny do andského typu súčasne s formovaním mocnejšej kôry kontinentálneho typu.

Geosynklinálny typu Japonského mora sú lokalizované v oblasti vnútorných morí medzi ostrovným oblúkom a kontinentom. Na svojej kontinentálnej strane sú obdobné ako miogeosynklinálny atlantického typu, na oceanickej strane prechádzajú do typu ostrovného oblúka. Takto vytvorený mio- a eugeosynklinálny pár na rozdiel od atlantického typu je charakterizovaný synsedimentárnym vulkanizmom bazaltov a andezitov. Sedimentárne a vulkanogénne fácie sa prstovite zastupujú v strednej časti geosynklinály.

Príkladom sú súčasné vnútorné moria záp. časti Tichého oceána. Obdobný charakter mali mezozoické Andy, paleozoické Kordillery a ďalšie.

Mediterránnny typ je geosynklinálou malých morí ohraničených kontinentálnymi blokmi. Svojou výplňou je príbuzný atlantickému typu a zahrnuje i oceanickú kôru na báze euxinických facií. Charakteristická je prítomnosť malých blokov kontinentálnej kôry, ktoré oddeľujú jednotlivé bazény. Dôsledkom je tiež vysoká faciálna variabilita.

Príkladom geosynklinálny mediteránneho typu môže byť súčasné Stredozemné more, ako aj mezozoikum alpskej geosynklinály.

A. H. MITCHELL — H. G. READING (1969) rozlišujú tiež tri základné typy orogenézy, t. j. procesu transformácie uvedených typov geosynklinálnych uloženín do orogénneho pásma. Sú to:

1. Andský typ — s prevládajúcimi vertikálnymi pohybmi v spojení s intenzívnym metamorfizmom (vysoké dT/dP) a plutonizmom.

2. Typ ostrovného oblúka — s prevládajúcimi vertikálnymi pohybmi bez rozsiahlejšieho metamorfizmu a plutonizmu.

3. Himalájsky typ (označovaný tiež ako alpský typ) — s rozsiahlym horizontálnym stlačením, intenzívnou deformáciou a neprítomným alebo slabým plutonizmom. Ak je prítomný metamorfizmus, je nízkeho dT/dP typu. Tento typ orogenézy je výsledkom kolízie kontinentálnych blokov.

Z tohto hľadiska čas a typ orogenézy sú závislé od toho, kedy a do akého tektonického prostredia sa dané akumulované sedimenty dostanú. V procese vývoja istej oblasti jednotlivé typy geosynklinál môžu do seba prechádzať a striedať sa s etapami orogenézy, s výnimkou himalájskeho typu, ktorý zvyčajne znamená koniec vývinu daného orogénu. V ideálnom prípade analýza daného orogénu v konečnom výsledku definuje sled geosynklinálnych a orogénnych typov. Dobrým príkladom je rekonštrukcia appalačského orogénu, ktorú predložili J. M. BIRD — J. F. DEWEY (1970 — obr. 9).

Základné princípy novej globálnej tektoniky v teórii geosynklinál možno zhrnúť do týchto bodov:

1. Geosynklinály sú oblasti akumulácie sedimentov prevažne pozdĺž kontinentálnych okrajov.

2. Zdôrazňuje sa oddelenosť sedimentácie a deformácie. Vrásnenie nie je výsledkom vnútorného vývinu geosynklinály, ale zmeny štruktúrneho režimu danej oblasti. Z tohto hľadiska nie je súvislosť medzi mocnosťou sedimentov a intenzitou deformácií.

3. Z hľadiska princípov novej globálnej tektoniky je základný vývojový rad: rift — atlantický typ — andský typ (typ ostrovného oblúka alebo Japonského mora) — himalájsky typ orogenézy. Trvanie jednotlivých štádií je variabilné, niektoré môžu úplne chýbať alebo trvať extrémne dlho (andský typ geosynklinály a orogenézy).

4. Nová globálna tektonika vysvetľuje vznik ensialických geosynklinál (napr. Karpaty) mobilizáciou už stabilizovanej kôry.

5. Oceanický základ geosynklinál nemusel byť vždy súčasťou veľkých oceánov. V mnohých prípadoch môže reprezentovať kôru vnútorných morí.

6. Eugeosynklinály môžu zodpovedať až trom typom prostredia: oceanická kôra a flyš kontinentálneho okraja atlantického typu, priehlbina, ostrovné oblúky alebo vulkanické zóny spojené so zónami subdukcie.

Na rozdiel od predchádzajúcich teórií nová globálna tektonika vysvetľuje tiež také javy, ako je prítomnosť ofiolitov, zonálnosť metamorfizmu, andezitový vulkanizmus a hlbinné príkrovy.

Jednotlivé typy základných štruktúr zemského povrchu sú tiež charakterizované rozličnými typmi vulkanizmu, ktoré sa odlišujú ako svojím faciálnym vývojom, tak aj petrografickým a chemickým zložením.

Rifty v kontinentálnom prostredí sprevádza silne alkalický vulkanizmus reprezentovaný alkalickými bazaltmi, nefelinickými bazanitmi, meliliticko-nefelinickými bazanitmi, trachytmi a fonolitmi. V malých množstvách môžu byť prítomné tiež karbonatity. Horniny sú veľmi bohaté na prvky s veľkými kationmi. Vulkanity asociujú s kontinentálnou molasou. V podpovrchových úrovniach ich sprevádzajú početné malé intrúzie (napr. Oslo graben). Rifty s väčším rozťahovaním niekedy asociujú s pokrovmi plateau bazaltov (trappy) toleitickeho až slabo alkalického zloženia (napr. etiópsky rift).

Rifty v oceánickom prostredí (s ohľadom na koncepciu „sea-floor spreading“ teda aj oceanická kôra) sú charakterizované submarinným vulkanizmom (pillow lávy, hyaloklastity) toleitickeých bazaltov, pričom sú na rozdiel od iných typov toleitov veľmi chudobné na prvky s veľkými kationmi (K, Rb, Cs, Ba...). Normálne toleity a alkalické bazalty sú lokálne prítomné a tvoria oceanické ostrovy. Vulkanity oceánického dna sú prekrývané pelagickými sedimentmi (rádiolarity) a ležia, resp. dospodu prechádzajú do komplexu intruzívnych telies a ultrabázik.

Ostrovné oblúky a kontinentálne okraje s aktívnou zónou subdukcie sú charakterizované veľmi intenzívnym vulkanizmom alkalicko-vápenatého zloženia, prevažne andezitov. V čase (od založenia ostrovného oblúka po vyvinutý kontinentálny okraj) a v priestore (od oceánu ku kontinentu) vykazujú vulkanity zákonitú zmenu v zložení od toleitickeých typov cez alkalicko-vápenaté typy k alkalickým typom. Tieto zmeny môžu slúžiť na definovanie sklonu subdukčnej zóny v čase vulkanizmu. Kyslé horniny sú zastúpené podradne, okrem oblastí s vyvinutou kontinentálnou kôrou, kde môžu byť prítomné v značných množstvách.

Vulkanity ostrovných oblúkov sú prevažne submarinné a asociujú s vulkanogénnym flyšom. Vulkanity kontinentálnych okrajov sú zasa prevažne terigénne a asociujú s vulkanogénnou molasou.

Alkalicko-vápenaté horniny sa okrem spomenutých štruktúr vyskytujú ešte v oblastiach medzi-horských bazénov, kde sú vždy v podstatnej miere zastúpené kyslými horninami. Charakteristický je vývoj v čase od andezitov po bimodálnu asociáciu alkalický bazalt—ryolit. (Práve tento typ slúžil H. STILLEMU na definovanie subsekventného a finálneho vulkanizmu.) Vulkanity tohto typu asociujú s molasou vnútorných panví a bazénov.

Z uvedeného vyplýva, že faciálny a petrochemický charakter vulkanitov je závislý od ich štruktúrnej pozície a možno ho teda využiť na definovanie tektonického prostredia v čase vulkanizmu.

Svoje špeciálne postavenie v koncepcii novej globálnej tektoniky má i plutonizmus a metamorfizmus, ale nimi sa tu nezaobráame.

Na záver úvah o novej globálnej tektonike by bolo azda vhodné citovať myšlienku CH. L. DRAKA z článku *Future of Geodynamics* (Budúcnosť geodynamiky): „Máme koncept, ktorý vysvetľuje geologické štruktúry — geologickú minulosť podľa súčasných procesov na Zemi. Ten neodpovedá už len na otázku, čo sa stalo, ale tiež na otázky, ako a prečo sa stalo.“

Uvádame ešte niekoľko významných prác z ostatných rokov, ktoré obsérne analyzujú uvedené problémy a môžu poskytnúť základnú informáciu, ako aj potrebné citácie čitateľom, ktorí sa chcú hlbšie oboznámiť s danou problematikou. Sú to: P. J. WYLLIE: *Upper mantle project. Scientific report*, No 41 (1972); *Geodynamics project Scientific report*, No 3 (1973); *Geodynamics project Scientific report*, No 3 (1973); V. E. CHAIN (1972); a X. LE PICHON — J. FRANHETAU — J. BONNIN (1973).

LITERATÚRA

- BELOUSOV, V. V. 1962: *Basic problems in geotectonics*. New York, McGraw Hill, 816 p.
BELOUSOV, V. V. 1970: Against the hypothesis of ocean-floor spreading, *Tectonophysics*, v. 9, No 6, p. 489—511.
BIRD, J. M. — DEWEY, J. F. 1970: Lithosphere plate — continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian Orogen. *Geol. Soc. of America Bull.*, v. 81, p. 1031—1060.
COX, A. 1969: Geomagnetic reversals. *Science*, v. 163, p. 237—245.
COX, A. — DOELL, R. R. — DALRYMPLE, G. B. 1963: Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. *Nature*, v. 198, p. 1049—1051.
DEWEY, J. F. — BIRD, J. M. 1970a: Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, v. 75, No 14, p. 2625—2647.

- DEWEY, J. F. — BIRD, J. M. 1970 b: Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics*, v. 10, p. 625—638.
- DICKINSON, W. R. 1970: Global tectonics. *Science*, v. 168, No 3936, p. 1250—1259.
- DIETZ, R. S. 1961: Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, v. 190, p. 854—857.
- DIETZ, R. S. 1963: Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building. *J. Geology*, v. 71, p. 314—333.
- Geodynamics project. Scientific report, No 2, 1973: In P. J. Wyllie (editor), *Experimental petrology and global tectonics*. *Tectonophysics*, v. 17, No 3.
- Geodynamics Project, scientific report, No 3 1973: In: E. Irving (editor), *Mechanisms of plate tectonics*. *Tectonophysics*, v. 19, No 2.
- GROW, J. A. 1973: Crustal and upper mantle structure of the Central Aleutian Arc. *Geol. Soc. of America Bull.*, v. 84, No 7, p. 2169—2192.
- HEITZLER, J. R. — LEPICHON, X. 1965: Crustal structure of the mid-ocean ridges, 3, Magnetic anomalies over the mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, v. 70, p. 4013—4033.
- HESS, H. H. 1962: History of the ocean basins. In: *Petrologic studies*, *Geol. Soc. of America*, New York, p. 599—620.
- HUGHES, T. 1973: An unstable tetrahedral mantle-convection model, continental drift, and polar ice sheets. *Tectonophysics*, v. 17, p. 73—88.
- CHAIN, V. E. 1972: O sovremennom položennii v teoretičeskoj geotektonike i vytekajuščich iz nego zadačach. *Geotektonika*, No 4, s. 3—34.
- ISACKS, B. I. — OLIVER, J. — SYKES, L. R. 1968: Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No 18, p. 5855—5899.
- KAULA, W. M. 1972: Global gravity and mantle convection. In: A. R. Ritsema (editor), *The upper mantle*. *Tectonophysics*, v. 13, No 1—4, p. 341—349.
- KAY, M. 1951: North American geosynclines. *Geol. Soc. of America*, memoir 48, 143 p.
- KNOPOFF, L. 1972: Observation and inversion of surface wave dispersion. In: A. R. Ritsema (editor), *The upper mantle*. *Tectonophysics*, v. 13, No 1—4, p. 493—519.
- KOBER, L. 1921: *Der Bau der Erde*. Berlin.
- KOBER, L. 1923: *Bau und Entstehung der Alpen*. Berlin.
- LEPICHON, X. 1968: Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No 12, p. 3661—3697.
- LEPICHON, X. — FRANCHETAU, J. — BONNIN, J. 1973.: *Plate tectonics*. Amsterdam, Elsevier, 300 p.
- LYUSTIKH, E. N. 1969: Problem of convection in the Earth's mantle. In: P. J. Hart (editor), *The Earth's crust and upper mantle*. *Geophys. monograph*, No 13, American Geophys. Union, Washington, D. C., p. 689—692.
- MAYERHOFF, A. A. — MAYERHOFF, H. A. 1972: The new global tectonics: Major inconsistencies. *The Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, v. 56, No 2, p. 269—336.
- MCKENZIE, D. P. — MORGAN, W. J. 1969: Evolution of triple junctions. *Nature*, v. 224, No 5215, p. 125—133.
- MCKENZIE, D. P. — PARKER, R. L. 1967: The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, v. 216, p. 1276—1280.
- MCKENZIE, D. — ROBERTS, J. — WEISS, N. 1973: Numerical models of convection in the Earth's mantle. In: E. Irving (editor), *Mechanisms of plate tectonics*. *Tectonophysics*, v. 19, No 2, p. 89—103.
- MITCHEL, A. H. — READING, H. G. 1969: Continental margins, geosynclines and ocean-floor spreading. *J. Geol.*, v. 77, p. 629—646.
- MORGAN, W. J. 1968: Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No 6, p. 1959—1982.
- OLIVER, J. — ISACKS, B. I. 1967: Deep earthquake zones, anomalous structure in the upper mantle, and the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, v. 72, p. 4259—4275.
- PUŠČAROVSKIJ, J. M. 1972: Vvedenie v tektoniku tichookeaničeskogo segmenta zemli. *Trudy Gin*, vyp. 234, Nauka, Moskva, 220 s.
- RUNCORN, S. K. 1969: Convection in the mantle. In: P. J. Hart (editor), *The Earth's crust and upper mantle*. *Geophys. monograph*, No 13, Am. Geophys. Union, Washington, D. C., p. 692—698.
- RUNCORN, S. K. 1972: Dynamical processes in the deeper mantle. In: A. R. Ritsema (editor), *The upper mantle*. *Tectonophysics*, v. 13, No 1—4, p. 633—637.
- SCLATER, J. G. — FRANCHETAU, J. 1970: The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. 20, p. 509—542.

- STILLE, H. 1924: Grundfragen der Vergleichenden Tektonik. Borntraeger, Berlin.
- STILLE, H. 1964: Izbrannyje trudy. Mir, Moskva.
- SYKES, L. R. 1968: Seismological evidence for transform fault, sea-floor spreading and continental drift. In: R. A. Phinney (editor), The history of the Earth's crust. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., p. 120—150.
- ŠATSKIJ, N. S. 1964: Izbrannyje trudy I, II. Nauka, Moskva.
- TALWANI, M. — LÉPICHON, X. — HEITZLER, J. R. 1965: East Pacific Rise: the magnetic pattern and fracture zones. Science, v. 150, p. 1109—1115.
- Upper mantle project, scientific report, No 41, 1972: In: A. R. Ritsema (editor), The upper mantle. Tectonophysics, v. 13, No 1—4.
- VINE, F. J. 1966: Spreading of the ocean floor; new evidence. Science, v. 154, p. 1505—1415.
- VINE, F. J. — MATTHEWS, D. H. 1963: Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature, v. 199, No 4897, p. 947—949.
- VOGT, P. R. — SCHNEIDER, E. D. — JOHNSON, G. L. 1969: The crust and upper mantle beneath the sea. In: P. J. Hart (editor), The Earth's crust and upper mantle. Geophys. monograph, No 13, Ym. Geophys. Union, Washington, D. C., p. 556—617.
- WILSON, J. T. 1965: A new class of faults and thier bearing upon continental drift. Nature, v. 206, No 4995, p. 343—347.
- WYLLIE, P. J. 1971: The dynamic Earth. Textbook in geosciences. New York, 416 p.

RECENZIA

The Carboniferous of Northwest Spain. Part I. — Trab. geol., 3, 363 p., Fac. Ci. Univ. Oviedo, Oviedo, 1971

Mezinárodní unie geologických věd na svém zasedání v dubnu 1969 v Liège rozhodla, že Subkomise pro stratigrafii karbonu připraví vždy v mezidobí mezi svými kongresy geologickou exkurzi (field meeting). Poprvé byla tato akce uspořádána v sz. Španělsku na území Cordillera Cantábrica. Tento region byl zvolen jednak proto, že v něm je zastoupen sled karbonických hornin od turné až do svrchního stefanu, jednak proto, že zde bylo v posledním desetiletí podniknuto množství nových výzkumů, které umožnily definovat nový stupeň na bázi stefanu — kantabr. Karbon je tvořen komplexem mořských uloženin, které převládají nad sedimenty kontinentálními. Pocházejí z nich bohaté kolekce rostlinných a živočišných zbytků, které umožňují korelaci karbonu sz. Evropy, s. Ameriky a SSSR (doněcká pánev).

O uspořádání geologické exkurze a velký pokrok ve výzkumech na území Cordillera Cantábrica se zasloužil především R. H. Wagner. Po skončení exkurze byl vydán soubor příspěvků, které ve dvou dílech shrnují nejnovější stav výzkumů v tomto území. Zájemci dostali oba svazky během roku 1972. V prvním z nich jsou vesměs příspěvky, jejichž autoři se zabývají studiem geologických a paleontologických poměrů v řadě dílčích struktur v Kantábrském

pohoří, ve druhém svazku je několik příspěvků zásadního významu.

V úvodu recenzovaného sborníku (svazek I) nalezne zájemce vedle fotografie účastníků geologické exkurze, její předsednictvo, dále pak program a stručnou rekapitulaci geologických poměrů jednotlivých lokalit. Většina příspěvků se soustředila na problematiku nejdůležitějších revírů v asturské a leónské provincii (v širším okolí měst Oviedo a León). Několik dalších řeší obdobnou problematiku v provinciích Palencia, Santander a Burgos — vesměs v. od výše zmíněných provincií. Karbonické sedimenty jsou zde vesměs zachovány ve složitých, komplikovaných dislokovaných synklinoriích. Byly zde zjištěny dokonce i příkrovy.

A. C. Higgins charakterizuje čtyři souvrství od svrchního famenu do spodního turné na základě výzkumu konodontů. L. R. Moore et al. studovali téměř 2,5 km mocný komplex karbonu. Po neúplném turné následuje mořský visé a spodní namur v převážně karbonátové facii (bez ostrého rozhraní). Svrchní namur A re vyvinut jednak jako terigenní asi 750 m mocný komplex, resp. opět ve facii mořských vápenců. V obdobném vývoji jsou zachovány uloženy až do westfalu C. Na mnoha místech byly zjištěny hojné rostlinné a živočišné zbytky, v omezené míře byly studovány i mikrofytopaleontologické nálezy. A. García-Loygorri et al.

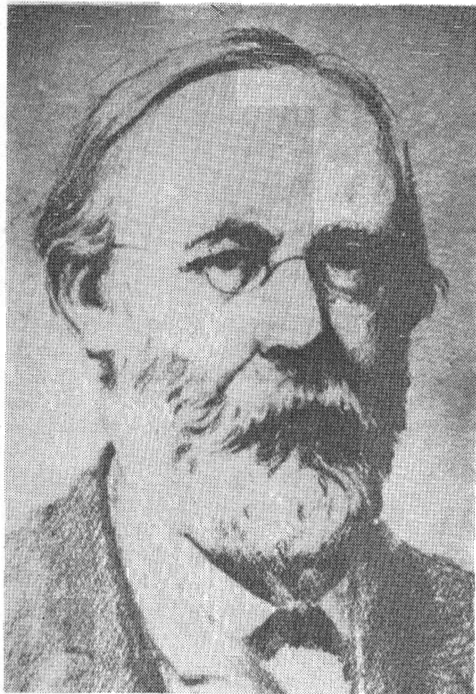
Pokračovanie na str. 178

K 80. výročiu smrti Dionýza Štúra

(1 obr. v texte)

Pri 80. výročí smrti Dionýza Štúra spomíname na vedca, ktorý svojimi dielami podstatne ovplyvnil prírodovedné a geologické bádanie a činnosť v druhej polovici 19. storočia v Európe, najmä však v Rakúsko-uhorskej monarchii a vo svojej vlasti, na Slovensku. V jeho slovenských prácach vyniká mocné úsilie vysvetliť javy rečou, v ktorej sú myšlienky o biologických a geologických procesoch jasne a náležite formulované. Výsledky jeho výskumov ukazujú pokrok a náznaky budúcich smerov, markantne sa odlišujú od predchádzajúcich prác, ktoré po publikovaní Štúrových výskumov pôsobia archaicky. Časová dimenzia jeho tvorby sa vyznačuje výrazným umocnením v druhej polovici 19. storočia — v čase počiatočného búrlivého rozmachu prírodných vied. Objavy nášho veľikána z geológie, paleontológie i z botaniky sa vypínajú v spomínanej etape ako majáky a znamenajú podstatný prínos aj pre chápanie vývinu živej a neživej prírody.

Dionýz Štúr pochádzal z učiteľskej rodiny. Narodil sa 2. 4. 1827 v Beckove. Rodina, škola a lýceum v Bratislave dali schopnému a usilovnému žiakovi pevný základ pre systematické štúdium a zodpovedný vzťah k vedeckej práci. V matricke modranského gymnázia je v školskom roku 1840/41 zápis, z ktorého vysvitá, že D. Štúr bude ďalej študovať metalurgiu. Možno na mladíka zapôsobili objavy ložísk pyritov a pyrrhotínov v susednej obci Cajla pri Pezinku a akiste aj chýry, ako ich možno využiť. Fabrika na výrobu kyseliny sírovej v Cajle bola postavená ako prvá tohto druhu v Uhorsku až v roku 1848. V roku 1844 sa Štúr zapísal na viedenskú polytechniku. Nie je dosiaľ jasné, prečo nepokračoval v štúdiách, ale už v roku 1846 vstúpil prvýkrát do zamestnania, a to do múzea Dvornej komory pre mincovníctvo a baníctvo a jeho riaditeľ profesor Viliam Haidinger mu tiež vymohol štipendium, aby mohol študovať na slávnej Baníckej akadémii v Banskej Štiavnici. Treba zdôrazniť, že bansko-štiavnická akadémia mala svetový chýr. Aj prví traja riaditelia Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni boli absolventmi tejto slávnej akadémie. D. Štúr, tu získal vysokoškolské vzdelanie a ešte pred udelením absolútória ho pozvali na novozriadený Ríšsky geologický ústav vo Viedni (1849). Na ústav nastúpil 15. 5. 1850 a bol tu nepretržite zamestnaný vyše 42 rokov.



Na štúdiách na Baníckej akadémii v Banskej Štiavnici získal Štúr základné banícke a geologické vzdelanie. Akadémiu založila 2. apríla 1770 cisárovná Mária Terézia. Túto jedinečnú vysokoškolskú

ustanovízení pokladali za vysokú školu od 1. 9. 1764, keď tu začal prednášať učenec svetovej úrovne N. J. Jasquin a zriadil (už v r. 1763) katedru metalurgie a chémie a tiež botaniky. Treba poznamenať, že banícke učilište bolo založené už v rokoch 1735—1737 a na jeho vybudovaní má zásluhu svetoznámny geometer, matematik, montanista a vedec Samuel Mikovini (1700—1750), rodom z Ábelovej, ktorý tu pôsobil na pozvanie cisára a uskutočňoval i rozličné konštrukčné práce pre baníctvo. Jemu patrí zásluha o zdokonalenie a znovuvybudovanie umelých jazier („tajchov“) v okolí Banskej Štiavnice pre potreby baníctva. Samuel Mikovini, Jozef Karol Hell, Matej Zipser a ďalší profesori dali postupne škole vysokoškolský ráz. Absolventi školy sa v praxi nemalou mierou zaslúžili o zracionalizovanie banského podnikania, čo sa prejavilo aj v ziskoch komorného úradu, resp. banskej správy. Tak napr. v rokoch 1740—1759 bol zo štiavnických kráľovských baní odovzdaný čistý výnos v sume 42 492 009 zlatých, čo bola na tú dobu obrovská suma. I výdavky na tzv. sedemročnú vojnu (1756—1763) kryla štátna pokladňa hlavne zo štiavnických baní. Ročný priemer v 18. storočí bol v Banskej Štiavnici 286,49 kg zlata a 9 687,71 kg striebra a v 19. storočí 179,58 kg zlata a 6 619,91 kg striebra. Výnosnosť ťažby v 18. storočí možno zdôrazniť i tým, že exploatovali najvýznamnejšie rudné celky (Miloš Khur: Zlato a striebro zmieňované v kremnickej mineovni od polovice 17. storočia do polovice 19. storočia, ZSBM 1970).

Vynára sa otázka, prečo práve v Banskej Štiavnici vznikla prvá vysoká škola tohto druhu v Európe. Odpoveď dávajú niektoré okolnosti a najmä objavy, ktoré sa uskutočnili v Banskej Štiavnici. Napr. sa tu použili prvé strelné práce v baníctve a v období vrcholu sa uskutočňovalo odvodňovanie banských priestorov. Aj nová metodika dobývania tu mala primát. Vynikajúci profesori, ako bol M. Poda, T. Delius, J. A. Scopoli ai., dodali akadémii vedecký základ a perspektívny rast. Koncom 18. storočia patrila banícka akadémia k najvýznamnejším vedeckým inštitúciám tohto typu na svete (napr. v tom čase pokrokové Francúzsko chcelo prebrať vyučovacie metódy z tejto vysokej školy). Treba zaregistrovať i to, že začiatkom 40-ych rokov 19. storočia bola v rámci akadémie založená katedra mineralógie, geológie a paleontológie a jej prvým profesorom sa stal Ján Pettko, rodom z Drietomy.

V živote Dionýza Štúra možno sledovať rôznorodú činnosť, najmä však vedeckú, ktorá sa prejavila vo výskumoch z geológie, botaniky a paleontológie, ďalej to bola práca pri riadení a budovaní Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni. Intenzívne, s jemu charakteristickou húževnatosťou a úroveň sa zapojil aj do slovenského národného, resp. vedeckého diania. Významná je i jeho bohatá korešpondencia s vtedajšími vedcami. Písal si s bádateľmi z rozličných európskych vedeckých centier. Z listov sa možno dozvedieť o výmene vedeckých názorov (vzájomná korešpondencia sa dá dobre sledovať, lebo okrem listov, ktoré prichádzali od vedcov, sú v nej aj kópie listov, ktoré zasielal).

Už prvá publikácia D. Štúra o geologických pomeroch okolia Bratislavy a Modry (Viedeň 1847) mu uľahčila ako štipendistovi prijatie do slávnej štiavnickej baníckej akadémie.

Ešte pred ukončením štúdií na tejto akadémii ho povolali pracovať na novozaložený ríšsky geologický ústav. Medzi prvé perspektívne ciele si tento ústav dal úlohu geologicky zmapovať územie bývalého rakúskeho mocnárstva. D. Štúr mal na tomto mapovaní značný vedecký podiel. V záujme výskumu a mapovania precestoval takmer celú rozsiahlu krajinu (Rakúsko, Čechy, Moravu, Slovensko, Halič, Chorvátsko, Slovinsko, Maďarsko). Zaujímal sa najmä o mezozoické série, avšak cenné zákonitosti objavil i v kryštalinických a paleozoických fenoménoch. Veľmi hodnotné sú Štúrove výskumy z mladšieho terciéru, bohato doložené zoo- i fyt paleontologickými nálezmi (napr. Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süßwasserquarzes der Congerien und Cerithiumschichten im Wiener und ungarischen Becken 1867). Zaoberal sa aj problematikou kvartéru, teda všetkými útvarmi vystupujúcimi na území Rakúsko-uhorskej monarchie.

Na základe geologických výskumov určil základnú vzájomnú spätosť, resp. analógiu medzi Karpátmi a Alpami, avšak upozornil i na rozličnosti týchto vysokohorských sústav. Hodnotné sú i jeho výsledky stratigrafického členenia najmä mezozoických súvrství.

Za perfektne zostavené geologické mapy a vynikajúce výskumy ho pozvali v r. 1862 do Londýna a odovzdali mu zlatú medailu, čo je o to významnejšie, že v tom čase bola anglická geológia na čele vo svetovom meradle.

Pre Slovensko majú osobitný význam Štúrove bádania v Západných Karpatoch. D. Štúr vydal vyše 25 prác, ktoré sa týkajú priamo územia Slovenska. Na základe geologických a geomorfo-

logických zásad prvý rozdelil slovenské Karpaty (flyšové pásmo, bradlové pásmo, pásmo centrálnych Karpát, neovulkanické pohoria, vnútorné kotliny, nížiny). Podal základy stratigrafie mezozoických terciérnych súvrství a vymedzil jednotlivé pohoria. Na pomenovanie pohorí použil historicky používané ľudové názvy. Od čias Dionýza Štúra sa používa toto pomenovanie slovenských pohorí i oficiálne. Z diel týkajúcich sa Slovenska uvieme aspoň najzákladnejšie: *Geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebieten der Waag und Neutra* (1960), *Bericht über die geologische Aufnahme der Umgegend von Schmöllnitz und Göllnitz* (1869).

Treba spomenúť i základné práce v Štajersku, ktoré mu v geologických kruhoch získali značnú popularitu. Predovšetkým ide o 654-stránkovú monografiu *Geologie der Steirermark* (1871).

V tejto prvej výskumnej etape (geologické mapovanie) sa Štúr prejavil najmä ako terénny pracovník, ale v tom čase napísal i desiatky prác s botanickým alebo paleontologickým zameraním.

Epochálny význam majú Štúrove botanické práce, najmä *Über den Einfluss der Bodens auf die Verteilung der Pflanzen* (1856). Toto dielo bolo publikované na pokračovanie v časopise viedenskej akadémie vied. V publikácii ešte pred vydaním Darwinovho diela dokazuje premenlivosť živých organizmov (rastlín) na základe adaptácie. Štúr bol výborným botanikom a svoje botanické vedomosti využil i pri fytopaleontologických prácach. Do botaniky sa významne zapísal monografiou o rode *Droba-osievka* (1861).

Už po uverejnení prvých botanických prác dostával D. Štúr listy od vtedajších odborníkov, ktorí ho obdivovali a boli nadšení jeho objavmi. Tak napr. známy botanik F. Leybold mu okrem iného napísal: „Nech mi je dovolené vyjadriť Vám radostné uznanie nad spôsobom aplikácie štúdia geológie na systematickú botaniku. Len Vami nastúpenou, a to novonastúpenou cestou odvodzovania zmien rastlinných foriem a ich základných podmienok z bezprostredného geologického podkladu dostane sa systematická botanika k novým možným záverom.“

Začiatkom 70-ych rokov jeho hlavnou vedeckou oblasťou sa stala fytopaleontológia. Obsiahle monografie, ktoré o tejto problematike publikoval, uviedli D. Štúra do zoznamu bádateľov svetového mena. Uvieme aspoň najhlavnejšie: *Die Kulmflora des mährisch-schleischen Dachschiefers* (1875), *Die Carbonflora der Schatzlezer Schichten* (1885), *Die Carbonflora der Schatzlezer Schichten* (1887).

Desiatky špecifických prác z fytopaleontológie a zoopaleontológie uverejnil v časopisoch viedenského ríšskeho ústavu. Týkajú sa rozličných lokalít bývalého rakúskeho mocnárstva. Ako už z názvov prác vyplýva, venoval značnú pozornosť fytopaleontologickému výskumu moravských a českých terénov, najmä uhoľných panví.

Už počas geologického mapovania určoval fosílny zvyšky hlavne so stratigrafickým zámerom. V druhej etape sa zamerával už viac na špecifickú vedeckú problematiku fytopaleontológie, ktorú študoval i na základe biologických princípov. Ako skúsený geológ začlenil fosílie nielen do systematiky, ale aj do stratigrafickej postupnosti.

V druhom období podnikol v záujme geológie a paleontológie viac zahraničných ciest do európskych vedeckých centier (Paríž, Brusel, Strasburg, Zürich, Mníchov, Berlín, Lipsko, Drážďany a i.). Študoval tam tiež otázky múzejníctva, lebo D. Štúr budoval aj múzeum pri Ríšskom geologickom ústave a patrí k jeho zakladateľom.

V rokoch 1885—1892 sa okrem vedeckej práce venoval aj organizačnej činnosti, lebo v tých rokoch stál na čele Ríšskeho geologického ústavu ako jeho riaditeľ. Píše o tom Dr. K. G. Zechenterovi do Kremnice v liste z 24. marca 1885: „...a ja som musel od 1. marca prevziať direkciu... Práce dosť a zodpovednosti ešte viac...“.

Jeho výskumy, stovky publikácií, talent, dar pracovať s ľuďmi dodávali umocnený lesk, stabilitu a optimizmus Ríšskemu geologickému ústavu. Aj v tejto etape si našiel čas na geologické mapovanie a laboratórny výskum.

Za vynikajúce výsledky menovali D. Štúra za člena v rozličných vedeckých spoločnostiach a akadémiách. Odcitujeme časť nekrológu, ktorú napísal Dr. Jahn, vtedy mladý geológ Ríšskeho geologického ústavu, v časopise pro průmysl chemický (1894): Zasluky Štúrovy o vedu byly známy již za jeho života. Připomínající dřív již uvedena nejvyšší vyznamenání Štúrova, dodáváme, že byl zesnulý rytířem král. saského řádu Albrechtova I. třídy, dopisujícím členem císař. akademie věd ve Vídni (od 2. července r. 1880), majetníkem Cotheniusovy medaile císař. Leopoldinsko-Carolinské akademie a stříbrné medaile z pařížské světové výstavy r. 1867, dopisujícím členem přírodovědecké

spoločnosti „Isis“ v Drážďanech a prírodovedecké spoločnosti v Moskve, dopisujúcim členom jiohlovanskej akadémie v Záhřebě, Foreign Member of the geological Society of London, Membre associé de l'Académie royale des sciences, des lettres et des beaux-arts de Belgique, Socio corrispondente del Regio istituto Veneto di scienze, lettere et arti v Benátkach atď. Vzpomínáme pri príležitosti této, jak bylo zesnulému líto, že nebyl počtěn také členstvem České akademie věd“.

Za vykonanú prácu ho povyšovali aj v ústave. V r. 1863 ho menovali sekčným geológom, r. 1867 banským radcom, r. 1873 šéfgeológom, r. 1877 ho poverili funkciou zástupcu riaditeľa a v r. 1879 dostal titul hlavného banského radcu. 4. februára 1874 napísal priateľovi K. G. Zechenterovi: „Za devätnásť rokov som biedu trel a pri biede snažne pracoval, abych mojich neprajníkov prinútil mi lepšie postavenie dať.“

V r. 1889 sa mu dostalo význačnej pocty, udelili mu titul dvorného radcu.

Ťažké alpské a karpatské terény a vysilujúca nadľudská práca i v posledných rokoch života akiste vplývali negatívne na jeho zdravotný stav. Ohlásil sa kľbový reumatizmus i srdcová choroba. Často sa v listoch ponosoval na choroby lekárovi Zechenterovi a pýtal od neho rady. Liečil sa aj v kúpeľoch, napr. v Turčianskych Tepliciach. Postupne sa však choroby zhoršovali, a preto požiadal o penzovanie. Jeho žiadosti vyhovel 1. 11. 1892 a súčasne ho vymenovali rytierskym krížom radu Leopolda. D. Štúr bol presvedčený, že na dôchodku, keď bude odbremený od povinností, sa jeho zdravotný stav zlepší. Ponechali mu jednu miestnosť, kde chcel dokončiť niektoré fytopaleontologické práce. No zákrná choroba hľadala ďalej a 9. októbra 1893 slávny geológ, paleontológ, botanik, šľachetný človek, vlastenec podľahol srdcovej chorobe v 67. roku svojho života. Pochovaný bol 11. októbra vo Viedni.

Dielo D. Štúra hodnotili rozličné časopisy. Obsiahly nekrológ napísal šéfgeológ Ríšskeho geologického ústavu Michal Vacek. Národné noviny zo 17. októbra 1893 okrem krátkeho životopisu uviedli i toto zhodnotenie: „D. Štúr bol a v dielach svojich naveky zostane chlúbou nášho národa. Bol to geológ významu svetového. Jeho početné spisy na tomto poli sú veľkolepými pamiatkami jeho vynikajúcej účinnosti. Dionýz Štúr bol vždy úprimný a obetavý rodolub. Pri svojej hodnote i ohromných prácach stále pamätal na potreby svojho národa, bol zakladateľom našich ústavov a štedro obetoval, kde videl toho potrebu.“

Najvýznamnejší slovenský prírodovedec všetkých čias je skutočne chválou slovenského ľudu. Svedčí o tom i vyše 300 publikovaných prác a početné vyznamenania, členstvo vo vedeckých spoločnostiach a akadémiách. Predovšetkým jeho nadanie, pracovitosť a vzácny pozorovací talent i vyjadrovacia schopnosť boli mu hlavnou pomocou pri výskumoch a spracovaní diel.

V slovenských časopisoch uverejnil 3 obsiahle články:

Geologicko-geografická osnova polohopisu Slovenska (Sokol 1862),

Z cesty Chorvátsko-slovinsko-dalmátskej (Sokol 1863),

Stratená, časom tratiace sa vrela na Slovensku (Letopisy Matice slovenskej 1867).

Hoci D. Štúr takmer polstoročia žil v cudzom prostredí, nezabudol na svoj pôvod, na ľud, z ktorého vyšiel. Mnoho ráz ďaleko od svojej vlasti, v odľahlých krajoch alebo v rušnej Viedni počas výskumu písal listy svojim rodákom, povzbudzoval, radil, pomáhal, keď bolo treba i finančne. Ale i kritizoval. Písal aj satiru do slovenského humoristického časopisu Raráška, ako i do Národných novín. Akiste pre svoju konštruktívnu kritiku nebol obľúbený ani v matičnej správe, ako o tom napísal v liste Dr. Zechenterovi 4. februára 1874. Ako uvedomelý Slovák bol členom Matice slovenskej. Bol zakladateľom prírodovedných matičných zbierok. Vo Viedni pracoval v matičnom výbore. Správa Matice slovenskej ho poverila aj vypracovaním zemevidu (mapy) Slovenského okolia, t. j. asi dnešného Slovenska. Sám v článku Geologicko-geografická osnova polohopisu Slovenska navrhuje vypracovať mapu Slovenska. Prírodzene, mapu správnu, nie takú, aké sa v tom čase v Rakúsko-Uhorsku robili, keď sa podľa kartografických spracovaní mapy dalo usúdiť, kto mapu robil, lebo reč ľudu, miestne názvy skomolili, úplne preložili alebo upravili podľa toho, či ju robil nemecký, taliansky, český alebo maďarský kolektív. Štúr poznamenáva, že kedysi malo Uhorsko, keď nebolo ešte Maďarskom (rozumej šovinistické v 2. polovici minulého storočia) mapu Mappa generalis regni Hungariae... vydanú r. 1806. V mape boli mená najznámejších vrchov zachované v reči ľudu, teda sa na mape dajú ohraničiť oblasti národností, ktoré obývali mnohonárodnostný uhorský štát. Štúr ďalej uvádza: „A kto tento, tomu starému času primeraný zemevid (mapu) vydal? Joannes de Lipský! Ktože by bol iný mohol oproti ostatným národom spravodlivý byť a na slovenský národ nezabudnúť, ako jedine Slovák?“

Štúr sa rád podujal vypracovať mapu Slovenské okolia. Svedčí o tom bohatá korešpondencia v jeho pozostalosti. Nemohol za to, že mapa Slovenska nebola publikovaná, hoci na nej pracoval. Zapríčinili to nepriaznivé politické pomery. Vlasteneckým činom bol i jeho podpis na Viedenskom memorande v roku 1861. Tým viac, že pre neho ako štátneho zamestnanca mohol mať tento čin nepriaznivé následky.

Štúr miloval svoj ľud, nadväzoval na tradície. Vo svojich dielach preberal názvoslovie z reči ľudu. Navrhoval študovať okolie, v ktorom ľud žije. Povzbudzoval všetkých do práce, lebo len v sta-točnej a poctivej práci v prospech ľudu videl záruku úspechov. Odsudzoval malomyseľnosť, povzbudzoval k aktivite.

Na konci článku *Z cesty chorvátsko-slovinsko-dalmátskej* povzbudzuje takto:

„Poznajme sami seba, oceňme okolnosti, v ktorých žijeme, skusujme sily naše mnohovládne a vydobýme si dôveru v nás samých. Táto dôvera sily naše zdvojnásobí. Silný a svojej sily vedomý, pohľadom, prv než dá sa do borby, nepriaznivé okolnosti pred sebou rozháňa a celú nezlomnú silu svoju, bez straty času k práci použiť môže.

A tak namáhajme sa, bratia! V každom ohľade a v každom prípade, aby sme skúsili sily svoje a ich zdvojnásobili v dôvere v nás samých...

Táto spásanosná, všetky prekážky lámajúca sila, je ovocie dlhého namáhania a vytrvalého borenia s okolnosťami“.

D. Štúr nielen písomne radil a určoval záujemcom prírodných vied zo Slovenska horniny, skameneliny a rastliny, ale sám často chodil po Slovensku a priamo v teréne školil slovenských prírodovedcov.

Dionýz Štúr si na Slovensku vytvoril sieť spolupracovníkov, ktorí boli na jeho návrh menovaní korešpondentmi Ríšskeho geologického ústavu. Možno povedať, že práve tak ako jeho vzdialený príbuzný Ľudovít Štúr okolo seba zoskupil literárnych pracovníkov a vytvoril Štúrovu školu, tak sa Dionýz Štúr stal zakladateľom ozajstnej, i keď formálne samostatne neorganizovanej spoločnosti slovenských prírodovedcov. Bola to naozaj škola. Štúr bol radcom, učiteľom a vodcom adeptov prírodných vied na Slovensku. Išlo tu zväčša o neškolených alebo nedostatočne školených záujemcov, ktorých Štúr osobne zaučal, radil a pomáhal im. Boli to nadšenci a ich cieľom bolo Štúrovo heslo odhaľovať a sprístupňovať prírodovedné zákonitosti ľudu. Medzi Štúrovými slovenskými spolupracovníkmi vynikol najmä Dr. Gustáv Zechenter, známy v literatúre pod menom Laskomerský. Za Štúrovej pomoci napísal Geologický opis železničnej čiar y od Jalnej po Štubňu r. 1875. Aj iné jeho práce uverejnené vo vedeckých časopisoch vznikli za pomoci Štúra. Ďalším členom tejto prírodovedeckej družiny bol Jozef Božetech Klemens, akademický maliar, chemik, ktorý pôsobil na žilinskej reálke. Spolu so Štúrom vykonali prírodovedeckú výpravu na Rozsutec pri Terchovej i Klemensovi Štúr upravoval prírodovedné práce. Aj známeho slovenského botanika dr. J. E. Holubyho zaučal D. Štúr. Jeho spolupracovníkom bol i Daniel Lichard, redaktor časopisu *Obzor*. Štúrovými spolupracovníkmi boli i ďalší záujemcovia prírodných vied, ako napr. Daniel Sloboda, učiteľ Ján Kadavý, lekár a profesor Gašpar Dianiška z Tisovca, Andrej Kmeť, prvý predseda Slovenskej múzeálnej spoločnosti.

Vo vedeckých prácach zo Slovenska, písaných po nemecky, spomína D. Štúr svojich spolupracovníkov (kopáčov, zberačov skamenelín) ako svojich krajanov — Slovákov. Zaujímal sa o študujúcu mládež, ktorá z veľkej časti pochádzala z horšie situovaných vrstiev. Preto treba vyzdvihnúť aj jeho nacionálne a sociálne cítenie, ktorého dôkazom je aj to, že venoval 15 000 zlatých ako študijnú základinu pre chudobných slovenských študentov.

Ak sa v období socializmu uskutočňuje búrlivý rozvoj vied, nadväzuje sa tým tiež na pokrokový odkaz priekopníkov minulosti. Aj geológovia uskutočňujú tento zámer. V roku 1953 bola dostavaná budova Slovenského ústredného geologického ústavu v Bratislave. Pri presťahovaní do novostavby 9. 10. 1953 bol tento ústav slávnostne premenovaný na Geologický ústav Dionýza Štúra (slávnostné premenovanie sa uskutočnilo pri príležitosti 60. výročia Štúrovej smrti). Na slávnostnom ceremoniáli sa zvýraznila myšlienka, aby Geologický ústav Dionýza Štúra nadviazal na odkaz D. Štúra a jeho pokrokové myšlienky progresívnou vedeckou prácou, humanizmom a vlastenectvom.

Ľudovít Ivan

podávají předběžné výsledky výzkumu v centrální pánvi v Asturii — tj. vůbec v nejdůležitější uhlonosné oblasti. Z komplexu hornin asi 6 km mocného tvoří 85 % mořské uložení stáří rozhraní visé-namur až spodní stefan. Vedle běžných sedimentů zde byly zjištěny vyvřeliny ryolitového charakteru a vulkanogenní horniny (tonsteiny), které se s úspěchem využívají při korelaci sedimentárních jednotek. E. Martinez-Garcia referuje o nálezech goniatitů, brachiopodů a trilobitů v jílovcovém komplexu v nadloží karbonátového souvrství Caliza de Montaña. Ty dovolují zpřesnit stratigrafické zařazení této jednotky a zařadit ji do svrchního namuru B. Uložení flyšového charakteru v bezprostředním nadloží jílovců studují E. Martinez-Garcia et al. Ve spodní části jednotky převládají místy brekciovité vápence s rohovci. Méně jsou zastoupeny pískovce a slepence, které dominují spíše ve svrchní polovině zkoumaného komplexu. Je to tedy poněkud jiný vývoj hornin, než u nás označujeme jako flyš.

Westfalu a stefanu, které jsou z hlediska uhlonosnosti mnohem významnější, věnuje svoji pozornost také více badatelů. Studium nálezů některých živočišných zbytků se zabývají R. M. C. Edgar a J. Weier. Zjistili, že některé rody — jako např. *Naiadites* a *Curvirmula* žili ve Španělsku dále než v ostatní Evropě a ve Velké Británii — tj. až do stefanu. C. M. Colchen porovnává litologický vývoj westfalu v Sierra de la Demanda (sv. od Cordillera Cantábrica) s územím kantabro-asturským. Litologický a biostratigrafický vývoj sedimentů je homologický, třebaže v Kantábrském pohoří byla subsidence pánevního dna mnohem intenzivnější. Je přiložen bohatý seznam organických zbytků od westfalu A až do stefanu B, ve kterém však ještě není vyznačen kantabr. W. J. E. van de Graaff rozlišuje tři různé facie spodního moskovu v převážně karbonátovém vývoji. Vápence jsou mořské. Vznikaly v klidné vodě až v litorálním prostředí. Téměř úplný profil westfalu C zjistili A. J. van Loon et al. v okolí Prioro v provincii León. Ve dvou provinciích je zde zastoupeno asi 1 km převážně mořských uložení s hojnými zbytky brachiopodů a fusulinoidních foraminifer, o něž se především opírá stratigrafické zařazení celého komplexu. Dále byli nalezeni goniatiti, trilobiti aj. Rostlinné zbytky, které se na mnoha místech

vyskytly, nejsou sice druhově chudé, ale také nejsou zdaleka tak rozmanité jako nálezy fosilních živočichů. Horninový komplex westfalu D, uložený před leónskou fází hercynského vrásnění, popisuje W. J. E. van de Graaff. Převládají v něm deltové sedimenty a vápence otevřeného moře. Ty tvoří dva významné horizonty, které lze korelovat v různých strukturálně tektonických jednotkách. V rozsáhlé práci J. A. Knighta studoval 1200 m mocný komplex produktivních sedimentů na j. úpatí Kantábrského pohoří. V několika úrovních zde bylo zjištěno množství rostlinných otisků, které řadí většinu slojí do svrchního stefanu A a stefanu B. Z hlediska středoečeských pánví je zajímavé zařazení druhu *Pseudomariopteris ribeyroni*, kterou autor práce uvádí — snad na základě starších Wagnerových sběrů — až od kantabru, zatímco R. H. Wagner ji ve druhém svazku tohoto sborníku nalezl na několika lokalitách, které řadí již do westfalu D (str. 548 aj.). Také v našem karbonu ji známe již z nýfanských vrstev westfalu D. J. A. Knight dále rozlišil slojotvornou a mimoslojovou flóru, přičemž v později zmíněné se objevují relativně mladší rostlinné druhy. E. Martinez-Garcia a R. H. Wagner informují o výzkumech mořských a kontinentálních uložení svrchního kantabru až stefanu B ve v. Asturii. Převládají zde sedimenty mléčného moře. Vedle brachiopodů zde byly nalezeny četné rostlinné otisky.

Poslední tři práce, o nichž prozatím nebyla řeč, jsou věnovány problematice cyklické resp. rytmické stavby sedimentů. Jejich autoři M. J. M. Bless, I. Corrales aj. se shodují v tom, že začátek ideálního rytmu kladou na bázi mořského vápence, další členy pak tvoří brakické a deltové aleuropelity, pak následují slepence a pískovce, kořenové horniny, uhelné jílovce a uhelné sloje, které vznikaly v deltovém a fluviatilním prostředí. V nadloží sloje následují po ostrém rozhraní opět mořské vápence. Rytmy jsou odrazem diastrofických pohybů. Lze je spojit do větších celků — megarytmů, kde ve spodní části převládají rytmy s mořskými uloženími a na svrchu rytmy fluviatilního původu.

Hodnocený sborník je vytištěn na kvalitním papíře s řadou skládaných příloh a reprodukcí na křídě (zejména organických zbytků). Svědčí o mimořádné pečlivosti, které jeho přípravě a vytištění byla věnována.

Jiří Pešek

250. výročie narodenia G. A. Scopoliho

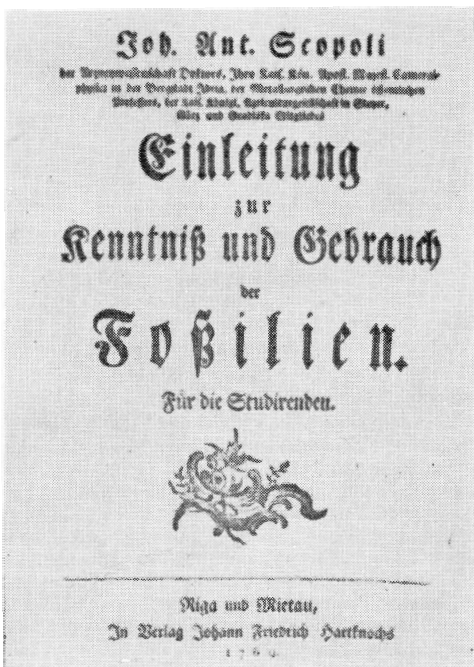
(6 fot. v texte)

V polovici júna 1773 sme si pripomenuli 250. výročie narodenia jedného z najvýznamnejších profesorov bývalej Banskej akadémie v Banskej Štiavnici, svetoznámeho lekára, mineralóga, botanika, entomológa a metalurga G. A. Scopoliho, ktorý patril k vynikajúcim vedeckým osobnostiam Európy 18. stor. a ktorého Slovensko prilákalo svojim zvukom medzi svetovou baníckou verejnosťou. V Banskej Štiavnici nadviazal na prednášateľskú činnosť profesora Jacquina na tamjšej banskej akadémii.

Giovanni Antonio Scopoli sa narodil 13. júna 1723 v juhoštíroľskom mestečku Cavalese. Po štúdiách v Tridente a v Halle pri Innsbrucku a štúdiu medicíny v Innsbrucku odišiel pracovať ako súkromný lekár do Tridentu a Benátok, odišiel potom do Štajerského Hradca a konečne v roku 1754 sa na dlhší čas usadil v slovinskom baníckom mestečku Indrija. Tam pôsobil ako banský lekár pre baníkov ortuťových baní a neskôr popri lekárskom povolaní ako profesor na tamjšej novozriadenej banskej škole. Okrem svojich lekárskejších a pedagogických povinností sa Scopoli v Indriji s veľkým záujmom venoval botanickému a etnologickeému výskumu. Výsledkom jeho nevšednej aktivity bol spis *Krajinská flóra*, vydaný roku 1760, a *Krajinská entomológia*, vydaná o štyri roky neskôr, ktorými si získal sympatie a dobrú povesť celej európskej vedeckej spoločnosti.



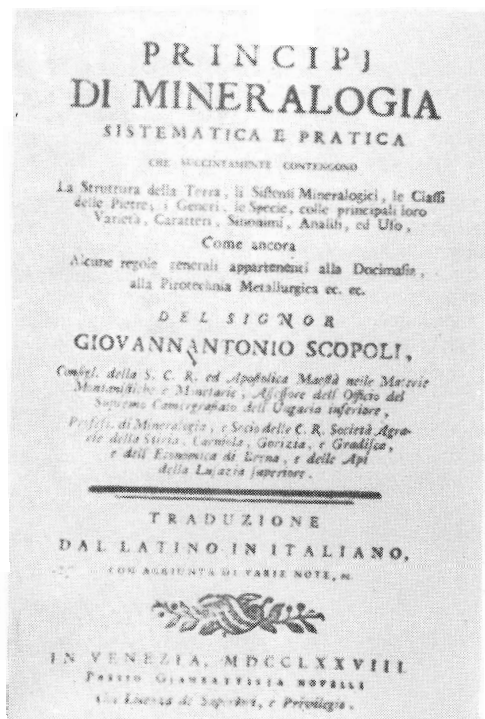
Fot. 1. G. A. Scopoli



Fot. 2. Titulná strana Návodu na poznávanie a používanie nerastov

Na podrobný mineralogický výskum, ktorému sa chcel tiež venovať, nemal na svojom pôsobisku v Indriji podmienky. Až v roku 1769, keď prijal miesto profesora chémie, mineralógie a metalurgie na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici, sa mu naskytla túžobne očakávaná príležitosť dostať sa nielen do bezprostredného spojenia s praxou, ale venovať sa aj systematickému laboratórnemu výskumu nerastov.

Až tu sa dostal do prostredia, ktoré bolo priaznivé jeho vedeckým snahám, pretože jeho predchodca Jacquin vybudoval základy chemického laboratória, kde mohol Scopoli vedecky skúmať zloženie nerastov. Navyše v Banskej Štiavnici už pôsobil profesor Mikuláš Poda, ktorý spolupracoval so Scopolím od začiatku šesťdesiatych rokov pri výskume nerastov z Indrije, takže Scopoli mal možnosť diskutovať o problémoch vedy so skutočným odborníkom, čo mu v Indriji pravdepodobne chýbalo.



Fot. 4. Titulná strana Kryštalografie Uhorska

Fot. 3. Titulná strana diela Základy systematickej a praktickej mineralógie

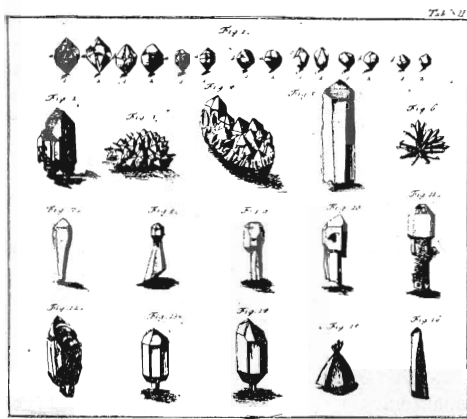
Zatiaľ čo Scopoli v Indriji musel byť až do konca svojho pobytu predovšetkým lekárom, v Banskej Štiavnici sa dal úplne na cestu pedagóga a bádateľa. Hneď po príchode do Banskej Štiavnice pokračoval v budovaní chemického laboratória a zbierok a popri výuke sa venoval štúdiu prírody štiavnického okolia. Neskôr, vďaka jeho úsiliu, bolo premiestnené do belházyovského domu, ktorý bol na tento účel upravený.

Pri mineralogických výskumoch v Banskej Štiavnici nadviazal Scopoli na výsledky práce švédskeho hutníka Axela Cronstedta, ktorého mineralógia pre potreby hutníctva kladla hlavný dôraz na poznávanie chemizmu nerastov. Scopoli, dôsledne nadväzujúc na Cronstedtovu mineralógiu, sa v Banskej Štiavnici neorientoval len na požiadavky hutníckej praxe, ale sa musel intenzívne zaoberať aj ťažbou nerastov a požiadavky banskej praxe musel mať na zreteli pri ďalšom chemickom výskume nerastov.

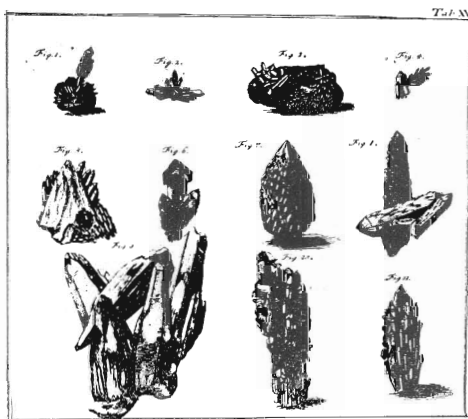
Po príchode do Banskej Štiavnice dokončil Scopoli aj svoje najlepšie dielo Základy systematickej a praktickej mineralógie, vydané v roku 1772. Túto učebnicu v prvých dvoch rokoch pobytu v Banskej Štiavnici dvakrát prepracoval, čo svedčí o tom, že sa jeho názory na obsah predmetu a metódy výskumu menili. V nej písal o cieľoch vedeckého štúdia prírody na základe požiadaviek banickej a hutníckej praxe. Podľa Scopoliho má mineralógia poskytovať odborníkom, ktorí vedú dobývanie a hutnícke spracovanie rúd, také poznatky, ktoré by im umožnili riadiť sa v praktickej činnosti znalosťami o vzniku, náleziskách, vlastnostiach, zásadách dobývania, úpravy a tavenia príslušných

úžitkových nerastov. Scopoli si teda vopred vymedzil okruh mineralogického výskumu, ktorý presahoval úroveň vtedajšej mineralógie, a to hlavne tým, že zdôrazňoval praktický význam vedeckého štúdia vzniku nerastov a ich nálezísk.

Po vydaní tejto učebnice sa Scopoli preorientoval z metodiky skúmania genézy nerastov a ich ložísk na štúdium kryštalických tvarov štiavnických nerastov. Svoje kryštalografické výskumy uzavrel spisom *Kryštalografia Uhorska*, vydaným roku 1776. Aj tu si Scopoli, na rozdiel od vtedajších mineralógov Walleriusa, Cronstedta, Borna a iných, ktorí sa kryštalickým tvarom nerastov zaoberali iba v súvislosti s vlastnými sústavnými mineralogickými prácami alebo monografickými štúdiami, štúdium kryštalových tvarov vymedzil ako hlavnú vedeckú činnosť, čo bolo veľkým pokrokom. Zakladateľ vedeckej kryštalografie Romé I Isle ho preto právom zaradil na významné miesto medzi zakladateľmi tejto vedy. A na našom území je Scopoli prvým vedcom, ktorý výsledky svojich kryštalografických štúdií zhrnul v monografickom diele obsahujúcom dôkladné opisy kryštalografických tvarov nerastov, hlavne štiavnických.



Fot. 5. Vyobrazenie štiavnických kryštálov kremeňa zo Scopoliho *Kryštalografie Uhorska*



Fot. 6. Vyobrazenie štiavnických kryštálov kremeňa zo Scopoliho *Kryštalografie Uhorska*

Po príchode do Banskej Štiavnice nebol Scopoli v mineralógii začiatočníkom. Mineralogickému štúdiu sa začal sústavnejšie venovať už od roku 1762. Prvým výsledkom jeho výskumu je *Návod na poznávanie a používanie nerastov*, ktorý vyšiel roku 1769 v latinčine a v nemeckom preklade.

Týmito tromi prácami z rieš nerastov sa Scopoli zaradil medzi najvýznamnejších svetových mineralógov druhej polovice 18. storočia. Za najväčší prínos jeho diela treba považovať to, že pri svojich výskumoch prihliadal predovšetkým na požiadavky praxe. Včas správne postrehol, že pre mineralogický výskum, ktorý svojimi výsledkami odpovedá na potreby dobývania, nepostačí iba skúmanie chemického zloženia nerastov a poznávanie ich fyzikálnych vlastností, ale že treba poznať všetky okolnosti ich výskytu v rudných žilách. Tým správne pochopil praktický význam štúdia genézy nerastov.

Pobyt Scopoliho na Slovensku v rokoch 1769—1779 bol teda mimoriadne plodný. Zo svojich 22 samostatných prác z rozličných odborov prírodných vied a hutníctva napísal deväť na Slovensku. No nielen v oblasti vedeckých výskumov prírodných pomerov na Slovensku má Scopoli zásluhy. Zaujímal sa tiež o zdravotný stav a sociálne pomery baníkov a celý svoj vplyv a autoritu využíval na to, aby dosiahol zlepšenie starostlivosti o chorých baníkov a zlepšenie ich pracovných podmienok. Záslužná bola aj pedagogická práca Scopoliho, pretože vychoval niekoľko svetoznámych chemikov a metalurgov. Aj Anton Ruprecht, nástupca Scopoliho na katedre, bol jeho žiakom a neskôr svetoznámy chemikom.

Z Banskej Štiavnice odišiel Scopoli v roku 1779 na univerzitu do Padovy, kde 8. mája 1788 zomrel.

Ivan Herčko

KONFERENCIE

Zjazd rakúskej a nemeckej spoločnosti pre naftu a minerálne oleje

(Norimberg 2. — 5. 10. 1972)

Podľa oznámenia predsedníctva spoločného zjazdu sa na rokovaní zúčastnilo 1400 osôb, z toho 220 zahraničných účastníkov zo 17 štátov. Slávnostné otvorenie bolo 3. októbra.

4. 10. sa konali prednášky paralelne v odborových sekciách. Z nášho hľadiska boli najzaujímavejšie prednášky v sekcii Vyhľadávanie a ťažba, ktorá zasadala dopoludnia i odpoľudnia v telocvični Gymnázia Martina Behaima a ktorej predsedal prof. dr. M. Lorbach a prof. dr. W. Rühl z Hamburгу.

Ťažisko zasadania sekcie bolo v prednáškach rakúskych špecialistov o najnovších výsledkoch výskumu v oblasti medzi hranicami ČSSR a Dunajom a o výskumoch Rohöl-Gewinnungs A. G. v hornorakúskej molase j. od Dunaja.

Ing. A. Spörker, vedúci prevádzky ÖMV vo Viedni, povedal, že dosiaľ bolo v rakúskej časti viedenskej panvy vyhlbených asi 300 vrtov. V centrálnej karpatskej časti viedenskej panvy v Rakúsku bolo pod neogén v ostatnom čase vyhlbených 5 vrtov do hĺbky okolo 6 km. 5 z nich slúži na ťažbu plynu z ložiska Schönkirchen. Najhlbším vrtom dosiaľ zostáva Schönkirchen T 32 s 6009 m. Vrt Prottes T 72, ktorý sa vŕta a dosahuje teraz takmer 5 km, je však plánovaný do 7 km hĺbky. Hĺbkové vrty ťažia vysokotlakový kyslý (S) plyn z triasových dolomitov. Vrty sa hľbia pomerne malými súpravami a ťažkosť vznikajú najmä pre zložité tektonické pomery. Ing. Spörker načrtol vývoj výplachovej techniky a výstroja pri veľmi hlbokých vrtoch v Rakúsku. Zdôraznil dôležitosť technických rezerv vo výstrojení vrtov (paženie 18", 13", 9", 7", ako rezerva 6" a 5"). Súvrstvie otnangu je kavernózne a spôsobuje stratu výplachu. Vrty sa pažia spravidla po prevŕtaní dolomitov ötscherského (chočského) príkrovu, pod jeho presunovou plochou v pelitických horninách hlbšieho príkrovu.

Ing. P. Rizzi z ústavu pre techniku hlbokých vrtov a ťažbu nafty z Vysokej baníckej školy v Leoben v Rakúsku informoval o svojich výskumoch zameraných na vymedzovanie pásiem s vysokotlakovými tekutinami v horninách podľa karotážnych meraní vo vrtoch. Tieto pásma možno v klastických sedimentoch vymedzovať podľa ultrazvukovej a mechanickej karotáže a kriviek elektrického odporu. Po teoretickej úvahe uviedol príklady z vrtov v Jadranskom mori, v Pádskej nížine, viedenskej panve, v molase a v sz. Nemecku. Pásma vysokého tlaku podľa jeho výskumu nemusia vznikáť len synsedimentárne, ako je to v mladých sedimentoch. Napríklad stredný pestrý pieskovec v Nemecku obsahuje postsedimentárne vysokotlakové pásma. Aj zisťovanie vysokotlakových pásiem novými metódami naráža v starších útvaroch (perm, karbón) a vo veľkých hĺbkach na prekážky. Ťažkosť sú tiež v chemických sedimentoch (zechstein).

Dr. Kröll referoval o nových výskumoch vo viedenskej panve. Z ročnej produkcie nafty v Rakúsku (2,2 mil. ton) ťažia asi 30 % v centrálno-karpatskej časti viedenskej panvy. V súčasnom období ťažené zásoby uhľovodíka sú tu v hĺbkach 2800—5400 m. Hlavným kolektorom sú triasové dolomity, ktoré sa opakujú i niekoľkokrát nad sebou v príkrovovej stavbe. Pochovaný reliéf dolomitov pod neogénom a dolomitové telesá vnútri alpinotypnej stavby vytvárajú ložiská predovšetkým v spojení s diskordantne uloženým a zavrásneným súvrstvím gosau. Dr. Kröll upozornil na to, že seizmika pomáha objasniť len pochovaný reliéf mezozoika. Štruktúry vnútri mezozoika sa neskúmajú seizmicky, iba vrtmi na základe gravimetrickej a morfologicko-tektonickej analýzy zákonitostí skrytého reliéfu. Uviedol tiež, že starší názor, podľa ktorého gosau zistený vrtom T 32 s frankenfelským príkrovom súvisí priamo s gosauom brezovskej depresie, nie je oprávnený. Ide o tektonicky oddelené pásmo. Na realizáciu veľmi hlbokých vrtov je podľa dr. Krölla potrebná veľmi úzka spolupráca geológov a technikov, kvalitná príprava vrtu a jeho vybavenia (defektoskopia ap.).

Nový hlbinný výskum priniesol tiež rakúskym geológom výrazný pokrok v názoroch na vznik migráciu a akumuláciu uhľovodíkov v oblasti vienedskej panvy. Podľa ich názoru sú v nej tri genetické a akumulčné generácie uhľovodíkov:

1. Uhľovodíky v panóne, sarmate a badene a 2. uhľovodíky v karpate a otnangu vznikajú v rano-diagenetickom štádiu a k ich mobilizácii dochádza s pribúdaním mocností sedimentov a rastom teploty poklesom do hĺbky. Akumulácia nastáva v tektonických, stratigrafických pasciach a v eleváciách pochovaného reliéfu.

3. Uhľovodíky vnútri alpskeho mezozoika sú postsedimentárneho pôvodu a uvoľňujú sa termálnou mobilizáciou. Veľký význam pre ne ako materská hornina majú triasové dolomity, v ktorých sa v značnom množstve zistil rozptýlený propán a bután.

Dr. Kröll zdôraznil dôležitosť karotážnych a osvojovacích prác, ktoré sú vo veľmi hlbokých vrtoch riskantné. Riziko možno podstúpiť len po ich dôkladnej príprave. Prednáška bola veľmi dobre pripravená. Podľa neoficiálnej informácie dr. Krölla stojí karotážne premeranie vrtu hlbokého 5 km v Rakúsku asi 80 tisíc šilingov. Z karotážnych meraní možno pomocou porovnávacích laboratórnych vzoriek určiť sekundárnu pórovitosť, a to i odhadom. Na prednáške dr. Kröll predložil novú odkrytú geologickú mapu predterciérneho povrchu centrálno-karpatskej časti vienedskej panvy.

Dr. Kollmann prednášal o geológii ložísk uhľovodíkov v oligocéennej molase horného Rakúska v podhorí Álp jz. od Linca. Výskum postupuje od V na Z a bolo už objavených asi 6 ložísk nafty a plynu, z ktorých bola v r. 1970 získaná denná ťažba asi $600\,000\text{ m}^3$ a v r. 1971 asi 1 mil. m^3 plynu. Pokles molasovej panvy, ktorý rastie na J — k Alpám, sa začal vo vrchnom eocéne a vrcholil v oligocéne. Pasce v eocéne sú pri zlomoch a v oligocéne a miocéne ide o faciálne pasce v pásmach riečnych štrkov vyplavených zo zdvíhajúcich sa Álp na S a jazykovite zasahujúcich do pelitov morského oligocénu. Sú to napr. plynové polia Schwanenstadt a Atzbach. Nasúvanie Álp na predhľbinu sa v tomto úseku ukončilo koncom oligocénu, keď sa prínos z Álp upokojil, zjemnil a zmenšil. Bazálna hallská formácia miocénu obsahuje čocky pieskov, v ktorých vznikli zmiešané štruktúrno-faciálne pasce (pole Lindach a Puchkirchen). Pri s. a j. okraji hallskej formácie sú v nej pochované piesočné valy nanášané morskými prúdmi paralelne s pobrežím. Tieto valy vytvárajú faciálne plynové pasce (na S plynové pole Offenhausen s Treubach-Mauerkirchen, na J Lindach-Süd). V podloží molasy je cenoman až santón, karbonátová jura mocná 100—200 m a pod ňou limnický vrchný karbón, doneďadva považovaný za doger. Ten leží na kryštaliniku.

Ing. B. D. Ronteltap z Assenu v Holandsku referoval o skúsenostiach z ťažby plynového ložiska Groningen-Schlochteren. Otvárka ložiska bola r. 1964 (prieskumné vŕtanie je o niekoľko rokov staršie). Počítalo sa s ťažbou 750 tis. m^3 plynu z jedného vrtu denne. Prevádzka ukázala, že možno z vrtu ťažiť až 2,2 mil. m^3 denne. Ťažobné skupiny vrtoz vzájomne vzdialené asi 2 km a vybavené úpravňou na odvodnenie a odgazolinovanie plynu sú po 8 vrtoch vedľa seba. 1 mil. m^3 plynu obsahuje asi 1 m^3 gazolínu a 4 m^3 vody. Podľa doterajších výsledkov ťažby je kapacita ložiska asi 1650 miliárd m^3 plynu pri normálnom tlaku. Pôvodne sa počítalo s dennou ťažbou 200—250 miliónov m^3 . Pôvodná konštrukcia ťažobných skupín vrtoz sa vzhľadom na väčšiu ťažbu upravuje. Koncom r. 1970 bolo na ložisku v ťažbe 14 skupín vrtoz starého typu a 7 skupín vrtoz [novoupraveného typu. Denná ťažba z ložiska bola až 385 mil. m^3 a v nasledujúcich rokoch má dosiahnuť 500 mil. m^3 denne a celkovú ročnú ťažbu 90 miliárd m^3 . Zloženie ťaženého plynu je (obj. %): CO_2 0,89, N_2 14,35, He 0,05, CH_4 81,25, etán 3,85, propán 0,37, bután 0,14, pentán 0,04, hexán 0,02 heptán a vyššie uhľovodíky 0,04. Tlak plynu do potrubia je 64 atm. Ložiskový tlak je 350 atm. Počíta sa s tým, že ložiskový tlak prakticky počas 15 rokov neklesne. Ložisková teplota je 100 °C, teplota vyťaženého plynu v ústí vrtu 70 °C a ťažobný tlak vyše 150 atm. Pri prevádzke sa zistilo, že plyn obsahuje v 1 m^3 180 mikrogramov ortuti, ktorá sa ochladením vystupujúceho plynu zráža. Ako sám plyn sa i Hg odvodzuje z hornín karbónu. Ortuť nie je v ložisku v kovovom stave, ale zráža sa pri ťažbe, takže plyn ju už prináša v jemných kvapkách. Na ťažobnom zariadení sa tekutá ortuť zachycuje a odchádza väčšinou s tekutými kondenzátmi (uhľovodíkmi).

Ing. V. Negoita z výskumného ústavu naftového v Bukurešti referoval o matematickom modelovaní na počítačové spracovanie karotáže v karbonátových horninách. Cieľom výskumu bolo získať produkčné parametre pre naftové ložiská z karbonátov obalu moesickej platformy v Rumunsku. Sú to dolomity, vápence so sekundárnou pórovitosťou, sprevádzané evaporitmi a bridlicami. Ich

pórovitosť, minerálne zloženie a stupeň nasýtenia sa zisťuje matematickým modelovaním na základe elektrokarotáže, akustickej karotáže a rádiometrických meraní v korelácii s petrografickým a petrofyzikálnym výskumom a výsledkami čerpacích skúšok. Toto spracovanie sa neskôr z karbonátov rozšírilo i na pieskovcové kolektory. Krivky udávajú po jednom m hĺbky zastúpenie primárnej a sekundárnej pórovitosti, piesčitej a prachovej prímеси, flu, obsah karbonátov, sadrovca a soli, obsah vody, voľných a reziduálnych uhlovodíkov v percentách. Podľa oznámenia Ing. Neogitu prinieslo toto spracovanie najmä zefektívnenie čerpacích skúšok na základe vopred presne vymedzených skúšobných úsekov.

V sekcii transport, uskladnenie a distribúcia prednášal v Meistersingerhalle prof. dr. W. Dreier z ústavu pre petromechaniku a fyziku hornín mineralogicko-petrografického ústavu z technickej univerzity Clausthalu-Zellerfeldu. Prednáška sa týkala výskumu stability podzemných zásobníkov na naftu, ktoré sa teraz budujú v NSR na zvýšenie domácich rezerv nafty asi o 10 mil. ton v kavernách vytváraných rozpúšťaním soli v severonemeckých soľných pňoch. Získať tieto rezervy sa okrem súkromného sektoru, ktorý spracúva naftové produkty a obchoduje s nimi, usiluje aj vláda NSR pre prípad krízovej situácie, ako bola napr. politická kríza na Strednom Východe.

Podľa prof. Dreyera dosiahla automatizácia baníckych prác včítane vylúhovania kaverien veľmi vysokú úroveň. Novým prvkom je zriaďovanie podzemných kaverien nukleárnymi výbuchmi. Je to rýchly postup a dosahuje sa ním ideálny okrúhly tvar kaverny a optimálna súdržnosť jej stien. Okrem toho sa študujú aj zásobníky valcovitého tvaru. Diskutuje sa aj o otázke bezpečnosti zástavby územia nad kavernami. Ostatné prednášky sekcie sa týkali naftovodu a plynovodu.

Paralelne prebiehali aj prednášky v týchto sekciách: Spracovanie a jeho technika, Výroba plynu a petrochémiá, Skúšanie a analytika, Chémia uhlia a geochémiá, Skúšanie a využitie bitúmenu, Mazadlá.

Z nich sa geológie okrajovo dotýkali len prednášky H. P. Hombacha a prof. Köllinga (Čierne uhlie ako makromolekulárna sústava), dr. H. U. Friedricha a dr. H. Jüntgena (O pomere $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ v metáne vznikajúcom pri zuhoľňovacom procese na základe pokusov pyrolitického rozkladu).

Podľa zjazdových materiálov sa v prvej z prednášok hovorilo o metodike analýzy uhlia ako disperznej sústavy zloženej z nízkomolekulárnych zložiek, makromolekulárnych zložiek a disperzoidných koloidov. V druhej prednáške autori dokazovali, že izotopické zloženie uhlika v metáne vzniknutom prirodzeným preuhoľňovaním bolo silne ovplyvnené migračnou frakcionizáciou podľa izotopických zložiek pri odplynovaní a pohybe plynov v horninách. Pôvodný pomer $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ zodpovedajúci 50—70 % dosahuje pri prirodzenom metáne značne väčší (zmenený) rozsah (13,1—78,0 ‰).

5. 10. sa konala verejná diskusia o hluku z hľadiska jeho klasifikácie, fyziologických účinkov a sociálnych následkov.

Podľa oznámenia usporiadateľov zjazdu budú prednesené prednášky vytlačené sčasti v časopise Erdöl und Kohle — Erdgas — Petrochemie vereinigt mit Brennstoff — Chemie a sčasti v časopise Erdöl — Erdgas Zeitschrift. Stručné výťahy prednášok vopred uverejnil časopis Erdöl und Kohle, 25 (1972), č. 11.

Dušan Ďurica
Zdeněk Roth

MINERALIA SLOVACA, roč. 6. č 2 (22)

Vydavateľ a nakladateľ n. p., Spišská Nová Ves

Redakcia: Stará Spišská cesta, pošt. pr. A—21, 040 51 Košice 1

Vytlačili: Východoslovenské tlačiarne Košice v auguste 1974, AH 5,35 VH 5,50. Rukopis odovzdaný do tlačiarne v marci 1974

Cena jedného čísla: pre organizácie 30 Kčs, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs, pre ostatné fyzické osoby 15 Kčs. Ročne sa vydáva 6 čísiel.

Objednávky adresujte redakcii časopisu.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leninhradská 12, 896 26 Bratislava.

The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A—21 040 51 Košice 1., Czechoslovakia

ERRATA

Prosíme opraviť v čísle 4, roč. 5, „Mineralia slovaca“ nasledujúce chyby:

V článku Marie Benešová: Vliv experimentálních podmínek termální analýzy derivatografem na možnosti vyhodnocování vícesložkových materiálů

str.	riadok textu	vytlačené	má byť
327	12 z dola	5 °c/min 10 °c/min 18 °c/min	5 °/min 10 °/min 18 °/min
328	9 z hora	1 °c/min	1/5
328	3 z dola	10 °c/min	10 °/min
337	všade	HgO; Hg	MgO; Mg

V článku Miroslav Hucl — František Hanák — Petr Vašek: Studium feromagnetické frakce hornin pomocí Mössbauerova efektu

str.	riadok textu	vytlačené	má byť
463	3 zhora	Miroslav Hucl František Hanák Petr Vašek	Milan Hucl František Janák Pavel Vašek
464	18 zhora	— v_{max} ; + v_{m^x}	— v_{max} ; + v_{max}
464	17 zdola	+ v	+ v
464	10 zdola	Na obr. 3 je znázorně- no štěpení jádra Fe, kde dochází při magnetické interakci ke vzniku šesti linií — sextetu čar, zná- zorněných na obr. 4	Při štěpení jádra Fe dochází ke vzniku šesti linií — sextetu čar, znázorněných na obr. 3
465	nahoře	obr. 3	obr. 4
465	nahoře	obr. 4	obr. 3
465	5 zdola	deformovaného	deformované
465	1 zdola	mm/s	mm/s
466	5 zhora	obr. 5	obr. 4
466	15 zdola	obr. 6	obr. 5
467	1 shora	obr. 7	obr. 6
467	2 shora	obr. 7a	obr. 6a
467	3 shora	obr. 7c	obr. 6c
467	4 shora	obr. 7b	obr. 6b
467	9 zdola		obr. 7
468	11 zdola	využití	využití

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, N. P., GBELÝ

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

