

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 10 • ČÍSLO 1

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1978

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc.
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GREČULA, CSc.
Technický redaktor: Ing. Vasil HRINKO

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, CSc., RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, DrSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Ivan SARÍK, Ing. Milan TÁPAK, prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Irmich VARGA

OBSAH — CONTENTS

<i>Michal Mahel</i> : Model vývoja Západných Karpát — Development model of the West Carpathians	1
<i>Ján Bystrický</i> : Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západných Karpatoch — First finding of Lower Cretaceous sediments in the Stratenská hornatina Mts. (Central West Carpathians)	17
<i>Ján Hurný — Jozef Krištín — Jozef Zlocha</i> : Charakteristika chrómspinelidov a pentlanditu z ultrabázického telesa pri Hodkovciach — Characteristics of chrome spinel and pentlandite from the ultrabasic body near Hodkovce (Spišskogemerské rudohorie Mts.)	23
<i>Magda Marková</i> : K otázkam genézy lussatitu — Contribution to the lussatite genesis	37

SPRÁVY — REPORTS

<i>Rudolf Ďuďa — Jozef Krištín</i> : Výskyt Te-mineralizácie na lokalite Zlatá Baňa v Slanských vrchoch — Telluride mineralisation occurrence on the Zlatá Baňa locality (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)	47
<i>Ján Cieker — Milan Havlík</i> : Výskum rozptýlenej organickej hmoty v prvohorných horninách Západných Karpát — Geochemical analyse of organic substance in Paleozoic rocks of the West Carpathians	55

METODIKA VÝSKUMU

<i>Miroslav Hrašna</i> : Hodnotenie zložiek geologicko-geografického prostredia pri inžinierskogeografickom mapovaní — Estimation of geological and geographical environment constituents in the course of engineering-geological mapping	63
<i>Ladislava Ožvoldová</i> : Postavenie rádiolárií v paleontológii a stratigrafii a možnosť ich systematického výskumu — Position of Radiolaria in paleontology and stratigraphy and possibilities of their systematic study	79

Model vývoja Západných Karpát

(2 obr. v texte)

MICHAL MAHEL*

Модель развития Западных Карпат

Новые сведения и изменения в описании осадконакопления, магматизма, метаморфизма и складкообразования опирающихся о принцип глобальной тектоники, позволяет предложить модель развития Западных Карпат начиная герцинским орогенезом. Особое значение уделено разнице герцинской стабилизации в отдельных областях Западных Карпат.

Development model of the West Carpathians

A set of new knowledges as well as changes in appreciation of sedimentation features, magmatism, metamorphism and folding based on principles of global tectonics allowed to afford the model of the West Carpathian development as from the Hercynian structural plan. Significant differences in Hercynian stabilisation of different regions of the West Carpathians are emphasized.

V ostatných rokoch sa získal rad poznatkov dôležitých na spresnenie našich náhľadov na vývoj Západných Karpát. K nim nesporne patria:

— Zistenie staropaleozoického veku niektorých sérií karpatského kryštalinika, ako je pezinsko-pernecké (B. Cambel — O. Čorná 1974), hrónská séria (A. Klinec — E. Planderová — O. Miko 1974), séria Klinisko v Nízkych Tatrách, svorovo-fylitické komplexy kryštalinika v severnej časti Považského Inovca (O. Čorná — L. Kamenický 1976).

— Potvrdenie hercýnskeho veku značnej časti granitoidov v Západných Karpatoch (J. Kantor 1957, J. Burchart 1970, A. Bojko 1975) so širokým časovým rozpätím granitizačných procesov (od vrchného devónu až po perm), s predchádzajúcim prejavom „termálnych“ procesov (bližšie M. Mahel — v tlači) a s nerovnomerným prejavom granitizácie v jednotlivých zónach Západných Karpát.

— Nerovnomernosť intenzity a časových prejavov hercýnskeho vrásnenia v jednotlivých oblastiach (zónach) Západných Karpát; slabší postih gemeridného paleozoika týmto vrásnením a slabý postih hercýnskou granitizáciou (M. Mahel 1975).

— Rozloženie permu v niekoľkých grabenoch (A. Vozárová — J. Vozár 1975) a ich väzba na zóny slabšie postihnuté hercýnskou granitizáciou (M. Mahel 1976a, b).

* Akademik Michal Mahel, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

— Závislosť typu triasu od hercýnskej stabilizácie (M. Maheľ 1975, 1976b) a zistenie triasu blízkeho ofiolitovým asociáciám južne od rožňavskej línie: v meliatskej sérii (R. Kozur — R. Mock 1973) a v Bükku; „južný“ typ triasu v podloží bradlového pásma (M. Mišík 1976).

— Početné prejavy bazického magmatizmu v neokóme zliechovskej jednotky a v spodnoalbskom súvrství krížňanského príkrovu, ako aj v obalových jednotkách (M. Maheľ 1967, 1976b).

— Nálezy glaukofanitov v kriedových zlepencoch bradlového pásma (L. Kamenický 1975) a častejších úlomkov bazík a ultrabazík, ako aj chromitov v spodnokriedových súvrstviach v bradlovom pásme (M. Mišík 1976).

— Zaradenie kriedových zlepenčov v bradlovom pásme (počnúc albom) do fácie wildflyša (R. Marschalko 1973).

— Potvrdenie predflyšovej sedimentácie (pred nástupom flyša s. s.) v albsko-cenomanskom súvrství krížňanského príkrovu a obalových jednotiek v manínskom príkrove, ako aj v centrálnokarpatskom flyši (R. Marschalko 1968, M. Maheľ 1973a).

— Zistenie náhlych zmien, a to aj laterálnych medzi hlbokovodnými fáciami jury (zliechovský typ) a plytkovodnými (vysocký typ) v krížňanskej jednotke (M. Maheľ 1967).

— Zaradenie granitoidných mäs v krakľovskej zóne (vo forme tektonických krýh) k severným výbežkom kráľovohoľského príkrovu (A. Klíneč 1971, 1976), a tým zvýraznenie osobitostí typu kryštalinika krakľovskej zóny a južných častí Ľubietovskej zóny.

— Potvrdenie alochtónnej pozície série Veľkého boku (A. Klíneč 1974).

— Situovanie pôvodnej koreňovej zóny krížňanského príkrovu (jej zliechovského typu) do zón severoveporidného kryštalinika, ktoré má malý podiel granitoidov, slabšiu hercýnsku stabilizáciu a pravdepodobne malo i tenšiu kontinentálnu kôru počas formovania západokarpatskej geosynklinály (M. Maheľ 1976a, b).

— Zistenie dvoch paleotektonicky odlišných tatridných obalových sérií (M. Maheľ 1963, 1967, nazvaných neskôr tatranský a fatranský typ, M. Maheľ 1973a) a zlomov, ktoré zvyšovali členitosť tatrid v západokarpatskej geosynklinále (M. Maheľ 1977).

— Hodnotenie vrásnenia ako dlhodobejšieho procesu a angulárnych diskordancií nie ako jediného, lež ako najvýraznejšieho prejavu vrásnenia (M. Maheľ 1976, R. Marschalko 1976), slovom, komplexnejší prístup k hodnoteniu vrásnenia.

— Blížšie poznanie typu autochtónneho mezozoika v podloží vonkajšej skupiny príkrovov flyšového pásma (M. Eliáš 1976).

V ostatných rokoch sa v našej literatúre stretávame s viacerými dedukciami, ktoré sa dotýkajú vývinu západokarpatskej geosynklinály, usmernenými princípmi globálnej tektoniky. Prejavujú sa:

— v úsilí posúdiť typ kôry na základe tektofaciálnych typov sedimentov a na základe magmatitov (M. Maheľ 1974; M. Mišík 1976; D. Vass 1976; V. Konečný — J. Lexa 1976);

— v dynamickjšom pohľade na zmeny paleogeografických a paleotektonických pomerov v priebehu vývinu Západných Karpát (M. Maheľ 1974; R. Marschalko 1976; D. Vass 1976);

— v dynamickjšom pohľade na formovanie štruktúr a v snahe zostaviť

geodynamický model Západných Karpát (Z. Roth 1971, 1974; P. Grecula 1973; P. Grecula — Z. Roth 1976);

— v tendencii poznať a odlišiť prvky globálnejšieho významu od prvkov špecifických len pre Západné Karpaty, príp. len pre niektoré ich oblasti (M. Maheľ 1973b, 1974).

Nové poznatky a zmeny v hodnotení prejavov sedimentácie, magmatizmu, metamorfizmu a vrásnenia, analýza opretá o analógie vývoja alpíd a o princípy globálnej tektoniky dovoľujú podať model vývoja Západných Karpát už od hercýnskeho štruktúrneho plánu:

1. Začlenenie veľkej časti kryštalinika vo veporidách, sčasti aj v tatridách do paleozoika a pripísanie príkrovového charakteru prevažne granitoidnej zóny Kráľovej hole, vyzdvihnutie významu hercýnskeho vrásnenia, metamorfizmu a granitizácie vedú k záveru o výraznejšom rozčlenení „slovenského bloku“ (M. Mášková — V. Zoubek 1960) na pozdĺžne zóny.

Ústrednú časť „slovenského bloku“, ktorá sa skôr ponímala ako predmezozoická megaantiklinála (tatroveporikum s jednotným typom kryštalinika a granitoidov, rozlíšená na dve jednotky — tatridy a veporidy — až alpínskym vrásnením), zrejme už hercýnske vrásnenie rozčlenilo na tri zóny: tatrikum, severné a južné veporikum.

a) V tatriku sú miestami aj mocnejšie staropaleozoické masy, najmä pri jeho severnom okraji. Granitoidné telesá prerážajú prevažne staršie, najmä predpaleozoické komplexy, len okraje a vrcholy telies prenikajú napr. v Malých Karpatoch, Považskom Inovci do paleozoických súvrství.

b) Severné veporikum ponímame ako severnú časť veporidného kryštalinika budovaného hlavne kryštalinikom hronskej série prevažne staropaleozoického veku (v podstate ide o kráľovskú zónu a južnú časť Ľubietovskej zóny, t. j. o kryštalinikum južne od čertovickej línie po zónu zakorenenia granitoidného kráľovohoľského príkrovu).

c) Za južné veporikum pokladáme južné zóny veporidného kryštalinika, t. j. kráľovohoľskú a kohútsku zónu až po lubenícku líniu. V tomto pásme popri paleozoiku vystupujú na povrch aj mocné predpaleozoické masy (napr. muránske žuloruly). Zonárne sú tu rozložené viaceré typy granitoidov.

Južne od lubeníckej a margecianskej línie sa rozprestiera gemeridné paleozoikum, málo postihnuté hercýnskym vrásnením a hercýnskou granitizáciou, a to najmä v neskoršej, astúrskej perióde. To sa týka aj paleozoika rozloženého južne od rožňavskej línie v pásme Slovenský kras a Bükk.

2. Nerovnomernosť hercýnskej stabilizácie kôry v západokarpatskom bloku sa odrazila aj v rozložení a v typoch mladšieho paleozoika.

a) V tatridách výrazne diskordantný a transgresívny vrchný karbón a perm nevytvárajú súvislejšie pásmo a ich podiel na stavbe je malý. Mocnejšie komplexy permu v Tribeči a v Považskom Inovci (spolu s karbónom), v obidvoch pohoriach severne od viac-menej jednotného starého hrádocko-skýcovského zlomového systému smeru ZSZ—VJV, naznačujú existenciu grabenu orientovaného pozdĺž tohto systému. Priečna tektonika zrejme zohrávala v tatridnom pásme dôležitú úlohu už v mladšom paleozoiku (M. Maheľ 1967).

b) Súvislejší permský pruh sprevádza Ľubietovské pásmo kryštalinika. Sformoval sa zrejme v grabene, ktorý nadväzuje na rozhranie tatrika a veporika — v pásme s malým podielom hercýnskych granitoidov — a asi s tenším typom kôry. V jeho centrálnej časti je perm s podielom bazík zavrásnený do

kryštalinika a je výraznejšie metamorfovaný (pri Helpe; A. Klinec — J. Vozár 1971). Značná časť permu tohto grabenu je v alochtónnej pozícii na báze križňanského príkrovu (spodný člen série Veľkého boku, perm pri Starých Horách).

c) Južné veporikum má mocnejší perm s kremitými porfýrmi (v Čiernej hore aj s porfýritmi) rozložený pri jeho južnom okraji, severne od lubeníckej a margecianskej línie. Jeho súčasťou je azda aj mladšie paleozoikum zemplínskeho ostrova (J. Vozár — A. Vozárová 1975). Pre pásmo gemeríd je charakteristický perm s mocnými kremennými porfýrmi (v severogemeridnom synklinóriu). Medzi ním a juhoveporidným permom bol chočský perm s mocnými melafýrmi, viažúci sa asi na graben s hlboko siahajúcimi zlomami. Pritom rovnako chočský, ako aj severogemeridný perm sprevádza karbón, chočský azda bez výraznejšej diskordancie; J. Vozár (1970) predpokladá, že chočský karbón prechádza pozvoľne do permu, zatiaľ čo severogemeridný vývoj má výraznú diskordanciu medzi karbónom a permom. Priestor zahŕňajúci južné časti veporidného kryštalinika a severné časti gemeridného paleozoika zrejme predstavoval v perme zložitý graben s hlbokými zlomami v centrálnej časti. V jeho okrajových častiach sa uplatnil kyslý vulkanizmus, v centrálnej bazický — melafýrový.

d) Južné oblasti gemerika — južne od rožňavskej línie — majú vrchné paleozoikum (slabo postihnuté prejavmi hercýnskeho vrásnenia) osobitného vývoja s podielom morských facií (rožňavsko-železnická séria), nadväzujúce na bükský či dinaridný typ.

O zložení kryštalinika rozloženého severne od „slovenského bloku“, čiže o kryštaliniku v podloží bradlového pásma a vnútorných zón flyšového pásma magurského príkrovu, máme údaje len z valúnového materiálu v kriedových zlepenkoch. Už dávnejšie sa predpokladá podiel melafýrov, ale aj kremitých porfýrov (V. Zoubek 1930), a to zvädzalo hľadať tu analógy južnejších zón (M. Máška — V. Zoubek 1961) s hlbokými zlomami. Rozsah tohto vrchno-paleozoického grabenu, rovnako ako typ jeho podložného staršieho paleozoika a kryštalinika — zväčša neskôr pohlteneho, sčasti azda prekrytého násunom slovenského bloku a mladšími útvarmi bradlového pásma a magurského príkrovu — nie je známy. Ak vychádzame z analógie s Východnými Alpami, ale aj s marmarošským masívom, treba predpokladať typ kryštalinika menej postihnutého hercýnskou granitizáciou, so značným podielom paleozoických predstrednokarbónskych sérií, s telesami alpínskych granitov.

3. Rozsiahla transgresia spodného triasu zastihla oblasť Karpát značne členenú, s výrazne odlišným typom podložia v jednotlivých pásmach.

Južne od veporika bola oblasť menej stabilizovaná hercýnskym vrásnením a granitizáciou s tenšou kontinentálnou kôrou. Tenšia kôra sa dá predpokladať aj v grabenoch v severnom veporiku a na rozhraní „slovenského bloku“ a Českého masívu. Rozdiely v type kôry vytvorili základ členitosti triasovej paleogeografie a pestrosti sedimentárnych sekvencií.

Na juhu, južne od rožňavskej línie, zastupujú stredný a vrchný trias dve formácie:

a) Hlbokomorský typ blízky ofiolitovému a prevažne plytkomorský typ spes-trený pelagickými faciami (reiflingské vápence, schreyeralmské, hallstattské, zlambašské vrstvy).

b) Pre vlastné gemeridy a graben oddeľujúci ich od veporíd je charakteris-

tický austroalpínsky typ s prevahou plytkovodných facií, ale so štruktúrno-faciálnou členitosťou — sú tu i zóny s hlbšími faciami, ako sú reiflingské vápence a flyšoidný typ lunzských vrstiev (bielovážsky typ).

c) Vo veporidných zónach a v tatridách je trias epiplatformného typu s typickým karpatským keuprom. Predpokladala sa jeho spojitosť s platformným triasom.

d) Hojné nálezy valúnov vápencov južného typu (reiflingské, schreyeralmské, wettersteinské, dachsteinské vápence), a to už v albských zlepenkoch vzniknutých pred násunom príkrovov a valúnov niektorých typov vápencov dokonca južnejších, ako sa vyskytujú v chočskom, príp. v strážovskom príkrove (napr. hallstattské; M. Mišík 1976), zvädzajú predpokladať existenciu oceanického grabenu rozloženého medzi tatridami a priliehajúcou severoeurópskou platformou.

Náhľad na oblasť Západných Karpát ako kontinentálnu platňu v priebehu triasu neobstojí práve tak ako názor na epiplatformný typ triasu v celom rozsahu Západných Karpát, resp. Vnútorých Karpát. Už v triase rozlišujeme viaceré paleotektonické typy, a to:

- a) členitý oceanický graben s ofiolitoidmi — južne od periročňavského lineamentu — dinaridný typ;
- b) typ členitého oceanického prahu s vápencovými faciami, sčasti hlbokovodnejšími — austroalpínsky;
- c) typ sčasti kontinentálneho prahu — karpatský typ;
- d) kysucko-pieninský oceanický okrajový graben s tenšou kôrou (prepojuje graben penninika a transylvánsky graben vo Východných Karpatoch).

4. V priebehu liasu došlo aj v západokarpatskej oblasti k zásadnej prestavbe paleotektonického plánu. V severnom veporiku sa výrazne prejavil hlbokovodný zliechovský tróg s pelagickou sedimentáciou od sinemuru až do albu. Analogický, ale úzky tróg predstavovalo kysucko-pieninské pásmo. Predpokladáme, že bolo oddelené czorsztýnským úzkym prahom od rozsiahlejšej „severnej“ oceanickej priehlbieniny — východného pokračovania penninika, trógu s oceanickou kôrou. Tento záver je čisto hypotetický. Opiera sa o analógiu vývoja Álp (V. Dietrich 1976, R. Hesse — A. Butt 1976) a Východných Karpát (D. Radulescu — M. Sandulescu 1973) pri aplikácii princípov globálnej tektoniky.

Jurské more, reprezentované na okraji Českého masívu jurou v podloží vonkajších príkrovov flyšového pásma na Morave (M. Eliáš 1976), predstavovalo sčasti mobilný, sčasti stabilný šelf medzi „severným oceánom“ a platformou.

Ako vidieť, zliechovský tróg, ako aj kysucko-pieninský tróg nadväzujú na grabeny založené už v perme.

Pásmo tatrid v období jury a spodnej kriedy predstavovalo členitý prah v podstate s dvojakým typom sedimentov — plytkovodných (tatranský typ) a hlbších, časom euxinského typu (fatranský typ; M. Mahel 1963, 1967, 1974). Kysucko-pieninský a zliechovský tróg od členitého tatridného prahu oddeľovali zóny plytkovodnejších sedimentov, v prvom prípade klapskokostelecká, v druhom prípade vysoká a manínska.

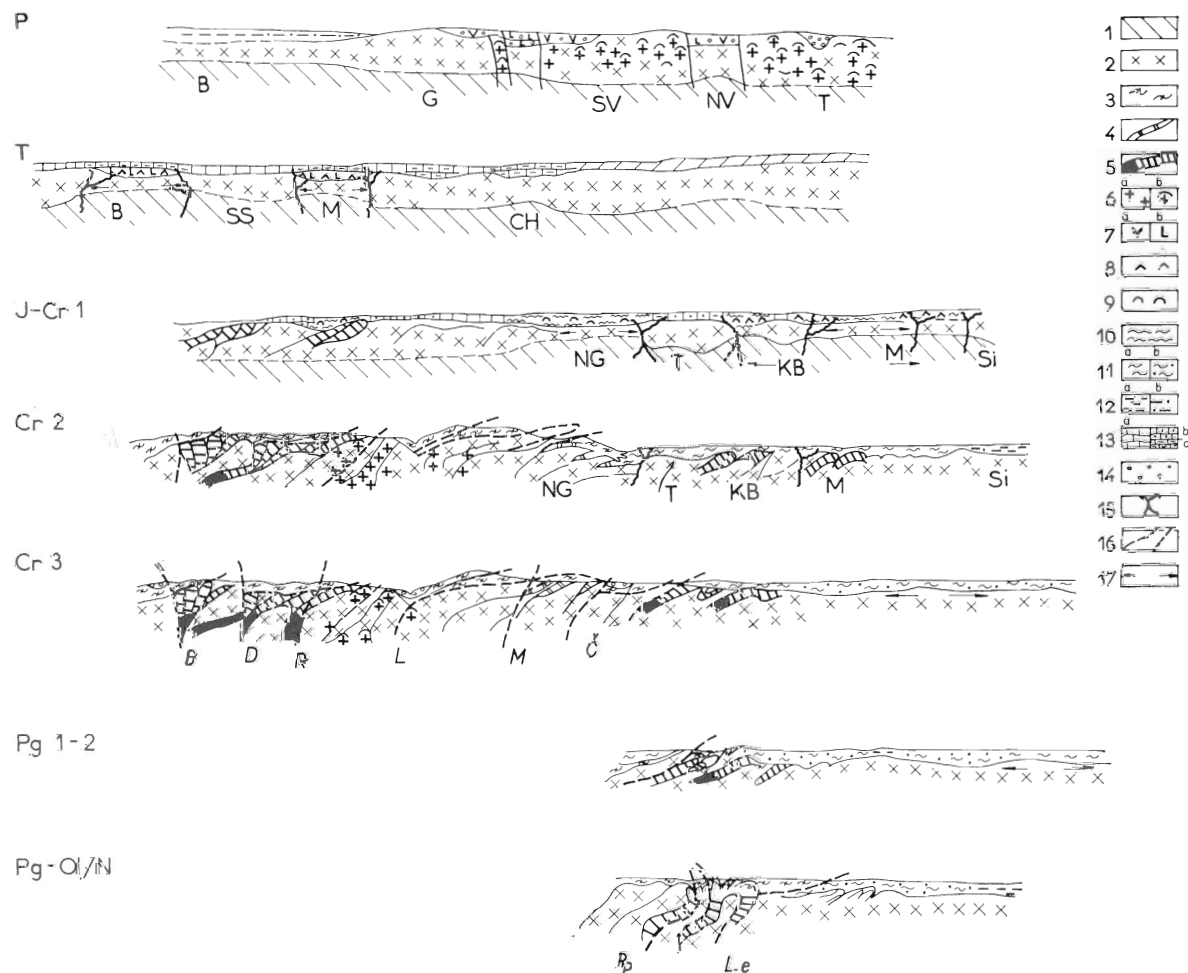
V južných zónach vnútorých Karpát juru a spodnú kriedu len sporadicky zastupujú zväčša neritické sedimenty, ktoré boli zrejme súčasťou širokého prahu, v niektorých obdobiach hlbšie ponoreného, príp. členitejšieho (titón — neokóm).

V štádiu jura — spodná krieda vyčleňujeme v Západných Karpatoch tieto geotektonické typy:

- južný vyvýšený prah s brázdami (napr. južne od rožňavskej línie a s ďalšími hlbinnými zlomami s protrúziami ultrabázik, línia Darnó);
- zliechovský tróg so subkontinentálnou kôrou;
- tatridný prah so zníženinami;
- kysucko-pieninský tróg sprevádzaný úzkymi prahmi;
- oceanický magurský tróg (v podloží magurského príkrovu).

Ako vidieť, do Západných Karpát nezasahuje južný oceanický tróg Tethydy z dinarid.

Výraznejší pelagický charakter je zreteľný najmä v malme, zvýšenie kontrastnosti s priehlbeninami trógov a zdvihmi v titóne. Práve v tomto období



došlo aj k oceanizácii, azda k stenčeniu kôry v okrajovej časti severoeurópskej platformy, a k vzniku štruktúrno-faciálnej sliezskej zóny.

5. Obdobím zvýšenia kontrastnosti, ale aj prestavby paleotektonického plánu bol v Západných Karpatoch koniec spodnej kriedy (alb) s nástupom pelitickej sedimentácie v rozsiahlych oblastiach, a to aj v tých častiach tatrid, ktoré v priebehu jury a spodnej kriedy mali neritický typ sedimentov. Objavili sa však intraformačné zlepenice s exotickým materiálom a bázikami. Postupne pribúdala rytmickosť, prechod do flyšovej sekvencie. Alb bol zároveň obdobím zvyšovania dynamiky kôry s nástupom vrásnenia, hlavne v južnejších zónach.

Mladšie členy ako spodná krieda nie sú známe ani v chočskej jednotke, ani v južnejších jednotkách Západných Karpát. Chýbaním týchto členov sa západokarpatské jednotky (južnejšie ako križňanská) výrazne odlišujú nielen od severnejších západokarpatských jednotiek s hojným flyšom, ale aj od Mecseka a Villanya, ako i od južného cípu Maďarského stredohoria (Bakony) s epiplatformným typom strednej kriedy s výrazným niekoľkonásobným striedaním sa transgresie a regresie (J. Fülöp 1968).

Pri paleotektonickom členení Západných Karpát v strednej kriede treba teda vydeliť:

- a) južné oblasti intenzívneho vrásnenia, tvorby príkrovov, skracovania podkladu;
- b) oblasti severných veporíd — tatrid, najskôr s predflyšom, neskôr s flyšovou sedimentáciou, postihnuté intenzívnejším vrásnením koncom strednej kriedy až začiatkom vrchnej kriedy;
- c) bradlovú zónu, s členitou sedimentáciou a so zvýšenou dynamikou a hoj-

Obr. 1. Model geotektonického vývoja Západných Karpát. Zostavil M. Maheľ 1977

1 — plášť, 2 — rulovo-žulová vrstva, 3 — príkrovové komplexy, 4 — prejavy vysokotermálnej a vysokotlakovej metamorfózy, 5 — zóny subdukcie; vysokotlakovej a nízkotermálnej metamorfózy, 6 — a) prieniky granitoidov, b) diapírové výstupy, 7 — prejavy vulkanizmu: a) s prevahou kremenných porfýrov, b) s prevahou spilitov, diabázov, melafýrov, 8 — ofiolity a ofiolitoidné magmatity, 9 — mocnejšie rádiolarity, 10 — trógové fácie, prevažne slieňovce, 11 — a) flyš, b) piesčité flyš, 12 — a) šelfové detrity s prevahou pelitov, b) s prevahou pieskovcov, 13 — šelfové a prahové karbonáty a) intrageosynklinálnych prahov, b) pelagické karbonáty bazénov, 14 — molasy, 15 — výstupy bázickej až ultrabázickej magmy, 16 — presunové línie; hlbinné zlomy, 17 — zóny roztiahnutia kôry.

Hlbinné zlomy: B — balatonská línia, D — línia Darnó, R — rožňavská línia, L — lubenícka línia, M — muránsky zlom, Č — čertovická línia, Pp — peripienínsky lineament, Le — lednická línia

Fig. 1. Model of geotectonic Evolution of the West Carpathians

1 — upper Mantle, 2 — granite-gneiss layer, 3 — overthrust units, 4 — occurrences of high-temperature and high-pressure metamorphism, 5 — subduction zones; occurrences of high-pressure and low-temperature metamorphism, 6 — a) granitoid penetrations, b) diapiric ascendencies, 7 — volcanic occurrences: a) prevailing with quartz-porphyrines, b) prevailing with spilite-diabases; melaphyres, 8 — ophiolites and „ophiolitoid“ magmatites, 9 — thick radiolarites, 10 — facies of troughs, prevailing marls, 11 — a) flysch and, b coarse flysch, 12 — a) shelf detritic sediments with prevailing pelrites, b) sandstones, 13 — shelf and swell carbonates a) of intrageosynclinal ridges, b) pelagic carbonates of basins, 14 — molasses, 15 — ascendencies of basic and ultrabasic magma, 16 — overthrust lines; deep faults, 17 — zones of crust dilatation.

ností zlepencov fácie wildflyša. Vytvára azda okrajovú zónu, v ktorej sa odráža začínajúca sa subdukcia kysucko-pieninského oceanického trógu;

d) oblasti intenzívnej flyšovej sedimentácie — „zrelého“ flyšového štádia s hojnosťou hrubého flyša.

6. Paleotektonický obraz strednej kriedy pretrvával počas vrchnej kriedy vo flyšovom aj v bradlovom pásme, kde sa objavili olistostrómy a olistolity ako prejav skracovania zón a azda i subdukcie. Vo vnútorných Karpatoch sa však sedimentácia flyša skončila zväčša už v cenomane (a to bez vyznenia do molasy, s postupným sťahovaním sa na sever), keď prebiehala kontrakcia a formovanie nového štruktúrneho plánu.

Pre vnútorné Karpaty s výnimkou pribradlovej oblasti je charakteristický nedostatok vrchnokriedových sedimentov. Z južnejších oblastí sú známe len zvyšky vrchnokriedových morských a lagunárnych sedimentov. Aj tým sa vnútorné Karpaty odlišujú od Maďarského masívu a Apusen. To treba zdôrazniť, lebo v ostatných rokoch sa častejšie zjavujú náhľady o pôvodne jednotnom mikrokontinente: vnútorné Karpaty — Apuseny, so začlenením Mecseka a Villanya medzi ne, dokonca ako súčasť ich severných zón. Za predpokladu, že sa jednotná mikroplatňa rozpadla, posun (vzďaľovanie) jej fragmentov pozdĺž transkurentných zlomov sa mohol odohrať len pred albom (M. Bleah u 1976; P. Horvath — Z. Stegena — B. Gecz y 1974). Rozdiely vo vrchnej, ale aj strednej kriede sú totiž evidentné.

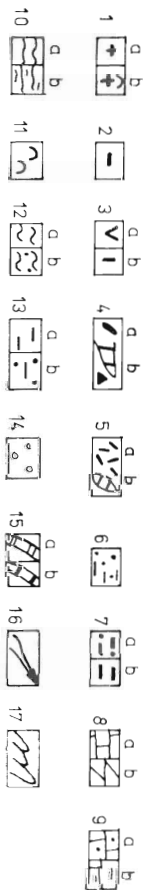
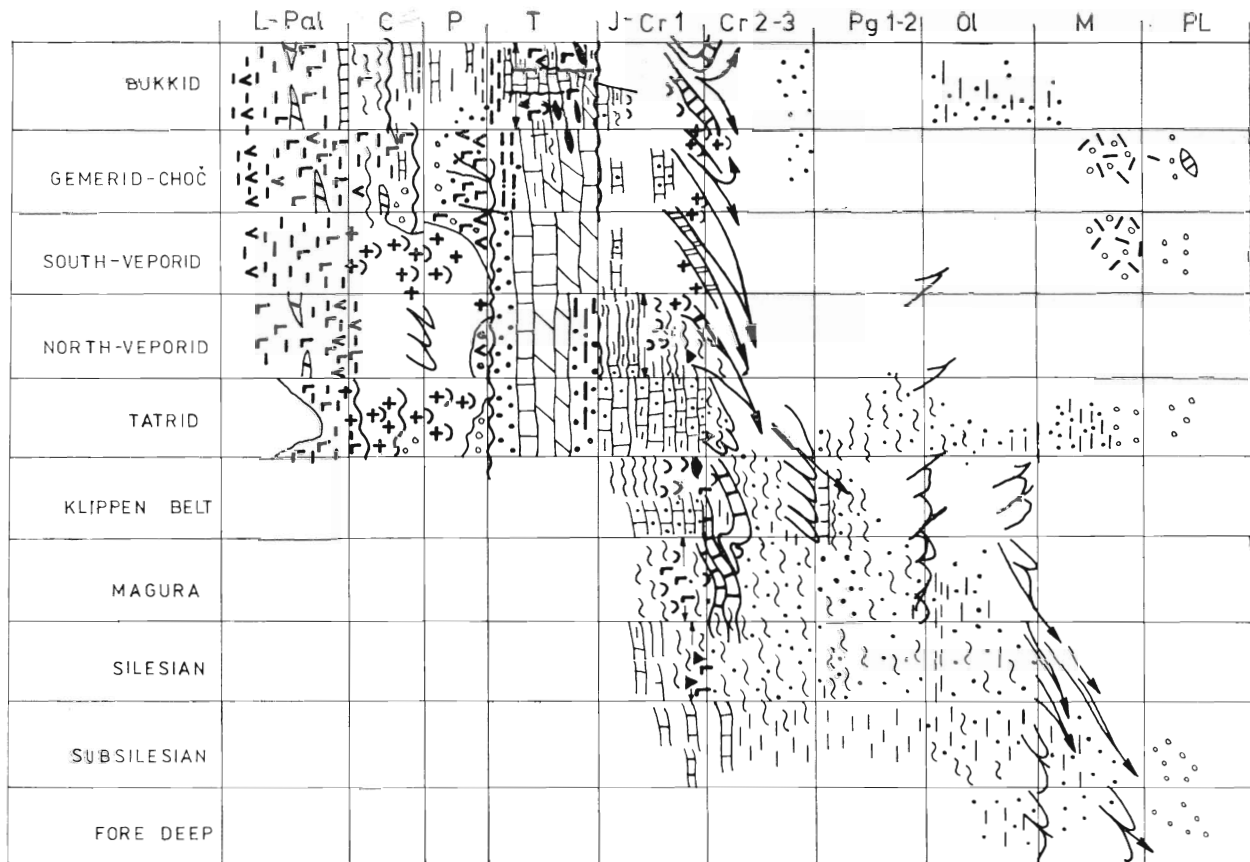
Na našej tektonickej mape Karpát, Balkánu a Dinaríd (M. Mahel' et al. 1973) sme Villany síce zaradili ako typ geoantiklinály, prahový a Mecsek medzi typy blízke jurskospodnokriedovým trógom, lenže tektofácie, nehovoriac už o ich súboroch (tektonogrupách), sú také odlišné vo Villanyi od tatrid, ale aj od Bihora a v Mecseku od križňanského príkrova, že bolo nevyhnutné vyznačiť

Obr. 2. Geotektonický vývoj Západných Karpát. Zostavil M. Mahel' 1977

1 — a) prieniky granitoidov, b) diapírové výstupy, 2 — aspidná až flyšoidná, čiastočne flyšová formácia, 3 — a) kremenné porfýry, b) spilit-diabázy; melafýry, 4 — telesá ultrabázik: a) bazických intruzív, b) alkalických bázik a ultrabázik, 5 — a) andezity a ryolity, b) čadiče, 6 — pieskovce, kremence, karpatský keuper, 7 — a) plytkomorské detritické sedimenty, b) s prevahou pelitov, 8 — a) šelfové vápence, b) dolomity, 9 — karbonáty intrageosáinklinálnych a) prahov, b) bazénov až trógov, 10 — a) trógové fácie, prevažne slieňovce, b) slienité vápence, 11 — mocnejšie rádiolarity, 12 — a) flyš, b) piesčitý flyš, 13 — a) šelfové, b) prahové sedimenty s prevahou pelitov, 14 — molasy, 15 — a) prejavy vysokotermálnej a vysokotlakovej metamorfózy, b) zóny subdukcie; vysokotlakovej a nízkotermálnej metamorfózy, 16 — presuny, 17 — prešmyky; prejavy vrásnenia.

Fig. 2. Geotectonic Evolution of the West Carpathians

1 — a) granitoid penetrations, b) diapiric ascendencies, 2 — aspidic flyschoid and flysch prealpine formations, 3 — a) quartz porphyries, b) spilit-diabases, melaphyres, 4 — ultrabasics bodies: a) of basic intrusives, b) of alcaic basic and ultrabasic, 5 — a) andesites and rhyolites, b) basalts, 6 — sandstones, quartzites, Carpathian keuper, 7 — a) shallow-marine detritic sediments, b) with prevailing pelrites, 8 — a) shelf limenstones, b) dolomites, 9 — carbonates of intrageosynclinal a) ridges, b) besins, troughs, 10 — a) trough facies, prevailingly marles, b) pelagic limestones, 11 — thick radiolarites, 12 — a) flysch, b) coarse flysch, 13 — a) shelf and trough sediments with prevailing pelrites, b) sandstones, 14 — molasses, 15 — a) occurrences of high-temperature and high-pressure metamorphism, b) subduction zones; of high-pressure and low-temperature metamorphism, 16 — overthrusts, 17 — upthrusts; folds.



ich ako osobitné geotektonické typy. Charakteristická pre ne je výrazná zmena sedimentačných podmienok v bato (vo Villanyi transgresia, v Mecseku hlbokovodná sedimentácia) a koncom titónu (G. Wein 1969, ukončenie sedimentácie vo Villanyi a splytčenie v Mecseku). Osobitosť zvyrazňuje aj typ mezozoických magmatitov (mocnejších v Mecseku), diabázových porfyrítov a alkalických diabázov, porfyrítov a alkalických diabázov. Prítomnosť tektofácie mocných grestenských vrstiev v Mecseku, sporadicky vo Villanyi pripomína vývoj Južných Karpát (getika) rovnako ako široký stratigrafický hiat v rozpätí vrchný trias — bat vo Villanyi.

Niektorými faciálnymi znakmi (vápence pliensbachu s celtošvábskou faunou, limonitické vápence batu, glaukonitické vápence stredného a vrchného kalovu, bauxity, vápence s characeami a urgónske vápence) pripomína mezozoická sekvencia vo Villanyi autochtónnu sériu Bihoru v Apusenách (M. Bleahu 1976). Treba však pritom zdôrazniť, že jedny z týchto facií sú bežné v alpidách, iné sú síce blízke Apusenám, ale nie Západným Karpatom. Villanyi a Mecsek na základe osobitostí vývoja v jure, a najmä v spodnej a strednej kriede (bez cenomanského flyša, ale s alkalickými bazickými vulkanitmi), napriek ich „severnému“ typu triasu pokladáme za výbežok srbsko-macedónskeho masívu, resp. severozápadnej časti Južných Karpát, oddelený ako samostatný fragment v jure pri tvorbe mrešského trógu so stenčenou kôrou. Malý postih paleoalpínskym vrásnením je dôsledkom tlakového tieňa tohto fragmentu ležiaceho v pozícii medzihoria medzi trógmami, a to na západe v kline medzi bifurkujúcou sa periadriatickou zónou na bukšskú a fruškogorsko-vardarskú zónu a z východu obmedzeného solnockým trógom.

V období strednej a začiatkom vrchnej kriedy sa vo vnútorných Západných Karpatoch vytvoril paleoalpínsky štruktúrny plán s viacerými príkrovmi a so skrátením hlavných sedimentačných priestorov. Treba pritom zdôrazniť, že:

a) Skrátenie postihlo vnútorné Karpaty ako celok, ale nerovnomerne jednotlivé zóny. V tatridnom kryštaliniku nastalo výraznejšie skrátenie len v zónach bez väčších telies granitoidov a s mocnejším zastúpením paleozoika (napr. menšie presuny v severnej časti Považského Inovca).

b) V severoveporidnom kryštaliniku sa intenzívne skrátenie prejavuje hlbinným šupinovitým štýlom s úzkymi, na JV sklonenými synklinálami a šupinami a usmernenou bridličnatosťou. Vrchnejšie časti tohto kryštalinika — zhrnuté v čelách kráľovohorského príkrovu — majú pripovrchový štýl s ležatými vrásami a subhorizontálnou bridličnatosťou. Na severe tieto štruktúry nadväzujú na jednotku Veľkého boku a tá na krížňanský príkrov zliechovského typu.

c) Juhoveporidné kryštalinikum vykazuje intenzívne skrátenie hlbinným šupinovitým štýlom (v zónach bez granitoidných masívov) a veľkými hlbinnými príkrovmi (najmenej troma) s prevažne žulovým jadrom, zakorenenými smerom na juh. Vo vrchnej etáži hlbinné príkrovy prechádzajú do ležatých vrás (napr. vrása Markušky, V. Zoubek 1957).

d) V gemeridách sa skrátenie prejavuje hlbinným štýlom a viacerými šupinami (P. Grecula 1974) a v severnej časti s násunom.

e) Typ skrátenia v zóne južne od rožňavskej línie je doteraz málo známy, ale alochtónny charakter más plytkovodnejších typov sekvencií je evidentný.

Tektonické línie, ako je čertovická, lubenícka, margecianska a rožňavská, predstavovali v prvom rade rozhranie zón odlišnej intenzity, odlišného typu skrátenia kryštallického podložja. Ťažko posúdiť, do akej miery ide o zóny

pohltenia a do akej o zóny násunu v hlbších úrovniach kôry. V tomto smere zostáva nedoriešená otázka koreňovej zóny chočského prikrovu, ktorú by zo štruktúrneho hľadiska bolo logické spájať s príkrovmi južných veporíd, lenže tie majú struženický obalový typ mezozoika, ako aj juhoveporidný typ permu.

Pri vytváraní štruktúrneho plánu nastal v Západných Karpatoch aj posun blokov (najvýraznejšie vysunutie bloku Volovca pozdĺž štítnického zlomu; M. Maheľ 1967, 1975) a ich rotácia (severný blok Považského Inovca). Divergencia paleoalpínskych štruktúr známa z Nizkých Tatier (M. Maheľ 1967) a z Čiernej hory (S. Jacko 1971; starších smeru Z—V a mladších — v prvom prípade SV—JZ, v druhom prípade SZ—JV) naznačuje, že za paleoalpínskeho vrásnenia sa začal formovať karpatský oblúk. Doteraz je však otvorená otázka, do akej miery. Smery SV—JZ sú totiž v stavbe Západných Karpát príliš hlboko zakotvené a zdá sa, že majú svoje pokračovanie i na platforme. Vek týchto transkurentných zlomov možno dnes ťažko určiť.

Karpatská geosynklinála bola v období vrchnej kriedy rozložená severne od karpatského bloku s výnimkou jeho okrajovej časti. A práve styková zóna karpatských paleoalpíd s flyšovou geosynklinálou bola dynamicky najaktívnejšia, o čom svedčí pestrosť facií, najmä flyšových, ako aj hojnosť wildflyša a jeho široký časový diapazón. Zrejme išlo o zónu viacerých paleogeografických zmien vyvolaných skracovaním priestoru okrajovej zóny flyšového oceánu. Osobitný tektonický štýl bradlového pásma — zrelý bradlovitý štýl s diapirickými pohybmi rigidnejších bradiel uprostred plastickejšieho obalu — až štýl tektonickej melanže a prítomnosť olistolitov naznačujú dlhodobý proces vzniku. Výsledná stavba je dielom mladšej neoalpínskej periódy vrásnenia, keď sa utvorila zóna stlačenia, miestami až vytlačenia úzkych prahov (czorsztynského a klapského) a trógu (kysucko-pieninského) na rozhraní dvoch blokov s odlišným typom kôry. Bol to kontinentálny blok paleoalpínskych Karpát a blok (azda suboceanický, resp. subkontinentálny) podložia flyšového pásma, najmä jeho vnútornejších zón.

Peripieninský lineament chápeme ako vnútornú hranicu podložia magurského trógu, námestovskú líniu či zónu gravimetrického minima ako vonkajšiu hranicu styku s Českým masívom, resp. so severoeurópskou platformou. Na týchto líniách zrejme došlo aj k podsunom vonkajších zón, resp. k násunom vnútorných zón. Z priebehu peripieninského lineamentu v juhozápadnom cípe Karpát až po západnú päť Malých Karpát sa dá usudzovať, že v tejto malokarpatskej časti je násun karpatského bloku väčší na magurský blok. Tento násun je zrejme v genetickej väzbe so sústavou zlomov prekrytých viedenskou panvou a s vysunutím bloku vnútorných Karpát na SZ.

7. Pre vnútorné Západné Karpaty bol dôležitým prelomovým obdobím stredný eocén, obdobie späté s formovaním grabenov a synklinórií vyplnených centrálnokarpatským flyšom. Nástup mocného flyša aj tu predchádza pelitický charakter sedimentov (R. Marschalko 1968). To znamená, že v eocéne v severných častiach vnútorných Karpát, zaberaajúcich zhruba tatridy, došlo k diferenciacii kôry s vytvorením členitých grabenov, azda s tenšou kôrou, a jadier s hrubšou kôrou a so zdvihom žulových masívov. Je pozoruhodné, že sa tento typ paleogénu východne od hornádskeho zlomu obmedzuje len na príbradlovú časť, a to len po zlom v doline Latorice (svalavský). Východne od svalavského zlomu je rozložený až po bradlové pásmo mocný komplex (viac ako 1000 m) vrchnokriedových kričevských vrstiev (V. Sviridenko 1973;

tmavé argility, aleurity, pieskovce, sliene — miestami pestré slienité vápence), súvrstvie bez znakov flyšového typu. Paleogén sa objavuje až v oblasti Mar-maróša, východne od zlomu Ganiča — Solotvina (V. Sviridenko 1976), pripomína centrálno-karpatský (ale má širšie stratigrafické rozpätie a je spätý s výbežkami bradlového pásma Poiana Boticei), ale je viac postihnutý vrásnením, hlavne prešmykmi; pripomína v niektorých úsekoch pribradlový paleogén. Odlišný typ stavby v tejto kryhe Zakarpatska medzi obidvoma spomínanými zlomami nabáda uvažovať o prerušení vnútrokarpatských jednotiek medzi vnútornými Karpatmi a Apusenami. Východne od svaľavského zlomu možno azda hovoriť o severnom predĺžení solnockého trógu. Poukazuje na to aj postih spomínaných vrchnokriedových kričevských vrstiev a nadloženého paleogénu (bajlovské vrstvy) postpaleogénnym vrásnením, azda savským (V. Svidirenko 1976).

Nie menej zaujímavé je, že vznik eocénnych a oligocénnych depresíi panónskeho typu sa viaže so staršou zónou osobitného typu mezozoického vývoja, na zónu južne od rožňavského lineamentu s južným typom triasu včítane ofiolitoidov (juhoslovensko-severomaďarská panva — v oligocéne; eocénna panva v oblasti transdanubijského pásma). Pásmo medzi čertovickou a rožňavskou líniou bolo v priebehu paleogénu okrem menších oblastí (breznianska kotlina) bez výraznejších poklesov, ba naopak, zaznamenávalo zdvih.

8. Od spodného miocénu hrali vo formovaní štruktúr vnútorných Karpát význačnú úlohu priéčne zlomy. Pozdĺž nich sa formovali významné prelomy naprieč cez karpatské štruktúry: viedenská panva viažúca sa na stykové pásmo s priéčnym posunom blokov. Rozsiahly prelom predstavuje aj Východoslovenská nížina — zakarpatská panva (V. Sviridenko 1976), v strednom miocéne bol výrazný stredoslovenský prelom.

V modeli Karpát sa osobitná úloha pripisuje vzťahu medzi podsunom či pohltením a vulkanitmi (H. Stille 1953, D. Radulescu — M. Sandulescu 1973, P. Grecula — Z. Roth 1976). Keď posudzujeme túto otázku z hľadiska európskych alpíd, vidíme hlavne na príklade nedostatku neovulkanitov vo Východných a v Južných Karpatoch, že priameho vzťahu medzi pohltením, príp. aj subdukciou a neovulkanitmi niet. Drobné výskyty treťohorných a vrchnokriedových vulkanitov, uvádzané na podporu takého vzťahu z Východných Álp (V. Dietrich 1976, J. Gatto 1976), sú bežné aj v samotnom flyšovom pásme Karpát a geneticky sa s neovulkanitmi Západných Karpát či Východných Karpát, Apusen, príp. Balkánu (Rodop) nedajú porovnávať. O priamom vzťahu medzi subdukciou a neovulkanitmi sa nedá hovoriť ani v Západných Karpatoch. Evidentný je však vzťah medzi neovulkanitmi a dezintegráciou karpatského a panónskeho bloku s funkciou hlbšie siahajúcich zlomov a so vznikom depresíi — oblastí s tenšou kôrou. Pritom je pozoruhodný postreh D. Vassa (1976), že v období zakladania panví prehybom s podradnou úlohou zlomov, ako je v prípade iligocénno-spodnomiocénnej juhoslovensko-severomaďarskej panvy, je vulkanická činnosť minimálna. Najintenzívnejšia je v období najväčšieho rozpadu na bloky, v badene-sarmate, v období výrazného uplatňovania sa funkcie viacerých systémov zlomov. Je však zjavná alternácia oživenia subsidencie panví s fázami vrásnenia — skracovania, a teda aj podsunov vo vonkajších zónach vo flyšovom pásme a vo vnútornej zóne čelnej predhlbne (M. Mahel 1974). Poukazuje na priame vzťahy medzi kontrakciou a uvoľnením, a tým medzi horizontálnymi pohybmi vo vonkajších

zónach Karpát a vertikálnymi pohybmi vo vnútorných zónach. Ak prijmem náhľad, že subsidenciu panví v Maďarskom masíve a v Karpatoch sprevádza stenčenie kontinentálnej kôry a zvýšenie podkôrového tepelného toku v dôsledku účinku podkôrového diapíru (P. Horváth — L. Stegena — B. Géczy 1974), potom treba hovoriť o nepriamom vzťahu medzi pohľutím kôry, azda i subdukciou a neovulkanitmi, ale len pri vhodných geotektonických podmienkach. Rozloženie neovulkanitov v alpidách naznačuje, že takými sú staré masívy, fragmenty kôry uprostred alpínskej geosynklinály (panónsky, transylvánsky, srbsko-macedónsky a rodopský).

Doručené 12. 9. 1977

Odporučil Z. Roth

LITERATÚRA

- Bleahu, M., 1976: Structural position of the Apuseni mountains in the Alpine System, Rev. Roum. geol. géophys. et géogr. Geologie t. 20, № 1, Bucuresti, p. 7—19.
- Bojko, A. K. 1975: Voprosy drevnej geologičeskoj istoriji Vostočnych i Zapadnych Karpat i radiometričeskie datirovanije. Kijev, Naukova dumka, s. 1—41.
- Burchart, J. 1970: The crystalline core of the Tatra mountains, a case of polymetamorphism and polytectonism. Eclogae geol. Helv. vol. 63/1, Basel, s. 53—56.
- Cambel, B. — Čorná, O. 1974: Stratigrafia kristaličeskovo osnovenja masiva Malych Karpat v svete palinoločeskich isledovanij. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 25, 2, s. 231—241.
- Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des kristalinikum der Westkarpaten auf Grund Palynologie. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 1, s. 117—132.
- Dietrich, V. J. 1976: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. Geotektonische Forschungen H 50, Stuttgart. S. 1—84.
- Eliáš, M. 1976: Poznámky k paleogeografickému a paleotektonickému vývoju flyšových Karpát. Zbor. prác, Smolenice, s. 43—53.
- Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov., 5, s. 221—245.
- Grecula, P. 1974: Tectonic styles and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Sbor. geol. věd, ř. G. 26, s. 57—68.
- Grecula, P. — Roth, Z. 1976: Kinematický model Západných Karpát. Zbor. prác, Bratislava, s. 26—27.
- Hesse, R. — Butt, A. 1976: Paleobathymetry of cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the calcite compensation level. Journal of Geology 84, 5, Chicago, p. 505—533.
- Horvath, P. — Stegena, L. — Géczy, B. 1974: Eusimatic and ensialic interarc basins. J. geophys. res. Washington.
- Jacko, S. 1971: Niektoré osobitosti tektonického vzťahu gemeríd s kryštalinikom Čiernej hory. Geol. práce, Spr. 57 (Bratislava), s. 111—119.
- Kamenický, L. 1975: Rozmiestnenie a genéza mezo- a kenozoického magmatizmu v Západných Karpatoch. Mineralia slov., 7, s. 13—25.
- Kantor, J. 1957: A^{40}/R^{40} metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácie na betliarsky gemeridný granit. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 11, s. 188—200.
- Klinec, A. 1971: O vzťahu alpínskej metamorfózy k tektonickým pochodom (Západné Karpaty). Geol. práce, Spr. (Bratislava), p. 127—130.
- Klinec, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporíd. Geol. práce, Spr. (Bratislava), s. 105—109.
- Klinec, A. 1974: Stavba kryštalinika Západných Karpát. Materiály z III. celoslovn. geologickej konferencie, I. časť, Bratislava, s. 103—107.
- Klinec, A. 1974: K vývinu hlavných štruktúr veporidného kryštalinika. Čsl. geol. lógia a globálna tektonika. Zbor. referátov, Bratislava, p. 87—90.
- Klinec, A. — Planderová, E. — Miko, O. 1976: Staropaleozoický vek hrónského komplexu veporíd. Geol. práce, Spr. 63, (Bratislava).

- Klinec, A. — Vozár, J. 1971: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika chočskej jednotky a tzv. hľpianskeho mezozoika. Geol. práce, Spr. 56 (Bratislava), s. 221—226.
- Konečný, V. — Lexa, J. 1976: Geotektonická pozícia neogénneho vulkanizmu Karpát a panónskeho bazénu. Zbor. referátov z konferencie Čsl. geológia a globálna tektonika, Bratislava, s. 102—107.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973. Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata — Serie und Tektonik der Slowakischen Karstes. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 3, 24, s. 265—374.
- Mahel, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, Západní Karpaty 1 Praha, ÚUG, 488 s.
- Mahel, M. 1972: Geotectonic position of the Flysch in the Eastern Alps, Carpathians, Balkan and Dinarides. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 23, 2, p. 209—225.
- Mahel, M. 1973a: Tectonic map of the Carpathian Balcan mountain system and adjacent areas, Geol. ústav D. Štúra, Bratislava, UNESCO. Kartografia Praha.
- Mahel, M. 1973b: Some characteristic of the structure of the individual alpine segments. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 1, p. 5—21.
- Mahel, M. 1974: Introductory articles. In: Mahel et al.: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava, p. 9—49.
- Mahel, M. 1975: Postavenie gemerika. Mineralia slov., 7, 3, s. 33—52.
- Mahel, M. 1976a: Die Änderungen der Erdrindentypus im Laufe der Entwicklung des alpidischen Systems und die Besonderheiten einiger Faltungen. Nova Acta Leopoldina, 224, Bd. 45, — Symposion Franz-Kossmat — Symposion, Halle, S. 405—412.
- Mahel, M. 1976b: Vývoj a stavba československých Karpát vo svetle princípov globálnej tektoniky. Zbor. referátov, Bratislava, s. 3—22.
- Mahel, M. 1977: Geotectonic position magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides (in presse).
- Marschalko, R. 1968: Facies Distributions, Paleocurrents and Paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West-Carpathians. Geol. zborník Geologica carpath. (Bratislava), 19, 1, s. 70—94.
- Marschalko, R. 1976: Typy pienidných flyšových bazénov pozdĺž hrany karpatského bloku v kriede a v paleogéne a ich geotektonický význam. Zbor. referátov z konferencie Čsl. geológia a globálna tektonika, Bratislava, s. 37—42.
- Máška, M. — Zoubek, V. et al. 1961: Tectonic development of Czechoslovakia. Ústř. úst. geol. Čsl. akad. nauk, Praha.
- Mišík, M. 1976: Bradlové pásma a globálna tektonika. Zbor. prác, Bratislava, s. 28—36.
- Radulescu, D. — Sandulescu, M. 1973. The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. Tectonophysics (Amsterdam), 16, p. 115—161.
- Roth, Z. 1971: Die Strukturfazies der äusseren Karpaten in Mähren und die Klassifizierung ihrer Hüllendecken nach dem tektonischen Stil. Věstník ÚUG, 46, č. 4, Praha, s. 233—236.
- Roth, Z. 1974: Paleotektonická klasifikace geosynklinální výplně vnějších Karpat. Paleotectonic clasification of the geosynclinal filling of the outer Carpathians. Sbor. geol. věd, Ř. G., C 26, Praha, s. 95—100.
- Stille, H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpatenbogens. Geol. Jahrb. Beihefte 8, Hannover.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej priehlbiny. Mineralia slov., 8, 5, s. 395—406.
- Vass, D. 1976: Molasové panvy a globálno-tektonický model Karpát. Zbor. referátov z konferencie Čsl. geológia a globálna tektonika, Bratislava, s. 111—117.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 64 (Bratislava), s. 81—96.
- Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. geol. Acad. Scien. Hung. 13, s. 399—436.
- Zoubek, V. 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. práce, Zoš. 46 (Bratislava), s. 38—50.

Development model of the West Carpathians

MICHAL MAHEL

A whole series of new information and changes in valuation of manifestations of sedimentation, magmatism, metamorphism and folding based on principles of global tectonics, permits us to present the model of development of the West Carpathians starting from the Hercynian plan.

1. In the so called Tatroveporic we distinguish in content and structure 3 zones already separated by the Hercynian folding: the Tatríde crystalline, North Veporide crystalline and South Veporide crystalline. Hercynian granitoids are lacking to a larger extent in the North Veporide crystalline and south of the Lúbeník and Margecany lines, which fact played an important role in development of the Alpine geosyncline.

2. Unequableness of Hercynian stabilization of crust was reflected in distribution and the types of the Late Paleozoic. In the Tatríde crystalline are only smaller, usually transversal grabens. The longitudinal graben filled up with the Permian is bound to the zone of weak granitization of the North Vepor crystalline. The dissected graben with the Upper Carboniferous and Permian is distributed south of the Veporide crystalline.

The area without Hercynian stabilization south of the Rožňava lineament is characterized by the „Dinaride“ type of the Permian with the presence of marine facies. A longitudinal graben in the Permian is also supposed north of the „Slovak block“.

3. The majority of Late Paleozoic grabens played a role in dissection of the types of the Triassic. The view of the West Carpathians as a continental plate in the Triassic cannot be accepted, neither the view of the epiplatformic type of the Triassic in the whole region of the West Carpathians and/or Inner Carpathians. Already in the Triassic we distinguish several paleotectonic types:

- a) dissected, perhaps suboceanic, or subcontinental type with ophiolitoides- south of the Rožňava lineament-Dinaride type;
- b) type of dissected oceanic unstable shelf with limestone facies, partly deeper-water ones-Austroalpine type;
- c) partly type of continental shelf-Carpathian type;
- d) Kysuca — Pieninic graben (connecting the Pieninic graben with the Transylvanian graben in the East Carpathians).

4. In the Liassic rebuilding of the paleotectonic plan took place so that in the Jurassic-Lower Cretaceous stage we distinguish the following geotectonic types in the West Carpathians:

- a) southern elevated oceanic ridge with furrows (e. g. south of the Rožňava fault line and with other deep-seated faults accompanied by protrusions of ultrabasics as the Darnó, Balaton fault lines;
- b) Zliechov trough with subcontinental crust;
- c) Tatríde unstable oceanic ridge accompanied by basins;
- d) Kysuca-Pieninic trench accompanied by narrow ridges-islands;
- e) oceanic trough (in the substratum of the Magura nappe) — Magura type;
- f) northern shelf connected with the platform of the Bohemian massif.

As visible, the southern oceanic trough of the Tethys and Dinarides does

not reach the West Carpathians; they are separated by the Pannonian fragment of the Serbian-Macedonian massif (Mecsek — Villany mts.).

5. Another rebuilding of the structural plan is connected with the period and stage of the Albian-Cenomanian, in which we distinguish the following geotectonic types;

- a) southern areas of intense folding, nappe formation, shortening of basement;
- b) areas of the North Veporides-Tatrides, with subcontinental crust type, at the beginning with preflysch, later with flysch sedimentation affected by more intense folding to the end of the Middle Cretaceous and at the beginning of the Upper Cretaceous;
- c) Klippen Belt with dissected sedimentation and higher dynamics with abundant conglomerates of wildflysch facies. It forms possibly the marginal zone, in which commencing subduction of the adjacent oceanic trough is reflected;
- d) flysch troughs (of subcontinental crust) of the „mature“ flysch stage with abundant coarse flysch.

In the time of the Middle and at the beginning of the Upper Cretaceous in formation of the structural plan with several nappes shortening affected the Inner Carpathians as one unit but unequally the individual zones. Even in the Tatride crystalline more distinct shortening took place, mainly in zones without larger bodies of granitoids and with more extensive representation of the Paleozoic (e. g. lesser thrusts in the northern part of the Považský Inovec mts.).

The tectonic lines as the Čertovica, Lubeník, Margecany, Rožňava fault lines represented in the first place boundaries of zones of different intensity, different type of shortening of the crystalline basement. It is difficult to judge to what an extent downsucking zones and to what an extent overthrust zones in deep crust levels are concerned.

6. The Klippen Belt underwent multifold and also long-lasting space shortening in the Upper Cretaceous and Eocene — perhaps conditioned by subduction of the oceanic crust of the Magura trough. Its resulting neoalpine structure is a consequence of squeezing out of ridge sequences (Czorsztyn and Kłape groups) and trench (Kysuca-Pieninic) at the boundary of two blocks with different crust types — the Magura and Central Carpathian (Slovak) blocks.

The Peripieninic lineament we understand as the inner boundary of the basement of the Magura trough-Námestovo line or the zone of gravimetric minimum as the outer boundary of the contact with the Bohemian massif or with the North European platform. At these lines obviously underthrusting of outer zones or overthrusting of inner zones took place.

7. At the beginning of the Eocene longitudinal graben-synclinalia with thinner continental crust formed in the Tatrides, filled up with the Central Carpathian flysch. Also the Pannonian type of the Paleogene is bound to the basement with a thinner crust type, to the zones south of the Peripieninic lineament.

8. The main structural new form in the Miocene are transversal zones of downfaulting: the Vienna, Central Slovakian, East Slovakian-Transcarpathian zones.

Preložil J. Pevný

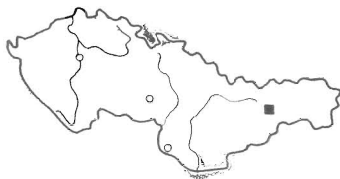
Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západných Karpatoch

(1 obr., 2 tab. v texte)

JÁN BYSTRICKÝ*

Первая находка осадков нижнего мела в Стратенской горнатиине Западных Карпат

Первые сведения об осадках нижнего мела в тектонической единице „Гемерика“ описаны в Стратенской горнатиине недалеко Добшинской ледяной пещеры. Это тёмносерые и коричневатые известняки с обилием „муниерия грамбасты Бистрички“.



First finding of Lower Cretaceous sediments in the Stratenská hornatina Mts. (Central West Carpathians)

First announce of Lower Cretaceous sediments in the „Gemic“ tectonic unit. There are dark-grey to brown limestones with mass *in situ* appearance of the species *Muniera grambasti* BYSTRICKÝ. The locality occurs near to the Dobšiná ice cave in the Stratenská hornatina Mts. (Central West Carpathians).

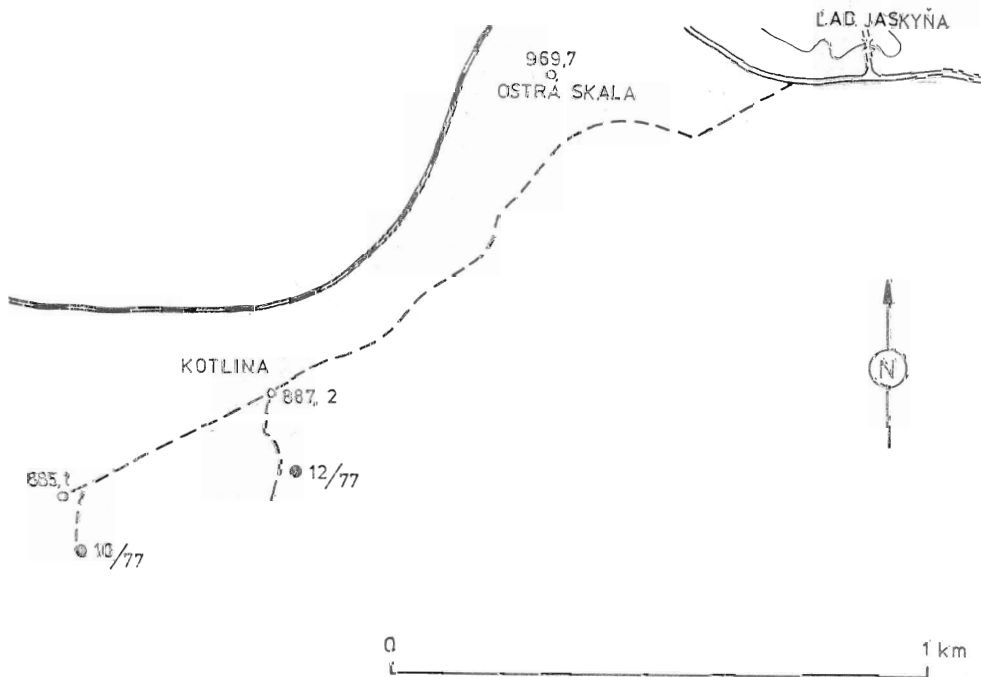
Z územia gemerika Západných Karpát (Slovenský kras, Muránska plošina, Stratenská hornatina) vrátane strážovského príkrovu (Strážovská hornatina, Malé Karpaty) sme o sedimentoch mladších ako najvyšší lias, príp. najspodnejší doger, doteraz nijaké informácie nemali. Predpokladalo sa, že chýbajúce sedimenty jury a spodnej kriedy boli ešte pred transgresiou sedimentov senónu a paleogénu úplne oderodované (J. Bystrický 1964, s. 79, D. Andrusov 1965, s. 258, 353). Túto medzeru v poznatkoch sa mi aspoň čiastočne podarilo vyplniť až na jar 1977, keď som v Stratenskej hornatine (v tzv. severogemeridnom mezozoiku) zistil vápence s masovým výskytom munierií. Tieto vrstvy zistil a kartograficky vymedzil M. Maheľ (1963), ale pre údajný výskyt fosílií *Paleonnelio lineata minutissima* (FRECH), *Macrodonella lamellosa* (ASSMANN),

* Dr. Ján Bystrický, DrSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 886 25 Bratislava.

Turitella cf. striata Pic. (M. Maheľ 1967, s. 423**) ich začlenil do aniského stupňa a pokladal za dôkaz pestrého faciálneho vývoja tohto stupňa, ktorým sa malo „severogemeridné mesozoikum“ odlišovať od „juhogemeridného“. Ide teda o pestré lavicovité až doskovité vápence (tmavé až čierne, ružové i červenkasté, sivohnedé i hnedé), miestami, hlavne v bazálnej časti odkryvu (10/77), brekciovité a oolitické. Odkryvy týchto vápencov sú doteraz známe len z bezprostredného okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne, a to na severozápadnom úpätí západnejšej rázsochy, ktorá vybieha z kóty 1204,5 — Vyšná záhrada. Odkryvy sú malé (odkrývajú okolo 7 m mocnosť súvrstvia pestrých vápencov), značne prikruté sutinou svetlých masívnych vrchnotriasových vápencov (lokality 10/77 a 12/77 z obr. 1).

Z biostratigrafického hľadiska je najvýznamnejšia najvyššia časť odkryvov — tmavosivé, sivohnedé, hnedasté, hnedé doskovité a jemne laminované vápence, keďže práve v nich sa munieria vyskytujú najmasovejšie (tab. II).

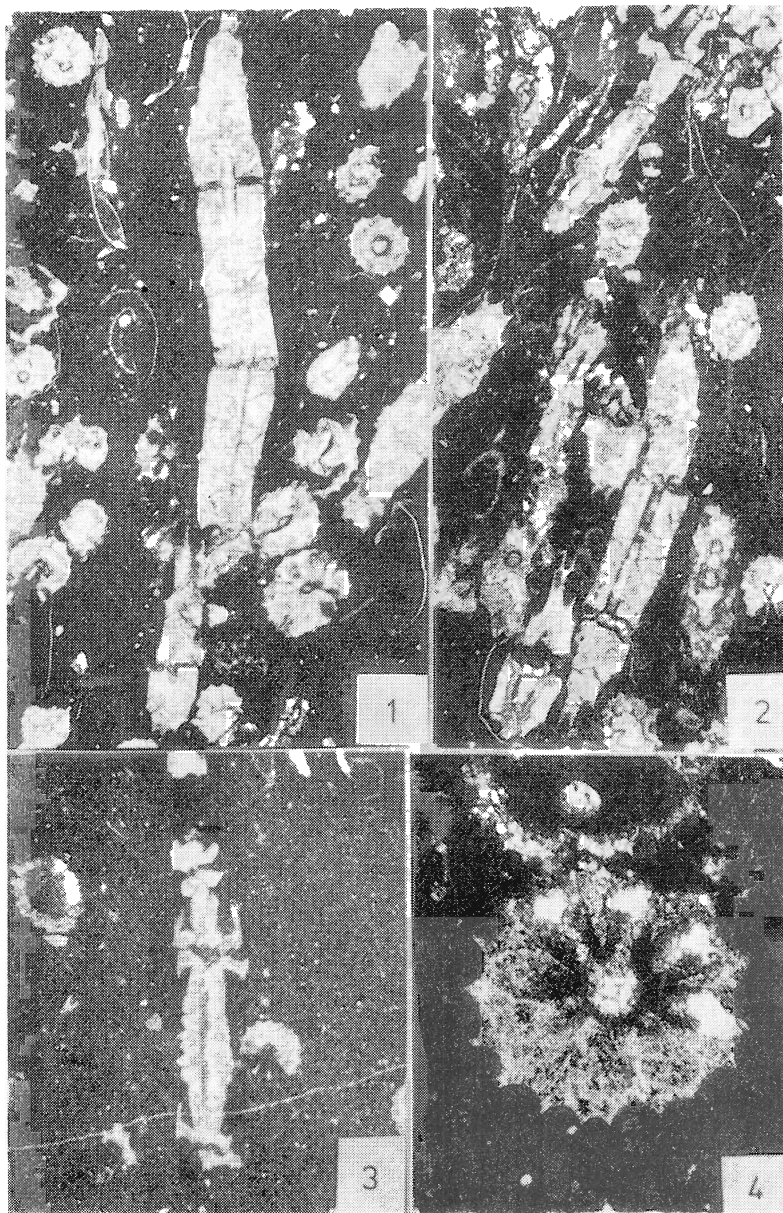
Predmetné súvrstvie je v tektonickom styku s masou svetlých masívnych vrchnotriasových vápencov. Bezprostredné podložie pre silné zasutenie úpätia nateraz nemožno zistiť. Ani sám výskyt munierií ešte neumožňuje dostatočne



Obr. 1. Situačný náčrt odkryvov vápencov s munierami

Fig. 1. Sketch-map of the limestone with *Muniera* sp.

** V citovanej práci sa lokalita s uvedenými druhmi neuvádza. Podľa rukopisných správ (M. Kochanová 1963, M. Maheľ 1963) ide o lokalitu nazývanú „Východne od Kazateľne“ a „Pri Čadovej jaskyni“, ktorú M. Maheľ (1963) graficky situoval do svojej doteraz nepublikovanej geologickej mapy 1 : 25000.



Obr. 1—4. *Munieria grambasti* BYSTRICKÝ. Obr. 1 a 4 zhotovené z výbrusu č. 5730, obr. 2 z výbrusu č. 5731 a obr. 3 z výbrusu č. 5734. Obr. 1—3. Zväčšené cca 40-krát, obr. 4 zväčšené cca 145-krát. Všetky výbrusy z lokality 12/77 a z tej istej vzorky.

Fig. 1—4. *Munieria grambasti* BYSTRICKÝ. Fig. 1. Thin section Nr. 5730, Fig. 2. Thin section Nr. 5731, Fig. 3. Thin section Nr. 5734, Fig. 4. Thin section Nr. 5730. Fig. 1—3; magn. 40 $\times$, Fig. 4: magn. 145 $\times$. All sections are from the locality 12/77 and from the same sample.



Munieriový vápenec. Lokalita 10/77, zväčšené cca 17,5-krát.
Limestone with *Muniera* sp. Locality 10/77, Magn. 17.5 $\times$.

presne stanoviť vek súvrstvia. Vápence totiž obsahujú iba monokultúru druhu, ktorý sa takmer zhoduje s nedávno opísaným druhom *Munieria grambasti* BYSTRICKÝ. Uvedený druh je známy iba z Francúzska a z Dinárskych hôr Juhoslávie, ale má veľké stratigrafické rozpätie: neokóm, barrém — apt, alb, cenoman, campan (valdonien — fuvelien), maastricht (begudien, rognacien) (J. Bouroulec — R. Deloffre 1968, 1976, S. Fabre-Taxy — M. Hervé Chatellet 1971, A. Poignant 1968, R. Radoičič 1969). Jemu blízky druh *Munieria baconica* DEECKE je zatiaľ zaznamenaný len z vápencov aptu Bakonského pohoria v Maďarsku. Z územia Západných Karpát doteraz poznáme len druh *Munieria grambasti* BYSTRICKÝ, ktorý bol zistený nedávno vo vápencových valúnoch tzv. upohlavských zlepcov (vrchný santón až spodný campan) v bradlovom pásme stredného Považia (J. Bystrický 1976). Nateraz možno teda iba konštatovať, že ide o staršie sedimenty, ako sú pestré zlepence od Dobšinskej ľadovej jaskyne, ktoré podľa najnovších biostratigrafických údajov patria do stredného senónu (D. Andrusov — P. Snopková 1976, s. 231).***

Celkový rozsah a priebeh sedimentačného priestoru munieriových vápencov v rámci Západných Karpát ešte nepoznáme. V každom prípade však ich nález in situ v Stratenskej hornatine prezrádza, že nie sú späté s „exotickým chrbtom“, ktorý mal oddeľovať sedimentačný manínsky priestor od pieninského a že valúny munieriových vápencov (nesprávne označované ako urgonský vápenec) sú „exotické“ v upohlavských zlepcoch. Myslím, že náhľad o pôvodnom zdroji „exotických valúnov“ z totálne oderodovanej časti strážovského príkrovu (J. Bystrický 1976) sa teraz, po ich zistení in situ v gemeriku, nezdá natoľko nepravdepodobným.

Aj keď je tento problém jedným z najťažších, nevidí sa mi názor, že by medzi sedimentačným priestorom bradlového pásma a tatrika bola bývala už počas triasu samostatná sedimentačná oblasť, v ktorej sa ukladali fácie vápencov stredného a vrchného triasu totožné s faciami najnútornejších pásom Západných Karpát, teda gemerika a hronika (M. Mišík — R. Mock — M. Sýkora 1977, dostatočne zdôvodnený. Neberie totiž do ohľadu ani zistenie kontinentálneho najvyššieho triasu v priestore tatrika Tatier (J. Michalík — E. Planderová — M. Sýkora 1976), ale ani zmeny v argumentácii o príslušnosti svetlých vápencov od Púchova (cordevol) do bradlového pásma. Konečne je aj v rozpore s tu uvedeným výskytom munieriových vápencov in situ v gemeriku.

Štúdium predmetných vrstiev nie je ešte ukončené. Podrobnejšie informácie bude možno získať po komplexnom spracovaní profilov a po biostratigrafickým zhodnotení ďalšieho paleontologického materiálu.

Doručené 3. 11. 1977

Odporučil Z. Roth

*** Dr. Milan Mišík po prezretí fotografických snímok druhu *M. grambasti* z vápencov, ktoré tu uvádzam, mi láskavo oznámil, že sa uvedený druh vyskytuje aj vo vápencových valúnoch pestrých zlepcov od Dobšinskej ľadovej jaskyne. Jeho údaj môžem po prezretí jeho výbrusového materiálu potvrdiť.

- Andrusov, D. 1965: Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten II. Berlin, Akad. Verlag. 443 S.
- Andrusov, D. — Snopková, P. 1976: Trouvaille d'une palynoflore sénonienne dans le membre à conglomérats rouges de Dobšinská ľadová jaskyňa (Slovaquie centrale). Geol. zbor. Slov. akad. vied, 27, p. 231—246.
- Bouroulec, J. — Deloffre, R. 1968: Les algues de Néocomien d'Aquitaine. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA (Pau), 2, (2), Pau, p. 213—261.
- Bouroulec, J. — Deloffre, R. 1976: Relations Facies-environnement au crétacé moyen en Aquitaine occidentale. Bull. Centre Rech. Pau-SNAP, 10, (2), Pau, p. 535—385.
- Bystrický, J. 1976: *Munieria grambasti* sp. nov. in Kalk-Geröllén der „Upohlav-Konglomerate“ des mittleren Váh-Gebietes (Klippenzone, Westkarpaten). Geol. zbor. Slov. akad. vied, 27, p. 45—64.
- Bystrický, J. 1964: Slovenský kras, Bratislava, ÚÚG.
- Fabre-Taxy, S. — Chatelet, H. 1971: Précisions paléontologiques sur les algues *Munieria* Deecke et *Septorella* Grambast. C. R. Acad. Sc. Paris, 272, Paris, p. 3021—3023.
- Kochanová, M. 1965: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibrandiátov a gastropódov. Manuskript — archív. Geol. ústav D. Štúra, č. AP-3688.
- Maheľ, M. 1963: Záverečná správa. List Hranovnica. Manuskript — archív Geol. ústav D. Štúra.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ĆSSR. Díl II — Západní Karpaty. Sv. 1, Praha, ÚÚG, s. 7—496.
- Michalík, J. — Planderová, E. — Sýkora, M. 1976: To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová-Formation in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 27, p. 299—318.
- Mišík, M. — Mock, R. — Sýkora, M. 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. Geol. zb. 28 (1), Bratislava, p. 27—69.
- Poignant, A. 1968: Les algues du toit des bauxites des environs de Mazaugues (Var). Revue de Micropal. 11, Paris, p. 233—240.
- Radoičič, R. 1969: A new Lower Cretaceous Dasycladacea, *Clypeina pejovici* and note on some Clypeinae. Geol. Romana, 8, Roma, p. 71—84.
- Samuel, O. — Borza, K. — Köhler, E. 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians GÚDŠ, Bratislava p.

First finding of Lower Cretaceous sediments in the Stratenská hornatina Mts. (Central West Carpathians)

JÁN BYSTRICKÝ

It was ascertained that a kind of limestones in the Stratenská hornatina Mts. (Central West Carpathians) previously regarded as to have an Anisian age (M. Maheľ 1967) contain in masses the species *Munieria grambasti* BYSTRICKÝ. Hence they are most probably of Lower Cretaceous age and represent sediments of a period over which any information was missing as yet. The first *in situ* finding of limestones with *Munieria grambasti* in the Stratenská hornatina Mts. points to the possibility to look for source area of “exotic pebbles” in the Upohlav conglomerate (Upper Santonian — Lower Campanian) of the Pieniny klippen belt, in this region. This source area seems to be in totally eroded parts of the Strážov nappe or in some uppermost nappes of the “gemeric”.

Preložil I. Varga

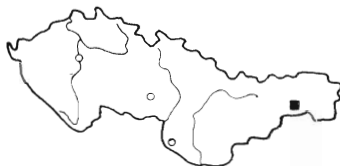
Charakteristika chrómspinelidov a pentlanditu z ultrabázického telesa pri Hodkovciach

(8 obr. a 2 tab. v texte)

JÁN HURNÝ — JOZEF KRIŠTÍN — JOZEF ZLOCHA*

Особенности хромшпинелидов и пентландита ультраосновного массива при Годковцах (Спишско-гемерское рудогорие)

На основании детального изучения химического состава хромшпинелидов в ультраосновном массиве при Годковцах электронным микроскопом был установлен хромитовый шпинель и пикрохромит. Отдельные хромшпинелиды отличаются структурными решётками и микротвёрдостью. Кроме этого изучалась и структура пентландита. Было установлено его химическое сложение.



Characteristic of chrome spinels and pentlandite from the ultrabasic body near Hodkovce (Spišskogemerské rudohorie Mts.)

On the basis of a detail study of the chemical composition of chrome spinels, chromite spinel and chromite picrochromite have been differentiated in the ultrabasic body near Hodkovce by means of electron microprobe analysis. The differentiated chrome spinels differ in the parameters of the elementary lattice and in microhardness. In addition, structural intergrowths of pentlandite and its chemical composition have also been investigated.

Teleso ultrabázických hornín pri Hodkovciach je v západnej časti Košickej kotliny na východnom Slovensku. Petrografické bádanie (D. Hovorka — I. Rojkovič 1971, 1976) zistilo, že horniny nemajú jednotný charakter. Vyčlenili sa tu:

- dunity, serpentizované dunity a dunitické serpenity;
- peridotity (saxonyty, harzburgity, lherzolity), serpentinizované peridotity, peridotitické serpentinity;
- serpentinity;
- pyroxenity;
- gabropegmatity;
- hypergénne premenené (karbonatizované, silicifikované, limonitizované) ultrabáziká.

Najbohatšie sú zastúpené peridotity, serpentinizované peridotity, peridotiti-

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

RNDr. Jozef Krištín, CSc., Fakultné pracovisko rtg mikroanalýzy, ChTF SVŠT, 801 000 Bratislava, Jánska 1.

Ing. Jozef Zlocha, Geologický prieskum, Geologická oblasť, 048 01 Rožňava.

tické serpentinity a serpentinity. Dunity, serpentinizované dunity a dunitické serpentinity tvoria rozlične mocné (od niekoľko cm do niekoľko desiatok metrov) polohy. Hypergénne premenené ultrabáziká sú vo vrchnej časti telesa a zasahujú do hĺbky 50—100 m. Ešte slabšie sú zastúpené pyroxenity a gabropegmatity.

V horninách sa makroskopicky zistili rudné minerály. Najbohatšie je zastúpený minerál zo skupiny spinelidov označovaný ako chromit, slabšie je zastúpený magnetit a hematit. Zo sulfidov sa zistil pyrit, pyrotín, pentlandit a chalkopyrit (D. Hovorka — I. Rojkovič 1976). Pri štúdiu sme vo forme ihličkovitých agregátov a agregátov v tvare „ježka“ na stenách puklín v serpentinizovaných peridotitoch a pyroxenitoch našli aj millerit. Millerit sa v asociácii s pentlanditom našiel aj v podloží ultrabázického telesa v dolomitizovanom vápenci a v karbonátových žilkách v pieskovcovo-bridličnatom súvrství spodného triasu.

Vo všeobecnosti možno informácie o rudných mineráloch v ultrabázických horninách Spišsko-gemerského rudohoria pokladať za skromné a obmedzujúce sa len na optické určenie a opis štruktúrnych zrastov. Doteraz najznámejšia je práca J. Kantora (1955), v ktorej sa táto problematika sleduje v širšej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Novšie D. Hovorka — I. Rojkovič (1976) v súbornej charakteristike ultrabázického telesa pri Hodkovciach podali prehľadný obraz aj o rudných mineráloch. Pri geologickoprieskumných prácach, ktoré sa v ostatnom období v tejto oblasti robili, sme získali väčšie množstvo faktografického materiálu o výskyte a priestorovom rozšírení rudných minerálov v tomto telese. Vychádzajúc z toho sme podrobnejšie sledovali minerály, ktoré sa v predchádzajúcich prácach označovali ako chromit a pentlandit.

Charakteristika minerálov

Na charakteristiku rudných minerálov sme použili optické pozorovanie v odrazenom svetle v kombinácii s bodovou mikroanalýzou, ktorá sa pri riešení chemického zloženia minerálov pokladá za najprogresívnejšiu. Najmä pri štúdiu minerálov zo skupiny spinelu je táto argumentácia opodstatnená, pretože sa bežnými optickými metódami dajú len ťažko odlíšiť. Na splnenie úlohy sme použili metódu rtg mikroanalýzy a prepracovali metodiku merania.

Pri výpočte chemického zloženia chrómspinelidov sme vychádzali z merania intenzity rtg čiar (K_{α}). Ako štandard sme použili čisté prvky (Fe, Mg, Cr, Al). Pri pentlandite sme ako štandard použili pyrit a čistý Ni. Vodivosť vzoriek a štandardov sa zabezpečila vákuovo naparenou vrstvou uhlíka v hrúbke asi 40—50 Nm. Urýchľovacie napätie bolo 25 kV. Zväzok elektrónov bol maximálne sfokusovaný (0,25 μm). Čas excitácie bol 10 sek. Rtg analýzy sa urobili na počítači CDC 3300. Kyslík sa dopočítal do 100 %. V programe SONDA 03 (F. Škvor 1971) sme brali do ohľadu korekcie na atómové číslo, absorpciu, mŕtvy chod detektora, pozadie a fluorescenciu charakteristického žiarenia. Obrázky chemického zloženia (kompozícia) a obrázky rozdelenia charakteristického žiarenia príslušných prvkov boli urobené na riadkovacom mikroskope, ktorý je súčasťou prístroja JXA-5A, Jeol.

Chrómspinelidy sú z rudných minerálov v študovaných horninách zastúpené relatívne najbohatšie. Zrná sú idiomorfne obmedzené, oválne, inokedy aj neprá-

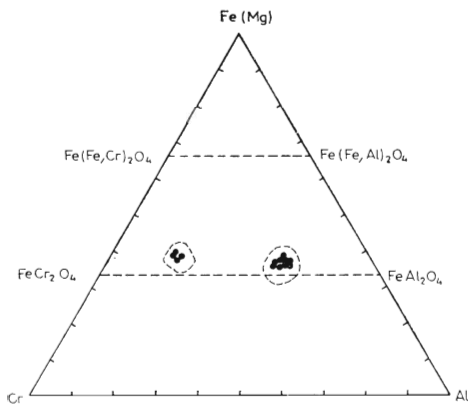
Chemické zloženie chrómspinelidov

Tab. 1

Lokalizácia		HN—39/98,8			HN—39/194,0			HN—39/197,0			HN—48/60,5			PN—1/134,5			
Číslo analýzy		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
meranie	Fe	11,41	11,60	11,76	11,03	11,54	10,85	10,85	10,82	11,68	11,37	11,28	12,29	14,41	14,61	13,67	18,14
	Mg	10,91	10,91	10,93	10,83	11,01	10,85	10,80	11,36	10,03	9,99	10,09	10,39	8,31	7,77	8,37	8,04
	Al	19,43	19,29	19,36	20,27	20,39	20,30	20,68	20,70	20,71	18,84	19,87	20,52	6,68	6,59	6,71	7,01
	Cr	22,63	22,03	22,40	21,20	20,68	20,15	20,90	20,84	20,66	20,02	20,12	19,15	37,24	35,72	36,75	36,74
	Cr/Fe	1,98	1,90	1,90	1,92	1,79	1,86	1,93	1,93	1,77	1,76	1,78	1,56	2,58	2,44	2,69	2,02
prepočty na kys- ličníky	FeO	14,68	14,92	15,13	14,19	14,85	13,96	13,96	13,92	15,02	14,63	14,48	15,81	18,54	18,78	17,58	18,14
	MgO	18,09	18,09	18,12	17,96	18,26	17,99	17,91	18,84	16,63	16,56	16,73	17,23	13,78	12,88	13,88	13,33
	Al ₂ O ₃	36,72	36,41	36,58	38,30	38,53	38,36	39,08	39,17	39,13	35,60	37,55	38,77	12,62	12,45	12,68	13,24
	Cr ₂ O ₃	33,07	32,20	32,74	30,98	30,22	29,45	30,54	30,46	30,19	29,26	29,41	27,99	54,43	52,21	53,71	53,69
prepočty na 100 %	FeO	14,31	14,68	14,75	13,99	14,57	13,99	13,75	13,59	14,91	15,24	14,75	15,84	18,66	19,50	17,96	18,44
	MgO	17,64	17,80	17,66	17,71	17,93	18,03	17,65	18,40	16,46	17,24	17,06	17,26	13,87	13,38	14,19	13,55
	Al ₂ O ₃	35,80	35,83	35,67	37,76	37,83	38,46	38,51	38,25	38,75	37,06	38,30	38,85	12,70	12,92	12,96	13,45
	Cr ₂ O ₃	32,25	31,69	31,92	30,54	29,67	29,52	30,09	29,76	29,88	30,46	29,89	28,05	54,77	54,20	54,89	54,56
koefi- cienty	Fe	2,74	2,82	2,83	2,65	2,76	2,64	2,60	2,56	2,83	2,91	2,80	3,01	4,04	4,23	3,87	3,91
	Mg	6,02	6,10	6,04	5,99	6,07	6,08	5,95	6,19	5,57	5,78	5,87	5,85	5,35	5,17	5,45	5,21
	Al	9,66	9,61	9,65	10,11	10,12	10,25	10,26	10,18	10,38	9,98	10,26	10,41	3,87	3,95	3,94	4,09
	Cr	5,83	5,77	5,79	5,48	5,33	5,27	5,38	5,31	5,36	9,50	5,37	5,04	11,20	11,12	11,20	11,13
minály	cm	21,30	19,46	20,53	22,42	20,42	18,97	23,18	19,22	26,79	23,12	25,20	22,26	26,74	28,93	25,99	28,97
	pc	14,70	16,05	15,05	11,56	12,48	11,89	10,16	13,62	4,93	10,88	8,06	8,02	41,96	39,24	42,68	39,45
	sp	59,80	59,30	59,52	62,56	62,54	63,41	63,64	62,99	67,29	61,71	63,56	64,21	23,70	24,19	24,17	25,19
	mt	4,20	5,19	4,90	3,46	4,56	5,73	3,02	4,17	0,99	4,29	3,18	5,51	7,60	7,64	7,16	6,41

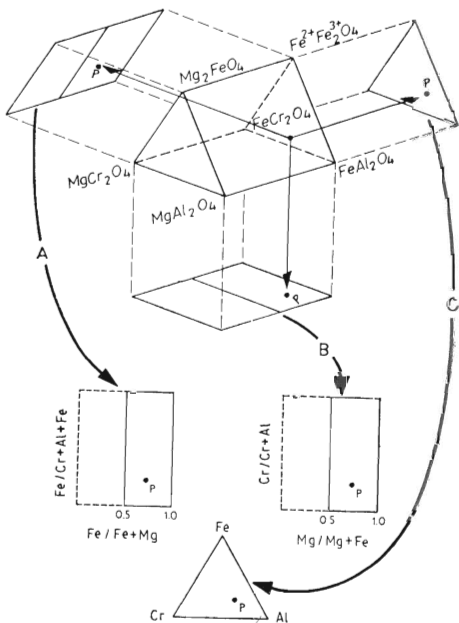
videlné. Veľkosť zŕn sa pohybuje od 0,5 až 1,0 mm, ojedinele dosahuje až 3 mm. Možno pozorovať kataklastické účinky, ktoré sú ojedinele aj intenzívnejšie. Všeobecne majú nízku odrazivosť, sivú farbu a sú izotropné. Na okrajoch zŕn v miestach s puklinami vidieť vnútorné reflexy žltočervenej a hnedej farby. Pri štúdiu sme sa usilovali obsiahnuť chrómspinelidy vo všetkých odlišných petrografických typoch hornín. Obsahy základných prvkov Fe, Mg, Cr, Al, ich prepočty na kyslíčníky, doložit na 100 % a vypočítané koeficienty (molárny pomer na 32 atómov kyslíka) sú v tab. 1. Z prehľadu je evidentná prítomnosť dvoch typov chrómspinelidov. Vypočítané kryštalochemické vzorce neumožnili ich bližšiu systematizáciu. Vyjadrením v trojuholníkovom diagrame Fe(Mg)—Cr—Al (obr. 1) podľa M. Radukiča (1971) sme stanovili chrómpicotit a chromit. To je však vhodné skôr pre nízkoohrebaté chrómspinelidy (berie sa sumárne Fe + Mg) a v našich vzorkách sme namerali obsah MgO 12,88—18,84 %. Keďže to výsledky veľmi skresľuje, od tohto vyjadrenia sme upustili.

Najvhodnejšie je použiť trojuholníkovú prizmu (T. N. Irvine 1965), lebo sa pritom berie zreteľ na celkové zloženie spinelidov. Do úvahy sme brali prevládajúce členy spinelového radu, ktoré vychádzajú z modelového vzorca $R^{+2}R_2^{+3}O_4$. Dôležitý pritom je prebytok alebo deficit Fe^{+2} alebo Fe^{+3} . Tie sú alebo výsledkom analytických chýb alebo sekundárnej alterácie. To umožňuje použiť celkove Fe bez odlišenia mocenstva, teda aj hodnôt, ktoré sme namerali bodovými rtg mikroanalýzami. V diagramoch je projekcia bodu, ktorý je prietomom do strán prizmy (obr. 2). Do vzťahu sa dávajú pomer $Cr/Cr + Al$ voči $Mg/Mg + Fe$ a pomer $Fe/Fe + Al$ voči $Fe/Fe + Mg$ (obr. 3).

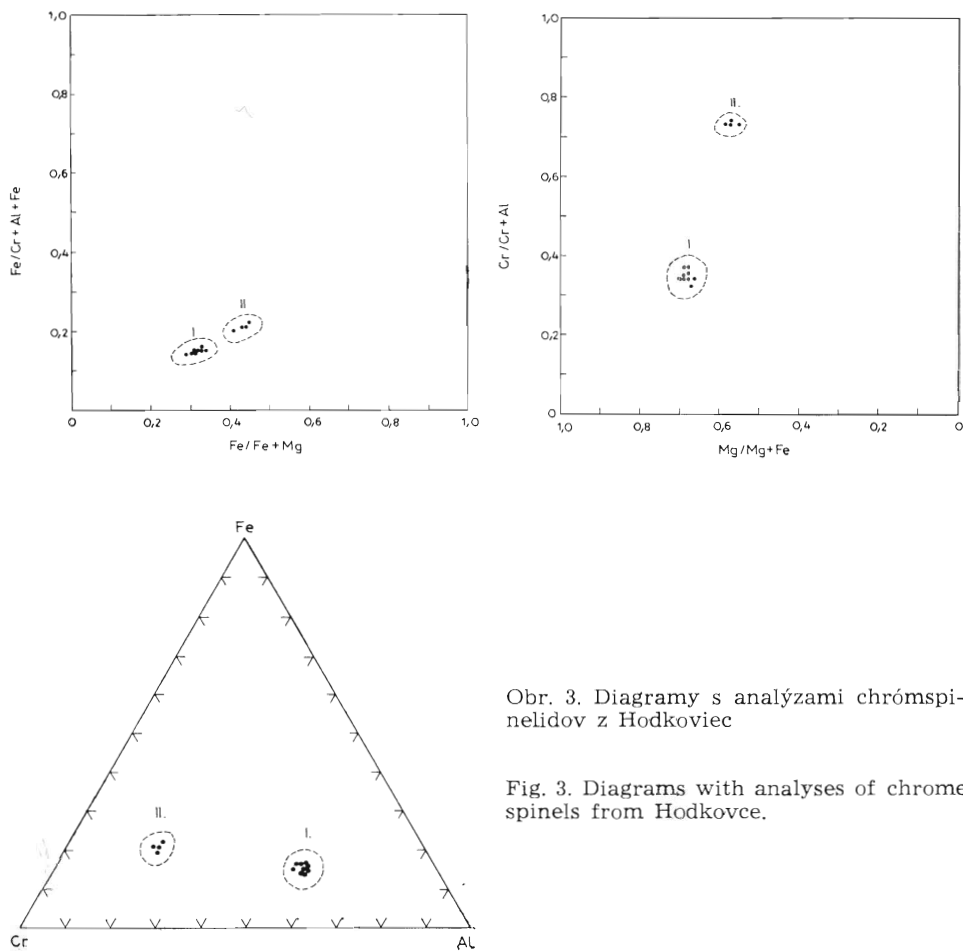


Obr. 1. Trojuholníkový diagram Fe(Mg)—Cr—Al (podľa M. Radukiča 1971) s vyneseními hodnotami chrómspinelidov

Fig. 1. Triangular diagram Fe(Mg)—Cr—Al (after M. Radukič 1971) with plotted values of chrome spinels.



Obr. 2. Schématické vyjadrenie trojuholníkovej prizmy (T. N. Irvine 1965) s koncovými členmi chrómspinelidov a s odvodenými projekciami diagramov
Fig. 2. Scheme of a triangular prism (T. N. Irvine 1965) with end members of chrome spinels and inferred diagram projections.



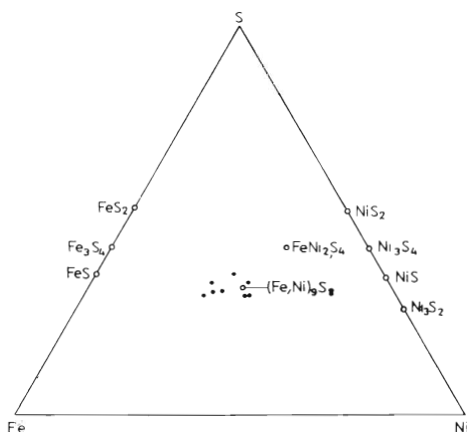
Obr. 3. Diagramy s analýzami chrómspinelidov z Hodkoviec

Fig. 3. Diagrams with analyses of chrome spinels from Hodkovce.

V trojuholníku je vyjadrené percentuálne zastúpenie Fe, Cr, Al (koeficienty). Z vynesených hodnôt možno odlišiť dva súbory bodov, ktoré zodpovedajú dvom minerálom zo skupiny chrómspinelidov.

Názov minerálu sme určili približným mineralogickým zatriedením po prepočte metódou minelov (A. Bulach 1964). Na naše účely sme použili tieto koncové členy: chromit (FeCr_2O_4) — cm, pikrochromit (MgCr_2O_4) — pc, spinel (MgAl_2O_4) — sp, magnetit ($\text{Fe}^{+2}\text{Fe}_2^{+3}\text{O}_4$) — mt. Koncové členy hercynit (MgAl_2O_4) — hc, magnezioferit (MgFe_2O_4) — mf, sme do úvahy nebrali, pričom postupnosť stanovenia a výber je čiste ľubovoľný. Názov je zvolený podľa najviac zastúpeného minalu a druhý najviac zastúpený minal je ako adjektív. Takto možno vyčleniť chromitový spinel a chromitový pikrochromit. Chromitový spinel sme zistili vo forme nepravidelných vtrúsenín v peridotitoch a ich serpentinizovaných varietách a pyroxenitoch. Chromitový pikrochromit tvorí zrná koncentrované do paralelných prúžkov a šmúh v dunitoch.

Obidva odlišené minerály sa líšia parametrami elementárnej mriežky. Z na-



Obr. 4. Trojuholníkový diagram vyjadrujúci zloženie pentlanditu

Fig. 4. Triangular diagram showing composition of pentlandite.

Na stanovenie mriežkových parametrov sme použili röntgenodifrakčný záznam zo vzoriek chrómspinelidov, ktoré sa odlišovali chemizmom. Záznam bol zhotovený na Mikromete II s rtg. goniometrom metódou Bragg — Brentano za týchto podmienok: žiarenie Cu K α ; Ni; štrbiny 5,10; rýchlosť otáčania 0,5°/1'20"; napätie 28 kV; intenzita 9 mA; citlivosť 3/1000. Vzorky exponoval B. Zamiška v Laboratórnom stredisku pri Geologickom prieskume, n. p., Spišská Nová Ves.

meraných hodnôt medzirovinných vzdialeností sme pre chromitový spinel vypočítali $a_0 = 0,8211 \pm 0,0029$ Nm a pre chromitový pikrochromit $a_0 = 0,8317 \pm 0,0008$ Nm.

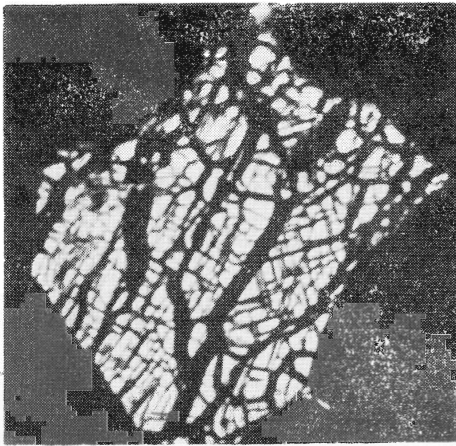
Z porovnania hodnôt a_0 pre chrómspinelidy a ich chemizmus vidieť, že so zvýšením obsahu Cr₂O₃ sa a_0 zväčšuje a so zvýšením Al₂O₃ sa a_0 zmenšuje. Je to v zhode s údajmi G. L. Clarka — A. Allyho (1932) a R. Stevensa (1944) in O. K. Ivanov — V. J. Kajnov (1975). V súvislosti so zväčšovaním a_0 sme pozorovali aj nevýrazné zvýšenie FeO a nevýrazné zníženie MgO. Výsledky výskumov O. K. Ivanova — V. J. Kajnova (1975) dokázali, že zmena mriežkových parametrov závisí od uvedených variácií zloženia a plne platí pre chrómspinelidy v alpinotypných hyperbazitoch, akým je aj ultrabázické teleso pri Hodkovciach.

Meraním mikrotvrдости sme zistili rozdielne hodnoty pre obidva chrómspinelidy. Chromitový spinel má VMH₁₀₀ = 1236,5 kg/mm² a chromitový pikrochromit má VMH₁₀₀ = 1311 kg/mm². Hodnota mikrotvrдости sa zväčšuje so zväčšením a_0 . V porovnaní s chemizmom rastie hodnota mikrotvrдости so zvýšením obsahu Cr₂O₃ a FeO a so znížením obsahu Al₂O₃ a MgO.

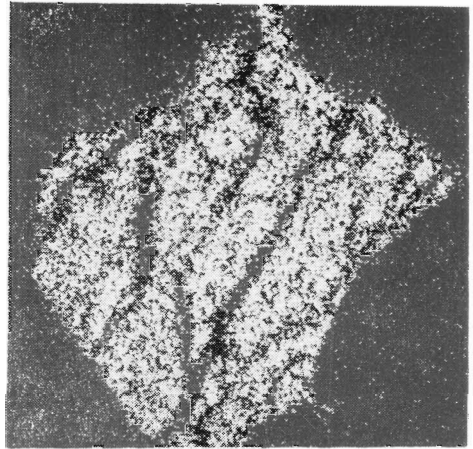
Mikrotvrdosť sme merali na mikrotvrdomere mhp 160 nasadenom na mikroskope NU-2. Použili sme Vickersovu pyramídu vtláčanú závažím 100 g. Na výpočet sme použili strednú hodnotu diagonál odtlačku. Hodnota predstavuje priemer 10 odtlačkov.

Pentlandit sa vyskytuje vo forme ojedinelých zrníčok nepravidelného tvaru, príp. tvorí agregáty zrn. Býva poprasteraný chalkopyritom, ktorý tvorí sieťovité odmiešaniны paralelné so smerom štiepatelnosti (111), ako to vidieť na obr. 5, 6. Okrem toho puklinky kataklázy vyhojujú chalkopyrit vo forme žiliek, ktoré prenikajú aj mimo hranice pentlanditového zrna (obr. 5). V karbonátoch tvorí agregáty s milleritom (obr. 8) a samostatné zrná (obr. 7). V odrazenom svetle má krémovú farbu s vysokou odrazivosťou a je izotropný. Zrná dosahujú veľkosť 50—250 μ m. Štiepatelnosť je výrazná a možno pozorovať aj tlakové účinky vo forme pukliniek kataklázy.

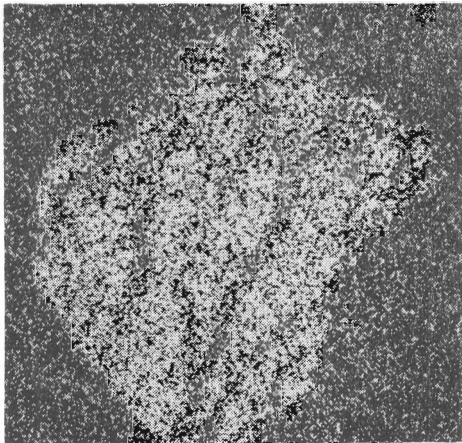
Výsledky bodových kvantitatívnych rtg mikroanalýz sú v tab. 2 s vypočítanými kryštalochemickými vzorcami. Graficky ich vyjadruje trojuholníkový diagram (obr. 4). Z porovnania chemizmu vidieť malú variabilitu zloženia. Pentlandity z utrabázických hornín majú malý prebytok Fe a pokles Ni, čo



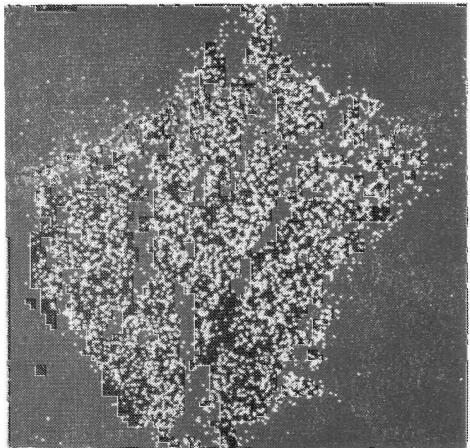
a



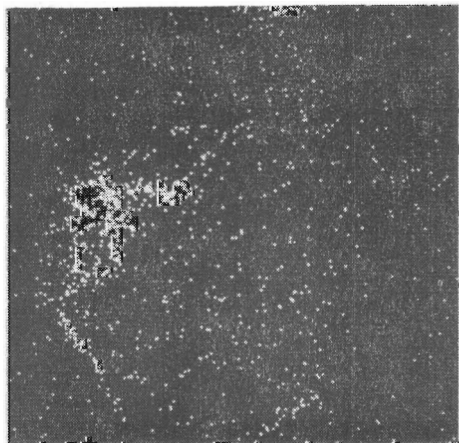
b



c



d



e

Obr. 5. Zrno pentlanditu s výraznou štiepatelnosťou (111) a postihnuté kataklázou. Pukliny vyplňa chalkopyrit, pričom žilky pokračujú aj mimo zrna pentlanditu. HN-39/194.0. Foto J. Krištín

a) Kompozícia 600X

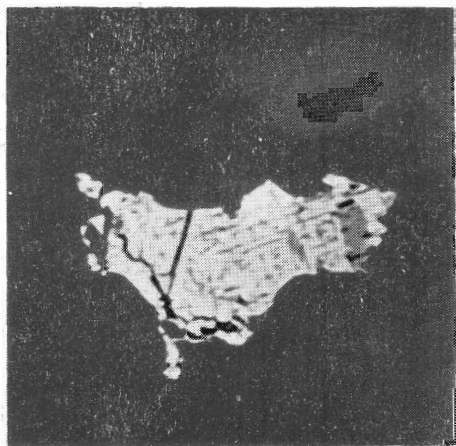
b) Distribúcia Ni K α 600X

c) Distribúcia Fe K α 600X

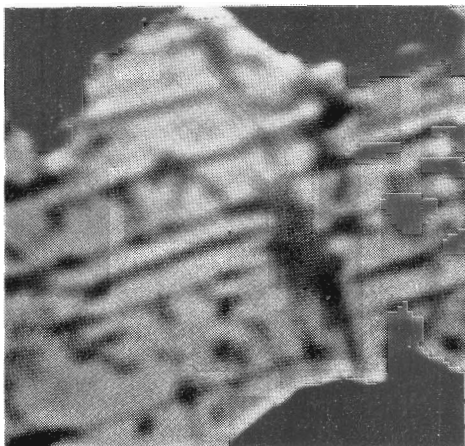
d) Distribúcia S K α 600X

e) Distribúcia Cu K α 600X

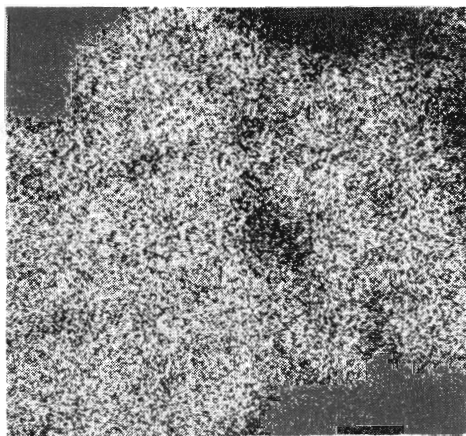
Fig. 5. Pentlandite grain with a pronounced cleavage (111) and affected by cataclasis. The fissures are filled with chalcopyrite, the veinlets continue outside the pentlandite grain. HN-39/194.0. Photograph by J. Krištín



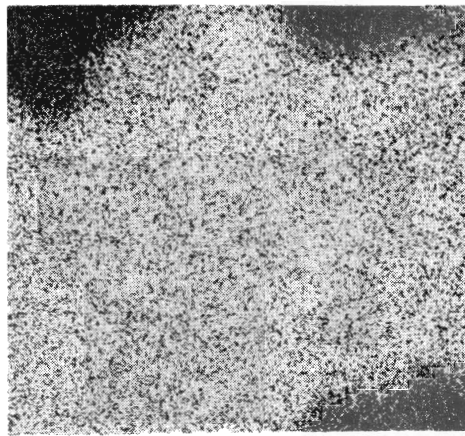
a



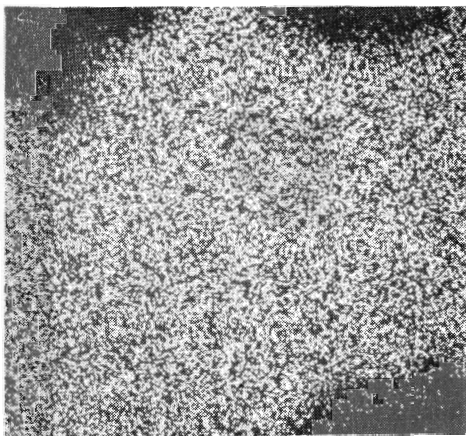
b



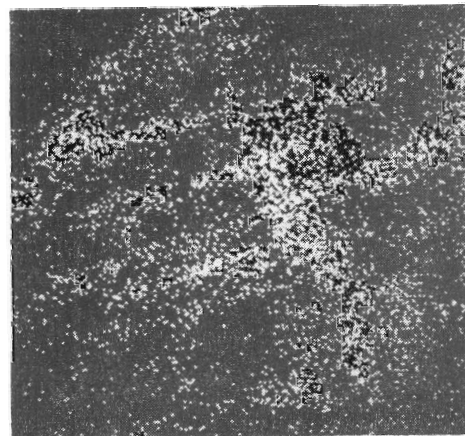
c



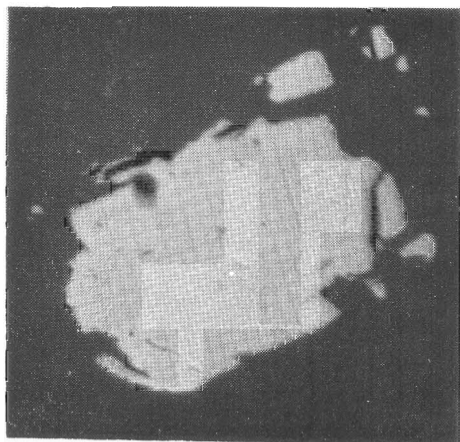
d



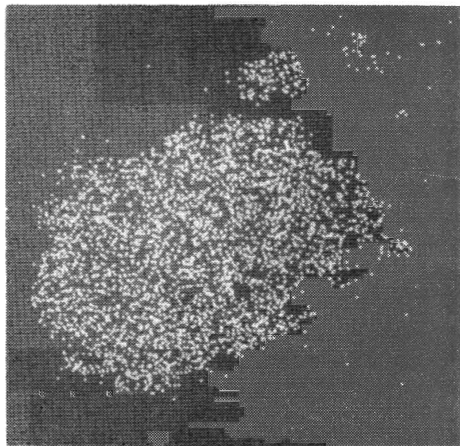
e



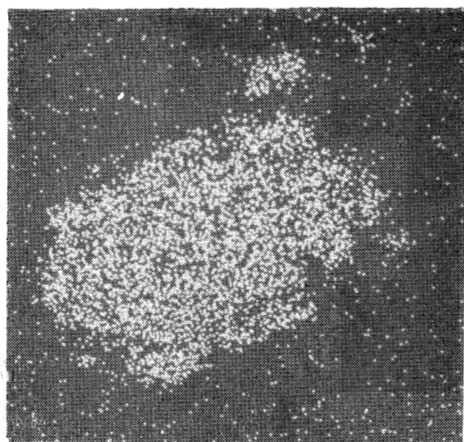
f



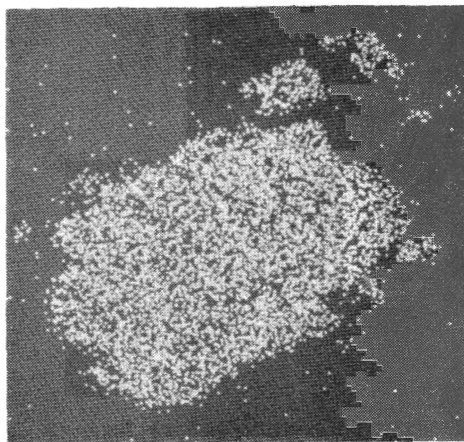
a



b



c



d

Obr. 7. Homogénne zrno — pentlanditu. PN-1/178,8. Foto J. Krištín

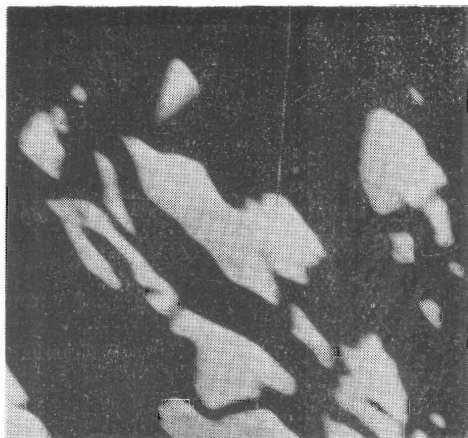
- a) Kompozícia 600×
- b) Distribúcia Ni K α 600×
- c) Distribúcia Fe K α 600×
- d) Distribúcia S K α 600×

Fig. 7. Homogeneous pentlandite grain. PN-1/178,8. Photograph by J. Krištín

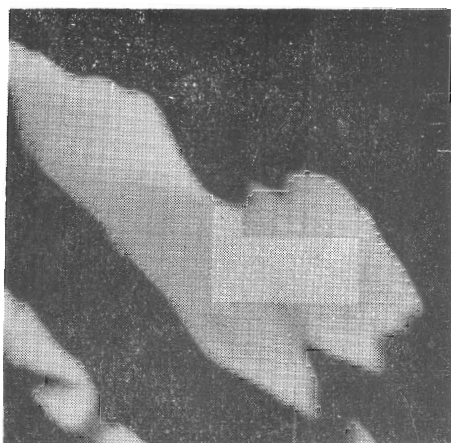
◀
Obr. 6. Sieťové odmiešaviny chalkopyritu v pentlanditovom zrne. HN-48/60,5. Foto J. Krištín

- a) Kompozícia 600×
- b) Kompozícia 2500×
- c) Distribúcia Ni K α 2500×
- d) Distribúcia Fe K α 2500×
- e) Distribúcia S K α 2500×
- f) Distribúcia Cu K α 2500×

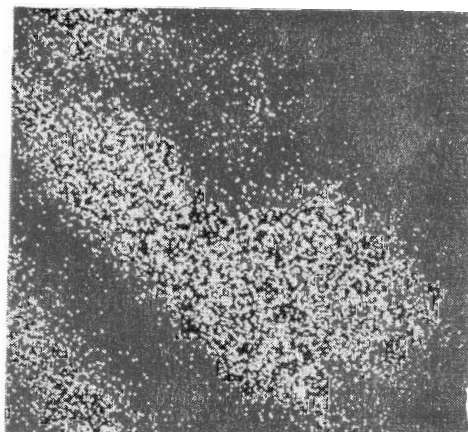
Fig. 6. Sieve segregation of chalcopyrite in pentlandite grain. HN-48/60,5. Photograph by J. Krištín



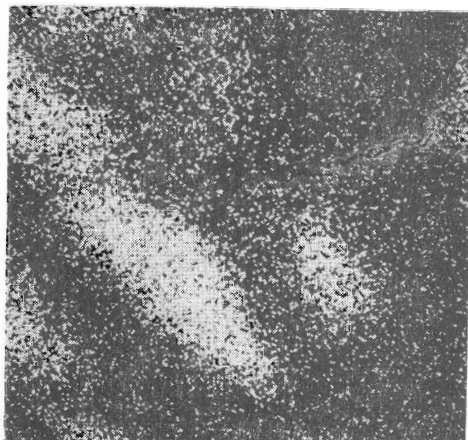
a



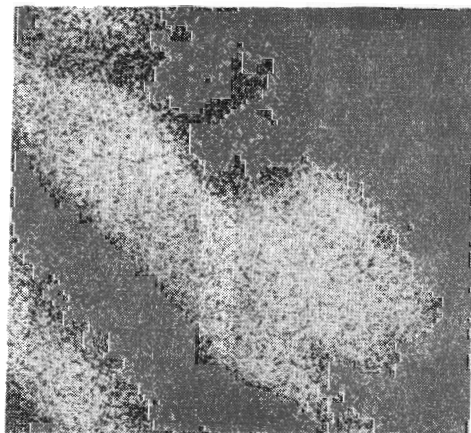
b



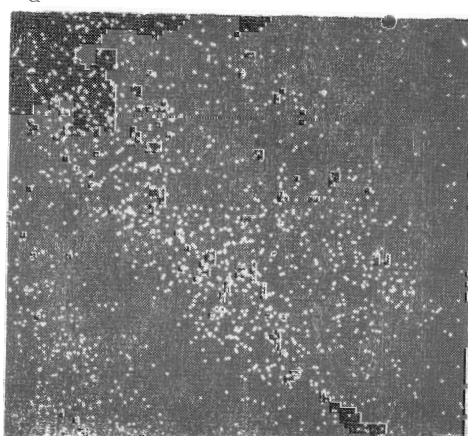
c



d



e



f

sa v diagrame prejavuje posunom k vrcholu Fe. Pentlandity z karbonátov majú zloženie blízke teoretickému s pomerom Ni : Fe blízko 1 a malý obsah kobaltu (1,76—2,01 ‰).

Chemické zloženie pentlanditu a kryštalochemické vzorce

Tab. 2

No	Ni	Co	Fe	S	Suma	Kryštalochemický vzorec
1	34,95	2,01	32,85	31,27	101,08	{Ni _{4,61} Co _{0,23} Fe _{4,54} } 9,41 S _{7,54}
2	34,58	1,76	33,17	30,95	100,46	{Ni _{4,59} Co _{0,23} Fe _{4,63} } 9,45 S _{7,53}
3	34,96	1,95	33,37	31,51	101,79	{Ni _{4,59} Co _{0,25} Fe _{4,59} } 9,43 S _{7,56}
4	28,73	—	41,27	31,96	101,96	{Ni _{3,74} Fe _{5,64} } 9,38 S _{7,61}
5	27,06	—	42,24	30,38	99,68	{Ni _{3,61} Fe _{5,92} } 9,53 S _{7,43}
6	25,86	0,32	37,45	32,05	95,69	{Ni _{3,54} Co _{0,04} Fe _{5,33} } 8,96 S _{8,05}
7	31,71	0,32	39,40	32,39	103,82	{Ni _{4,17} Co _{0,04} Fe _{5,47} } 9,68 S _{7,88}
8	34,00	0,69	30,47	32,18	97,34	{Ni _{4,6} Co _{0,03} Fe _{4,35} } 9,10 S _{7,97}

Záver

Detailným sledovaním chrómspinelidov z telesa ultrabázických hornín pri Hodkovciach sme pomocou mikrosondy odlišili chromitový spinel a chromitový pikrochromit. Odlišujú sa chemickým zložením, mriežkovými parametrami, ako aj mikrotvrdosťou. Chromitový spinel sa vyskytuje v peridotitoch a ich serpentinizovaných varietách a pyroxenitoch. Chromitový pikrochromit sa vyskytuje v dunitoch a serpentinizovaných dunitoch. Charakteristický preň je vysoký obsah Cr₂O₃ a vyšší pomer Cr/Fe. Na základe tohto odlišenia možno podľa chemického zloženia chrómspinelidov v serpentinitoch, kde nie sú zachované pôvodné silikáty, určiť pôvodnú horninu.

Keď sa vychádza z dokázanej závislosti medzi zložením rudonosnej intrúzie a zložením chrómspinelidov (P. M. Tatarinov 1941 in I. G. Magakjan 1969), ako aj z toho, že chromitový pikrochromit je orientovaný do paralelných prúžkov a šmúh, možno predpokladať vznik väčších akumulácií pri magmatickej diferenciacii. Tento predpoklad je podporovaný veľkosťou ultrabázického telesa a jeho zložitou vnútornou stavbou.

Pentlandit, ktorý bol zistený v ultrabázických horninách, možno zaradiť do asociácie magmatogénnych rudných minerálov, o čom svedčia rozpadové štruktúry spolu s chalkopyritom. Žilky, ktoré sa vyskytujú, sú však zreteľne mladšie, tak ako aj pentlandit a millerit, ktoré sa vyskytujú v zóne hypergenézy ultrabázického telesa a v podložínych karbonátoch.

Doručené 23. 2. 1977

Odporučil M. Koděra

(Signature)

◀

Obr. 8. Pentlandit — milleritový agregát. PN-1/178,8. Foto J. Krištín

- a) Kompozícia 1200×
- b) Kompozícia 2500×
- c) Distribúcia Ni K α 2500×
- d) Distribúcia Fe K α 2500×
- e) Distribúcia S K α 2500×
- f) Distribúcia Co K α 2500×

Fig. 8. Pentlandite — millerite PN-1/178.8. Photograph by J. Krištín

- Bulach, A. G. 1964: Rasčet formul mineralov. Moskva. Izd. Nedra. 132 s.
- Hovorka, D. — Rojkovič, I. 1971: Správa o petrografickom, mineralogickom a geochemickom výskume ultrabázického telesa pri Hodkovciach. Manuskript, 279 s., In J. Zlocha 1972: Závěrečná správa Hodkovce — magnezit. Manuskript — Geofond, Bratislava, 114 s.
- Hovorka, D. — Rojkovič, I. 1976: Ultrabázické teleso pri Hodkovciach (vých. Slovensko). Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geol., 29, s. 5—77.
- Ivanov, O. K. — Kajnov, V. I. 1975: O korrelácii medzi sostavom i razmerami rebra elementarnej jačejki chromšpinelidov, s. 32—36. In: Mineraly i paragenezisy mineralov endogennych mestorozhdenij. Leningrad, Izd. Nauka. 130 s.
- Irvine, T. N. 1965: Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I., Theory, Canad. J. Earth Sci., 2, p. p. 648—672.
- Kantor, J. 1955: Rudné minerály spišsko-gemerských serpentinitov. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 6, s. 302—315.
- Magakjan, I. G. 1969: Typy rudnych provincij i rudnych formacij SSSR. Moskva, Izd. Nedra. 222 s.
- Radukič, M. 1971: Ispitivana sastava nekih jugoslovanskih chromita i chrom-spinela pomoću elektronske mikroskopske. Geol. An. Balkan. Poiuost. (Beograd), Tom XXXVI., s. 187—199.

Characteristics of chrome spinels and pentlandite from the ultrabasic body near Hodkovce (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

JÁN HURNÝ — JOZEF KRISTÍN — JOZEF ZLOCHA

The ultrabasic body near Hodkovce consists of peridotites, dunites and their serpentized varieties, pyroxenites and gabbro-pegmatites, and in the upper part of the body of hypogene altered ultrabasic rocks. A synoptic picture of the ore minerals was presented by D. Hovorka — I. Rojkovič (1976) in a comprehensive characteristic of the ultrabasic body. The data are scanty and limited to the optical determination and description of structural intergrowths. The most commonly represented is a mineral from the spinel group, which is designated as chromite, less common are magnetite and hematite. Of the sulphides, pyrite, pyrrhotite, pentlandite, and chalcopyrite have been determined.

During geological reconnaissance works carried out lately in this region, more ample material has been obtained which supplements our knowledge of the occurrence and distribution of the ore minerals. The minerals have been studied by means of optical research in reflected light combined with local X-ray microanalysis.

The chrome spinels are relatively the most abundant ore minerals. The grains are idiomorphic, oval, sometimes even irregular, 0.5 to 1.0 mm large, rarely as much as 3 mm. The results of the analyses (table 1) show that two types of chrome spinels are represented. The composition was expressed by means of the triangular prism (T. N. Irvine 1965) which reveals the total composition and enables to use total Fe without differentiation of the valency. The name was defined by an approximate mineralogical classification after recalculation by the mineralite method (A. Bulach 1964). In this manner chromite spinel in peridotites and pyroxenites and chromite picrochromite in

dunites were differentiated. The change in the chemical composition is associated with a change in the parameter of the elementary lattice and microhardness. For the chrome spinel $a_o = 0,8211 \pm 0,0029$ Nm and microhardness $VMH_{100} = 1236.5$ kg/mm². For the chromite picrochromite $a_o = 0,8317 \pm 0,0008$ Nm and microhardness $VMH_{100} = 1311$ kg/mm².

The pentlandite forms separate grains or intergrowths with chalcopyrite. Cleavage and the effects of cataclasis are pronounced, the fissures are healed by chalcopyrite. The pentlandites from ultrabasic rocks have a small excess of Fe and are low in Ni, while in the carbonates the composition approaches the theoretical values with the Ni:Fe ratio close to 1 with a small amount of cobalt.

The pentlandite may be assigned to the association of magmatogenic ore minerals which is indicated by the decomposition structures as well as by chalcopyrite, and to the association of younger postmagmatic minerals.

The differentiation of the chromite picrochromite which has a high Cr₂O₃ content and a higher Cr/Fe ratio and which is associated with dunites, enables in the serpentinites, in which the original silicates are not preserved, the determination of the original rock. Taking into account the demonstrated relation between the composition of the ultrabasic rocks and the composition of the chrome spinels as well as the oriented parallel bands and streaks of the chromite picrochromite, the origin of greater accumulations during magmatic differentiation may be presumed. This presumption is strengthened by the size of the ultrabasic body and its intricate internal structure.

Preložila E. Česánková

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Jozef Salaj: **Krieda a paleogén severného a východného Tuniska** (prednesené v SGS v Bratislave 29. 1. 1976)

Zatiaľ čo kriedové a paleogénne sedimenty severného Tuniska patria do alpínskej sústavy reprezentovanej Atlasom, vo východnom Tunisku patria do východotuniskej platformy, ktorá je súčasťou pelagického bloku.

Spodnokriedové sedimenty sú v podstate všade litofaciálne totožné, tvoria ich sliene a vápence so 4—5 polohami flyšoidných súvrství pomerne veľkej mocnosti. Vo východnom Tunisku sa v apte prejavila kondenzovaná sedimentácia a alb je miestami aj transgresívny.

Kým vrchnokriedové sedimenty (sliene, vápence) v severnom Tunisku dosahujú veľkú mocnosť (subcidentná zóna), vo východnom Tunisku sa prejavila kondenzovaná sedimentácia viacerých stratigrafických horizontov spätých s častými stratigrafickými hiátmi.

Paleocénne sedimenty subsidenčné v slienitom vývoji v severnom Tunisku dosahujú pomerne malú mocnosť vo východnom Tunisku. Isté oblasti sa v paleocéne vynorili a odrodovali, takže vo viacerých prípadoch je spodný eocén vo facií globigerinových vápencov vo východnom Tunisku transgresívny.

Spodnoeocénne sedimenty v severozápadnom Tunisku, či už vo fácií slienitých globigerinových alebo numulitových vápencov, sa pozvoľne vyvíjajú z podložných paleocénnych sedimentov.

Vrchný eocén je v severnom aj vo východnom Tunisku v slienitej fácií. V istých vynorených oblastiach severného Tuniska vrchný eocén chýba, takže vrchný oligocén je tam transgresívny (= fácia organogénnych vápencov s *Miogypsinoides complanatus*).

Oligocénne sedimenty severozápadného Tuniska sú vo flyšovom vývoji, ako je všeobecne známe, v alochtónnej, príkrovovej pozícii.

Prevažná časť oligocénnych flyšových sedimentov severného i východného Tuniska je v autochtónnej pozícii a charakterizujú ju viaceré horizonty numulitových vápencov spodnooligocénneho veku (= fácia Cherichira). V oblasti Cap Bon sú navyše prítomné aj polohy lepidocyklínových vápencov vrchnooligocénneho veku sprevádzané *Miogypsinoides complanatus*.

Pavol Pospíšil: Príspevok tríciových analýz k riešeniu vzťahu Dunaj — podzemné vody v západnej časti Podunajskej nížiny (prednesené v SGS v Bratislave 29. 3. 1976)

V úvode prednášky autor rozobral a zdôvodnil metodický postup pri odbere vzoriek vody na tríciové analýzy a vysvetlil princíp interpretácie výsledkov.

Ide o odber vody počas hĺbenia hydrogeologických vrtov pri zapažovaných stenách, teda ak je prítok vody možný iba cez dno vrtu. Voda sa odberá čerpaním v takom časovom úseku, aby sa obsah vrtu niekoľkokrát vymenil. Volí sa, pokiaľ možno, malé množstvo odčerpanej vody, aby prítok vody do vrtu ovplyvnil len najbližšie okolie otvoreného dna vrtu. Tak sa zaručí hlbková fixácia odberanej vzorky vody.

Interpretácia výsledkov meraní sa zakladá na porovnávaní aktivity vody Dunaja a zrážok so zvyškovou aktivitou podzemnej vody.

Vzorky vody boli z deviatich vrtov na území Žitného ostrova, ako aj na pravej strane Dunaja (oblasť Rusoviec). Vrtv boli v rozličnej vzdialenosti od rieky a boli hlboké maximálne 150 m. Okrajové vrtv boli vyhlbené až do podložia štrkopieskových sedimentov.

Interpretácia výsledkov umožnila získať ďalšie poznatky o pohybe podzemných vôd. Podľa nich nie je pohyb masy podzemnej vody jednotný v celej zvodnenej hrúbke. Hydraulické činitele a geologická stavba spôsobujú, že v pohybujúcej sa mase vody sú veľké anomálie najmä z hľadiska rýchlosti pohybu vody v závislosti od hĺbky.

Zistenie veku vody z intervalu 0—60 m (vrt P_1/XIV) umožnilo pomerne presne určiť skutočnú rýchlosť pohybu vody pre tento interval na 3,1 m/deň.

Na základe analýz bolo celé územie ostrova rozčlenené na zóny v priestorovom zmysle, pričom sa bral do úvahy vplyv Dunaja. Takto členiť sedimentačný priestor doterajšie metodické postupy neumožňovali. Pre prvú zónu je charakteristický intenzívny vplyv Dunaja s hlbkovým dosahom nad 100 m. Druhú charakterizuje zmenšovanie vplyvu Dunaja s predpokladaným prevažne horizontálnym pohybom. V tretej zadržáva podzemnú vodu geologická stavba — reliéf nepriepustného podložia a zjemňovanie sedimentov od západu na východ.

Porovnaním aktivít podzemnej vody v hlbkovom zmysle sa zistilo, že pod Bratislavou (oblasť Jánošíkovej) vplyv infiltrácie vody z Dunaja s hĺbkou pomerne rýchlo vyznieva. V oblasti Bodíkov sa vo vrte v bezprostrednej blízkosti jedného ramena Dunaja zistila „mladá“ (súčasná) voda do hĺbky okolo 30 m. Voda z intervalu 60—70 m svojou vysokou aktivitou (300 TU) zodpovedá obdobiu rokov 1962—1964. Túto skutočnosť autor interpretoval ako ukončenie úseku intenzívnej infiltrácie z Dunaja. Na základe ďalších skutočností bol tento úsek ohraničený na interval približne od zaústenia biskupického ramena Dunaja po Bodíky. Veľmi nízka aktivita vody vo vrte v oblasti Jurovej sa interpretovala ako účinok vzdúvania podzemnej vody gabčíkovskými zlomami a vytláčaním podzemnej vody na povrch.

V závere autor konštatoval, že v zložitých prírodných podmienkach možno podzemnú vodu presne datovať len v ojedinelých prípadoch. Tríciové analýzy možno výhodne využiť na spresnenie predstáv o pohybe vody v celom masíve v priestorovom zmysle.

K otázkam genézy lussatitu

(12 obr. v texte)

MAGDA MARKOVÁ*

К вопросу генезиса луссатита

В статье описаны луссатит, опал-СТ двух генетических типов; Первый отвечает Рад-Решовой теории об диагенетической последовательности перемены опал А — опал СТ — кварц. Второй отвечает И. Ланселоттовой выделяющейся теории, где решающее влияние на генезис луссатита имеет среда, в нашем случае — озерная подвергшаяся воздействию гидротерм.

Contribution to the lussatite genesis

Lussatite (opal CT) of two genetic type has been described. The first type fits the v. Rad — Rösch's theory of diagenetic transformation opal A — opal CT — quartz. The second type may be explained by elimination theory of the lussatite genesis as suggested by Y. Lancelott. According to this second theory, generation of the lussatite was definitely governed by environment represented in examined case a hydrothermally affected lacustrine one.

Lussatit, forma cristobalitu nízkej kryštality, má tvar drobných guľôčok priemeru 2—3 μm , ktoré sú zložené z jemne tabuľkovitých kryštálov hrúbky 300—500 Å. Bol opísaný v trefohorných sedimentoch na dne oceánov skúmaných v rámci projektu vrtného výskumu dna hlbokých morí a v ostatnom čase aj v morských sedimentárnych horninách ležiacich na kontinentoch.

Sú dve najznámejšie teórie vzniku lussatitu. Teória diagenetickej premeny procesom starnutia; opál A — CT (lussatit) — kremeň, ktorej prívržencami sú G. R. Heath — R. Moberly Jr. (1971), S. W. Wise — F. M. Weaver (1974), U. v. Rad — H. Rösch (1974). Transformácia opálu A organogénneho alebo vulkanogénneho pôvodu na lussatit trvá približne 20—70 mil. rokov, a to v závislosti od hĺbky pochovania a teploty. Transformácia lussatitu na kremeň trvá 70—90 mil. rokov. Najmladšie kremenné silicity sú vrchnokriedového veku.

Podľa Y. Lancelottovej (1973) vylučovacej teórie vzniku silicitov prostredie, prítomnosť ílu, priepustnosť a prítomnosť vymeniteľných katiónov určuje, aká forma SiO_2 vznikne. Zlá priepustnosť a prítomnosť cudzích katiónov v ílovitých sedimentoch vedie k vylučovaniu neusporiadaného cristobalitu — lussatitu, zatiaľ čo dobrá cirkulácia roztokov a chýbanie vymeniteľ-

* RNDr. Magda Marková, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Miynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

ných katiónov v karbonátoch umožňujú priame vylučovanie kremeňa. Napriek niektorým preukázateľným výnimkám z tohto pravidla, ako je výskyt lussatitu v čistých bezílových karbonátových nanoplanktonických oozách (S. W. Wise Jr. — K. R. Kelts, 1972), má Lancelottova teória viacerých prívržencov. D. G. Čelidzeová napr. pri výskume kaukazských silicítov dospela k náhľadu, že prítomnosť alkálií alebo alkalických zemín v roztoku podmieňuje vznik cristobalitu a tridymitu (v ktorých M. I. Buerger v r. 1954 zistil popri SiO_2 alkálie i alkalické zeminy) a bráni kryštalizácii kremeňa, ktorého štruktúra je natoľko pevná, že do nej nemôžu vstúpiť cudzie ióny, čím sa vysvetľuje vysoká chemická čistota kremeňa.

Otázkou štruktúrnej stavby lussatitu sa zaoberali mnohí autori a ich výsledky zhrnuli U. v. Rad — H. Rösch (1974). Charakterizujú lussatit ako nízкотеплотný cristobalit nepravidelnej štruktúry cristobalitových a tridymitových vrstiev, čo sa na rtg zázname prejavuje prítomnosťou reflexov 4.05 a 2.49 Å a prídavným reflexom v oblasti 4.25—4.30 Å. D. Bardossi et al. (1965) na základe rtg analýz dokázali, že na stavbe opál — cristobalitu (podľa O. Braitscha 1957) sa zúčastňujú štruktúrne elementy oboch minerálov, pričom ABC, ABC postupnosť SiO_4 tetraedrov cristobalitu je zastúpená AB, AB postupnosťou tridymitu. Periodicita je neusporiadaná a cristobalit a tridymit nie sú samostatnými minerálnymi fázami, ale štruktúrnymi elementmi jedného minerálu.

V poslednom roku sme mali možnosť študovať dva geneticky odlišné typy lussatitu. V prvom prípade išlo o výskyt lussatitu v sideritových konkréciách (foto 1—2) morských sedimentov spodného miocénu, ktoré ležia medzi stratigraficky preukázaným eggenburgom a karpatom (E. Brestenská 1975) a vyplňajú Bánovskú kotlinu, ktorá sa od vrchného miocénu stala súčasťou vynoreného orogénneho oblúka, vnútornou kotlinou centrálnych Západných Karpát. Podrobný opis tohto výskytu je v článku M. Markovej (1977).

Obr. 1. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 9223/75. Siderit a lussatit na povrchu pukliny v sideritovej konkrécii. Vrt DB-18/68 m. Všetky snímky M. Švec — K. Šebor, zväčš. 3000×.

Obr. 2. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 9498/75. Lomová plocha polyminerálnej konkrécie (dolomit, siderit, kaolinit, palygorskit, lussatit). Vrt DB-18/68 m zväčš. 3000×.

Obr. 3. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 4350/76. Lomová plocha amorfnej opálu A z recentného sintera na Islande.

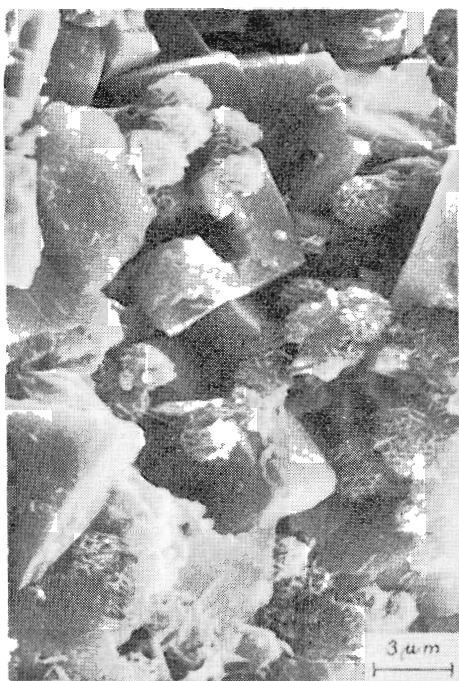
Obr. 4. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 4311/76. Amorfná štruktúra opálu A z tzv. limnokvarcitu zo Žiarskej kotliny, lokalita Nad potôčkom. Zväčš. 2000×.

Fig. 1. SEM microphotograph, sample 9223/75. Siderite and lussatite on the fracture surface of a siderite concretion. Drillhole DB-18, 68 m. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 3000×.

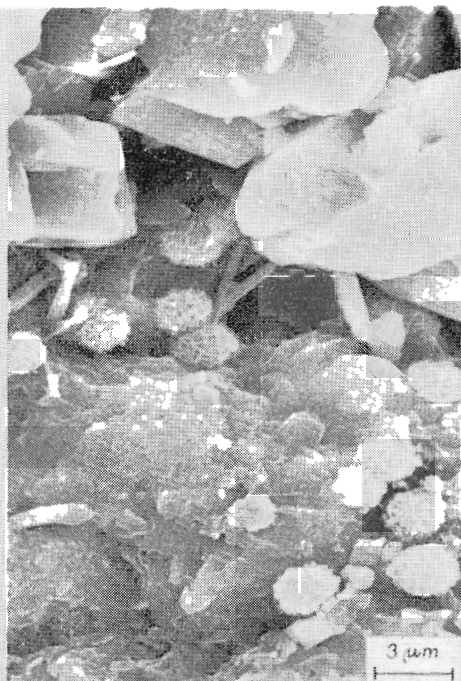
Fig. 2. SEM microphotograph, sample 9498/75. Refraction plane of a polymineral concretion (dolomite, siderite, kaolinite, palygorskite, lussatite). Drill-hole DB-18, 68 m. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 3000×.

Fig. 3. SEM microphotograph, sample 4350/76. Refraction plane of amorphous opal A from a recent sinter, Iceland. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 1000×.

Fig. 4. SEM microphotograph, sample 4311/76. Amorphous structure of opal A from the so-called limnokvarcitu of the Žiarska kotlina depression, Nad potôčkom locality. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 2000×.



1



2



3



4

Rtg analýzy sideritových konkrécií zaznamenali popri karbonátoch, kremeni, sludách a ílových mineráloch aj slabý reflex cristobalitu, ktorý sa zvýraznil po rozpúšťaní karbonátovej zložky v horúcej HCl. Tvar, veľkosť a asociácie minerálov v sideritových konkréciách, kremeň, sluda, íl (kaolinit, illit, palygorskite ?), siderit, dolomit, kalcit, lussatit, malé percentové zastúpenie lussatitu, absolútny vek (okolo 22 mil. rokov a hĺbka pochovania väčšia ako 1000 m) zodpovedá tzv. prechodnému štádiu vo v. Rad—Röschovej diagenetickej postupnosti premeny opálu na lussatit až kremeň. Zdrojom kremíka pri tvorbe lussatitu mohli byť organické schránky rádiolárií a rozsievok, hojné najmä v podložných sedimentoch, ako aj vulkanické produkty v podobe vulkanického skla, živcov, vulkanogénneho kremeňa, zriedkavého biotitu, ktoré sa objavujú v celom profile tohto súvrstvia mocného 280 m.

S iným genetickým typom lussatitu sme sa stretli v horninách, ktorých vznik je spätý s postvulkanickou hydrotermálnou činnosťou. Na niekoľkých lokalitách stredoslovenských neovulkanitov sme sledovali tzv. hydrokvarcity a limnokvarcity. Na porovnanie sme analyzovali aj vzorku recentného sintra z Islandu.

Opál A bol bezpečne zistený ako monominerálna zložka iba v sintri z Islandu. Rtg záznam tejto vzorky je bezštruktúrny, homogénny. V riadkovacom elektrónovom mikroskope sa vzorka javí ako amorfná gélovitá masa (foto 3). Aj opál bol zistený opticky a na riadkovacom mikroskope vo vzorkách limnokvarcitov zo Žiarskej kotliny (foto 4) a z lokality Dekýš (vzorku nám poskytol J. Forgáč z vrtu F-2).

Lussatit sme našli vo svetlom type limnokvarcitu zo Žiarskej kotliny a v limnokvarcite z Dekýša. Limnokvarcitom v Žiarskej kotline sa pripisuje vrchnosarmatský až panónsky vek (M. Ciesarik — E. Planderová 1965). Rtg záznam limnokvarcitu zo Žiarskej kotliny má výrazné reflexy cristobalitu ($s\ d = 4.04\ \text{\AA}$). V riadkovacom elektrónovom mikroskope vidieť lussatit nezvyčajne veľkých rozmerov (30—50 μm), a to na silicifikovaných organických zvyškoch (foto 5, 6). Lussatit z Dekýša má tvar a veľkosť 2—3 μm , typickú aj pre

Obr. 5. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 4317/76. Prekremený úloмок rastliny s vnútornou vrstvou opálu a vonkajšiou vrstvou lussatitu. Svetlý limnokvarcit zo Žiarskej kotliny. Zväčš. 600 $\times$.

Obr. 6. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 4312/76. Lussatit o veľkosti 30—50 μm zo svetlého limnokvarcitu zo Žiarskej kotliny. Zväčš. 300 $\times$.

Obr. 7. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 4306/76. Opál s lussatitom obvyčajných rozmerov (2—3 μm) v limnokvarcite s alunitom z lokality Dekýš. Zväčš. 2000 $\times$.

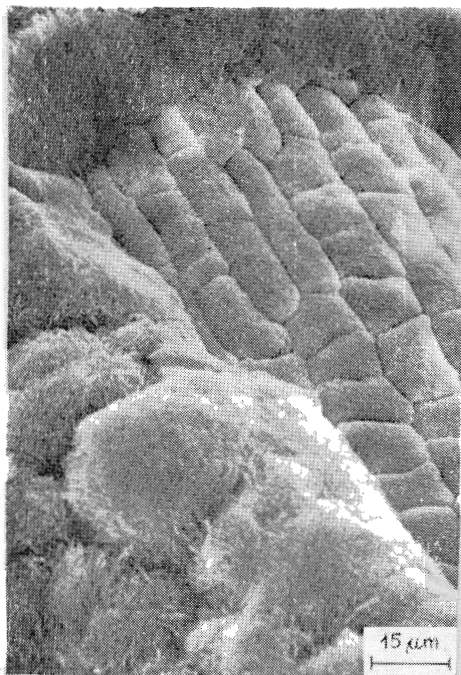
Obr. 8. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 4308/76. Lussatit v dutinách limnokvarcitu z lokality Dekýš. Vrt FV-2. Zväčš. 3000 $\times$.

Fig. 5. SEM microphotograph, sample 4317/76. Quartzified plant fragment with an opal inner layer and a lussatite outer layer. Light-coloured limnoquartzite of the Žiarska kotlina depression. Operators M. Švec — Šebor, magnif. 600 $\times$.

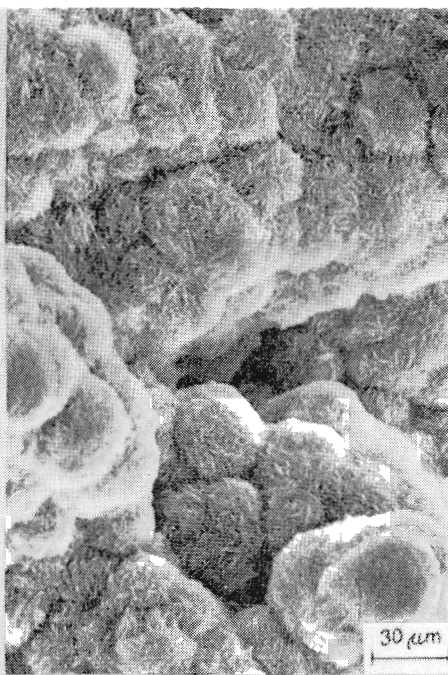
Fig. 6. SEM microphotograph, sample 4312/76. Lussatite 30—50 μm in size from light-coloured limnoquartzite of the Žiarska kotlina depression. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 300 $\times$.

Fig. 7. SEM microphotograph, sample 4306/76. Opal with lussatite of common size (2—3 μm) in an alunit bearing limnoquartzite from the Dekýš locality. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 2000 $\times$.

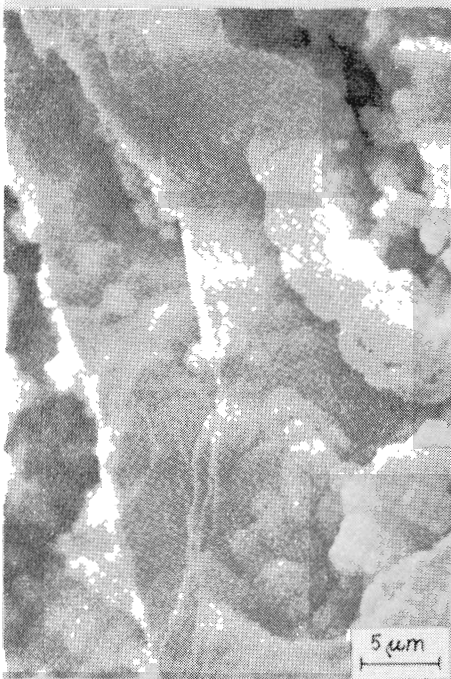
Fig. 8. SEM microphotograph, sample 4308/76. Lussatite in interstices of limnoquartzite from the Dekýš locality, drillhole FV-2. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 3000 $\times$.



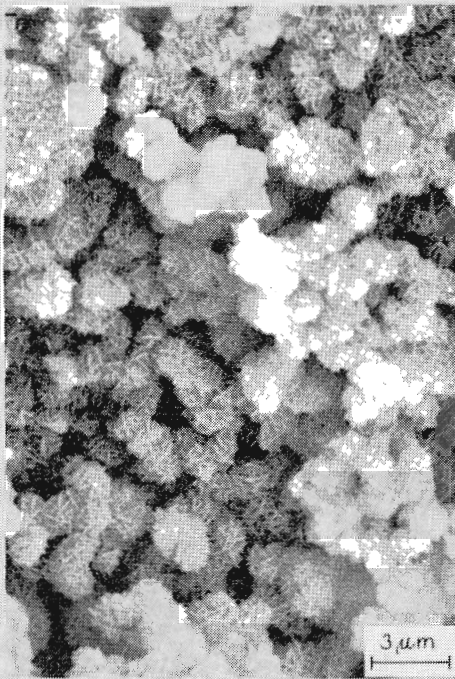
5



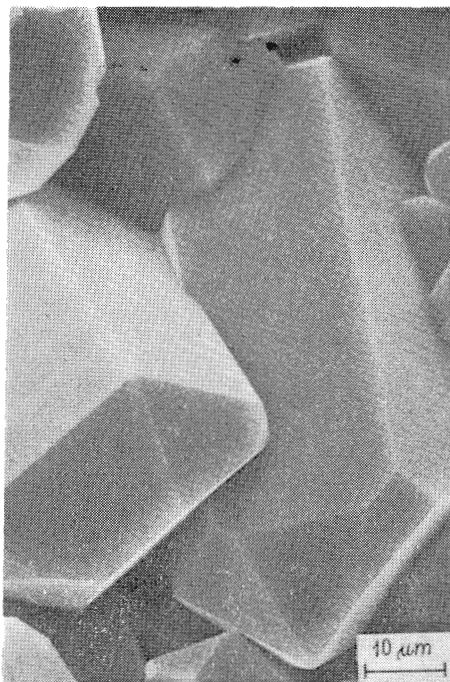
6



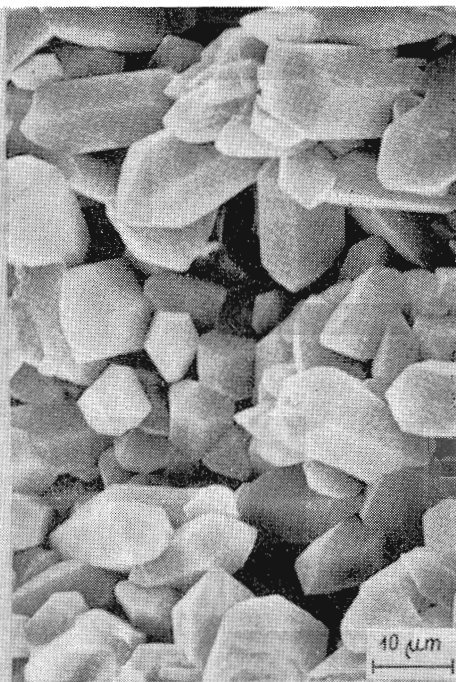
7



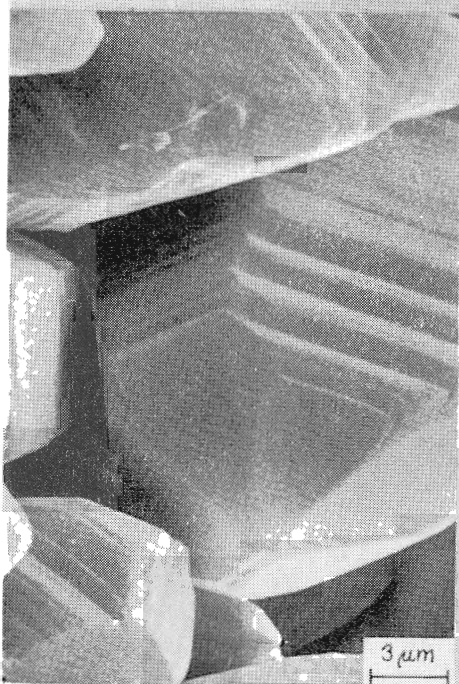
8



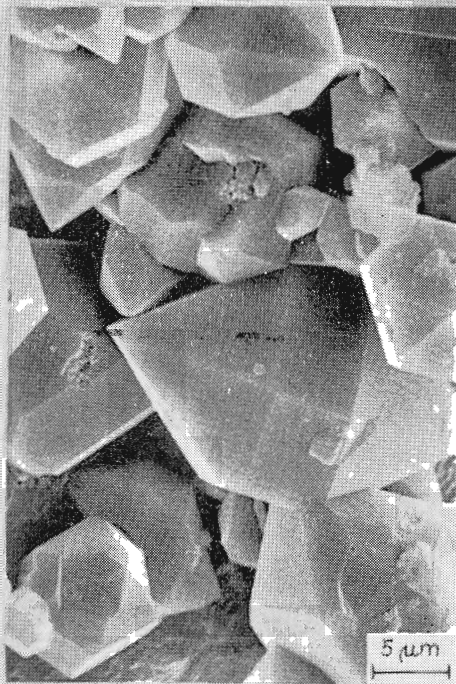
9



10



11



12

lussatit vzniknutý procesom starnutia. Vyskytuje sa v dutinách opálu i alunitu, čo potvrdili rtg záznam (foto 7, 8).

Kremeň sa našiel vo všetkých skúmaných vzorkách tzv. hydrokvarcitov v stredoslovenských neovulkanitoch, ako aj v dutinách opálu v tmavom type limnokvarcitu zo Žiarskej kotliny, kde rtg analýza zaznamenala iba kremeň štruktúrou blízky tzv. maršalitu, t. j. mikrokryštalickej forme nízkotermálneho kremeňa. Rozmer kryštálov tu kolíše od 5 do 600 μm (foto 9). Tmavý limnokvarcit je charakteristický vysokým obsahom rastlinných zvyškov v podobe lignitizovaných rastlinných pletív i pyritizovaných rozsievok. Obdobné dokonalé kryštalické formy kremeňa sú vo všetkých skúmaných vzorkách hydrokvarcitov, a to rozmerov od niekoľkých až po stovky mikrónov, číre alebo s uzavreninami, homogénne (foto 10) alebo s prírastkovými plochami (foto 11), kryštalizujúce v alfa- (foto 10, 11) alebo betamodifikácii (foto 12).

Záver

Príspevok chce dokumentovať dvojakú genézu lussatitu. V prvom prípade ide o diagenetickú postupnosť premeny biogénneho alebo vulkanogénneho opálu na lussatit tzv. procesom starnutia, pričom prostredie, vek, asociácia minerálov, ako aj hrúbka nadložných sedimentov je v súlade s U. v. Rad—H. Röscheovou teóriou dozrievania.

V druhom prípade stretávame lussatit v mladých limnických, hydrotermálne ovplyvnených sedimentoch v asociácii s opálom chemogénneho i organogénneho pôvodu. Vznik lussatitu zrejme nie je výsledkom procesu starnutia, vrchnomiocénny vek nie je dostatočne dlhý na diagenetickú premenu amorfného SiO_2 na lussatit. Predpokladáme, že pri tvorbe lussatitu sa uplatňovali procesy zodpovedajúce Lancelottovej vylučovacej teórii. Lussatit tejto genézy sa niekedy odlišuje od lussatitu vzniknutého diagenetickými procesmi väčším priemerom guľôčok (30—50 μm oproti 2—3 μm). Zdá sa, že v našom prípade je

Obr. 9. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 4329/76. Dokonalé kryštalové formy kremeňa v dutinách tmavého limnokvarcitu zo Žiarskej kotliny. Zväčš. 1900 $\times$.

Obr. 10. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 2854/76. Homogénne kryštály kremeňa na povrchu pukliny v hydrokvarcite z lokality Šobov. Zväčš. 1000 $\times$.

Obr. 11. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 2592/76. Kremenné kryštály s rovinami rastu v hydrokvarcite z lokality Podpolom. Vzorka ZS-20. Zväčš. 3000 $\times$.

Obr. 12. Snímka riadkovacieho elektrónového mikroskopu 5065. Pseudomorfózy α -kremeňa po β -kremeni. Lokalita Kalinka. Vzorka SH-5. Zväčš. 2000 $\times$.

Fig. 9. SEM microphotograph, sample 4329/76. Perfect crystal forms of quartz in interstices of a dark limnoquartzite from the Žiarska kotlina depression. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 1000 $\times$.

Fig. 10. SEM microphotograph, sample 2854/76. Homogeneous crystals of quartz on the fracture surface of hydroquartzite from the Šobov locality. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 1000 $\times$.

Fig. 11. SEM microphotograph, sample 2592/76. Quartz grains with distinct growth fabric in hydroquartzite from the Podpolom locality. Sample No. ZS-20. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 3000 $\times$.

Fig. 12. SEM microphotograph, sample 5065. — α -quartz pseudomorphoses after β -quartz, Kalinka locality. Sample No. SH-5. Operators M. Švec — K. Šebor, magn. 2000 $\times$.

veľkosť guľôčok lussatitu ovplyvnená tým, že sa lussatit vylučuje v bunkách rastlinných pletív a vyplňa celý ich priestor. Jazerné prostredie tvorby limonkvarcítov s pestrým zastúpením chemických zložiek umožňuje kryštalizáciu lussatitu. Sintre vylučované z hydrotermálnych roztokov v subaerickom alebo podpovrchovom prostredí mali pravdepodobne väčšiu chemickú čistotu, či už primárne alebo sukcesívnou kryštalizáciou jednotlivých zložiek, a tak pri rekryštalizácii opálu vznikajú dokonalé kryštálické formy kremeňa. Hoci sme v hydrokvarcitoch doteraz lussatit nenašli, neznamená to, prirodzene, že tam nemôže byť. Hypotézu treba overiť ďalším výskumom.

Doručené 10. 12. 1976

Odporučil V. Radzo

LITERATÚRA

- Bardossi, D. — Konda, J. — Raj-Sik, S. — Tolna, V. 1965: Kristobalit v bat-kelovejských radioljaritach gory Bakoň. Problemy geochimii. Moskva, Izd. Nauka, s. 521—539.
- Brestenská, E. 1975: Správa o mikrobiostratigrafickom hodnotení sedimentov vrtu DB-15 Horňany. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Buerger, M. J. 1954: The stuffed derivatives of the silica structures. Amer. Mineralogist 39.
- Ciesarik, M. — Planderová, E. 1965: Geologická pozícia limonkvarcítov na ložisku Stará Kremnička. Geol. práce, Spr. 35 (Bratislava), s. 87—98.
- Čelidze, D. G. 1976: K mineralogii kremnezema v silicitech Zakavkazja. Litol. i polezn. iskop., 1. Moskva, Izd. Nauka, s. 160—163.
- Forgáč, J. 1972: Genéza alunitu a premenených hornín od Dekýša (Štiavnické pohorie). Geol. práce, Spr. 58 (Bratislava), s. 189—199.
- Heath, G. R. — Moberly, R. Jr. 1971: Cherts from the Western Pacific, Leg 7, Deep Sea Drilling Project. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 7., U. S. Government Printing Office, Washington, pp. 991—1007.
- Lancelot, Y. 1973: Chert and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. XVII., U. S. Government Printing Office, Washington, pp. 377—506.
- Marková, M. 1977: Lussatit — opál CT v sideritových konkréciách spodného miocénu. Západné Karpaty, sér. Min., petr., geoch., lož., 3, s. 197—210.
- von Rad, U. — Rösche, H. 1972: Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 sediments. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. XIV., U. S. Government Printing Office, Washington, pp. 727—751.
- von Rad, U. — Rösche, H. 1974: Petrography and diagenesis of deep sea cherts from the central Atlantic. Spec. Publs int. Ass. Sediment. I, Oxford, p. 327—347.
- Wise, S. W. — Weaver, F. M. 1974: Chertification of oceanic sediments. In: Pelagic Sediments on Land and under the Sea. Spec. Publs int. Ass. Sediment. I, Oxford, pp. 301—326.

Contribution to the lussatite genesis

MAGDA MARKOVÁ

Two well-known theories exist on the lussatite genesis. The theory of diagenetic transformation in the process of ageing (transformation: opal A — opal CT (lussatite) — chert) is maintained by G. R. Heath — R. Moberly (1971), S. W. Wise — F. M. Weaver (1974) and U. v. Rad — H. Rösche (1974). The transformation of an opal of organic or volcanic origin is supposed to last approximately 20—90 million years, depending on the burying depth

and on temperature. The transformation of lussatite to quartz had to last 70 to 90 million years as the youngest cherts are of Upper Cretaceous age.

The second theory is Lancelott's (1973) elimination theory on the silicite genesis. According to that the final form of the silica is determined by environment, presence of clay, porosity and by the presence of exchangeable cations. According to this theory, poor permeability and extraneous cations in clay-rich layers lead to precipitation of a disordered cristobalite (lussatite) while good circulation and lack of exchangeable cations in carbonates favour direct precipitation of quartz. Irrespective of some provable exceptions from this rule, as for instance the occurrence of lussatite in pure clayless carbonate nannoplanktonic ooses, Lancelott's theory has been accepted by many authors. For example, D. G. Czelidze investigating Caucasian silicites concluded that the presence of alkalia or alkaline earths undermines generation of cristobalite and tridymite and so hinders the direct crystallization of quartz. M. I. Buerger (1954) really found besides SiO_2 in tridymite alkalia and alkaline earths as well. The quartz structure is so firm that extraneous ions do not enter it, while structures of cristobalite tridymite permit this entrance. This difference evidently causes high chemical purity of quartz.

The author studied two genetically different types of lussatite in the last years. In the first case lussatite has been found in siderite concretions of Lower Miocene marine sediments (fig. 1, 2) occurring among stratigraphically evidenced Eggenburgian and Karpathian (E. Brestenská 1975) beds of the Bánovce basin filling. These strata became part of the emerged orogenic arch of the central West Carpathians starting from the Upper Miocene. A detailed description of the occurrence will be given elsewhere (M. Marková 1977).

X-ray analyses of these concretions revealed a weak reflection of cristobalite in addition to the content of carbonates, quartz, micas and clay minerals. Cristobalite became more distinct after dissolution of the carbonate content. The shape, size and mineral assemblage in the siderite concretions, the presence of quartz, mica, clay (kaolinite, illite, palygorskite ?), siderite, dolomite, calcite, lussatite, as well as the low content of the latter corresponds to the so-called "Precursor stage" i. e. to the transitional stage in the v. Rad — Rösche's diagenetic succession of the opal transformation into lussatite and quartz. Furthermore, this statement is supported by the absolute age (about 22 million years) and by the burying depth exceeding 1000 m. Organic rests of Radiolaria and that of diatoms might have been the source of silicium. Organic rests are present especially in the underlying sediments where they occur together with volcanic products as volcanic glass, feldspars, volcanogenic quartz and rare biotite.

Another type of lussatite has been studied in rocks originated by postvolcanic hydrothermal activity. The so-called hydro- and limnoquartzites were investigated from localities in central Slovakian neovolcanic area. Recent sinter samples from Iceland have been analysed for the sake of comparison as well.

Amorphous opal A has been identified with certainty as a monomineral component only in the sinter from Iceland. The X-ray record of this sample is textureless. This sample appears as an amorphous gel-like substance under the scanning electron microscope (fig. 3). Opal has also been identified optically and under the scanning electron microscope in the limnoquartzite samples from the Žiarska kotlina depression and from the Dekýš locality (fig. 4). The

latter becoming from the drill-hole F-2 has been handed over by Dr. J. Forgáč.

Lussatite has been found in limnoquartzite samples from the Žiarska kotlina depression and Dekýš locality (Štiavnické pohorie Mts.) as well. Limnoquartzite of the Žiarska kotlina depression is attributed to have Upper Sarmatian to Pannonian age (M. Ciesarik — E. Planderová 1965). Its X-ray records show conspicuous reflections of cristobalite. Lussatite observed under scanning electron microscope was of extreme size (30—50 μm) occurring on silicified organic remains (fig. 5, 6). Samples from the Dekýš locality display typical shape of lussatite originated by the maturation process. Its minute size of 2 to 3 μm is for such an origin also typical (fig. 7, 8). It appears in the cavities of opal and alunite, as proved by X-ray record.

Quartz has been found in all analyzed samples of the so called hydroquartzite occurring in neovolcanic rocks of central Slovakia. Perfect crystalline forms occur in cavities of opal in the dark limoquartzite type from the Žiarska kotlina depression (fig. 9). X-ray analyses of these samples revealed only texturally close related quartz to the so-called marshallite, i. e. to the microcrystalline form of a low-temperature quartz. The size of its crystals ranges from 5 to 600 μm . This limnoquartzite is characterized by a high content of plant remnants in the form of lignitized plant tissues and pyritized diatoms. Analogous forms of quartz are present in all hydroquartzite samples, their sizes range from several microns to hundreds of microns. They are transparent (fig. 10) or filled with inclusions, homogeneous or they have the shape of capped quartz (fig. 11) they crystallize in alpha or beta modification (fig. 12).

The purpose of this paper is to evidence the double genesis of lussatite. In the first case, the diagenetic succession of biogenic or volcanogenic opal transformation to lussatite is in accordance with the v. Rad — Rösch maturation theory of the so-called ageing process.

In the second case, lussatite has been found in young limnic hydrothermally affected sediments in association with chemogenous and organogenous opal. The origin of lussatite in this case is evidently not the result of an ageing process as its Upper Miocene age is insufficient for a diagenetic transformation of amorphous silica into lussatite. It may be supposed, that the generation process of the lussatite corresponded to Lancelott's elimination theory as it is evidenced by results. Lussatite of such a genesis sometimes differs from one generated by diagenetic processes. This lussatite has larger diameter of spheres (30 to 50 μm) in contrast to 2—3 μm of the former. It seems that in examined case the size of lussatite spheres is influenced by conditions of its precipitation in plant tissue cells where it fills up the whole space. The lacustrine environment of limnoquartzite formation with diverse chemical components favoured the crystallization of the lussatite.

The sinter exsolved from hydrothermal solutions in subaerial or subsurface environment might have been of higher chemical purity, either primarily or due to the successive crystallization of individual components. Thus, during the recrystallization of an opal perfect crystal forms of quartz arised. Although any lussatite has been found in hydroquartzites it does not mean that its appearance is impossible. However, such origin cannot be accepted without further analyses and investigations.

Preložila E. Jassingerová

Výskyt Te-mineralizácie na lokalite Zlatá Baňa v Slanských vrchoch

(4 tab. v texte)

RUDOLF ĎUĎA — JOZEF KRIŠTÍN*

Минерализация теллура на месторождении Злата Баня (Сланские горы)

В северной части Сланских гор на месторождении Злата Баня в последнее время была определена и минерализация теллура представлена гесситом. Те-каниелдитом и риккардитом? Теллуриды встречаются в виде мелких зёрен в галените и пирите. Химическое сложение минералов определялось ртг-микроанализами.



Telluride mineralisation occurrence on the Zlatá Baňa locality (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

A mineralisation of tellurides has been discovered recently on the base metal locality of Zlatá Baňa (northern part of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia). Hessite, Te-canfieldite and rickardite (?) have been ascertained as tiny inclusions in galena and pyrite. Tellurides were identified by electron microprobe analysis.

Na Slovensku bola Te-mineralizácia známa len z jednej lokality. Nález teluridov Bi zo Župkova pri Žarnovici, opísaný v minulom storočí, sa novšie nepotvrdil, aj keď základné kryštalografické a chemické vlastnosti tetradymitu z tejto lokality boli opísané. V. R. v. Z e p h a r o v i c h (1859) tu z hydrotermálne rozložených andezitových tufov uvádza drobné klencovité a tabuľkovité kryštáliky tetradymitu s wehrliom, ktoré často tvoria charakteristické štvorčatné zrasty. Veľmi sporný je opísaný nález tetradymitu z oblasti Kokavy n/Rimavicou (Z e p h a r o v i c h V. R. v. 1873).

* RNDr. Rudolf Ďuďa, Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, Stará Spišská cesta, p. p. A/21, 040 51 Košice.

RNDr. Jozef Krištín, CSc., Pracovisko rtg mikroanalýzy, Chemickotechnologická fakulta SVTŠ, Jánska 1, 880 37 Bratislava.

Novšie Te-mineralizáciu zistili prieskumné práce na lokalite Zlatá Baňa (asi 15 km východne od Prešova) v severnej časti Slanských vrchov. Teluridová mineralizácia bola zistená v hĺbke 256,0 m vo vrte KS-2 v žilníkovej zóne polymetalického zrudnenia, často s hniezdovitým charakterom. Zrudnenie sa viaže na centrálné vulkanické zóny rozsiahleho vulkano-plutonického aparátu, ktorý sa zaraďuje do spodného sarmatu — spodného panónu (M. Kaličiak 1977). Tento komplex vulkanických hornín je popretínaný rojom subvulkanických telies vo forme dajok. Zrudnenie s Te-mineralizáciou sa bezprostredne viaže na tufobrekcie v sprievode intenzívnej hydrotermálnej premeny (silifikácia a kaolinizácia).

Mineralizáciu tvorí v podstatnej miere tmavohnedý až čierny sfalerit s časťami inklúziami chalkopyritu. Sfalerit sa prerastá s pyritom a galenitom, vzáčne aj tenantitom a zrníčkami chalkopyritu. Z nerudných minerálov bol zistený manganokalcit, kremeň a nepatrne aj baryt. Teluridy tvoria drobné inklúzie mikroskopickej veľkosti v galenite, zriedkavejšie v pyrite.

Identifikácia a opis teluridov

Na identifikáciu drobných inklúzií v galenite a pyrite sa použila elektrónová mikrosonda. Najskôr boli použité rozličné experimentálne podmienky veľkosti prúdu elektrónov, pretože, ako sa zistilo, nedostatočná stabilita zlúčenín Te vyvoláva pod silnejším účinkom prúdu elektrónov kontamináciu, resp. deštrukciu zlúčenín Te. Kvantitatívna analýza teluridov lokálnou mikroanalýzou bola vykonaná na prístroji JXA 5A. V programe SONDA 03 sa na výpočet váhového obsahu vzali do úvahy korekcie na absorpciu podľa R. Theisena (1965), atómové číslo podľa P. Duncumb — S. J. B. Reeda (1968) a fluorescencia charakteristickým žiarením podľa D. B. Witryho (1962). Výpočet sa urobil na počítači SIEMENS. Ako porovnávacie etalóny sa použili pre Te — čistý Te, Sn — čistý Sn, Ag — Ag_2S , S — Ag_2S .

Pri sledovaní homogénnosti (na riadkovacom mikroskope) jednotlivých zŕn sa nezistili výrazné zmeny zloženia. Pre obmedzenú veľkosť zŕn sa pri jednotlivých mineráloch urobilo 3—5 meraní na jednom zrne. Pri obrázkoch v texte sú tiež skratky minerálov:

Sf — sfalerit, ← Gal — galenit, ← Py — pyrit,

Q — kremeň, ← H — hessit, ← Can — canfieldit

Hessit — Ag_2Te . Vytvára drobné zrníčka (do $20\ \mu\text{m}$) zarastené v galenite. Mikroskopicky má nižšiu odrazivosť ako galenit a slabé hnedasté sfarbenie. Je zjavne anizotropný. Elektrónová mikroanalýza (tab. 1) zistila prítomnosť Ag a Te. Obsah Ag a Te sa pohybuje v rozmedzí 63,3—66,4 ‰ (Ag) a 34,4—36,1 ‰ (Te) (tab. 2).

Prepočet na kryštalochemické vzorce

1 — $\text{Ag}_{2,06}\text{Te}_{0,93}$

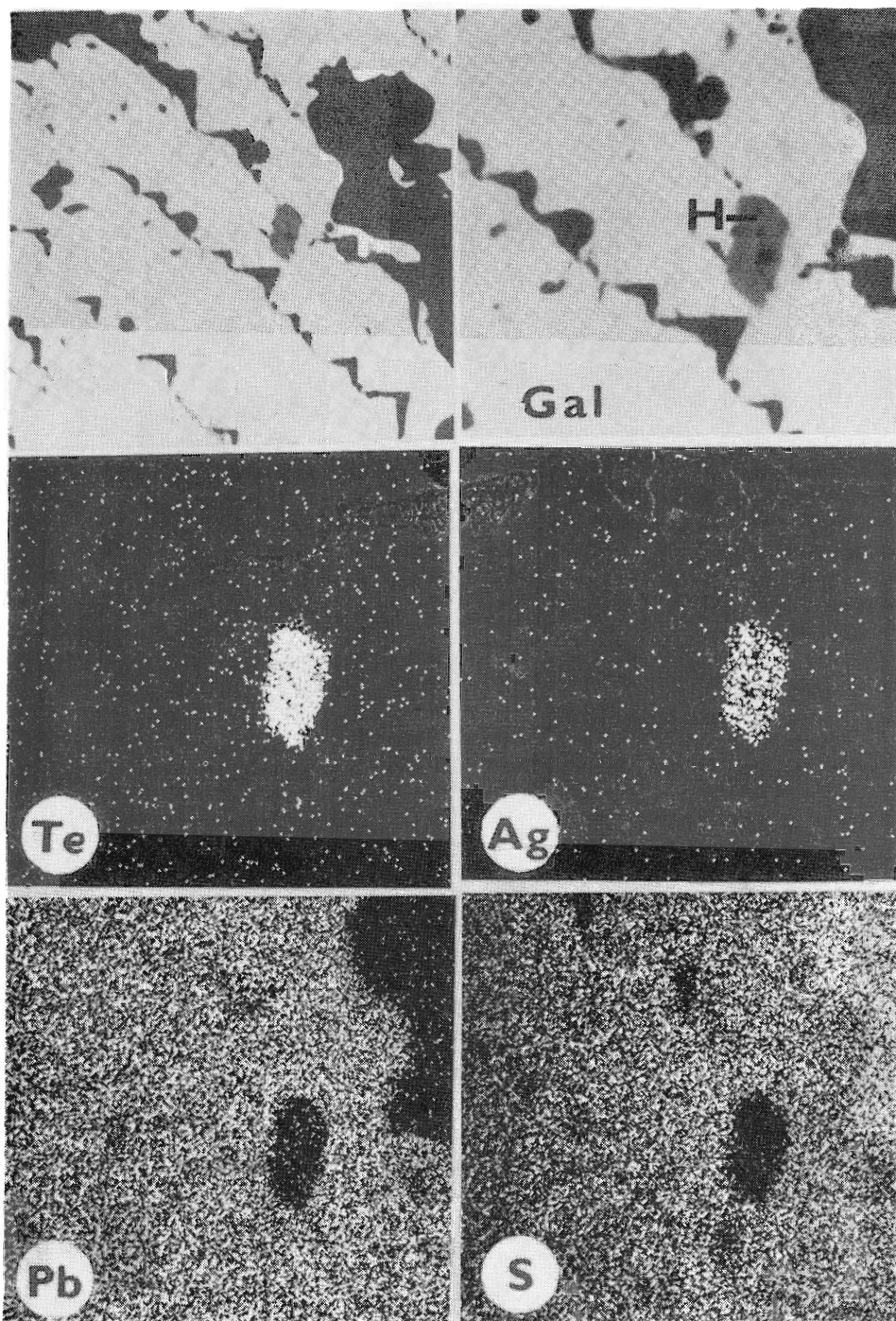
2 — $\text{Ag}_{2,06}\text{Te}_{0,93}$

3 — $\text{Ag}_{2,03}\text{Te}_{0,96}$

4 — $\text{Ag}_{2,01}\text{Te}_{0,98}$

5 — $\text{Ag}_{2,08}\text{Te}_{0,91}$

Tieto obsahy sa blížia k teoretickému zloženiu hessitu, pričom badať zjavne



Tab. 2

Vz. č.	1	2	3	4	5
Ag	65,10	65,06	63,35	63,51	66,44 ‰
Te	34,65	34,70	35,70	36,07	34,44 ‰
Spolu	99,75	99,76	99,05	99,58	100,88 ‰

zvýšený obsah Ag na úkor Te. Je možné, že sú v hessite uzavreté drobné mikro-odmiešaniны rýdzeho Ag. Prímes Au sa v hessite nezistila.

Te-canfieldit — $\text{Ag}_8\text{Sn/Te}_6\text{S}_6$. Vo forme mikroskopických inklúzií je veľmi zriedkavo v pyrite, príp. na rozhraní zŕn pyritu a galenitu. Veľkosť zrníčok nepresahuje 10 μm . Mikroskopicky je svetložltej farby, má nižšiu odrazivosť ako pyrit a výraznú anizotropiu. Veľmi vzácné sa prerastá s chalkopyritom a bližšie neurčeným Cu-teluridom. Elektrónová mikroanalýza (tab. 3) zistila v zrnách Ag, Sn, Te, S. Obsah Ag sa pohybuje od 68,5—71,6 ‰, Sn od 6,4—8,4 ‰, Te od 10,8—14,0 ‰, obsah S od 11,6—12,7 ‰ (tab. 4).

1 — $\text{Ag}_{7,83}\text{Sn}_{0,84}(\text{Te}_{1,17}\text{S}_{5,14})_{6,31}$

2 — $\text{Ag}_{8,16}\text{Sn}_{0,78}(\text{Te}_{1,40}\text{S}_{4,64})_{6,04}$

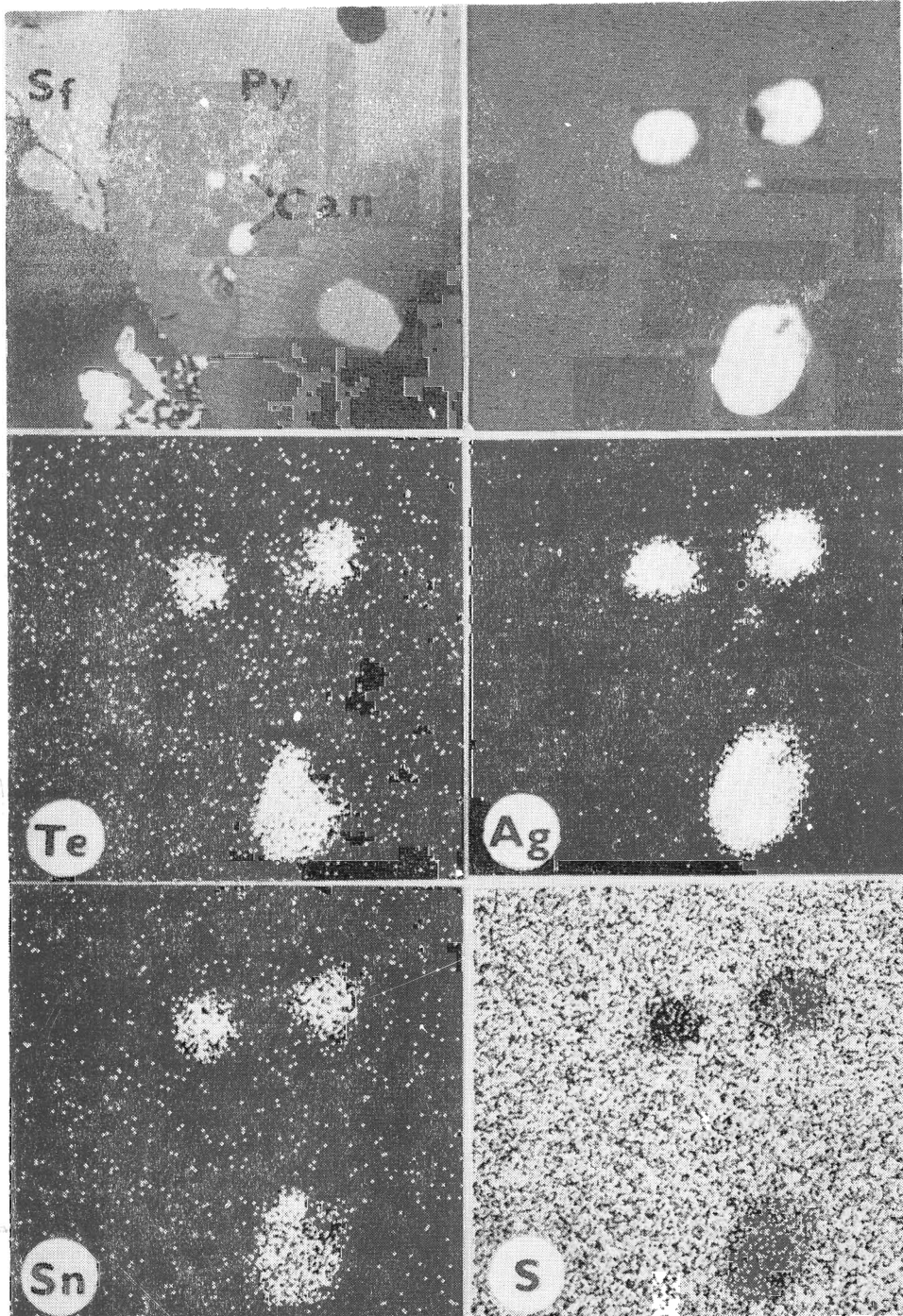
3 — $\text{Ag}_{8,54}\text{Sn}_{0,69}(\text{Te}_{1,08}\text{S}_{4,70})_{5,78}$

Tieto obsahy sa od teoretického zloženia sčasti odlišujú nižším obsahom Ag (o 2—5 ‰) a Sn (o 1,7—3,7 ‰). Naopak S je izomorfne nahrádzaná Te, približne v pomere 1 : 1. V Te-canfieldite sa prímesi Au, Sb, Bi, Pb, Zn, Se nezistili.

V asociácii s Te-canfielditom sa zistili submikroskopické zrnká Cu-teluridu, ktorý pre nepatrné rozmery nebol bližšie identifikovaný. Z orientačného pomeru Cu : Te sa javí ako rickardit (F. V. Čuchrov et al. 1960). Mikroskopicky má o niečo nižšiu odrazivosť ako Te-canfieldit a je zjavne anizotropný. Ďalšie vlastnosti sú nepozorovateľné.

Záver

Nález Te-mineralizácie na polymetalickom ložisku Zlatá Baňa prináša nové poznatky o charaktere a vývoji mineralizácie. Na jednej strane dovoľuje radiť túto lokalitu viacej k transylvánskemu typu polymetalických ložísk neovulkanitov, na druhej strane výrazne rozlišuje minerálne asociácie a rudné komponenty na tejto lokalite. Práve výskytom Te-mineralizácie sa lokalita Zlatá Baňa odlišuje od štiavnického rudného obvodu. Nález Te-canfielditu poukazuje aj na účasť Sn pri rudotvornom procese v Zlatej Bani a je celkom reálne očakávať jeho uplatnenie sa aj ďalších prvkov (Mo, W atď.). Zistenie Te-canfielditu je ojedinelé aj vo svetovom meradle. V ostatnom čase bol minerál podobného zloženia zistený na fluoritovo-kryolitovom ložisku Ivigtut (Grónsko; S. Kapur — Møller 1976). Vyskytuje sa tu v podobnej asociácii ako v Zlatej Bani. Podobný minerál bol opísaný aj na beluchinskom ložisku v sfaleritovo-volframitovo-pyrotínových rudách (ZSSR; D. O. Ontojev et al. 1971).



Vz. č.	1		2		3	
	váhové ‰	prepočet na 100 ‰	váhové ‰	prepočet na 100 ‰	váhové ‰	prepočet na 100 ‰
Ag	70,23	67,69	68,53	67,60	71,59	71,22
Sn	8,37	8,07	7,27	7,17	6,39	6,36
Te	12,45	12,00	13,97	13,78	10,78	10,72
S	12,70	12,24	11,60	11,45	11,78	11,70
Spolu	103,75	100,00	101,37	100,00	100,54	100,00

Te-canfieldit tu asociuje s rýdzim Bi, Se-galenitom atď. Obsah Ag je nižší ako v Zlatej Bani a pomer Te : S je 2 : 1.

Oba opísané minerály sú zároveň nositeľmi Ag v zrudnení, pričom sa obsah Ag v miestach ich výskytu až strojnásobuje. N. D. Sindejeva (1959) za-
deľuje podobné zrudnenia s výskytom teluridov k ložiskám viažúcim sa na malé intrúzie granitov. Charakteristické pre ne je, že sa v nich Se viaže len vo forme izomorfných prímiesí v sulfidoch.

Záverom treba podotknúť, že je reálne očakávať na tejto lokalite aj výraz-
nejšie koncentrácie Te. Nález rozšíril poznatky o minerálnom vývoji lokality, spresnil mineralogickú topografiu Slovenska a sčasti obohatil aj poznatky o Te-mineráloch.

Doručené 15. IX. 1977

Odporučil M. Háber

LITERATÚRA

- Čuchrov, F. V. et al. 1960: Mineraly, tom I. Moskva, Izd. AN SSSR. 616 s.
 Duncumb, P. — Reed, S. J. B. 1968: Quantitative Electron microprobe Analysis. Natur. Bur. Spec. Publ., 298, 133.
 Kaličiak, M. 1977: Geologicko-ložisková charakteristika zlatobanského rudného poľa. Bratislava, zbor. ref. Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, s. 154—158.
 Kapur-Møller, S. 1976: Arcubisite and mineral B — two new minerals from the cryolite deposit at Ivigtut, south Greenland. Lithos, 9, № 4, pp. 253—257.
 Ontojev, D. O. — Troneva, N. V. — Cepin, A. I. — Vjalšov, L. N. 1971: Pervaja nachodka telluristovo kanfieldita. Dokl. AN SSSR, 201, № 3, s. 693—698.
 Sindejeva, N. D. 1959: Mineralogija, typy mestoroždenij i osnovnije čerty geo-
 chimiji selena i tellura. Izd. Akad. nauk SSSR, Moskva, 257 S.
 Theisen, R. 1965: Quantitative Electron microprobe Analysis. New York, Springer Verlag. 265 p.
 Wittry, D. B. 1962: Quantitative Electron microprobe Analysis. Univ. South. Calif. Eng. Center Rept., pp. 84—204.
 Zepharovich, V. R. v. 1859: Mineralogische Lexicon für das Kaiserthum Österreich. 1B. (1790—1857), Wien, W. Braumüller. 627 S.
 Zepharovich, V. R. v. 1873: Mineralogische Lexicon für das Kaiserthum Österreich. 2B. (1858—1872), Wien, W. Braumüller. 436 S.

Telluride mineralisation occurrence on the Zlatá Baňa locality (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

RUDOLF ĎUĎA — JOZEF KRISTÍN

A so far unique occurrence of tellurides in Slovakia has been recently ascertained on the Zlatá Baňa locality (northern part of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia). Tellurides occur in the stockwork zone of base-metal mineralisation in central parts of the volcanoplutonic edifice (Lower Sarmatian — Lower Pannonian). This part of the edifice is cut by a subvolcanic dike swarm. Tiny inclusions of tellurides were ascertained by electron microprobe analysis in galena and pyrite, in sizes up to 20 μm . Hessite and Te-canfieldite have been determined whereas composition of a further Cu-telluride remained undetermined due to its very small size. Properties of this mineral show to represent probably rickardite.

Partly higher silver content and lower one of tellurium has been ascertained in hessite (Plate 1) caused probably by submicroscopical segregations of native silver. Four main components (silver, tin, tellurium and sulphur) take part on the Te-canfieldite composition (Plate 2). This occurrence of Te-canfieldite is one amongst few ones all over the world. Its silver content is by 2 to 5 p. c. and tin content by 1.7 to 3.7 p. c. lower as the theoretical composition. The tellurium — tin rate is approximately equivalent.

Discovery of telluride mineralisation on the Zlatá Baňa locality may serve as distinguishing feature from similar basemetal mineralisation of the Banská Štiavnica ore district. Participation of further elements, as molybdenum and tungsten on this mineralisation may be expected.

Preložil I. Varga

Dionýz Vass: **Tektonický vývoj Nového Južného Walesu v paleozoiku a obdukčná melanž pri Port Macquarie v Austrálii** (prednesené na zasadnutí SGS v Bratislave 24. 1. 1977)

Nový Južný Wales budujú dve významné tektonické pásma: 1. zvrásnené pásmo Lachlan, 2. zvrásnené pásmo New England. Trefou významnou jednotkou je panva Sydney, ktorá leží medzi dvoma predchádzajúcimi a čelnou hlbinou pásma New England.

Vývoj Nového Južného Walesu v paleozoiku sa vo svetle novej globálnej tektoniky javí ako séria epizód rozťahovania. Podmienila ho subdukcia v Paleopacifiku východne od austrálskeho brehu, pričom vznikali tenzionálne stratotektonické jednotky. Výsledkom rozťahovania sú okrajové moria pri okraji austrálskej platne alebo úzke zóny riftingu, niekedy charakteru vulkanického riftu. Okrajové moria mali oceanický typ kôry. Od Paleopacifiku ich oddeľovali mikrokontinenty a súčasne vznikajúce vulkanické oblúky. Proces kratonizácie vznikajúcich tenzionálnych stratotektonických jednotiek prebiehal vo forme vrásnenia, ktoré bolo podmienené otáčaním austrálskej platne na východ, pričom nastávala kolízia s vulkanickými oblúkmi, resp. s oceanickou platňou. Okrajové moria, mikrokontinenty i vulkanické oblúky sa deformovali a postupne kratonizovali. Austrálska platňa v tomto procese narastala od západu na východ. Litofaciálna analýza umožnila identifikovať horniny jednotlivých tektonických zón. Okrajové moria s novovzniknutou kôrou boli zaplňané hlbokovodnými sedimentmi (rohovce — sility, turbidity), na mikrokontinentoch prebiehala šelfová sedimentácia alebo vulkanizmus, v zóne vulkanického oblúka sa kopili produkty alkalicko-vápenatého vulkanizmu a najmä ony boli resedimentované do trenčového komplexu nad Benioffovú zónou. Vápence boli vcelku zriedkavým produktom sedimentácie v plytších zónach (v priestore mikrokontinentu alebo v staršom vulkanickom oblúku). Orogenetické procesy, ktoré uzatvárali každú epizódu rozťahovania, boli sprevádzané intrúziami synkinematických granitových hornín a kyslým vulkanizmom typu vulkanického oblúka, t. j. vulkanizmom geneticky spätým s plutonizmom na kontinentálnej kôre.

Formovanie zvrásneného pásma Lachlan sa ukončilo v devóne orogenetickým procesom Tabberabberan. Počas karbónu pokračoval v pásme New England vývoj nameraným smerom až do permu, zatiaľ čo v pásme Lachlan prebiehala vtedy už iba plytkovodná sedimentácia, príp. sedimentácia v terestrických podmienkach. Okrem toho, že je pásmo New England mladšie, odlišuje sa od pásma Lachlan aj odlišným stavebným štýlom. Kým v pásme Lachlan sú vrstvy prevažne vertikalizované a nepozorovať tam veľké horizontálne premiestnenia horninových mas, v pásme New England na prešmykoch utvorivších sa pri zrážkach austrálskej platne s oceanickou kôrou Paleopacifiku vznikali veľké posuny a neskôr aj presuny na veľkú vzdialenosť (najmä na prešmyku Peel, ktorý je aj obdukčnou zónou, čiastočne aj na prešmyku Hunter — Mooki). Pásmo New England bolo definitívne kratonizované počas orogénu Bowen v perme.

Blok Macquarie má v pásme New England samostatné postavenie. Na pobreží vystupujú ofiolitové horniny a hlbokovodné sedimenty v tektonickej melanži a vo forme šupín. Je to jedna z mála lokalít na svete, kde možno vidieť úplný profil oceanickej kôry. Ide najskôr o obdukčnú zónu. V melanži je zastúpený ultramafický komplex reprezentujúci najskôr horniny plášťa, ďalej bázičky plutonický komplex reprezentujúci 3. vrstvu oceanickej kôry, mafický vulkanický komplex reprezentujúci 2. vrstvu oceanickej kôry (bazalty), hlbokovodné sedimenty zodpovedajúce 1. vrstve oceanickej kôry. Okrem toho sú prítomné mafické dajky a glaukofánové bridlice.

Výskum rozptýlenej organickej hmoty v prvohorných horninách Západných Karpát

(4 obr. v texte)

JÁN CIEKER — MILAN HAVLÍK*

Исследование рассеянного органического вещества в палеозойских породах Западных Карпат

В рассеянном органическом веществе определялся общий органический углерод и его форма. Битуминозный экстракт был разделён на три фракции: масла, смолы и асфальтены. Были подтверждены взаимоотношения между некоторыми формами органического вещества и метаморфизмом породы.

Geochemical analyse of organic substance in Paleozoic rocks of the West Carpathians

The paper deals with relations between qualitative and quantitative composition of dispersion-scattered organic substance as well as with age, composition and metamorphic grade of different rocks of the West Carpathian Paleozoic.

Stále sa množiace výskumy rozptýlenej organickej hmoty v horninách svedčia o tom, že je pravidelnou zložkou najmä sedimentárnych hornín. Jej obsah a zloženie závisia primárne od súhrnu podmienok, ktoré určujú fáciu sedimentu, a sekundárne od charakteru diagenetických a metamorfných procesov. Tie spôsobujú premeny východiskového organického materiálu charakteristické vznikom zlúčenín s menším obsahom voľnej energie. Sú to jednak relatívne pohyblivejšie bitúmoidy obohatené o vodík a uhlík a súčasne látky humínovej povahy a nerozpustné, rezistentné zlúčeniny označované ako kerogén (V. Šimánek 1965). Intenzita obidvoch procesov závisí od chemickej povahy materského materiálu a od fyzikálnochemických, ako aj biologických faktorov. Štúdium foriem výskytu organických látok v horninách a zákonitostí ich premen má pre pochopenie komplexnej geochémie danej horniny veľký význam. Organické látky ovplyvňujú petrografický vývoj hornín (vplyv na redukčno-oxidačný potenciál) a charakter rekryštalizácie metamorfovaných minerálov. Predpokladá sa, že sú nositeľmi polymetalických mikroprvkov (B. Campbell et al. 1975).

* RNDr. Ján Cieker, Milan Havlík, Geologický ústav SAV, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava.

Vyberal sa najmä materiál ílovitej povahy, bituminózny a, pokiaľ bolo možné, málo metamorfovaný alebo stlačený. Cieľom bolo získať základné informácie o organických látkach v takýchto horninách z celého priestoru centrálnych Západných Karpát, ktoré by boli pokiaľ možno stratigraficky bližšie definovateľné. Preto sa do úzkeho výberu dostali 2 vzorky veporidného karbónu, 2 tatrid, 4 z južnej časti veporid, 3 predpokladaného silúru a devónu, 3 vzorky devónu gemerid a po jednej vzorke zo severného a južného pásma karbónu gemerid.

Všetky vzorky teda zodpovedajú paleozoiku. Výber sme na pozorovanie doplnili citáciou o vzorke mezozoika, paleogénu a neogénu. Staropaleozoické vzorky sa vyznačujú rozdielnou metamorfózou od epizóny po katazónu, aby sa v hrubých črtách mohli sledovať vplyvy metamorfózy na obsah organických látok. Časť vzoriek má dokumentovaný paleontologický (karbón pri Ochťinej) alebo len palinologický vek. Zvyšok vzoriek staršieho paleozoika má len predpokladané stratigrafické zaradenie. Bližšie údaje o väčšine vzoriek sú v práci O. Čornej — L. Kamenického (1976).

Stručná petrografická charakteristika vzoriek je v tab. 1 na podklade makroskopických a mikroskopických pozorovaní.

Lokalizácia a charakteristiky vzoriek

Tab. 1

Číslo vzorky	Lokality	Stratigrafia	Petrogr.	Meta-morf.
1	Šugov	4	fylit-bitúm.	1
2	Slavošovce	4	fylit-bitúm.	1
3	Slavošovce	4	fylit-bitúm.	1
4	Ochťiná	4	fylit-bitúm.	1
5	Ťhorná	3	lydit	2
6	Ťhorná	3	fylit-bitúm.	2
7	Ťhorná	3	fylit-drobový	2
8	Súľová	2	lydit	2
9	Súľová	2	lydit	2
10	Prakovce	2	kremeneč-graf.	2
11	Čierna Lehota	1	lydit	3
12	Čierna Lehota	1	lydit-svorový	3
13	Tisovec	1	lydit-svorový	3
14	Klenov	2	rula drobová	4
15	Suchý	1	lydit-svorový	4
16	Duchoňka	1	rula-bitúm.	4—5

Vysvetlivky

Metamorfóza

- 1 — nemetamorfované horniny
- 2 — zodpovedajúce epizóne
- 3 — zodpovedajúce mezozóne
- 4 — zodpovedajúce mezokatazóne
- 5 — zodpovedajúce katazóne

Stratigrafia

- 1 — staršie paleozoikum — prekambrium
- 2 — silúr
- 3 — devón
- 4 — vrchný karbón

Jednotlivé skupiny rozptýlenej organickej hmoty v hornine vznikajúce premenou pôvodného materiálu sa analyticky sledovali prostredníctvom obsahu elementárneho uhlíka, ktorý predstavuje základ na porovnanie, keďže skupiny netvoria chemicky definované jedince. Stanovil sa:

Celkový organický uhlík — C_{org} . Predstavuje uhlík všetkých organických zlúčenín v dekalcinovanej hornine, ktoré zhoria v prúde kyslíka.

Uhlík bitúmoidov — C_{bit} . Predstavuje uhlík látok extrahovateľných organickými rozpúšťadlami z dekalcinovanej horniny.

Uhlík humínových látok — C_{hum} . Humínové látky sú extrahovateľné z dekalcinovanej horniny lúhom. Uhlík prislúchajúci nerozpustnému podielu (kerogénu) sa označil ako zvyškový — C_{zvys} . Obsah C_{bit} a C_{hum} sa prepočítal jednak na suchú vzorku a jednak sa vyjadril vo forme tzv. uhlíkovej bilancie: $C_{org} = C_{zvys} + C_{bit} + C_{hum}$.

Postupovalo sa podľa práce J. Šmerala (1964) s tým, že sa extrahovalo so zmesou benzén — metanol (1 : 1). Karbonáty sa stanovili manometricky.

Výsledky

Získané a vypočítané výsledky uvedeným spôsobom sú v tab. 2.

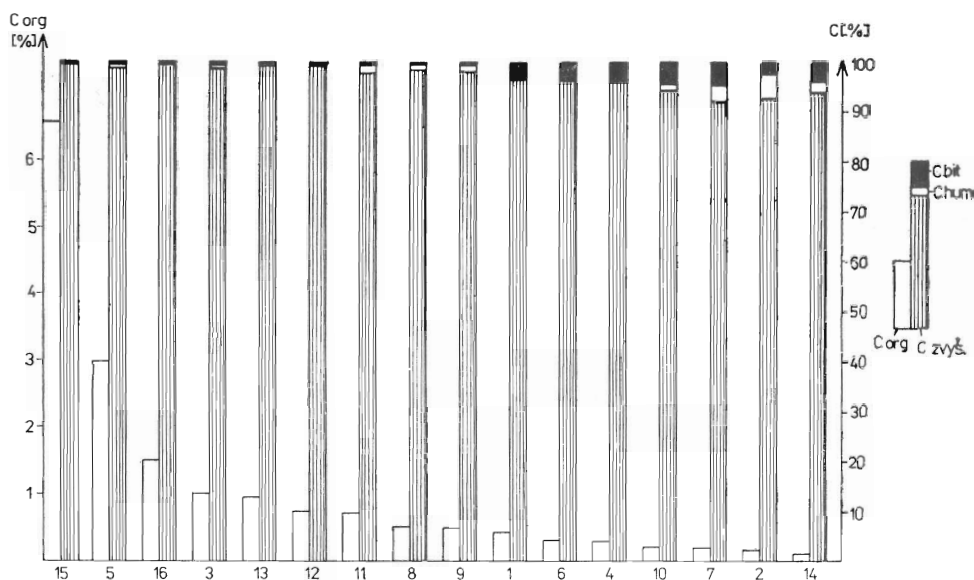
Uhlíková bilancia je graficky znázornená na obr. 1 a v trojuholníkovom diagrame obr. 2.

Výsledky elementárnej analýzy eluátov bitúmoidnej frakcie sú zobrazené v trojuholníkovom diagrame obr. 3. Eluovali sa tri frakcie, ktorých podiel sa vypočítal vzhľadom na obsah C, H a S. Prvú frakciu, ktorá predstavovala hexánový eluát zo stĺpca kysličníka hlinitého, tvorí zmes uhlíkovodíkov a v literatúre sa označuje pojmom oleje (V. Šimánek — M. Strnad 1970).

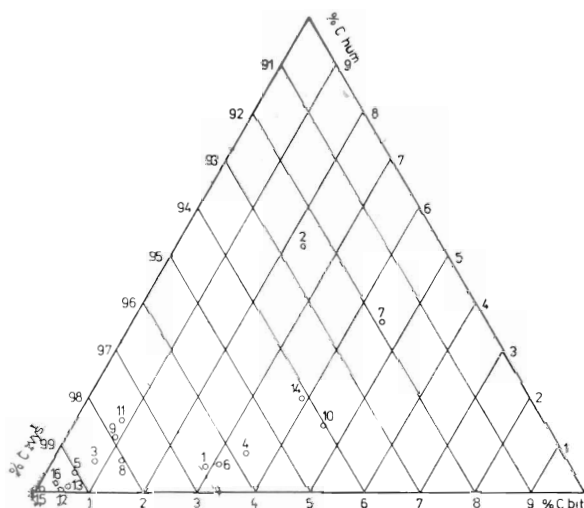
Obsah celkového organického uhlíka, uhlíka bitúmoidných a humínových látok a uhlíková bilancia

Tab. 2

Číslo vzorky	C_{org} %	C_{bit} %	C_{hum} %	Uhlíková bilancia		
				C_{zvys}	C_{bit}	C_{hum}
1	0,345	0,013	0,002	96,60	2,89	0,51
2	0,161	0,004	0,008	92,55	2,29	5,16
3	1,025	0,009	0,007	98,53	0,79	0,68
4	0,300	0,010	0,002	95,75	3,45	0,82
5	3,006	0,016	0,013	99,00	0,55	0,45
6	0,326	0,010	0,002	96,30	3,09	0,61
7	0,199	0,009	0,007	91,89	4,56	3,55
8	0,523	0,005	0,003	98,30	1,03	0,67
9	0,494	0,005	0,006	97,90	0,94	1,16
10	0,216	0,010	0,003	94,01	4,57	1,42
11	0,714	0,006	0,011	97,59	0,87	1,54
12	0,755	0,003	0,000	99,50	0,44	0,06
13	0,961	0,005	0,002	99,24	0,58	0,18
14	0,100	0,004	0,002	94,11	3,90	1,99
15	6,589	0,007	0,003	99,84	0,11	0,05
16	1,521	0,005	0,002	99,44	0,34	0,22



Obr. 1. Celkový organický uhlík a uhlíková bilancia



Obr. 2. Zastúpenie C_{chum} , C_{bit} a $C_{zvyš.}$ v celkovom organickom uhlíku

Ďalšie dve frakcie sa označujú ako smoly a asfaltény.

Diskusia

Obsah celkového organického uhlíka sa v analyzovaných vzorkách pohyboval od 0,1—6,5 ‰. Možno ich teda zaradiť medzi horniny s malým (0,5 ‰ $C_{org.}$) až vysokým obsahom (3—6 ‰) organických zlúčenín.

Koncentrácia organických látok je určená hlavne litofaciálnym vývojom sedimentov. Pritom sa zistilo, že pelitické usadeniny sú vo všeobecnosti na organický uhlík bohatšie ako piesčité (V. Šimánek 1965). Súvisí to s procesmi vzniku sedimentov a podmienok uchovania organickej substancie. V našom prípade obsahujú lydity v priemere $C_{org.}$ ako bitúmoidné fylity a tie viac ako drobové horniny. Je tiež známe (B. Cambel et al. 1975), že vek a stupeň metamorfózy hornín nie sú pre uchovanie celkového

množstva organických látok v sedimente rozhodujúce. Tieto faktory určujú skôr ich kvalitatívne zastúpenie.

Porovnanie zastúpenia organickej hmoty v rozličných typoch hornín:

		C _{org.} %	Uhlíková bilancia		
			C _{bit.} %	C _{hum.} %	C _{zvys.} %
pelitické horniny	A	0,70	3,3	11	85,5
	B	0,46	6,2	0,1	93,7
	C	0,51	3,4	17,3	79,2
piesčité horniny	A	0,13	8	6	84
	C	0,16	8,4	17,1	74,4
priemer hornín	A	0,52	5	10	85
	C	0,37	5,4	17,2	77,3

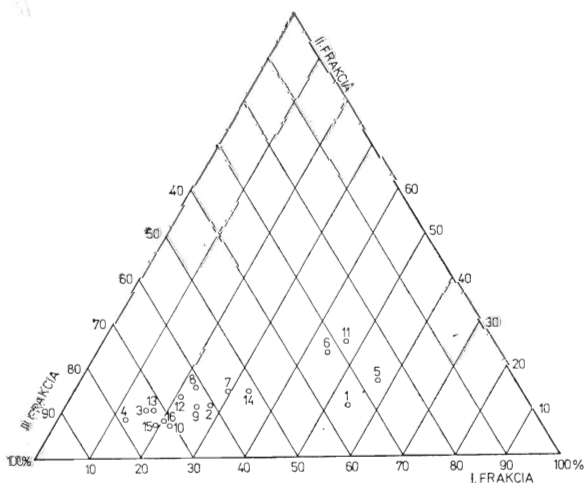
Vysvetlivky :

A — sedimenty karpatského flyšového pásma (V. Šimánek 1965), B — tmavé blastopelitické liasové bridlice (B. Cambel et al. 1975), C — trefohorné horniny (neogén až eocén) (V. Šimánek — J. Šmeral 1964).

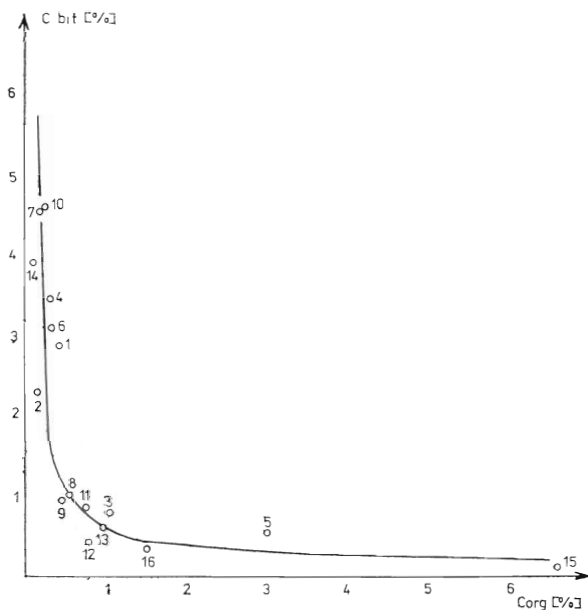
Skúmané horniny sa podľa obsahu karbonifikovaného, t. j. nerozpustného podielu vyznačujú vysoko, prakticky úplne metamorfovanou organickou zložkou (99 % C_{zvys.}), príp. pokročilým štádiom premeny organických látok (90—99 % C_{zvys.}). Relatívny obsah uhlíka prislúchajúci tejto frakcii možno vo väčšine prípadov korelovať so stupňom metamorfózy horniny. Najvyšší podiel tejto formy uhlíka sa zistil v horninách, v ktorých metamorfóza zodpovedá mezo-

a katazónu. Naopak, nemetamorfované horniny majú nižší podiel kerogénu. Všetky horniny obsahujú však viac ako 90 % C_{zvys.}, čo spôsobuje zrejme faktor veku hornín.

Bitúmoidný podiel v uhlíkovej bilancii kolíše od 0,1—4,5 %. Vzhľadom na relatívnu pohyblivosť tejto frakcie naznačuje vyšší podiel jej epigenetický pôvod. Za takéto možno pokladať najmä bitúmoidy drobových hornín č. 7 a 14. Zaujímavé je porovnanie obr. 2 a 3. Ide o vzorky č. 1 a 6, ktoré obsahujú zároveň vyšší podiel bitúmoidov aj olejovej frakcie.



Obr. 3. Vzájomné zastúpenie frakcií: olejov (I), živíc (II), asfalténov (III)



Obr. 4. Hyperbolická závislosť relatívneho obsahu C_{bit} , a celkového organického uhlíka

Vzhľadom na pohyblivosť olejov a charakter horniny sú pravdepodobne podobného pôvodu.

Všetky vzorky s vyšším obsahom bitúmoidov sú alebo nemetamorfované, alebo len slabom metamorfované. Zvyčajne ich sprevádza aj vyšší podiel humínovej frakcie. Relatívny obsah C_{bit} , sa mení s celkovým organickým uhlíkom podľa hyperbolickej závislosti (obr. 4). Táto závislosť už bola potvrdená (A. M. Akramchodžajev v 1973). Je zrejme podmienená zrnitosťou, pórovitosťou horniny a jej absorpčnými vlastnosťami. Podľa chromatografických

analýz možno bitúmoidy vyšetřovaných hornín zaradiť do dvoch skupín: V prvej skupine (vzorky č. 1, 5, 6, 11) prevláda frakcia olejov (hlavne alifatické a cyklické uhľovodíky), v druhej (ostatné vzorky) zasa prevláda frakcia asfaltémov.

Doručené 14. 6. 1976

Odporučil V. Šimánek

LITERATÚRA

- Akramchodžajev, A. M. 1973: Organičeskoje veščestvo — osnovnoj istočnik nafti i gaza. 1. izd., Taškent, Izd. FAN, 201 s.
- Cambel, B. et al. 1975: Untersuchung der in den kristallinen Schiefern der Klienien Karpaten vorkomenden organischen Substanz. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 26, 2, s. 275—293.
- Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Príspevok ku stratigrafii Západných Karpát na základe palynológie. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 26, č. 1, s. 104—118.
- Šimánek, V. 1965: Perspektiva roponosnosti karpatského flyšového pásma na území ČSSR z hlediska geochemie. Sbor. prací I. geochemické konference v Ostravě, s. 279—286.
- Šimánek, V. 1965: K otázce geneze ropy a ropných ložisek čs. částí vídeňské pánve. Sbor. prací geol. věd — ložisková geol. (Praha), 6, s. 147—174.
- Šimánek, V. — Šmeral, J. 1964: Geochemický výzkum organické hmoty sedimentů opěrné vrstvy Nová Vieska — 1. Sbor prací VÚČND, 22, s. 95—102.
- Šimánek, V. — Strnad, M. 1970: Bitumeny v hornoblenditu železického lomu. Věst. Ústř. úst. geol., 45, s. 107—111.
- Šmeral, J. 1964: Die in den ČSSR angevante Methodik zur geochemischen Untersuchung der organischen substanz in gesteinen. Sbor. IV. naftové konference (Brno), s. 27—40.

Geochemical analyse of organic substance in Paleozoic rocks of the West Carpathians

JÁN CIEKER — MILAN HAVLÍK

Examination of scatterer organic substance in several rock groups of the West Carpathians was in the first step tended to ascertain groups of present organic substance by the means of conventional methods according to different views:

- 1 — stratigraphical range (Precambrian, till to Upper Carboniferous),
- 2 — petrographical type (phtanite, bituminous phyllite, greywacke),
- 3 — metamorphic grade (unmetamorphosed — high-grade metamorphite).

The average residual carbon content, which is over 96 p. c. in primary rocks shows good correlation with younger samples (Liassic, Paleogene flysch, Neogene). Content of bituminous carbon varies between 30 and 160 ppm, while humic carbon content was ascertained between 20 and 130 ppm.

Hyperbolic correlation was ascertained between contents of organic and bitumenous carbon. Good correlation manifests between metamorphic grade and humin as well as residual carbon. Smaller content of humin carbon and high one of residual carbon may be explained by metamorphic grade and the age of Paleozoic rocks in relation to younger samples from Carpathian flysch. Metamorphic grade influences more strongly transformation of organic substance as the age of the rock, according to results.

Fractioning of bitumine carbon in three fractions by detailed analyses (gas chromatography, infra-red and mass spectroscopy) supports to explanation of dynamic changes in frame of individual groups.

Preložila E. Česánková

Milan Matula: **Inžinierska geológia v Sydney** (prednesené na zasadnutí SGS v Bratislave 16. 2. 1977)

25. medzinárodný geologický kongres v Sydney 16.—25. augusta 1976 bol dejiskom mimoriadne intenzívnej aktivity geologickej obce združenej v Únii geologických vied a v pridružených asociáciách. Inžinierski geológovia sa stretli na rokovaníach 13. sekcie kongresu, na sympóziu Geologické hazardy a prostredie a na zasadaniach orgánov Medzinárodnej asociácie inžinierskej geológie (IAEG). Referáty vyšli v 14. čísle bulletinu IAEG (december 1976).

Pre údajný malý počet prihlásených sa, žiaľ, nekonala vyše polovica plánovaných exkurzií. Z inžinierskogeologických sa neuskutočnila ani jedna. Mali sme však možnosť zoznámiť sa aspoň prehľadne s inžinierskogeologickými pomermi mesta Sydney (3 mil. obyvateľov). Na jeho území vystupujú najmä dva triasové komplexy: od 250 m mocné súvrstvie pieskovcov (Hawkesbury Sandstone) a v jeho nadloží prevažne bridličnatý komplex (Wianamata Group). Povahe a rozšíreniu hornín podkladu zodpovedá charakter reliéfu, delúvií, podzemnej vody i kvalita základovej pôdy. Miestnou osobitosťou je veľmi členité pobrežie so zložitými zálivmi, zarezávajúcimi sa na mnoho km do pevniny, a 30 až 60 m vysoké malebné pieskovcové útesy.

Výstavba Sydney sa začala na plochých svahoch okolo dnešného Harbour Bridge, kde 15—30 m hlboká voda v zálive, dobre prístupné brehy a pevná základová pôda v pieskovcoch vytvorili výborné podmienky pre rozvoj starého prístavného mesta. Neskôr sa výstavba rozšírila na pieskovcové svahy a plošiny východnej a severnej časti mesta. Tu prevláda plytko zakladaná individuálna sídlitná výstavba, nenáročná na hĺbenie alebo ražené stavebné jamy a inžinierske siete. Ťažko a hlboko zakladané objekty (včítane výškových budov obchodného a administratívneho centra Sydney) našli však na pieskovcových súvrstviach ideálnu základovú pôdu. Presvedčili sme sa o tom napr. pri prehliadke stavebných jam pre novú telefónnu centrálu a budovu parlamentu, kde sú v stavebných jamách hlbokých 21, resp. 25 m podľa všetkých parametrov veľmi vhodné staveniská (pevný podklad i steny, suché atď.). Jedinou nevýhodou sú zvýšené náklady na hĺbenie, ktoré však zmiernilo využitie špeciálnych rýpadiel, clorových odstrelov a pneumatických nástrojov.

Po vyčerpaní vhodnejších stavenísk sa priemyselná výstavba orientovala do menej výhodného územia s bridličnatým podkladom (Wianamata Group, najmä však jej spodná časť Aschfield Shale) a ílovito-hlinitými delúviami na mierne kopcovitom až rovinnom reliéfe v juhozápadnej a severozápadnej časti Sydney (tu stoja aj objekty univerzity, v ktorej prebiehal kongres). Pre ťažké konštrukcie je tu malá únosnosť a pri plytkom zakladaní škodlivo pôsobia objemové zmeny hornín, ktoré navyše rýchlo zvetrávajú a obsahujú agresívnu vodu. Pri rozsiahlejšom podrezaní svahov nastávajú zosuny. Preto sú tu najtypickejšími základmi betónové dosky, vŕtané pilóty a studne alebo hlboké štrkové podušky.

Veľkú časť základovej pôdy v údoliach riek, okolo zálivov a v rozľahlom priestore južného mesta okolo Botany Bay tvoria mladé (pliocén — kvartér) pokryvné útvary: riečne náplavy a estuáriové sedimenty, plážový a dunový piesok, ako aj umelé násypy a navážky. Sú veľmi nerovnorodé, bažinaté, s vysokou hladinou podzemnej vody, obsahujú mnoho vložiek málonosných hnilokalov a rašeliny. Aj napriek nevýhodným základovým pomerom a vysokým nákladom na nevyhnutný podrobný prieskum a na zložité zakladanie sú už dnes aj tieto plochy zastavené (priemyselné haly, sklady a pod.) a iba sčasti slúžia pre nenáročné parky, ihriská a rekreačné objekty.

METODIKA VÝSKUMU

Hodnotenie zložiek geologicko-geografického prostredia pri inžinierskogeologickom mapovaní

(3 tab, v texte)

MIROSLAV HRAŠNA*

Оценка факторов геолого-географической среды в инженерно-геологическом картировании

В статье критически рассматриваются современные методы оценки составляющих и факторов геолого-географической среды используемые в инженерно-геологическом картировании для отдельных масштабов карт. Автор предлагает в методике их оценивания некоторые полезные изменения и поправки и их унификацию.

Estimation of geological and geographical environment constitutes in the course of engineering-geological mapping

Recently used estimation of geological and geographical constituents and factors of the environment in the course of engineering-geological mapping is reviewed and criticized. Several modifications and unified procedure in methodics are suggested as a tool the transformation into maps of different scale.

Úvod

V množine zložiek a ich vzťahov ovplyvňujúcich inžinierske zásahy do geologického prostredia majú prioritné postavenie horniny, podzemná voda, reliéf a geodynamické javy. Tie v súčasnom poňatí problematiky vytvárajú inžinierskogeologické pomery, resp. inžinierskogeologické podmienky realizácie inžinierskeho zámeru. Význam ostatných zložiek a faktorov prírodného prostredia sa okrem ojedinelých výnimiek posudzuje nepriamo, podľa ich vplyvu na základné zložky inžinierskogeologických pomerov.

Vzhľadom na rozličnú mieru podrobnosti charakteristiky inžinierskogeologických pomerov v jednotlivých štádiách plánovania a projektovania, ako aj odlišné zobrazovacie možnosti máp rozličnej mierky musia sa aj na mapách

* RNDr. Miroslav Hrašna, CSc., Katedra inžinierskej geológie a hydrogeológie PF UK, Zádunajská 15, 811 00 Bratislava.

zobrazované zložky vyjadrovať a hodnotiť v rozličných stupňoch podrobnosti alebo na rozličných taxonomických úrovniach. Vypracovať klasifikačné kritériá na hodnotenie rovnorodosti rozmanitých stránok týchto zložiek je jednou z najdôležitejších a doteraz nedoriešených otázok inžinierskogeologického mapovania.

V našom rozbere okrem opisu súčasného stavu riešenia tejto problematiky predkladáme aj návrhy a odporúčania smerujúce k väčšej informativnosti a zrozumiteľnosti inžinierskogeologických máp, k jednotnému spôsobu ich zostavovania, ako aj jednotnému prístupu pri hodnotení zložiek a faktorov vytvárajúcich a ovplyvňujúcich inžinierskogeologické pomery v mapovacej správe.

Klasifikácia hornín

Pri inžinierskogeologickom hodnotení hornín sa všeobecne vychádza z rozličného stupňa litologickej alebo inžinierskogeologickej rovnorodosti horninového prostredia, vyplývajúcej z kritérií jednotlivých taxonomických stupňov faciálno-genetickej alebo inžinierskogeologickej klasifikácie hornín. Štáty RVHP prijali na účely inžinierskogeologického mapovania klasifikačný systém podľa I. V. Popova (1959), ktorý vychádza z faciálno-genetickej analýzy horninového prostredia aplikovanej s ohľadom na jeho inžinierskogeologické vlastnosti. (Definícia a význam jednotlivých stupňov klasifikačnej schémy sú znázornené v tab. 1) Klasifikáciu podľa uvedenej schémy odporúča aj Medzinárodná asociácia inžinierskej geológie v príručke pre inžinierskogeologické mapovanie (M. Matula — R. W. Dearman et al. 1975).

Na územie československej časti Západných Karpát aplikoval predmetný klasifikačný systém M. Matula (1969), ktorý na úrovni prvých dvoch taxonomických stupňov klasifikácie vyčlenil 9 formácií a 75 geneticko-faciálnych komplexov.

V územiach, kde formácie a geologicko-genetické komplexy neboli vyčlenené, sa pri inžinierskogeologickom mapovaní na mapách malých a stredných mierok spravidla zobrazujú geneticky alebo faciálno-litologicky definované komplexy horní (podľa možnosti petrograficky príbuzných typov) vyčleňované pri vyvretých horninách v rámci intruzívnych, výlevných alebo pyroklastických hornín, pri predkvartérnych sedimentárnych, príp. aj metamorfovaných horninách v rámci jednotlivých útvarov, oddielov a stupňov; niekedy priamo miestne stratigrafické jednotky (série, súvrstvia, vrstvy). Pri metamorfovaných horninách sa tieto komplexy niekedy vyčleňujú bez ohľadu na vek — podľa stupňa metamorfózy, príp. až petrografického charakteru hornín.

Petrografické a inžinierskogeologické typy hornín zobrazované na mapách veľkých, príp. aj stredných mierok sa pri obidvoch prístupoch vyčleňujú v podstate podľa rovnakých kritérií. Rozdiely vyplývajú iba z príslušnosti k rozmanite definovaným jednotkám vyššieho radu alebo z aplikácie rozličných klasifikačných schém.

Vzhľadom na nerovnaké zobrazovacie možnosti máp rozličných mierok sa pri znázorňovaní hornín na mapách postupuje spravidla podľa tab. 2. Pri porovnávaní máp z rozličných územných celkov, ale aj máp rozličných autorov v rámci jedného územného celku často vznikajú nezrovnalosti, pretože horninové jednotky zobrazované na mapách majú rozličný obsah — rozmanitý stupeň litologickej (inžinierskogeologickej) rovnorodosti. Príčiny tohto stavu

treba, okrem neznalosti princípov formačnej a geneticko-faciálnej analýzy, vidieť aj v pomerne širokej definícii taxonomických stupňov klasifikácie hornín.

Preto sa geneticko-faciálny komplex môže chápať veľmi široko, napr. ako komplex fluvialných sedimentov, alebo užšie, napr. ako komplex fluvialných sedimentov horských tokov. Rovnaké rozdiely môžu vznikať aj na úrovni faciálno-litologických komplexov (napr. faciálny komplex riečného koryta alebo riečného dna a pod.).

Ani vzťah pojmov „petrografický typ“ a „súbor petrografických typov“ (faciálny komplex) nie je definovaný presne. Ich praktická aplikácia je v závislosti od zložitosti litologickej skladby horninových komplexov rozdielna. V litologicky zložitých komplexoch sa pojem „petrografický typ“ často aplikuje voľnejšie a ponechávajú sa v ňom aj vložky iných typov, pri jednoduchšej litologickej skladbe sa pojem aplikuje striktnejšie. Mocnosť tolerovaných vložiek okrem zložitosti litologickej skladby závisí aj od mocnosti vyčleňovanej vrstvy a pohybuje sa u rozličných autorov máp spravidla v rozmedzí 0,3 až 0,5 m pri mocnosti vyčleňovanej vrstvy do 2 m, 0,5 až 2 m pri mocnosti vyčleňovanej vrstvy 2—5 m a do 2 až 2,5 m pri mocnosti vyčleňovanej vrstvy nad 5 m.

Nedostatočne presne je vymedzený aj pojem „inžinierskogeologický typ“, ktorý možno definovať istými osobitosťami chemicko-mineralogického zloženia, štruktúry a textúry (napr. index plasticity, pórovitosť, obsah prímies a pod.), t. j. v podstate charakteristikami petrografického typu alebo osobitosťami fyzikálneho stavu, príp. fyzikálno-technických vlastností (vlhkosti, konzistencie, pevnosti a pod.). Preto I. S. Komarov (in G. K. Bondarik — I. S. Komarov — V. I. Ferronskij 1967) navrhuje pokladať za atribúty inžinierskogeologického typu iba druhú skupinu charakteristík. Takýto postup je metodicky správnejší, ale vyžaduje veľa techniky a ekonomicky náročných skúšok, a to aj v prostredí, v ktorom by sa sledované vlastnosti mohli dostať presne overiť vymedzením podrobne definovaného petrografického typu hornín.

Aj keď rozdielnosť máp inžinierskogeologických pomerov od rozličných autorov nie je u nás taká veľká, ako to bolo donedávna pri zostavovaní máp inžinierskogeologického ražónovania, bude v budúcnosti vhodné obmedziť možnosť subjektívneho prístupu pri vyčleňovaní horninových jednotiek rovnakým spôsobom ako pri typologickej rajonizácii. Autori metodiky tejto rajonizácie predložili (M. Matula, M. Hrašna 1976) klasifikačný zoznam geneticko-faciálnych komplexov, podľa ktorých sa vyčleňujú rajóny, i klasifikačný systém horninových typov, podľa ktorých sa vyčleňujú podrajóny. Systém obsahuje aj pravidlá stanovujúce, kedy sa vyčleňujú základné horninové typy (s vložkami) a kedy „kombinované“ horninové typy (súbory petrografických typov). Aplikácia uvedených klasifikácií na vyčleňovanie horninových jednotiek pri zostavovaní máp inžinierskogeologických pomerov umožní nielen jednotný postup pri zostavovaní máp, ale aj jednoduché, priame odvodzovanie máp inžinierskogeologického ražónovania od máp inžinierskogeologických pomerov.

Výhodou genetických klasifikácií hornín (medzi ktoré patrí aj klasifikačný systém znázornený v tab. 1) je najmä to, že umožňujú vyčleniť pomerne veľké objemny horninového prostredia zobraziteľné v mapách rozmanitých mierok a predvídať zmeny litologickej skladby, a tým aj základných inžinierskogeolo-

*Definícia a význam horninových jednotiek vyčleňovaných podľa smerníc RVHP
pre inžinierskogeologické mapovanie (upravené podľa rozličných autorov)*

Tab. 1

Horninová jednotka	Definícia	Geologicko-litologický význam	Inžinierskogeologický význam
Formácia	Veľké, parageneticky späté asociácie (súbory) horninových komplexov vytvorené v istej etape vývoja určitej časti zemskej kôry pri určitých tektonických, resp. i paleogeografických podmienkach (režime) odlišujúce sa od priestorovo a časovo nadväzujúcich susedných horninových jednotiek rovnakého radu charakterom faciálnogenetickej premenlivosti	Výskyt určitých geneticko-faciálnych komplexov vyznačujúcich sa istými priestorovými (superpozícia, laterálna zámena alebo určitý spôsob striedania) a proporcionálnymi (prevládajúce komplexy a ich charakteristické mocnosti) vzťahmi a spôsobom tektonického a hypergénneho narušenia	Umožňuje: — voľbu výskumných a prieskumných metód (letecké snímky, geofyzikálne merania, druhy prieskumných diel, laboratórnych a poľných skúšok) — predvídať možné hydrogeologické pomery a geodynamické javy — predvídať možné kombinácie zložiek inžinierskogeologických pomerov a základný charakter inžinierskogeologických podmienok pre rozličné druhy investičných zámerov
Geologicko-genetický komplex (Geneticko-faciálny komplex)	Geneticky späté faciálne komplexy vytvorené v istej časti formácie pri určitých tektonických, resp. i paleogeografických podmienkach (režime) odlišujúce sa od susedných horninových jednotiek genézou alebo litofaciálnym vývojom	Výskyt istých faciálnych komplexov charakteristických určitými súbormi petrografických typov. Zastúpenie, priestorové formy výskytu a určité priestorové a proporcionálne vzťahy (mocnosť, superpozícia a pod.) jednotlivých faciálnych komplexov. Zhodný charakter tektonického porušenia	Umožňuje: — stanoviť druh a spôsob rozmiestnenia a vzorkovania prieskumných diel — predbežné posúdenie hydrogeologickej funkcie komplexu a charakteru geodynamických javov — stanoviť možný charakter a premenlivosť inžinierskogeologických pomerov

Tab. 1 (pokračovanie)

Faciálno-litologický komplex (Faciálny komplex)	Súbory petrografických typov vytvorené v istom geneticko-faciálnom komplexe, odlišujúce sa od iných súborov tohože komplexu špecifickými faciálnymi podmienkami vzniku a im zodpovedajúcim charakterom litologickej skladby a premenlivosti	Výskyt istých petrografických typov vystupujúcich v určitom priestorovom a proporcionálnom usporiadaní. Zhodný charakter tektonického a hypergénneho narušenia	Umožňuje: — stanoviť systém rozmiestnenia prieskumných diel, odberu vzoriek a poľných skúšok — posúdiť hydrogeologické vlastnosti hornín a charakter geodynamických javov — stanoviť charakter technického chovania hornín
Faciálno-litologický typ (Petrografický typ)	Horninový typ istého chemicko-mineralogického zloženia, štruktúry a textúry vytvorený v určitom faciálnom komplexe, v relatívne stálych litofaciálnych, resp. petrogenetických podmienkach	Výskyt určitým spôsobom spojených charakteristických minerálnych zŕn a prímiesí (akcesórií) vytvárajúcich v závislosti od kvantitatívneho zastúpenia petrografické druhy hornín. Rovnaký spôsob tektonického i hypergénneho narušenia	Umožňuje: — stanoviť približné parametre systému vzorkovania — posúdiť priepustnosť hornín a ich vlastností v styku s vodou — stanoviť charakter technického chovania hornín
Inžinierskogeologický typ* (Geotechnický typ)	Horninový typ vyčleňovaný v rámci petrografického typu vyznačujúci sa určitými zvláštnosťami chemicko-mineralogického zloženia, štruktúry, textúry alebo fyzikálneho stavu, príp. odlišným stupňom porušenia v masíve	Podrobnejšie členenie petrografických typov, najmä metódami mechaniky zemín a hornín. Niekedy možná i zhoda inžinierskogeologického typu s petrografickým typom. Rovnaký spôsob i intenzita tektonického a hypergénneho narušenia	Umožňuje: — stanoviť parametre systému vzorkovania — riešiť hydraulické úlohy — riešiť bežné praktické úlohy mechaniky hornín a zemín

* V prípade aplikácie dvoch znakov možno použiť aj označenie inžinierskogeologický druh

gických vlastností hornín. Ich nevýhodou (prejavujúcou sa najmä na úrovni všeobecnejšie definovaných horninových jednotiek) je, že z jednotlivých taxonomických stupňov klasifikácie nevyplývajú priamo určité kvantifikované fyzikálno-technické vlastnosti hornín. Tie treba v závislosti od litologickej skladby (petrogenetického vývoja) vyčleňovaných horninových jednotiek charakterizovať v legende mapy a v mapovacej správe.

Pri mapách malých alebo stredných mierok sa spravidla udávajú orientačné hodnoty fyzikálno-technických vlastností, alebo sa zastúpené horninové typy zaraďujú do horninových typov vyčleňovaných pri typologických (technických) klasifikáciách hornín na základe vizuálneho posúdenia a indexových vlastností. Najpodrobnejšie definované taxonomické stupne týchto klasifikácií však možno účelne využívať iba pri mapách veľkých mierok alebo pri špeciálnych mapách na rozličné stavebné odbory. Problematiku možno vhodne riešiť aj použitím semikvantitatívnych klasifikácií vypracovaných pre rozličné vlastnosti hornín. Príklad takýchto klasifikácií, použitých pri charakterizovaní niektorých vlastností hornín v Katalógu typov inžinierskogeologických rájónov ČSSR (M. Matula — M. Hrašna 1975), je v tab. 3.

Pri vyčleňovaní podrobne definovaných horninových jednotiek na viacúčelových mapách veľkých, príp. aj stredných mierok možno podať pomerne vyčerpávajúcu inžinierskogeologickú informáciu založenú na štatistickom spracovaní základných fyzikálno-technických vlastností hornín, príp. na priradení vyčleňovaných horninových jednotiek k podrobne definovaným horninovým jednotkám typologickej klasifikácie. Pretože u nás doteraz niet jednotného klasifikačného systému pre rozmanité druhy stavebnej činnosti, treba pri viacúčelových inžinierskogeologických mapách definovať horninové jednotky, ktoré boli vyčlenené podľa geneticko-faciálnej a petrografickej klasifikácie, aj podľa normových kritérií používaných v pozemnom, dopravnom, príp. aj hydrotechnickom staviteľstve, t. j. podľa ČSN 731001 — Základová pôda pod plošnými základmi, ČSN 721002 — Klasifikácia zemín pre cestné komunikácie, ČSN 736824 — Nízke sypané priehrady, ČSN 733050 — Zemné práce.

Metodika opisu a inžinierskogeologickej (geotechnickej) charakteristiky hornín vychodiaca z uvedených klasifikácií a aplikovaná pri inžinierskogeologickom mapovaní v mierke 1 : 25 000 bola predložená v projekte Regionálny inžinierskogeologický výskum Slovenska spojený s vydávaním základných inžinierskogeologických máp (M. Hrašna 1970). Metodiku podrobného geotechnického hodnotenia hornín pri inžinierskogeologickom mapovaní, ktorá berie do úvahy uvedené normové klasifikácie, opisujú R. Hulman — J. Jesenák (1975).

Hodnotenie hydrogeologických pomerov

Jednou zo základných úloh hydrogeologického výskumu je vymedziť územné celky s relatívne samostatným režimom podzemnej vody. Pri ich vyčleňovaní sú okrem morfológických, litologických a tektonických podmienok dôležité najmä hydrologické a klimatické faktory. Takto vyčlenené celky vytvárajú vhodnú bázu na kvalitatívne i kvantitatívne hodnotenie podzemnej vody z hľadiska jej zásoby a využívania a sú základnými jednotkami, ktoré sa zobrazujú na hydrogeologických mapách. Sú však len zriedka vhodné na priamu charakteristiku inžinierskogeologických pomerov, ktoré ovplyvňuje najmä hĺbka

hladiny podzemnej vody pod terénom (jej kolísanie) a kvalitatívne znaky čiastočne odlišné od tých, ktoré sa sledujú pri využívaní podzemnej vody. Kvantitatívna stránka hodnotenia sa však netýka ani istej nádrže podzemnej vody ako celku — z hľadiska zásob vody a možnosti jej využitia, ale iba čiastkového množstva vody, ktoré môže pod vplyvom prirodzeného alebo umele vytvoreného spádu prítiecť k istému objektu za časovú jednotku. Podkladom na stanovenie tohto množstva sú údaje o hladine podzemnej vody a priepustnosti hornín, ktoré objekt obklopujú.

Preto sa pri inžinierskogeologickom mapovaní hydrogeologické pomery charakterizujú údajmi o hĺbke hladiny podzemnej vody pod povrchom terénu a jej kolísaní, pričom sa ich opis viaže na územné celky definované istými horninovými jednotkami (ich kombináciou) v určitých morfológických pomeroch. Zriedkavejšie sa vyčleňujú čiastkové inžinierskohydrogeologické celky charakteristické spôsobom zvodnenia a režimom kolísania hladiny podzemnej vody. V rámci nich sa potom podzemná voda hodnotí kvalitatívne, s ohľadom na jej agresívne vlastnosti. Kvantitatívna stránka hodnotenia, ktorá má význam z hľadiska prítoku do stavebných jám a zárezov, z hľadiska priesakov pod hydrotechnickými stavbami, ako aj z hľadiska konkrétneho hodnotenia agresivity, sa zohľadňuje charakterizovaním priepustnosti súborov petrografických typov, resp. priamo petrografických alebo inžinierskogeologických typov hornín.

Údaje o úrovni hladiny podzemnej vody sa na inžinierskogeologických mapách vyjadrujú v závislosti od dokumentovanosti a zobrazovacích možností máp rozličných mierok rozmanite. Na mapách malých mierok, resp. v horskom teréne aj na mapách väčších mierok, sa udávajú spravidla iba bodové číselné údaje o hĺbke hladiny podzemnej vody v prvom zvodnenom horizonte, príp. údaje o artézskych horizontoch, ktoré majú inžinierskogeologický význam. Na mapách stredných a veľkých mierok sa hĺbka vyjadruje hydroizohypsami alebo hydroizobatami pre zistený (predpokladaný) maximálny stav úrovne prvého zvodneného horizontu, pri dostatočnej preskúmanosti aj údajmi o kolísaní hladiny podzemnej vody.

Agresívne vlastnosti podzemnej vody sa v inžinierskogeologických mapách všetkých mierok zobrazujú spravidla iba bodovo, najčastejšie vo forme kruhových terčíkov, v ktorých je vpísaný obsah agresívnych zložiek, alebo sa príslušný kvadrant zodpovedajúci istej zložke (v prípade obsahu spôsobujúceho agresivitu) zaplní modrou farbou. Nevýhodou takéhoto zobrazenia je, že spravidla odráža druh a intenzitu agresivity charakteristické iba pre obdobie a miesto, v ktorom sa vzorka podzemnej vody odobrala. Nie je teda známa priestorová ani časová platnosť údajov.

Priestorová premenlivosť agresívnych vlastností podzemnej vody mapovaného územia sa síce v mapovacej správe opisuje, ale spravidla nie je natoľko známa, aby bolo možno dostatočne presne lokalizovať druh alebo intenzitu agresivity, nehovoriac o ich časovej premenlivosti. Možnosť takejto presnej informácie sa obmedzuje na podrobné mapy s niekoľkoročným sledovaním podzemnej vody v dostatočnom počte bodov, čo spravidla presahuje časové i finančné možnosti limitujúce inžinierskogeologické mapy. Výsledky takéhoto výskumu agresívnych vlastností podzemnej vody, spojeného, pochopiteľne, so sledovaním kolísania ich hladiny, by sa však vzhľadom na obsiahlosť údajov museli zobraziť v samostatnej analytickej mape.

Pri zvyčajnom spôsobe získavania informácií na zostavovanie inžiniersko-

geologických máp (t. j. prevažne archívne údaje doplnené istým počtom nových údajov) má informácia o agresívnych vlastnostiach podzemnej vody v závislosti od počtu a kvality získaných údajov rozličnú platnosť. Pri väčšom počte hodnoverných údajov získaných z rozličných časových období na relatívne malom územnom celku možno informáciu pokladať za dostatočne presnú. Pri ojedinelých, najmä archívnych údajoch, treba naopak informáciu chápať ako orientačný údaj o možnosti výskytu agresivity istého typu, resp. že v istom časovom období v danom mieste podzemná voda agresívna nebola. Pretože v inžinierskogeologických mapách a spravidla aj v mapovacích správach chýba informácia o platnosti údajov, používatelia máp pri plánovaní stavieb niekedy predpokladajú agresívne prostredie v mieste ojedinelého výskytu agresivity alebo neagresívne prostredie v mieste, kde je podzemná voda väčšiu časť roka agresívna. Je preto nevyhnutné, aby sa informácie o hodnovernosti (platnosti) údajov o agresivite podzemnej vody uvádzali aspoň v mapovacích správach. Pri častom striedaní protichodných údajov na krátku vzdialenosť je najvhodnejšie uviesť v mape iba nepriaznivejšie údaje a zdôrazniť ich informatívny charakter.

Okrem údajov o úrovni hladiny podzemnej vody a jej agresivite sa v inžinierskogeologických mapách znázorňuje smer prúdenia podzemnej vody, výskyt a charakter prameňov, ako aj niektoré ďalšie údaje o hydrosfére dôležité pre hydrogeologické, resp. inžinierskogeologické hodnotenie územia (vodné toky a nádrže, zamokrené miesta, močiare, bažiny a zóny inundácie). Popri archívnych údajoch o týchto zložkách a faktoroch prírodného prostredia je dôležitým zdrojom informácií (často sa naň zabúda) aj miestne obyvateľstvo.

Priepustnosť horninových typov sa v správach k inžinierskogeologickým mapám hodnotí na základe archívnych údajov o čerpacích pokusoch, podľa kriviek zrnitosti alebo iba odhadom. V ostatnom prípade je však vhodné používať iba semikvantitatívnu klasifikáciu, nie priame číselné údaje. Pri číselných údajoch treba udávať vždy spôsob stanovenia koeficienta filtrácie.

Charakteristika morfológických pomerov

Reliéf zemského povrchu je výsledkom aktivity všetkých zložiek a faktorov prírodného prostredia. V konkrétnom území aktivita istých zložiek a faktorov prevláda, aktivita iných je nízka až zanedbateľná, príp. určitá zložka alebo faktor nie sú zastúpené. Okrem klimatických faktorov a energie reliéfu predurčenej tektonickými pohybmi má pre výsledné tvary reliéfu podstatný význam najmä litologický charakter hornín a ich fyzikálno-technické, resp. reliéfovotvorné vlastnosti. V podmienkach tvorby erózných alebo erózoakumulačných foriem reliéfu (napr. na horských svahoch) sa tieto vlastnosti prejavujú v ne-

Tab. 2

Mapy	Zobrazované horninové jednotky
Schematické	formácie a geneticko-faciálne komplexy
Prehľadné	geneticko-faciálne a faciálno-litologické komplexy
Základné	faciálno-litologické komplexy a petrografické typy hornín
Podrobné	petrografické a inžinierskografické typy hornín

rovnakej odolnosti hornín voči erózii, zvetrávaniu a odnosu, v podmienkach tvorby akumulčných foriem reliéfu charakteristickými morfológickými tvarmi istých faciálnych komplexov (napr. dunový reliéf eolických pieskov).

Morfogenetické celky alebo určité zoskupenia tvarov reliéfu vytvárajú istý reliéfový typ, t. j. geomorfologický charakter krajinného prostredia, ako aj

Semikvantitatívne klasifikácie niektorých vlastností mapovaných javov

Tab. 3

Puklinovitost': v zmysle ČSN 73 1001 (čl. 36) — hornina:		
	(1) málo rozpukaná (masívna)	
	(2) stredne rozpukaná	
	(3) značne rozpukaná	
Priepustnosť: (1) nízka — $k \leq 10^{-7}$ m/s		
	(2) stredná — $k = 10^{-6}, -5$ m/s	
	(3) vysoká — $\approx 10^{-4}$ m/s	
Stupeň zvetrania:		
	(1) zdravá — pôvodný stav i farba	
	(2) slabo navetraná — zmena farby	
	(3) navetraná — oslabená štruktúrna súdržnosť	
	(4) zvetraná — poloskalný charakter	
	(5) rozložená — zeminový charakter	
Pevnostné vlastnosti: A — pevnosť pevných skalných hornín:		
	(1) veľmi vysoká — > 2000 kp/cm ²	
	(2) vysoká — $1200-2000$ kp/cm ²	
	(3) stredná — $600-1200$ kp/cm ²	
	(4) nízka — < 600 kp/cm ²	
B — stupeň litifikácie poloskalných (degradácie skalných) hornín — hornina:		
	(5) spevnená (slabo zvetraná) — $20-100$ kp/cm ²	
	(6) stredne spevnená (stredne zvetraná) — $10-20$ kp/cm ²	
	(7) slabo spevnená (sílne zvetraná) — $3-10$ kp/cm ²	
A — pevnosť v prostom tlaku		
B — pevnosť na neopracovaných vzorkách		
Deformačné vlastnosti:		
	stlačiteľnosť:	modul pretvárnosti:
	(1) veľmi nízka — $> 20\,000$ kp/cm ²	
	(2) nízka — $5-20\,000$ kp/cm ²	
	(3) malá — $1-5\,000$ kp/cm ²	
	(4) stredná — $500-1\,000$ kp/cm ²	
	(5) veľká — $200-500$ kp/cm ²	
	(6) vysoká — $50-200$ kp/cm ²	
	(7) veľmi vysoká — < 50 kp/cm ²	
Sklonitosť svahov:		
	(1) ploché svahy — $< 5^\circ$	
	(2) mierne svahy — $5-10^\circ$	
	(3) stredné svahy — $10-20^\circ$	
	(4) strmé svahy — $20-40^\circ$	
	(5) príkre svahy — $> 40^\circ$	

morfológické podmienky stavebnej činnosti. Zatiaľ čo používatel'ov inžiniersko-geologických máp zaujímajú výsledné tvary a typy reliéfu najmä z hľadiska ich morfometrie (t. j. geometria krajinného prostredia), predmetom záujmu inžinierskych geológov je v prvom rade genéza tvarov.

Štúdium tvarov reliéfu a ich vývoja pomáha inžinierskemu geológovi získať poznatky o litologickej skladbe hornín podkladu a o ich fyzikálno-technických vlastnostiach, o priebehu zlomov alebo tektonicky porušených zón. Morfológické tvary akumulácií kvartérnych hornín, úzko späté s ich genézou a s faciálnym vývojom, sú zasa jedným zo základných identifikačných znakov petrogenetického vývoja hornín a ich vlastností. Pre isté typy (tvary) reliéfu je charakteristický istý typ (režim) hydrogeologických pomerov (napr. dunový reliéf eolických pieskov, krasový reliéf a pod.), alebo určité inžinierskogeologické vlastnosti horninových komplexov (napr. stabilita ospyvových kužeľov).

Hodnoteniu a klasifikácii geomorfológických tvarov z hľadiska ich inžinierskogeologického významu sa doteraz u nás i v zahraničí venovala malá pozornosť. (Čiastočný prehľad doterajších výskumov uvádzajú M. Prossová — M. Zeman 1974.) Vcelku ojedinelé doteraz vytvorené klasifikačné systémy (Kugler 1963, Inštrukcia RVHP 1968) sú príliš zložité. Ich aplikácia priamo v inžinierskogeologickej mape by podstatne sťažovala jej čitateľnosť, nehľadiac na to, že inžiniersky význam jednotlivých tvarov by sa musel používatel'ovi interpretovať v obsiahlych vysvetlivkách. Problém dostatočne nerieši ani samostatná geomorfológická mapa (s výnimkou špeciálnych jednoúčelových máp), pretože jednotlivé stavebné odbory, resp. i typy stavieb kladú na kvantifikáciu niektorých klasifikačných atribútov (napr. stupeň sklonitosti) odlišné požiadavky.

V súčasnej praxi inžinierskogeologického mapovania sa preto analýza morfológických tvarov a interpretácia ich inžinierskogeologického významu obmedzuje na etapu zostavovania inžinierskogeologických máp, príp. sa významné morfológické vlastnosti istých typov alebo faciálnych komplexov hornín uvádzajú v mapovacej správe a vo vysvetlivkách k inžinierskogeologickým mapám. V inžinierskogeologickej mape sa zobrazujú iba vrstevnice terénu a významnejšie morfológické tvary — strmé zrázy, prirodzené a umelé depresie terénu so strmými svahmi, výmole, rokliny a pod.

Pre plánovanie, realizáciu a využívanie stavieb majú z informácií o morfológii územia význam najmä údaje o charaktere a stupni členitosti, sklonitosti a expozícii svahov. Vo väčšine prípadov môže používatel' inžinierskogeologických máp vyčítať tieto informácie z topografickej osnovy máp veľkých, príp. aj stredných mierok. Niektoré údaje o mikroreliéfe, najmä informáciu o charaktere a stupni členitosti, ktoré topografické mapy nemôžu vždy postihnúť, treba však uvádzať v mapovacích správach, resp. podľa možnosti aj v inžinierskogeologických mapách. Pri charakteristike morfológických pomerov mapovaného územia, najmä vo vyčleňovaných typoch rajonizačných jednotiek je vhodné používať semikvantitatívne klasifikácie sklonitosti, príp. aj členitosti územia. (Príklad klasifikácie sklonitosti je v tab. 3.)

Súčasný geodynamický javy

Exogénne aj endogénne geologické procesy podmieňujúce vznik a vývoj tvarov zemského povrchu pôsobia aj v súčasnosti. V niektorých častiach územia

sa ich reliéfový charakter nemení (napr. pokračujúca tvorba kužeľa), v iných častiach je oproti pôvodnému práve protichodný (napr. erózia sprášovej akumulácie). Pri inžinierskogeologickom štúdiu súčasných geologických procesov nejde však iba o skúmanie ich reliéfovnej alebo horninotvornej funkcie, ale predovšetkým o skúmanie ich priameho inžinierskogeologického významu.

S pojmom „geologické procesy“ sa v inžinierskej geológii spájajú najčastejšie iba tie (prevažne exogénne) procesy, ktoré vzhľadom na svoj charakter a intenzitu môžu ohroziť alebo podstatnejšie narušiť inžinierske diela a spôsob využívania krajiny. V inžinierskej geológii sa nehovorí o „súčasných geologických procesoch“ napr. v súvislosti s akumuláciou fluvialných, jazerných alebo deluviálnych sedimentov. Za takýto proces sa však pokladá bočná erózia tokov, abrázia jazerných brehov i splachová erózia spôsobujúca podstatnejšie zmeny v pôvodnom profile alebo ohrozujúca inžinierske diela. V súvislosti s bežnou splachovou alebo veternou eróziou, ako aj niektorými ďalšími z inžinierskogeologického hľadiska nevýznamnými procesmi sa o geologických procesoch hovorí iba okrajovo a v inžinierskogeologických mapách ani v ostatných modeloch geologického prostredia sa neznázorňujú.

Nežiadúce „geologické procesy“ vyvolané činnosťou človeka sa v inžinierskej geológii bežne označujú ako inžinierskogeologické procesy. Okrem nich, považou (príčinami i mechanizmom) v podstate geologických procesov, je tu aj druhá skupina inžinierskogeologických procesov, t. j. človekom riadených procesov vedúcich k zlepšeniu geotechnických vlastností hornín („technické meliorácie“). Niektorí autori (napr. L. D. Belyj — V. V. Popov 1975) navrhujú pokladať za inžinierskogeologické iba také procesy, ktoré sú uvedomelou činnosťou človeka, t. j. procesy vedúce k zlepšeniu vlastností hornín, i procesy deštruktívne, ale plánovite riadené.

Okrem technických meliorácií však ani jeden z uvedených prístupov neposkytuje jasne definovanú náplň pojmu „inžinierskogeologický proces“, ktorá by ho odlišovala od prírodno-geologických procesov. V prvom prípade niekedy ťažko rozhodnúť, do akej miery istý proces spôsobujú prírodné faktory, resp. aký podiel má na jeho vzniku a priebehu človek. V druhom prípade môže plánovaný proces svojím rozvojom presiahnuť plánované medze (niekedy až katastrofálne); potom by bolo treba výsledok jednej príčiny deliť na inžinierskogeologický proces a prírodno-geologický proces. Z tohto hľadiska, ako aj pre nejednotnú, resp. nedostatočnú definíciu pojmu „inžinierskogeologický proces“ bude najvhodnejšie uvažovať o geologických procesoch vôbec a geologických procesoch významných z hľadiska inžinierskej geológie. Ak použijeme pre posledné zaužívaný termín geodynamické procesy, potom ich treba definovať ako procesy prebiehajúce v geologickom prostredí, významné z hľadiska inžinierskej geológie, podmienené pôsobením prírodných faktorov i činnosťou človeka.

Je prirodzené, že sa v inžinierskogeologických mapách zobrazujú najmä výsledky geodynamických procesov, t. j. ich geologicko-morfologické prejavy, ktoré sa na rozdiel od geodynamických procesov označujú ako geodynamické javy. Vo vysvetlivkách k inžinierskogeologickým mapám (i podľa našich smerníc) sa však medzi značkami pre geodynamické javy vyskytujú aj také termíny, ako je erózia alebo sufózia, teda termíny vyjadrujúce jednoznačne proces. Na druhej strane sa však rovnako označujú aj pojmy ako výrazné

erózne javy (rokliny, výmole), náplavový kužeľ, osypy a pod. Tie by sa však v prípadoch, keď nejde o aktívny proces, mali zobrazovať ako horninové jednotky (náplavové kužele, osypy) alebo ako morfológické tvary (výmole, rokliny).

Zatiaľ čo termín geodynamický proces vyjadruje najmä dynamickú stránku (tvorbu) istého javu, termín geodynamický jav vyjadruje dynamickú a statickú stránku javu, t. j. jav i proces jeho tvorby. Zdá sa, že najvhodnejšie bude používať iba termín geodynamický jav. Rozlíšenie dynamickej a statickej stránky obsahu pojmu možno v prípade potreby vyjadriť dopĺňajúcim označením, napr. ako pri zosunoch (aktívny, potenciálny a fosilný zosun).

Dalším problémom je spôsob mapovania geodynamických javov, najmä ich rozsahu (objemu procesom postihnutého geologického prostredia) a intenzity. Plošné ohraničenie výskytu geodynamických javov je závislé od ich skutočného rozsahu a mierky mapy. Pri menších plochách výskytu sa preto v mapách malých, príp. i väčších mierok znázorňuje iba druh geodynamického javu, pri väčších plochách, resp. v mapách väčších mierok, druh javu i plocha výskytu. Tretí rozmer (hlboký dosah) sa spravidla na mapách nevyjadruje. Intenzita procesov sa na mapách vyjadruje iba pri niektorých druhoch geodynamických javov (napr. seizmicita), často iba kvalitatívne (napr. zosuvy). Vzhľadom na náplň výskumu a zobrazovacie možnosti máp možno tieto otázky podrobnejšie riešiť iba pri analytických alebo špeciálnych mapách.

V súhlase s uvedeným možno konštatovať, že doterajšia klasifikácia a metodika zobrazovania geodynamických javov pri inžinierskogeologickom mapovaní je nejednotná. V budúcnosti bude treba vytvoriť jednotnú štruktúru pojmov a ich vzťahov (včítane geomorfologických) a stanoviť zodpovedajúce spôsoby grafického vyjadrovania, zahŕňajúce aj spôsoby vyjadrovania rozsahu a intenzity geodynamických javov v mapách rozličných mierok.

Dalšie faktory ovplyvňujúce inžinierskogeologické pomery

K najvýznamnejším negeologickým faktorom ovplyvňujúcim inžinierskogeologické pomery patria klimatické, hydrologické a antropogénne faktory. Inžinierskogeologické hodnotenie ich vplyvu na geologické prostredie je preto neodmysliteľnou súčasťou mapovacej správy; v niektorých prípadoch sa dôsledky tohto vplyvu (napr. antropogénne horniny) zobrazujú priamo v mape.

Z klimatických faktorov majú pre hodnotenie inžinierskogeologických pomerov význam najmä zrážky, teplota a veternosť.

Zrážky podstatne ovplyvňujú všetky zložky inžinierskogeologických pomerov, a to priamo i sprostredkovane — prostredníctvom hydrologických faktorov. Ovplyvňujú kolísanie a niekedy aj samotnú existenciu hladiny podzemnej vody, jej chemizmus, smer prúdenia, vlastností hornín v zóne infiltrácie i vo zvodnenom horizonte, ako aj charakter a intenzitu zvetrávania hornín. Spolu s ďalšími zložkami a faktormi prírodného prostredia rozdelenie a intenzita zrážok rozhodujú o veľkosti povrchového odtoku, vsaku a výparu a podstatne ovplyvňujú vývoj geodynamických javov, najmä plošnú a výmoleťovú eróziu, aktivizáciu a intenzitu svahových pohybov a pod.

Teplotné pomery rozhodujú o forme zrážok, ovplyvňujú činnosť povrchovej aj podzemnej vody a spolupôsobia pri zvetrávaní hornín. Spolu s ďalšími zlož-

kami a faktormi spôsobujú vznik, resp. ovplyvňujú vývoj niektorých geodynamických javov (mrazové deformácie, soliflukcia, erózia a pod.).

Bezprostredný inžiniersky význam má rozdelenie zrážok a teploty pre hĺbenie stavebných jam (možnosť zaplavenia, deformácie stien a pod.), pre hutnenie hydrotechnických i komunikačných násypov (možnosť nežiadúceho prevlhčenia alebo zmrznutia zeminy), ako aj pre dimenzovanie kanalizačnej siete s ohľadom na veľkosť povrchového odtoku. Teplotný režim ovplyvňuje aj hĺbku premrzania, a tým aj hĺbku zakladania stavieb.

V mapovacích správach preto treba popri ročnom priemere zrážok a teploty uvádzať aj ich mesačné rozdelenie, maximálne denné zrážky a priemerný dátum prvého a posledného mrazového (ľadového) dňa. V prípade, že sa v niektorých častiach mapovaného územia zrážkové a teplotné pomery podstatne odlišujú, treba informácie o týchto častiach uvádzať osobitne.

Vietor okrem priameho pôsobenia na stavby svojou energiou spôsobuje eróziu pôdy, nestabilizovaných pieskových dún, snehové záveje a na väčších otvorených vodných plochách vznik vln. Informácia o veternosti v mapovacích správach má preto obsahovať údaje o sile vetra a počte veterných dní prevládajúcich smerov vetra.

Hydrograficko-hydrologické faktory ovplyvňujú najčastejšie iba najbližšie okolie styku povrchovej vody s okolitým geologickým prostredím, niekedy sa však zóna ich pôsobenia prenáša aj na väčšie vzdialenosti. Ovplyvňujú najmä smer prúdenia, chemizmus a úroveň hladiny podzemnej vody a geomorfologický vývoj priľahlých svahov. V nárazových brehoch riek a potokov pod vplyvom kolísania hladiny alebo činnosti vln vodných nádrží niekedy vznikajú svahové pohyby, ktoré sa môžu prenášať aj do vyšších častí svahov. Pri bežnom inžinierskogeologickom mapovaní (pokiaľ nejde o účelové mapy) sa s výnimkou zón inundácie bližšie neskúma intenzita (energia) pôsobenia hydrologických faktorov na okolné geologické prostredie ani mechanizmus tohto pôsobenia. V príslušných kapitolách mapovacej správy sa opisujú iba procesy (javy) vyvolané hydrologickými faktormi (napr. vznik zosunov) a hydrogeologická funkcia vodných tokov a nádrží. V inžinierskogeologických mapách sa okrem vodných plôch, riečnej siete a zamokrených miest zobrazujú iba zóny inundácie.

Vplyv človeka na geologické prostredie možno v zásade rozdeliť na tri sféry pôsobenia, na priamu, nepriamu a sprostredkovanú geologickú činnosť.

Za priamu geologickú činnosť treba pokladať premiestňovanie a vytváranie nových horninových typov, povrchovej a podzemnej vody a s tým spätú tvorbu depresii, akumulácií a geodynamických javov. Patrí sem najmä ťažba nerastných surovín, vytváranie násypov, zárezov, hrádzi, hald a smetísk, budovanie vodných nádrží a kanálov, vytváranie umelých nádrží podzemnej vody, regulácia hladiny podzemnej vody a pod.

Nepriama geologická činnosť spočíva v ovplyvňovaní vlastností zložiek geologického prostredia, najmä vlastností hornín a podzemnej vody a dynamiky procesov prebiehajúcich v tomto prostredí. Patrí sem najmä zmena chemického zloženia hornín a podzemnej vody, zlepšovanie alebo zhoršovanie geotechnických vlastností hornín, urýchľovanie alebo spomaľovanie svahových deformácií a pod.

K sprostredkovanej geologickej činnosti patrí ovplyvňovanie vlastností zložiek a faktorov prírodného prostredia, ktoré bezprostredne pôsobia na geo-

gické prostredie, najmä znečisťovanie atmosféry a povrchovej časti hydrosféry, ovplyvňovanie teplotných a zrážkových pomerov, chemických vlastností zrážok a pod.

V inžinierskogeologických mapách sa zobrazuje geomorfologická a horninotvorná činnosť človeka, ako aj priame zmeny v hydrosfére vyplývajúce z úvodu. Charakteristika a vplyv tejto činnosti na inžinierskogeologické pomery sa podrobne opisujú aj v mapovacích správach. Nepriama geologická činnosť sa spravidla berie do úvahy iba v mapovacích správach, a to poukázaním na zdroje a veľkosť zmien vlastností zložiek geologického prostredia a ich spravidla nepriaznivý vplyv na inžinierskogeologické pomery. Sprostredkovaná geologická činnosť sa pri inžinierskogeologickom mapovaní sleduje len veľmi okrajovo, najmä pri vyhľadávaní zdrojov agresivity podzemnej vody a zmien vlastností horninového prostredia.

V zahraničí, najmä v USA, sa v ostatných rokoch objavujú „inžinierskogeologické mapy“, v ktorých sa pri vyčleňovaní územných jednotiek okrem základných zložiek inžinierskogeologických pomerov berú do úvahy aj biologické zložky územia, najmä z hľadiska optimálneho využitia krajiny (napr. Fischer et al. 1972; A. K. Turner — D. M. Coffman 1973). Metodika zostavovania týchto máp je nejednotná a ich obsah často presahuje rámec inžinierskej geológie. Je problematické, či ich vôbec možno pokladať za inžinierskogeologické. Vhodnejšie by bolo označovať ich ako mapy vhodnosti využitia územia, príp. v súlade s metodikou ich zostavovania, resp. s ich zameraním iným názvom.

Doručené 4. 1. 1977
Odporučil L. Jakubec

LITERATÚRA

- Belyj, L. D. — Popov, V. V. 1975: Inženernaja geologija. 1. izd. Moskva, Strojizdat. 320 s.
- Bondarik, G. K. — Komarov, I. S. — Feronskij, V. I. 1967: Polevyje metody inženerno-geologičeskich issledovanij. 1. izd. Moskva, Nedra. 372 s.
- Fisher, W. L. et al. 1972: Environmental Geologic Atlas of the Texas Coastal Zone — Houston Area. 1. ed., Bureau of Econ. Geology, The University of Texas et Austin. 67 p.
- Geologická komisia RVHP 1966: Instrukcija po sostavleniju unificirovanych inženerno-geologičeskich kart. Moskva. 25 s.
- Hrašna, M. 1970: Regionálny inžinierskogeologický výskum Slovenska spojený s vydávaním základných inžinierskogeologických máp. (Ideový projekt.) Manuskript — archív GÚDS, Bratislava. 42 s.
- Hulman, R. — Jesenák, J. 1975: Typológia základových pôd. (Záverečná správa.) Manuskript — archív SVŠT Bratislava. 48 s.
- Kugler, H. 1963: Zur Erfassung und Klassifikation geomorphologischer Erscheinungen bei der ingenieurgeologischen Spezial kartierung. Z. angew. Geol. (Berlin), 9, Nr. 11, S. 591—597.
- Matula, M. 1969: Regional engineering geology of Czechoslovak carpathians. 1. ed. Bratislava, Vyd. SAV. 225 p.
- Matula, M. 1972: K základným problémom inžinierskogeologickej mapy. Geol. prířk., 14, č. 1, s. 8—10.
- Matula, M. — Dearman, W. R. 1975: Engineering Geological maps. A Guide to their preparation. 1. ed. Paris, UNESCO Press. 63 p.
- Matula, M. — Hrašna, M. 1975: Inžinierskogeologické mapovanie a rajonizácia. (Záverečná správa.) Manuskript — archív PFUK, Bratislava. 63 s.
- Matula, M. — Hrašna, M. 1976: Typologická rajonizácia v inžinierskej geológii. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Nr. 29, s. 3—38.

- Popov, I. V. 1959: Inženernaja geologija. 2. izd. Moskva, Izd. Mosk. Universiteta. 520 s.
- Prossová, M. — Zeman, M. 1974: Geomorfológia v inžinierskogeologickom mapovaní. Sbor. geol. věd, ř. HIG, č. 11, s. 11—52.
- Slovenský geologický úrad 1970: Vykonávacie predpisy k pokynu č. 1 riaditeľa SGÚ o inžinierskogeologickom mapovaní. Bratislava, 16 s.
- Turner, A. K. — Coffman, D. M. 1973: Geology for planning. A. Review of Enviromental Geology. Quaterly of the Colorado School of Mines (Golden — Colorado), 68, No 3, 120 p.

Estimation of geological and geographical environment constituents in the course of engineering-geological mapping

MIROSLAV HRAŠNA

The methods of evaluation and classification of individual components and factors of the geologic-geographical environment in engineering geological mapping has recently made a considerable progress. However, there are many problems to be solved yet. In the presented paper, apart from the description and critical analysis of the actual state of the given problems submitted are also some suggestions tending to a unified procedure in evaluating these components and factors, to more informative and intelligible engineering geological maps.

In engineering geological evaluation of rocks the classification given in Tab. 1 had been generally used. Its application in practice, however, is considerably of a not unified character with regard to a relatively wide definition of individual taxonomic degrees. The most suitable solution of the given problem is the preparation of a classification lit of genetic-facial complexes and of a classification systems of rock (petrographic-engineering geological) types to which the engineering geological mappers could assign unambiguously the studied rock environment.

The engineering geological properties of the delimited rock types can best be expressed by semi-quantitative classifications of their various characteristics (see Tab. 3), or in case of sufficient data by their statistical treatment. Likewise of considerable importance for application in practice is also their assignment to rock types delimited in standards used in various branches of building.

Data on depth and aggressive properties of groundwater obtained in engineering geological mapping, with regard to time and financial possibilities limiting the engineering geological maps (excepting the detailed and special-purpose maps) are, as a rule, only of a point character — their validity is limited in space and time. Should there be at the disposal a sufficient number of data from various periods, their spatial validity may be interpreted. In an insufficient number of good-quality informations it is suitable to represent on maps the more unfavourable ones and to underline their informative character.

Morphological data on the articulation of the territory, as well as on the degree of dip and strike of slopes are provided, as a rule, in sufficient measure by large scale, eventually also by medium scale topographic maps. Some data on „microrelief“ (mainly the information on the character and degree of arti-

culution), which the topographic maps cannot always comprehend, are to be given in map reports, eventually also in engineering geological maps. In characterizing the morphological conditions, mainly in delimited zoning units, it is suitable to use the semi-quantitative classifications, mainly in connection with slope dipping (see Tab. 3).

The influence of hydrographic-hydrological factors on ground waters, the geodynamic phenomena and the morphological evolution of adjacent slopes is described in the mapping report and in an appropriate manner the representations of affected components is expressed on the engineering geological map. From the proper hydrological components and factors, apart from water surfaces, river networks and moist areas, only zones of inundation, in which their validity is always to be expressed, are represented on the map.

Precipitation and temperature conditions affect substantially all components of engineering geological conditions, mainly the ground water and the geodynamic phenomena. They are of an immediate engineering importance for foundation pits and dike construction, and for dimensioning channel networks. In the mapping reports it is, therefore, necessary to give beside fundamental data also the maximum daily precipitations and the medium date of the first and last frost (freezing) day. The information on winds, with regard to their direct acting on buildings, water surfaces, as well as to its erosion and accumulation activity, must contain the data on the strength of the wind and the number of windy days according to individual prevailing wind directions.

Man's influence on the geological environment can be divided into spheres of activity: The displacement and creation of new rock types, surface and ground waters and connected with it the formation of depressions, accumulations and geodynamic phenomena, are to be considered as the direct geological activity. The indirect geological activity resides in the influence of components properties of the geological environment, mainly of rock properties and ground waters, as well as of dynamics of processes taking place in this environment. To the mediated geological activity belongs the influencing of those components and factors of environment which act directly on the geological environment, mainly the pollution of atmosphere and surface hydrosphere, influencing of temperature precipitation conditions, etc.

On the engineering geological maps are represented only the results of direct geological activity of man. The indirect geological activity is considered only in the mapping reports — by pointing to causes and extent of changes of components properties of the geological environment and, as a rule, their unfavourable influence on the engineering geological conditions. The mediated geological activity in the engineering geological mapping is followed only marginally, mainly for searching sources of aggressivity of ground waters and changes of properties of the rock environment.

One of the pressing tasks of engineering geology at present is the reconsideration and unambiguous definition of the concepts with which it works and this also with regard to its tasks pertaining to the creation and protection of human environment. However, in evaluating the components of the natural environment the engineering geologists should keep to the ground of their own branch. If the maps which they prepare exceed the frame of engineering geology, they should be indicated with regard to the aim they follow.

Preložil E. Bleho

METODIKA VÝSKUMU

**Postavenie rádiolárií v paleontológii a stratigrafii
a možnosť ich systematického výskumu**

(2 tab. v texte)

LADISLAVA OŽVOLDOVÁ*

**Роль радиолярий в палеонтологии и стратиграфии и возможности
их систематического изучения**

Значение радиолярий в биостратиграфии является вопросом, который требует решения на основании систематического изучения этой группы организмов в отдельных стратиграфическо-литологических единицах Западных Карпат. Статья приводит краткое обозрение сведений о этой группе а также и возможность их систематического изучения, о чём свидетельствуют результаты полученные при изучении некоторых месторождениях.

**Position of Radiolaria in paleontology and stratigraphy and possibilities
of their systematic study**

The significance of Radiolaria in West Carpathian biostratigraphy is a problem which is to be solved by systematic study of this group of organisms in different stratigraphic and lithologic units. The paper presents brief summary of knowledges on this group, possibilities of their preparation and of systematic study. The review is supported by results of first investigations on West Carpathian localities.

V ostatnom desaťročí sa vo svetových publikáciách zjavuje mnoho štúdií o fosilných a recentných rádioláriách. Rádioláriá prestali byť organizmami, ktorým sa v biostratigrafických prácach venovala iba okrajová pozornosť.

Malý záujem o túto skupinu spôsoboval donedávna prevládajúci náhľad o bezcennosti rádiolárií v biostratigrafii, nedokonalé poznatky o možnosti izolovať ich z rozličných typov hornín, ako aj špecifické problémy vychádzajúce z podmienok ich bádania.

Doterajšie výsledky podrobného výskumu rádiolárií poukazujú na možnosť použiť ich pri biostratigrafickej korelácii.

Tento príspevok obsahuje stručný prehľad o tejto skupine, ako aj o možnostiach ich preparácie a systematického výskumu.

* RNDr. Ladislava Ožvoldová, Katedra geológie a paleontológie PFF UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

Postavenie rádiolárií v systéme

Podtrieda *Radiolaria* má názov podľa radiálnej symetrie mnohých schránkových elementov a radiálne vybiehajúcich pseudopódií.

V kmeni *Protozoa* ju niektorí autori zahrňajú do triedy *Rhizopoda*, prevažne sa však zaraďuje do triedy *Actinopoda*.

Prí systémom zatriedňovaní rádiolárií sa dodnes používa viac-menej upravený systém E. Haeckela (1887), ktorý podľa štruktúry centrálnej kapsuly vyčlenil *Porulosa* (*Acantharia*, *Spumellaria*) a *Osculosa* (*Nassellaria*, *Phaeodaria*). Niektorí autori vytvorili pre *Acantharia* samostatnú podtriedu (W. Schewiakoff 1926), iní predpokladajú ich priamu fylogenetickú spätosť (V. A. Dögel 1950). V mnohých prácach sa z rádiolárií vyčleňuje skupina *Polycystina* (*Spumellaria*, *Nassellaria*), charakteristická plnými skeletovými ihlicami, na rozdiel od najpokročilejšej skupiny rádiolárií *Phaeodaria*, ktoré majú duté kostrové prvky.

Systém E. Haeckela, vypracovaný na základe bohatého materiálu recentných foriem, je umelým systémom založeným na morfológických kritériách. Neberie do úvahy zjavy konvergentného vývoja, ontogenetické štádiá jedincov, ekologickú a geografickú variabilitu.

Na báze konzervatívneho morfológického systému zhrnul dovtedy opísané fosílné a recentné formy A. Sh. Campbell (1954).

Poslednou prácou, ktorá navrhuje pre polycystové rádioláriá približný prirodzený systém otvorený pre detailné rozpracovanie, je systém W. R. Riedela (1971).

V roku 1964 publikovala komisia pre taxonomické problémy spoločnosti protozoológov revidovanú klasifikáciu kmeňa *Protozoa* (B. M. Honigberg et al. 1964). Prípory navrhované pre jednotlivé taxóny sa doteraz jednoznačne neakceptujú. Aj systém W. R. Riedela používa na rozdielne podtriedy *Radiolaria* zaužívané staršie prípony jednotlivých taxónov.

Fosílné a recentné rádioláriá sa študovali už od tridsiatych rokov minulého storočia a práce mnohých autorov boli pri výskume tejto skupiny prínosom. V niektorých prácach však nesprávne údaje o veku vrstiev, z ktorých fosílie pochádzali, ako aj nedokonalé vyobrazovanie a opis foriem viedli v neskoršom období k náhľadom o širokom stratigrafickom rozpätí druhov, a teda o ich bezcennosti na biostratigrafické účely.

Od druhej polovice 20. stor. dokazujú sovietski a americkí paleontológovia možnosť stratigrafickej kolerácie na základe podrobného rodového a druhového zloženia fosílnych foriem.

V súčasnosti rastie množstvo prác zaoberajúcich sa štúdiom fosílnych i recentných foriem nebyvalým tempom a ich význam pre stratigrafické účely je neodškriepiteľný.

Problémom však zostáva zjednotenie týchto prác na báze prirodzeného systému založeného na morfológickoevolučných kritériách, ktoré by vychádzali z poznatkov o fyziológii a ekológii týchto organizmov.

Všeobecná charakteristika

Rádioláriá sú morské, pelagické a planktonické jednobunkové organizmy, prevažne solitárne, žijúce od kambria podnes.

V dnešných oceánoch žijú vo všetkých klimatických zónach, od povrchových vodných vrstiev až po veľkú hĺbku. Práce mnohých autorov poukazujú na najväčšiu hustotu rádiolárií v hĺbke asi 100 m v miernom a tropickom pásme, v hĺbke 150—400 m pri vyšších zemepisných šírkach. Výskumy dokazujú, že rádiolária sú veľmi citlivé na zmeny fyzikálno-chemických podmienok prostredia. Ich tendencia stať sa endemickými, rozmanitosť druhov a špecifické morfológické zmeny prebiehajúce vo vzťahu k zmenám oceanografických podmienok im umožňuje stať sa indikátormi vodného prostredia (R. E. Casey 1971).

Bunka týchto organizmov má komplikovanú stavbu a každá jej časť má vlastnú fyziologickú funkciu. Základná stavba cytoplazmy rádiolárií bola známa už v 2. polovici 19. stor. Bolo jasné, že sa cytoplazma skladá z dvoch hlavných častí — endoplazmy a ektoplazmy, ktoré oddeľuje centrálna kapsula alebo plazmatická blanka. Prítomnosť centrálnej kapsuly odlišuje rádiolária od ostatných skupín jednobunkových živočíchov. Jej tvar závisí od vonkajšieho tvaru schránky a rozmiestnenia cytoplazmy. Spojenie medzi endoplazmou a ektoplazmou umožňuje perforácia centrálnej kapsuly. Pri skupine *Porulosa* ide o jednotné perforovanie na celom povrchu centrálnej kapsuly, pri skupine *Osculosa* sa otvory koncentrujú na jednom polárnom poli.

Radiálne cez celú ektoplazmu prechádzajú vláknité pseudopódiá vychádzajúce na povrch schránky. Ich úlohou je obstarávať potravu. Prítomnosť pseudopódií však má veľký význam pre získanie väčšieho objemu schránky, a teda lepšej možnosti flotácie.

Funkciou ektoplazmy je prijímať potravu, trávenie, dýchanie, zachytávať vonkajšie popudy, ako aj spôsob flotácie. Endoplazma je spätá s činnosťou reprodukcie a je vyhradená na asimiláciu a uskladňovanie živín. Okrem hlbokovodných foriem sa v cytoplazme rádiolárií nachádzajú aj symbiotické riasy.

Tie môže organizmus v obdobiach nepriaznivých na obstarávanie potravy stráviť. Ostatné výskumy dokázali, že niektoré rádiolária sú bylinožravé aj mäsožravé organizmy zachytávajúce riasy aj jednobunkové živočíchy. To môže byť jedným z dôvodov ich bohatého výskytu. Podrobnejší opis stavby protoplazmatického tela je v práci A. V. Chabakova et al. (1959), A. Sh. Campbell (1954), O. R. Andersona (1976) a i.

Schránka rádiolárií je z opálového kremeňa, pri akantáriách sa skladá z celestínu. Primitívne formy alebo schránku nemajú, alebo obsahujú len izolované ihlice. Funkciou skeletu je podporovať protoplazmatickú časť tela včítane pseudopódií. Radiolariové schránky majú takú rozmanitosť foriem ako nijaká iná porovnateľná skupina.

Spôsob tvorby schránkových elementov priamo odráža závislosť medzi usporiadaním skeletu a jemnou štruktúrou cytoplazmy, ktorá schránku vylučuje. Na zjavnú tendenciu organizmu vytvárať koncentrické vrstvy v cytoplazme a na radiálne usporiadanie bunkových procesov nadväzuje tvorba tangenciálnych a radiálnych prvkov skeletu. Radiálnymi prvkami sú vnútorné prepážky, rozdeľujúce bunku do lalokov, častí a oblastí s ohľadom na zlepšenie metabolismu a vonkajšie ostne, ktoré majú úlohu podporovať pseudopódiá. Tangenciálne prvky možno demonštrovať na mriežkovitých, poróznych a iných schránkach. Vysvetlíť spôsob, akým toto formovanie skeletu v závislosti od cytoplazmy prebieha, sa doteraz úplne nepodarilo.

Morfológickú variabilitu spôsobujú tri hlavné faktory — normálne genetické

variácie, charakteristické pre druhový výber, vplyv vodného prostredia a vplyv ontogenetického vývoja. Ostatný faktor nie je doteraz dokonale preštudovaný.

Závislosť tvaru schránky od charakteru vodného prostredia spozorovali mnohí autori (D. D. Morduchaj — Boltovskoj 1934, V. A. Dogel — V. V. Rešetnjak 1952, A. V. Chabakov 1939, A. I. Žamojda 1972 a i.).

Aplikálny roh, povrchové rebrá, výbežky, ostne, zúžené a vypuklé časti na schránkach naselárií slúžia na zvýšenie stability schránky pri flotácii. Prítom ohnutie aplikálneho rohu pri naseláriách, predĺženie niektorého ramena alebo ostňa pri spumeláriách poukazujú na prispôsobenie sa vodnému prúdu. Aj sploštenie schránky pri spumeláriách poukazuje na zvýšenú schopnosť flotácie.

Vo všeobecnosti sú schránky plytkovodných rádiolárií jemnejšie, majú početné výrastky alebo ostne, veľké póry a tenké priečky medzi nimi. Hlbokovodné formy sú na rozdiel od nich masívne, hladké alebo s krátkymi výrastkami, majú malé póry a priečky medzi nimi hrubé.

A. I. Žamojda (1972) vysvetľuje rozdielnu hrúbku steny schránky foriém toho istého druhu v tej istej oblasti vplyvom rozličného štádia rastu alebo rozličných koncentrácií kremeňa v jednotlivých častiach bazénu.

Ten istý autor na základe závislosti formy schránky od charakteru vodného prostredia vydeľuje štyri ekologické skupiny rádiolárií: sféroidnú — s prevládanim izometrických sféroidných schránok spumelárií a naselárií, charakteristickú pre pomerne chladné povrchové vody s neprítomnosťou stálych usmernených prúdov, a diskoidnú — s prevládanim rozličných tvarov diskovitých schránok a ostňovitých sférických schránok a so slabým podielom vežičkovitých typov schránky. Toto spoločenstvo je charakteristické pre teplé, povrchové vody. Obidve tieto skupiny nie sú indikátormi hĺbky bazénu a sú charakteristické pre epikontinentálne moria minulých geologických dôb.

Ďalšia skupina — cyrtoidná — môže už poukazovať na hĺbku bazénu. Prevaha vretenovitých a vežičkovitých typov schránky poukazuje na jestvovanie vertikálnych prúdov, ktoré sú charakteristické pre sedimentačné bazény väčšej hĺbky (1000 m a viac).

Posledná skupina — prunoidná — s typickými vertikálne predĺženými schránkami, často s polárnymi ostňami, má nejasný ekologický význam. Tieto formy možno zaradiť do sféroidnej alebo cyrtoidnej skupiny, alebo ich typ schránky môže byť dôsledkom prispôsobenia sa horizontálnym vodným prúdom.

Výskumy T. C. Mora (1969) dokazujú, že v evolučnom trende rádiolárií sa prejavuje redukcia veľkosti a váhy skeletu. Autor pokusne dokázal, že eocénné rádioláriá v pelagických sedimentoch tropického Tichého oceánu majú kremitú schránku až 4X ťažšiu ako schránky štvrtohorných foriém a že túto rozdielnosť nespôsobuje selektívne rozpúšťanie jemných foriém v starších sedimentoch. To treba brať do úvahy v prípade redeponovaných sedimentov, v ktorých sa môže zachovať len odolnejšia staršia fauna.

Výskyt rádiolárií v horninách

Vo fosílnom stave sa z rádiolárií zachovali dva rady — *Spumellaria* a *Nassellaria*. Nachádzajú sa v horninách rozličných petrografických typov — v pieskoch, pieskovcoch, aleurolitoch, íloch, ílovcoch, bridliciach, slieňoch, opukách, tufoch, tufitoch, vápencoch a i. Horninotvorné sú v rádiolaritoch. Dalo

by sa predpokladať, že rádiolárie budú hojné v horninách bohatých na kremitú zložku. G. E. Kozlová (1960) však uvádza z miocénu Sachalína hojnejší výskyt rádiolárií v piesčitých, plytkovodných faciách ako v opukách, tufoch alebo tufitoch, kde boli v relatívne menšom množstve a zvyčajne nedokonale zachované.

Vo vápencoch a iných horninách bohatých na vápnitú zložku býva opálový skelet často selektívne zatláčaný kalcitom. M. Mišík (1973) uvádza rozličné formy zatláčania rádioláriových schránok v rohovcových konkréciách.

Na území Slovenska sa doteraz podrobne báda asociácia rádiolárií z rádiolaritov vrchného dogera až spodného malmu kysuckej série bradlového pásma z vrchu Keblie pri Púchove (L. Ožvoldová 1975), z rádiolaritov toho istého veku z podbielskeho vývoja bradlového pásma z bradla Červený kameň pri Podbieli na Orave (L. Ožvoldová 1977, v tlači) a z albských vápencov kysuckej série bradlového pásma z lokality Brodno pri Žiline (L. Ožvoldová 1977, v tlači).

Napriek tomu, že detailné rozpracovanie týchto organizmov v jednotlivých stratigraficko-litologických celkoch Západných Karpát, a teda aj možnosť stanoviť presné stratigrafické rozpätie jednotlivých druhov chýba, rozbor asociácií poukázal na perspektívnosť ich ďalšieho využitia.

Druhové asociácie z rádiolaritov obidvoch spomenutých lokalít zodpovedali stratigrafickému rozpätiu vrchná jura — neokóm. Niekoľko druhov sa vyskytlo spoločne.

Prevládanie trojramenných alebo štvorramenných sploštených schránok a ostňovitých, sférických alebo diskovitých schránok spumelárií, ďalej výskyt zvončekovitých typov schránky naselárií v asociácii z bradla Červený kameň z paleoekologického hľadiska poukazuje na faunu typickú pre povrchové, teda teplé vody. Množstvo vežíčkovitých a vretenovitých schránok je v asociácii zanedbateľné.

Na rozdiel od tejto asociácie spoločenstvo z vrchu Keblie okrem spomenutých typov obsahuje množstvo schránok vežíčkovitého typu, čo poukazuje na relatívne hlbší sedimentačný bazén. Prítomnosť schránok typických pre rod *Saturnalis* v asociácii z Červeného kameňa môže poukazovať na jej relatívne mladší vek.

Spoločenstvo rádiolárií z vápencov z lokality Brodno zodpovedá stratigrafickému rozpätiu stredná krieda — vrchná krieda a reprezentuje formy povrchových, teplých vôd. Zanedbateľné množstvo vežíčkovitých a vretenovitých typov schránky poukazuje na neprítomnosť vertikálnych prúdov charakteristických pre vodné bazény väčšej hĺbky.

Metodika preparácie rádiolárií a spôsob štúdia

Spôsob preparácie týchto organizmov treba upravovať v závislosti od charakteru horniny a spôsobu ich zachovania.

Pri tvrdých horninách je výhodné presvedčiť sa o dokonalosti zachovania a o zložení schránok pomocou orientačných výbrusov. Hustota schránok nie je natoľko dôležitá, pretože vhodnou preparačnou metódou možno dostatočné množstvo foriem potrebných na štúdium akumulovať. Zo získaných údajov možno potom voľiť vhodný preparačný postup.

Osvedčenou metódou preparácie foriem z rádiolaritov je rozpúšťanie horniny

v zriedenej HF. Túto metódu opísal E. A. Pessagno a R. L. New port (1972). Mieru riedenia HF a čas rozpúšťania treba upravovať podľa horniny. Pri našich vzorkách bola HF zriedená v pomere 1 : 1 a čas rozpúšťania bol 4 dni (L. Ožvoldová 1977, v tlači).

Vo vápencoch rádiolária často selektívne zatláča kalcit; pri preparovaní s HF sa menia na fluorit. Ak výsledky mikroskopického štúdia výbrusov ukazujú na prítomnosť zachovaných kremitých foriem, možno použiť takýto preparačný postup:

1. Kúsky horniny veľké 4—5 cm lúhujeme v 10 % kyseline octovej asi týždeň. Rozpadnutú horninu prelejeme cez sito s otvormi 0,05 mm. Vyberieme hrubšie kúsky horniny a získané rezíduum zlejeme do 400 ml kadičky v takom množstve, aby pokrylo dno (25—30 g).

2. Pomaly pridávame asi 50 ml koncentrovanej HCl. Pohár asi do polovice doplníme vodou, zakryjeme hodinovým sklíčkom a varíme 20—30 min.

3. Po odstavení necháme pohár stáť asi 10 min a potom kyselinu zlejeme. Do $\frac{2}{3}$ pohára pridáme vodu, zamiešame a po odstátí (5—10 min) zlejeme. Do polovice pohára znovu nalejeme vodu.

4. Opatrne pridáme o niečo viac ako $\frac{1}{2}$ malej lyžičky prášku Na_2CO_3 . Po zastavení šumenia pridáme 10—12 guličiek NaOH. Dolejeme vodu do $\frac{2}{3}$ pohára a varíme najmenej $\frac{1}{2}$ hodiny. Hladina vody nesmie klesnúť pod polovičnú úroveň pohára, pretože silný alkalický roztok rezíduum koroduje.

5. Po odstavení prelejeme zvyšok cez to isté sito a vyberieme hrubé kúsky. Opatrne ich premývame sprškou vody, kým odtekajúca voda nie je čistá. Zvyšok nesmieme o sito trieť. Pomocou jemnej spršky vody zlejeme zvyšok späť do toho istého pohára. Necháme vzorku odstáť, kým zlejeme, pokiaľ možno, všetku vodu.

6. Pridáme dvojnásobné množstvo acetónu, ako je rezídua, jemne premiešame a zlejeme. Opakujeme to ešte raz. Zvyšok vysušime miernym teplom.

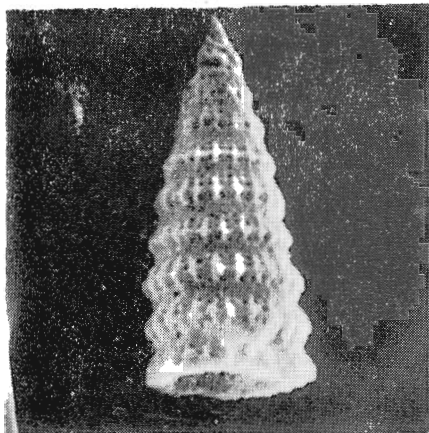
7. Pridáme 30 % H_2O_2 , o niečo viac ako na pokrytie rezídua, a rozohrejeme do búrlivého unikania bubliniek. Odstavíme a po skončení šumenia pridáme vodu na zriedenie roztoku na 10 %. Zakryjeme hodinovým sklíčkom a varíme 30 min. Túto časť postupu možno zameniť pridaním koncentrovanej HNO_3 , asi dvojnásobkom množstva rezídua. Zakryjeme hodinovým sklíčkom a pri dokonalej ventilácii varíme 5 min. Pridáme vodu na zriedenie kyseliny na 50 % roztok a varíme ďalších 30 min.

8. Opakujeme stupeň 5 a 6. Zvyšok po precedení však zlievame do Petriho misky. Na uloženie zvyšku nikdy nepoužívame filtračný papier.

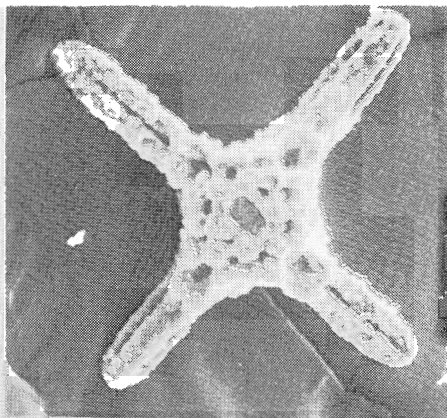
Uvedený postup preparácie sme okrem bodu 1 prevzali od B. Kummela a D. Raupa (1965).

Túto preparačnú techniku (okrem bodu 1) alebo len jej jednotlivé stupne možno použiť pri získavaní rádiolárií z ílovitých, piesčitých alebo tufitických hornín.

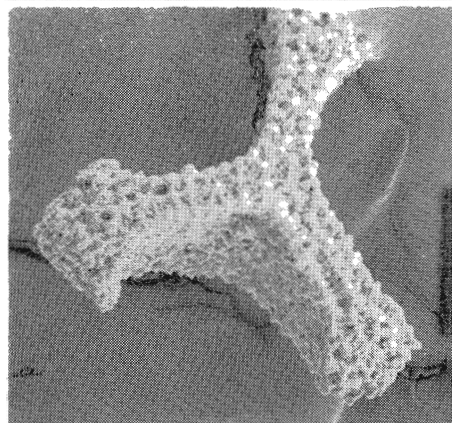
-
1. *Lithostrobos brevicostatus* Ožvoldová č. 2805, zväčš. 150×, Keblie pri Púchove.
2. *Staurolonche grandipora* Ožvoldová č. 2797, zväčš. 130×, Keblie pri Púchove.
3. *Dictyastrum crassum* Ožvoldová č. 1636, zväčš. 150×, Brodno. 4. *Conosphaera sphaeroconus* Rüst č. 1672, zväčš. 150×, Brodno. 5. *Lithocampe mediodilatata* Rüst č. 2262, zväčš. 80×, Červený kameň pri Podbieli. 6. *Anthocorys podbielensis* Ožvoldová č. 9120, zväčš. 130×, Červený kameň pri Podbieli.



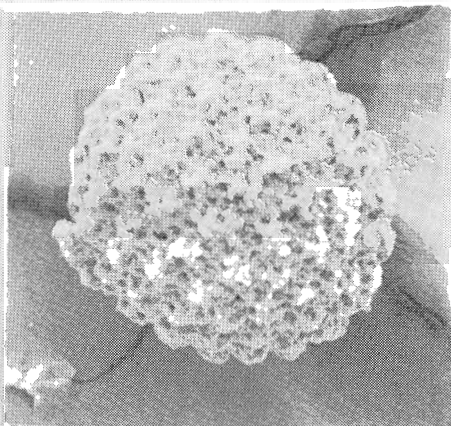
1



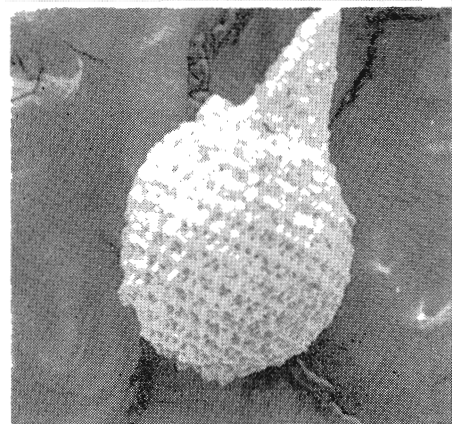
2



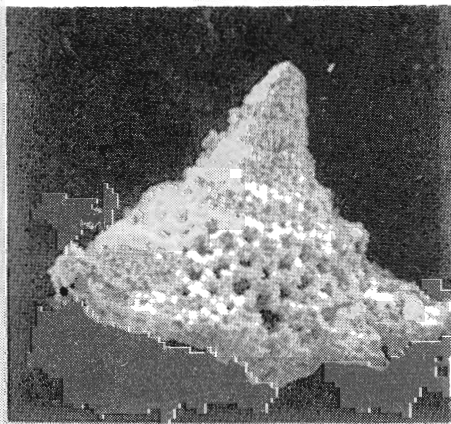
3



4



5



6

Ak má hornina väčší vápnitý podiel, v bode 3 pridáme asi 50 ml alkoholu a potom pridáme 50 ml koncentrovanej HCl, aby sme sa vyhli búrlivej reakcii, ktorá by mohla schráanky porušiť.

Hydroxidy alkalických kovov sa používajú na rozrušenie a dispergovanie ilov. Ich účinnosť však treba sledovať podľa návodu preparácie (bod 5). Ak vo zvyšku budú korodované formy, treba pri tomto stupni procedúry zabezpečiť čo najmenšie odparovanie.

Význam použitia H_2O_2 (30 %) alebo koncentrovanej HNO_3 spočíva v oxidácii všetkých organických látok vo vzorke. Aj H_2O_2 slúži na čistenie zvyšku.

Po vysušení rezídua býva často vzorka zlepená. Túto možnosť vylúčime premytím vzorky ecetónom. Tento postup je vhodný aj pri rezíduu získanom z rozpúšťania rádiolaritov v HF.

W. R. Riedel (1957) opisuje dezintegráciu ilovitých hornín 15 min varením v pyrofosforečnane sodnom, do ktorého sa pridá malé množstvo 30 % H_2O_2 . Po precedení sitom s veľkosťou otvorov 0,062—0,074 mm sa zvyšok zaleje dostatočným množstvom HCl, aby sa odstránil vápnitý materiál. Po premytí na tom istom site je vzorka pripravená na štúdium.

Mikroskopické štúdium rádiolárií

Mnohí paleontológovia študovali rádioláriá z výbrusov hornín a pomocou väčšieho počtu rezov a ich kombináciou systematicky zatriedovali formy do rodov a druhov. Špeciálny spôsob interpretácie vyžaduje veľkú skúsenosť pri hodnotení jednotlivých rezov. Pri chybnom spôsobe interpretácie môže nastať zámena veľmi odlišných taxónov. V literatúre sa preto často odporúča kombinovať štúdium voľných foriem a orientovaných rezov, ktoré sú z týchto foriem (G. E. Kozlova 1960).

Výber fosílií zo vzorky možno uskutočniť pomocou binokulárnej lupy. Na systematické zatriedenie do podradov, príp. čeľadí a rodov, je dostatočné asi 50-násobné zväčšenie.

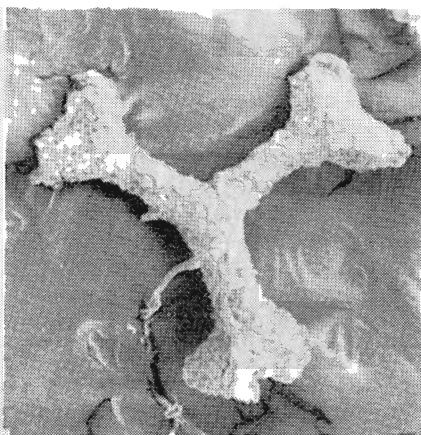
Na detailné štúdium stavby povrchu a charakteru pórov, stavby výrastkov, na meranie veľkosti schráanky, priemeru pórov, veľkosti komôrok, ako aj na poznanie často veľmi komplikovanej vnútornej stavby treba použiť biologický mikroskop zväčšujúci 50—700×.

Na porovnanie v prechádzajúcom svetle pod biologickým mikroskopom treba vložiť schráanku do takého prostredia, ktorého index lomu je blízky kremeňu. Môže to byť kanadský balzam alebo iné médium. Schráanka sa položí na podložné sklíčko, nakvapká sa xylén na odstránenie vzduchu z vnútorných častí a zaleje sa 2—3 kvapkami tekutého balzamu. Prikryje sa nadložným sklíčkom a nechá sa 3—4 dni schnúť. Nevýhodou tohto spôsobu je to, že sa forma zafixuje, preto sa nedá použiť na iné účely.

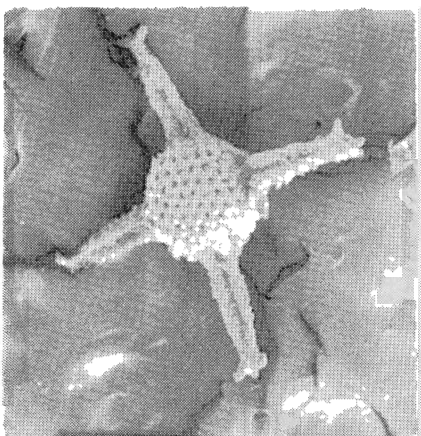
-
1. *Stichocapsa rotunda* Hinde č. 2237, zväčš. 80×, Červený kameň pri Podbieli.
 2. *Rhopalodictyum bisulcum* Rüst č. 2266, zväčš. 60×, Červený kameň pri Podbieli.
 3. *Staurosphaera tympanica* Ožvoldová č. 2238, zväčš. 70×, Červený kameň pri Podbieli.
 4. *Saturnalis? amissus* Squinabol č. 1641, zväčš. 80×, Brodno.
 5. *Acanthocircus dendroacanthos* Squinabol č. 1637, zväčš. 120×, Brodno.
 6. *Crucelia zealis* Ožvoldová č. 2285, zväč. 50×, Červený kameň pri Podbieli.
- Snímky pomocou scanningového elektrónového mikroskopu JSM U3 v GÚDS v Bratislave vyhotovil K. Šebor a M. Švec.



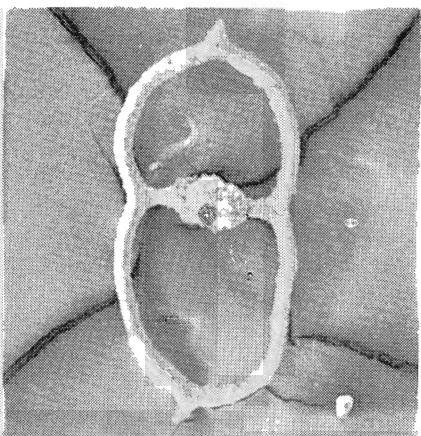
1



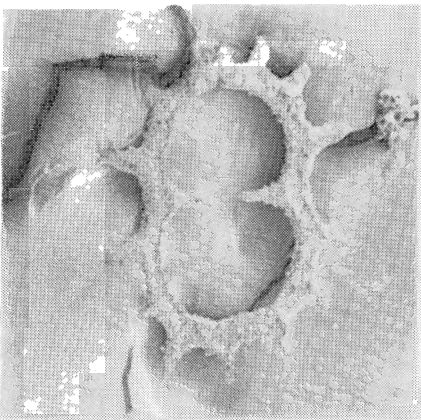
2



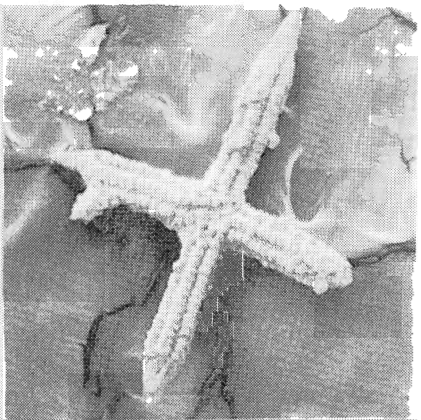
3



4



5



6

Výhodnejšie je preto vložiť formu na podložnom sklíčku s jamkou do kvapky xylénu a zakryť krycím sklíčkom, aby sa predišlo rýchlemu odparovaniu. Po skončení štúdia možno formu znovu uložiť do komôrky.

Na zvýraznenie kontúr jednotlivých častí schránky sa odporúča použiť fázový kontrast (W. R. Riedel 1957).

Na úspešné štúdium musia byť formy dokonale čisté. Očistiť ich možno opätovným prevarením v alkáliách.

Vnútoraná stavba však býva často následkom rozličných foriem schránkovej výplne nezreteľná. V takom prípade sa odporúča vyhotoviť orientované rezy takto (G. E. Kozlova 1960):

1. K forme pridáme kúsok tvrdého balzamu, nahrejeme a pod binokulárnou lupou vzorku rýchlo upravíme do žiadúcej polohy. Necháme zaschnúť.

2. Brúsime opatrne na brúsnom disku alebo na hrubom skle pomocou jemného múčneho karborundového prášku. Možno použiť aj sklíčko, ktorým sa opatrne prechádza po zaliatej ploche. Postup brúsenia ustavične sledujeme pod binokulárom.

3. Keď je polovica schránky zbrúsená, sklo sa nahreje, forma sa otočí a zbrusuje sa druhá strana.

4. Po zbrúsení sa plocha poumýva, zaleje sa tekutým balzomom a prikryje krycím sklíčkom.

V takýchto rezoch vidieť aj všetky detaily schránky, ako je hrúbka steny, hĺbka pórov, forma a množstvo vnútorných prepážok atď.

Ideálnou dokumentáciou schránky zachycujúcou najspodnejšie detaily jej povrchu je snímanie foriem pomocou scanningového elektrónového mikroskopu (pozri tab. 1, 2).

Hodnotenie snímok získaných takýmto mikroskopom kombinované s pozorovaním foriem v prechádzajúcom svetle biologického mikroskopu dáva zvyčajne dosť údajov na zatriedenie do systému. Zhotoviť orientované rezy by bolo treba na overenie správnosti zaradenia do systému. Tento postup však okrem prácností nesie so sebou ešte riziko opakovania neúspešných pokusov, čo je v prípade, keď je dostupný malý počet exemplárov, veľká nevýhoda. V takom prípade je azda vhodné použiť ho až vtedy, keď sa vyčerpajú ostatné možnosti získavania predstavy o vnútornej stavbe jedinca (napr. mechanické rozlomenie schránky a pozorovanie v prechádzajúcom svetle biologického mikroskopu alebo snímanie pomocou scanningového elektrónového mikroskopu).

Záver

Poznatky získané podrobným štúdiom asociíí ráčiolárií na prvých lokalitách na Slovensku z hľadiska preparačnej techniky poukazujú na možnosť a z biostratigrafického hľadiska na potrebu detailne skúmať túto skupinu organizmov. Ich stratigrafická hodnota bude pochybná len dovtedy, kým sa o ich cennosti systematickým výskumom sami nepresvedčíme.

Doručené 27. 7. 1977

Odporučil M. Mišík

- Anderson, O. R. 1976: A cytoplasmic fine-structure study of two spumellarian Radiolaria and their symbionts. *Marine micropaleontology* (Amsterdam), 1, pp. 81—99.
- Campbell, A. Sh. 1954: Radiolaria. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part D, Protista 3, Protozoa (Kansas). P. D 11-D 163.
- Casey, R. E. 1971: Distribution of Polycystine Radiolaris in the Oceans in relation to physical and chemical conditions. In: *The Micropaleontology of Oceans. Proceed. of the Symposium "Micropaleont. of marine bottom sediments"*, 1967 (Cambridge), pp. 151—159.
- Dogel, V. A. 1950: Novyje dannyye po filogenii radioljarij. *Zool. žur. (Moskva)*, 29, Vyp. 6, s. 562—565.
- Dogel, V. A. — Rešetnjak, V. V. 1952: Materialy po radioljarijam severo-zapadnoj časti Tichogo oceana. Issl. dalnevost. morej SSSR (Moskva), 3, s. 5—36.
- Haeckel, E. 1887: Report on the Radiolaria collected by H. M. S. Challenger during the years 1873—76. *Rep. Voyage Challenger, Zool. (Edinburgh)*, 18, p. 1—1803.
- Honigberg, B. M. et al. 1964: A revised Classification of the Phylum Protozoa. The Committee on Taxonomy and Taxonomic Problems of the Society of Protozoologists. *Jour. Protozool. (Nashville, Tennessee)*, 11, pp. 7—20.
- Chabakov, A. V. 1939: Fauna radioljarij iz nižnemelovych i verchnejurskych fosforitov bassejna verchnej Vjatki i Kamy. *Ježegodnik Vseross. paleont. obšč. (Moskva)*, 11, s. 90—101.
- Chabakov, A. V. — Strelkov, A. A. — Lipman, R. Ch. 1959: Podklass Radiolaria. Radioljarii ili lučeviki. In: *Osnovy paleologii, Prostejšije (Moskva)*, s. 346—462.
- Kozlova, G. E. 1960: Metodika izučeniya verchnemelovych i tretičnych radioljarij. *Trudy perv. seminaru po mikrofaune, VNIGRI (Leningrad)*, s. 338—350.
- Kummel, B. — Raup, D. 1965: *Handbook of Paleontological Techniques*. San Francisco, London. 835 p.
- Mišík, M. 1973: Structures of the chert concretions from the limestones of titonian and neocomian West Carpathian Mts. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 24, 1, p. 141—162.
- Moore, T. C. 1969: Changes in Skeletal Weight and Resistance to Solution. *Geolog. Soc. Am. Bull. (Colorado)* 80, pp. 2103—2108.
- Morduchaj — Boltovskoj, D. D. 1934: O parašjutach u planerach v rastitel'nom i životnom carstvach. *Uč. zap. Rostov. gos. univ. (Rostov)*, 1, s. 1—14.
- Ōžvoldová, L. 1975: Upper Jurassic Radiolarians from the Kysuca Series in the Klippen Belt. *Západné Karpaty, ser. paleont.*, 1, p. 73—86.
- Ōžvoldová, L. 1977: Vyhodnotenie rádiolárovej asociácie rádiolaritov z lokality Podbiel. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, v tlači.
- Ōžvoldová, L. 1977: Rádiolária rudinských vrstiev kysuckej série bradlového pásma z lokality Brodno. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, v tlači.
- Ōžvoldová, L. 1977: Metodika preparácie rádiolárií z rádiolaritov. *Západné Karpaty, ser. paleont.*, v tlači.
- Pessagno, E. A. — Newport, R. L. 1972: A technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts. *Micropaleontology*, (New York). 18, 2, p. 231—234.
- Riedel, W. R. 1957: Radiolaria. A preliminary Stratigraphy. Report of the Swedish deep-sea exp. (La Jolla, California), 6, 3, p. 61—95.
- Riedel, W. R. 1971: Systematic Classification of polycystine Radiolaria. In: *The Micropaleontology of Oceans. Proceed. of the Symposium Micropaleont. of marine bottom sediments*, 1967 (Cambridge), pp. 649—661.
- Schewiakoff, W. 1926: *Acantharia. Fauna e flora del golfo di Napoli. Monogr.*, 37, 755 p.
- Žamojda, A. I. 1972: Biostratigrafija mezozojskich kremnistych tolšč Vostoka SSSR (na osnove izučeniya radioljarij). *Trudy VSEGEI, nov. ser. (Leningrad)*, 183, s. 3—242.

Position of Radiolaria in paleontology and stratigraphy and possibilities of their systematic study

LADISLAVA OŽVOLDOVÁ

A lot of papers dealing with fossile and recent forms of Radiolaria increased presently by unusual rate. Results proved biostratigraphical significance of this group of organisms. However, until used conservative morphological system as founded by E. Haeckel (1887) remains problematic. A new natural systematics based on morphological and evolutionar criteria is forced by systematic studies on this organic group.

An approximative natural system of polycystinic Radiolaria open for purposes of detailed treatment has been suggested by W. R. Riedel (1971).

Great morphological variability is for Radiolaria skeletons proper. Several papers revealed relations between skeleton type and water environmental conditions. Some associations characterise environment of warm or cold superficial water while others testimony to vertical currents acting in water reservoirs of considerable depth.

Radiolaria preparation methodics and possibilities of their study were revealed on samples from three Slovakian localities. Studied were Upper Doggerian to Lower Malmian cherts of the Keblie hill near Púchov and of the Červený kameň klippe in the Podbiel village vicinity as well as Albian limestone samples of the Brodno locality near Žilina town (all localities in NW Slovakia).

Skeletons have been prepared by leaching of samples in diluted (1 : 1) hydrochloric acid during four days. Limestone samples have been leached in 10 p. c. solution of acetic acid during one week, approximately. The residue has been treated by hydrochloric acid, soda bicarbonate, sodic hydroxyde, peroxyde and finally by acetone. Prepared forms were studied in transparent light of a biologic microscope and screened by scanning electron microscope.

Obtained results manifested that systematic investigation of Radiolaria is hopefull. This investigation may be fully developed by the means of the up to date preparation technology.

Preložil I. Varga

KRONIKA

Vedecká cesta F. Mohsa na Slovensko začiatkom 19. stor.

87



Vo vývoji mineralógie na Slovensku v minulosti zohrala veľmi dôležitú úlohu Banská Štiavnica. Od založenia Banskej akadémie tu vládol čulý vedecký ruch a život, ktorý v druhej polovici 18. a v 19. stor. udával aj tempo vedeckého výskumu v oblasti mineralógie na území dnešného Slovenska. Vďaka niektorým profesorom i absolventom akadémie a ich vedeckému styku s významnými vedeckými centrami a osobnosťami v celej Európe sa začala dostávať mineralógia aj u nás na vedeckú úroveň. Po období intenzívneho mineralogického výskumu od založenia akadémie, ktorého výsledkom boli diela profesora G. A. Stropioliho *Základy praktickej a syste-*

91

matickej mineralógie (1772)^[1] a Kryštalografia Uhorska (1776)^[2] a práce I. Borna, vydávanej vo forme listov pod názvom Listy o mineralogických pomeroch na ceste cez Temešvár, Banát, Sedmohradsko, horné a dolné Uhorsko (1774)^[3], nastala na obdobie dvoch desaťročí dočasná stagnácia mineralogických výskumov. V ostatnom desaťročí 18. stor. sa odbornej verejnosti dostala do rúk práca bratislavského rodáka J. E. Fichtela Mineralogické pozorovania Karpát (1791)^[4]. O tri roky neskôr, v lete 1794, podnikol výskumnú mineralogickú cestu na Slovensko nórsky geológ J. Esmark, podnikol výskumnú mineralogickú cestu na Slovensko nórsky geológ skumov zhrnul v diele Krátky opis mineralogickej cesty cez Uhorsko, Sedmohradsko a Banát (1798)^[5].

Tretie významné obdobie vedeckého výskumu minerálov na Slovensku sa začalo v dvadsiatych rokoch 19. stor. zásluhou absolventa Banskej akadémie a bansko-štiavnického rodáka Jozefa Jónása^[6]. V čase, keď Jónás intenzívne skúmal minerály nielen v Banskej Štiavnici a na okolí, ale aj v spišských banských mestách, zavítal na Slovensko, a predovšetkým do Banskej Štiavnice aj autor známej Mohsovej stupnice tvrdosti minerálov, vynikajúci mineralóg Friedrich Mohs (1773—1839)^[7]. Dozvedáme sa to z dekrétu Miestodržiteľskej kráľovskej rady v Budíne zo 6. augusta 1811, ktorým nariaďuje Hlavnému komornogrófskemu úradu v Banskej Štiavnici, aby bol nápomocný všade v obvode svojej pôsobnosti mineralógovi Mohsovi^[8]. F. Mohs bol poverený pre svoje „zvláštne znalosti a vlastnosti“ precestovať Karpaty, aby objavil rozličné kovy, predovšetkým bohatú železnú rudu. Miestodržiteľská kráľovská rada ďalej žiadala, aby boli Mohsovi k dispozícii všetci komorskí a banskí úradníci, a mená tých, ktorí sa zvlášť vyznamenajú pri jeho práci, mali sa oznámiť na najvyššie miesta. O ceste Mohsa, ktorý mal povolenie pôsobiť v Karpatoch, upovedomil Hlavný komornogrófsky úrad Banskú komoru v Banskej Bystrici prípisom z 21. augusta^[9]. 19. septembra dostal nariadenie aj z Dvorskej komory pre baníctvo a mincovníctvo vo Viedni, aby podporoval skúseného geognosta F. Mohsa pri jeho ceste po Karpatoch, pretože tu Mohs plní dôležité poslanie, ktorého cieľom je rozšírenie geognostických poznatkov o celej monarchii^[10]. Konkrétne o tom, že Mohs robil výskumy aj v okolí Banskej Štiavnice, môžeme usudzovať na základe nariadenia Hlavného komornogrófskeho úradu správe komorského panstva Revíšte, ktorý ju žiada, aby všemožne podporovala mineralóga Mohsa pri jeho výskumoch^[11].

Toľko sa teda dozvedáme zo zachovaného spisovného materiálu v Ústrednom banskom archíve v Banskej Štiavnici o Mohsovej ceste na Slovensko. Škoda, že sa v spisovnom materiáli neuvádza, kto bol poverený sprevádzať Mohsa na jeho výskumných cestách. Je pravdepodobné, že sa Mohs v Banskej Štiavnici stretol aj s Jónásom a možno aj s banskobystrickým učiteľom, vtedy už známym mineralógom K. A. Zipserom^[12], ktorí mu mohli poskytnúť mnoho zaujímavých informácií. Nič bližšieho nie je známe ani o tom, kde všade Mohs na Slovensku bol a sfáral. Doteraz sa nepodarilo zistiť, či Mohs zo svojej cesty niekde uverejnil správu, ktorá by nám jeho vedeckú cestu po Slovensku mohla ozrejmiť.

O rok neskôr prišiel Mohs znovu na Slovensko. Vyplýva to z toho, že Hlavný komornogrófsky úrad v Banskej Štiavnici dostal 3. augusta 1812 správu o tom, že Mohs má opísať pohoria v obvode Banskej komory v Banskej Bystrici^[13]. V tom čase bol Mohs profesorom mineralógie na Joanneu v Grazi, kde bol vo veľmi úzkom styku s lekárom a mineralógom Matejom Ankerom^[14], ktorý sa roku 1818 po odchode Mohsa na Banskú akadémiu do Freibergu stal jeho nástupcom na katedre. Nie je preto vylúčené, že Mohs absolvoval svoju výskumnú cestu do Uhorska aj s Ankerom, prípadne ho o svojej ceste podrobne informoval. S Ankerom bol zasa v styku Jónás, ktorý mu v auguste 1812 posielal minerály z Banskej Štiavnice^[15]. To nasvedčuje tomu, že Jónás sa s Ankerom niekde osobne spoznali, alebo mu zásielku minerálov sprostredkoval Mohs, takže určité súvislosti môžeme hľadať aj v prácach M. Ankera.

Pre zaujímavosť sme prelistovali aj Zipserovu mineralogickú topografickú prí-

ručku, kde sa Zipser vo svojich i Jónasových poznámkach odvoláva na práce Mohsa pri opise minerálov z Banskej Štiavnice, Kremnice, Červenice, Prešova, Smolníka, Malužinej a Revúcej^[10]. Samozrejme, to nemusí znamenať, že Mohs všetky tieto lokality navštívil.

Je predpoklad, že bližšie súvislosti s návštevou F. Mohsa na Slovensku, ako aj o jeho osobných stykoch nielen s Jónasom a Zipserom, ale tiež s vtedajšími profesormi F. X. Reichetzerom, M. Patzierom a M. Höringom, ktorí prednášali mineralógiu na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici, sa podarí objasniť po preštudovaní pozostalosti K. A. Zipsera a ďalším archívnym a literárnym výskumom.

Poznámky

- [1] Scopoli G. A.: *Principia Mineralogiae systematicae et Practicae*. Praha 1772.
- [2] Scopoli G. A.: *Crystallographia Hungarica*. Praha 1776.
- [3] Ferber J. J.: *Herrn Ignatz Edlen v. Born Briefe über mineralogische Gegenstände auf seiner Reise durch das Temesvarer-Banat, Siebenbürgen, Nieder-Hungarn an den Herausgeber*. Frankfurt a Lipsko 1774.
- [4] Fichtel J. E.: *Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen*, Wien 1791.
- [5] Esmark E. J.: *Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Banat*. Freiberg 1798.
- [6] Jozef Jónas (1787—1821), rodák z Banskej Štiavnice, absolvoval v rokoch 1805—1807 Banskú akadémiu v rodnom meste.
- [7] Friedrich Mohs (1773—1839) sa narodil 29. januára 1773 v Gernrode na Harzi v Nemecku. Zaoberal sa mineralógiou, kryštalografiou a praktickou montanistikou. Od roku 1812 pôsobil ako profesor mineralógie na Joanneu v Grazi, potom od roku 1818 na Banskej akadémii vo Freibergu a napokon od roku 1826 na univerzite vo Viedni, kde pôsobil do roku 1835. Po vymenovaní za banského radcu erárnej banskej správy vykonával inšpekčné cesty na banských závodoch v bývalej monarchii. Svoje bohaté poznatky v týchto odboroch spracoval Mohs aj v početných dielach, z ktorých sú najdôležitejšie obsiahle dvojzväzkové diela *Grundriss der Mineralogie* (1822—1824), *Leichtfassliche Anfangsgründe der Naturgeschichte des Mineralreichs* (1832—1838), *Die estern Begriffe der Mineralogie und Geognosie für Bergleute* (1842) a jednozväzkové dielo *Über die Krystall-systematic* (1823). Mohs zomrel 29. augusta 1839 v Agorde v Tirolsku.
- [8] Ústredný banský archív v Banskej Štiavnici (ďalej len ÚBA), fond HKG č. sp. 4789/1811 zo 6. augusta 1811.
- [9] ÚBA, fond Banská komora v Banskej Bystrici (ďalej len BKB), č. sp. 2952/1811 z 21. 8. 1811.
- [10] ÚBA, fond HKG, č. sp. 5619/1811 z 19. 9. 1811.
- [11] ÚBA, fond Komorské panstvo Revište, i. č. 201, č. sp. 135/1811.
- [12] Kristián Andrej Zipser (1783—1864) sa narodil 25. novembra 1783 v Rábe v Maďarsku.
- [13] ÚBA, fond BKB, č. sp. 2351/1812 z 3. 8. 1812.
- [14] Matej Anker (1771—1843) sa narodil 6. mája 1771 v Grazi, kde aj 3. apríla 1843 zomrel. Ako lekár mal mimoriadny vzťah aj k mineralógii a v jeho štúdiách mu mimoriadne pomohlo usporiadanie mineralogickej zbierky c. k. lýcea v Grazi. Najväčší vplyv na Ankera mala jeho známosť s profesorom na Joanneu F. Mohsom, ktorého mineralogický systém obhajoval Anker s najväčším oduševnením. Keď roku 1818 povolali Mohsa na Banskú akadémiu do Freibergu, nastúpil Anker na jeho miesto. Okrem svojej pedagogickej práce spracoval Anker aj mineralogickú zbierku obsahujúcu okolo 8000 kusov. Z tejto zbierky zostavil 7-zväzkový katalóg a je pravdepodobné, že v ňom opísal aj zbierky, ktoré doniesol Mohs zo svojej cesty po Karpatoch.
- [15] ÚBA, fond HKG, č. sp. 5607/1812 zo 16. 8. 1812.
- [16] Zipser K. A., l. c., s. 365, 197, 52, 74, 382, 236, 283, 307.

Ivan Herčko

Nové poznatky o vedeckej činnosti mineralóga Jozefa Jónása

(K 190. výročiu narodenia)

Vo vývoji mineralogických výskumov na Slovensku začiatkom 19. storočia sa zásluhou dvoch vynikajúcich slovenských mineralógov Jozefa Jónása a Kristiána Andreja Zipsera zaznamenali pozoruhodné úspechy. Aj keď ide o veľké zásluhy vedcov uznávaných aj ďaleko za hranicami našej krajiny, doteraz ich historický výskum dejín slovenskej mineralógie dôkladne nezhodnotil. Využívame preto 190. výročie narodenia banskoštiavnického rodáka Jozefa Jónása, aby sme aspoň čiastočne obohatili našu odbornú literatúru novými poznatkami o jeho doteraz neznámej vedeckej činnosti. Treba poznamenať, že jeho predčasnou smrťou (vo veku 34 rokov) stratila slovenská mineralógia jedného zo svojich najkvalifikovanejších znalcov minerálov na Slovensku. Už v mladom veku sa vyznamenal nielen štúdiom, ale aj dosiahnutými výsledkami. Len čo dovŕšil 16 rokov, prijali ho za waldbürgera a ťažiaru v Banskej Štiavnici, a tak už od mladosti mal mimoriadny vzťah k baníctvu, čo ho neskôr priviedlo k úspešnej vedeckej kariére.

Jozef Jónás sa narodil 21. októbra 1787 v Banskej Štiavnici. Po skončení základných a humanitných štúdií v Banskej Štiavnici a vo Vacove pracoval ako bankský praktikant v Banskej Štiavnici a na okolí. Krátko potom absolvoval štúdium filozofie v Bratislave a roku 1806 sa zapísal na Banskú akadémiu v Banskej Štiavnici ako dobrovoľný poslucháč pod vedením známych profesorov Michala Patziera a Františka Xavera Reichetzeru. V tom istom roku absolvoval prednášky z chémie, roku 1807 zo základnej a praktickej matematiky a roku 1808 náuku o baníctve a bankské právo. Už počas týchto štúdií, ale najmä po ich skončení sa venoval predovšetkým chémii, oryktognózi, geognózi a technickej mineralógii v širšom rozsahu. Predsavzal si rozšíriť dovtedajšie poznatky najmä v týchto vedných odboroch, všeobecne prospešných v krajinách bývalej monarchie, a tak ich využiť v prospech baníctva. Na splnenie týchto cieľov obetoval celý svoj život a majetok. Sledoval len všeobecný prospech a celkom sa oddal týmto vedám, aby v pokoji a v ústraní mohol dosiahnuť svoj cieľ.

Už počas rokov 1807 a 1808 bezplatne učil svojich kolegov, ako aj bankských praktikantov chémiu, oryktognóziu a geognóziu. V tomto období podnikol aj viaceré exkurzie po lokalitách dolného Uhorska. Roku 1809 podnikol cestu do Hronca a Smolníka, kde sa oboznamoval s tamojšími technológiami. Najmä počas dlhšieho pobytu v Hronci v tamojšej železiarni si osvojil technologické postupy. V zimných mesiacoch roku 1810 pokračoval v súkromných prednáškach a v lete trávil dlhší čas v Hodruši. aby získal presnejšie poznatky o tomto údolí a jeho baniach, ktoré boli pre štiavnické baníctvo veľmi dôležité.

Jeho úsilie o udržanie baníctva a o rozvoj s ním spätých geologických a mineralogických vied vzrastalo. Roku 1811 položil základy mineralogickej spoločnosti, ktorá mala pracovať pod vedením Hlavného komornogrófskeho úradu ako vedecké centrum bývalej monarchie.

V tom istom roku podnikol s grófom von Goisom veľkú geognostickú cestu z Banskej Štiavnice cez Banskú Bystricu, Smolník, Nagybányu a Kapnik. Navštívili aj soľné bane v Marmaroši, Akne, Sugataku, Szalatnej, ako aj železiarne v Kobolopojane. Počas cesty získal bohaté poznatky o týchto dôležitých bankských revíroch a používaných technológiách. Opis cesty, najmä mineralogickú a banícku časť, uverejnil v prvom ročníku svojho Fyzio-technografického magazínu (Physio-technographisches Magazin). Historické a geografickoštatické údaje uverejnil v Hesperuse.

Roku 1812 začal Jónás celú dolnouhorskú banskú oblasť rozdeľovať na menšie sekcie, pričom prvou bola banskoštiavnická sekcia. Každý dočasný člen tvoriacej sa spoločnosti, ktorého Jónás vchoval, dostal takú sekciu, ktorú mohol dôkladne preskúmať a o výsledkoch podať vyčerpávajúcu správu. Tým Jónás sledoval cieľ

postupne preskúmať celé dolnouhorské rudohorie, a tak sa aj prakticky členovia spoločnosti vychovávali.

Od 1. mája 1814 až do smrti správcu prírodovedných zbierok dr. Tehela v júni 1817 bol kustódom-adjunktom v národnom múzeu. Po správцovej smrti menovali Jónása na jeho miesto. Ešte v tom istom roku strávil ďalších deväť mesiacov v rodnom meste, kde zastupoval banské ťažiarstvo. Vo februári 1820 vydal významné dielo *Minerálna ríša Uhorska*, ktoré bolo spracované oryktogeognosticky a topograficky ako výsledok vlastného dlhoročného výskumu. Odborná verejnosť ho vysoko ocenila, pretože pred ním okrem Zipsera nikto dovtedajšie poznatky tak dôkladne nezhrnul.

V októbri 1820 v Pešti predniesol cisárovi niekoľkokrát návrhy na zlepšenie stavu baníctva a výučby na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici, ktoré potom predložil aj písomne.

Práve v tom istom čase sa po smrti banského radcu a profesora chémie Michala Höringa na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici uvoľnila katedra chémie, mineralógie a metalurgie. Jónás v tom videl príležitosť uplatniť svoje vedecké záujmy a možnosť priamo vyučovať budúcich štátnych úradníkov, čo predtým robil bezplatne, len zo záľuby. Prihlásil sa do súbehu, prijali ho medzi kandidátov, ale miesto po súbehu, na ktorom sa Jónás nemohol zúčastniť, obsadil profesor chémie viedenskej univerzity Alojz Wehre.

Podlomené Jónásovo zdravie, prejavujúce sa spočiatku chrľením krvi a neskôr hnisavým zápalom pľúc, viedlo ku koncu. 1. februára 1821 vo večerných hodinách vo veku 34 rokov Jozef Jónás v Pešti zomrel.

Mineralogická veda v ňom stratila horlivého vedca. Veď práve mineralógia a baníctvo ho zamestnávali tak pútavo, že im venoval všetok svoj um, bádanie a život. Už počas štúdií venoval všetko úsilie všeobecnému dobru a svoje záujmy kladol ďaleko za záujmy krajiny. Osobné šťastie videl v príležitosti byť užitočným krajine, v ktorej žil. Jeho horlivosť ocenili aj na najvyšších miestach. Využíval aj výhodu, ktorú mu poskytla vláda, aby mohol na tieto účely žiadať od banských úradov písomnú dokumentáciu.

Zanechal bohatú mineralogickú zbierku, ktorú získal vlastným zberom na cestách, výmenou, obchodom, zásielkami a darmi od mnohých priateľov, s ktorými mal bohaté styky. Bol členom mnohých učených spoločností v Nemecku a ešte aj krátko pred svojou smrťou, 12. januára 1821, dostal diplom čestného člena Spoločnosti pre mineralógiu v Drážďanoch.

Ivan Herčko

LITERATÚRA

- Jónás, J. 1814: Beschreibung einer im Jahre 1811 durch Ungarn, Schemnitz, Neusohl, Schmölitz nach Nagybánya und Kapnik unternommenen Reise. Taschenbuch für Mineralogie v. Leonhard, 8. Frankfurt am Main, s. 131—174.
- Jónás, J. 1816: Nachrichten über des Vorkommen einiger Mineralien in der Gegend von Schemnitz. Taschenbuch für Mineralogie v. Leonhard, 10. Frankfurt am Main, s. 413—430.
- Jónás, J. 1820: Physio-technographisches Magazin über die anorganische Natur des Österreichischen Kaiserstaates. I. Jhrg. Ungerns Mineralreich orycto-geognostisch dargestellt von Joseph Jonas. Pesth.
- Jónás, J. 1825: Ueber Einige ungarische Minerale. Schriften der mineralogischen dargestellt von Joseph Jonas. Pesth.
- Koch, S. 1952: A Magyar ásványtan története. Budapest.
- Poggendorf, J. C. 1859: Biographisch-literarisches Handwörterbuch zur Geschichte der exacten Wissenschaften. Leipzig, s. 1200.

Szinneyi, J. 1897: Magyar írok élete és munkái, 5, Budapest, s. 616—618.
Wurzbach, C. 1863: Biographisches Lexikon des Kaiserthums Oesterreich. Wien,
Zipser, C. A. 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches
von Ungern. Oedenburg.
Bez autora 1821: Joseph Jónás. Vereinigte Ofner Pester Zeitung. 12. Pesth.
Archívne materiály z fondu Hlavný komormogrófský úrad v Banskej Štiavnici
v Státnom ústrednom banskom archíve v Banskej Štiavnici, č. spisov 3452, 4066,
5565, 5678 z roku 1820.

MINERALIA SLOVACA, roč. 10, č. 1 (43)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej
a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 3314 41—6
Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovac, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská
cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Rukopis zadaný v decembri 1977, vytlačené v marci 1978

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie pod registračným číslom 9/11

Cena jedného výtlačku 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd.,
Leningradská 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, Czechoslovakia.

KRONIKA — CHRONICLE

<i>Ivan Herčko</i> : Vedecká cesta F. Mohsa na Slovensko začiatkom 19. stor.	91
<i>Ivan Herčko</i> : Nové poznatky o vedeckej činnosti mineralóga Jozefa Jónása	94

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

<i>Jozef Šalaj</i> : Krieda a paleogén severného a východného Tuniska	35
<i>Pavol Pospišil</i> : Príspevok tríciových analýz k riešeniu vzťahu Dunaj — podzemné vody v západnej časti Podunajskej nížiny	36
<i>Dionýz Vass</i> : Tektonický vývoj Nového Južného Walesu v paleozoiku a obdukčná melanž pri Port Macquarie v Austrálii	54
<i>Milan Matula</i> : Inžinierska geológia v Sydney	62

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

