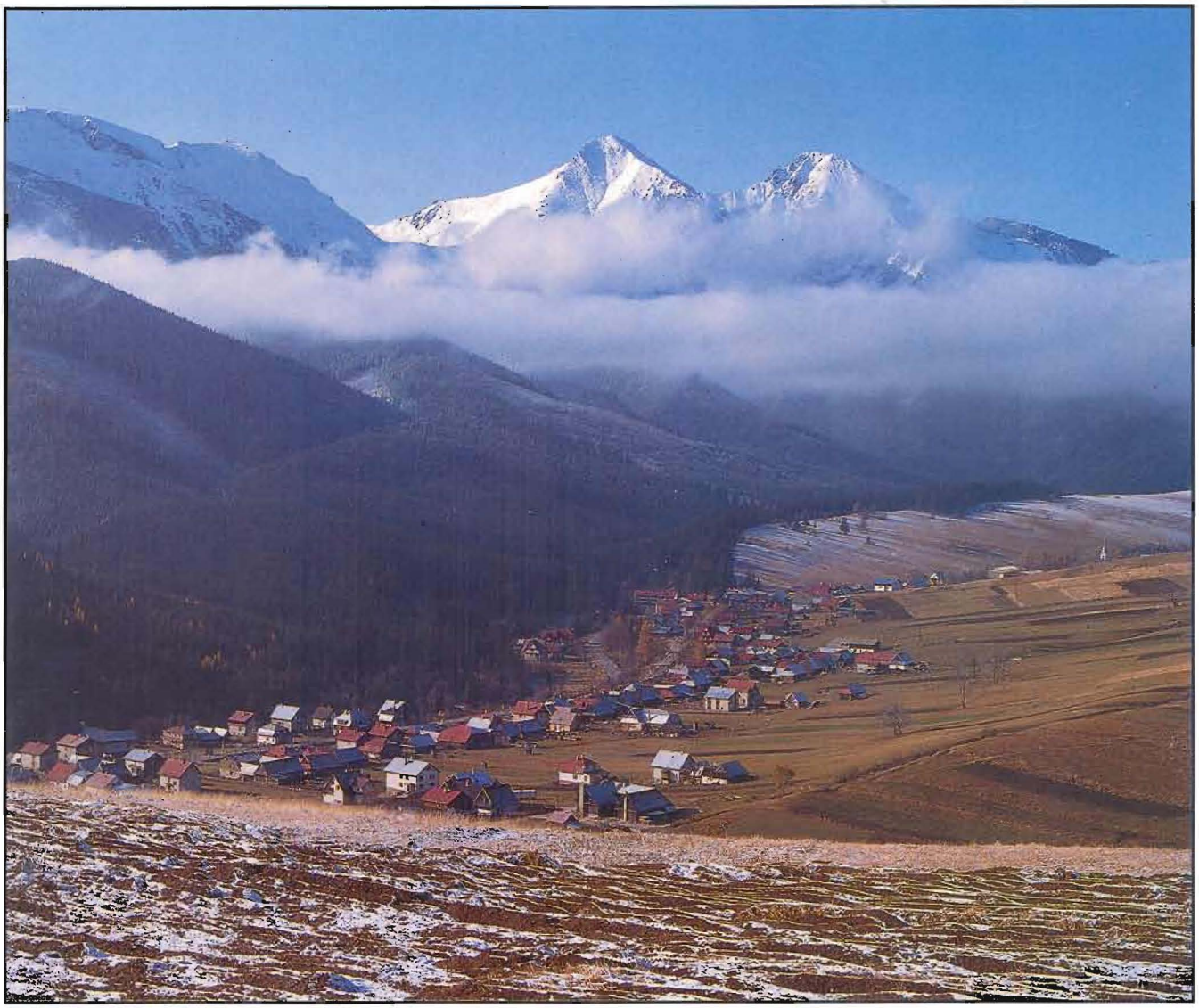
1/26/1994
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca



International conference

Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt

September 25. - October 2.,1994, High Tatra Mts. (Stará Lesná village). Slovakia

Under the patronage of Ministry of Environment of the Slovak Republic.
The conference organizer:
Geocomplex, a.s., Geologická ul. 21
822 07 Bratislava, Slovakia
and
Slovak Working Group of the Project IGCP 276

in cooperation with further Slovak geological institutions.

Conference will consist from two parts - two days of oral and poster presentation will be followed by field excursion lasting 4 - 5 days.

Purpose

The aim of conference is the presentation of the results of study of Variscan metallogeny in the frame of Alpine belt as well as the Alpine metallogenic over-prints on Variscan deposits. Supposed is also the confrontation of Variscan metallogenetic events in the Alpine orogenic belt compared with metallogenetic events in further Variscan segments. Conference would be utilized as starting point for larger international contacts and cooperation as well as for iniciation of new IGCP Project.

Topics

1. Geological (structural, lithological, magmatic and metamorphic) evidence for Variscan metallogeny
2. Isotopic evidence for Variscan metallogeny
3. Geotectonic environment of proposed Variscan metallogeny
4. Genetic models of the main types of the Variscan mineralizations
5. Effects of Alpine orogeny on Variscan ore deposits (metamorphism of ore deposits, re-setting of isotope systems...)
6. Evidence for Alpine metallogenic over-prints on Variscan deposits
7. Regional distribution of Variscan ore deposits and metallogenetic zoning with respect to the replacement of Variscan elements by the Alpine processes

Excursion

During excursion there will be visited following localities in the Central and Eastern part of Slovakia:
Jelšava - *magnesite*, Nižná Slaná - *siderite (metasomatic type ?)*, Dobšiná - *historical town tied with mining*, Rudňany - *siderite-baryte veins*, Novoveská Huta - *Cu vein and U stratabound mineralization*, Smolník - *dumps of stratabound sulphidic mineralization*, Rožňava-Mária - *vein deposit of siderite and Ag-tetrahedrite*, Pezinok - *Sb-Au-stockwork-disseminated ore in black shales*, Veporicum - *Au mineralization*
Excursion programme will be adjusted according to the actual situation next year.

Informations

Language - working language of the Conference and Excursion will be English.
Fees - participantion fee for two days of conference - 80 USD, including accommodation and meal
- field trip - 200 USD - this fee includes the expences of participants during the field trip - transport, meal, accommodation
Publications - official publication will be Abstracts. Presentations will be published after Conference in the special issue.
Dead-line - registration forms will be expected before December 31, 1993.
Informations Dr. Pavol Grecula or Zoltán Németh
Geocomplex, Geological division, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia
tel. +42 95 437 846, fax. +42 95 437 865

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Spoluvydavateľ: Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Polygraph service Bratislava.
Predplatné v roku 1994: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 40,- Sk, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228,- Sk (+DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón/fax: 095/437 846.
Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a.s.,Bratislava and Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1994 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia slovaca,Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone/fax: 42 95 437 846.
© Geocomplex, a.s., Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 26 (1994) ■ 1

V. Bezák
Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby
Proposal of the new dividing of the West Carpathian crystalline based on the hercynian tectonic building reconstruction 1

M. Mišík, M. Sýkora, L. Ožvoldová & R. Aubrecht
Horná Lysá (Vršatec) - a new variety of the Kysuca Succession in the Pieniny Klippen Belt
Nová varieta kysuckej sukcesie pieninského bradlového pásma z bradla Horná Lysá (Vršatec) 7

V. Oružinský, A. Knéslová, E. Julényová, M. Zlocha, R. Rajnoha & B. Antal
Prejavy impregnačnej Au mineralizácie v razdielskom bloku Tríbeča
Indications of impregnation Au mineralization in Razdiel block of Tríbeč Mts., Western Carpathians 20

Ľ. Maťo & V. Maťová
Mineralizácia v okolí Ozdína, výskyt zlata s obsahom Sb-Ni v tmavých bridliciach, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko
Mineralization near Ozdín, occurrence of gold with Sb-Ni content in black shales, southwestern part of the Veporicum crystalline complex, Central Slovakia 30

P. Koděra & M. Chovan
Mineralogickoparagenetické pomery skarnového ložiska Vyhne - Klokoč
Mineralogical and paragenetical relations of the skarn Vyhne - Klokoč deposit, Central Slovakia 38

J. Janočko & E. Šoltésová
Hruboklastické sedimenty panónu sečovského súvrstvia v moldavskej depresii (východné Slovensko)
Panonian coarse-grained sediments of Sečovce Formation in Moldava Depression, Eastern Slovakia 50

J. Janočko & B. Žec
Úlomkové prúdy - klasifikácia, sedimentologická charakteristika a návrh slovenskej terminológie
Debris flows: classification, sedimentological characteristic and suggestion of Slovak terminology 55

S. Jeleň
Naumannit - prvý selenid v rudách štiavnicko-hodrušského rudného poľa
Naumannite - the first selenid in the ores in the Štiavnica-Hodruša Ore Field, Central Slovakia 63

J. Spišiak, P. Pitoňák & F. Caňo
Allanit a Al-chromit z korundovo-flogopitových hornín z oblasti Jasenia-Kyslej (Nízke Tatry)
Allanite and aluminiumchromite from corundum-phlogopite rocks from the Jasenie area (Nízke Tatry Mts., Western Carpathians) 67

D. Hovorka & Š. Méres
Diaspority a korundity z Naxosu (Kyklady, Grécko)
Diasporites and emeries from Naxos (Cyclades, Greece) 70

GeoVestník

OBÁLKA: Belianske Tatry. Budujú ich mezozoické sekvencie. Zo severnej strany predpolie Belianskych Tatier tvorí geomorfologicky výrazná podtatranská brázda vyplnená paleogénnym flyšom. Foto: J. Halečka.
COVER: High Tatra Mts. - its eastern part named as Belianske Tatry Mts. It is built by Mezoic complexes. The nothern foreland is filled by paleogene flysch complexes. Photograph by J. Halečka.

Mineralia slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak geological society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published by Mineralia slovaca corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geocomplex, a. s.
Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

Vladimír Bezák, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Peter Džuppa, Geocomplex, Bratislava
Miroslav Filo, Geocomplex, Bratislava
Dušan Grman, Geoconzult, Košice
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Vlastimil Konečný, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ján Kozáč, Geologický prieskum, ATNS, Košice
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Milan Mořkovský, Geofyzika, Brno
Ladislav Novotný, Uránpres, Spišská Nová Ves
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Juraj Tözsér, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eva Zacharová, Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Sadzba a techn. spracovanie - Production editor
Miloslav Antal

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Július Maljkovič
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

Geocomplex, a.s., Bratislava
Geofond, Bratislava
Geofyzika, Brno
Geoconzult, a. s., Košice
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a.s., Žilina
Ingeo, a.s., Žilina
Nafta, a.s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, Lovinobaňa
Uránpres, š. p., Spišská Nová Ves
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava

Mineralia slovaca, 26 (1994), 1 - 6

Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby

VLADIMÍR BEZÁK

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 18.11.1993)

Proposal of the new dividing of the West Carpathian crystalline based on the hercynian tectonic building reconstruction

Pre-alpine crystalline complexes of the Central West Carpathians are now a part of alpine tectonic units (tatricum, veporicum). They underwent several alpine tectonic events which changed their previous position. Proposed reconstruction of their pre-alpine position comes from detailed geological interpretation of deep seismic profile 2T across the West Carpathians based on the latest geophysical and structural date. It is possible to discern three main lithotectonic units within the hercynian structure of the West Carpathian crystalline. They are from top to bottom as follows: 1. the Upper Unit (gneisso-migmatitic), 2. the Middle Unit (mostly gneiss and mica-schists with relicts of low grade metamorphic rocks), 3. the Lower Unit (mostly metamorphites of green schists facies). Hercynian granitoids intruded mostly into first two units.

Key words: West Carpathians, crystalline, hercynian structure, main hercynian lithotectonic units

Úvod

V súvislosti s geologickým mapovaním a zostavovaním máp regiónov 1:50 000 (v ostatnom čase Tatry, Nízke Tatry, Veporské rudohorie), geologickej mapy Západných Karpát 1:500 000 a s prácami na projekte Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát sa za posledné roky nahromadilo mnoho nových údajov z kryštalinika Západných Karpát. Z hľadiska sledovania hercýnskeho vývoja ich treba zasadiť do celkov - litotektonických jednotiek, ktoré mali viac-menej spoločný vývoj v čase aj v priestore. Doterajšie staršie alebo novšie koncepcie členenia kryštalinika vychádzali najmä z litologických a metamorfných kritérií, menej však z priestorových tektonických vzťahov, a tak sa mohli spájať celky, ktoré pôvodne spolu nesúviseli. Stratigrafické kritériá totiž stále narážali a narážajú na nedostatok oporných údajov.

Koncepcia hlavných hercýnskych litotektonických jednotiek, ktorú navrhujeme v tejto práci, sa javí ako vhodný princíp na členenie západokarpatského kryštalinika. Odstráni zároveň neprehľadnosť regionálnych názvov čiastkových tektonických, ale aj litologických jednotiek. Takýto princíp sa úspešne uplatňuje aj v oblastiach s tradične dobre prepracovaným členením hercýnskeho kryštalinika, napríklad vo francúzskom Centrálnom masíve (Ledru et al., 1989).

Koncepcia vychádza z rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby, ktorá v prípade Západných Karpát musela, prirodzene, prejsť cez filter naložených alpínskych tektonických procesov. Na takúto rekonštrukciu je najvhodnejšia oblasť hlbinného seizmického profilu 2T, ktorý najsúvislejšie križuje kryštalinikum Centrálnych Západných Karpát a v ktorom je dnes sústredených najviac nových štruktúrnych a doplňujúcich geofyzikálnych údajov. V tomto štádiu sa teda zaoberáme členením kryštalinika, ktoré je súčasťou alpínskych tektonických jednotiek tatrika a veporika, t. j. v priestore medzi bradlovým pásmom a lubenickou líniou v severojužnom smere, v strednej časti Západných Karpát vo východozápadnom smere a po úroveň severoeurópskej platformy, resp. spodnej kôry vo vertikálnom smere. Na to bude nadväzovať členenie v celom priestore (vrátane „anomálnych" západoslovenských pohorí a gemerika) a korelácia, príp. prepojenie s inými časťami európskej hercýnskej sústavy.

Vývoj názorov na členenie kryštalinika Západných Karpát

Prehľadom vývoja starších výskumov a názorov sa zaoberal J. Kamenický (1962). Prvé ucelené koncepcie (Zoubek, 1936; Máška a Zoubek, 1960; J. Kamenický, 1968) západokarpatské kryštalinikum príliš unifikovali bez ohľadu na to, či sa vek protolitu dával kompletne do paleozoika, alebo potom do proterozoika. Nebrali do úvahy litologickú ani metamorfnú pestrosť, a najmä tektonickú komplikovanosť kryštalinika. Je zaujímavé, že spoločnou črtou prvých koncepcií je špeciálne postavenie kohútskeho pásma veporika vzhľadom na jeho reálne odlišnosti.

To, že situácia v kryštaliniku je stratigraficky, ale najmä tektonicky zložitejšia, ukázali ďalšie výskumy. Boli to prvé práce (Čorná, 1969; Čorná a Kamenický, 1976; Klinec et al., 1975 a neskôr ďalšie), ktoré upozornili na prí-

tomnosť skutočne nízkometamorfovaných spodnopaleozoických komplexov uprostred vyššie metamorfovaných. Tieto komplexy sa neskôr potvrdili aj na základe ich metamorfného vývoja a litológie a boli vyčlenené tak v severnom (komplexy Jánovho Grúňa, Miko, 1981; Prednej hole, Bajaník et al., 1979) a v južnom veporiku (napr. komplex Ostrej, klenovský, Bezák, 1982) ako aj v tatriku (Klinisko, Malé Karpaty, Tríbeč).

Už začiatkom tohto storočia sa predpokladala možnosť tektonických komplikácií v kryštaliniku, dokonca až príkrovového charakteru, ale prvým vážnym upozornením v tomto smere bola práca Klinca (1966). I keď sa neskôr ukázalo, že superpozíciou dvoch alpínskych príkrovov kryštalinika sa nedá vysvetliť celá pestrosť stavby, aj tak to bol krok vpred. V ďalšom období sa pokračovalo v detailnom tektonickom členení kryštalinika, pričom sa tektonické vzťahy pripisovali raz viac na vrub alpínskych, inokedy hercýnskych tektonických procesov. Tak v jednotlivých regiónoch postupne pribúdalo pomerne značné množstvo komplexov s lokálnymi názvami (napr. Bezák, 1982; Putiš, 1989), čo sťažovalo orientáciu najmä zahraničným bádateľom.

Opätovná unifikácia na dva hercýnske príkrovy (tatranský, hronský, Putiš, 1992) má síce črty základného litotektonického členenia, avšak neberie do ohľadu rozličnú priestorovú pozíciu komplexov zaraďovaných do týchto príkrovov a ich vývoj v rôznom čase, ale hlavne neprepája južnejšie časti veporika. Navyše používanie názvov, ktoré sa už predtým viackrát použili v rozličnom význame, nie je na tieto účely najvhodnejšie. Delenie na tatrický superterén a kohútsky terén (Vozárová a Vozár, 1992, 1993), príp. tatrikum, supratatrikum, veporikum (Putiš, 1992), neodráža hercýnsku stavbu, ale alpínske tektonické jednotky. Analýza priestorových a štruktúrnych vzťahov komplexov kryštalinika v hlbinnom profile núti ku korekciám v ich prepájaní v obidvoch koncepciách. Ide napr. o umiestnenie zemplínskeho typu kryštalinika v podloží tak ďaleko na S a reálnu pozíciu komplexov v južnej časti veporika. Svorový komplex Ostrej má totiž skutočne výnimočné postavenie - upadá na S pod granitoidy a vynára sa z podložia v mohutných antiformách (Bezák, 1993).

Mnoho nových poznatkov priniesli za posledné roky práce venované metamorfnej petrológii a litológii. Ide o doloženie prítomnosti vysokostupňových metamorfitov (Hovorka a Méres, 1989; Spišiak a Pitoňák, 1990; Vozárová, 1993), obrátenej metamorfnej zonálnosti (Janák et al., 1988; Janák, 1993), výskum charakteru retrográdnych metamorfných procesov (Kováčik, 1993), vyčlenenie špeciálnych litologických typov v rozličných komplexoch (napr. Hovorka et al., 1987; Janák, 1993; Korikovskij et al., 1989; Kováčik, 1991), výskum termodynamických podmienok metamorfózy a i.

Objavili sa indície o prítomnosti zvyškov oceánskej kôry (Ivan et al., 1993) a vyššietlakových metamorfitov, príp. reliktov spodnej kôry (Hovorka et al., 1992; Janák et al., 1993), čo viedlo až k vyčleneniu samostatného leptynitovo-amfibolitového komplexu (Hovorka a Méres, 1993). Zatiaľ však doterajšie údaje o pozícii týchto typov hornín ukazujú, že sú skôr súčasťou mohutnejšieho pôvodne vysokometamorfovaného a migmatitizovaného vulkano-sedimentárneho komplexu ako samostatnou tektonickou jednotkou. Navyše sa v súčasnej pozícii vyskytujú v rôznych tektonických jednotkách s rozličným vývojom v čase aj priestore. Aj ostatné komplexy vyčlenené Hovorkom et al. (1993) - EPAWECA, PAGWECA, LAPWECA - v tomto zmysle odrážajú hlavne litológiu a sčasti stratigrafiu, ale nie reálne tektonické, príp. stratigrafické vzťahy. Toto členenie nerieši priestorové vzťahy komplexov ani vzťah medzi vysoko- a nízkometamorfovanými komplexmi (nehovoriac o možnej prítomnosti predpaleozoických reliktov), ani príslušnosť granitoidov do rôznych tektonických jednotiek, ich odlišný vek a stupeň deformácie.

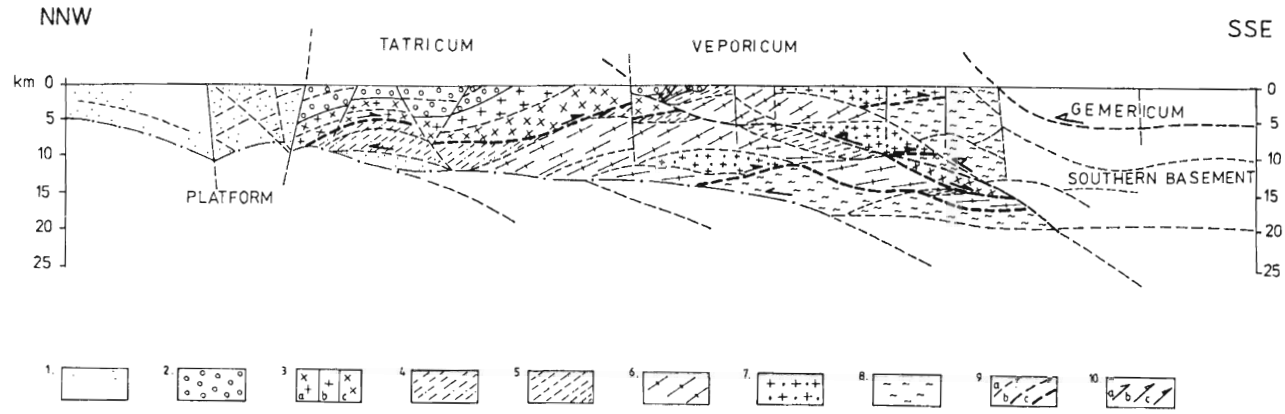
Záverom možno zhrnúť základné zistenia na doterajšej ceste poznávania stavby kryštalinika Západných Karpát takto:

- údaje o metamorfnej a pravdepodobne aj stratigrafickej nejednotnosti kryštalinika,
- prítomnosť nízkometamorfovaných hornín spodného paleozoika,
- potvrdenie odlišnosti a samostatného postavenia nízkometamorfovaných komplexov v kohútskom pásme,
- poznanie, že komplexy s odlišnou litológiou a metamorfným vývojom sú väčšinou v tektonických vzťahoch,
- prítomnosť reliktov oceánskej kôry a vyššietlakových metamorfitov, aj keď ich pozícia a vek sú ešte predmetom diskusií,
- zistenie, že hercýnske tektonické procesy mali inú vergenciu a polaritu ako alpínske,
- doterajšie geochronologické údaje poukazujú na dlhodobosť hercýnskeho tektonometamorfného a magmatického vývoja.

Rekonštrukcia hercýnskej tektonickej stavby a členenie kryštalinika

Podľa doterajších výskumov sa na stavbe kryštalinika Západných Karpát zúčastňuje viac litologických komplexov, ktoré pôvodne tvorili dve štruktúrne a možno zároveň aj vekové etáže. Do spodnej etáže patria vyššiemetamorfované komplexy tatrika aj veporika možného vekového rozpätia spodné paleozoikum - proterozoikum: páskované a okaté ruly až migmatity (vo všetkých oblastiach), biotitové a dvojsľudné plagioklasové pararuly (hlavne v jadrových pohoriach), svory až ruly severného veporika, Západných Tatier, Čiernej hory, Považského Inovca ap. Do vrchnej etáže zaraďujeme komplexy s doloženým spodnopaleozoickým vekom. Ide prevažne o nízkometamorfované komplexy vo veporiku, ale aj v tatriku (hlavne Malé Karpaty, Tríbeč, ďumbierska časť Nízkych Tatier). Ešte vyššiu štruktúrnu etáž potom tvorí vrchnopaleozoicko-mezozoický obal kryštalinika.

Tento princíp sme použili pri legende a rozkresľovaní novej geologickej mapy Západných Karpát mierky 1:500 000, ale pozícia komplexov etáží je vo vertikálnom profile úplne iná. Je výsledkom dlhodobých hercýnskych a alpínskych tektonických procesov, ktoré rozbili metamorfnú zonálnosť a pôvodnú stavbu na rad tektonických šupín a blokov. Už hercýnske tektonické procesy zrejme



Obr. 1. Geologická interpretácia hlbinného seizmického profilu 2T Západnými Karpatmi. 1 - Vonkajšie Západné Karpaty (mezozoikum - paleogén), 2 - alpínsky obal Centrálnych Západných Karpát (vrchné paleozoikum, mezozoikum, paleogén, neogén, vrátane mezozoických príkrovov), 3 - a) migmatity, ortoruly a granitoidy tatrika, b) granitoidy tatrika, c) ortoruly a migmatity tatrika, 4 - svory tatrika, 5 - fylity severného veporika, 6 - ruly a migmatity severného veporika, 7 - granitoidy a migmatity južného veporika, 8 - svory a fylity južného veporika, 9 - tektonické hranice: a) alpínske a hercýnske druhého rádu, b) alpínske prvého rádu, c) hercýnske prvého rádu, 10 - násuny: a) neoalpínske, b) paleoalpínske, c) hercýnske.

Fig. 1. Geological interpretation of deep seismic profile 2T across the West Carpathians. 1 - Outher Carpathians (Mesozoicum-Paleogene), 2 - Alpine cover of the Central Carpathians (Upper Paleozoic, Mesozoic, Paleogene, Neogene, including Mesozoic nappes), 3 - a) Tatric migmatites, orthogneisses and granitoids, b) Tatric granitoids, c) Tatric orthogneisses and migmatites, 4 - Tatric mi a schists, 5 - North Veporic phyllites, 6 - North Veporic gneisses and migmatites, 7 - South Veporic granitoids and migmatites, 8 - South Veporic mica schists and phylllites, 9 - tectonic boundaries: a) second order Alpine and Hercynian, b) first order Alpine, c) first order Hercynian, 10 - thrusting: a) Neoalpine, b) Paleoalpine, c) Hercynian.

postupne viedli k vytvoreniu štruktúry s generálne obrátenou metamorfnou zonálnosťou v Západných Karpatoch ako celku. Súviselo to s postupom tektonických procesov od internejších častí hercynid k externejším. Vergencia nasúvania i časová polarita tektono-metamorfného vývoja smerovala v dnešnej pozícii generálne na J.

Z uvedených dôvodov je najvhodnejšie postaviť koncepciu členenia hercýnskeho kryštalinika na rekonštrukcii základnej hercýnskej štruktúry, a tou je výsledok kolízneho štádia (mezohercýnske štádium). Nemožno sa opierať napr. o štruktúru vytvorenú staršími hercýnskymi subdukčnými procesmi, lebo z nej sú v kryštaliniku len fragmenty tektonicky transportované z iného, zatiaľ bližšie neidentifikovaného priestoru. Mladšie hercýnske procesy, hlavne extenzného charakteru, už boli priamymi predchodcami alpínskeho cyklu.

Na takúto rekonštrukciu ponúka najviac možností hlbinný seizmický profil 2T, na ktorom sú okrem seizmiky k dispozícii aj údaje iných geofyzikálnych metód (gravimetrie, magnetometrie, magnetoteluriky). O niektorých základných koncepčných otázkach konštrukcie profilu sa diskutovalo už predtým (Bezák et al., 1993), teraz sa bolo treba sústrediť na detailné rozkreslenie súčasnej pozície komplexov kryštalinika v rámci bloku Centrálnych Západných Karpát, t. j. časti paleoalpínskeho orogénu zloženého z tatrika a veporika. Pri interpretovaní litologickej náplne tatrika a veporika v hĺbke (obr. 1) sme vychádzali z terajšej pozície komplexov a štruktúrnych údajov na povrchu a geologická interpretácia profilu sa kontrolovala aj geofyzikálnymi údajmi.

Interpretácia alpínskych násunových zón vychádzala zo základných poznatkov o severovergentných násunoch tektonických jednotiek v paleoalpínskom štádiu (napr. Plašienka, 1991). Efekty mezoalpínskeho a neoalpínskeho transpresného a extenzného štádia zatiaľ nebolo možno vziať do úvahy. Južná vergencia hercýnskych násunov je doložená v Západných Tatrách (Fritz et al., 1992), v Nízkych Tatrách (orientačné merania v okatých rulách ďumbierskeho kryštalinika) a vo veporiku (tektonické polokno pri Cinobani a i.; Bezák, 1993). Hovorí o tom aj južná polarita hercýnskych procesov (Vozárová a Vozár, 1992; Plašienka et al., 1993). Prítomnosť vyššieteplotných duktilných hercýnskych deformácií dokazujú aj petrologické (Janák, 1992) a geochronologické výskumy (napr. Dallmeyer et al., 1993), ako aj výskyt reliktov spodnej kôry (Hovorka a Méres, 1993; Janák et al., 1993). Neskorohercýnske procesy nízkouhlovej extenzie a horizontálnych posunov sú ešte v začiatkoch skúmania.

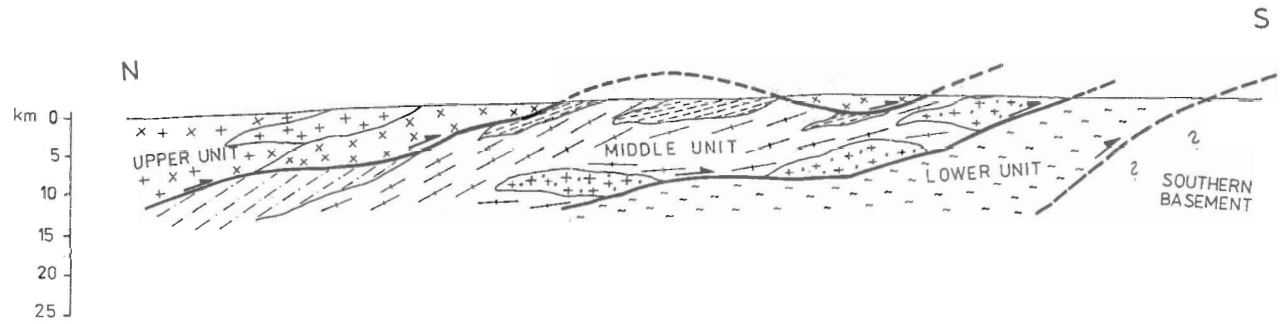
Prenesením pozície reálnych komplexov z povrchu do hĺbky a ich vzájomnou koreláciou po odpočítaní účinkov alpínskej tektoniky vzniká možnosť združiť komplexy kryštalinika do základných hercýnskych litotektonických jednotiek. Okrem toho komplexy či čiastkové príkrovy spája v rámci hlavných jednotiek aj podobný tektonometamorfný vývoj. Z hľadiska uvedeného v rámci kryštalinika centrálnych Západných Karpát vyčleňujeme tri základné hercýnske litotektonické jednotky v superpozícii nad sebou (obr. 2).

1. *vrchná jednotka* - rulovo-migmatitová,
2. *stredná jednotka* - s prevahou rúl a svorov s reliktmi nízkostupňových metamorfitov,
3. *spodná jednotka* - prevaha metamorfitov fácie zelených bridlíc.

Hercýnske granitoidy sú najmä súčasťou prvých dvoch jednotiek.

Náplň hlavných hercýnskych litotektonických jednotiek

Vrchná jednotka zahŕňa v sebe hlavne vysokometamorfované rulové a amfibolitové komplexy v Tatrách a Nízkych



Obr. 2. Rekonštrukcia predalpínskej pozície hlavných hercýnskych litotektonických jednotiek kryštalinika Centrálnych Západných Karpát. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 2. Reconstruction of Pre-Alpine position of main Hercynian lithotectonic units of the Central West Carpathian crystalline basement. Explanations: see Fig. 1.

Tatrách (vrátane LACWECA v zmysle Hovorku et al., 1993, a vyššietlakových reliktov; Janák et al., 1993). Vyskytujú sa aj niektoré špeciálne litologické typy, napr. vápenato-silikátové horniny (Janák, 1993b). Metamorfným vývojom hornín vrchnej jednotky sa zaoberá viac prác (napr. Janák et al., 1988; Janák, 1992; Hovorka et al., 1992; Spišiak a Pitoňák, 1990). Časté sú prejavy migmatitizácie. Súčasťou vrchnej jednotky sú granitoidné intrúzie rôzneho veku a typu. V ďumbierskych Nízkych Tatrách prevládajú páskované ruly (ortoruly) nad pararulami a amfibolitmi. Tie vystupujú aj v severnej časti ľubietovskej zóny.

Vysokometamorfované komplexy vrchnej jednotky ležia v tektonickom nadloží nižšiemetamorfovaných komplexov strednej jednotky, ktoré niekedy vykazujú inverznú metamorfnú zonálnosť (Janák, 1993a). Tektonický vzťah vrchnej a spodnej jednotky v Západných Tatrách v zmysle Janáka (l. c.) je vlastne vzťah vrchnej a strednej jednotky v našom chápaní. Tektonický kontakt týchto dvoch jednotiek je odhalený aj v ľubietovskom pásme. Problematickým zatiaľ zostáva zaradenie niektorých vysokometamorfovaných rúl, amfibolitov a migmatitov, príp. aj granitoidov v severnom veporiku, v nadloží nižšiemetamorfovaných hornín. Otázka je, do akej miery môže ísť o zavrásnené tektonické trosky vrchnej jednotky (beňušské ruly, hybridné granitoidy a migmatity ap.). Nedoriešená je aj pozícia a pôvod zvyškov nízkometamorfovaných spodnopaleozoických hornín typu fylitov Kliniska.

Stredná jednotka v súčasnom eróznom reze vystupuje hlavne v oblasti veporika a v Západných Tatrách. Budujú ju buď metamorfované horniny (svory, pararuly, amfibolity), alebo granitoidné telesá, väčšinou s prejavmi silnej deformácie. Granitoidy sú v kontakte so zvyškami vysokometamorfného plášťa (Korikovskij et al., 1989; Bezák, 1991). Metamorfity sú väčšinou intenzívne diaftorizované. V oblasti severného veporika bolo vyčlenených viac čiastkových príkrovov (napr. Putiš, 1989), ale aj litologicky a metamorfne odlišných komplexov spodného paleozoika, každý s vlastnou suitou vulkanitov (Bajaník et al., 1979; Korikovskij a Miko, 1992; Miko, 1981). Otvorenou zostáva otázka, či vzťah týchto nízkometamorfovaných hornín voči vysokometamorfovanému okoliu je pôvodne stratigrafický a len potom tektonický, alebo či ide len o porušenú metamorfnú zonálnosť.

Do *spodnej jednotky* zaraďujeme komplexy metamorfitov nízkeho stupňa v kohútskej zóne. Ide o rozličné typy svorov, albitizovaných rúl, kyslých aj bázických metavulkanitov, bridlíc s metakarbonátmi atď. Litológiou a metamorfným vývojom týchto komplexov sa zaoberá napr. Bezák (1982, 1991), Hovorka et al. (1987), Kováčik (1991), Méres a Hovorka (1990). V súčasnosti tieto komplexy vystupujú v subautochtónnej pozícii, hoci ich podložie nie je známe. Pôvodne však pravdepodobne boli nasunuté na južný, pravdepodobne prekambrický kryštalinický fundament, o ktorom sú zatiaľ indície väčšinou len z enkláv vynášaných neovulkanitmi.

Diskusia a záver

Hercýnska tektonická stavba, ako sme ju načrtli, je výsledkom dlhodobých tektono-metamorfných procesov. Podobne ako v iných segmentoch hercynid sa odohrávali v niekoľkých štádiách. Naznačujú to už aj doterajšie výsledky geochronologických výskumov (Cambel a Kráľ, 1989; Cambel et al., 1990; Dallmeyer et al., 1993; Kohút et al., 1973). Na presnejšie časové zaradenie bude treba podrobnejšiu geochronologickú analýzu a doplňujúce údaje. Dáta o metamorfóze zahŕňa napr. práca Krista et al. (1992). V súlade s viacetapovým tektono-metamorfným vývojom bol dlhodobý a zložitý aj vývoj magmatizmu. Granitoidmi sa zaoberá napr. práca Brosku a Petríka (1993), Hovorku a Petríka (1992) a Kohúta et al. (1993). Podľa najnovších poznatkov možno vyčleniť aspoň tri vekové skupiny granitoidov s odlišným geotektonickým postavením (Petrík et al., 1993).

V tejto práci je navrhnuté litotektonické členenie kryštalinika odrážajúce výsledok hlavného hercýnskeho kolízneho štádia. Každá litotektonická jednotka, prirodzene, obsahuje čiastkové jednotky, ale upúšťa sa od lokálnych názvov, a pokiaľ nie je doriešená otázka výskytov kadómskeho sokla, aj od terminológie príkrovov. Keďže ide o základné členenie, neprezentujeme tu detailnú litologickú náplň komplexov v rámci hlavných jednotiek, ich metamorfný a štruktúrny vývoj a geochronologické údaje.

Pri členení sme vychádzali zo stavby strednej časti kryštalinika (Tatry - Nízke Tatry - Veporské rudohorie). Po analýze neotektonických pohybov (posuny, rotácie)

bude možno urobiť koreláciu na celej ploche Západných Karpát. Podľa predbežných korelácií možno o horizontálnom rozšírení v súčasnom eróznom zreze povedať, že v susedných severných pohoriach (Malá Fatra, Veľká Fatra, Suchý, Malá Magura, Žiar, Branisko) vystupuje len vrchná litotektonická jednotka. V Považskom Inovci a Čiernej hore ide o vzťah vrchnej a strednej jednotky, kým v Malých Karpatoch a Tríbeči o vzťah strednej a spodnej jednotky. Smerom na J ani pri akceptovaní južnej polarity hercýnskeho orogénu nemožno priestorovo prepájať gemerikum priamo cez rakoveckú oceánsku sutúru (Plašienka et al., 1993) bez vyjasnenia pozície južného bloku (mikrokontinentu) zemplínskeho alebo panónskeho typu a vyjasnenia rozsahov horizontálnych posunov južne od lubenickej zóny a funkcie ochtinského, lovinobanského a ďalších komplexov na styku gemerika a veporika.

Literatúra

Bajaník, Š., Biely, A., Miko, O. & Planderová, E. 1979: O paleozoickom vulkano-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr., 73, 7 - 28.*

Bezák, V. 1982: Komplexy metamorfitov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd (Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr., 78, 65 - 70.*

Bezák, V. 1991: Metamorphic conditions of the Veporic unit in the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 42, 4, 219 - 222.*

Bezák, V. 1993: Hercýnska a alpínska tektogenéza západnej časti Slovenského rudohoria: základné štádia vývoja. In: Rakús, M. and Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. *GÚDŠ Bratislava, 243 - 247.*

Bezák, V., Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J. 1993: Možnosti tektonickej interpretácie seizmického profilu 2T. In: Rakús, M. a Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. *GÚDŠ Bratislava, 291 - 296.*

Broska, I. & Petrík, I. 1993: Tonality typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I-typu v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 25, 23 - 28.*

Cambel, B. & Kráľ, J. 1989: Isotopic geochronology of the Western Carpathian crystalline complex: the present state. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 4, 387 - 410.*

Cambel, B., Kráľ, J. & Burchart, J. 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Veda, 1 - 267.*

Čorná, O. 1969: Bemerkungen zur Verbreitung Palynologischer Mikrofosilien vom Präkambrium bis zum Unter Karbon. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 20, 2, 399 - 416.*

Čorná, O. & Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikum der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 27, 117 - 132.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Putiš, M. 1993: $^{40}AR^{39}AR$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. *In: Pitoňák, P. and Spišiak, J. (Eds.): Pre-Alpine Events in the Western Carpathians Realm. Excursion Guide, Stará Lesná, 11 - 20.*

Fritz, H., Neubauer, F., Janák, M. & Putiš, M. 1992: Variscan mid-crustal thrusting in the Carpathians. Part II. Kinematics and fabric evolution of the Western Tatra basement. *Terra Nova, abstr. Suppl., 2, 4, 24.*

Hovorka, D., Dávidová, Š., Fejdi, P., Gregorová, J., Határ, J., Kátlovský, V., Pramuka, S. & Spišiak, J. 1987: The Muráň Gneisses - the Kohút crystalline Complexes, the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 42, 5 - 101.*

Hovorka, D. & Méres, Š. 1989: Relikty vysokostupňových metamorfitov v tatroveporidnom kryštaliniku Západných Karpát. *Mineralia slov., 21, 193 - 201.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P. 1992: Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: geochemistry, petrology, geodynamic setting. *Terra Nova, abstr. Suppl., 2, 4, 32.*

Hovorka, D. & Petrík, I. 1992: Variscan granitic bodies of the Western Carpathians: the backbone of the mountain chain. *In: Vozár, J. (Ed.): Spec. Vol. IGCP, 276, 57 - 66.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P. 1993: Nová koncepcia členenia predalpínskych komplexov Západných Karpát. *In: Rakús, M. and Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 21 - 27.*

Hovorka, D. & Méres, Š. 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia slov., 25, 1 - 9.*

Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D. 1993: Relics of the oceanic and transition crust types in Pre-Alpine complexes of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 44, 4, 259.*

Janák, M., Kahan, S. & Jančula, D. 1988: Metamorphism of pelitic rocks and metamorphism in SW part of Western Tatra Mts. crystalline complexes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 455 - 488.*

Janák, M. 1992: Variscan mid-crustal thrusting in the Carpathian I.: Metamorphic conditions and P-T paths of the Tatry Mts. *Terra Abstracts, Abstracts supplement, No. 2, 4, 35.*

Janák, M. 1993a: Inverzná metamorfóza v kryštaliniku Tatier - prejav variskej násunovej tektoniky v Západných Karpatoch. *In: Rakús, M. a Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 249 - 252.*

Janák, M. 1993b: Vápenato-silikátové metamorfované horniny kryštalinika Vysokých Tatier. *Mineralia slov., 25, 177 - 182.*

Janák, M., Pitoňák, P. & Spišiak, J. 1993: Banded amphibolic rocks from the Low and Western Tatra Mts.: Evidence of the Lower-Crustal components in the Pre-Alpine Basement of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 44, 4, 260.*

Kamenický, J. 1962: Vývoj názorov, súčasný stav a základné problémy geológie kryštalinika Západných Karpát. Geol. Práce, Zoš., 62, 5 - 23.

Kamenický, J. 1968 (*In: Maheľ, M. and Buday, T. et al).: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Ústř. Úst. Geol., 723.*

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 7 - 28.*

Klinec, A., Planderová, E. & Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. *Geol. Práce, Spr., 63, 95 - 104.*

Kohút, M., Carl, C. & Michalko, J. 1993: Izotopový výskum granitoidných hornín Veľkej Fatry a navrhovaný geodynamický model (Západné Karpaty). *In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 175 - 188.*

Korikovskij, S. P., Dupej, J. & Boronikhin, V. A. 1989: Vysokoželezité metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum). *Mineralia slov., 21, 251 - 258.*

Korikovskij, S. P. & Miko, O. 1992: Nízkoteplotné metasedimenty krakľovskej formácie veporického kryštalinika (Západné Karpaty). *Mineralia slov., 24, 381 - 391.*

Kováčik, M. 1991: Svory s vysokým obsahom hliníka a železa v JV veporiku - protolit a regionálna metamorfóza. *Mineralia slov., 23, 23 - 32.*

Kováčik, M. 1993: Comments to some points of variscan retrograde metamorphism and Alpine metamorphism. *Geol. Carpath., 44, 4, 264.*

Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W. 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. *Univ. Comen., Bratislava, 1 - 324.*

Ledru, P., Lardeaus, J. M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J. M., Floch, J. P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J. & Ploquin, A. 1989: Ou sont les nappes dans le Massif central francais? *Bull. Soc. géol., France, 8, 3, 605 - 618.*

Máška, M. & Zoubek, V. 1960: The principal division of the West Carpathians and their preneodic basement. *In: Buday, T. et al.: Tectonic development of Czechoslovakia. Academia Praha, 139 - 151.*

Méres, Š. & Hovorka, D. 1990: REE, U, Th and K geochemistry of the mica schists (the Kohút crystalline complex, the Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 415 - 426.*

Miko, O. 1981: Stredne paleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinikume Nízkych Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 4, 465 - 474.*

Petrík, I., Broska, P., Uher, P. & Kráľ, J. 1993: Evolution of the Variscan granitoid magmatism in the Western Carpathian realm. *Geol. Carpath., 44, 4, 265 - 266.*

Plašienka, D. 1991: Mesozoic tectonic evolution of the epi-Variscan continental crust of the Central Western Carpathians atentative model. *Mineralia slov., 23, 447 - 457.*

Plašienka, D., Bezák, V., Janák, M. & Uher, P. 1993: Record of the Pre-Alpine orogenic processes in theWestern Carpathians: A sypsis. *Geol. Carpath., 44, 4, 266.*

Putiš, M. 1989: Štruktúrny a metamorfný vývoj kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier. *Mineralia slov., 21, 3, 217 - 224.*

Putiš, M. 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath., 43, 6, 369 - 380.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1990: Nízke Tatry Mts. crystalline complex new facts and interpretation (Western Carpathians, Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 377 - 392.*

Vozárová, A. 1993: Thermodynamic conditions of metamorphism of the crystalline rocks in northern part of the Branisko Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 43, 5.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1992: Variscan terranes and evolution of Late Paleozoic sedimentary basins (Western Carpathians). *J. Vozár (Ed.): Spec. Vol. IGCP-276, GÚDŠ, 147 - 154.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1993: Pre-alpínske terény v Západných Karpatoch: rekonštrukcia kolízneho a postkolízneho štádia variského orogénu. *In: Rakús, M. a Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 129 - 144.*

Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. St. geol. Úst., XII, 212 - 227.*

Proposal of the new dividing of the West Carpathian crystalline based on the hercynian tectonic building reconstruction

As a result of geological mapping ant its compilation in the scale 1:50 000 and 1:500 000 being carried out in the letest years many new petrological, lithological, structural, geochronological data from the West Carpathian crystalline were obtained. Therefore a need to reconstruct the hercynian structure has arised. The reconstruction was based on the seizmical profile 2T and all available tectonic, structural and geophysical data.

The West Carpathian crystalline complexes were analysed with a depth, considering the underlaying platform or the lower crust as the bottommost limit (Fig. 1). The main hercynian units were defined according their common tectonometamorphic features. The correlation was carried out, newertheless, elimination of the alpine tectonic effects during the compressional stage with its northern vergency was taken into account.

The concept of lithotectonic units for the hercynian structure of the West Carpathian crystalline has been proposed. The results being obtained are similar to findings from other hercynian realms (e. g. Massif Central-France, Ledru et al., 1989). The all up-to date concepts refering to the West Carpathian crystalline were depending mainly on lithological and metamorphic criteria. The tectonic criteria were taken into account only to varying degree (Zoubek, 1936; Máška a Zoubek, 1960; Kamenický, 1968; Hovorka et al., 1993), or they reflect mainly the concept of the alpine overprint (Klinec, 1966; Putiš, 1992; Vozárová a Vozár, 1992).

Therefore an attempt based on reconstruction of the Hercynian tectonic structure in the Tatro-Veporic alpine tectonic unit was made and three main hercynian lithotectonic units can be discerned with the following superposition (Fig. 2):

1. The Upper Unit (gneisso-migmatitic),
2. The Middle Unit (mostly gneiss and mica schists with relicts of low grade metamorphic rocks),
3. The Lower Unit (mostly metamorphites of green schists facies).

The hercynian granitoides are mainly part of the Upper and the Middle Unit.

The Upper Unit consists of high grade metamorphites (gneisses, amphibolites) in the Tatra and the Low Tatra Mts. and in part of the Ľubietová zone of Veporicum, including the higher pressure relicts, migmatized rocks and granitoides.

The Middle Unit comprises metamorphites (gneisses, mica-schists, amphibolites) of the lower grade (mostly amphibolite facies) which are often extensively diaphtorized together with strongly deformed granitoides. The presence of the Lower Paleozoic with low grade metamorphites is for this unit typical. In the existing erosive level the above mentioned rocks occur mainly in the Veporicum and part of the Tatricum (the Western Tatra Mts., the Považský Inovec Mts. and the Čierna Hora Mts.).

The Lower Unit is represented by low grade metamorphites with the distinctive lithological types in the Kohút zone of the Veporic crystalline (mica schists, phyllites, albitized gneisses, metavolcanics, schists with metacarbonates). The position of the unit is relatively subautochtonous with the possibility of correlation to the low grade metamorphites of the Malé Karpaty and the Tríbeč Mts. It seems that underlaying rocks of the Lower Unit belonged to the southern crystalline basement and the correlation with the Gemeric crystalline will be the matter additional studies.

The hercynian structure interpreted in Fig. 2 is a results of longterm tectonometamorphic events. The proposed concept of the main hercynian lithotectonic units reflects the effects of the hercynian collisional stage (mesohercynian) generally with the southern vergency. The each unit comprises several subunites with local names. Their mutual correlation and a resemblance with other segments of the Hercynian orogenic belt should be the aim of the further research.

Translated by E. Lukáčik

Mineralia slovaca, 26 (1994), 7 - 19

Horná Lysá (Vršatec) - a new variety of the Kysuca Succession in the Pieniny Klippen Belt

MILAN MIŠÍK, MILAN SÝKORA, LADISLAVA OŽVOLDOVÁ, ROMAN AUBRECHT

Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia

(Doručené 6.12.1993)

Abstract

The Lower Cretaceous in the Horná Lysá area is differently developed in comparison with the other profiles of the Kysuca unit. The Horná Lysá Limestone was deposited in pelagic sedimentation area influenced by numerous thin-bedded channelized grain flows and debris flows containing shallow-water biodetritus as fragments of crinoids and lithistid sponges as well as lithoclasts with calpionellids and microoncoids. Siliceous nodules contain residues of lepispheres and radiolarians of the U.A. 14 indicating Upper Valanginian - Hauterivian (maybe also Lowermost Barremian) age.

Key words: Western Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Upper Jurassic, Neocomian, radiolarians, calciturbidites

Introduction

The westernmost klippe in the Vršatec are (7 km NW from Pruské) so-called klippe of Vršatec castle belonging to the Czorsztyn succession with shallow-water Jurassic and Lower Cretaceous was described by Mišík (1979). This paper concerns the klippe Horná Lysá (Fig. 1) belonging to the Kysuca succession. It occupies the externmost position being in the tectonic contact with Paleogene of the Flysch Belt. The klippe was mentioned in the excursion guide (Marschalko et al., 1980, p. 116 - 117) describing a profile in the roadcut leading to NW from the parking place at the Vršatec. But just the Lower Cretaceous strata with a peculiar development were tectonically absent in those outcrops and were uncovered later during the construction of the higher parallel road. Other outcrops of this noteworthy Lower Cretaceous strata (named by us Horná Lysá Limestone) crop out at the slopes and the crest.

Description of the lithostratigraphic units

The succession is in the normal position. It contains following lithostratigraphical units (Fig. 2).

a) ***Marly shales with the layers of dark spotty marly limestones*** with *Zoophycus* (facies „Fleckenmergel") and intercalations of dark spongolites and sandy crinoidal limestones (up to 10 cm).

The uncovered thickness is over 100 m. They correspond to Posidonia and Supraposidonia Beds (according to Birkenmajer, 1977, Harcygrund and Podzamcze Formations of Middle and Upper Bajocian age). We suppose a larger stratigraphical range, probably Aalenian - Middle Callovian because at the locality Trstená the Podzamcze Formation was dated by radiolarians as Lower and Middle Callovian (Ožvoldová, 1992).

b) ***Green and red thin-bedded radiolarites*** (Czajakowa Formation). Their thickness is 7 m. The stratigraphical range: Upper Callovian - Upper Oxfordian (?Lowermost Kimmeridgian) is based on radiolarians (Pl. I, Fig. 1 - 18; Pl. II, Fig. 1 - 8, 10, 11, 14).

The lowermost horizon contains the following association: *Acanthocircus suboblongus* (Yao), *Andromeda podbielensis* (Ožvoldová), *Emiluvia salensis* Pessagno, *Higumastra imbricata* (Ožvoldová), *Homoeoparonaella argolidensis* Baumgartner, *Hsuum brevicostatum* (Ožvoldová), *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, *Paronaella kotura* Baumgartner, *P.* aff. *kotura* Baumgartner, *Podobursa helvetica* (Rüst), *P. triacantha* (Fischli), *Spongocapsula*

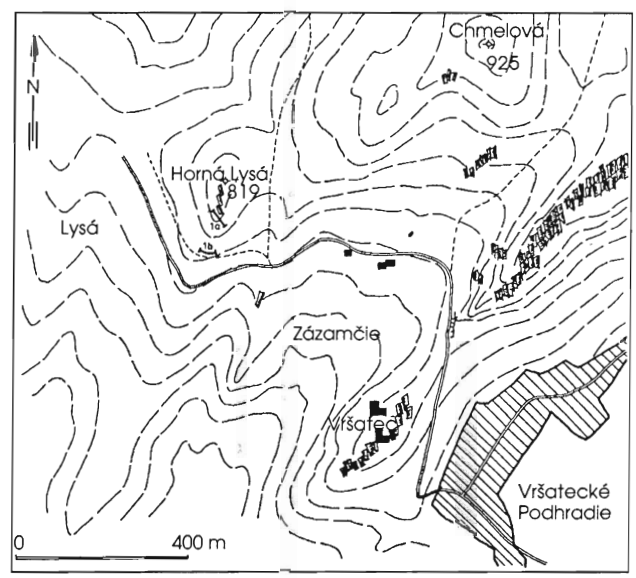
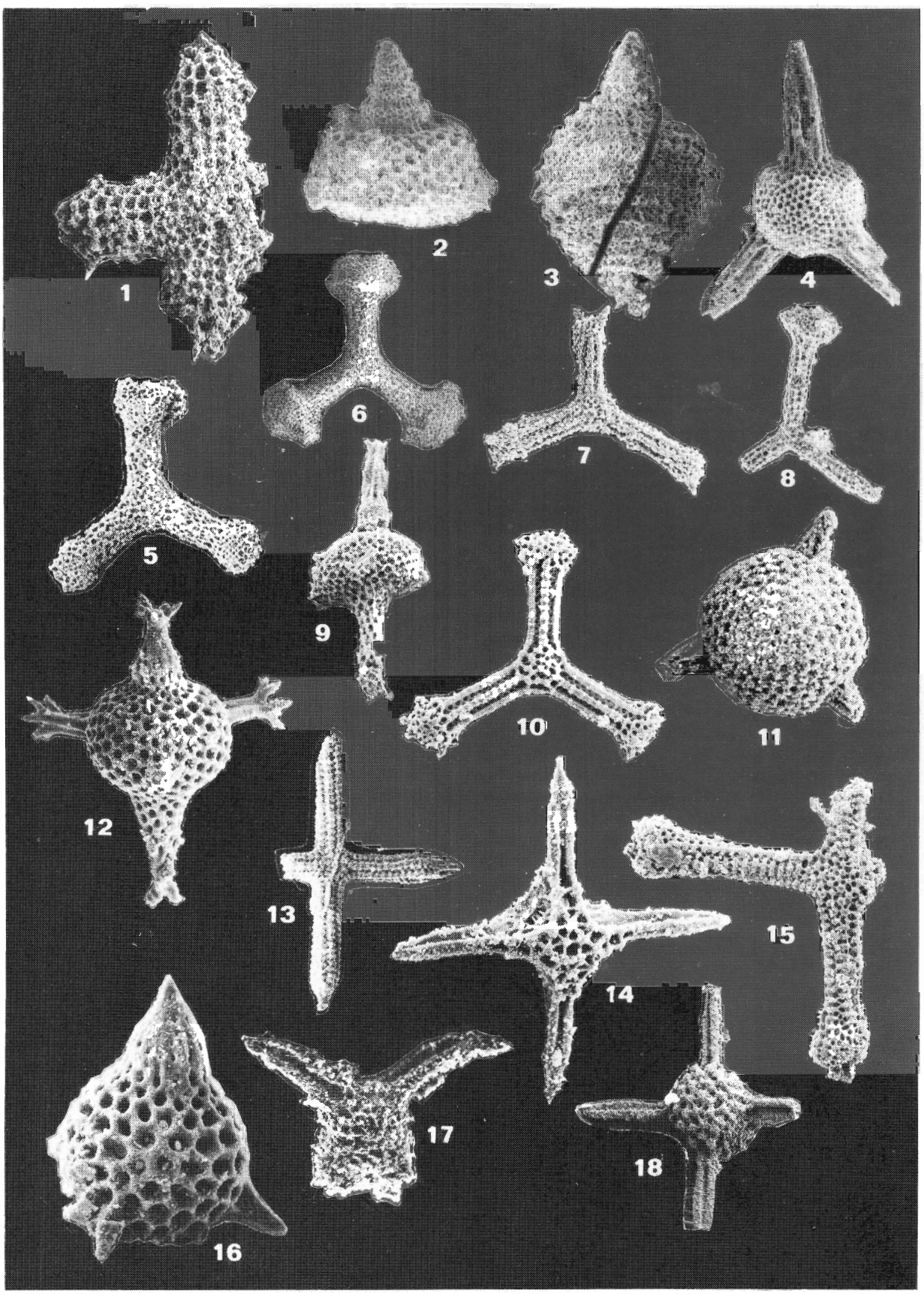


Fig. 1. Situation of the studied profile Horná Lysá.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

perampla (Rüst), *Tetraditryma pseudoplena* Baumgartner, *Tetratrabs zealis* (Ožvoldová), *Triactoma blakei* (Pessagno), *T. cornuta* Baumgartner, *T. jonesi* (Pessagno), *Tritrabs ewingi* (Pessagno).

The species *Podobursa triacantha* (Fischli) appearing in the Upper Callovian (De Wever et al., 1986 and others) and *Higumastra imbricata* (Ožvoldová) which disappears in the U.A.6 (Baumgartner, 1984), in the Lowermost Oxfordian (O´Dogherty et al., 1989) allow us to range the association in the span Upper Callovian - Lowermost Oxfordian.

The upper beds contain: *Acanthocircus trizonalis* (Rüst), *A. dicranacanthos* (Squinabol), *Angulobracchia digitata* Baumgartner, *Archaeospongoprunum imlayi* Pessagno, *Bernoullius dicera* (Baumgartner), *Emiluvia orea* Baumgartner, *E. salensis* Pessagno, *?Haliodictya hojnosi* Riedel et Sanfilippo, *Homoeoparonaella argolidensis* Baumgartner, *Paronaella denudata* (Rüst), *P. kotura* Baumgartner, *P. mulleri* Pessagno, *Perispyridium ordinarium* Pessagno, *Podobursa spinosa* (Ožvoldová), *P. triacantha* (Fischli), *Spongocapsula perampla* (Rüst), *Tetraditryma pseudoplena* Baumgartner, *Tetratrabs zealis* (Ožvoldová), *Triactoma blakei* (Pessagno), *T. jonesi* (Pessagno), *Tritrabs casmaliaensis* (Pessagno), *T. exotica* (Pessagno), *T. rhododactylus* Baumgartner.

The species *Emiluvia orea* Baumgartner which starts in U.A. 7 (Baumgartner, 1984) in the upper part of Lower Oxfordian (O´Dogherty et al., 1989) was already found in these horizons. The presence of *Bernoullius dicera* (Baumgartner), *Tritrabs exotica* (Pessagno) or *T. casmaliaensis* (Pessagno) whose occurence ends in the U.A. 8 - in the Upper Oxfordian (ibidem) indicates the possibility to correlate the associations with U.A. 7 and U.A. 8 corresponding to the time span - upper part of the Lower Oxfordian - Upper Oxfordian (ibidem).

The sample MBP contained besides the fore-mentioned species also *?Acotripus sphaericus* Ožvoldová indicating already the uppermost part of the Upper Oxfordian.

The sample VKI contained a very poor association with the expressive predominance of *Nasselaria*. The following taxa were determined: *?Acotripus sphericus* Ožvoldová, *Archaeodictyomitra* sp., *Eucyrtidiellum ptyctum* Riedel et Sanfilippo, *Saitoum* sp. A Widz, *Stichocapsa* sp., *Thanarla* sp., *Triactoma jonesi* (Pessagno), *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, Xitus sp.

The presence of the form *Saitoum* sp. A introduced by Widz (1991) from the Kimmeridgian of the Magura Succession of the Pieniny Klippen Belt and the genus *Xitus* probably indicates also the Lowermost Kimmeridgian.

As the uppermost radiolarite sample contained the association of the Upper Oxfordian (?Lower Kimmeridgian) and in the lowermost sample of the overlying red nodular limestones *Parastomiosphaera malmica* indicative the Lower Tithonian was found, the tectonic reduction of the Kimmeridgian part of the red nodular limestones in the profile must be supposed.

c) ***Red nodular limestones*** - Lower Tithonian-Upper Berriasian (Samples 21-23). According to Birkenmajer (1977) they could by identified with Upszar Limestone covering the stratigraphical range Kimmeridgian - Lower Tithonian, formerly quoted as pseudonodular limestone of the Branisko Succession (corresponding to our Kysuca Succession). But here they cover a larger time span - Lower Tithonian („malmica" zone) to Upper Berriasian („Calpionellopsis" zone). Also in the type profile of the Kysuca unit at the locality Brodno they reach only up to the Upper Tithonian (Michalík et al., 1990).

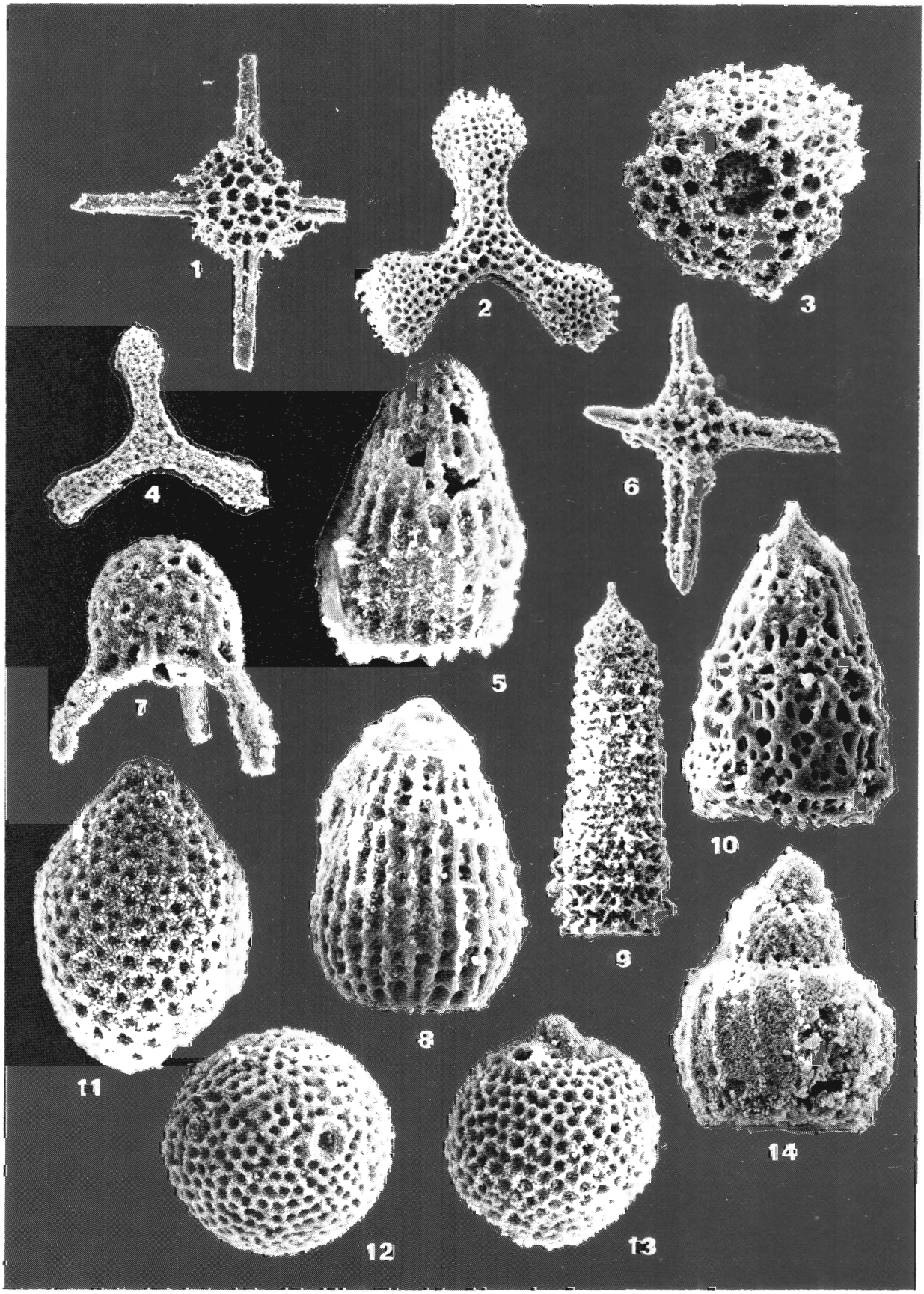
The microscopical features can be summarized from the study of 8 samples as follows.

Structures - biomicrites and intrabiomicrudites; rosy nodules represent larger intraclasts differing by quantity and composition of the microfossils; red matrix contains dissolution seams („Flaser"); the bioturbation is frequent.

The lower part is characterized by *Saccocoma, Globochaete,* frequent *Parastomiosphaera malmica* (Borza) and rare *Stomiosphaera moluccana* Wanner. Higher up *Chitinoidella boneti* Doben (Middle Tithonian) accompanies *Saccocoma* and *Globochaete.* Higher layers with *Crassicollaria* (Upper Tithonian) contain also voids after dissolved radiolarians filled by calcite, abundant *Globochaete* and rare fragments of bivalvian with thin shells and foraminifers (e. g. *Bigenerina* sp. Pl. IV, Fig. 1). The fragments of Saccocoma disappear. In spite of the abundant radiolarians, siliceous nodules were not formed.

In the Calpionella alpina zone (Berriasian, sample No. 23) frequent *Globochaete, Colomisphaera,* several *Involutina* sp., aptychi etc. were found. The age was confirmed also by the ammonite *Beriasella* sp. (determined by Dr. M. Rakús, CSc.). In the Calpionellopsis zone frequent *C. simplex* (Colom) - Pl. IV, Fig. 2, *Tintinnopsella longa* (Colom), radiolarians filled by calcite and several *Cadosina fusca* Wanner occur. It is surprising that *Globochaete alpina* Lombard is missing; the oscillations in the abundance of *Globochaete* and radiolarians are noteworthy. Other organic remains are very rare: echinoderm plates, echinid spines, aptychi, agglutinated foraminifers, *Involutina, Lenticulina, Dentalina, Spirillina, Nodosaria,*

◄ Pl. 1. Radiolarians extracted from the Czajakowa radiolarites (Upper Callovian - Lowermost Oxfordian, sample V-2), upper part of the Lower Oxfordian - Upper Oxfordian (?Lower Kimmeridgian), samples V-6, MBP; Fig. 1. *Higumastra imbricata* (Ožvoldová) - 4625, x160, V-2; Fig. 2. *Andromeda podbielensis* (Ožvoldová) - 1996, x120, V-2; Fig. 3. *Mirifusus guadalupensis* Pessagno - 2271, x110, V-2; Fig. 4. *Triactoma jonesi* (Pessagno) - 2280, x140, V-2; Fig. 5. *Paronaella kotura* Baumgartner - 0865, x80, V-2; Fig. 6. *Paronaella aff. kotura* Baumgartner - 0333, x70, V-2; Fig. 7. *Tritrabs rhododactylus* Baumgartner - 0318, x105, V-2; Fig. 8. *Homoeoparonaella argolidensis* Baumgartner - 1995, x85, V-2; Fig. 9. *Podobursa helvetica* (Rüst) - 2007, x130, V-2; Fig. 10. *Tritrabs exotica* (Pessagno) - 1941, x115, MBP; Fig. 11. *Triactoma blakei* (Pessagno) - 0871, x155, V-6; Fig. 12. *Podobursa spinosa* (Ožvoldová) - 1953, x115, MBP; Fig. 13. *Tetratrabs zealis* (Ožvoldová) - 0317, x75, V-6; Fig. 14. *Emiluvia salensis* Pessagno - 1963, x140, MBP; Fig. 15. *Tetratrabs bulbosa* Baumgartner - 1944, x95, MBP; Fig. 16. *?Acotripus sphericus* Ožvoldová - 1965, x225, MBP; Fig. 17. *Bernoullius dicera* (Baumgartner) - 0339, x160, V-6; Fig. 18. *Emiluvia orea* Baumgartner - 4624, x80, V-6.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

juvenile ammonites, phosphatic fish scales, single gastropod, brachiopod, rhyncholite, *Didemnoides moreti* (Durand Delga). Clastic quartz and chalcedony are totally absent.

The following lithostratigraphical member was sampled at the crest over the road immediately above the red nodular limestones, then without interruption (11 successive samples from the profile and 10 more to complete the microscopical characteristic).

d) ***Light grey, rarely rosy to violet red micritic limestones with dispersed crinoidal segments and small lithoclasts,*** bedded (5 - 20 cm), in the upper part with black and brown nodular cherts - Horná Lysá Limestone (proposed new term).

The uncovered thickness is 21 m (the continuation was cut by tectonic contact). Interval of the samples No. 24-34. Age: Upper Berriasian - Hauterivian (?Lower Barremian ?). In the lower part Berriasian brachiopods were found, in the uppermost part radiolarian association U.A. 14 was found.

Microscopical features, stratigraphical range and facial interpretation of the Horná Lysá Limestone

The characteristic constituents in the thin sections are echinoderm segments, aptychi and in several horizons fragments of lithistid sponges. The presence of small lithoclasts (1 - 2 mm) of the Upper Tithonian limestones with *Crassicollaria* is noteworthy.

Structures: biomicrite, biolithomicrite to calclithite (wackestone, rarely packstone), frequent bioturbation. The following bioclasts occur:

Echinoderm segments frequently corroded are without syntaxial rims, rarely with thick twinning lamellae. The section of the lower part of the crinoid calyx (five infrabasalia) is figured in Pl. IV, Fig. 4.

Aptychi posses the cellular structure; they were sometimes broken during the compaction. They represent the only biodetrital constituent affected by rare silicification. The aptychi are always of microscopical size (juvenile specimens); no macroscopic aptychus was found. In contrast with the abundant juvenile aptychi the juvenile ammonites are extremely rare. Their aragonitic shells were dissolved before being covered by the sediment; then the depth under the ACL and high above the CCL can be deduced.

The lithistid sponges occur in the form of fragments (Pl. V, Fig. 2), exceptionally the whole small skeletons were preserved (Pl. V, Fig. 3). Isolated desmosponge and monaxone spicules are frequent (Pl. V, Fig. 4). In the neighbourhood of the siliceous nodules they are filled by chalcedony. In the siliceous nodules, they are sometimes replaced by calcite and can be extracted by HF (Pl. V, Fig. 5 - 7; Pl. VI, Fig. 1). The voids after dissolved spicules in limestone are filled by fine-grained calcite.

Meanwhile the isolated spicules of the silicisponges are frequent, their skeleton fragments rarely occured in the Pieniny Klippen Belt. We found them up till now only in the Liassic (localities Lutý Potok and Krásna Hôrka, both Nižná unit, Orava) and very scarce specimens of the whole sponges of microscopical size were present in the Middle Tithonian (loc. Babina-Bohunice) and Neocomian limestones (loc. Kamenica, East Slovakia) both belonging to Czorsztyn unit. Macroscopical calcareous sponges belonging to the *Inozoa* are in the Oxfordian biohermal limestones of the Czorsztyn unit in the Vršatec-castle klippe (Mišík, 1979).

The skeleton fragments described here (as well as those from the locality Lutý Potok) are always filled by micrite; after the dead of the sponge only fine mud was filtrated inward (bafflestone). This micrite is usually more fine-grained and darker than the micrite in the matrix. Thus, it is probable that the sponge skeletons were redeposited at a short distance as intraclasts.

Radiolarians had been abundant in some horizons; they were all dissolved during the early diagenesis and voids after them were filled by fine-grained drusy calcite or by mud (in this case visible as ghosts).

Foraminifers in a small number are regularly present. They belong mostly to the genus *Lenticulina* (up to 6 specimens in one thin section, almost always damaged by transport, frequently bored by boring algae, thus redeposited from the euphotic zone).

Cadosina fusca fusca Wanner, usually 4 - 5 specimes in one thin section (No. 24, 25, 29) is the sole representative of the *Calciodinellaceae.*

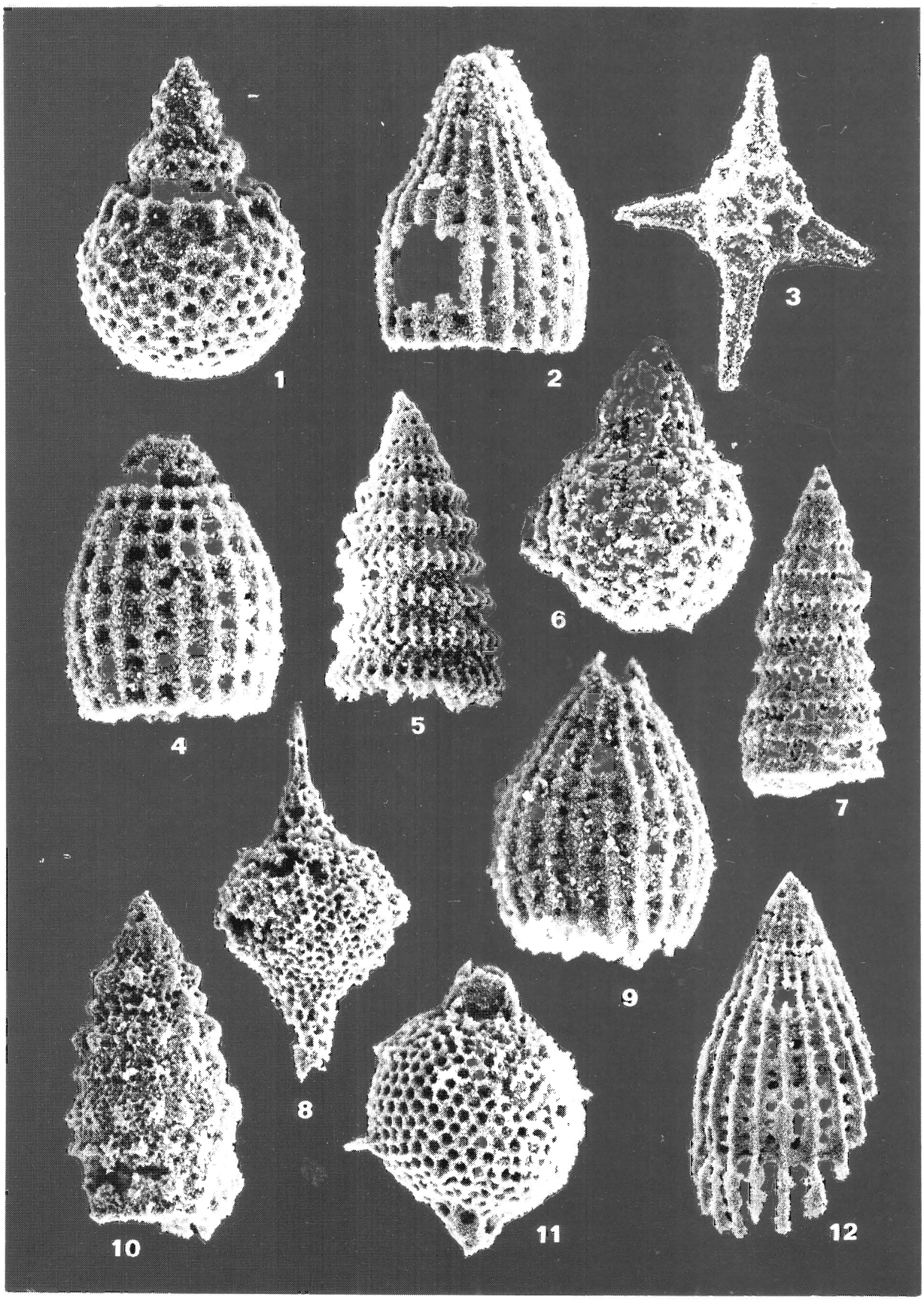
Bivalvians in fragments of thin shells originally aragonitic are current, the calcitic ones with prismatic structure are rare.

Very rare constituents are phosphatic remains (scales and fish teeth echinid spicules, juvenile ammonites, ostracods, rhyncholites, ophiuroid segments, gastropods, fragment of bryozoans and brachiopods.

Lithoclasts (1 - 2 mm) are mostly micritic, sometimes with Fe-coloured margins, strongly damaged by boring algae (their tiny channels well visible due to the Fe-hydroxides). Less abundant are biomicrites with *Crassicollaria* redeposited from Upper Tithonian sediments (Pl. IV, Fig. 6), rare biomicrite with „filaments" and pelsparite with microncoids (Pl. IV, Fig. 5). The nucleus of the microoncoids is sometimes represented by *Globochaete alpina,* rarely by *Crassicollaria* and perhaps also by *Saccocoma.*

The characteristic microoncoid microfacies is not known from the Pieniny Klippen Belt in the primary posi-

◄ Pl. II. Radiolarians extracted from the Czajakowa radiolarites - upper part of the Lower Oxfordian - Upper Oxfordian (?Lower Kimmeridgian), samples V-6, MBP, VKI and from the chert nodules - Upper Valanginian - Hauterivian (?Lower Barremian), sample 33; Fig. 1. *Staurosphaera antiqua* Rüst - 1946, x100, MBP; Fig. 2. *?Angulobracchia* sp. - 1943, x145, MBP; Fig. 3. *Orbiculiforma* sp. - 1949, x160, MBP; Fig. 4. *Angulobracchia digitata* Baumgartner - 0325, x130, V-6; Fig. 5. *Archaeodictyomitra* sp. - 4031, x500, VKI; Fig. 6. *Emiluvia premyogii* Baumgartner - 1942, x170, MBP; Fig. 7. *Saitoum* sp. A Widz - 4025, x350, VKI; Fig. 8. *Archaeodictyomitra* sp. - 4016, x500, VKI; Fig. 9. *Rimola* sp. - 1978, x160, 33; Fig. 10. *Xitus* sp. - 4021, x390, VKI; Fig. 11. *Zhamoidellum ovum* Dumitrica - 4030, x350, VKI; Fig. 12. *Holocryptocanium barbui* Dumitrica - 1979, x290, 33; Fig. 13. *Cryptamphorella* sp. - 4687, x280, 33; Fig. 14. *Eucyrtidiellum ptyctum* (Riedel et Sanfilippo) - 4019, x500, VKI.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

tion, in outcrops. But it is frequently found as blocks and pebbles derived from an exotic source - Andrusov ridge in the Senonian conglomerates belonging to the Klape and Kysuca units (Mišík and Sýkora, 1981, p. 27), in the Paleocene conglomerates (Mišík et al., 1991, p. 28), redeposited pebbles in the Neogene Jablonica conglomerates (Mišík, 1986, p. 424). Microoncolites are characteristic for the Uppermost Jurassic of the Vysoké Tatry Succession (Lefeld and Radwanski, 1960). Therefore the transport of lithoclasts with microoncoids in the described locality of the Kysuca Succession from the south is probable.

Meanwhile the terrigenous admixture (mainly heavy minerals) of the Middle Jurassic of the Czorsztyn and Kysuca units are similar and indicative for the transport from the north (Aubrecht, 1993), in the Lowermost Cretaceous already a southern source began to influence the Kysuca sedimentation area. The southern source rendering exotic rocks („Upohlav" conglomerates) is well represented in the Snežnica Formation (Upper Turonian - Cogniacian of the Kysuca unit).

The total lack of the clastic quartz in the thin sections has to be stressed.

A surprising phenomenon - small anastomosing synsedimentary cracks filled by mud (Pl. V, Fig. 1) was registered in the samples No. 24, 30, 34. It was caused by diagenetic dehydratation or by a short interruption of the sedimentation accompanied by the inicial lithification.

Microstylolites impregnated by Fe-hydroxides or filled by authigenic clay minerals are frequent. The tiny subparallel veinlets (shear cracks) currently occur. Their coalescence gave origin to recrystallization veinlets with secondary formed prismatic calcite aggregates. The recrystallization veinlets (Mišík, 1971) can be easily recognized when fossil remains traverse the veinlet without being torn, sometimes their yellow pigmented phantoms can be seen in the veinlet.

The silicification in the limestone beds without siliceous nodules is very rare, only some aptychi were partially replaced by silica.

Nodular cherts

Black and brown siliceous nodules occur in the light grey limestones and the brown ones also in the pink crinoidal biomicrite (wackestone).

Rare carbonate rhombohedra (under 0.15 mm) and pyrite pigment were present only in the black nodules. Sponge spicules and radiolarians are filled by clear chalcedony in a little coarser aggregate than in the surrounding chalcedony matrix; therefore they are better visible in the polarised light. Some spicules can be recognized only due to the filling of their canals by calcite or brown pigment. The selective calcitization of the spicules by a calcite monocrystal is rare.

Almost all radiolarians were dissolved after their deposition. The majority of voids after them remained empty and was later filled by clear chalcedony. The voids after them in the surrounding limestone were filled by fine-grained drusy calcite. That proves a very early origin of nodular cherts because never a case of replacement of that drusy calcite by the silica was observed. Empty voids in the future siliceous nodule was filled exceptionally by a calcite monocrystal with spherical outline. Other voids are filled by micrite, usually a darker one (probably specimens redeposited by currents). In such cases only phantom of radiolarian is visible in a thin section of limestone. The equivalents of mud-filled specimes in the siliceous nodules are spherical voids filled by brown almost isotropic silica with very fine grains of Fe-pigment.

In the brown siliceous nodules also aptychi, lenticulines and lithoclasts can be discerned due to the boring algae; their tiny canals were made expressive due to the Fe-pigment (Pl. VI, Fig. 5). Agglutinate foraminifers disappeared completely during the silicification; the calcite composition of echinoderm plates remains mostly preserved. Phosphatic scales remained intact; a dinocyst was found (Pl. VI, Fig. 2).

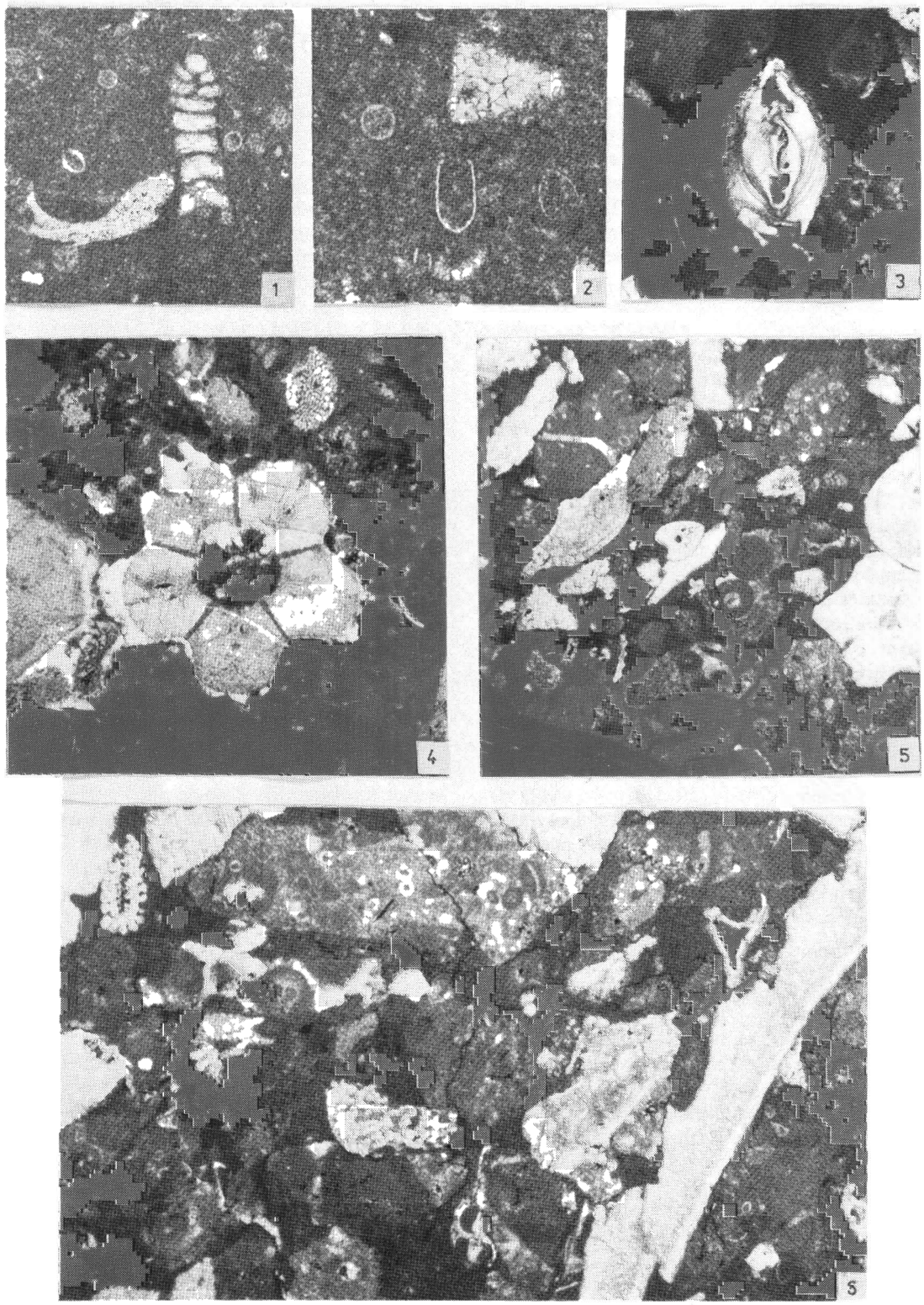
Rare remnants of lepispheres (tiny globules) were found in all four thin sections from the siliceous nodules; they were preserved in the new-formed calcite grains (Pl. VI, Fig. 3; more data Mišík, 1993).

Siliceous nodules contain several generations of veinlets. The oldest one sometimes limit a part of the nodule. They preceded the formation of the nodule, the growth of which was stopped on that obstacle (Pl. VI, Fig. 4). Metasomatic calcite veinlets (Pl. VI, Fig. 6) were synchronous with the nodule formation. They are fullfilled by fluid and silica inclusions what lowers the index of refraction of the large calcite grains forming metasomatic veinlets. Ghosts of radiolarians (Pl. VI, Fig. 7) may be sometimes found in them. Another variety of metasomatic veinlets are the bordered veinlets (Mišík, 1973, Fig. 32). They are characterized by a clear middle part (its calcite crystallized into the open crack) symmetrically bordered by two dark metasomatic stripes. The grey stripes are formed by the calcite which penetrated and replaced the silica matrix highly porous in those times. The previosly mentioned „exclusively metasomatic" veinlets were also formed from the tiny crack supplying solutions but of submicroscopical thickness. Thin chalcedony veinlets, also contemporaneous with the nodule formation, are rare. Posttectonic veinlets are cracks filled by the clear aggregate of twinned calcite grains.

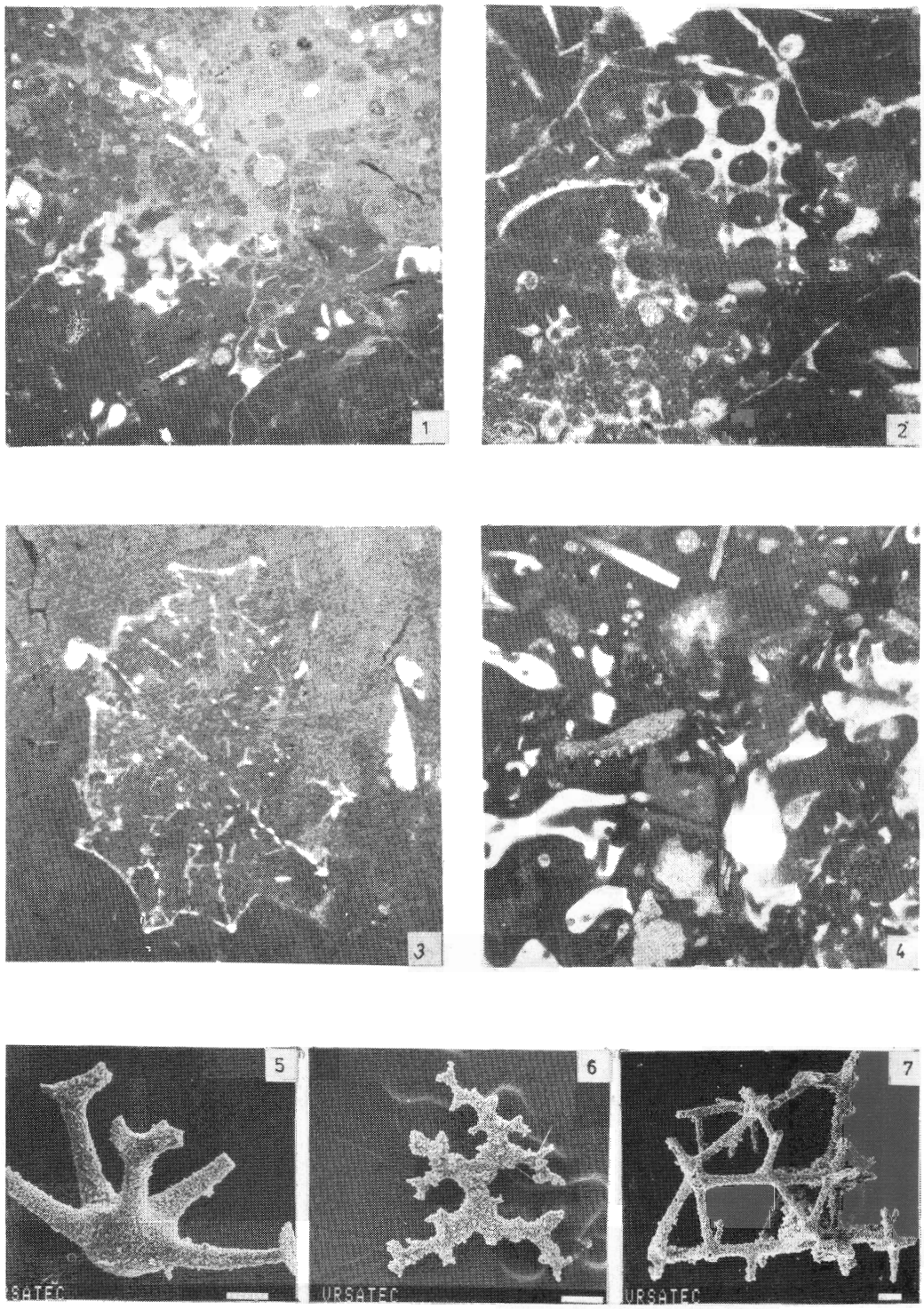
Associations of radiolarians extracted from the nodular cherts

The nodules were dissolved in HF. We succeeded to loose those radiolarians which escaped to dissolution du-

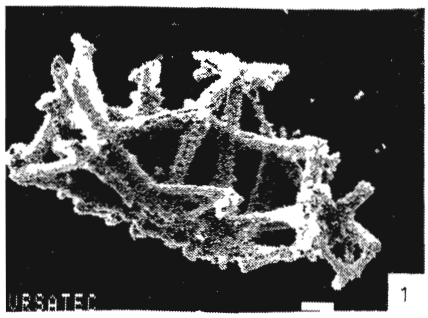
◀ Pl. III. Radiolarians extracted from the chert nodules of the Horná Lysá Limestone - Upper Valanginian - Hauterivian (?Lower Barremian), samples 33 and 18414; Fig. 1. *Sethocapsa uterculus* (Parona) - 1984, x300, 33; Fig. 2. *Thanarla elegantissima* (Cita) - 4704, x360, 33; Fig. 3. *Cecrops septemporatus* (Parona) - 3621, x170, 18414; Fig. 4. *?Archaeodictyomitra savignanensis* (Neviani) - 1973, x500, 33; Fig. 5. *Parvicingula hsui* Pessagno - 1986, x210, 33; Fig. 6. *?Siphocampium davidi* Schaaf - 2822, x300, 18414; Fig. 7. *Pseudodictyomitra lilyae* (Tan Sin Hok) - 4689, x240, 33; Fig. 8. *Syringocapsa limatum* Foreman - 4682, x180, 33; Fig. 9. *Thanarla conica* (Aliev) - 4691, x450, 33; Fig. 10. *Xitus spicularius* (Aliev) - 1992, x220, 33; Fig. 11. *Syringocapsa agolarium* Foreman - 1992, x300, 33; Fig. 12. *Thanarla* sp. 1980, x280, 33.



Pl. IV. Fig. 1. *Bigenerina* sp. in association with *Crassicollaria* (Upper Tithonian); sample 3-91, thin section No. 19765, x80; Fig. 2. *Calpionellopsis simplex* (Colom) in the red nodular limestones, Berriasian; sample 23, thin section No. 20751, x120; Fig. 3. *?Protopeneroplis* sp. in the Upper Berriasian limestone; sample st-1, thin section No. 20754, x40; Fig. 4. Section through the crinoidal calyx (infrabasalia) in the Upper Berriassian limestone; sample 29, thin section No. 20262, x26; Fig. 5. Lithoclasts of microoncoidal limestones (in the centre and right lower corner), rhyncholite (left) and pentagonal columnalium (right) in the Horná Lysá Limestone (Upper Berriasian - Valanginian); sample st-1, thin section No. 20754, x20; Fig. 6. Lithoclasts with *Crassicollaria*, echinoderm segments, aptychus broken by compaction; matrix is almost absent, dissolution sutures around the allochems. See previous figure; thin section No. 17415, x40.



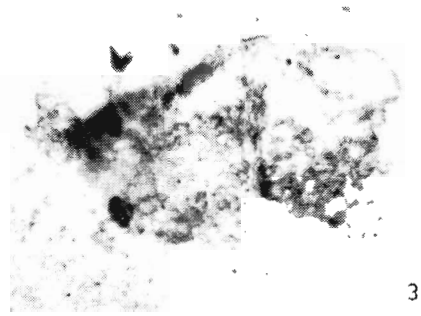
Pl. V. Horná Lysá Limestone, Berriasian - Upper Hauterivian; Fig. 1. Synsedimentary cracks; the veinlet network partly filled by lighter micrite, partly by sparite, intraclast are from the darker micrite. Sample 34, thin section No. 20267, x22; Fig. 2. Skeleton fragment of siliceous sponge in the limestone; voids after dissolved spicules filled by calcite. Sample 24, thin section 20257, x30; Fig. 3. Sponge in the limestone (spicules filled by calcite). Sample 31, thin section No. 20264, x40; Fig. 4. Spicules of lithistid sponges filled by chalcedony. Thin section No. 18415, x26; Figs. 5-7. Fragments of siliceous sponges skeletons extracted from the same sample with small chert nodules (scale bar = 0.1 mm).



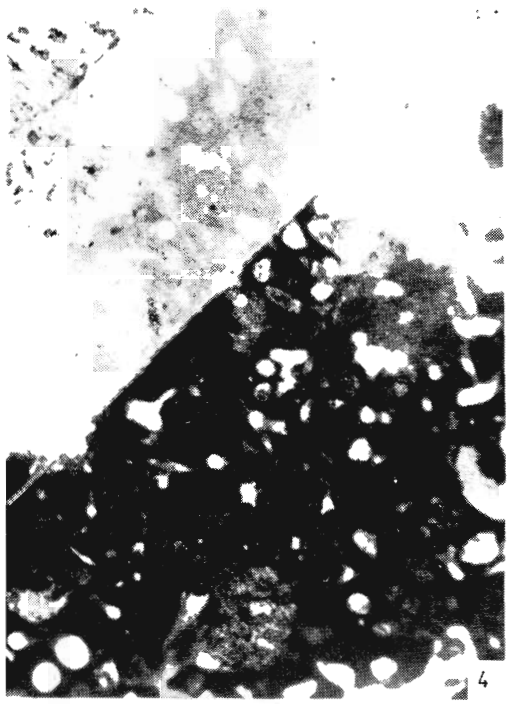
1



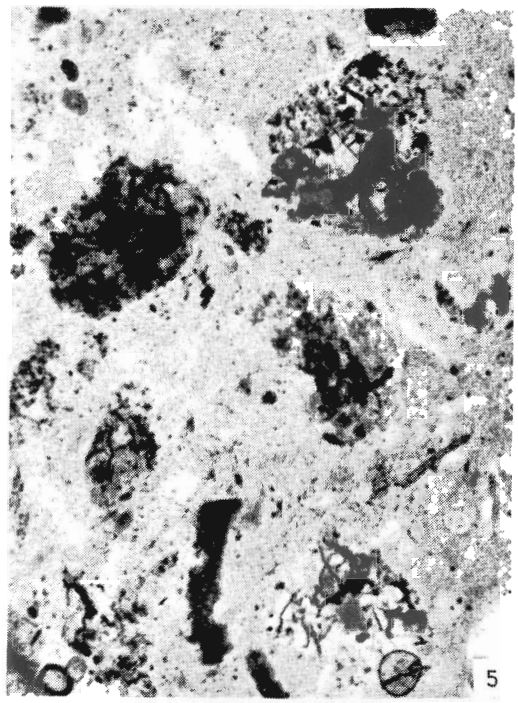
2



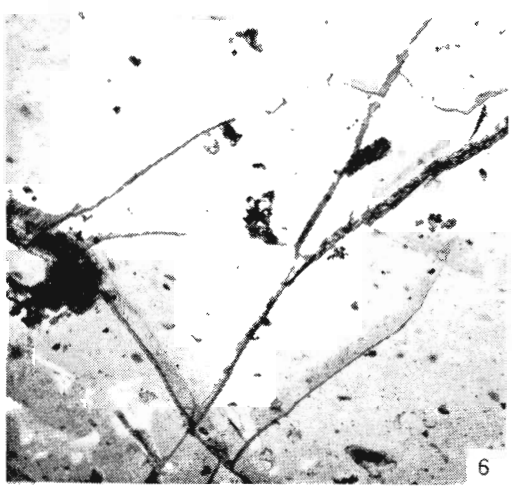
3



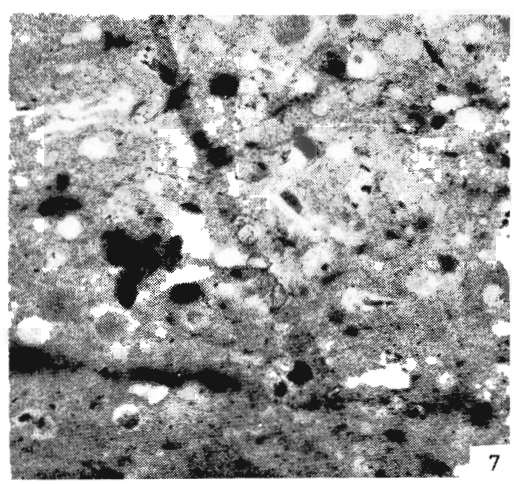
4



5



6



7

Pl. VI. Chert nodules from the Horná Lysá Limestone (Valanginian - Hauterivian); Fig. 1. The same as Pl. V, Figs. 6-8; Fig. 2. Dinocyst in the chert nodule; sample 33, thin section No. 20266, x240; Fig. 3. Tiny globules - remains of lepisheres in a new-formed calcite grain; sample 1/91, thin section No. 19796, x120; Fig. 4. Veinlet preceding the formation of the nodular cherts represented an obstacle for the growing nodule (clear). Spicules in the surrounding limestone are filled by chalcedony, x40; Fig. 5. Ghosts of lithoclasts in the chert nodule penetrated by channels of boring algae accentuated by Fe-hydroxides; thin section No. 20775, x40; Fig. 6. Network of metasomatic calcite veinlets in the chert nodule with radiolarians. The veinlets are sharply limited at one side only. Sample 1/91, thin section No. 20775, x20; Fig. 7. Metasomatic calcite veinlet in chert seized some radiolarians, they are filled by calcite. Other voids after dissolved radiolarians were filled by chalcedony. Sample 33, thin section No. 20266, x20. All microphotographs are from the rocks of the Horná Lysá klippe, Vršatec area. Microphotographs: L. Osvald, scan photos: J. Stankovič.

ring the sedimentation and early diagenesis. It was confirmed under the polarizing microscope that the separated specimens are of the chalcedony and not calcitic (we have described selectively calcitized radiolarians from the Oxfordian radiolarites - Mišík, Jablonský, Ožvoldová and Halásová, 1992; their extracted skeletons were converted in fluorite). Such well preserved radiolarians were not observed in thin sections, as the probability of their interception is incomparably lower (a thin section 2 x 2 cm large and 0.003 - 0.006 mm thick contain the rock volume 1.2 - 2.4 mm^3, meanwhile the dissolved sample equalling a cube with the edge 2 cm represents the volume of 8000 mm^3).

The sample No. 33 contained a rich association (Pl. II, Fig. 9, 12, 13; Pl. III, Fig. 1, 2, 4, 5, 7 - 12) strongly dominated by *Nassellaria.* The following genera and species have been determined: *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *A. trizonalis* (Rüst), *Archaeodictyomitra savignanensis* (Cita), *Cecrops septemporatus* (Parona), *Cryptamphorella* sp., *Cyrtocapsa grutterinki* Tan Sin Hok, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Parvicingula hsui* Pessagno, *Praeconocaryomma* sp., *Pseudodictyomitra lilyae* (Tan Sin Hok), *Ristola* sp., *Sethocapsa leiostraca* Foreman, *S. uterculus* (Parona), *Syringocapsa agolarium* Foreman, *S. limatum* Foreman, *Thanarla conica* (Aliev), *T. elegantissima* (Cita), *T.* sp., *Neotripocyclia echiodes* (Foreman), *Xitus spicularius* (Aliev).

Sethocapsa uterculus (Parona) started in the Hauterivian according to Schaaf (1984), in the Uppermost Valanginian according to Sanfilippo and Riedel (1985) and already in the Upper Valanginian according to Baumgartner (1984). The Upper Valanginian can be therefore considered to be the lower limit for our association. The upper limit is determined by the presence of *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol) which terminates in the Hauterivian according to Schaaf (1984). The association can be correlated with U.A. 14 (Baumgartner, 1984, 1987).

The sample No. 18414 contained a poor association (Pl. III, Fig. 3, 6) with *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Cecrops septemporatus* (Parona), *Parvicingula hsui* Pessagno, *?Siphocampium davidi* Schaaf, *Thanarla conica* (Aliev), *Xitus spicularius* (Aliev). The decisive species *?Siphocampium davidi* Schaaf has the stratigraphical range: upper part of the Lower Hauterivian - Lower Barremian (Schaaf, 1984).

Sedimentary environment

The benthonic organisms (abundant echinoderm plates, lithistid sponges, majority of foraminifers, bivalvian fragments, echinid spines, ostracods, rare brachiopods and gastropods) are more numerous than planctonic (abundant radiolarians, *Cadosina fusca*) and nectonic ones (aptychi, very rare juvenile ammonites, rhyncholite, fish teeth and scales). The structures indicate that shallow-water bioclasts were repeatedly transported into the shallower bathyal. Almost complete absence of juvenile ammonite contrasting with abundant aptychi indicates the depth under the ACL. The described lithostratigraphic member strikingly differs from the typical pelagic Lower Cretaceous limestones of Kysuca unit. Expressively littoral elements are missing among the bioclasts transported down the slope (perhaps only the boring algae activity took place at the lower margin of the photic zone). Lithistid sponges living in relatively deeper water were transported at the shortest distance as bigger skeleton fragments and complete smaller specimes. *Lagenidae* (mostly *Lenticulina*) prevailed among the foraminifers; they are almost always damaged by transport and borings. Rare agglutinated foraminifers are not damaged; they represent autochtonous component. The most conspicuous redeposites are abundant lithoclasts with *Crassicollaria* etc. The intercalated layers of crinoidal biomicrite (packstone) lack the graded bedding and other signs of typical calciturbidites. The absence of *Globochaete* and *Nannoconus* is noteworthy (perhaps the diagenetic destruction?).

The main part of described Horná Lysá Limestone represent thin-bedded channelized grain flows and debris flows similar to the sediments with redeposited material in lowstand tracts (e. g. Upper Tithonian - Lower Neocomian sediments from Vocontian trough described by Strohmenger and Strasser, 1993). As in our case the alternation with typical pelagic sediments, representing highstand tracts, does not occur, the abundant redeposites were caused more probably by synsedimentary tectonics.

The sedimentation area of Horná Lysá Succession was situated nearer to the Czorsztyn area than the typical Kysuca Succession. A shallowing took place in the Czorsztyn area during the Neocomian and probably from there the crinoidal fragments were transported into the Horná Lysá Succession (more intensively during the eustatic declines) together with lithoclasts eroded from the channels on the steep slope. On the other hand, lithoclasts of microoncoidal limestones with *Saccocoma* and *Globochaete* could be considered as an argument to situate the Horná Lysá sedimentation area at the internal (southern) margin of the Kysuca through as that microfacies is known only from the pebbles of Pieniny exotic ridge and High Tatra unit and it is not known from the Czorsztyn unit.

Stratigraphical range

Upper Berriasian - Hauterivian (?Lower Barremian) can be derived from the following data. The highest level of the underlying red nodular limestones belongs to the Upper Berriasian. The lowest part of Horná Lysá Limestone did not contain any tinntinids or other age indicating microorganisms, but following brachiopods were found (determined by RNDr. M. Siblík, CSc.): *„Rhynchonella" agassizi* (Zejszner) with time span Tithonian-Berriasian and *Nucleata bouei* (Zejszner) indicating Oxfordian-Berriasian. The highest uncovered horizon according to radiolarians belongs to Upper Hauterivian (?Lower Barremian). The continuation is tectonically cut. Red Globotruncana marls separate the Horná Lysá klippe of Kysuca unit from the klippe Chmelová belonging to Czorsztyn unit.

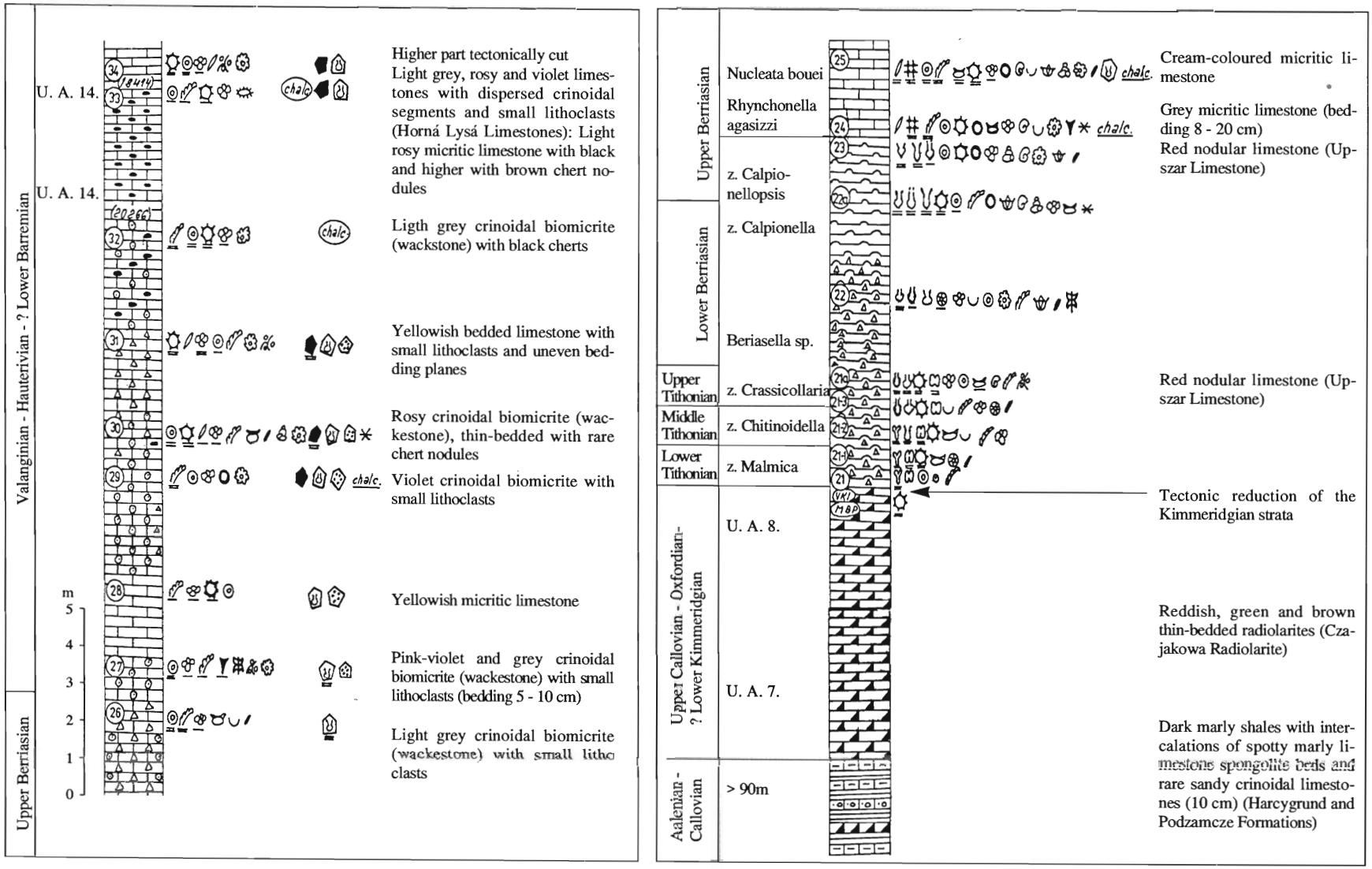


Fig. 2. Klippe Horná Lysá (Vršatec).

- radiolarians
- crinoidal segments
- foraminifers
- isolated sponge spicules
- fragments of sponge skeletons
- aptychi
- echinid spines
- bivalvians
- gastropods
- globochaete
- *Saccocoma*
- *Crassicollaria*
- *Chitinoidella*
- *Calpionella alpina*
- *Tintinnopsella carpatica*
- *Tintinnopsella longa*
- *Calpionellopsis oblonga*
- *Parastomiosphaera malmica*
- *Stomiosphaera moluccana*
- *Colomishpaera* sp.
- *Cadosina fusca fusca*
- dinocysts
- ostracods
- rhyncholites
- juvenile ammonites
- bryozoans
- segments of Ophiuroidea
- fish scales
- fish teeth
- micritic lithoclasts
- lithoclasts with Crassicollaria
- lithoclasts with microoncoids
- synsedimentary cracks
- chalc. slight silicification

Terminology

The described limestones have not any equivalent among the lithostratigraphical units established for the Pieniny Klippen Belt by Birkenmajer (1977). They are partly akin to Valanginian Walentowa Breccia Member characterized as detrital, microbreccia limestone with fragments of calpionellid limestone and crinoid segments in the matrix. The other signs are absent; its thickness is about ten times smaller. Walentowa Breccia Member occurs only in the Czorsztyn unit.

There are some analogies to the Sobótka Limestone Member which contains intercalations of detrital (microbreccia) limestones and layers of white and red crinoidal limestone. It is massive (almost without bedding), it does not contain siliceous nodules and fragments of sponge skeletons; its thickness is much smaller. According to Birkenmajer (1977) the Sobótka limestone is not present in the Branisko (= Kysuca) unit.

Thus, the described lithostratigraphical member is a new one and we suggest the name Horná Lysá Limestone derived from the elevation point 819 Horná Lysá (700 m NW from the elevation point 925 Chmelová) in the Vršatec area (Fig. 1).

As the type profile of the Kysuca Succession near Brodno by Žilina contains a totally different Neocomian - facies „biancone" or „majolica" (Scheibner and Scheibnerová, 1969; Michalík, Reháková and Peterčáková, 1990) we designate the succession as Horná Lysá variety of the Kysuca unit.

References

Aubrecht, R. 1993: Clastic admixture in Dogger crinoidal limestones of the Czorsztyn unit. *Geol. Carpath., 44, 2, 105 - 111.*

Baumgartner, P. O. 1984: A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. *Eclogae geol. Helv., 77, 3, 729 - 837.*

Baumgartner, P. O. 1987: Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. *Eclogae geol. Helv. (Basel), 80, 3, 831 - 879.*

Birkenmajer, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol. (Warszawa), 45, 5 - 158.*

De Wever, P., Geyssant, J., Azéma, J., Devos, I., Duée, G., Manivit, H. & Vrielynck, B. 1986: La coupe de Santa Anna (Zone de Sciacca, Sicile): Une synthése bio- stratigraphique des apports des macro-, micro- et nannofossiles du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur. *Rev. Micropaléont. (Paris), 29, 3, 141 - 186.*

Lefeld, J. & Radwanski, A. 1960: Planctonic Crinoids Saccocoma Agassiz in the Upper Jurassic and Neocomian of the Polish Tatra Mts. (in Polish). *Acta geol. pol. (Warszawa), 10, 4, 593 - 614.*

Marschalko, R., Mišík, M., Samuel, O. & Kysela, J. 1980: The Guide to the Pieniny Klippen Belt, Middle Váh Valley (in Slovak). *In: O. Fusán and O. Samuel (Eds.): Mat. XXIII. geol. konf. Slov. geol. spoločnosti. GÚDŠ Bratislava, 113 - 137.*

Michalík, J., Reháková, D. & Peterčáková, M. 1990: To the stratigraphy of Jurassic-Cretaceous boundary beds in the Kysuca sequence of the West Carpathian Klippen Belt Brodno section near Žilina (in Slovak). *In: J. Řehánek (Ed.): Biostratigrafické a sedimentologické studie v mezozoiku Českého masívu a Západních Karpat. Knih. Zem. Plyn Nafta, 9b (Hodonín), 57, 71.*

Mišík, M. 1971: Observation concerning calcite veinlets in carbonate rocks. *J. sed. Petrology (Tulsa), 41, 2, 450 - 460.*

Mišík, M. 1973: Structures of the chert concretions from the limestones of Tithonian and Neocomian, West Carpathian Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 1, 141 - 162.*

Mišík, M. 1979: Sedimentological study in the Jurassic of the Vršatec (castle) klippe (neptunic dykes, Oxfordian bicherm facies). *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, 7 - 56.*

Mišík, M. 1986: Petrographic-microfacial analysis of pebbles and interpretation of sources areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, 405 - 448.*

Mišík, M. 1993: Carbonate rhomboedre in nodular cherts: Mesozoic of the West Carpathians. *J. sed. Petrology (Tulsa), 63, 2, 275 - 281.*

Mišík, M., Jablonský, J., Ožvoldová, L. & Halásová, E. 1991: Distal turbidites with pyroclastic material in Malmian radiolarites of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 6, 341 - 360.*

Mišík, M. & Sýkora, M. 1981: Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Gerollen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín-Einheit. *Západ. Karpaty, Sér. geol., 7, 7 - 111.*

Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. & Jablonský, J. 1991: Paleogene Proč conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians, material from Neopieninic exotic ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 46, 9 - 101.*

O'Dogherty, L., Sandoval, J., Martin-Algarra, A., Baumgartner, P. O. 1989: Las facies con radiolarios del Jurasico Subbetico (Cordillera Betica, sur de Espana). *Rev. Soc. Mex. Paleont. (Mexico), 2, 1, 70 - 77.*

Ožvoldová, L. 1992: The discovery of a Callovian radiolarian association in the Upper Posidonia Beds of the Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 43, 2, 111 - 122.*

Sanfilippo, A. & Riedel, W. R. 1985: Cretaceous Radiolaria. *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch-Nielsen, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. press, 573 - 630.*

Schaaf, A. 1984: Les Radiolaires du Crétacé inférieur et moyen: Biologie et Systématique. *Sci. géol. Mém. (Strasbourg), 75, 1 - 189.*

Scheibner, E. & Scheibnerová, V. 1969: Type profile of the Kysuca Sequence (unit) (Pieniny Klippen Belt, Carpathians). *Věst. Ústř. Úst. geol., 44, 339 - 349.*

Strohmenger, Ch. & Strasse, A. 1993: Eustatic controls on the depositional evolution of Upper Tithonian and Berriasian deep-water carbonates (Vocontian through, SE France). *Bull. Cent. Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine (Pau), 17, 1, 183 - 203.*

Widz, D. 1991: Les Radiolaires du Jurassique supérieur des radiolarites de la Zone des Klippes de Pieniny (Carpathes Occidentales, Pologne). *Rev. Micropaléont. (Paris), 34, 3, 231 - 260.*

Nová varieta kysuckej sukcesie pieninského bradlového pásma z bradla Horná Lysá (Vršatec)

V bradle Horná Lysá v skupine Vršatca pri Pruskom, ktoré patrí do kysuckej sukcesie, sa zistil odchylný vývoj spodnej kriedy. Červené hľuznaté vápence tu výnimočne siahajú až do beriasu (zóna Calpionellopsis). Nad nimi leží hornolyský vápenec (nový termín): svetlosivé, zriedkavejšie ružové a červenkastofialové mikritické vápence s vtrúsenými krinoidovými článkami a drobnými litoklastmi, vrstvovité 5 - 20 cm lavice, vo vyššej časti s čiernymi a hnedými rohovcami. Ich mocnosť je 2 1 m. Radiolária U.A. 14 (Baumgartner, 1984) a zriedkavé brachiopóda určujú rozpätie súvrstvia na vrchný berias - hoteriv (? spodný barém). Pre hornolyský vápenec je charakteristická prítomnosť litoklastov s Crassicollaria (redepozity z vrchného titónu) a úlomkov mikroorganolitového vápenca so Saccocoma a Globochaete, ktoré boli doteraz známe len z obliakov v upohlavských zlepencoch a z vysokotatranskej jednotky. Pozoruhodné sú úlomky kostier silicispongií. V rohovcových hľuzách boli zistené relikty lepisfér. Hornolyský vápenec sa usádzal v pelagickom prostredí ovplyvňovanom početnými kanalizovanými zrnotokmi a úlomkotokmi, produkovanými pravdepodobne synsedimentárnou tektonikou v susednom území. Prvky vyložene plytkovodných litorálnych sedimentov v týchto alopadických vložkách chýbajú.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 20 - 29

Prejavy impregnačnej Au mineralizácie v razdielskom bloku Tríbeča

VILIAM ORUŽINSKÝ[1], ALŽBETA KNÉSLOVÁ[2], EVA JULÉNYOVÁ[3], MARIÁN ZLOCHA[1], RASTISLAV RAJNOHA[1] a BORIS ANTAL[1]

[1]Prírodovedecká fakulta UK, katedra ložiskovej geológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť Banská Bystrica, Kynceľova 10, 975 90 Banská Bystrica
[3]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 1.10.1992, revidovaná verzia doručená 22.10.1993)

Indications of impregnation Au mineralization in Razdiel block of Tríbeč Mts., Western Carpathians

The main aim of the research was a detailed study of the zones of intensively silicified primarily carbonate rocks in the NE part of Razdiel block (Tríbeč Mts.) built predominantly of migmatites, Permian rocks, quartzites of the lower Triassic of the Tríbeč Formation and Triassic dolomites of the Krížna nappe. In the area of the assumed tectonic contact of quartzites and dolomites, there is a large zone of silicified rocks of jasperoid character. This type of altered rocks is at present considered to be one of the basic indication criteria of impregnation gold mineralization of Carlin type.

The results obtained by a complex study of the surroundings of the ore district of the Tríbeč Mts., indicate unambiquostly that this region could fulfill basic prospection criteria of impregnation gold mineralization in carbonate rocks. A detailed study of the processes of carbonate rock silicification, of trace element distribution, of fluid inclusions and geostatistical evaluation of analytical data lead to the conclusion that it is quite justified to continue a further complex and extended survey of the studied area.

Key words: impregnation gold mineralization, prospection criteria, jasperoid

Úvod

V súčasnom zložitom období slovenského rudného baníctva sa ukazuje ako najperspektívnejšie vyhľadávanie, prieskum a ťažba drahokovných mineralizácií. Okrem tradičných neovulkanických vrchov medzi nádejné patria aj oblasti jadrových pohorí Západných Karpát.

Hlavným cieľom prác zameraných na štúdium distribúcie Au, Ag, Hg, Sb a Tl v jasperoidoch (sekundárnych silicitoch), triasových dolomitoch a v kremencoch v širšom okolí kóty Sokolec (799 m n. m.) v sz. časti rudného rajónu Tríbeča bolo overiť a prípadne aj zdôvodniť nádejnosť tohto územia z hľadiska možnej prítomnosti netradičných Au mineralizácií impregnačného typu.

Širšie okolie kóty Sokolec budujú hlavne migmatity, permské horniny, kremenec spodného triasu tríbečskej série a triasový dolomit krížňanského príkrovu (Biely, 1975). V oblasti predpokladaného tektonického styku kremenca a dolomitu je rozsiahla zóna silicifikovaných hornín charakteru jasperoidov. Tento typ alterovaných hornín sa v súčasnosti pokladá za jeden zo základných indikačných príznakov impregnačných mineralizácií zlata typu Carlin.

Hlavné znaky geologickej stavby a metalogenézy Tríbeča

Tríbeč je výrazným megaantiklinálnym hrastom smeru SV-JZ vyzdvihnutým uprostred neogénnych panví. Je to jadrové pohorie vnútorného okraja tatrika s viacerými špecifickými znakmi.

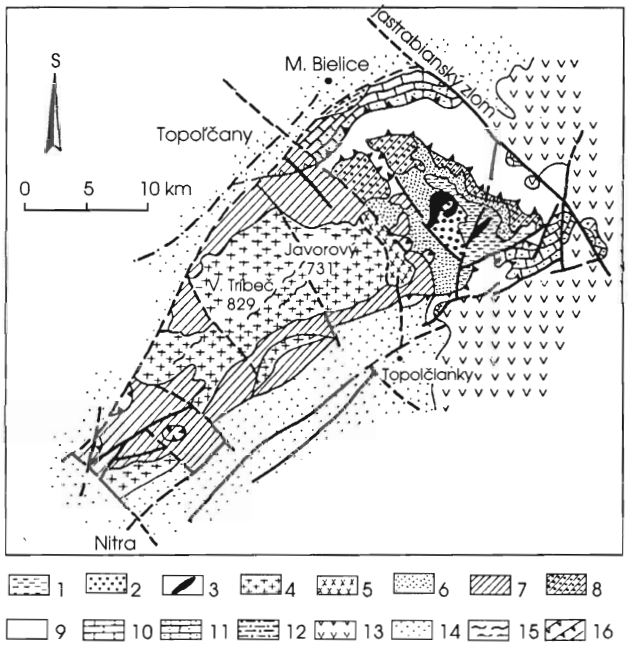
Geologickú stavbu Tríbeča podmieňuje výrazná priečna tektonika smeru SZ-JV, ktorá rozčlenila mohutný megaantiklinálny hrast na niekoľko nerovnako vyzdvihnutých krýh. Zlomy tohto smeru oddeľujú Tríbeč na S od neovulkanických vrchov Vtáčnika a Pohronského Inovca.

Významný priečny skýcovský zlom smeru SZ-JV rozčleňuje Tríbeč na dva geologicky odlišné bloky (obr. 1):

1. *Razdielsky blok* je severnou časťou územia a budujú ho metamorfity so značným obsahom diaftoritov (pravdepodobne hercýnskych), s mohutným permským súvrstvím a so silne redukovanou razdielskou obalovou jednotkou, s krížňanským a chočským príkrovom, jeho tylovou časťou s mocnejším zastúpením melafýrovej série.

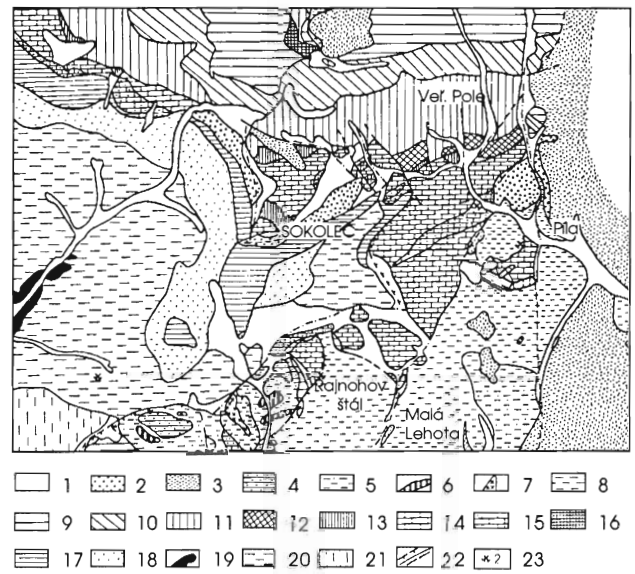
2. *Tríbečsko-zoborský blok* je južnou časťou územia a reprezentujú ho hlavne granitoidové horniny sprevádzané kompletnou tríbečskou obalovou jednotkou. Granitoidy majú prevažne charakter biotitického kremenitého tonalitu. V okrajových častiach intrúzie na styku s metamorfným plášťom sú hybridné granodiority. Dosť časté sú žily aplitu a pegmatitu.

V okrajovej časti razdielskeho bloku vystupujú migmatity stromatitického, príp. aj nebulitického typu (obr. 2). Permský komplex veľkej mocnosti predstavuje pestrofarebné súvrstvie bridlice, sčasti piesčitého a drobového pieskovca. Razdielska jednotka sa od tríbečskej odlišuje vývinom stredného triasu, nedostatkom metamorfózy a pozíciou v nadloží permského súvrstvia. Medzi jej charakteristiky patrí osobitný vývin anisského tmavého vápenca s vložkami čiernej bridlice a dolomitu a miestami aj ro-



Obr. 1. Tektonická schéma Tríbeča (podľa Maheľa, 1986). 1 - rula, 2 - svory a migmatity, 3 - amfibolity, 4 - granitoidy, 5 - leukokrátne granitoidy, 6 - permské súvrstvie, 7 - tríbečská jednotka, 8 - razdielska jednotka, 9 - krížňanský príkrov, 10 - chočský príkrov, 11 - melafýrová séria, 12 - paleogénne súvrstvia, 13 - neovulkanity, 14 - neogénne súvrstvia, 15 - mylonitové pásmo, 16 - presunové línie, zlomy.

Fig. 1. Tectonic sketch of Tríbeč Mts. (according to Maheľ, 1986). 1 - gneiss, 2 - mica schist, 3 - amphibolite, 4 - granitoid, 5 - leucocratic granitoid, 6 - Permian beds, 7 - Tríbeč unit, 8 - Razdiel unit, 9 - Krížna nappe, 10 - Choč nappe, 11 - melaphyre, 12 - Paleogene, 13 - neovolcanites, 14 - Neogene, 15 - mylonite zone, 16 - tectonic lines.



Obr. 2. Schéma geologickej stavby okolia kóty Sokolec (upravené podľa Bieleho, 1975). 1 - kvartér, 2 - neogén, 3 - neovulkanity, 4-8 - chočský príkrov, 4 - kremenec, pieskovec, bridlica (sp. trias), 5 - droba, arkóza, bridlica, pieskovec (perm), 6 - melafýr (perm), 7 - dioritový porfyrit (perm), 8 - karbón, 9-16 - krížňanský príkrov, 9 - bridlica, pieskovec, vápenec (krieda), 10 - jurské sedimenty, 11 - karpatský keuper (trias), 12 - sivý dolomit (vrchný trias), 13 - lunzské vrstvy (vrchný trias), 14 - dolomit (stredný trias), 15 - vápenec (stredný trias), 16 - bunkový vápenec (stredný trias), 17-18 - tríbečská séria, 17 - kremenec (spodný trias), 18 - arkóza, droba (perm), 19-21 - predmezozoické metamorfity, 19 - amfibolity, 20 - migmatity, 21 - svory, fylonity, 22 - násunové a tektonické línie, 22 - ložiská (1 - Ján Nepomuk, 2 - Kuliarova dolina, 3 - Rajnohov štál, 4 - Jedľové Kostoľany).

Fig. 2. Schema of geological setting of Sokolec locality (modified according to Biely, 1975). 1 - Quaternary, 2 - Neogene, 3 - neovolcanites, 4-8 - Choč nappe, 4 - quartzite, sandstone, shales (Triassic), 5 - greywacke, arkose, shale, sandstone (Permian), 6 - melaphyre (Permian), 7 - diorite porphyry (Permian), 8 - Carboniferous, 9-16 - Krížna nappe, 9 - shale, sandstone, limestone (Cretaceous), 10 - Jurassic sediments, 11 - Keuper (Triassic), 12 - dolomite (up. Triassic), 13 - Lunzs beds (up. Triassic), 14 - dolomites (mid. Triassic), 15 - limestone (mid. Triassic), 16 - cellular limestone (mid. Triassic), 17-18 - Tríbeč unit, 17 - quartzite (lower Triassic), 18 - arkose, greywacke (Permian), 19 - amphibolite, 20 - migmatite, 21 - mica shist, phyllonite, 22 - tectonic lines, 22 - ore deposits (1 - Ján Nepomuk, 2 - Kuliarova dolina, 3 - Rajnohov štál, 4 - Jedľové Kostoľany).

hovca. Krížňanský príkrov je južnejšou časťou jednotky blízkou koreňovým zónam. Prejavuje sa to metamorfným postihom, pestrosťou liasu a ďalšími osobitosťami. Chočský príkrov rozsiahlym zastúpením melafýrovej série predstavuje tylovú časť kmeňového príkrovu (Maheľ, 1986). Medzi jeho charakteristické znaky patrí značný rozsah karbónskeho súvrstvia, mocný komplex dolomitu a prítomnosť wettersteinského vápenca.

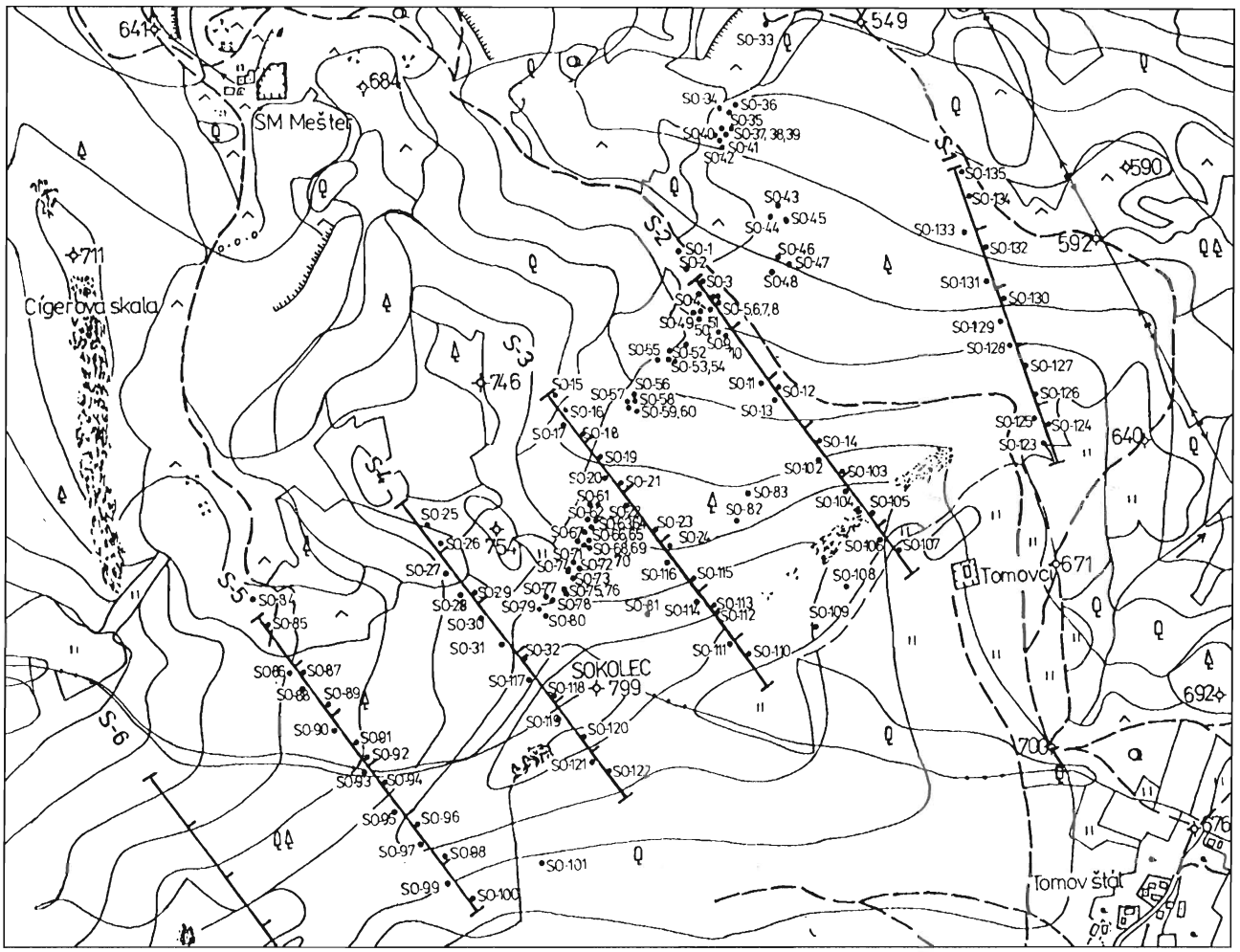
Z metalogenetického hľadiska sa Tríbeč pokladá za pomerne sterilný na výskyt rudných mineralizácií a rudných ložísk. Vo veľkej miere to spôsobil výzdvih a hlboký erozívny zrez tríbečsko-zoborského bloku. Ale sv. časť Tríbeča, ktorú buduje razdielsky blok s výraznejším zastúpením obalových jednotiek a s blízkou prítomnosťou neovulkanitov, je oveľa pestrejšia a zaujímavejšia.

Zo spodnotriasového kremenca na SV od skýcovského zlomu opísal Polák (1971) zaujímavú mineralizáciu zlata, ktorá sa v minulosti sledovala rozsiahlymi kutacími prácami. Na SV od obce Skýcov sa šlichovacími prácami zistila zvýšená prítomnosť kassiteritu, arzenopyritu, rumelky a scheelitu (oblasť Hlbokej doliny). Z územia medzi Skýcovom a Nitrou je známych niekoľko lokalít s výskytom hydrotermálnej lazulitovej mineralizácie s častým kremeňom, barytom, pyritom, rumelkou a ďalšími minerálmi (Jahn, 1976, 1979).

Zaujímavá siderito-sulfidická mineralizácia s apatitom je známa z tríbečskej série v blízkosti Jedľových Kostolian (Polák, 1957). Nepravidelné rudné šošovky malej mocnosti tvorí hlavne sideurit, chalkopyrit, pyrit, v menšej miere tetraedrit a galenit. Z nerudných minerálov je najbohatšie zastúpený najmä kremeň, dolomit, fluórapatit a turmalín. Názory na vznik tejto mineralizácie a jej vekové zaradenie nie sú jednotné.

Na rozhraní neovulkanitov Vtáčnika a Pohronského Inovca a razdielskeho bloku Tríbeča je známe galenitové ložisko Píla-Ján Nepomuk (obr. 2). Pb-Ag mineralizácia je v ložisku vyvinutá pozdĺž tektonickej násunovej plochy v triasovom dolomite a vápenci v tesnej blízkosti nadložných hornín tríbečskej série a zároveň aj v okolí apofýz neogénneho andezitu (Polák, 1955, 1982; Kubíny, 1963).

Slabé prejavy hydrotermálnej kremeňovo-antimonitovej mineralizácie sú známe z dolomitu stredného triasu lokality Rajnohov štál pri Malej Lehote (obr. 2). Táto minerali-



Obr. 3. Miesta odberu vzoriek SO-1 až SO-135.
Fig. 3. Sampling sites of SO-1 to SO-135 rock samples.

zácia je najpravdepodobnejšie spätá s neogénnou vulkanickou aktivitou (Polák, 1957; Novák a Kupka, 1957).

Terénny výskum

Pri terénnych prácach sa zhodnotilo 135 vzoriek pod označením SO-1 až SO-135. V detailne študovanom súbore sú zastúpené všetky dôležité litologické typy najbližšieho okolia lokality Sokolec, t. j. spodnotriasový kremenec tríbečskej série, žilný kremeň nachádzajúci sa v tomto kremenci, dolomit, čiastočne a úplne silicifikovaný dolomit spodného triasu chočského príkrovu a niekoľko vzoriek vápenca anisu tohto príkrovu. Vzorkovanie sa uskutočnilo najmä pozdĺž profilu S-1 až S-5. Miesta odberu vzoriek sú na obr. 3 a výsledky mapovacích prác na obr. 4.

Mikroskopické štúdium

Mikroskopické štúdium bolo zamerané najmä na podrobný opis silicifikácie dolomitu a na prejavy rudnej mineralizácie.

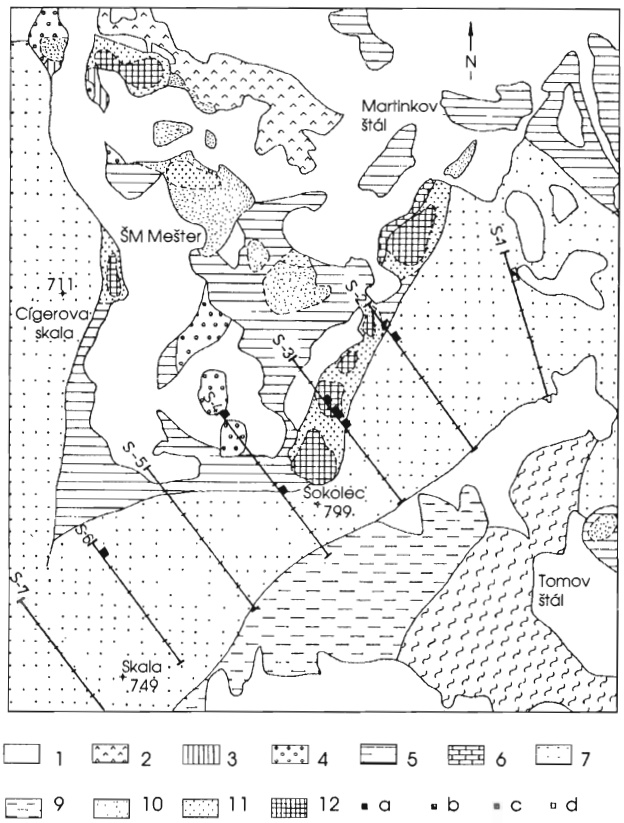
Silicifikáciu karbonátových hornín možno podľa pozorovania jej intenzity rozdeliť na slabú, strednú a silnú (obr. 4).

Aj napriek intenzívnej silicifikácii sa pri zohľadnení miery premeny pôvodnej karbonátovej hmoty zistilo, že horniny charakteru jasperoidov (obsah SiO_2 nad 70 %) možno rozdeliť do dvoch základných skupín.

Prvú skupinu predstavujú jasperoidy, v ktorých sa čiastočne zachovali relikty pôvodnej horniny v podobe silne premeneného dolomikritu a mikritu. Časté sú kremeňové žilky a dutinky vyplnené hypidiomorfne ohraničeným kremeňom. Druhú skupinu tvoria jasperoidy vzniknuté totálnou silicifikáciou pôvodnej horniny. Majú mikrokryštalickú alebo drobnokryštalickú všesmernú štruktúru s častou prítomnosťou žiliek hypidiomorfne ohraničeného kremeňa.

Brekciovité jasperoidy možno zaradiť do obidvoch skupín. Klasty sú premenené v rozličnej intenzite a často obsahujú relikty mikritovej karbonátovej hmoty.

Mikroskopickým pozorovaním možných prejavov rudnej mineralizácie sa zistilo, že jediným sulfidickým minerálom v študovaných horninových typoch je pyrit. Tento



Obr. 4. Geologická mapa lokality Sokolec. 1 - kvartér, 2 - andezit (neogén), 3-6 - krížňanský príkrov, 3 - karpatský keuper (norik), 4 - lunzské vrstvy (spodný karn), 5 - dolomit (anis - ladin), 6 - vápenec (anis), 7-8 - tríbečská séria, 7 - kremenec (spodný trias), 8 - arkóza, droba (perm), 9 - svory, migmatity, 10-12 - silicifikácia (10 - slabá, 11 - stredná, 12 - silná; jasperoidy), a-d - obsah zlata (a - do 50 ng/m^3, b - 51 - 100 ng/m^3, c - 101 - 150 ng/m^3, d - 151 - 200 ng/m^3).

Fig. 4. Geological map of Sokolec locality, Tríbeč Mts. 1 - Quaternary, 2 - andesite (Neogene), 3-6 - Krížna nappe, 3 - Carpathian Keuper (norik), 4 - Lunzs beds (lower karn), 5 - dolomite (anis-ladin), 6 - limestone (anis), 7-8 - Tríbeč unit, 7 - quartzite (lower Triassic), 8 - arkose, greywacke (Permian), 9 - mica schist, migmatite, 10-12 - silicification (10- weak, 11 - medium, 12 - strong; jasperoide), a-d - gold distribution (a - up to 50 ng/m^3, b - from 51 - 100 ng/m^3, c - from 101 - 150 ng/m^3, d - from 151 - 200 ng/m^3).

sulfid vytvára automorfne ohraničené zrná štvorcového, pentagonálneho, príp. aj hexagonálneho prierezu prevažne submikroskopickej veľkosti až po 14 μm.

Zriedkavejšie sa identifikovali pyritové zrná v priemere 60 μm s lokálnou akumuláciou dosahujúcou až 200 μm. Aj keď je väčšina pyritových zŕn limonitizovaná, mnohé pyrity si zachovávajú pôvodný tvar a obsahujú nepremenené jadrá. Nepremenený pyrit žltkavej farby a vysokej odrazivosti vystupuje v horninových typoch v rozličných formách. V dolomite vytvára drobné pyritové zrnká, len výnimočne chudobné impregnácie. Väčšie zrná sa vyskytujú v kremeňových žilkách pretínajúcich silicifikovaný dolomit.

Bohatšie a väčšie akumulácie prevažne limonitizovaného pyritu sú v nerovnakom stupni silicifikovaných dolomitických brekciách až v jasperoidoch. Limonitizované agregáty sa sústreďujú prevažne do silicifikovaných úlomkov alebo na ich pôvodnom okraji.

V jemnozrnnej základnej hmote jasperoidov druhej skupiny je pyrit zriedkavejší. V podobe drobných žiliek vypĺňa intergranulárny priestor medzi zrnami kremeňa. V kremenci a v žilnom kremeni sa mikroskopicky identifikovali len záteky limonitu pozdĺž väčších trhlín.

Atmoaurometrické merania

Atmoaurometrické meranie je založené na princípe výstupu zlata v pravdepodobnej molekulárnej forme z veľkej hĺbky po vertikálnych či subvertikálnych zlomových štruktúrach k povrchu zeme. Molekulárne častice sa zachytávajú aktívnym nasávaním a filtrovaním atmosférického vzduchu do sorpčného roztoku z výšky asi 50 cm nad povrchom terénu. Koncentrácia zlata sa udáva v ng/m^3 (Krčmář et al., 1986).

Výsledky atmoaurometrických meraní v okolí lokality Sokolec pozdĺž profilu S-1 až S-7 preukázali prítomnosť zlatonosných štruktúr. Najväčšia časť anomálnych koncentrácií zlata v rozsahu 30 - 170 ng/m^3 je v profile S-1 až S-4 (Krčmář et al., 1991). Ich výskyt sleduje priebeh tektonickej línie smeru SV-JZ, oddeľujúcej kremenec tríbečskej série od dolomitu krížňanského príkrovu (obr. 4).

Fluidné inklúzie

Fluidné inklúzie sa skúmali v obojstranne leštených kremeňových platničkách hrubých 0,4 mm, ktoré boli zhotovené z rozličných rezov niekoľkých jasperoidov reprezentujúcich hlavné hydrotermálne centrá silicifikácie študovanej oblasti. Merania sa vykonali na zahrievacom stolíku LEITZ 350 s rozsahom teploty -20 až 350 °C.

Na základe komplexného štúdia fluidných inklúzií možno predpokladať, že hydrotermálny systém v oblasti tektonického styku spodnotriasového kremenca tríbečskej série a dolomitu chočského príkrovu bol veľmi dynamický a homogénny. Migrujúce fluidá s nízkou priemernou salinitou ($\bar{x}$ = 2,65 váh. % NaCl ekv.) a hustotou (ρ = 0,87 - 0,90 g/cm^3) spôsobili masovú silicifikáciu hostiteľských karbonátových hornín najmä v teplotnom intervale 180 - 240 °C. Oblasť pôsobenia pôvodom zrejme meteorických hydrotermálnych roztokov vymedzujú nízkotlakové (p = 10 - 20 x 10^5 Pa) podmienky zodpovedajúce pripovrchovej epitermálnej úrovni.

Ílové minerály

Na štúdium zastúpenia ílových minerálov bola vyčlenená vzorka SO-15, SO-19, SO-22, SO-24, SO-27, SO-34, SO-40, SO-42 a SO-77.

Cieľom bolo zistiť charakter ílových minerálov celej plochy silicifikovanej zóny a centier maximálnej silicifikácie.

Ílová frakcia sa štandardnou metodikou izolovala v laboratóriách katedry ložiskovej geológie PF UK a metódou rtg difrakcie analyzovala a identifikovala v geologickom ústave PF UK.

TAB. 1
Výsledky kompletných silikátových analýz (v %)
Results of silicate analyses (in %)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	Σ
SO-2	1,21	0,10	0,12	0,06	0	0,02 (190 ppm)	29,08	22,12	0,02	0,06	0,01	46,87	0,01	99,68
SO-4	50,81	0,10	0,37	0,09	0,06	0,02 (233 ppm)	14,13	9,87	0,03	0,03	0,01	24,05	0,01	99,48
SO-6	94,00	0,11	2,20	0,61	0,17	0,01 (21 ppm)	0,17	0,33	0,58	0,02	0,02	0,97	0,02	99,20
SO-15	11,98	0,10	0,14	0,06	0,06	0,02 (388 ppm)	27,23	18,23	0,01 (44 ppm)	0,08	0,12	41,53	0,01	99,46
SO-17	96,95	0,08	1,04	0,09	0,11	0,01 (7 ppm)	0,14	0,11	0,13	0,02	0,01	0,58	0,10	99,36
SO-19	97,45	0,11	0,88	0,26	0,16	0,01 (25 ppm)	0,16	0,10	0,13	0,02	0,01	0,83	0,01	100,12
SO-34	96,97	0,04	1,02	0,29	0,13	0,01	0,14	0,08	0,19	0,02	0,05	0,46	0,02	99,41
SO-36	90,62	0,08	3,08	1,77	0,66	0,20	0,43	0,41	0,92	0,03	0,17	1,40	0,05	99,22
SO-38	93,17	0,07	2,46	0,84	0,25	0,01	0,36	0,37	0,72	0,03	0,01	1,08	0,03	99,39
SO-39	94,87	0,12	2,00	0,81	0,24	0,01 (20 ppm)	0,12	0,25	0,51	0,01	0,01	0,74	0,03	99,71
SO-40	97,00	0,10	1,32	0,17	0,06	0,01 (18 ppm)	0,15	0,11	0,21	0,01	0,01	0,53	0,02	99,59
SO-45	96,65	0,10	1,00	0,27	0,12	0,01 (30 ppm)	0,17	0,15	0,17	0,02	0,01	0,78	0,01	99,35
SO-71	96,20	0,11	1,42	0,32	0,12	0,01 (16 ppm)	0,14	0,18	0,25	0,02	0,04	0,68	0,01	99,49
SO-72	93,77	0,05	2,19	1,01	0,24	0,01	0,35	0,30	0,46	0,03	0,01	1,12	0,04	99,67
SO-75	97,43	0,10	0,69	0,28	0,06	0,01 (6 ppm)	0,14	0,10	0,10	0,01	0,01	0,44	0,01	99,27

Metódou ICP, AES a AAS v geologickom ústave PF UK analyzovala J. Kubová.
Analyzied by J. Kubová in Geological Institute, Comenius University, using methods ICP, AES and AAS.

TAB. 2
Obsah stopových prvkov (v ppm)
Distribution of trace elements (in ppm)

	SO-75	SO-71	SO-45	SO-40	SO-39	- SO-19	SO-17	SO-15	SO-6	SO-4	SO-2
Ag	~1	~2,8	<3	6,2	60	~2,8	21	<3	~2,1	<3	<3
B	<30	78	30	30	83	<30	<30	<30	112	42	<30
Ba	25	27	27	69	36	32	36	11	26	20	<3
Co	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cr	36	44	45	31	14	41	25	5	16	7	<3
Cu	5,8	6,9	6,2	8,3	31	6,8	34	<3	11	<3	<3
Ga	2	3	2,2	2,9	3,3	2	1	4	4	5	4
Mn	7,8	13	17	13	9,3	10	11	<3	13	<3	<3
Mo	<3	~3	<3	14	36	<3	42	10	<3	<3	<3
Ni	3,5	4	<3	<3	3,3	3,5	3,3	4	3,8	<3	<3
Pb	23	27	41	141	91	58	166	16	45	20	5
Sn	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sr	9,3	14	15	83	18	19	104	74	58	40	126
Ti	123	257	126	151	420	178	91	95	495	126	118
V	3,2	12	4	263	170	6	112	12	33	9	14
Zr	<3	4,8	<3	<3	4,6	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3

Vzorka SO-2 a SO-15 - silicifikovaný dolomit a ostatné sú jasperoidy. Metódou SPA v geologickom ústave PF UK analyzoval J. Medveď. Všetky hodnoty sú v ppm.
Samples SO-2 and SO-15 - silicificated dolomite, further samples are jasperoides. Using SPA method analyzied by J. Medveď in Geological Institute, Comenius University. Values in ppm.

TAB. 3
Distribúcia Au, Ag, As, Sb, Hg a Tl (v ppm)
Distribution of Au, Ag, As, Sb, Hg and Tl (in ppm)

		Ag	As	Sb	Tl	Hg	Au
1.	SO-1	2,46	1,606	37,00	39,01	0,098	0,039
2.	SO-2	3,03	2,35	49,33	12,14	0,025	0,059
3.	SO-3	2,61	4,14	48,95	10,68	0,019	0,019
4.	SO-4	1,57	7,06	42,14	6,03	0,203	0,024
5.	SO-5	-	-	-	-	3,124	-
6.	SO-6	0,784	12,95	33,45	<3	2,934	0,073
7.	SO-7	0,16	9,16	21,10	<3	3,145	0,138
8.	SO-9	-	-	-	-	0,115	-
9.	SO-10	-	-	-	-	0,097	-
10.	SO-11	-	-	-	-	0,541	-
11.	SO-12	-	-	-	-	0,226	-
12.	SO-13	<0,005	26,71	20,97	<3	-	0,017
13.	SO-14	<0,005	3,47	<20	<3	0,188	0,047
14.	SO-15	2,05	2,93	55,57	11,19	0,187	0,003
15.	SO-16	2,61	65,03	46,50	38,01	0,122	0,043
16.	SO-17	4,51	43,16	61,64	<3	0,738	0,007
17.	SO-18	0,0779	1,69	25,40	<3	0,539	0,028
18.	SO-19	1,03	7,67	34,41	<3	0,774	0,043
19.	SO-20	1,50	7,36	20,50	3,57	0,199	0,005
20.	SO-21	0,842	7,26	37,18	<3	1,128	0,009
21.	SO-22	0,037	0,83	27,34	<3	1,169	0,019
22.	SO-23	0,419	21,78	28,60	<3	0,346	0,001
23.	SO-24	-	-	-	-	0,127	-
24.	SO-25	-	-	-	-	0,067	-
25.	SO-26	2,84	1,29	57,66	<3	0,055	0,006
26.	SO-27	3,17	0,77	83,92	9,43	0,099	0,018
27.	SO-28	3,578	8,20	68,50	<3	4,043	0,058
28.	SO-29	-	-	-	-	0,181	-
29.	SO-30	0,158	2,35	<20	20,81	1,312	0,006
30.	SO-31	-	-	-	-	0,280	-
31.	SO-32	<0,005	1,41	<20	<3	0,172	0,007
32.	SO-33	0,86	30,41	30,00	7,13	0,146	0,002
33.	SO-34	1,768	6,60	42,00	4,74	2,093	0,031
34.	SO-36	4,857	7,06	124,60	9,87	3,728	0,130
35.	SO-38	3,661	6,96	40,16	6,20	2,357	0,36
36.	SO-39	32,75	72,73	29,74	<3	4,030	0,422
37.	SO-40	1,37	8,29	33,57	<3	0,469	0,028
38.	SO-42	4,17	1,15	123,97	<3	0,403	0,014
39.	SO-43	-	-	-	-	0,177	-
40.	SO-44	-	-	-	-	0,077	-
41.	SO-45	0,53	7,69	<20	<3	2,555	0,044
42.	SO-46	<0,005	0,78	33,57	<3	0,244	0,006
43.	SO-47	<0,005	3,46	<20	<3	0,208	0,003
44.	SO-51	0,90	3,22	17,48	<3	1,041	0,023
45.	SO-52	<0,005	2,15	<20	<3	0,392	0,015
46.	SO-53	1,68	4,01	41,88	5,91	0,100	0,004
47.	SO-55	0,73	6,95	40,16	6,20	1,971	0,115
48.	SO-58	-	-	-	-	0,074	-
49.	SO-59	0,81	9,57	22,67	<3	3,682	0,056
50.	SO-61	0,40	46,68	31,59	<3	2,653	0,354
51.	SO-65	0,21	25,55	37,26	<3	6,492	0,077
52.	SO-66	0,115	1,69	36,42	<3	0,250	0,004
53.	SO-71	1,23	13,26	44,34	<3	3,207	0,026
54.	SO-72	1,258	6,44	26,83	3,43	2,698	0,205
55.	SO-75	0,226	11,58	<20	<3	0,805	0,007
56.	SO-77	0,801	21,34	32,35	<3	1,875	0,157
57.	SO-81	-	-	-	-	0,085	-
58.	SO-82	<0,005	4,19	<20	<3	0,108	0,003
59.	SO-83	-	-	-	-	0,071	-

Au, Ag, As, Sb a Hg metódou AAS analyzoval v geologickom ústave PF UK V. Streško a J. Chudý; obsah Tl ICP metódou v tom istom ústave J. Kubová, Au metódou AAS v LABTECH, s. r. o., Brno I. Toman.
Analyzied by AAS method.

Vo vzorke SO-15 (dolomit), SO-27 (dolomit) a SO-42 (vápenec) neboli identifikované nijaké ílové minerály. V ostatných horninách, prevažne charakteru jasperoidov, je prítomný len illit. Najzaujímavejšia a najpestrejšia je vzorka SO-40, v ktorej má okrem illitu výrazné zastúpenie aj kaolinit.

Obsah C_{org}

Na štúdium distribúcie C_{org} sa vyčlenilo 11 vzoriek (SO-2, SO-4, SO-6, SO-15, SO-17, SO-19, SO-39, SO-40, SO-45, SO-71 a SO-75). Analytické práce sa vykonali v laboratóriách Českého geologického prieskumu v Brne.

Výsledky ukázali, že pre študovaný jasperoid nie je charakteristický zvýšený obsah organickej hmoty. Len vo vzorkách dolomitického charakteru (SO-2 s SO-15) sa identifikoval obsah okolo 0,05 %. Ostatné výsledky stanovovania C_{org} boli pod touto hodnotou.

Silikátové a spektrálne analýzy

Termínom jasperoid sa v súčasnosti označuje silicifikovaná karbonátová hornina, ktorá vznikla ako výsledok intenzívnej epigenetickej hydrotermálnej metasomatózy. Pôvodné materské horniny majú sedimentárny charakter a sú prevažne karbonátového alebo aj klastického zloženia. Obsah SiO_2 by mal byť vyšší ako 70 % a Al_2O_3 nižší ako 10 % (Lovering a Heyl, 1974; Holland et al., 1988).

Jasperoid má oproti dolomitu vyšší obsah niektorých prvkov, najmä Ag, Cr, Cu, Pb a niektoré aj Mo a V. Najzaujímavejšia je vzorka SO-39 a SO-40 (obsah Ag 60 a 6,2 ppm, Cu 31 a 8,3 ppm, Mo 36 a 14 ppm, Pb 91 a 141 ppm, V 170 a 263 ppm). Zvýšený obsah stopových prvkov má aj jasperoid SO-17 z profilu 2 - 3 (21 ppm Ag, 34 ppm Cu, 42 ppm Mo, 166 ppm Pb, 112 ppm V). Očakávaný výraznejšie zvýšený obsah stopových prvkov v jasperoide v miestach najintenzívnejšej silicifikácie v blízkosti kóty Sokolec sa nepotvrdil.

Distribúcia Au, Ag, As, Sb, Hg a Tl

Zvýšený obsah Au, Ag, As, Sb, Hg a Tl v jasperoide a povaha ich vzájomných vzťahov sa pokladajú za dôležité základné indikačné kritériá a príznaky impregnačnej mineralizácie zlata typu Carlin (Harris a Radtke, 1976; Holland et al., 1988), a preto sa im v našom projekte venovala veľká pozornosť.

Distribúcia Au, Ag, Sb, As a Tl sa sledovala v 43 a Hg v 99 vzorkách. Zastúpené boli všetky hlavné litologické typy študovaného územia - jasperoidy, dolomit, kremenec a kremeňové žily. Výsledky analýz zhŕňa tab. 3 a základné štatistické údaje o spracúvaných súboroch sú v tab. 4.

Obsah zlata v celom súbore vzoriek je od 0,003 do 0,422 ppm. Priemerný obsah zlata v jasperoide je 0,104 ppm, v dolomite 0,03 ppm, v čiastočne silicifikovanom dolomite 0,016 ppm, v kremenci 0,012 ppm a v žilnom kremeni 0,003 ppm. Najviac sa ho zistilo vo vzorke jasperoidu SO-39 (0,422 ppm Au), SO-38 (0,36 ppm Au) a SO-61 (0,354 ppm Au). Obsah zlata v jasperoide je 5 až 6-krát vyšší ako priemerný obsah v kremenci a dolomite a viac ako 30-krát vyšší ako v žilnom kremeni, v ktorom je obsah zlata prekvapujúco nízky.

TAB. 4
Priemerný, minimálny a maximálny obsah Ag, As, Sb, Tl, Hg a Au (v ppm)
Average, minimum and maximum contents of Ag, As, Sb, Tl, Hg and Au (in ppm)

	Ag	As	Sb	Tl	Hg	Au
			Jasperoidy (23)			
Priemer	2,78	15,28	37,1	2,96	2,31	0,104
Medián	0,9	8,2	33,5	2	2,36	0,056
Minimum	0,005	1,69	14	2	0,199	0,003
Maximum	32,75	72,73	124,6	9,87	6,492	0,422
			Dolomity (5)			
Priemer	2,59	14,64	49,21	20,47	0,097	0,03
Medián	2,61	2,35	49,33	12,14	0,098	0,039
Minimum	2,05	1,29	37,0	2	0,025	0,003
Maximum	3,03	65,03	57,66	39,01	0,187	0,059
			Silicifikované dolomity (4)			
Priemer	2,26	3,99	54,22	8,01	0,185	0,016
Medián	2,14	4,07	45,54	7,73	0,099	0,018
Minimum	1,57	0,77	41,88	5,91	0,019	0,003
Maximum	3,17	7,06	83,92	10,68	0,203	0,024
			Kremenec (7)			
Priemer	0,21	9,10	20,27	5,42	0,505	0,012
Medián	0,037	3,46	14,0	2	0,208	0,003
Minimum	0,005	0,83	14,0	2	0,146	0,003
Maximum	0,86	30,41	30,0	20,81	1,312	0,047
			Žilný kremeň (4)			
Priemer	0,031	2,20	24,49	2	0,248	0,003
Medián	0,005	1,92	23,78	2	0,247	0,003
Minimum	0,005	0,78	14,0	2	0,108	0,003
Maximum	0,115	4,16	36,42	2	0,392	0,015

V zátvorke sú počty vzoriek.
Numbers of samples are in brackets.

TAB. 5
Korelačné faktory
Correlation factors

	Ag	As	Au	Sb	Hg
		Rudné jasperoidy (Great Basin) (32)			
Ag	1,0000	0,1980	0,5159	-0,0766	
As	0,1983	1,0000	0,4693	-0,1515	
Au	0,5159	0,4693	1,0000	0,0324	
Sb	-0,0766	-0,1515	0,0324	1,0000	
		Jalové jasperoidy (Great Basin) (33)			
Ag	1,0000	0,1995	0,3293	0,4079	
As	0,1995	1,0000	0,1845	0,2701	
Au	0,3293	0,0845	1,0000	0,0291	
Sb	0,4079	0,2701	0,0291	1,0000	
		Jasperoidy (Sobinec) (23)			
Ag	1,0000	0,7371	0,5788	0,0981	0,2511
As	0,7371	1,0000	0,5900	0,0142	0,2827
Au	0,5788	0,5900	1,0000	0,0284	0,3604
Sb	0,0981	0,0142	0,0284	1,0000	0,2739
Hg	0,2511	0,2827	0,3604	0,2739	1,0000

Údaje z oblasti Great Basin, USA, prevzaté z práce Holland et al., 1988
Data from Great Basin, USA, are taken over Holland et al., 1988

Výpočtom vzájomných korelačných vzťahov medzi Au, Ag, As, Sb, Hg a Tl sa zistilo, že obsah zlata v jasperoidoch výrazne pozitívne koreluje s obsahom As, Ag; dobrá korelácia je s Hg a nijaká s Sb (tab. 5). Výrazne odlišné sú korelačné vzťahy v dolomite a v čiastočne silicifikovanom dolomite, kde zlato dobre koreluje iba s obsahom Tl a Ag a s Hg sa dokonca objavuje výraznejšie negatívna korelácia. Medzi obsahom Au, As a Sb v dolomitických horninách nie sú takmer nijaké korelačné vzťahy.

Striebro sa analyzovalo v hodnote od 0,005 do 32,75 ppm. Jeho priemerný obsah v jasperoide je 2,77 ppm, v dolomite 2,59 ppm, v kremenci 0,04 ppm a v kremeňových žilách 0,03 ppm. Vzorka s najvyšším obsahom Ag (32,75 ppm) má aj najvyšší obsah Au (0,422 ppm).

Zo vzájomných korelačných vzťahov vyplýva, že obsah Ag v jasperoide výrazne pozitívne koreluje s obsahom As a Au, čiastočne aj s Hg a vôbec s Sb. V dolomite je podobne ako pri zlate úplne odlišná situácia. Výraznejšie pozitívna korelácia je iba s Sb, dobrá s Au a čiastočne aj s Tl a výrazne negatívna s As a Hg.

Na zisťovanie distribúcie a správania sa ortuti sa získalo najviac analýz. Analyzovaných bolo 99 vzoriek s výslednou hodnotou od 0,019 do 6,492 ppm Hg (tab. 3, 6). Priemerný obsah Hg v jasperoide je 2,31 ppm, v dolomite 0,097 ppm, v čiastočne silicifikovanom dolomite 0,105 ppm, v kremenci 0,505 ppm a v kremeňových žilách 0,248 ppm Hg. Ortuť v jasperoide dobre koreluje s obsahom Au, As a Hg. V dolomite je situácia opačná - negatívny vzťah je k Ag a Au. Nijaké korelačné vzťahy nie sú ani v jednom z týchto dvoch prípadov s Sb.

Obsah antimónu nie je napriek istému očakávaniu príliš vysoký. Priemerná hodnota v jasperoide je 37,1 ppm, v dolomite 49,21 ppm, v kremenci 20,27 ppm a v kremeňových žilách 24,49 ppm Sb (tab. 4).

Z vypočítaných korelačných koeficientov vidieť, že Sb v jasperoide výraznejšie nekoreluje s nijakým sledovaným prvkom. Dobrá korelačná závislosť je iba s As. V dolomite je výrazne pozitívna korelácia medzi Sb a Ag a výrazne negatívna medzi Sb a As.

Obsah arzénu je od 0,77 do 72,73 ppm. Priemerný obsah nie je vysoký: 15,28 ppm v jasperoide, 14,64 ppm v dolomite, 3,99 ppm v silicifikovanom dolomite, 9,10 ppm v kremenci a 2,20 ppm v kremeňových žilách. Arzén výrazne pozitívne koreluje s obsahom Au a Ag v jasperoide a dobrá korelácia je aj s Hg a Sb. V dolomite a v čiastočne silicifikovanom dolomite sú tieto vzťahy úplne iné (tab. 5).

Distribúciu hodnoty tália nebolo možno komplexne štatisticky spracovať, lebo obsah tohto prvku bol najmä v jasperoide pod hranicou citlivosti použitej analytickej metódy. V dolomite je priemerný obsah Tl 8,2 ppm a tento prvok v nich dobre koreluje s obsahom Au.

Manometria

Hlavným cieľom manometrického stanovovania bolo jednoznačne charakterizovať typ karbonátových hornín a na základe získaných údajov sa pokúsiť presnejšie definovať silicifikáciu dolomitu. Výsledky analýz sú v tab. 7.

TAB. 6
Obsah Hg pozdĺž profilu S-1 a S-5
Mercury content along S-1 and S-5 profile

Vzorka	Hg (ppm)	Vzorka	Hg (ppm)
SO-84	0,1065	SO-105	0,7995
SO-85	0,0605	SO-106	0,7753
SO-86	0,121	SO-107	0,3138
SO-87	0,219	SO-108	0,143
SO-88	0,039	SO-109	0,2003
SO-89	0,226	SO-110	0,3373
SO-90	0,222	SO-111	0,3073
SO-91	0,1183	SO-123	0,291
SO-92	0,0155	SO-124	0,500
SO-93	0,0603	SO-125	0,1165
SO-94	0,0236	SO-126	0,8938
SO-95	0,6843	SO-127	0,428
SO-96	0,3608	SO-128	0,0472
SO-97	0,0536	SO-129	0,0476
SO-98	0,153	SO-130	0,0853
SO-99	0,022	SO-131	0,4458
SO-100	0,0683	SO-132	0,0983
SO-101	0,0318	SO-133	0,1493
SO-102	0,097	SO-134	0,0953
SO-103	0,588	SO-135	0,4486
SO-104	0,865		

Každá vzorka je kremenec. Metódou AAS v geologickom ústave PFUK analyzoval V. Streško.
All rock samples are quartzites; analyzied using AAS method by V. Streško in Geological Institute, Comenius University.

TAB. 7
Výsledky manometrických analýz (v %)
The results of carbonate composition determination (in %)

	Vzorka	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$	NP	CaO	MgO	CO_2
1.	SO-1	0	98,05	1,95	29,82	21,43	46,80
2.	SO-2	0	97,75	2,25	29,72	21,37	46,66
3.	SO-3	0	80,92	19,08	24,61	17,69	38,62
4.	SO-4	0	51,38	48,62	15,62	11,23	24,53
5.	SO-5	0	0,65	99,35	0,20	0,14	0,31
6.	SO-6	0	1,38	98,62	0,37	0,05	0,58
7.	SO-15	0	87,75	12,25	26,68	19,19	41,88
8.	SO-16	0	87,72	12,28	26,67	19,18	41,87
9.	SO-17	0	0,98	99,02	0,30	0,21	0,47
10.	SO-18	0	0,65	99,35	0,20	0,14	0,31
11.	SO-19	0	1,18	98,82	0,32	0,05	0,50
12.	SO-26	0	94,63	5,37	28,78	20,69	45,16
13.	SO-27	48,56	50,12	1,32	42,45	10,96	45,27
14.	SO-28	0	1,31	98,69	0,40	0,29	0,62
15.	SO-29	0	0,70	99,50	0,21	0,15	0,34
16.	SO-39	0	1,18	98,82	0,32	0,05	0,50
17.	SO-40	0	0,96	99,04	0,29	0,21	0,46
18.	SO-42	99,13	0	0,87	55,54	0	43,59
19.	SO-44	98,86	0	1,14	55,39	0	43,47
20.	SO-45	0	1,37	98,63	0,37	0,05	0,57
21.	SO-53	0	79,00	21,00	24,02	17,27	37,71
22.	SO-71	0	1,01	98,99	0,31	0,22	0,48
23.	SO-75	0	0,78	99,22	0,21	0,03	0,33

Analyzoval J. Turan z geologického ústavu PFUK.
Analyzied by J. Turan, Geological Institute of Comenius University

V horninách charakteru jasperoidu má vysoké zastúpenie tzv. nerozpustný podiel NP, ktorý tvoria hlavne rozličné formy kremeňa (bežný typ, jemnozrnná agregátová forma, idiomorfné kryštáliky typu marmarošských diamantov), menšie zastúpenie majú ílové a opaktné minerály.

Pri pokuse matematicky sledovať korelačné vzťahy medzi manometricky stanoveným obsahom CaO, MgO, CO_2, NP a Au, Hg, Ag, Sb sa zistilo, že obsah zlata v jasperoide pozitívne koreluje len s MgO zložkou a negatívne s nerozpustným podielom NP (tab. 5). Tento fakt môže naznačovať, že obsah zlata neveľmi súvisí s intenzitou silicifikácie.

Výrazná pozitívna korelácia medzi Sb a CaO a dobrá korelácia s CO_2 naznačujú pravdepodobnú väzbu Sb na kalcitovú zložku dolomitických hornín. V jasperoide naopak Sb výraznejšie koreluje s MgO zložkou (obr. 5).

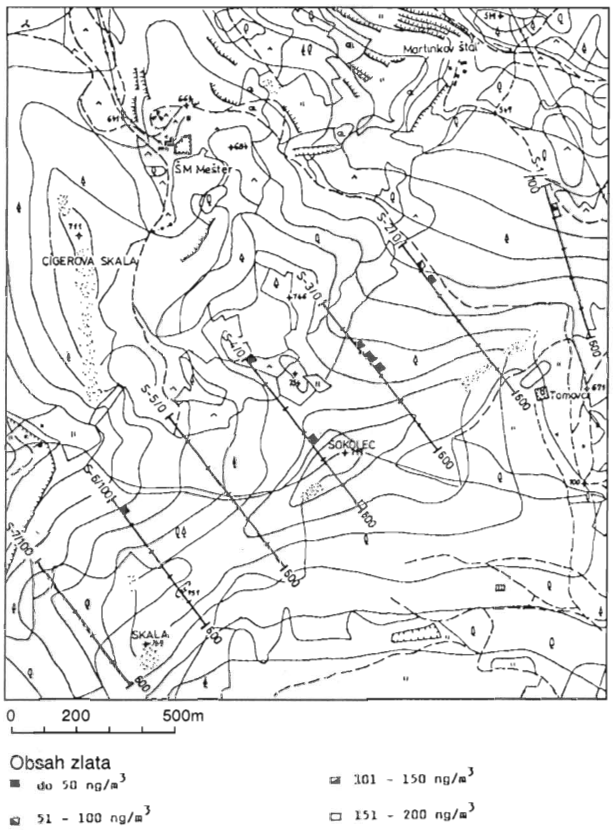
Diskusia a záver

Impregnačné mineralizácie zlata sa môžu vyskytovať v niekoľkých základných ložiskových typoch: impregnačné a žilníkové Au-Ag ložiská vo vyvretých intruzívnych horninách, impregnačné Au-Ag mineralizácie vo vulkanických prúdoch a sprievodných vulkanoklastických horninách, impregnačné ložiská Au v tufitických horninách a v páskovaných Fe rudách a impregnačné mineralizácie zlata typu Carlin v karbonátových horninách.

Typ Carlin je pomenovaný podľa ložiska Carlin v štáte Nevada v USA, ktoré predstavuje netradičný impregnačný typ zlatej mineralizácie s výraznou väzbou na sekundárne silicifikované zóny v prevažne karbonátových horninách. Vznikalo počas terciéru ako výsledok komplexného pôsobenia intruzívnej vulkanickej aktivity, tektonickej činnosti a hydrotermálnych alteračných procesov.

Z detailnej analýzy ložísk zlata typu Carlin vychodí, že sa tento typ mineralizácie vyskytuje v teréne, pre ktorý sú typické tieto základné znaky (Lovering a Heyl, 1974; Rey, 1985; Radtke, 1985; Holland et al., 1988, a i.): komplexná geologická stavba územia; prítomnosť formácií sedimentárnych hornín prevažne karbonátového zloženia s výraznou litologickou variabilitou a s dostatočným obsahom rozptýlenej organickej hmoty; prítomnosť vyvretých hornín intruzívneho komplexu v tesnej blízkosti sedimentárnych formácií; prítomnosť hlboko založených tektonických porúch v prostredí sedimentárnych komplexov a strmo sklonených zlomov priamo vo vrstvách karbonátových hornín: zreteľné hydrotermálne premeny karbonátových hornín, hlavne silicifikácia, argilitizácia, propylitizácia a menej často alunitizácia; častá prítomnosť lokálnych telies jasperoidov; geochemicky anomálny obsah Au, Hg, As, Sb a Tl v silne silicifikovaných karbonátových horninách; častá prítomnosť kremeňových, barytových a kalcitových žíl; výskyty a indície iných typov rudných mineralizácií v danej oblasti, najmä polymetalickej žilnej, žilníkovej alebo skarnovej.

Po rozbore uvedených základných vyhľadávacích kritérií a príznakov impregnačných Au mineralizácií carlinského typu možno konštatovať, že hlavnými perspektívnymi oblasťami výskytu tejto mineralizácie na našom území sú najmä okrajové časti rudných rajónov budovaných neovulkanickými formáciami na styku s mezozoickými súvrstviami vápenca a dolomitu (Knésl, Knéslová a Maťová, 1989; Jelényová, 1990; Oružinský a Jelényová, 1991). Z prognózneho hľadiska je dôležité konštatovanie, že každé mohutné karbonatické súvrstvie je potenciálnym zdro-



Obr. 5. Korelačné vzťahy medzi Sb a MgO a Au a NP.
Fig. 5. Correlation relations between Sb and MgO and Au and NP.

jom zlatonosných akumulácií impregnačného typu za predpokladu, že sa v jeho tesnej blízkosti nachádza mladší magmatický aparát s vyvinutými produktívnymi hydrotermálnymi systémami (Radtke et al., 1980; Radtke, 1985; Holland et al., 1988).

Z tohto hľadiska je nádejná oblasť rozdielskeho bloku Tríbeča (Oružinský et al., 1992), o ktorej prieskum prejavili záujem aj niektoré zahraničné prieskumné a ťažobné organizácie. Poznatky z komplexného štúdia možných prejavov impregnačnej Au mineralizácie v širšom okolí lokality Sokolec jednoznačne naznačujú, že tento región spĺňa základné prospekčné kritériá tohto typu mineralizácie v karbonátových horninách. Geologická stavba územia, charakter a dynamika procesov silicifikácie, distribúcia zlata a stopových prvkov, väzba centier maximálnej hydrotermálnej aktivity na výrazné tektonické línie, ako aj veľmi významná tesná blízkosť neovulkanických vrchov podporujú tvrdenie, že je úplne odôvodnené pokračovať v ďalšom deailnom a rozšírenom prieskume študovanej oblasti už aj s využitím nenáročných technických prác.

Impregnačné mineralizácie zlata predstavujú u nás nový, špecifický, ale hlavne perspektívny typ Au mineralizácie, ktorý sa vyznačuje osobitnými geologickoložiskovými a geochemickými črtami. Keďže zrudnenie je vo väčšine prípadov makroskopicky neviditeľné a nachádza sa v prostredí sedimentárnych hornín, ktoré sa spravidla pokladajú za metalicky sterilné, možno očakávať prítomnosť tohto typu Au mineralizácie aj v takých oblastiach Západných Karpát, ktoré sa z metalogenetického hľadiska doteraz považovali za bezperspektívne.

Literatúra

Biely, A. 1975: Geologická mapa Tríbeča (M 1:50 000). *GÚDŠ Bratislava.*

Harris, H. & Radtke, A. S. 1976: Statistical study of selected trace elements with reference to geology and genesis of the Carlin gold deposit, Nevada. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 960, 21.*

Holland, P. T., Beaty, D. W. & Snow, G. G. 1988: Comparative study of elemental and oxygen isotope geochemistry of jasperoid in the northern Great Basin. Evidence for distinctive fluid evolution in goldproducing hydrothermal systems. *Econ. Geol., 53, 1401 - 1423.*

Jahn, J. 1976: Nové nálezy lazulitu v mezozoiku Tríbeča na Slovensku. *Mineral. Geol., 21, 2, 205.*

Jahn, J. 1979: Nové poznatky o lazulitovej mineralizácii v Tríbeči. *Mineralia slov., 11, 278.*

Julényová, E. 1990: Jasperoidy štiavnicko-hodrušského hrastu. [Dipl. práca.] *Manuskript - archív katedry ložiskovej geológie PFUK, 91.*

Knésl, J., Knéslová, A. & Maťová, V. 1989: K možnostiam výskytu Au-rúd typu Carlin na území SSR. *Geol. Průzk., 12, 358 - 361.*

Krčmář, B. et al. 1986: Aplikace atmogeochemických metod pro prospekci rudních ložisek a vod. [Záv. správa.] *Manuskript - Geofyzika Praha, 20.*

Krčmář, B. et al. 1991: Stredoslovenský kraj, atmoaurometrické měření, č. úkolu 910772. [Záv. správa.] *Manuskript - Geofyzika Praha, 10.*

Kubíny, D. 1963: Nové poznatky o geológii ložiska pri Píle v Pohronskom Inovci. *Geol. Práce, Zpr., 29, 75 - 80.*

Lovering, T. G., Heyl, A. V. 1974: Jasperoid as a guide to mineralization in the Taylor Mining District and vicinity near Ely, Nevada. *Econ. Geol., 69, 46 - 58.*

Maheľ, M. 1984: Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát. *Mineralia slov., 16, 505 - 540.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba Západných Karpát. Paleoalpínske jednotky. *Veda, Bratislava, 503.*

Novák, F. & Kupka, F. 1957: Identifikace hydrorneitu z Nové Baně na Slovensku. Čas. *Mineral. Geol., 2, 1, 35 - 41.*

Oružinský, V. & Julényová, E. 1991: Prejavy možného výskytu impregnačných mineralizácií zlata typu Carlin v oblasti štiavnicko-hodrušského hrastu. *Geol. Průzk., 8, 242 - 246.*

Oružinský, V., Julényová, E., Antal, B., Zlocha, M. & Rajnoha, R. 1992: Charakteristika jasperoidov v razdielskom bloku pohoria Tríbeč. [Záverečná správa.] *Manuskript - GP Banská Bystrica, 39.*

Polák, S. 1955: Metasomatické výskyty galenitu v strednotriasových vápencoch pri Píle, okr. Nová Baňa. *Geol. Práce, Spr., 2, 53 - 60.*

Polák, S. 1957: Žilná fluór-apatit-sideritová paragenéza z Jedľových Kostolian, okr. Zlaté Moravce. *Geol. Práce, Spr., 11, 76 - 87.*

Polák, S. 1971: Zlatá mineralizácia pri Skýcovskom zlome na SZ svahoch Tríbeča v Klížskom Hradišti. *Mineralia slov., 3, 63 - 64.*

Polák, S. 1982: Nová ložisková interpretácia olovnatého ložiska Ján (Veľké Pole, okr. Žiar nad Hronom). *Mineralia slov., 14, 453 - 460.*

Radtke, A. S., Rye, R. O. & Dickson, F. W. 1980: Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada. *Econ. Geol., 75, 641 - 672.*

Radtke, A. S. 1985: Geology of Carlin gold deposit, Nevada. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1267, 124.*

Rey, R. O. 1985: A model for the formation of carbonate hosted disseminated gold deposits based on geologic, fluid-inclusion, geochemical and stable isotope studies of the Carlin and Cortez deposits, Nevada. *U. S. Geol. Surv. Bull., 1646, 35 - 42.*

Indications of impregnation Au mineralization in Razdiel block of Tríbeč Mts., Western Carpathians

The Tríbeč Mts. is a marked megaanticlinal horst with NE-SW direction, elevated among Neogene basins. It is a core mountain range of the inner margin of Tatricum, having several characteristic features. The geological structure of the mountain range is controlled by marked transversal tectonics of NW-SE direction, which divided the large megaanticlinal horst into several variously elevated blocks. Faults with this direction separate on the north the Tríbeč Mts. The important Skýcov Fault of NW-SE direction divides the Tríbeč Mts. into two geologically different blocks - the Razdiel block and the Tríbeč-Zobor block (Fig. 1).

From the viewpoint of metallogeny, the Tríbeč Mts. is considered to be rather sterile as far as the occurrence of ore mineralization and ore deposits is concerned. This is due to a considerable extent the results of elevation and deep erosion of the Tríbeč-Zobor block. The northern part of the mountain range formed by the Rázdiel block, with more marked presence of mantle units and proximity of neovolcanics, is however considerably more varied and interesting. Polák (1971) described in Lower Triassic quartzites northeast of the Skýcov Fault an interesting gold mineralization, which was in the past subjected to extensive prospection. Northeast of the village Skýcov, penning yielded increased concentrations of cassiterite, arsenopyrite, cinnabar and scheelite. Several occurrences of hydrothermal lazulite mineralization, with frequent quartz, barite, pyrite, cinnabar and other minerals, are known from this area. An interesting siderite-sulphidic mineralization with apatite is known in the Tríbeč Series, near Jedľové Kostoľany (Polák, 1957). On the boundary of neovolcanics of the Vtáčnik and Pohronský Inovec Mts. and the Rázdiel block of Tríbeč Mts. is located the well-known galena deposit Píla-Ján Nepomuk (Fig. 2).

The main aim of our research was a detailed study of the zones of intensively silicified primarily carbonate rocks in the NE part of Rázdiel block built predominantly of migmatites, Permian rocks, quartzites of the lower Triassic of the Tríbeč Formation and Triassic dolomites of the Krížna nappe. In the area of the assumed tectonic contact of quartzites and dolomites, there is a large zone of silicified rocks of jasperoid character. This type of altered rocks is at present considered to be one of the basic indication criteria of impregnation gold mineralization of Carlin type.

Microscopic study has shown that rocks of jasperoid type can be devided into two basic groups. The first group are jasperoids in which relics of the original rock have been partly preserved in the form of strongly altered dolomicrite and micrite. The second group are jasperoids formed due to total silicification of the original rock. They have micro- or fine-crystalline directionless texture, which frequently occurring veinlets of hypidiomorphic quartz. Microscopic observation on possible signs in the studied rocks is pyrite. Its dimensions vary predominantly from submicroscopic to 14 m.

Atmoaurometric measurements have shown the presence of goldbearing structures. The largest part of anomalous gold concentrations varying in the range 30 - 170 ng/m^3 are found on the profiles S-1 to S-4 and their occurrences follow the course of the NE-SW tectonic line separating the Tríbeč Formation quartzites from dolomites of the Krížna Nappe (Fig. 4).

On the basis of a detailed fluid-gas inclusion study in quartz crystals it can be concluded that the hydrothermal system operating in the region of tectonic contact of Lower Triassic quartzites and dolomites of the Krížna Nappe had a considerably dynamic character and it was in the state of boil. Hot hydrothermal fluids with a temperature of bellow 300 °C and low density (about 0.87 to 0.9 g/cm^3) caused, especially at T = 170 to 180 °C and pressure P = 10 to 20 . 10^5 Pa, mass silicification on carbonate rocks, the final products having been jasperoids. The processes of silicification took place in nearsurface epithermal conditions.

The results of Corg distribution analyses have shown that the studied jasperoids are not characterized by increased contents of organic matter. Only in samples of dolomitic character contents of about 0.05 % could be determined.

Complete silicate analyses and spectral analyses are listed in Tables 1 and 2. Jasperoids have, in contrast to dolomites, increased contents of some elements, most frequently of Au, Cr, Cu, Pb and some also Mo and V. The distribution of Au, Ag, Sb, As and Tl was studied in 46 samples and Hg in 99 samples. The results of analyses are listed in Tab. 3 and 6. Basic statistics of the evaluated sample set are included in Tab. 4 and 5.

The results obtained by a complex study of the surroundings of the elevation point Sokolec, in the northern part of the ore district of the Tríbeč Mts., indicate unambiquosly that this region could fulfill basic prospection criteria of impregnation gold mineralization in carbonate rocks. A detailed study of the processes of carbonate rock silicification, of trace element distribution, of fluid inclusions and geostatistical evaluation of analytical data lead to the conclusion that it is quite justified to continue a further complex and extended survey of the studied area.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 30 - 37

Mineralizácia v okolí Ozdína, výskyt zlata s obsahom Sb-Ni v tmavých bridliciach, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko

ĽUBOSLAV MAŤO[1] a VIERA MAŤOVÁ[2]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Kynceľova 10, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 8.10.1993, revidovaná verzia doručená 1.11.1993)

Mineralization near Ozdín, occurrence of gold with Sb-Ni content in black shales, southwestern part of the Veporicum crystalline complex, Central Slovakia

The gold mineralization, mostly in form of abundant gold with Sb-Ni content and minor native gold was found in the black shales hosted by phyllites. Four types of gold with compositional differences were found: (1) native gold with a mean composition of (wt. %) 99.2 % Au, 0.4 % Sb, 0.33 % Ni, (2) dominative gold (gold-leaves) with submicroscopic phases of NiSb (breithauptite?) and/or „admixtures" of Sb-Ni with a mean composition of 86.04 % Au, 9.13 % Sb, 4.53 % Ni, 0.3 % Fe, and 84.2 % Au, 10.35 % Sb, 5.28 % Ni, respectively, (3) gold with microinclusions of NiSbS (ullmannite?) and/or mixture NiSbS and Sb_2S_3 (?) with a mean composition of 92.3 % Au, 5.2 % Sb, 1.56 % Ni, 0.3 % Fe and 91.03 % Au, 5.7 % Sb, 0.5 % Ni, 2.1 % S, respectively, (4) aggregates of gold and ullmannite (81.03 % Au, 12.07 % Sb, 6.09 % Ni, 0.4 % Fe). In the mineral assemblage with the gold occur: stibnite, berthierite, arsenopyrite, pyrrhotine, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, native Sb, ullmannite, jamesonite and magnetite. Argentite, Ag-bearing tetrahedrite, meneghinite, boulangerite and scheelite occur within quartz-carbonate veins in upper parts of the metamorphic complex. The nearly native gold is oldest and gold with Sb-Ni contents (all mentioned types) probably formed late in the paragenetic sequence.

Key words: Gold mineralization, native gold, gold with Sb-Ni content, Ozdín, Veporicum crystalline complex, Slovakia

Úvod

Na S od obce Ozdín (cca 20 km od Lučenca) sa vyskytujú mnohé staré montánne aktivity, ktorými sa v minulosti exploatovalo zlato a striebro. V súčasnosti je to ďalšia oblasť v jz. časti veporického kryštalinika (spolu s Uderinou), kde prebieha prospekcia zlatej mineralizácie.

Vo vzorkách z vrtov sa vo vertikálnom rozsahu cca 300 m zistili zmeny v charaktere mineralizácie. V pestrom komplexe metamorfitov sa vyskytujú početné niekoľko mm až dm mocné kremeňovo-karbonátové žilky, v ktorých je vo variabilnom obsahu vtrúsená antimonitová mineralizácia s pestrou asociáciou rudných minerálov.

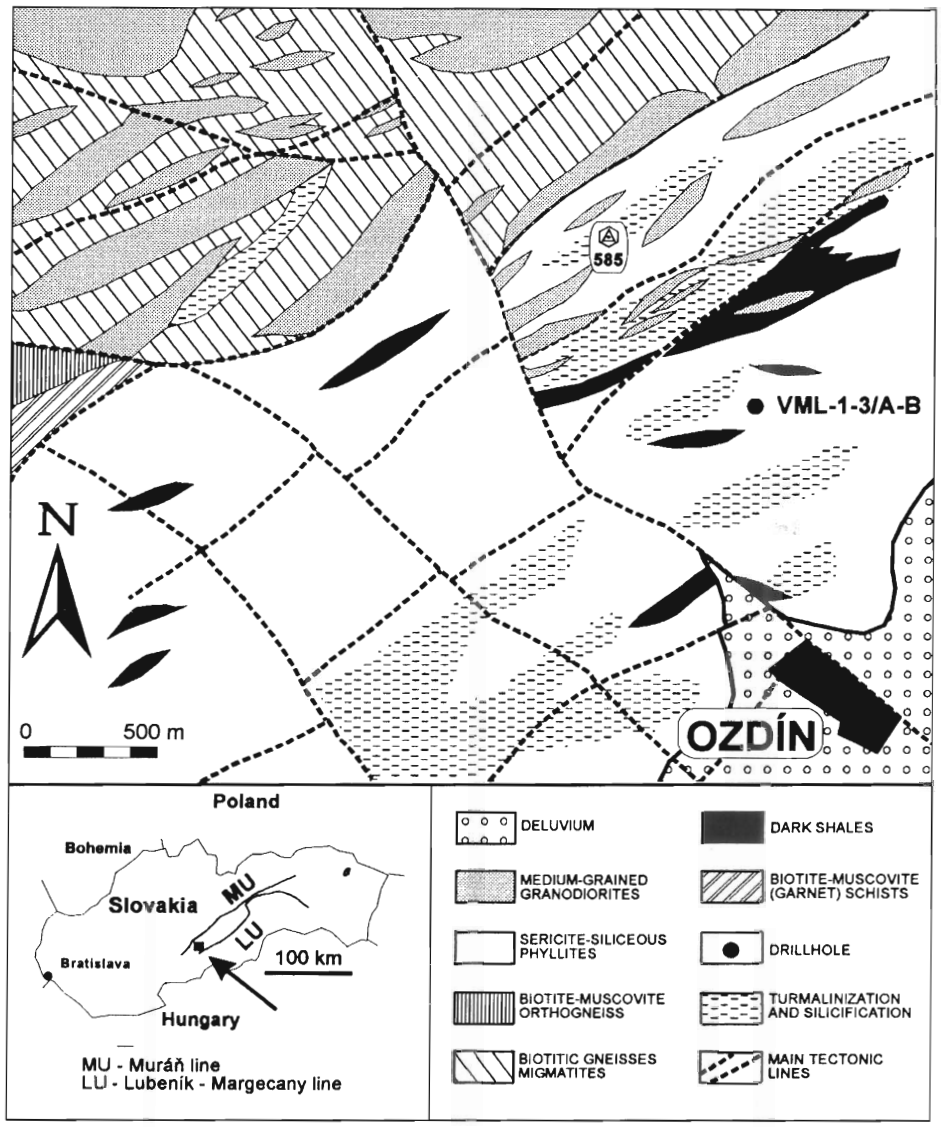
V tmavých bridliciach (mocnosť 4 m) s častými niekoľko mm až cm mocnými kremeňovo-karbonátovými žilkami sa zistil zvýšený obsah zlata a Sb, pričom zlatú mineralizáciu reprezentujú štyri typy zlata. Z nich výskyt zlata s obsahom Sb-Ni je z mineralogického hľadiska aj vo svete veľmi vzácny a od nás nie je doposiaľ opísaný. V príspevku prezentujeme počiatočné poznatky z výskumu mineralizácie a výsledky mineralogického štúdia zlata s obsahom Ni-Sb a jeho zložitie.

Geologické pomery

Na stavbe študovaného územia sa zúčastňujú viaceré komplexy metamorfitov a granitoidov (obr. 1), ktoré v rámci geologickej stavby juhozápadného veporika charakterizovali viacerí autori (Klinec, 1966, 1984; Vozárová a Vozár, 1982; Bezák, 1982; Pristaš, 1983).

V prospekčnej oblasti sa doteraz zrealizoval vejár vrtov, zvislý vrt VML-1 (300 m) a dva šikmé vrty - VML-3A (170 m) a VML-3B (128 m). Vrty prenikli cez chloriticko-sericiticko-kremité fylity, tmavé bridlice, chloriticko-muskovitické svory s granátom, amfibolity a amfibolické ruly (obr. 2). Vyčlenené horninové komplexy sú intenzívne zvrásnené a tektonicky porušené. Ich mocnosť vo vrtoch je rozdielna. Prevažne strmo uklonené kremeňovo-karbonátové žilky sú generálne konformné s metamorfnou bridličnatosťou horninových komplexov, resp. sú tiež intenzívne zvrásnené. Množstvo žiliek v horninových komplexoch je relatívne vyššie a ich mocnosť variruje od niekoľkých mm do dm.

Tmavé bridlice sú iba v komplexe chloriticko-sericiticko-kremitých fylitov a ich mocnosť je od niekoľkých mm do 4 m. Prevažne sú strmo uklonené, konformné so smermi horninových pruhov a intenzívne zvrásnené. Charakter tmavých bridlíc je rozdielny. Mocnejšie „telesá" sú vyplnené kremeňovo-karbonátovými žilkami s pyrotínom, pyritom, antimonitom, berthieritom a arzenopyritom alebo nrasívnym zrudnením (iba antimonit + Au) s menším množstvom kremeňovo-karbonátových žiliek. Tenšie „úsečky" tmavých bridlíc prevažne nie sú vôbec zrudnené. Sporadicky obsahujú len tenké žilky, v ktorých je minera-



Obr. 1. Situačná geologická mapa prospekčnej oblasti v okolí Ozdína, jz. časť veporického kryštalinika, s lokalizáciou vrtov (prevzaté z práce Maťová, 1988).
Fig. 1. Geological map of the Ozdín prospect area, SW-part of the Veporicum crystalline complex with drillhole localization (according to Maťová, 1988).

lizácia (pyrotín, antimonit, pyrit) v akcesorickom obsahu alebo sa koncentruje na plochách bridličnatosti.

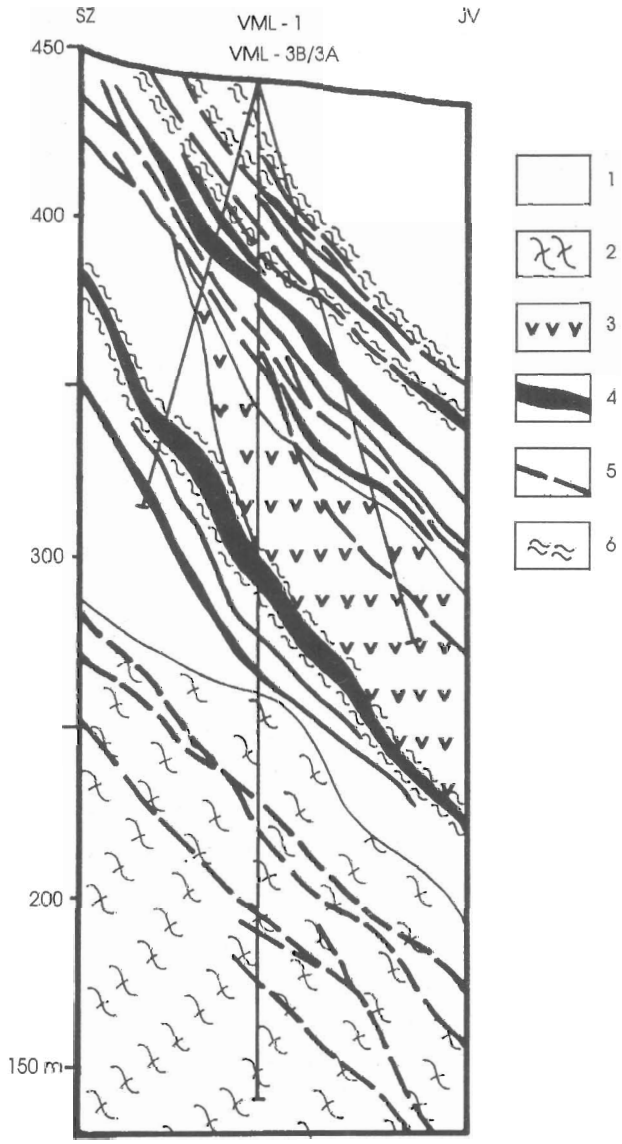
Charakteristika mineralizácie

Takmer celý vertikálny rozsah študovaných vrtov, okrem najvyššieho horizontu (mocného 25 - 30 m), ktorý tvoria supergénne zvetrané horniny, je mineralizovaný. Mineralizácia, ktorej charakter, obsah a distribúcia sú výrazne rozdielne, sa koncentruje v kremeňovo-karbonátových žilkách, tmavých bridliciach, ako aj na plochách bridličnatosti všetkých horninových komplexov. Reprezentuje ju hlavne antimonit a pyrotín, v menšej miere pyrit.

Nerudnú žilnú výplň reprezentujú kremeň a karbonáty viacerých generácií. Identifikoval sa masívny mliečnobiely kremeň, ktorý dominuje, hrubokryštalický priezračný a jemnozrnný priehľadný kremeň, Fe dolomit, kalcit a siderit. Ich podiel v žilnej výplni varíruje a prítomné sú napríklad len žilky s masívnym alebo hrubokryštalickým kremeňom a kalcitom.

Mineralizácia sa v žilnej výplni koncentruje vo forme vtrúsených polyminerálnych agregátov s rozmermi od X,0 mm do X,0 cm. Často tvorí zhluky agregátov do veľkosti niekoľkých cm a sporadicky vytvára bohatšie, hlavne antimonitové zrudnenie. Zrudnenie vo vrtoch lokálne vytvára zvýšené akumulácie.

Antimonit sa vyskytuje v celom rozsahu študovaných vrtov a má jednoznačne najväčšie zastúpenie. Je dominantným minerálom v žilnej výplni, v zrudnených tmavých bridliciach, ako aj na plochách bridličnatosti hornino-



Obr. 2. Schematický geologický rez časťou prospekčného územia. 1 - chloriticko-sericiticko-kremité fylity, 2 - chloriticko-muskovitické svory, 3 - amfibolity a amfibolické ruly, 4 - tmavé bridlice so zrudnením, 5 - kremeňovo-karbonátové žily, 6 - zlomy a drvené zóny.

Fig. 2. Schematic geological section of part of the prospect area. 1 - chlorite-sericite-quartz phyllites, 2 - chlorite-muscovite mica schists, 3 - amphibolite and gneisses, 4 - black shales, 5 - quartz-carbonate veins, 6 - faults.

vých komplexov. Vo vyšších úrovniach horninových komplexov tvorí na plochách bridličnatosti koncentrické radiálne zhluky - „slniečka" do veľkosti 1,5 cm. V žilkách je vtrúsený vo forme samostatných zŕn a monomineálnych agregátov veľkých do niekoľkých cm alebo vytvára až masívne zrudnenie.

Pyrotín tvorí s pyritom „všadeprítomné" asociujúce minerály. Lokálne bohatšie koncentrácie pyrotínu spolu s pyritom môžu byť zaujímavé z hľadiska obsahu štruktúrne viazaného - „neviditeľného" zlata.

Arzenopyrit sa vyskytuje v celom rozsahu vrtov. Hrubozrnné agregáty xenomorfných intenzívne kataklázovaných zŕn arzenopyritu spolu so samostatnými idiomorfnými zrnami veľkými až do 1 cm tvoria výplň otvorených fraktúr.

Magnetit spolu s arzenopyritom, menej s pyrotínom tvorí lokálne bohatšie koncentrácie v žilnej výplni a v horninových komplexoch v hĺbke pod 100 m.

Agregáty galenitu veľké do 5 cm s inklúziami argentitu, striebronosného tetraedritu (Ag do 20 hm. %) a chalkopyritu (obr. 3a), meneghinitu (obr. 3b), s boulangeritom (obr. 3c) a antimonitom tvoria minerálnu výplň žiliek vo vrchnejších úrovniach chloriticko-sericiticko-kremitých fylitov.

Sfalerit je prítomný v niekoľkých vzorkách a celkove patrí medzi slabšie zastúpené minerály. Vo výplni žiliek vytvára zhluky agregátov s antimonitom, chalkopyritom, pyrotínom a pyritom veľké do 3 - 4 cm.

Chalkopyrit sa vyskytuje v žilnej výplni vo všetkých horninových komplexoch a najčastejšie tvorí vtrúsené agregáty.

Scheelit je prítomný v akcesorickom obsahu iba v niekoľkých vzorkách. Jeho relatívne bohatšie akumulácie sa zistili v kremeňovo-kalcitovej žilke mocnej do 5 cm (vrt VML-3A, hĺbka 105 m). Izometrické zrná veľké cca 5 x 5 mm sa vyskytujú samostatne na styku masívneho mliečnobieleho a hrubokryštalického sivobieleho kremeňa s hniezdami jemnozrnného kalcitu. Scheelit je v asociácii s antimonitom, pyrotínom a chalkopyritom.

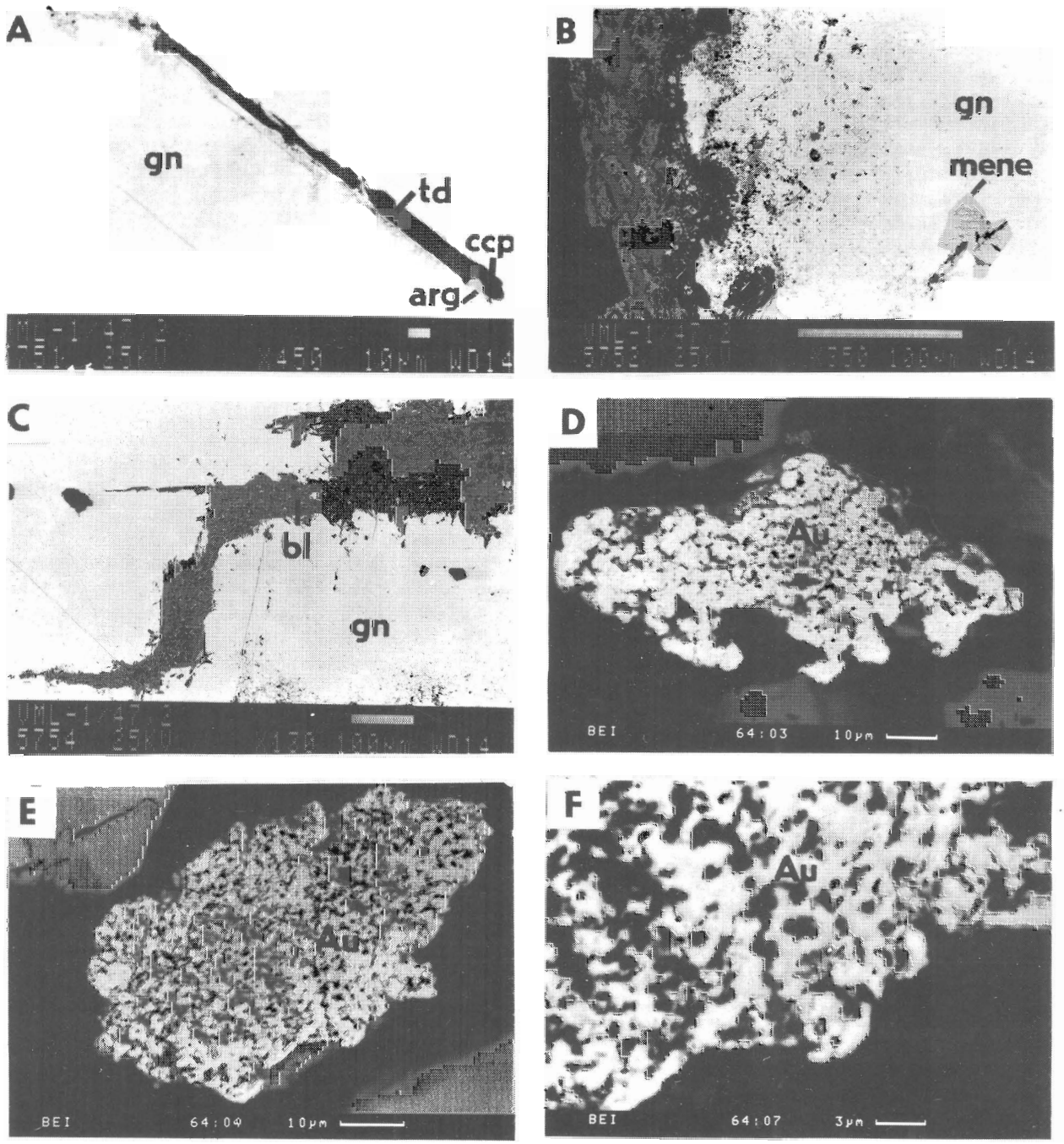
Okrem analyticky stanoveného vyššieho obsahu zlata sa zistili zlatinky makroskopických rozmerov vo vzorkách z kremeňových žiliek z rôznej úrovne vrtov. Vyskytujú sa v dutinách kremeňa spolu s pyritom a pyrotínom, majú nepravidelný tvar a rozmery od 3 do 6 mm. Analyzované zlatinky sú homogénne a majú rýdzosť od 930 do 970. Mikroskopické zlatinky sa identifikovali len vo vzorkách zo zrudnených tmavých bridlíc.

V kremeňovo-karbonátovej výplni žíl (v hĺbke pod 145 m) sa v akcesorickom obsahu vyskytuje berthierit, jamesonit a ullmannit. Prítomné sú v agregátoch chalkopyritu, sfaleritu, pyrotínu, arzenopyritu a pyritu ako inklúzie veľké do 100 μm (hlavne v chalkopyrite), menej ako samostatné xenomorfné zrná veľké niekoľko μm. Berthierit tvorí drobné rozptýlené agregáty veľké do 50 μm.

Z hľadiska koncentrácie zrudnenia - obsahu Sb a Au - sú najvýznamnejšie tmavé bridlice vo vrte VML-1 (od 139,8 m do 143,8 m), VML-3A (od 56,5 do 57 m) a VML-3B (od 102,4 do 104,5 m). Antimonitové zrudnenie so zlatom (lokálny obsah Sb = 6,2 %, Au = 5,2 $g.t^{-1}$, resp. Au > 22 $g.t^{-1}$) tvorí pestrá asociácia minerálov, a to dominantný antimonit, v nižšom podiele berthierit, arzenopyrit, pyrotín, pyrit, sfalerit, chalkopyrit, zistené typy zlata, rýdze Sb, ullmannit, jamesonit a magnetit. Tieto minerály tvoria nepravidelné rudné akumulácie v tmavých bridliciach.

Zlato s obsahom Sb-Ni a jeho zloženie

Zrudnené tmavé bridlice sú okrem obsahu Sb, Au a opísanej asociácie rudných minerálov pozoruhodné hlavne prítomnosťou zlata s obsahom Sb-Ni. Zlato sa študovalo v celistvých vzorkách a v koncentrátoch získaných separá-



Obr. 3. A - agregát galenitu (gn) so žilkou s inklúziami tetraedritu (td), chalkopyritu (ccp) a argentitu (arg), B - agregát galenitu s inklúziou meneghinitu (menej) lemovaný na okraji hematitom, C - galenit zatláčaný boulangeritom (bl), D - E - samostatne vystupujúce zlatinky s Sb-Ni (2. typ) v kremenno-karbonátovej žilke, F - detail homogénnej zlatinky z obr. 3e.

Fig. 3. A - aggregate of galena (gn) with veinlet and inclusions of tetrahedrite (td), chalcopyrite (ccp) and argentite (arg), B - aggregate of galena with inclusion of meneghinite (mene) rimmed by hematite, C - galena replaced by boulangerite (bl), D - E - gold-leaves with Sb-Ni content (2nd type) in the quartz-carbonate vein, F - detail of the homogenoues gold-leaf from the Fig. 3e.

ciou rudnej frakcie z podrvených vzoriek tmavých bridlíc (hmotnosť vzoriek 3 kg).

Zlatinky sa analyzovali v CLEM GÚDŠ v Bratislave (analytik Caňo) na prístroji JEOL SUPERPROBE 733 a v DIAMO, s. p., v Stráži pod Ralskem na mikroanalytickom komplete CamScan 4DV a LINK AN 10 000 (analytička Scharmová) za týchto podmienok: napätie 20 kV, analytické línie K_α - Ni, Fe a S, L_α - Sb a As, M_α - Au za použitia štandardu GaAs (pre As), FeS_2 (pre Fe a S), rýdzeho Ni, Sb a Au; morfológia zlatiniek sa študovala SEI

(sekundárnymi elektrónmi), kompozícia, distribúcia prvkov a prítomnosť iných minerálnych fáz BEI (odrazenými elektrónmi). Chemické zloženie zlatiniek sa overilo vo viacerých bodoch. V tých istých vzorkách sa v CLEM GÚDŠ v Bratislave analyzoval aj tetraedrit, galenit, sfalerit, chalkopyrit, antimonit, arzenopyrit, pyrotín, pyrit, berthierit, boulangerit, jamesonit, meneghinit a ullmannit.

Zlatú mineralizáciu reprezentujú viaceré typy zlata. Identifikovalo sa: (1) zlato s vysokou rýdzosťou, (2) zlato so submikroskopickými fázami NiSb (breithauptit?) alebo s „prímesou" Sb-Ni, (3) zlato s mikroinklúziami NiSbS (?), resp. zmesou NiSbS a Sb_2S_3 (?), (4) agregáty zlata a ullmannitu (chemické zloženie ilustruje tab. 1). Zrasty jednotlivých typov zlata sa nespozorovali. Zistené typy zlata zriedkavejšie vystupujú samostatne v kremeňovo-karbonátových žilkách (obr. 3d a 3e), v prevažnej miere sú uzatvárané v rudnej mase antimonitu berthieritu ± arzenopyritu (obr. 4a, 4e, 4g). Tvoria zlatinky veľkosti v rozmedzí X0 - X00 μm a najväčšie dosahujú až 800 μm. Prevažne sú oválne a majú pórovitý („špongiovitý") vzhľad. Netypická je mrkvovočervená farba zlatiniek 2. až 4. typu. Potvrdzujú to aj výsledky merania charakteristiky farieb (farebné súradnice x = 0,3854, y = 0,3696, jas Y % = 56,62, vlnová dĺžka spektrálnej farby δ (nm) = 582,4, čistota farby P_e(%) = 34,30; Háber et al., 1993). Zlatinky s vysokou rýdzosťou sú tmavožlté. Zlato 2. a 3. typu je v podstate zastúpené rovnako a celkove dominuje. Zlato s vysokou rýdzosťou (985 - 998, 1. typ) s najnižším obsahom Sb a Ni ([hm. %]; Au = 98,4 - 99,8 [x = 99,2], Sb = 0 - 0,9 [x = 0,4], Ni = 0 - 0,5 [x = 0,33]) sa vyskytuje v kremeňovo-karbonátových žilkách.

Forma väzby - prítomnosť Sb-Ni v zlate (2. typ; obr. 3d, 4a - 4d) - aj napriek súčasným poznatkom nie je jednoznačne detekovaná. Zistili sa zlatinky s heterogénnym (2A) a homogénnym ? (2B) zložením. Analyzované zlatinky (2A) majú rozdielny obsah Au, Sb a Ni, a to (v hm. %): Au = 79,6 - 94,5 [x = 86,04], Sb = 3,3 - 13,3 [x = 9,13], Ni = 1,6 - 6,7 [x = 4,53]. V podstate vo všetkých je prítomné aj Fe = 0,1 - 0,8 [x = 0,3]) a v niekoľkých aj síra. Zložením je prevažná väčšina zlatiniek heterogénna. V rámci jednotlivých zŕn sú rozdiely v obsahu až do (hm. %): Au = 13,7 (x = 8,48), Sb = 9,6 (x = 6,75) a Ni = 5,0 (x = 2,83). Zonálnosť sa v nich nezistila. Hodnota atómového pomeru Ni/Sb v zlatinkách s heterogénnym zložením je relatívne stála a blíži sa k 1 (v priemere 1,05) a pomer obidvoch prvkov voči zlatu variuje. Indikuje v nich prítomnosť submikroskopických fáz - „odmiešanín" NiSb (breithauptitu). Tie v obrazoch BEI zodpovedajú tmavším plochám so zvýšenou koncentráciou Ni a Sb (obr. 3d).

Analýza niekoľkých zlatiniek s obsahom Sb-Ni (2B, obr. 3e) zároveň potvrdila minimálne rozdiely v obsahu Au, Sb a Ni (Au = 81,4 - 85,6 [x = 84,2], Sb = 9,2 - 12,8 [x = 10,35], Ni = 4,7 - 5,7 [x = 5,28], [hmot. %]), jeho rovnomernú distribúciu (?) v zrnách a homogénne zloženie. Prítomnosť submikroskopických fáz NiSb, resp. tmavších plôch s vyššou koncentráciou Sb a Ni (obr. 3f) sa nezistila.

V zlatinkách prerastajúcich sa s antimonitom (3. typ, obr. 4g) sa identifikovali mikroinklúzie veľké od 0,1 do 0,2 μm (obr. 4h). Početné mikroinklúzie sú v zrnách rovnomerne rozptýlené a iba miestami tvoria zhluky, ktoré zložením zodpovedajú NiSbS (ullmannit), resp. tvoria intímne sa prerastajúci agregát NiSbS a Sb_2S_3 (na obrazoch SEI predstavujú tmavé škvrny). Zlatinky majú vysokú rýdzosť (900 - 950), pomerne stále zloženie a relatívne nízky obsah Sb a Ni ([hm. %], Au = 90,4 - 94,7 [x = 92,3], Sb = 3,7 - 6,5 [x = 5,2], Ni = 0,4 - 2,7 [x = 1,56], Fe do 0,7 [x = 0,3]). Zlatinky v zhlukoch mikroinklúzií majú takéto zloženie (hm. %): Au = 90,4 - 92,1 (x = 91,03), Sb = 4,9 - 6,2 (x = 5,7), Ni = 0,4 - 0,7 (x = 0,5), S = 1,7 - 2,4 (x = 2,1). Negatívny trend v obsahu Ni a Sb v mieste mikroinklúzií a prítomnosť síry dokumentovala distribúcia Ni, Sb a S určená elektrónovou mikroanalýzou.

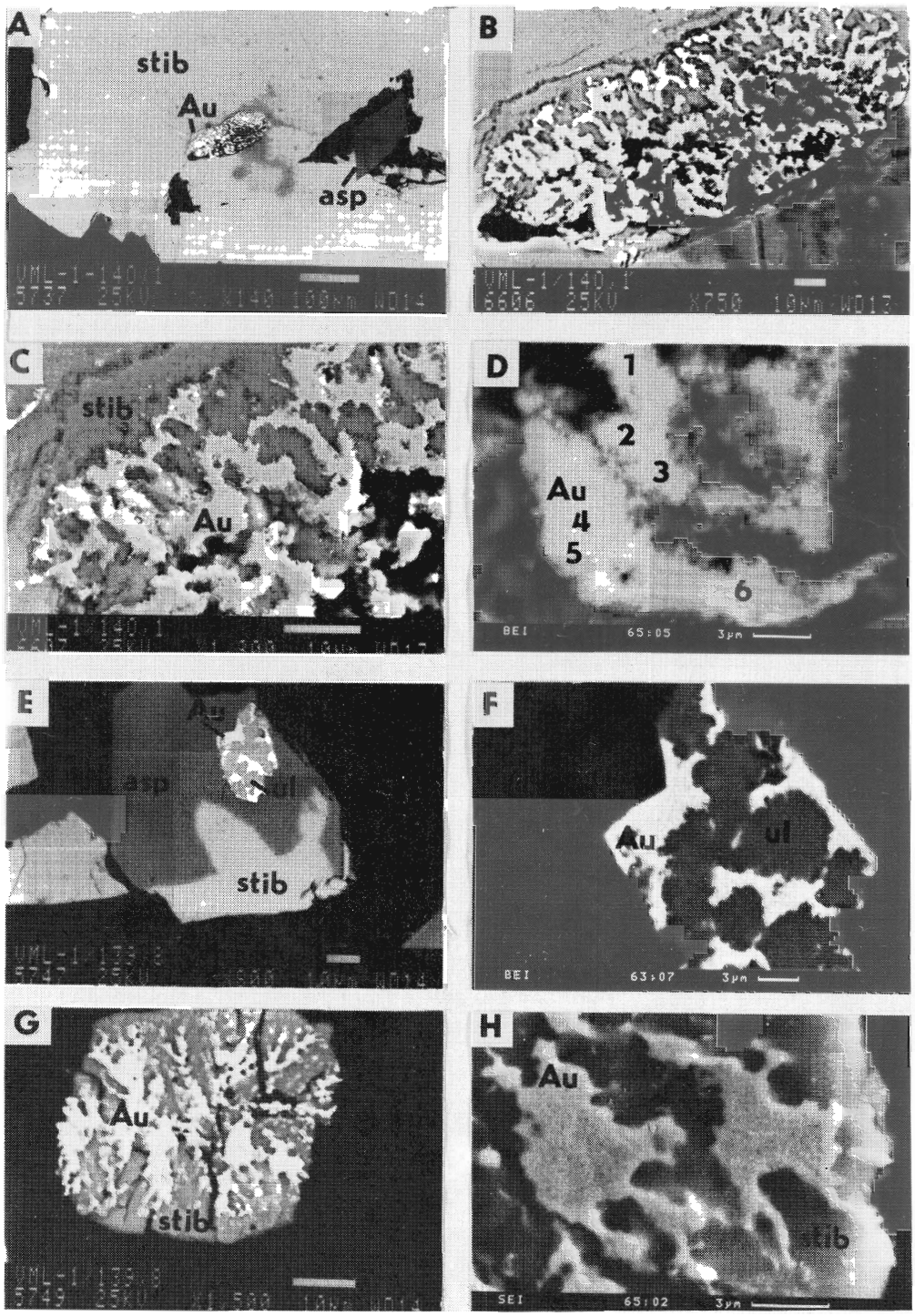
Zlato s ullmannitom (4. typ) sa prerastá v agregátoch veľkých do 50 μm (obr. 4e), ktoré sú uzatvárané v rudnej mase antimonitu - berthieritu ± arzenopyritu (v kremeňovo-karbonátových žilkách sa nezistili) a lokálne sú relatívne hojnejšie. Zlatinky veľké do 30 μm sa prerastajú s ullmannitom. Majú nepravidelný tvar a pórovitý („špongiovitý") vzhľad (obr. 4f). Nezistila sa v nich zonálna stavba a nepozorovali sa mikroinklúzie fázy NiSb. Chemické zloženie zŕn variuje (tab. 1). Vyznačuje sa premenlivým obsahom (hm. %) Au (73,1 - 91,2, x = 81,03), Ni (2,6 - 8,8, x = 6,09), Fe (0,2 - 0,7, x = 0,4) a najvyšším obsahom Sb (4,8 - 17,8, x = 12,07) v zlatinkách. Zlatinky majú spomedzi identifikovaných typov zlata najväčší interval obsahu a najnižšiu rýdzosť (740 - 910). Zatiaľ čo hodnota atómového pomeru Ni/Sb je stála a blíži sa k 1, pomer Ni/Au a Sb/Au je variabilný. Indikuje to prítomnosť submikroskopických fáz („odmiešanín") NiSb v zlatinkách (hoci tmavšie plochy sa v obrazoch BEI nepozorovali).

Diskusia a záver

Antimón a nikel sa koncentrujú v Au ložiskách v rozdielnom obsahu. Ich spoločný výskyt nie je častý.

Antimón veľmi často sprevádza zlato a vo viacerých typoch hypogénnych Au ložísk sú bežné vysoké koncentrácie Sb mineralizácie, pritom koherencia Sb a Au je zjavná nielen počas hypogénnych, ale aj počas supergénnych procesov (Boyle, 1979). Naproti tomu slabú afinitu zlata s antimónom dokumentujú všeobecne údaje o absencii alebo len o nízkom obsahu Sb v zlatinkách, ako aj jediný v prírode vznikajúci minerál aurostibit ($AuSb_2$), ktorý sa v akcesorickom obsahu vyskytuje v mezotermálnych Sb-Au ložiskách (Uytenbogaardt a Burke, 1971; Stevens, 1975; Ashley et al., 1990).

Zlato v Au ložiskách sprevádza aj nikel, ale v podstatne nižšom, prevažne iba v stopovom obsahu. Väčšinou sa vyskytuje v mineráloch asociujúcich so zlatom - v pyrite, pyrotíne, chalkopyrite, arzenopyrite a iných sulfidoch a sulfosoliach, v ktorých sa koncentruje v obsahu do 100 ppm (Boyle, 1979). Ni-Sb minerály - breithauptit (NiSb), nisbit ($NiSb_2$), ullmannit (NiSbS), kalilit [Ni (Sb, Bi) S], korynit a vojfachit [Ni (As, Sb) S], ako aj pentlandit (Ni, $Fe)_9S_8$, millerit (NiS), maucherit ($Ni_{11}As_8$), nikelín (NiAs), chloantit ($NiAs_{2-3}$) a iné arzenidy a sulfoarzenidy Ni - sú v Au ložiskách relatívne vzácne. Mnohé z nich



Obr. 4. A - agregát antimonitu (stib) s idiomorfným zrnom arzenopyritu (asp) a zlatinkou s obsahom Sb-Ni (2. typ), B - D - detail zlatinky z obr. 4a, číslice na obr. 4d označujú analyzované miesta a zodpovedajú analýze č. 13 - 18 v tab. 1, E - zlato s obsahom Sb-Ni zrastajúce sa ullmannitom (ul) uzatvárané v agregáte arzenopyritu a antimonitu (4. typ), F - detail prerastajúceho nehomogénneho zlata s ullmannitom z obr. 4e, G - zlatinky s obsahom Sb-Ni v antimonite (3. typ), H - detail zlatinky v antimonite z obr. 4g s mikroinklúziami (tmavé bodky) pravdepodobne zodpovedajú NiSbS, resp. agregátu NiSbS a Sb_2S_3.

Fig. 4. A - aggregate of stibnite (stib) with idiomorphic arsenopyrite grain (asp) and gold-leaf with Sb-Ni content (2nd type), B - D - detail of the gold-leaf from the Fig. 4a, numbers on the Fig. 4d show the points of analyses and correspond to the analyses N. 13 - 18 in the table 1, E - gold with Sb-Ni content intergrowing with ullmannite (ul) is surrounded by aggregate of arsenopyrite and stibnite (4th type), F - detail of the inhomogeneous gold with Sb-Ni content intergowing with ullmannite from the Fig. 4e, G - gold-leaves with Sb-Ni content in stibnite (3rd type), H - detail of the gold-leaf in the stibnite from the Fig. 4g with microinclusions (dark points) which probably belong to NiSbS, or to mixture of NiSbS and Sb_2S_3.

TAB. 1
Chemické zloženie zlata zo zrudnených tmavých bridlíc (v hmot. %)
Chemical composition of gold from the black shales (wt. %)

Č. anal.	Au	Ni	Sb	Fe	S	Suma	Atómový podiel
				1. typ			
1	98,4	0,5	0,9	-	-	99,8	
2	99,2	0,3	0,3	-	-	99,8	
3	99,3	0,3	-	-	-	99,6	
4	99,8	-	-	-	-	99,8	
5	98,8	-	0,5	-	-	99,3	
6	99,2	0,2	-	-	-	99,4	
7	99,0	-	0,4	-	-	99,4	
8	98,5	0,3	0,5	-	-	99,3	
9	99,4	0,1	0,1	-	-	99,6	
10	99,4	0,2	0,2	-	-	99,8	
11	99,7	0,1	-	-	-	99,8	
12	99,6	0,2	-	-	-	99,8	
				2. typ			
1	94,5	2,0	3,3	0,2	-	100,0	$NiSb_{0,83}(Au_{14,39})$
2	92,9	2,3	4,9	0,3	-	100,4	$NiSb_{1,13}(Au_{13,24})$
3	85,2	5,3	9,0	0,3	-	99,8	$NiSb_{0,83}(Au_{4,83})$
4	83,3	5,6	10,3	0,5	-	99,7	$NiSb_{0,89}(Au_{4,45})$
5	79,6	6,6	13,3	0,5	-	100,0	$NiSb_{0,97}(Au_{3,57})$
6	84,3	4,5	9,8	0,8	-	99,4	$NiSb_{1,02}(Au_{5,58})$
7	82,4	5,1	10,9	0,6	-	99,0	$NiSb_{1,02}(Au_{4,75})$
8	93,3	1,6	3,7	0,7	-	99,3	$NiSb_{1,01}(Au_{16,91})$
9	85,1	4,7	9,2	0,5	-	99,5	$NiSb_{0,94}(Au_{5,40})$
10	85,2	5,2	9,5	0,1	-	100,0	$NiSb_{0,86}(Au_{4,86})$
11	84,2	5,5	9,9	0,1	-	99,6	$NiSb_{0,87}(Au_{4,60})$
12	81,4	5,7	12,8	-	-	99,9	$NiSb_{1,07}(Au_{4,23})$
13	81,3	5,6	12,4	0,1	-	99,4	$NiSb_{1,07}(Au_{4,39})$
14	87,2	3,9	8,2	-	-	99,3	$NiSb_{1,02}(Au_{6,74})$
15	84,7	5,0	10,6	0,1	-	100,4	$NiSb_{1,01}(Au_{4,95})$
16	89,6	3,8	6,3	0,1	-	99,7	$NiSb_{0,80}(Au_{7,11})$
17	85,6	4,8	9,6	-	-	100,1	$NiSb_{0,96}(Au_{5,30})$
18	86,4	4,3	9,2	-	-	99,9	$NiSb_{1,03}(Au_{6,01})$
19	80,2	6,7	13,1	-	-	100,0	$NiSb_{0,95}(Au_{3,57})$
20	82,7	5,8	12,2	-	-	100,7	$NiSb_{1,02}(Au_{4,19})$
21	86,1	4,0	9,5	0,2	-	99,8	$NiSb_{1,15}(Au_{6,51})$
22	89,0	3,8	6,7	0,1	-	99,6	$NiSb_{0,86}(Au_{7,08})$
23	86,1	4,4	8,6	0,2	-	99,2	$NiSb_{0,94}(Au_{5,88})$
24	81,6	5,7	13,1	-	-	100,4	$NiSb_{1,10}(Au_{4,24})$
25	90,3	3,5	6,0	-	-	100,0	$NiSb_{0,83}(Au_{7,70})$
26	91,1	2,9	5,3	0,3	-	99,5	$NiSb_{0,89}(Au_{9,35})$
				3. typ			
1	93,0	1,9	4,8	0,2	-	99,9	$NiSb_{1,22}(Au_{14,49})$
2	94,7	1,6	3,7	0,1	-	100,1	$NiSb_{1,13}(Au_{18,11})$
3	93,2	1,7	4,3	0,5	-	99,7	$NiSb_{1,26}(Au_{16,75})$
4	93,2	1,6	4,6	0,1	-	99,5	$NiSb_{1,41}(Au_{17,70})$
5	91,4	2,7	6,1	0,2	-	100,4	$NiSb_{1,07}(Au_{9,89})$
6	93,1	1,8	4,8	0,1	-	99,8	$NiSb_{1,28}(Au_{15,44})$
7	90,2	2,7	6,5	0,2	-	99,6	$NiSb_{1,18}(Au_{10,09})$
1	90,6	0,7	6,2	0,4	2,1	100,0	$NiSb_{4,57}S_{5,87}(Au_{41,2})$
2	92,0	0,5	4,9	0,7	1,7	99,9	$NiSb_{4,47}S_{6,06}(Au_{52})$
3	90,1	0,4	6,1	0,7	2,4	99,7	$NiSb_{7,53}S_{11,32}(Au_{69})$
				4. typ			
1	82,4	5,5	10,8	0,5	-	99,2	$NiSb_{0,94}(Au_{4,42})$
2	80,1	6,4	12,6	0,4	-	99,5	$NiSb_{0,94}(Au_{3,72})$
3	73,1	8,8	17,8	0,2	-	99,9	$NiSb_{0,97}(Au_{2,47})$
4	86,1	4,0	8,6	0,3	-	99,0	$NiSb_{1,03}(Au_{6,39})$
5	83,4	5,1	10,2	0,7	-	99,4	$NiSb_{0,96}(Au_{4,82})$
6	74,3	8,1	17,0	0,3	-	99,7	$NiSb_{1,01}(Au_{2,74})$
7	77,5	7,6	13,9	0,2	-	99,2	$NiSb_{0,89}(Au_{3,06})$
8	91,2	2,6	4,8	0,7	-	99,3	$NiSb_{0,89}(Au_{10,32})$
9	79,3	6,9	13,1	0,5	-	99,8	$NiSb_{0,92}(Au_{3,46})$
10	81,3	5,9	11,9	0,3	-	99,4	$NiSb_{0,97}(Au_{4,08})$

sa vyskytujú zvyčajne v blízkosti bázických až ultrabázických hornín. Doteraz nie sú známe v prírode sa vyskytujúce minerály Au-Ni, resp. intermetalické zliatiny Au-Ni-Sb.

Zistenie zlata s obsahom Ni-Sb v zrudnených tmavých bridliciach v okolí Ozdína možno považovať za mineralogickú raritu. Tento mineralogicky nepochybne zaujímavý fenomén (ale aj agregáty intímne sa prerastajúceho zlata s ullmannitom) nie je doteraz z ložísk v Západných Karpatoch opísaný. Úsilie nájsť literárne údaje z analogických oblasti vo svete nebolo úspešné. Poznatky získané štúdiom v odrazenom svetle a pomocou mikroanalýzy pokladáme v súčasnosti za počiatočnú informáciu, pretože na presnú identifikáciu a dešifrovanie prítomnosti - formy „väzby" Sb-Ni v zlate (vzhľadom na geochemický vzťah Au, Sb, Ni a neschopnosť vytvárať v prírode vzájomné zlúčeniny) je potrebný ďalší výskum.

Na základe sukcesných pozorovaní je zrejmé, že zlato s vysokou rýdzosťou (I) vzniklo skôr ako zlato s obsahom Sb-Ni (zlato II) a agregáty zrastov zlata s ullmannitom. Predpokladáme, že v neskorších fázach mineralizačného procesu nastala rekryštalizácia časti zlata I a remobilizácia Au a počas vzniku Sb mineralizácie sa formovalo zlato II, ktoré pri precipitácii „strhávalo a uzatváralo" submikroskopické fázy NiSb a agregáty NiSbS - Sb_2S_3. Zlato II sa pravdepodobne vylučovalo synchrónne s antimonitom a berthieritom (prerasty zlata II s antimonitom, obr. 4g - h; zlato II, uzatvárané v antimonite a arzenopyrite, obr. 4a - d), resp. sa vylučovalo s ullmannitom z polykomponentových systémov s obsahom Ni a vytváralo agregáty zrastov zlata II a ullmannitu v antimonite a arzenopyrite (obr. 4e - f).

Minerálna asociácia so zistenými typmi zlata a ullmannitom, ako aj obsah Ni vo vzorkách z vrtu VML-1, 3A a 3B (od 50 do 460 ppm) indikuje zložitý - polyfázový proces formovania mineralizácie v oblasti. Pravdepodobný je aj vplyv neďalekých granitoidných intrúzií a ultrabazitov ako agensov generovania fluid a interakcie fluid s okolitými horninami alebo ako možný zdroj Au, Sb, Pb, Cu, W a Ag, resp. Ni. V spektre súčasných úvah o genéze zrudnenia v oblasti je reálny aj vplyv metamorfných fluid generovaných z hlbších úrovní alebo remobilizácia starších syngenetických zrudnení. Diskusia o pôvode a charaktere mineralizujúcich fluid, pravdepodobnom zdroji rudných komponentov v oblasti si vyžaduje údaje z exaktných metód a bude súčasťou koncipovaného modelu metalogenézy v predmetnom území.

Poďakovanie. Táto práca vznikla v rámci spolupráce Geologického prieskumu, š. p., Spišská Nová Ves, geologická oblasť Banská Bystrica a Geologického ústavu SAV v Banskej Bystrici na úlohe Mládzovo - Cu-Ag-Bi-Sb-Hg-Au rudy, VP. Autori ďakujú Ing. M. Scharmovej z DIAMO, s. p., Stráž pod Ralskem a dr. F. Caňovi z CLEM GÚDŠ v Bratislave za precízne meranie minerálnych fáz a vyhotovenie fotodokumentácie. Za cenné pripomienky ďakujeme recenzentovi príspevku.

Literatúra

Ashley, P. M., Cook, N. D. J. & Hill, R. L. 1990: Occurrence and significance of aurostibite in Sb-Au ore from Hillgrove, New Soth Wales, Australia. *Neu. Jb. Mineral. Mh, 35, 12, 537 - 551.*

Bezák, V. 1982: Komplexy metamorfitov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd. *Geol. Práce, Spr., 78, 65 - 70.*

Boyle, R. W. 1979: The geochemistry of gold and its deposits. *Geol. Surv. Canad. Bull., 280, 492.*

Háber, M., Jeleň, S. & Kašpar, P. 1993: Fyzikálno-optické vlastnosti pevných roztokov Au-Ag. *In: Zborník z konferencie: V. Mineralogický cyklický seminár, Aplikovaná mineralogie při řešení ekologických problémů. Horní Bečva, 167.*

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. Geol. Vied, Západné Karpaty, 6, 7 - 28.*

Maťová, V. 1988: Projekt pre vyhľadávací prieskum, úloha „Mládzovo Cu-Ag-Bi-Sb-Hg-Au rudy". *Manuskript - archív GP Banská Bystrica.*

Pristaš, J. 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, Čiastková správa za rok 1983. *Manuskript - Geofond Bratislava, 57.*

Stevens, B. P. J. 1975: A metallogenic study of the Bathurst 1:250 000 sheet. *N. S. W. Geol. Surv., 79.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr., 78, 169 - 194.*

Uytenbogaardt, W. & Burke, E. A. J. 1971: Tables for microscopic identification ore minerals. 2nd ed. *Elsevier, Amsterdam, 430.*

Mineralization near Ozdín, occurrence of gold with Sb-Ni content in black shales, southwestern part of the Veporicum crystalline complex, Central Slovakia

The southwestern part of the Veporicum crystalline complex in the Western Carpathians, Slovakia, represents a several gold occurrences. Especially in the Ozdín prospect, during the current investigation, a varied mineralization with gold, mostly in form an abundant gold with Sb-Ni content was found in the black shales. These black shales with variable thickness are hosted by phyllites and usually enclose high-grade stibnite ore-mineralization with gold. The overwhelming part of this prospect area composes of mafic to felsic metavolcanic and metasediment rocks that have been subjected to upper greenschist - lower amphibolite facies metamorphism.

In the mineral assemblage with the gold occur: stibnite, berthierite, arsenopyrite, pyrrhotine, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, native Sb, ullmannite, jamesonite and magnetite. Argentite, Ag-bearing tetrahedrite, meneghinite, boulangerite and scheelite occur within quartz-carbonate veins in upper parts of the metamorphic complex.

Four types of gold with compositional differences were found: (1) native gold with a mean composition of (wt %) 99.2 % Au, 0.4 % Sb, 0.33 % Ni, (2) dominative gold (gold-leaves) with submicroscopic phases of NiSb (breithauptite?) or „admixtures" of Sb-Ni with a mean composition of 86.04 % Au, 9.13 % Sb, 4.53 % Ni, 0.30 Fe, and 84.2 % Au, 10.35 % Sb, 5.28 % Ni, (3) gold with microinclusions of NiSbS (ullmanntite?) or mixture NiSbS and Sb_2S_3 (?) a mean composition of 92.3 % Au, 5.2 % Sb, 1.56 % Ni, 0.3 % Fe, and 91.03 % Au, 5.7 % Sb, 0.5 % Ni, 2.1 % S, (4) aggregates of gold and ullmannite (81.03 % Au, 12.07 % Sb, 6.09 % Ni, 0.4 % Fe).

Gold in the shape of gold-leaves was found in quartz-carbonate veinlets transsecting the black shales - minor amounts. Most of gold-leaves occur in the mineralized black shales and are distributed irregularly. Their dimensions alter from maximal values (800 μm in diameter) to unmeasurable values near to 3 μm. Gold-leaves shape is mostly irregular, more frequently is oval. Heterogeneous compositions without zonality are manifested by variable contents of Sb and Ni reaching higher values mostly in gold-leaves of 2nd type. Submicroscopic inclusions (0.1 - 0.2 μm) were found in gold-leaves intergrowing with stibnite, there were ascertained NiSbS phase and „mixtures" of NiSbS and Sb_2S_3. The lowest fineness have gold-leaves occurring in aggregate of gold intergrowing with ullmannite, the aggregates are surrounded by stibnite-arsenopyrite. According to ascertained successive relations the gold fineness decrease from the oldest generations towards the youngest. We suppose that the nearly native gold (I) is oldest and gold with Sb-Ni content (II) probably formed late in the paragenetic sequence; the gold II precipitated synchronously with crystallization of stibnite-berthierite, and originated with ullmannite from a polycomponent systems having locally higher Ni contens.

Some of the salient features could be suggested: (1) that hydrothermal fluids may have initially been derived by crustal metamorphic devolatization reactions, (2) remobilization of earlier syngenetic ores into dilatant zones on a small scales. Nearby granitic to granodioritic intrusions and ultrabasic rocks may have also promoted fluid-rock interaction and structurally controlled fluid chanelling, and could be also considered as possible sources of Au, Sb and Ni.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 38 - 49

Mineralogickoparagenetické pomery skarnového ložiska Vyhne - Klokoč

PETER KODĚRA[1] a MARTIN CHOVAN[2]

[1]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 23.4.1993, revidovaná verzia doručená 12.11.1993)

Mineralogical and paragenetical relations of the skarn Vyhne - Klokoč deposit, Central Slovakia

Magnetite skarn deposit Vyhne - Klokoč originated as result of intrusion of Neogene granitoid body into the environment of Krížna unit carbonate rocks. The entire mineralization was formed during 3 basic stages: 1. isochemical, characteristic by origin of non-hydrous minerals - garnets (grossular-andradite series), more seldom pyroxene (diopside - hedenbergite series) and wollastonite, also forming marbles and contact hornfelses, 2. metasomatic - when epidote, tremolite, several generations of garnets (dominating andradite component) and magnetite originated, 3. retrograde - with typical unequlibrated state of mineral crystallization (zonal garnets, several hematite and magnetite generations, extensive martitization and mushketovitization). Common mineral of the marginal zones is chlorite formed during all the main skarn-forming stages. Epidote - calcite stage represents transition between skarn and the development process of hydrothermal mineralization. Hydrothermal mineralization penetrates skarn associations. Its development took place during 5 stages; only the first one (chalcopyrite - pyrite) is present in relatively larger extent.

Deposit Vyhne - Klokoč belongs to the Ca-exoskarn deposits of intermediate oxidation level with economically interesting accumulation of magnetite (Fe-skarn with some signs of Zn-Sb-skarn).

Key words: skarn minerals, Štiavnica stratovolcano, mineral assemblages, magnetite, chlorite, garnet

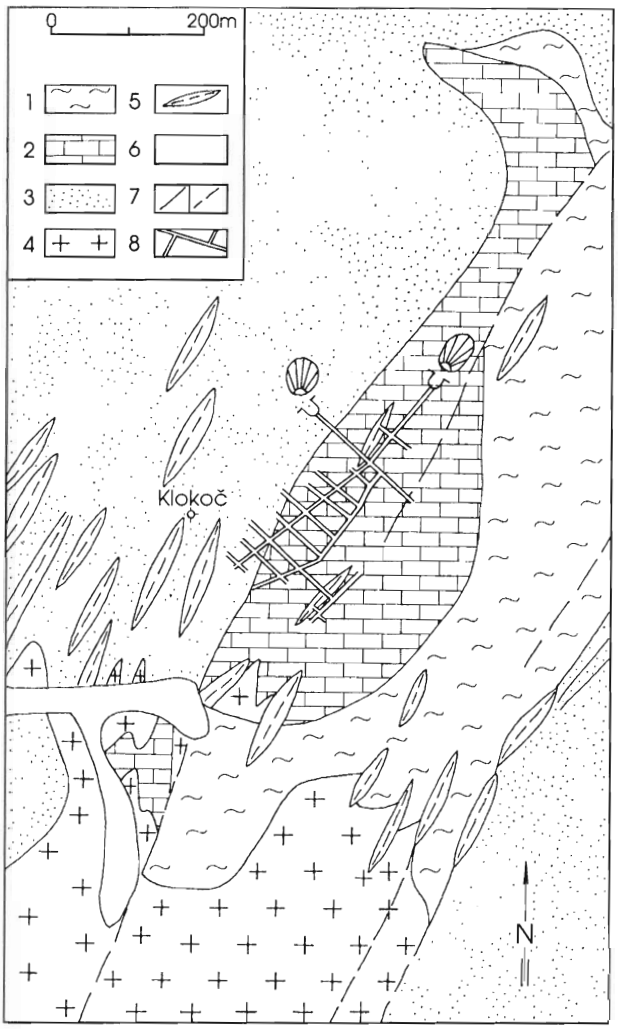
Úvod

Skarnovým ložiskám na území Západných Karpát sa doteraz venovala len malá pozornosť z mineralogického, ako aj genetického hľadiska. Ložisko Vyhne - Klokoč je najväčším skarnovým výskytom v Západných Karpatoch s ekonomicky zaujímavou akumuláciou magnetitovej rudy. Doterajšie práce (Koděra, 1960; Kúšik, 1972) študujúce mineralogickoparagenetické vzťahy ložiska z dnešného pohľadu neposkytujú dostatočné podklady na riešenie genézy ložiska. Táto práca je modernou syntézou mineralogických a paragenetických pomerov ložiska a naznačuje aj možnosti ďalšieho mineralogicko-geochemického štúdia.

Geologicko-ložisková pozícia

Klokočské ložisko patrí do skupiny skarnových mineralizácií viažucich sa na rozsiahly intruzívny komplex centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Tento stratovulkán je najrozsiahlejšou vulkanickou štruktúrou stredoslovenských neovulkanitov. Viacetapovým vývojom vznikla spodná a vrchná stratovulkanická stavba. Stratovulkán prešiel štádiom kaldery a v mladšom období ho značne prekryli produkty explozívnej a efuzívnej aktivity. V závere vulkanickej aktivity sa v priestore kaldery vyvíjala hrastová stavba (Burian et al., 1985). Vo vývoji metalogenézy centrálnej zóny v bádene až sarmate (16,5 - 11,5 mil. rokov) možno rozlíšiť časovo, látkovo aj zdrojovo tri rudotvorné etapy (Štohl a Lexa, 1990): 1. vtrúsené polymetalické a masívne Fe rudy skarnového typu, porfýrové Cu mineralizácie, 2. žilný typ Pb, Zn, Cu, Bi, Ag ± Au, 3. žilný typ Au, Ag ± Bi, Sb, Hg, Pb, Zn a Cu. Vývojová etapa so skarnovými mineralizáciami je najstaršia (vrchný báden) a priestorovo sa viaže na centrálnu zónu kalderovitého typu. Centrálna zóna pri súčasnom erozívnom zreze je jej koreňovou časťou a tvorí ju pomerne pestrý intermediárny intruzívny komplex. Najväčšou intrúziou je tu granodioritové teleso, datované metódou stôp po delení uránu (Repčok, 1981) na 17,2 ± 0,5 až 17,5 ± 1,5 mil. rokov. Granodiorit, resp. jeho okrajové porfyrické variety spôsobovali na kontakte s mezozoickým plášťom rozsiahle skarnové premeny.

Magnetitové ložisko Vyhne - Klokoč sa nachádza asi 1,5 km na JZ od obce Vyhne a na povrch vystupuje v jv. svahu Klokoča (obr. 1). Najstarším geologickým stavebným prvkom je tektonicky postihnutý biotitický granit variského veku (kryštalinikum) označovaný ako vyhnianska drvená žula. Pri vrchnokriedovom alpínskom vrásnení boli na kryštalinikum nasunuté kryhy subtatranských príkrovov - krížňanský (prevažne dolomitické vápence keupru) a chočský príkrov (prevažne bridlice a pieskovce verfénu). V dôsledku neogénnej vulkanickej aktivity do tohto priestoru intrudovala magma granodioritového zloženia a neskôr roj dajok kremitodioritových porfýrov (štiavnický intruzívny komplex). Vznik skarnových telies v karboná-



Obr. 1. Schematická geologická mapa širšieho okolia ložiska Vyhne - Klokoč (upravená podľa Konečného a Lexu in Štohl et al., 1990 a Gavoru, 1961). 1 - vyhnianska drvená žula, 2 - skarnizované a mramorizované dolomitické vápence (krížňanský príkrov), 3 - bridlice, pieskovce (chočský príkrov), 4 - granodiorit, 5 - dajky kremitodioritových porfýrov, 6 - alúvium, 7 - zlomy (a - zistené, b - predpokladané), 8 - banské práce v oblasti skarnových ložiskových telies.

Fig. 1. Schematic geological map of the vicinity of the deposit Vyhne - Klokoč (modified by Konečný and Lexa in Štohl et al., 1990 and Gavora, 1961). 1 - Vyhne crushed granite, 2 - dolomitic limestones changed into skarn and marbles (Krížna nappe), 3 - shales and sandstones (Choč nappe), 4 - granodiorite, 5 - dikes of quartz diorite porphyres, 6 - alluvium, 7 - faults (a - ascertained, b - supposed), 8 - mine works (in the area of skarn ore bodies).

toch krížňanskej jednotky inicioval granodiorit, pričom jeho apofýzy v severnej časti telesa, pri kontakte s mezozoikom, boli čiastočne vybielené (Konečný a Lexa in Štohl et al., 1990). Skarnizované polohy tu vytvárajú zónu šošovkovitých telies smeru SSV - JJZ sklonených cca 40° na Z a ponárajúcich sa aj pod chočskú jednotku. Magnetitové zrudnenie je vyvinuté pri podloží skarnových telies. Hlavná šošovka s Fe zrudnením (ložisko Klokoč) má dĺžku asi 500 m a mocnosť 1 - 35 m. Druhá šošovka je dlhá asi 300 m a mocná 1 - 10 m. V jz. pokračovaní ložiskového pásma sú ešte ďalšie tri šošovky s Fe zrudnením, v minulosti označované ako ložisko Treibolc (Zábranský, 1969b). Pri geologickom prieskume ložisko v 60. rokoch overili dva banské horizonty (štôlňa Anton a Barnabáš, obr. 1) a sieť vrtov. Zásoba magnetitovej rudy ložiska Klokoč sa odhaduje na 2,6 mil. t a v celej oblasti Vyhní až na 7 mil. t (Gavora a Lukaj, 1968).

Metodika výskumu

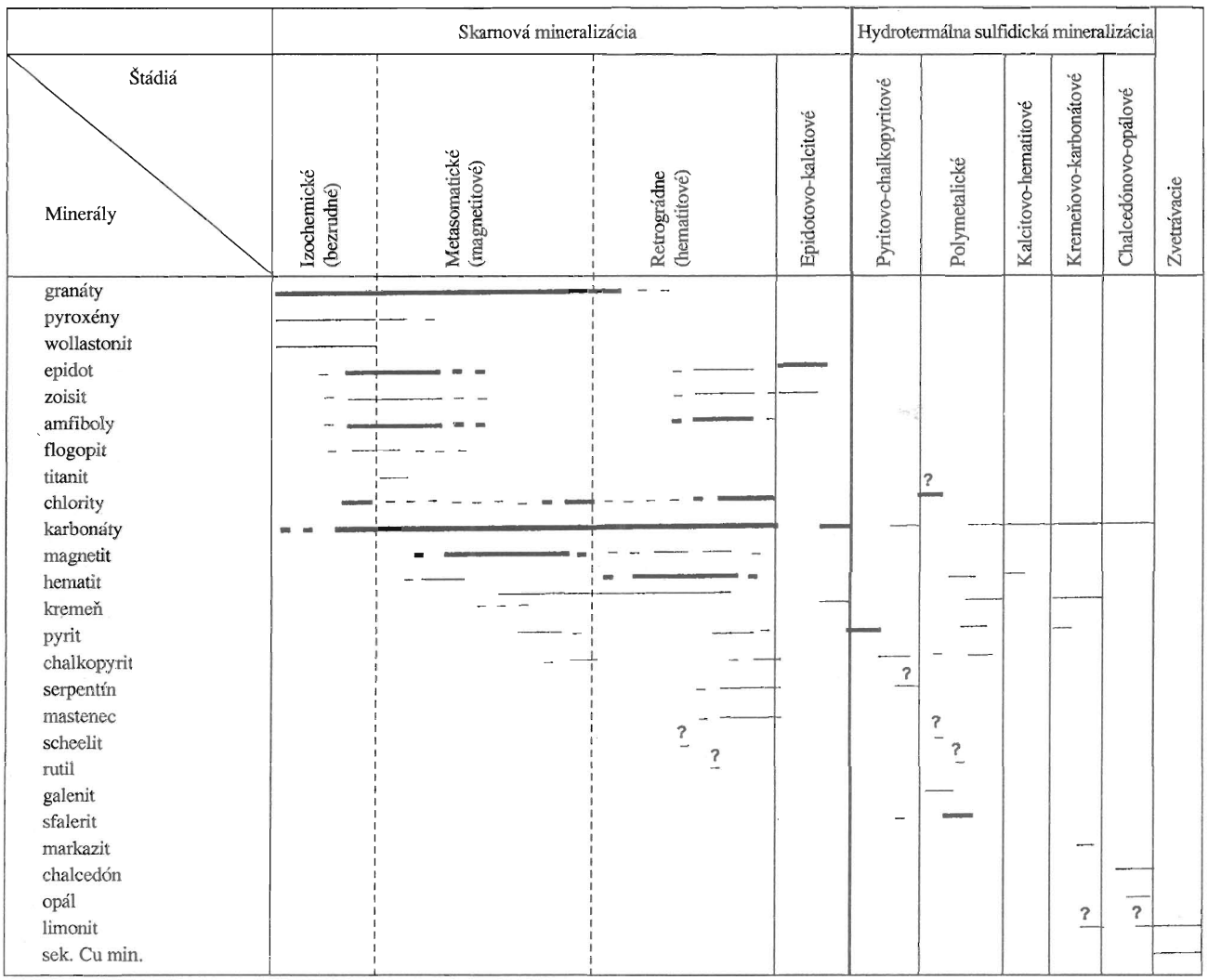
Vzorkový materiál pochádza najmä z háld banských prieskumných prác na ložisku, čiže vzorky sú hlavne z klokočskej časti. Základnou metódou bolo dôkladné makroskopické, a najmä mikroskopické hodnotenie vzoriek na polarizačnom mikroskope JENAPOL firmy Carl-Zeiss - Jena. Rtg elektrónové mikroanalýzy sa vykonali systémom WDS na prístroji JEOL JXA-840A (centrálne laboratórium elektrónovo-optických metód PFUK - magnetit, hematit, amfiboly, granáty, pyroxény, chlority, epidot, karbonáty, galenit, sfalerit) a na prístroji JEOL SUPERPROBE 733 (GÚDŠ - granáty, amfiboly, chlority, epidot). Na druhom prístroji sa použil aj systém EDS (EDAX). Štandardy použité na analýzy systémom WDS:
- prístroj JXA - 840A: Si, Al kyanit, Mg spinel, Na, K adulár, Ti rutil, Ca scheelit, Fe - Fe kov, Mn - MnO synt., Cr - CrO synt., Zn - Zn kov, Cu chalkopyrit, Pb galenit;
- prístroj SUPERPROBE 733: Na, Al, Si albit, Mg - MgO synt., Ca wollastonit, K ortoklas, Fe, Cr chromit, Mn willemit s Mn.

Pri sledovaní zmien chemického zloženia sa využila SEM a SEM snímky boli vyhotovené na elektrónovom mikroskope JEOL-JEM-840 (GÚDŠ). Rtg analýzy (granáty, chlority, amfiboly, epidot, magnetit, sfalerit) sa vykonali na prístroji DRON-3 v GÚ PFUK, semikvantitatívne spektrálne analýzy (galenit, sfalerit, magnetit, hematit, pyrit, markazit, amfiboly, granáty, chlority, epidot) na prístroji PGS-2 v GÚ PFUK, fotoluminiscenčná analýza (scheelit), termické a manometrické analýzy (karbonáty) v GÚ PFUK.

Opis hlavných minerálov

Granáty sú na ložisku pomerne rozšírené vo viacerých generáciách a najčastejšie vystupujú v osobitne priestorovo postavenom granaticko-polymetalickom skarne. Sú žltohnedej až červenohnedej farby, veľké do 1,5 mm, ojedinele aj väčšie, niekedy naopak jemnozrnné až kusové. Granáty sú izotropné, anomálne anizotropné, často zonálne. Podľa chemického zloženia ich možno zaradiť do grossulárovo-andraditového radu s prevahou andraditovej zložky Ad_{40-100} (obr. 18, tab. 3). Prevažne vo vonkajších anizotropných zónach granátov (najmä na počiatku hematitového štádia) je zastúpená aj spessartínová zložka Sp_{0-4}. Generácie granátov často postupne na seba narastajú v dôsledku uplatnenia sa čo najnižšej nukleačnej energie pri kryštalizácii (obr. 10, 12). Podľa textúrnych a štruktúrnych znakov rozlišujeme tri základné typy granátov, ktoré zodpovedajú hlavným vývojovým štádiám skarnovej mineralizácie

TAB. 1
Schéma sukcesie minerálov ložiska Vyhne - Klokoč
Succesion scheme of minerals of the deposit Vyhne - Klokoč



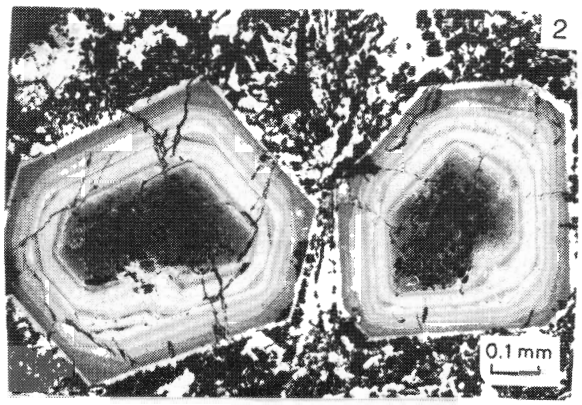
(obr. 18): a) intenzívne zonálne granáty bezrudného štádia (obr. 2), b) izotropné andradity magnetitového štádia so sporadickým výskytom tenkých anizotropných zón s vyšším obsahom grossulárovej zložky (obr. 5, 10), c) intenzívne zonálne granáty hematitového štádia (obr. 11).

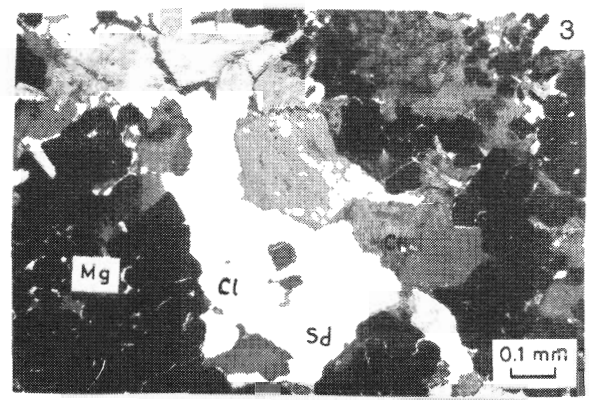
Pyroxény sú zastúpené v pomerne malom množstve a vytvárajú len mikroskopicky pozorovateľné stĺpčekovité zrná. Vznikali v bezrudnom štádiu a patria do diopsidovo-hedenbergitového radu s prevahou diopsidickej zložky Hd_{13-35} (tab. 2). Z ďalších zložiek je výrazne zastúpená johannsenitová zložka $Jo_{0,5-8}$, ktorej najvyšší obsah býva vo vyššieželezitých zónach zonálnych pyroxénov.

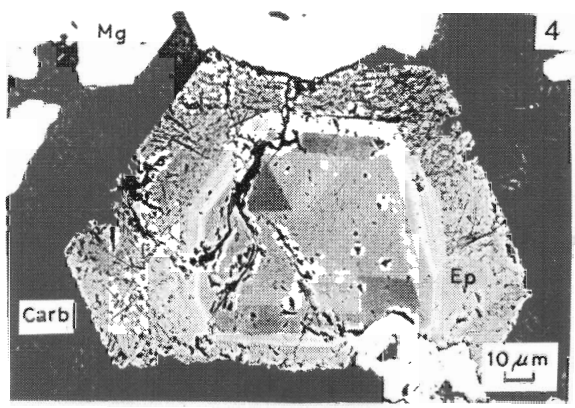
Epidot je zo silikátových minerálov ložiska najhojnejší a vznikal hlavne v predmagnetitovom vývoji skarnu. Najčastejšie je jemnozrnný, zriedkavé idiomorfné kryštály sú niekedy zonálne (obr. 4, tab. 2). Častejšia je zonalita v hrubozrnnej poslednej generácii epidotu (epidotovo-kalcitové štádium). Zonálnosť v obidvoch typoch epidotu spôsobuje izomorfné zastupovanie Fe_2O_3 a Al_2O_3 (± 3 %), pričom o Fe_2O_3 bývajú obohatené najmä vonkajšie zóny kryštálov.

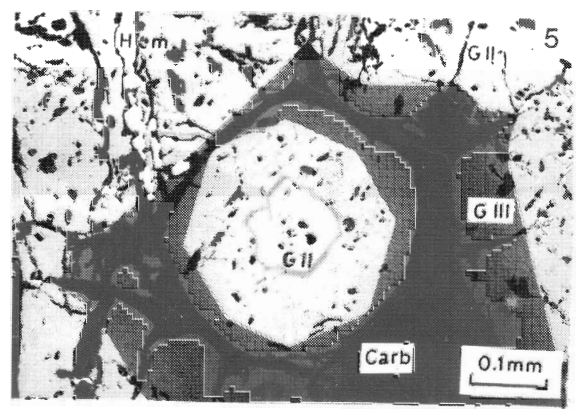
Amfiboly sa vyskytujú v premenlivom množstve spolu s epidotom, zriedkavejšie i s granátmi. Predmagnetitový tremolit (tab. 3) je väčšinou jemnovláknitý, len zriedkavejšie vytvára samostatné polohy s vláknami s maximálnou dĺžkou 2 cm (Koděra, 1960). Pomagnetitový jemnovláknitý amfibol sa niekedy skladá z dvoch fáz, z ktorých jedna chemicky zodpovedá tremolitu a druhá tzv. Mn aktinolitu (15 % FeO, 5 % MnO; obr. 15, tab. 3), alebo ho tvorí len aktinolit so slabším zastúpením MnO (1,8 % MnO). Amfiboly obidvoch generácií často v rozličnej miere zatláča mladšia mineralizácia.

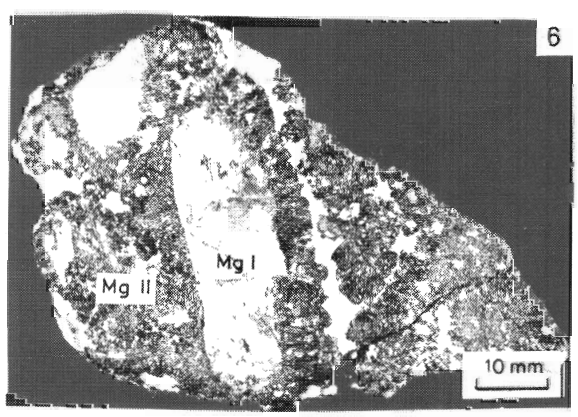
Chlority sú hojné a ich generácie sa odlišujú chemickým zložením. Identifikovali sa rtg elektrónovými mikroanalýzami podľa nomenklatúry Heya (1954, in Deer et al., 1966; obr. 19, tab. 3). Prvú generáciu tvorí jemnošupinkový klinochlór (bezrudného štádia). Ojedinele je na jeho

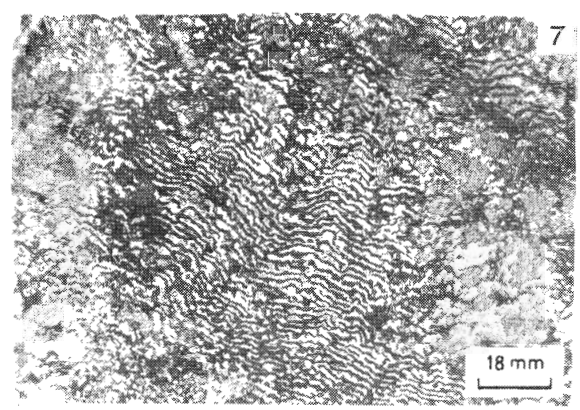












Obr. 2. Idiomorfné kryštály anizotropného granátu neručného štádia. Jadrá zŕn sú postihnuté sekundárnymi premenami. Tmel kryštálov granátov tvorí jemnozrnný izotropný granát magnetitového štádia. (SEM), zv. 66x.

Fig. 2. Euhedral crystals of anisotropic garnets of the oreless stage. The grain cores are altered. The garnet crystals are cemented by fine-grained isotropic garnet of the magnetite stage. (SEM), magn. x66.

Obr. 3. Klinochlór (Cl) nerudného štádia s kontaktnými lemami (čierne) zatláčaný magnetitom (Mg). Výplňou dutiny je siderit (Sd). Prechádz. svetlo, čiast. skríž. nikoly, zv. 60x.

Fig. 3. Clinochlore (Cl) of the oreless stage with reaction rims (black), is being replaced by magnetite (Mg). The cavity filling is siderite (Sd). Trans light, part. crossed nicols, magn. x60.

Obr. 4. Zonálny epidot (Ep) zatláčaný magnetitom (Mg) a karbonátom (Carb). (SEM), zv. 360x.

Fig. 4. Zonal epidote (Ep) partially replaced by magnetite (Mg) and carbonate (Carb). (SEM), magn. x360.

Obr. 5. Izotropný andradit (G II) obrastaný anizotropným lemom mladšieho granátu (G III) magnetitového štádia. Cez granát preniká žilka hematitu (Hem). Výplňou dutiny je karbonát (Carb). (SEM), zv. 108x.

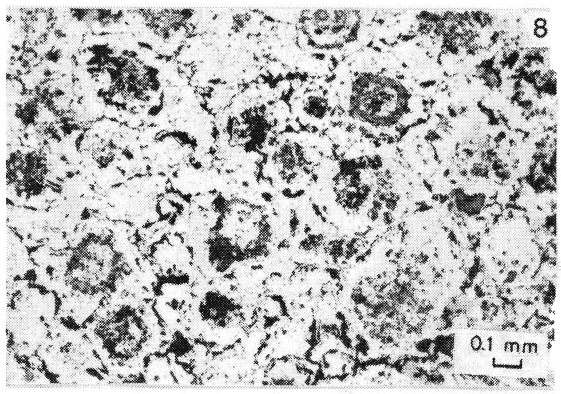
Fig. 5. Isotropic garnet (G II) is rimmed by younger anisotropic garnet (G III) of the magnetite stage. Hematite (Hem) veinlets penetrates the garnet. The cavity filling is carbonate (Carb). (SEM), magn. x108.

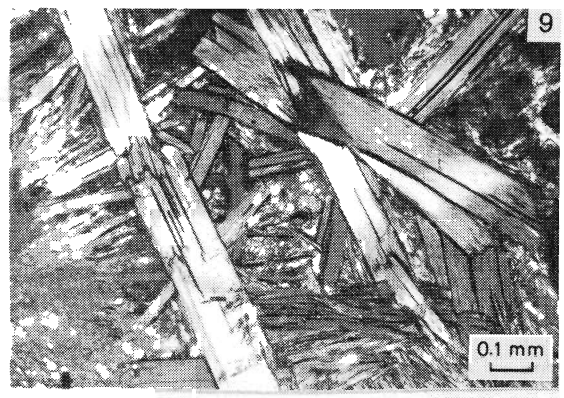
Obr. 6. Hrubozrnný magnetit (Mg II) uzatvárajúci úlomky ílovitej horniny s impregnáciou jemnozrnného magnetitu (Mg I). Makrofoto, 1:1.

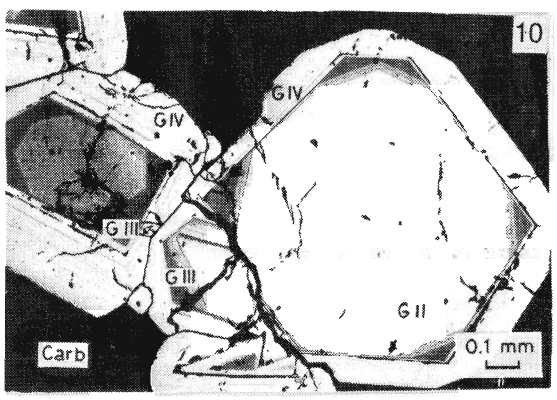
Fig. 6. Coarse-grained magnetite (Mg II) enclosing fragments of shale with impregnation of fine-grained magnetite (Mg I). Macrophoto, 1:1.

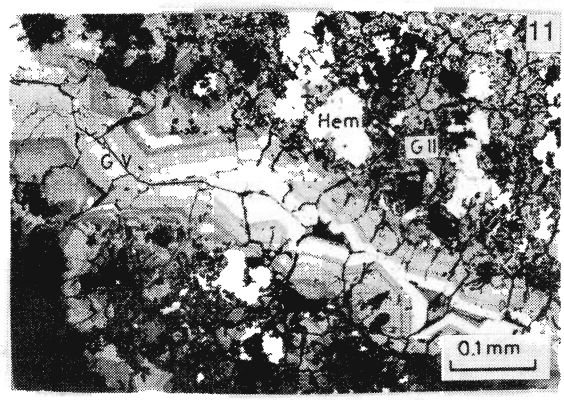
Obr. 7. Vlnovitá textúra magnetitu. Pásiky magnetitu sú tmavé, karbonátu svetlé. Makrofoto, zv. 1,8x.

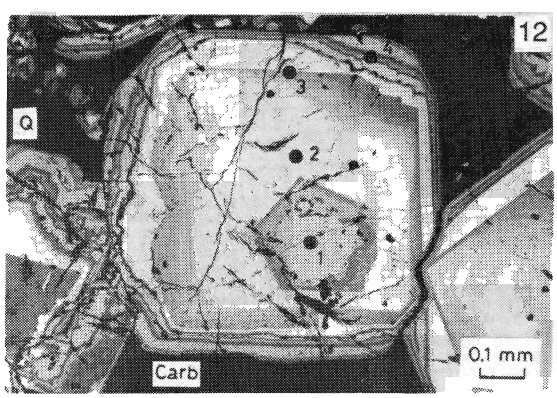
Fig. 7. Wavy texture of magnetite. Magnetite bands are dark, the carbonate ones are light. Macrophoto, magn. x1.8.

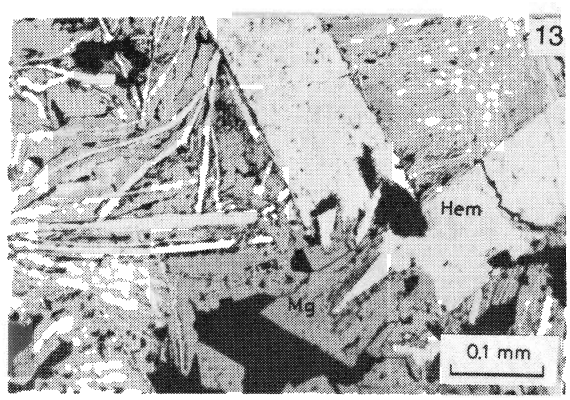




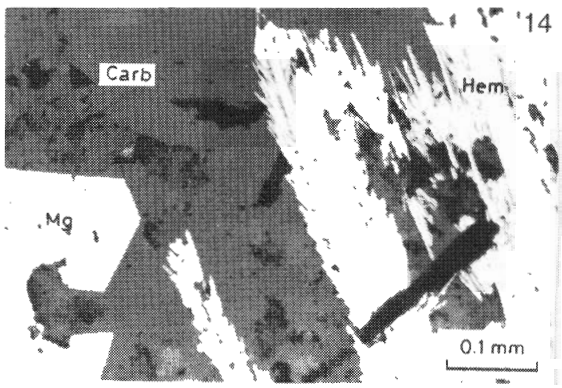


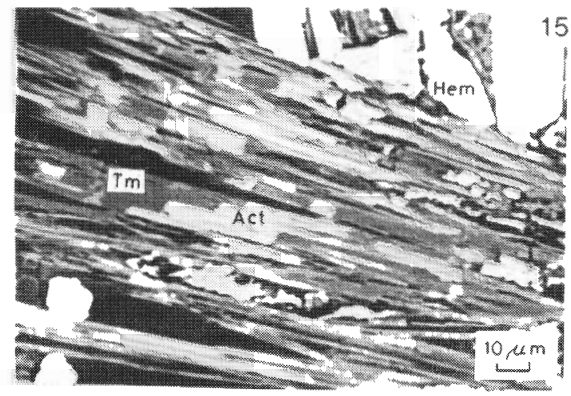


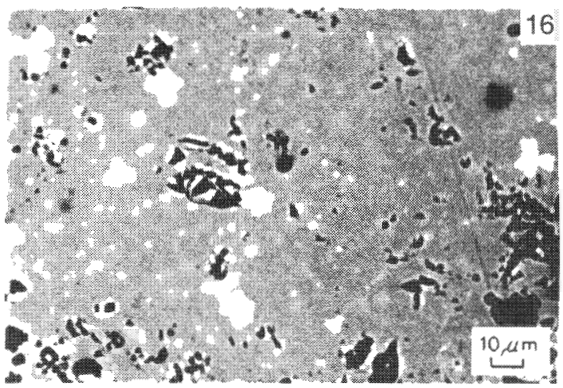


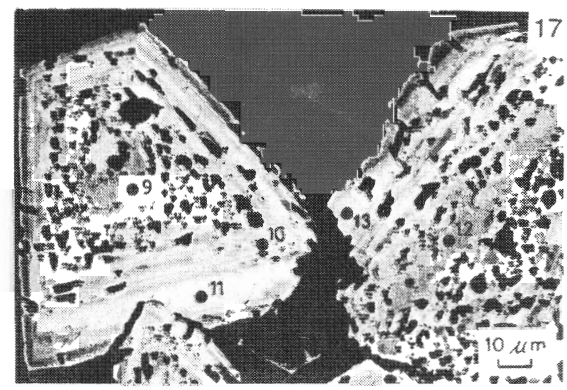


Obr. 8. Pseudomorfózy magnetitu po zonálnom granáte. Odrazené svetlo, zv. 36x.
Fig. 8. Pseudomorphosis of magnetite after zonal garnet. Refl. light, magn. x36.
Obr. 9. Lištové kryštály pennínu magnetitového štádia. Prechádz. svetlo, čiast. skríž. nikoly. Zv. 60x.
Fig. 9. Lamellar crystals of pennine of magnetite stage. Trans. light, part. crossed nicols, magn. x60.
Obr. 10. Izotropný granát (G II) s anizotrópnou zónou (G III) obrastaný izotropným lemom ďalšej generácie granátu (G IV). Výplňou dutiny je karbonát (Carb). (SEM), zv. 45x.
Fig. 10. Isotropic garnet (G II) with anisotropic zone (G III) are rimmed by isotropic rim other garnet generation (G IV). The cavity filling is carbonate (Carb). (SEM), magn. x45.
Obr. 11. Žilka anizotropného zonálneho granátu (G V) hematitového štádia preráža cez jemnozrnný izotropný granát magnetitového štádia (G II) zatláčaný hematitom (Hem). (SEM), zv. 120x.
Fig. 11. Veinlet of anisotropic zonal garnet (G V) of hematite stage penetrates fine-grained isotropic garnet of magnetite stage (G II), replaced by hematite (Hem). (SEM), magn. x120.
Obr. 12. Generácie granátov narastené postupne na seba s lokálnymi prejavmi zatláčania starších generácií mladšími. Výplňou dutiny je karbonát (Carb) a kremeň (Q). Čísla zodpovedajú analýzam (tab. 3), ktoré reprezentujú jednotlivé generácie granátov. (SEM), zv. 65x.
Fig. 12. Garnet generations accreted on each other with local signs of replacing the older generations by the younger ones. The cavity filling is carbonate (Carb) and quartz (Q). Numbers correspond to analyses (Table 3) and represent garnet generations. (SEM), magn. x65.
Obr. 13. Magnetit hematitového štádia (Mg) tmelí čiastočne mušketovitizované hrubé a tenké lišty hematitu (Hem). Odrazené svetlo, zv. 130x.
Fig. 13. Magnetite of hematite stage (Mg) cements thin and thick hematite lamellae (Hem), partially mushketovitized. Refl. light, magn. x130.









Obr. 14. Perovité narastanie drobnolištovitého hematitu na hrubolištovitý (Hem). Vľavo na obr. je magnetit (Mg). Výplňou dutiny je karbonát (Carb). Odrazené svetlo, zv. 130x.
Fig. 14. Feather-like accretion of fine-lamellar hematite on coarse-lamellar hematite (Hem). Magnetite (Mg) on the left side, the cavity filling is carbonate (Carb). Refl. light, magn. x130.
Obr. 15. Amfibol hematitového štádia prerážajúci hematit (Hem). V amfibole sú dve fázy: tremolit (Tm) a Mn aktinolit (Act). (SEM), zv. 480x.
Fig. 15. Amphibole of hematite stage penetrating hematite (Hem). There are two phases in the amphibole: tremolite (Tm) and Mn-actinolite (Act). (SEM), magn. x480.
Obr. 16. Hviezdicovité odmiešaniny sfaleritu (biele) v chalkopyrite (sivý). (SEM), zv. 450x.
Fig. 16. Star-shaped exsolutions of sphalerite (white) in chalcopyrite (gray). (SEM), magn. x450.
Obr. 17. Kryštály zonálneho magnetitu v dutine s karbonatickou výplňou (čierna). (SEM). Čísla bodov zodpovedajú analýzam v tab. 5. Zv. 480x.
Fig. 17. Crystals of zonal magnetite in a cavity filled by carbonate (black). (SEM). Numbers of points correspond to the analyses in Tab. 5. Magn. x480.

lištách vyvinutý kontaktný lem s výrazne vyšším obsahom FeO a MnO, ako majú jeho nealterované centrá, čo je výsledkom prenika fluid magnetitového štádia bohatých na Fe (obr. 3). Ďalším typom nízkoželezitých chloritov je hrubošupinkovitý pennín (obr. 9) a klinochlór-pennín, ktoré už vznikali v retrográdnom štádiu, pravdepodobne tiež v okrajových zónach skarnu. Osobitným typom sú vyššieželezité jemnozrnné chlority - pyknochlority a ripidolity, väčšinou úzko asociujúce s granaticko-polymetalickým skarnom. Na rozdiel od bezfarebných nízkoželezitých chloritov sú v prechádzajúcom svetle zelenej, výrazne modrej alebo zelenej interferenčnej farby. Sú niekedy zonálne a vznikali prevažne v pomagnetitových štádiách vývoja skarnu.

Karbonáty sú hojné a okrem prevládajúceho kalcitu sa tu vyskytuje pestrá škála Mg, Fe, Mn karbonátov rôznych generácií vo forme tmelu skarnových minerálov alebo neskôr ako výplň hydrotermálnych žiliek. Metódou DTA, manometrickou metódou a pomocou rtg elektrónovej mikroanalýzy sa identifikoval kalcit, dolomit, siderit a Ca-Fe-Mg karbonát (obr. 3, tab. 3, 5). Počas magnetitového a zriedkavejšie aj hematitového štádia vznikali karbonáty obohatené o Fe (siderit, Ca-Fe-Mg karbonát), kým pre hydrotermálnu mineralizáciu je charakteristický výskyt kalcitu, menej dolomitu.

Kremeň je podstatne zriedkavejší ako karbonáty, vznikal najmä pri hydrotermálnom vývoji ložiska. Väčšinou je hrubozrnný, ojedinele vytvára idiomorfné kryštály veľké do 3 cm.

Magnetit je hlavným rudným minerálom ložiska a jeho vznik začleňujeme do viacerých generácií (obr. 6). Najviac ho vzniklo v metasomatickom štádiu. Jemnozrnný a hrubozrnný magnetit (niekedy s kryštálmi veľkými do 2 cm) vytvára masívne, žilníkovo-impregnačné, brekciovité, ako aj páskované textúry. Zriedkavá je tzv. vlnovitá textúra (obr. 7). Pásiky vznikli rytmickou kryštalizáciou magnetitu a karbonátu pri difúznom prenikaní fluid s vysokým obsahom Fe do gélovitej karbonatickej hmoty. Bežné je

TAB. 2

Rtg elektrónové mikroanalýzy granátov, pyroxénov a epidotu
X-ray - electron microanalyses of garnets, pyroxenes and epidote

	Granáty						Pyroxény				Epidot			
Počet anal.	1	1	1	1	11	5	4	3	3	3	3	3	2	2
Č. anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	35,94	34,23	34,12	36,24	34,79	36,23	52,83	50,50	53,42	52,47	36,88	37,84	36,77	37,00
TiO_2	0,10	0,00	0,02	0,01	0,01	0,04	0,04	0,28	0,03	0,02	0,06	0,10	0,13	0,03
Al_2O_3	5,85	0,03	0,00	6,87	0,97	7,97	0,34	2,21	0,74	0,09	21,11	25,28	20,48	24,15
Cr_2O_3	0,05	0,07	0,00	0,04	0,01	0,05	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,03
Fe_2O_3	23,41	32,96	31,12	20,98	29,98	20,01	-	-	-	-	17,67	11,82	17,15	12,91
FeO	-	-	-	-	-	-	4,62	7,70	6,13	9,69	-	-	-	-
MnO	0,34	0,27	0,23	1,13	0,53	0,94	0,48	0,23	0,25	1,32	0,20	0,20	0,80	0,14
MgO	0,00	0,06	0,03	0,11	0,05	0,06	15,12	12,98	14,83	12,34	0,12	0,03	0,03	0,06
CaO	33,68	33,35	34,74	34,90	33,27	34,16	25,64	25,38	24,36	24,13	22,83	23,12	22,64	24,33
Na_2O	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,08	0,12	0,10	0,06	0,00	0,04	0,01	0,02
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	99,37	100,97	100,30	100,29	99,61	99,48	99,17	99,43	99,87	100,13	98,88	98,47	98,05	98,68
Prepočet	12 O						6 O				12,5 O			
Si	2,97	2,90	2,91	2,96	2,95	2,96	1,97	1,91	1,98	1,98	2,96	2,98	2,98	2,93
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Al	0,57	0,00	0,00	0,66	0,10	0,77	0,02	0,10	0,03	0,00	1,99	2,34	1,96	2,26
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{+3}	1,46	2,10	1,99	1,29	1,92	1,23	-	-	-	-	1,07	0,70	1,04	0,77
Fe^{+2}	-	-	-	-	-	-	0,14	0,24	0,19	0,31	-	-	-	-
Mn	0,02	0,02	0,02	0,08	0,04	0,07	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,05	0,01
Mg	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,84	0,73	0,82	0,70	0,01	0,00	0,00	0,01
Ca	2,98	3,02	3,17	3,05	3,03	2,99	1,03	1,03	0,97	0,98	1,96	1,95	1,96	2,07
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	8,01	8,05	8,10	8,06	8,04	8,04	4,02	4,04	4,01	4,02	8,01	8,00	8,01	8,05

Granáty: 1 - 4 - generácie grossulárovo-andraditového radu (obr. 12), 5 - izotropný andradit magnetitového štádia (obr. 18), 6 - tenké anizotropné zóny v andradite (obr. 18); *Pyroxény:* 7 - tmavšie zóny, 8 - svetlejšie zóny (SEM, granaticko-pyroxénovo-magnetitový skarn), 9 - tmavšie zóny, 10 - svetlejšie zóny (SEM, epidotovo-amfibolovo-pyroxenický skarn); *Epidot:* 11 - vonkajšie zóny, 12 - vnútorné zóny (epidotovo-magnetitový skarn, obr. 4), 13 - vonkajšie zóny, 14 - vnútorné zóny (ojedinelé zrná v granatickom skarne).

Garnets: 1-4 - generations of grossular - andradite series (Fig. 12), 5 - Isotropic andradite of the magnetite stage (Fig. 18), 6 - narrow anisotropic zones in andradite (Fig. 18). *Pyroxenes:* 7 - darker zones, 8 - lighter zones (SEM, garnet-pyroxene-magnetite skarn), 9 - darker zones, 10 - lighter zones (SEM, epidote-amphibole-pyroxene skarn). *Epidote:* 11 - outer zones, 10 - inner zones (epidote-magnetite skarn, Fig. 4), 13 - outer zones, 14 - inner zones (seldom grains in garnet skarn).

zatláčanie hematitu magnetitom (mušketovitizácia) a magnetitu hematitom (martitizácia). Rtg elektrónovou mikroanalýzou sa zistil iba nízky obsah prímesí (do 1 %) vo všetkých generáciách magnetitu (tab. 4). Zriedkavú zonálnosť idiomorfných kryštálov (obr. 17, tab. 4) spôsobuje kolísanie obsahu Fe_3O_4 na úkor SiO_2 a Al_2O_3 (± 2 %).

Hematit je zastúpený oveľa slabšie ako magnetit. Vznikal hlavne v retrográdnom štádiu mineralizácie, hoci vytvára viac generácií. Bežný je hrubošupinkovitý spekularit, zriedkavejšie vytvára drobné ihličky (obr. 13, 14, tab. 4). Často vznikal na úkor magnetitu (martit) alebo ho aj opätovne mušketovitizovali mladšie generácie magnetitu. Niekedy je pozorovateľné aj perovité narastanie mladšieho hematitu na starší (obr. 14, tab. 5). Rtg elektrónové mikroanalýzy neukázali vyšší obsah prímesí, len v niektorých mladších generáciách sa zistil zvýšený obsah titánu (do 2 % TiO_2).

Pyrit je najrozšírenejším sulfidom ložiska. Vznikal vo viacerých štádiách vo forme žiliek, impregnácií a idiomorfných kryštálov v dutinách veľkých do 2 cm. Hlavný objem pyritu sa vylúčil počas hydrotermálneho vývoja (pyritovo-chalkopyritové štádium).

Chalkopyrit je zriedkavý. Vznikal vo viacerých štádiách v úzkej asociácii s pyritom. Vo väčších zrnách (veľkých maximálne do 1 cm) v chalkopyrite pyritovo-chalkopyritového štádia sa vyskytujú hviezdicovité odmiešaniny sfaleritu (obr. 16). Tieto štruktúry rozpadu pevných roztokov sú typické pre vyššietermálne chalkopyrity (Ramdohr, 1950).

Sfalerit je zriedkavý, ale po pyrite v ložisku najhojnejší sulfid. Vytvára zrná veľké maximálne do 2 cm. Najčastejšie sa vyskytuje v granatickom skarne, kde sa zvyčajne vyskytuje spolu s galenitom. Sfalerit obsahuje premenlivé množstvo drobných inklúzií chalkopyritu. Rtg elektrónovou mikroanalýzou sa zistil obsah Fe v rozmedzí 3,2 - 1,8 hmot. %.

Galenit je zriedkavý. Drobné zhluky asociujú so sfaleritom v granatickom skarne. Rtg elektrónovou mikroanalýzou sa zistil nízky obsah prímesí (Ag, Cu, Fe, Zn - 0,0X

TAB. 3
Rtg elektrónové mikroanalýzy amfibolov, chloritov a karbonátov
X-ray - electron microanalyses of amphiboles, chlorites and carbonates

	Amfiboly				Chlority							Karbonáty	
Počet anal.	5	3	3	2	7	3	13	6	5	2	3	3	1
Č. anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	58,36	57,36	51,71	52,74	32,04	28,42	33,71	27,36	29,99	26,72	28,77	0,39	1,04
TiO_2	0,03	0,17	0,04	0,03	0,05	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03
Al_2O_3	0,20	2,73	0,71	2,24	19,37	17,28	16,11	18,49	17,44	18,81	18,68	0,18	0,21
Cr_2O_3	-	0,05	0,02	0,00	0,02	0,03	-	-	0,05	0,17	0,05	-	-
FeO	4,00	3,00	15,61	14,69	2,67	26,31	1,48	25,09	12,86	28,25	18,71	43,96	10,12
MnO	0,13	0,31	5,39	1,05	0,10	0,64	0,06	1,14	0,48	0,78	0,92	2,56	0,14
MgO	21,98	20,93	10,66	14,93	33,27	16,19	34,87	16,61	25,88	13,26	20,34	4,39	11,41
CaO	13,72	12,68	10,56	13,09	0,12	0,07	0,09	0,04	0,05	0,06	0,03	4,98	31,54
Na_2O	0,05	0,08	0,09	0,23	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	-
K_2O	0,07	0,05	0,03	0,09	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	-
Suma	98,53	97,34	94,82	99,09	87,67	88,98	86,38	88,79	86,82	88,08	87,56	56,52	54,49
Prepočet	24 O				28 O								
Si	7,98	7,88	7,95	7,62	5,96	5,93	6,32	5,71	5,97	5,71	5,86	-	-
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	-	-
Al	0,04	0,44	0,12	0,38	4,25	4,25	3,56	4,54	4,09	4,74	4,48	-	-
Cr	-	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	0,01	0,03	0,01	-	-
Fe^{+2}	0,46	0,34	2,01	1,77	0,41	4,59	0,23	4,38	2,14	5,05	3,19	-	-
Mn	0,01	0,03	0,70	0,13	0,01	0,11	0,01	0,20	0,08	0,14	0,16	-	-
Mg	4,48	4,28	2,44	3,22	9,23	5,03	9,75	5,17	7,67	4,22	6,18	-	-
Ca	2,03	1,86	1,74	2,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-
Na	0,01	0,02	0,03	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	-	-
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-
Suma	15,02	14,88	15,00	15,24	19,91	19,95	19,90	20,02	19,98	19,90	19,90	-	-

Amfiboly: 1 - tremolit (bezrudné štádium), 2 - tremolit (hematitové štádium, obr. 15), 3 - Mn aktinolit (hematitové štádium, obr. 15), 4 - aktinolit (hematitové štádium). *Chlority:* 5 - klinochlór (bezrudné štádium, obr. 3), 6 - kontaktný lem na klinochlóre (obr. 3), 7 - pomagnetitové chlority radu klinochlór-pennín, obr. 9), 8 - pomagnetitové chlority radu pyknochlorit-ripidolit, 9 - predmagnetitový pyknochlorit, 10 - svetlé zóny zonálneho pyknochloritu-ripidolitu, 11 - tmavé zóny zonálneho pyknochloritu-ripidolitu. *Karbonáty:* 12 - siderit, tmeliaci klinochlór s reakčným lemom (obr. 3), 13 - karbonát ružovej farby v jemnozrnnom magnetite.
Amphiboles: 1 - tremolite (oreless stage), 2 - tremolite (hematite stage, Fig. 15), 3 - Mn-actinolite (hematite stage, Fig. 15), 4 - actinolite (hematite stage. *Chlorites:* 5 - clinochlore (oreless stage, Fig. 3), 6 - reaction rim on clinochlore (Fig. 3), 7 - postmagnetite chlorites of the clinochlore-pennine series (Fig. 9), 8 - postmagnetite chlorites of the pycnochlorite-ripodolite series, 9 - premagnetite pycnochlorite, 10 - light zones of zonal pycnochlorite-ripidolite, 11 - dark zones of zonal pycnochlorite-ripidolite. *Carbonates:* 12 - siderite, cementing clinochlore with reaction rim (Fig. 3), 13 - pink carbonate in fine-grained magnetite.

hmot. %). Mierne zvýšený obsah Bi (0,17 - 0,19 hmot. %) poukazuje na vyššiu termalitu galenitu (Koděra, 1976).

Vývoj mineralizácie

Zo štúdia mineralizácie skarnového ložiska Vyhne - Klokoč vyplynulo, že tvorbu minerálov tu možno rozdeliť do dvoch hlavných etáp. Najprv prebiehal skarnizačný proces a neskôr vývoj pokračoval vznikom mladšej hydrotermálnej sulfidickej mineralizácie. V rámci týchto etáp možno schematicky vyčleniť niekoľko štádií (tab. 1), a to podľa meniaceho sa chemizmu prínosových fluid, resp. nástupu novej tektoniky.

Skarnová mineralizácia

Vývoj skarnu je reprezentovaný vznikom hlavnej masy bezvodých a vodnatých silikátov, magnetitu a hematitu. Možno ho rozdeliť do štyroch štádií.

Izochemickým (bezrudným štádiom) sa v ložisku začal skarnizačný proces ako dôsledok preniku granodioritovej taveniny do karbonatického prostredia. Tento proces mal hlavne spočiatku charakter termickej kontaktnej metamorfózy bez podstatnejšej cirkulácie fluid medzi taveninou a alterovanou horninou. V plutóne nastalo progresívne odplyňovanie prchavých zložiek a kryštalizácia jeho okrajov. V natavovaných okolitých, prevažne karbonatických horninách prebiehali dekarbonatizačné a dehydratačné reakcie za vzniku mramorov, rohovcov a vyššietermálnych bezvodých silikátov: anizotropných zonálnych granátov (obr. 2), zriedkavejších pyroxénov a wollastonitu. Neskôr sa v dôsledku narastajúceho objemu metasomatizujúcich fluid a v závislosti od vzdialenosti od kontaktu vyvíjala primárna zonálnosť, ktorá sa prejavila vznikom nižšietermálnych paragenéz. Ďalej od kontaktu vznikla paragenéza jemnozrnného epidotu (rozsiahla epidotizácia), vláknitého tremolitu a ojedinelého flogopitu. V okrajových zónach skarnových telies vznikal nízkotermálny klinochlór

TAB. 4
Rtg elektrónové mikroanalýzy hematitu a magnetitu
X-ray - electron microanalyses of hematite and magnetite

	Hematit						Magnetit						
Počet anal.	3	4	3	2	3	5	5	4	1	1	1	1	1
Č. anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	0,23	1,08	0,26	0,28	0,28	0,36	0,71	0,28	1,11	0,62	0,36	1,19	0,39
TiO_2	0,09	0,05	0,06	1,17	0,05	0,46	0,05	0,04	0,07	0,04	0,06	0,07	0,02
Al_2O_3	0,27	0,46	0,57	0,76	0,22	0,68	0,27	0,09	0,71	0,14	0,04	0,75	0,11
Cr_2O_3	0,02	0,02	-	-	0,01	0,04	0,01	0,02	-	-	-	-	-
Fe_3O_4	-	-	-	-	-	-	98,07	98,74	96,10	96,92	98,37	96,59	97,88
Fe_2O_3	97,58	96,54	97,53	95,45	98,58	97,03	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,09	0,07	0,04	0,03	0,08	0,04	0,14	0,23	0,12	0,10	0,10	0,10	0,07
MgO	0,12	0,28	0,10	0,09	0,15	0,04	0,16	0,03	0,31	0,12	0,09	0,33	0,12
ZnO	0,13	0,23	0,12	0,09	0,05	0,05	0,13	0,11	0,04	0,08	0,01	0,12	0,16
CaO	0,05	0,24	0,02	0,47	0,01	0,07	0,13	0,02	0,34	0,13	0,04	0,29	0,35
Suma	98,58	98,96	98,69	98,34	99,43	98,75	99,67	99,56	98,80	98,15	99,07	99,44	99,10

Hematit: 1 - čiastočne mušketovitizované veľké lišty (obr. 13), 2 - tenké dlhé lišty tmelené mladším magnetitom (obr. 13), 3 - veľké lišty perovite obrastené mladšou generáciou hematitu (obr. 14), 4 - drobné lišty perovite obrastajúce starší hematit (obr. 14), 5 - silne mušketovitizované veľké lišty (magnetititové štádium), 6 - tenké lišty v granatickom skarne (polymetalické štádium). *Magnetit:* 7 - výplň medzi lištami hematitu (hematitové štádium, obr. 13), 8 - mušketovit vo veľkých lištách hematitu, 9-13 - zonálne zrná (obr. 17).
Hematite: 1 - large lamellae, partially mushketovitized (Fig. 13), 2 - thin long lamellae, cemented by younger magnetite (Fig. 13), 3 - large lamellae, enclosed by feather-like hematite of younger generation (Fig. 14), 4 - small lamellae encircles older feather-like hematite (Fig. 14), 5 - large lamellae, strongly mushketovitized (magnetite stage), 6 - thin lamellae in garnet skarn (base-metals stage). *Magnetite:* 7 - filling between hematite lamellae (hematite stage, Fig. 13), 8 - mushketovite in large hematite lamellae, 9-13 - zonal grains (Fig. 17).

(obr. 3) a karbonát (pravdepodobne väčšinou kalcit).

Metasomatické (magnetitové) štádium je nositeľom hlavnej masy zrudnenia ložiska. Predchádzali mu tektonické intermineralizačné procesy späté s chladnutím taveniny, ktoré okrem vytvorenia nových prívodných ciest pre prenikajúce fluidá spôsobili aj drvenie staršieho minerálneho agregátu. Prechod medzi izochemickým a metasomatickým štádiom bol iba pozvoľný, ale v tomto štádiu sa už prínosové metasomatizujúce fluidá stávali dominantným faktorom pri tvorbe skarnovej mineralizácie. Zloženie fluid sa menilo len postupne, a to zvyšovaním obsahu železa v nich.

Spočiatku sa ešte relatívne hojne vylučoval tremolit a epidot (obr. 4) a vznikali aj viaceré generácie granátu, ale už prevažne s dominantným podielom andraditovej zložky (obr. 5, 10).

Z rudných minerálov ako prvý kryštalizoval hematit, ale vzápätí ho skoro úplne mušketovitizovalo nastupujúce vylučovanie magnetitu. Prínos fluid v tomto štádiu aspoň lokálne prerušovala výraznejšia tektonika, o čom svedčia uzavreté úlomky jemnozrnného magnetitu v hrubozrnnom magnetite (obr. 6). Magnetit vznikal prevažne metasomaticky na úkor karbonátov, ale zatláčal často aj staršie skarnové asociácie s epidotom, tremolitom, chloritom a zriedkavejšie aj staršie zonálne granáty, niekedy za vzniku pseudomorfóz magnetitu po granáte (obr. 8).

V závere štádia vylučovanie magnetitu doznievalo a lokálne vznikal pyrit. Z ďalších nerudných minerálov sa tu vylučovali karbonáty, prevažne obohatené o Fe, zriedkavejšie kremeň, titanit, piknochlorit a pennín (v okrajových zónach, obr. 9).

Retrográdne (hematitové) štádium poznamenal pozvoľný pokles teploty bez podstatnejšieho uplatnenia sa tektoniky. Typický je tu nerovnovážny stav počas kryštalizácie minerálov, časté a rýchle zmeny oxidačno-redukčného potenciálu prínosových fluid, spôsobené zmenou režimu fugacity kyslíka a síry. Výsledkom je vznik viacerých generácií hematitu a magnetitu pomerne rýchlo za sebou, čo sprevádzali rozsiahle prejavy martitizácie a mušketovitizácie. Vo vývoji už pomerne mohutne vyvinutého granatického skarnu sa tieto zmeny prejavili vznikom poslednej, intenzívne zonálnej generácie granátu (obr. 11, 12).

Hematit ako hlavný rudný minerál tohto štádia sa vylúčil vo viacerých generáciách, lokálne vznikal aj magnetit, ale väčšinou len vo forme tmelu starších líšt hematitu (obr. 13, 14). Vznikajúci hematit metasomaticky zatláčal staršie mineralizácie.

Na záver štádia lokálne vznikal aj jemnozrnný pyrit so zriedkavým chalkopyritom, z nerudných minerálov najmä amfibol (obr. 15), v menšom množstve epidot a v závere pri nižšej teplote chlorit (klinochlór-pennín a pyknochlorit), serpentínové minerály, mastenec, karbonáty a kremeň.

Epidotovo-kalcitové štádium predstavuje prechod medzi skarnovým a hydrotermálnym vývojom mineralizácie. Uplatnilo sa len lokálne, väčšinou v podobe tenkých žiliek prerážajúcich cez všetky staršie skarnové paragenézy. Epidot je tmelený najmä hrubozrnným kalcitom, zriedka i kremeňom.

Hydrotermálna sulfidická mineralizácia

Štádiá hydrotermálnej mineralizácie boli prejavom doznievajúcej aktivity zdroja prínosových fluid, pričom klesajúcu tendenciu mala nielen teplota, ale aj výdatnosť ich uplatnenia sa v ložisku. Vývoj prebiehal v piatich štádiách.

TAB. 5
Termické analýzy karbonátov
Thermic carbonate analyses

Č. anal.	1	2	3	4
$CaCO_3$	74,80	-	-	100,00
$CaMg(CO_3)_2$	1,91	-	90,47	-
$FeCO_3$	-	93,00	-	-
$CaFe(CO_3)_2$	-	3,23	-	-
Nekarb. zvyšok	23,29	3,77	9,53	-

1 - rekryštalizovaný vápenec s vtrúseným magnetitom, 2 - hnedočervený siderit v dutinách porózneho magnetitu, 3 - dolomit, žlté romboedrické kryštály v dutine hrubozrnného magnetitu, 4 - biely hrubozrnný kalcit zo žilky s kremeňom.
1 - recrystallized limestone with disseminated magnetite, 2 - brownish - red siderite in cavites of porous magnetite, 3 - dolomite, yellow rhombohedral crystals in a cavity of coarse-grained magnetite, 4 - white coarse-grained calcite from a quartz veinlet.

väčšinou výraznejšie oddelených tektonikou, z ktorých len prvé malo v ložisku väčšie rozšírenie.

Pyritovo-chalkopyritové štádium je charakteristické vznikom hlavnej masy pyritu ložiska vo forme žiliek a impregnácií, ktoré často selektívne zatláčajú karbonatický tmel magnetitových brekcií. Zriedkavý chalkopyrit prenikal po hraniciach pyritových zŕn. V závere štádia vznikali karbonáty a kremeň.

Polymetalické štádium má v ložisku osobitné postavenie v priestore, kde počas vývoja skarnovej mineralizácie vznikali granáty (granaticko-polymetalický skarn). Minerály tohto štádia väčšinou prenikali po hraniciach zŕn granátov. Prvý tu vznikol pyknochlorit-ripidolit, ktorý už mohol vznikať aj v predchádzajúcich štádiách. Vývoj pokračoval vylúčením galenitu a po ňom vzápätí nasledoval hojnejší sfalerit, neskôr ešte vznikal hematit, pyrit a zriedkavý chalkopyrit, z nerudných minerálov kalcit a kremeň.

Posledné tri štádiá sa vyskytujú už len sporadicky pri nízkej teplote na puklinách: *kalcitovo-hematitové štádium* s hrubozrnným spekularitom v kalcite, *kremeňovo-karbonátové štádium* s rozličnými typmi karbonátov (kalcit, dolomit), kremeňom a vtrúseným pyritom (v závere už s nižšieteplotným markazitom) a nakoniec *chalcedónovo-opálové štádium* s chalcedónom, opálom a s karbonátmi väčšinou už kolomorfnej textúry.

Diskusia

Pri porovnaní vývoja mineralizácie ložiska Vyhne - Klokoč s klasickými schémami vývoja skarnov (Pilipenko, 1939, in Smirnov, 1983; Koržinskij, 1945, in Smirnov, 1983; Einaudi et al., 1981; Einaudi a Burt, 1982; Smirnov, 1983; Pirajno, 1992) možno konštatovať ich pomerne dobrú zhodu. Ale ložisko Vyhne - Klokoč má aj špecifiká. V izochemickom štádiu vznikali najmä granáty, chýba výraznejšie zastúpenie pyroxénov a wollastonitu, ktoré sa uvádzajú ako typické minerály počiatku skarnizačných procesov. Je to pravdepodobne výsledok relatívne nižšieteplotného režimu v ložisku, spôsobeného geologickým postavením kontaktu granodioritu s karbonátmi. V metasomatickom štádiu nastal relatívne mohutný vývin granatického skarnu s častými prejavmi narastania viacerých generácií granátov na seba. V retrográdnom štádiu sa veľmi výrazne prejavila nestabilita fyzikálno-chemických podmienok cirkulujúcich fluid, najmä oxidačno-redukčného potenciálu. Retrográdna alterácia postupne prešla zo skarnového do hydrotermálneho režimu a tento prechod tu reprezentuje epidotovo-kalcitové štádium.

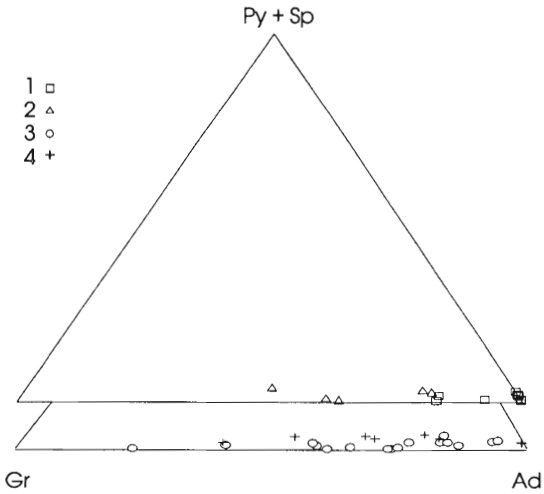
Z hľadiska mechanizmu genézy skarnu možno infiltráciu považovať za hlavný spôsob migrácie fluid. O slabšom uplatnení sa bimetasomatickej difúzie (v zmysle Einaudiho et al., 1981) svedčí neprítomnosť endoskarnovej mineralizácie v skarnizujúcom granodiorite, ktorý postihli len slabšie hydrotermálne premeny (vybielenie).

Primárna zonálnosť mineralizácie ložiska (podľa paragenetického štúdia) zodpovedá vývinu zonálnosti v izochemickom štádiu so sledom vylučovania hlavných minerálov: pyroxén+granát - epidot+tremolit - chlorit v smere od kontaktu. V ďalších štádiách v dôsledku otvorenia systému štruktúrnymi diskordanciami nastávalo presúvanie a prekrývanie zón, resp. zatláčanie primárnej zonality. Fe oxidy sa pri podloží skarnových telies vylučovali v metasomatickom štádiu (Gavora a Hruškovič,1963) a vývoj granatického skarnu sa skončil na počiatku retrográdneho štádia v nadloží hlavného ložiskového telesa (Gavora a Hruškovič, 1963).

Na základe porovnania chemizmu a minerálneho zloženia skarnu (najmä granátov a pyroxénov) s klasifikáciou skarnových ložísk (Einaudi a Burt, 1982) možno ložisko Vyhne - Klokoč zaradiť medzi Ca-exoskarnové ložiská. Zistené paragenézy (epidot, grandit, ferosalit a retrográdny aktinolit, chlorit) odrážajú stredný oxidačný stupeň ložiska (Einaudi et al., 1981). Podľa dominantného a ekonomicky využiteľného kovu ložisko patrí do skupiny Fe skarnových ložísk. Nejasné je postavenie polymetalického zrudnenia, ktoré je v ložisku v podradnejšom množstve. V ložisku sa v niektorých mineráloch zistil zvýšený obsah Mn a S a podarilo sa jednoznačne identifikovať Mn aktinolit. Podľa Einaudiho a Burta (1982) je zvýšený obsah Mn a S typický práve pre Zn-Pb skarny, identifikovaný Mn aktinolit je dokonca jeden z ich hlavných nerudných minerálov. Pozoruhodný je aj fakt, že v skarnoch v oblasti štiavnického stratovulkánu sa len v ložisku Vyhne - Klokoč a Treibolc zistil relatívne rozsiahlejší výskyt polymetalickej mineralizácie (Zábranský, 1969a), ktorá sa uplatnila skoro výlučne v granatickom skarne. Ak by sa tu predpokladala existencia dvoch typov úzko priestorovo zviazaných skarnov (Fe a Zn-Pb), museli by pravdepodobne existovať aj dva rôzne zdroje prínosových fluid, čo je však vzhľadom na zistenú geologickú stavbu okolia ložiska (Konečný a Lexa in Štohl et al., 1990) málo pravdepodobné. Priestorovo samostatné postavenie granaticko-polymetalického skarnu je skôr dôsledkom výslednej špecifickej zonálnosti na ložisku.

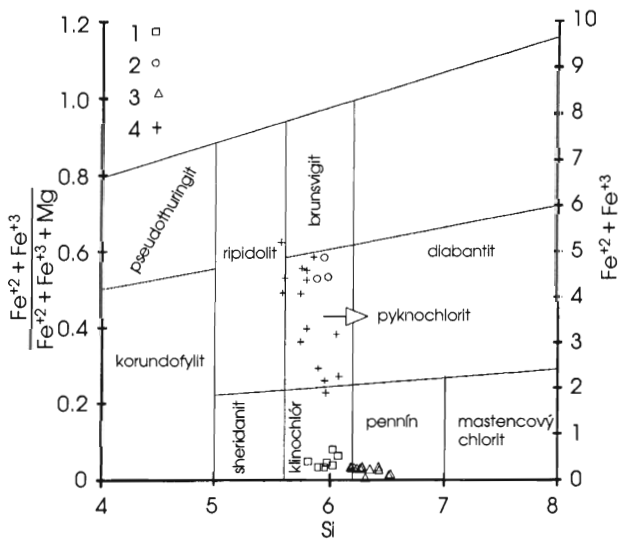
Záver

Systematickým makroskopickým, mikroskopickým a analytickým štúdiom haldového materiálu zo skarnového ložiska Vyhne - Klokoč sa podarilo detailnejšie stanoviť vývoj mineralizácie ložiska. Identifikovalo sa a opísalo



Obr. 18. Trojuholníkový diagram zastúpenia zložiek v granátoch. 1 - izotropné andradity magnetitového štádia (typ b), 2 - tenké anizotropné zóny v andraditoch magnetitového štádia, 3 - intenzívne zonálne granáty bezrudného štádia (typ a), 4 - intenzívne zonálne granáty hematitového štádia (typ c), Gr - grossulár, Ad - andradit, Sp - spessartín, Py - pyrop.

Fig. 18. Ternary diagram of garnet components. 1 - isotropic andradites of magnetite stage (type b), 2 - thin anisotropic zones in andradites of magnetite stage, 3 - intensively zonal garnets of oreless stage (type a), intensively zonal garnets of hematite stage (type c), Gr - grossular, Ad - andradite, Sp - spessartine, Py - pyrope.



Obr. 19. Identifikačný diagram chloritov (Hey, 1954, in Deer et al., 1966) s vynesením rtg elektrónových mikroanalýz (tab. 3). 1 - predmagnetitový klinochlór, 2 - kontaktný lem na predmagnetitovom klinochlóre, 3 - pomagnetitový pennín a klinochlór-pennín, 4 - predmagnetitové a pomagnetitové chlority radu pyknochlorit-ripidolit.

Fig. 19. Identification diagram of chlorites (Hey, 1954, in Deer et al., 1966) with indication of X-ray - electron microanalyses (Table 3). 1 - premagnetite clinochlore, 2 - reaction rim on premagnetite clinochlore, 3 - postmagnetite pennine and clinochlore-pennine, 4 - pre- and postmagnetite chlorites of the picnochlorite-ripidolite series.

okolo 30 minerálov, pričom sa pri viacerých zistilo niekoľko generácií. Pri granátoch, magnetite, epidote a klinochlóre sa analyticky sledovala zonálnosť. Identifikovali sa niektoré minerály, ktoré z ložiska doteraz neboli známe: mastenec, titanit, chalcedón; iba opticky: wollastonit, flogopit, sekundárne Cu minerály. Analyticky sa identifikovalo niekoľko generácií chloritov a granátov.

Vývoj mineralizácie zodpovedá publikovaným klasickým schémam vývoja skarnov (izochemické, metasomatické a retrográdne štádium) s uplatnením sa niektorých špecifík v štádiách vývoja skarnovej mineralizácie. Prechod medzi skarnovým a hydrotermálnym vývojom mineralizácie reprezentuje epidotovo-kalcitové štádium. Vývoj menej významnej hydrotermálnej mineralizácie prebiehal v piatich štádiách. Z genetického hľadiska bola infiltrácia hlavným spôsobom migrácie fluid. Na základe paragenetického štúdia bola stanovená zonálnosť mineralizácie a jej vývoj v ložisku.

Ložisko klasifikujeme ako Ca exoskarn, podľa ekonomicky využiteľného kovu ako Fe skarn s niektorými znakmi Zn-Pb skarnu.

Poďakovanie. Ďakujeme prof. RNDr. Koděrovi, CSc., za pomoc a cenné rady pri tvorbe tohto článku a RNDr. Krištínovi, CSc. (PFUK), RNDr. Simanovi, pi. Druskovej (GÚDŠ), RNDr. Šamajovej, CSc., RNDr. Medveďovi, CSc., a doc. Turanovi (GÚ PFUK) za vykonanie analýz, RNDr. Káčerovi za pomoc pri vyhotovení grafických príloh a p. Majzlanovi za preklad.

Literatúra

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 272.*

Deer, W. A., Chain, R. A. & Zussman, M. A. 1965: Porodoobrazajuščije mineraly, *1, 2, Moskva, 370, 405.*

Deer, W. A., Chain, R. A. & Zussman, M. A. 1966: Porodoobrazajuščije mineraly, *3, 4, 5, Moskva, 316, 481, 406.*

Einaudi, M. T. & Burt, D. M. 1982: Introduction - Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits. *Econ. Geol., 77, 745 - 754.*

Einaudi, M. T., Meinert, L. D. & Newberry, R. J. 1981: Skarn deposites. *Econ. Geol., 75th Anniv. Vol., 317 - 391.*

Gavora, S. 1961: Vyhne Fe (Klokoč). Záverečná správa o prieskume s výpočtom zásob so stavom k 31.12.1961. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Gavora, S. & Hruškovič, S. 1963: Skarnové ložiská vo vulkanitoch Štiavnického pohoria v oblasti Hodruša - Vyhne. *Geol. Práce, Zpr., 29, 133 - 142.*

Gavora, S. & Lukaj, M. 1968: Vyhne - Fe. (Záverečná správa o vyhľadávacom prieskume a výpočet zásob so stavom k 31.12.1968.) *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Koděra, M. 1960: Predbežná správa o mineralogickom výskume skarnového ložiska Vyhne - Klokoč. *Manuskript - katedra mineralógie a petrológie PFUK, Bratislava, 29.*

Koděra, M. 1976: Výskum fyzikálnych a chemických vlastností rudných minerálov ložísk Slovenska. (Záverečná správa za r. 1971 - 1975.) *Manuskript - katedra mineralógie a petrológie PFUK, Bratislava, 258.*

Koděra, M. 1992: Mineralogickoparagenetické pomery skarnového ložiska Vyhne - Klokoč. (Diplomová práca.) *Manuskript - katedra mineralógie a petrológie PF UK, Bratislava, 122.*

Kúšik, R. 1972: Mineralógia kontaktných metamorfitov štiavnického ostrova. *Mineralia slov., 15, 173 - 191.*

Pirajno, F. 1992: Hydrothermal mineral deposits. *Spinger - Verlag, 709.*

Ramdohr, P. 1950: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. *Berlin, 826.*

Repčok, I. 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu (fission track). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., 8, 59 - 104.*

Smirnov, I. V. 1983: Geologie ložisek nerostných surovin. *SNTL, Praha, 656.*

Štohl, J. & Lexa, J. 1990: Metalogenéza spojená s intruzívnym komplexom centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *In: Prínos 50-ročnej činnosti GÚDŠ k rozvoju slovenskej geológie. GÚDŠ, Bratislava, 81 - 92.*

Štohl, J., Lexa, J., Konečný, V., Onačila, D., Marsina, K., Hojstričová, V., Žáková, E., Rojkovičová, Ľ., Miháliková, A., Hók, J., Káčer, Š., Vozár, J. & Konečný, P. 1990: Zhodnotenie prognóznych zdrojov Cu, Pb-Zn, Cu a Au-Ag rúd centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Realizačný výstup R-01/N. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 80.*

Zábranský, F. 1969a: Geologicko-paragenetické pomery skarnov Štiavnického ostrova. (Kandid. dizert. práca.) *Manuskript - katedra nerastných surovín PF UK, Bratislava, 305.*

Zábranský, F. 1969b: Skarnové ložiská v oblasti Štiavnického ostrova. *Mineralia slov., 3 - 4, 236 - 246.*

Mineralogical and paragenetical relations of the Vyhne - Klokoč deposit, Central Slovakia

The skarn deposit Vyhne - Klokoč is the largest one in the Western Carpathians with economically important accumulation of magnetite ore. The deposit belongs to the group of skarn mineralizations bound to the intrusive complex of the central zone of Štiavnica stratovolcano. Intrusion of magma of granitoid composition - result of Neogene volcanic activity - caused large-scale metasomatic changes on the contact with carbonate rocks of Krížna unit (Konečný and Lexa in Štohl et al., 1990; Fig. 1). Magnetite ore mineralization is developed in the base of skarn bodies (Gavora and Hrušković, 1963).

Development of the mineralization was investigated by microscopic and analytical studies of heap material and following main skarn minerals were described:

Garnets - abundant, mosty occur in spatially separated garnet-base-metal skarn, belong to the grossular-andradite series: Ad_{40-100} Sp_{0-4} (Fig. 18, Table 3). Three basic garnet types may be distinguished (Fig. 2, 5, 10, 11, 18), single crystals may contain zones which belong to several garnet generations (Fig. 10, 12).

Pyroxenes - less common, often zoned, belong to the diopside-hedenbergite series: Hd_{13-35} $Jo_{0.5-8}$ (Table 3).

Epidote - very common, present in several generations. Seldom euhedral crystals are sometimes zoned (Fig. 4, Table 3), zoning is caused by isomorphic substitution of Fe_2O_3 and Al_2O_3 (± 3 %), Fe_2O_3 enrichment can be observed especially in the outer zones of the crystals.

Amphiboles - common, they occur together with epidote in two generations (Table 3): 1. premagnetite tremolite, 2. postmagnetite amphibole - actinolite with enlarged Mn content (1.8 %), sometimes composed of two phases: tremolite and so called Mn-actinolite (15 % FeO, 5 % MnO; Fig. 15).

Chlorites - abundant, in several generations with low and high FeO content (Fig. 19, Table 3): 1. premagnetite clinochlore with rare occurrence of contact rims with considerably higher FeO and MnO content than its not-altered cores (Fig. 3), 2. postmagnetite pennine (Fig. 9) and clinochlore-pennine, 3. pre- but especially postmagnetite chlorites of the pycnochlorite-ripidolite series, usually associated with garnet-base-metal skarn, sometimes zoned.

Carbonates - very common, they originate in both stages of mineralization. Carbonates enriched by FeO (siderite, Ca-Mg-Fe carbonate) originated during the magnetite and hematite stages, calcite, less dolomite, are characteristic for the hydrothermal mineralization (Fig. 3, Table 3, 5).

Magnetite - chief ore mineral, belongs to more than one generation (Fig. 6, 7, 13). Presence of mushketovite and replacing magnetite by martite is common. All the magnetite generations are relatively pure (usually less than 1 % of impurities, Table 4). Euhedral crystals may be slighty zoned (Fig. 17, Table 4) due to the variations in the Fe_3O_4 content in relationship to the SiO_2 and Al_2O_3 content (± 2 %).

Hematite - present in lesser amounts than magnetite, in several generations (Fig. 13, 14, Table 4), martite is common. Microanalyses did not show any higher content of impurities, only younger hematite has enlarged Ti content (up to 2 %).

Pyrite - the most common sulphide in the deposit, originated during several stages.

Chalcopyrite - seldom, in association with pyrite. Rare occuring star-like exsolution of sphalerite in chalcopyrite, characteristic for the high-thermal chalcopyrites (Ramdohr, 1960), are present in chalcopyrite of the chalcopyrite - pyrite stage.

Sphalerite - seldom, the most common mineral from the base-metal ones. It occurs in garnet skarn and contains variable amounts of small chalcopyrite inclusions. The Fe content is relatively low (1.9 - 3.2 %) a declines from the center to the margins of the grains.

Galena - seldom, occurring along with sphalerite in garnet skarn. There is a low content of elements such as Ag, Cu, Fe, Zn (0.0X %), slighty higher content of Bi (0.17 - 0.19 %) indicates higher thermality of galena (Koděra, 1976).

According to published classic schemes of skarn development (Einaudi et al., 1981; Einaudi and Burt, 1982; Smirnov, 1983; Pirajno, 1992) three basic stages took place in the deposit: isochemical, metasomatic and retrograde. The skarn forming process during the isochemical stage has mostly character of thermic contact metamorphism. Recrystallization caused origination of marbles, hornfelses and non-hydrous silicates - especially zonal garnets (Fig. 2), less pyroxenes and wollastonite, probably further from the contact also epidote and tremolite, in the marginal zones clinochlore (Fig. 3). Metasomatic stage began by gradual increase of activity of tectonic processes and intrusion of metasomatizing fluids rich in Fe. Characteristic is the occurrence of epidote (Fig. 4), tremolite and also development of several garnet generations, especially andradites (Fig. 5, 10). The main ore mineral is metasomatic magnetite which beside the carbonate rocks replaces the older skarn associations, too (Fig. 8). Pennine was formed in the marginal zones. Retrograde stage is marked by gradual temperature decrease without any signs of considerable tectonic activities. It is characteristic by unequilibratied state of mineral crystallization and often changes of oxido-reduction potential of ore-forming fluids. Zonal garnet were formed along with several generations of hematite and less common magnetite (accompanied by extensive processes of martitization and mushketovitization), also with lesser amounts of epidote, amphibole (tremolite - Mn-actinolite), clinochlore-pennine and pycnochlorite. Epidote - calcite stage, present in thin veinlets, represents transition between the skarn and hydrothermal part of the deposit development. Hydrothermal mineralization was formed during five stages divided from each other by intensive tectonic processes. These stages have signs of fading activity of the fluid source, temperature of the fluids and amounts of matter brought by them is decreasing. Only the first stage (chalcopyrite-pyrite) with dominating pyrite is present in relatively larger extent on the deposit. Base-metal stage (pycnochlorite-ripidolite, galena, sphalerite, chalcopyrite, hematite, pyrite) has special spatial position in the deposit where during the skarn development stage originated garnets (garnet-base-metal skarn). The last 3 stages occur only sporadically (calcite - hematite, quartz - carbonate, chalcedone - opal).

Infiltration, as a skarn-forming mechanism, may be considered to be the main way of fluid migration, absence of endoskarn mineralization witnesses little importance of bimetasomatic diffusion (according to Einaudi et al., 1981). We assume from the paragenetic study that during the isochemical stage was developed primary zonality on the deposit: pyroxene + garnet - epidote + tremolite - chlorite in the direction away from the contact, later gradually overlapped and replaced by moving the zones as the result of opening the system by structural discordances.

We classify the deposit Vyhne - Klokoč basing on the comparison with classification of Eunaidi and Burt (1982) as Ca-skarn, from the viewpoint of dominating, economically important metal as Fe-skarn with some signs of Zn-Pb-skarns (indicated by presence Mn-actinolite and enlarged content of Mn and S).

Mineralia slovaca, 26 (1994), 50 - 54

Hruboklastické sedimenty panónu sečovského súvrstvia v moldavskej depresii (východné Slovensko)

JURAJ JANOČKO a EVA ŠOLTÉSOVÁ

Geologický ústav D. Štúra, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 27.8.1993)

Panonian coarse-grained sediments of Sečovce Formation in Moldava Depression, Eastern Slovakia

A way of deposition of the coarse-grained clastic sediments has been investigated on six areas in the Bodva Upland (located in the East Slovakian Basin). Based on the results of this investigation the studied area has been classified as a delta depositional environment.

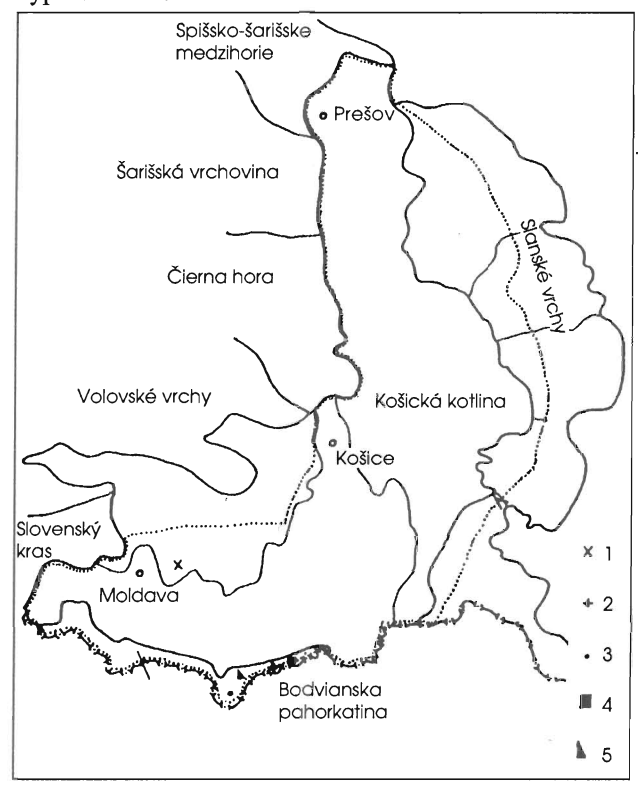
Key words: Neogene, East Slovakian Basin, Sečovce Formation, lithofacial analysis, terrestric, subaquatic sedimentation, fan delta

Úvod

V sedimentárnej výplni moldavskej depresii, ktorá je časťou východoslovenskej neogénnej panvy, majú dôležité postavenie hruboklastické sedimenty sečovského súvrstvia. Ich vývoj poukazuje na dôležitú etapu vo vývoji celej sedimentárnej panvy. Okrem vrtov sú tieto sedimenty známe z viacerých odkryvov v Bodvianskej a Medzevskej pahorkatine (obr. 1), ktoré poskytli na interpretáciu ich sedimentačného prostredia dostatočné údaje. V Bodvianskej pahorkatine budujú morfologicky najvyššie položené miesta, tvoria „čiapočky" na vrcholoch kopcov. V tejto oblasti sa študoval odkryv Seňa I, Seňa II, Perín, Vyšný Lánec a Ružový dvor (obr. 1). V oblasti Medzevskej pahorkatiny bol vyhovujúci len odkryv Moldava (obr. 1).

Geologická pozícia

Najvyššiu časť sedimentárnej výplne moldavskej depresie tvorí íl a prachovec s polohami piesku, štrku, vulkanoklastík, uhoľného ílu a lignitu. Bázu tohto súvrstvia tvorí vulkanogénny horizont - ryolitový tuf (Karoli in Kaličiak et al., 1992), ktorý ho oddeľuje od kochanovského súvrstvia vrchného sarmatu s podobnou litologickou náplňou. Faunistická sterilita spomenutých sedimentov spochybňuje ich presné stratigrafické postavenie. Hodermarská, Varga a Mihalič (1987) ich na základe sedimentologických znakov a litostratigrafického vývoja korelujú s poltárskym súvrstvím (pont), s ktorým, podľa ich názoru, sedimentovali v jednotnej panve. Podobný náhľad má aj Elečko in Mello et al. (1979), ktorý ho podľa pozície, litologickej zhodnosti a prítomnosti kaolinitu v íle porovnáva s pontskými sedimentmi poltárskeho súvrstvia. Podľa posledných výskumov (Karoli et al., 1989; Karoli in Janočko et al., 1991; Karoli in Kaličiak et al., 1992) uvedené horniny reprezentujú sečovské súvrstvie, zaraďované do spodného panónu. Sedimenty odrážajú pokračujúcu degradáciu záplavy vo východoslovenskej panve a finálne štádium vypĺňania bazénu.



Obr. 1. Geomorfologické členenie Košickej kotliny (podľa Mazúra a Lukniša, 1986) s vyznačenými študovanými lokalitami. 1- Moldava, 2 - Perín, 3 - Ružový dvor, 4 - Seňa, 5 - Vyšný Lánec.
Fig. 1. Geomorphological classification of Košice Basin (according to Mazúr and Lukniš, 1986) with investigated localities.

Z výskumu genézy spomenutých sedimentov sú cenné výsledky Hodermarskej, Vargu a Mihaliča (l. c.), ktorí reinterpretáciou údajov o litologickom vývoji sedimentov v moldavskej depresii zostavili ich litostratigrafický profil. Podľa nich je najvýraznejším znakom sedimentárneho vývoja cyklická sedimentácia vo fluvio-lakustrinnom prostredí, ktorá má regionálne rozšírenie. V sledovanom súvrství možno rozlíšiť sedem sedimentačných cyklov, z ktorých každý obsahuje bazálnu psamiticko-psefitickú fáciu s pozvoľným alebo náhlym prechodom do aleuriticko-pelitického vývoja. Vývoj sedimentov v cykloch indikuje postupný rast dynamiky sedimentácie od starších cyklov po mladšie. Varga (in Horský, 1993) podľa priebehu kumulatívnych kriviek získaných z granulometrických analýz sedimentov interpretuje transportno-dynamické podmienky vzniku sedimentov. Sedimenty v oblasti Šace, Vyšného Lánca a Janíka (obr. 1) vznikali predovšetkým v riečno-jazernom a deltovom prostredí.

Cieľ práce

Cieľom našej práce je litofaciálna analýza hruboklastických sedimentov vychádzajúcich na povrch v Bodvianskej a Medzevskej pahorkatine (obr. 1). Touto analýzou sme sa pokúšali identifikovať ich pôvodné sedimentačné prostredie, čo pomôže pri vysvetľovaní vývoja celého neogénneho sedimentačného bazéna. Okrem toho sme sa orientačne zaoberali petrografickým zastúpením obliakov štrku na lokalitách a ich morfometrickou charakteristikou.

Petrografická charakteristika sedimentov

Makroskopickým štúdiom petrografického zloženia obliakov sa na lokalitách určili typy hornín (pozri tab. 1).

Petrografické zastúpenie hornín sa počítalo aj na jednotlivých lokalitách. Z každej lokality sa náhodným výberom zozbieralo 150 obliakov, a tie sa petrograficky zhodnotili (pozri tab. 1).

Z porovnania zastúpenia petrografických druhov obliakov na lokalitách vidieť, že najpestrejšie petrografické zloženie má štrk z lokality Moldava, petrograficky monotónejší je vývoj na lokalite Ružový dvor, Vyšný Lánec a Perín. Veľmi malé zastúpenie hornín odlišných od kremeňa je na lokalite Seňa. Kremeň vo vzorkách stúpa na úkor ostatných petrografických druhov hornín lokalít.

Pri meraní veľkosti obliakov štrku sme merali len obliaky kremeňa (výber dostatočného počtu obliakov iných hornín je pre absolútnu prevahu kremeňa ťažko realizovateľný), z ktorých sme na každej lokalite zozbierali 100 kusov. Výsledky merania na lokalitách vidieť v tab. 2.

Na hodnotenie zmeny veľkosti obliakov v závislosti od dĺžky transportu sa niekedy používa metóda 10 najväčších klastov (Maizels, 1983). Hodnotenie 10 najväčších klastov jednotlivých lokalít je v tab. 3.

Tvar obliakov sme počítali podľa vzťahu Zingga (fide Vozárová, 1968), ktorý vyčlenil štyri tvarové triedy. Výsledky meraní sú v tab. 4.

Korelácia veľkosti klastov a ich tvaru medzi lokalitami nie je výrazná. Príčinou je zrejme rozličná laterálna pozícia odkryvov v priestore.

TAB. 1
Petrografické zloženie obliakov na jednotlivých lokalitách a priemerné zloženie v %
Summary of petrography of pebbles in the various localities and their average content (%)

Hornina	Moldava	Seňa I	Perín	V. Lánec	R. dvor	Priemer
kremeň	71,8	72,6	83,0	78,2	78,6	80,0
kremenec	8,3	16,4	6,5	15,7	10,7	11,8
pieskovec	5,8	5,4	1,8	1,8	-	1,5
tuf	4,8	-	0,9	1,8	1,8	1,1
kremeňový porfýr	2,9	2,7	3,7	1,3	-	2,0
prekremenený vulkanit	1,9	-	-	-	-	0,2
fylit	-	0,6	-	-	-	0,6
svor	0,9	-	-	-	-	-
lydit	0,9	1,3	-	1,8	0,4	0,9
arkóza	-	-	-	-	0,4	0,1
zlepenec	-	-	-	-	-	0,9
rohovec	-	0,6	-	-	-	0,1

TAB. 2
Veľkosť obliakov na lokalitách
Size of pebbles in various loacalities

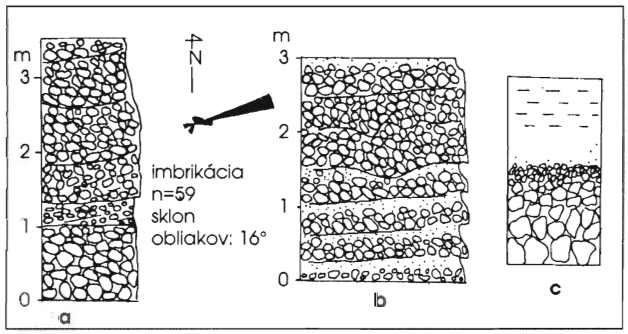
Lokalita	Veľkosť osí (cm)		
	a	b	c
Moldava	4,2	3,1	2,2
Perín	6,3	4,5	3,3
R. dvor	5,4	3,6	2,9
Seňa I	4,5	2,8	2,1
V. Lánec	5,8	3,9	3,0

TAB. 3
Veľkosť a-osi z 10 najväčších klastov na lokalitách
Size of a-axes of 10 maximal pebbles

Lokalita	Veľkosť klastu (cm)
Moldava	6,5
Perín	8,5
R. dvor	6,3
Seňa I	6,7
V. Lánec	7,9

TAB. 4
Tvar kremeňových obliakov na lokalitách
Forms of quartz pebbles on the the localities

Lokalita	Tvar obliakov			
	diskovitý	guľovitý	čepeľovitý	vretenovitý
Moldava	14	23	3	20
Perín	18	48	6	28
R. dvor	12	37	2	49
Seňa I	12	27	12	49
V. Lánec	15	39	1	45



Obr. 2. a - vývoj sedimentov na lokalite Ružový dvor, b - vývoj sedimentov na lokalite Moldava, c - finálna fáza zapĺňania koryta na lokalite Ružový dvor.
Fig. 2. a - development of sediments in the area of Ružový dvor, b - development of sediments in the area of Moldava n/ Bodvou, c - final phase of channel filling in the locality Ružový dvor.

Litofaciálna analýza

Postavenie sledovaných sedimentov na okraji sedimentárneho bazéna, ich hruboklastický vývoj, veľká pestrosť litofácií a ich rýchle striedanie vo vertikálnom, ale aj laterálnom smere indikujú depozičný systém s vysokým prínosom materiálu a s intenzívnym transportom sedimentov pred ich usadením. V súčasnosti majú podobné charakteristiky depozičného prostredia suchozemské náplavové kužele (alluvial fans) a niektoré typy delt. Z piatich odkryvov študovaných sedimentov v Bodvianskej pahorkatine možno v štyroch na základe vývoja ich litofácií a parasekvencií predpokladať depozíciu v subakválnom prostredí. V odkryve Ružový dvor a Moldava (obr. 1) sa dá predpokladať ukladanie sedimentov v terestrickom prostredí. Na prevládajúcu depozíciu v subakválnom prostredí poukazujú aj litologické profily množstva vrtov v študovanom území.

Sedimenty ukladané v terestrickom prostredí

Vývoj sedimentov na odkryve Ružový dvor a Moldava vidieť na obr. 2 a,b. Na lokalite Moldava prevláda horizontálne zvrstvený štrk s polymodálnym zrnitostným rozdelením. Mocnosť vrstiev je cca 15 cm, ich báza je ostrá, málokedy erózna. Obliaky vo vrstvách sú suboválne a subangulárne a ich priemerná veľkosť je 4 cm.Veľmi častá je pozitívna gradácia vo vrstvách, keď obliaky s priemerom 7 cm gradujú do 2 cm obliakov. Medzernú hmotu tvorí ílovitý prach až gravelit. Vo vrchnej časti odkryvu pozorovať deformačné textúry (konvolúcia?), ktorých vývoj sa pravdepodobne spája s únikom vody zo sedimentu. Uvedený vývoj sedimentov indikuje medzikanálové prostredie náplavových kužeľov. Pri epizodických povodniach vystupuje voda z korýt a medzi korytami vznikajú povodňové sedimenty. Gradácia vo vrstvách odráža trend poklesu povodne, keď sa stráca transportačná sila prúdu a postupne z neho vypadáva sediment podľa veľkosti. Sedimentárne deformácie poukazujú na malú stabilitu uložených sedimentov, ktorú pravdepodobne spôsobilo veľké zastúpenie vody v ich zložení - zamokrené prostredie medzikanálových priestorov alebo malé jazierka v týchto priestoroch.

Fácie, ktorých vývoj možno interpretovať v korytách riek náplavového kužeľa, vidieť v odkryve na lokalite Ružový dvor (obr. 2). Prevláda masívny, korytovo a planárne šikmo zvrstvený štrk, ktorý je suboválny a subangulárny a s priemernou veľkosťou 5 cm. Masívny štrk je často pozitívne gradovaný, čo odráža zmenšujúcu sa kinetickú energiu tokov. Tvorí výplň korýt, ktorých šírka je až 300 cm. Niekedy je výplňou koryta štrk len na báze, vyššie sedimentoval šikmo zvrstvený piesok, ktorý predstavuje laterálny rast barov a laterálne zapĺňanie koryta (obr. 2c). Fácia štrku s masívnym zvrstvením sa v literatúre často interpretuje ako fácia vznikajúca rastom pozdĺžnych barov v divočiacich riekach (Miall, 1977).

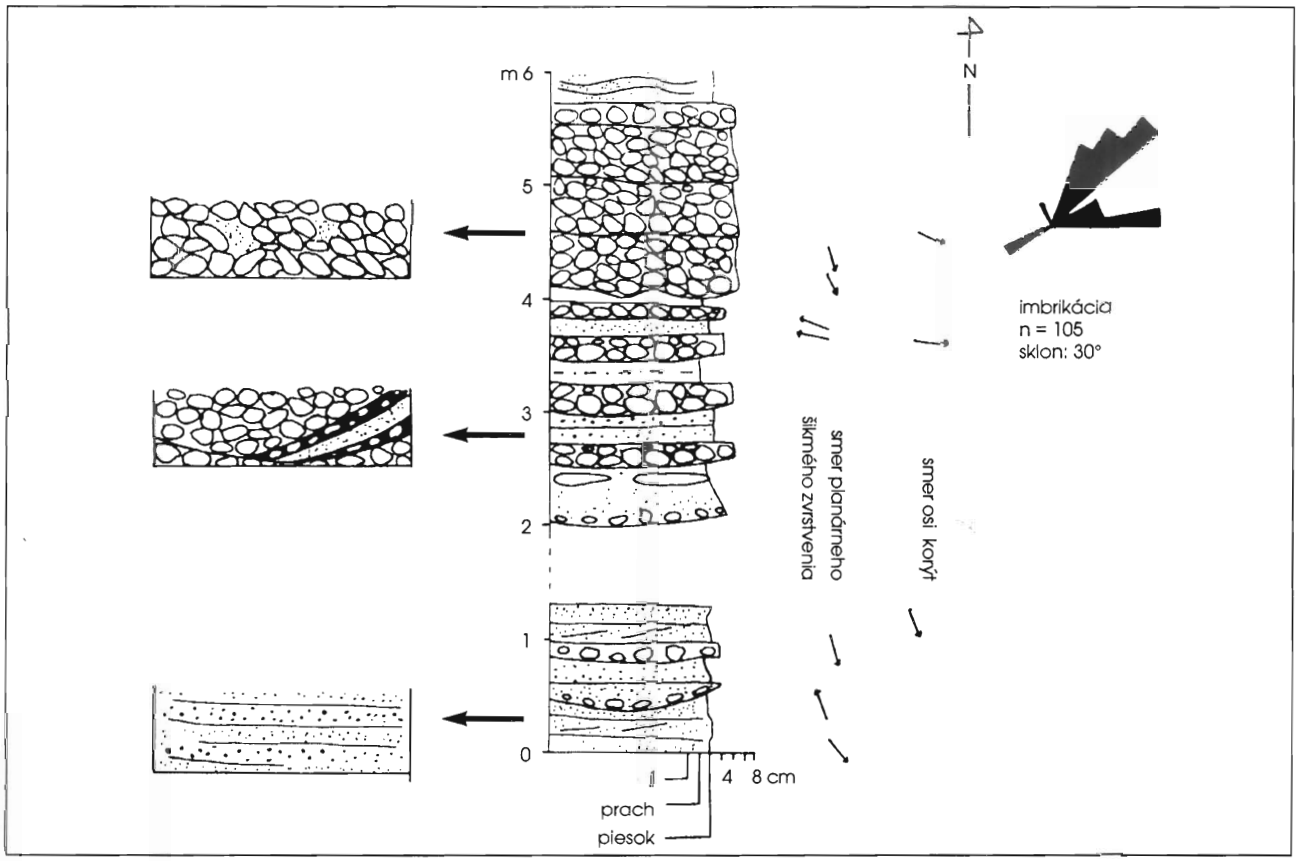
Planárne a korytovo šikmo zvrstvený štrk predstavuje migráciu barov a zapĺňanie koryta riek. Fácia korytovo zvrstveného štrku sa podľa Mialla (l. c.) vyskytuje v proximálnych častiach náplavových kužeľov. V takomto štrku niekedy vidieť pozitívnu gradáciu. Štrk prechádza do piesku až piesčitého ílu, ktorý reprezentuje finálnu fázu zapĺňania koryta (obr. 2c).

Sedimenty ukladané v subakválnom prostredí

Sedimentácia v subakválnom prostredí je v študovanom území charakteristická veľkou pestrosťou fácií sedimentov zastúpených štrkom až ílom. Na depozíciu v subakválnom prostredí poukazujú časté šošovky ílu a prachu, ako aj prítomnosť štrku s podpornou štruktúrou matrixu alebo ílovitého matrixu pri štrku s podpornou štruktúrou klastov. Časté sú deformačné textúry vznikajúce zvodnením sedimentov. V tomto prostredí možno vyčleniť sedimenty, ktorých litofaciálny vývoj a vývoj ich litofaciálnych asociácií poukazuje na sedimentáciu v prostredí čela delty a v príbrežnom prostredí.

Prostredie čela delty

Masívny zvrstvený štrk. Obliaky štrku s prevahou polymodálneho zrnitostného zloženia sú chaoticky usporiadané a s ílovito-prachovitou až hrubopiesčitou hmotou medzier. Štrk tvorí vrstvy mocné 20 - 40 cm, zvyčajne s eróznou bázou, keď vypĺňa erózne korytá. Charakteristiku korýt na odkryve Perín vidieť v tab. 5. Častá je amalgamácia vrstiev, vo vrstvách sú časté intraklasty prachovca veľké až 50 cm a šošovky ílu. Interná organizácia vrstiev je veľmi slabá, gradačné zvrstvenia veľmi zriedkavé. Vývoj tejto litofácie je pravdepodobne výsledkom intenzívneho prínosu materiálu do vodného bazéna, keď hustota prúdu značne prevyšovala hustotu vody v bazéne, čo spôsobovalo vznik prúdenia typu „hyperpycnal flow". Po dosiahnutí vodného bazéna sa rýchlosť prúdu náhle znížila, sediment vypadával a erodované korytá sa zapĺňali. Na vysokú energiu prúdenia poukazuje prítomnosť intraklastov vo vrstvách. V štrku sú občasné deformačné textúry (nahustené klasty, konvolúcia) spôsobené únikom vody zo sedimentu. Meranie imbrikácie klastov vo vrstvách poukázalo na dominantný spôsob transportu vlečením a kotúľaním



Obr. 3. Vývoj sedimentov na lokalite Vyšný Lánec.
Fig. 3. Development of sediments in the area of Vyšný Lánec.

po dne (smer najdlhšej osi klastov je šikmý až kolmý na smer transportu, plocha ab je uklonená proti prúdu).

Korytovo zvrstvený štrk. Pomerne ojedinele je vyvinutý veľkomierkový a malomierkový korytovo zvrstvený štrk, ktorý predstavuje premiestňovanie dún po dne. Mocnosť vrstiev je cca 20 cm, ich báza je erózna a korytá sa navzájom zarezávajú. Niekedy pozorovať striedanie vrstiev s otvorenou štruktúrou klastov (open framework) s vrstvami s hmotou medzier, čo indikuje rýchlu depozíciu hrubších klastov, pričom jemná frakcia zostáva v suspenzii. Do tejto litofácie možno zaradiť aj piesok, ktorého bázu tvoria klasty štrku.

Šikmo zvrstvený piesok. Tvorí vrstvy s ostrou bázou mocné 20 cm. Sklon lamín je 5 až 20 stupňov, priebeh rovný, čo poukazuje na dostatočný prínos materiálu v čase sedimentácie (Harms et al., 1982). Niekedy sú v laminách alebo na ich báze roztratené obliačiky štrku. Táto litofácia odráža migráciu dún s priamou líniou hrebeňa.

Príbrežné prostredie

Horizontálne zvrstvený štrk. Vytvára vrstvy s ostrou bázou mocné 5 až 15 cm. Časté je striedanie vrstvy štrku s vrstvou piesku, ktorá je tiež horizontálne zvrstvená. Štrk má polymodálne zrnitostné zloženie, piesčitú medzerovú hmotu a niekde sú vyvinuté polohy s otvorenou štruktúrou klastov. Podobná fácia je opísaná z príbrežnej zóny (Nemec a Steel, 1984). Vznikla prepracovaním donesených sedimentov procesmi v bazéne (vlnenie, príliv, odliv, pobrežné prúdy). Polohy piesku medzi štrkom zrejme vznikali vymývaním a prepracovaním medzerovej hmoty štrku.

Vlnovito šikmo zvrstvený piesok. Tento typ zvrstvenia možno pozorovať len na odkryve Vyšný Lánec. Je to jeden z mála typov zvrstvenia, ktoré priamo indikujú sedimentačné prostredie: piesok s týmto zvrstvením vzniká v príbrežnom pásme v dosahu búrkového vlnenia a odráža pretváranie dna búrkovými vlnami.

Faciálne asociácie

Podľa výskytu faciálnych asociácií, vystupujúcich v študovaných lokalitách možno celý depozičný systém pokladať za systém náplavového kužeľa ponárajúceho sa do priľahlého bazéna. Náplavové kužele vznikajú uložením materiálu tokov ústiacich z vrchov na priľahlú zníženinu. Náhlou zmenou kinetickej energie toku jeho transportačná schopnosť klesá a nesený materiál sedimentuje. Absencia sedimentov úlomkotokov naznačuje slabšiu energiu reliéfu počas sedimentácie. Ak sedimentácia náplavového kužeľa pokračuje do priľahlého vodného bazéna, vzniká tzv. kužeľová delta (fan delta). V takomto type delty možno vyčleniť tri základné zóny (subprostredia): deltovú rovinu, čelo delty a prodeltu. Dôležitou oblasťou tohto systému je

TAB. 5
Charakteristika korýt na lokalite Perín
Channels characteristic of outcrop near Perín

Koryto	Šírka (cm)	Výška (cm)	Smer/Sklon
1	360	90	264/10
2	450	90	310/10
3	270	75	140/40
4	630	90	92/12
5	960	180	180/2

jeho subaericko-subakválna zóna, v ktorej vývoj sedimentov poukazuje na typ delty. V skúmanom depozičnom systéme možno do subprostredia deltovej plošiny zaradiť sedimenty študované na lokalite Ružový dvor a Moldava. Odkryv Seňa I, II, Perín a Vyšný Lánec reprezentujú sedimenty tranzitnej - príbrežnej zóny a čela delty.

Diskusia a záver

Litofaciálnou analýzou hruboklastických sedimentov sečovského súvrstvia v moldavskej depresii sme identifikovali ich pôvodné depozičné prostredie ako prostredie kužeľovej delty (fan delta), v ktorej možno vyčleniť subprostredia deltovej plošiny, tranzitnej zóny a čela delty. Podľa výsledkov merania paleoprúdov zo šikmých zvrstvení a osi korýt (obr. 3) možno predpokladať zdrojovú oblasť týchto sedimentov na Z a SZ od študovaných lokalít - v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Tento predpoklad potvrdzuje aj petrografické zloženie štrku. Málo vhodné odkryvy v študovaných sedimentoch nedovoľujú určiť, či ide o prográdny, či retrográdny systém kužeľovej delty, ale podľa celkovej geologickej situácie možno predpokladať, že ide o prográdaciu deltového telesa do priľahlého sedimentárneho bazéna.

Literatúra

Harms, J. C. et al. 1982: Structures and sequences in clastic rock. *SEPM short - course No. 9, Calgary.*

Hodermarská, A., Varga, I. & Mihalič, A. 1987: Geologická stavba ZK vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. *In: Konferencia II. Geologické dni Jána Slávika, Košice.*

Horský, S. et al. 1993: Košická kotlina - VP, Keramické suroviny. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Janočko, J. 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 37 - 421 a 37 - 423. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Kaličiak, M. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina - južná časť. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Karoli, S. et al., 1989: Vysvetlivky k mape 1:25 000, list Družstevná nad Hornádom. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Maizels, J. K. 1983: Assumption of paleodraulic analysis of coarse gravel deposits. *In: K. J. Gregory (Ed.): Background to Paleohydrology. Wiley and Sons, 102 - 110.*

Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J. et al. 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Turňa. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Miall, A. D. 1977: A Review of the Braided River Depositional Environmets. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 13, 1 - 62.*

Nemec, W. & Steel, R. J. 1984: Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments of gravely mass-flow deposits. *In: E. H. Koster & R. J. Steel (Eds.): Sedimentology of gravels and conglomerates. Canad. Soc. Petrol. Geol., 10, 1 - 31.*

Vozárová, A. 1968: Metodika výskumu detritických hornín. (Pís. práca z ašpirantského minima.) *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Panonian coarse-grained sediments of Sečovce Formation in Moldava Depression, Eastern Slovakia

The Bodva Upland as a part of Moldava Depression which belongs to the East Slovakian Neogene Basin is built up with the Panonian sediments of Sečovce Formation. Information from natural outcrops, gravel pits, wells allowed to make interpretation of depositional environment.

The main goal of this research was the lithofacial analysis of the coarse-grained clastic sediments of the Bodva Upland including classification of original depositional environments.This was necessary for obtaining the knowledge about the whole East Slovakian Neogene Basin development and petrographical characteristic of pebbles and their morphometrical features.

Different kinds of rocks were macroscopically identified on studied areas and classification of sedimentation was made. The sediments of the Moldava and Ružový dvor localities have originated by terrestric sedimentation. Subaquatic environment is typical for the rest of the areas. There are horizontal bedding gravels and deformation structures in the Moldava and Ružový dvor areas. This development indicates an interchannel environment. Trough cross-bedding gravels are the major part of Ružový dvor. They show filling of the channels of rivers.

Various facies such gravels and clays with claye lenses and deformation structures are typical for the subaquatic sedimentation.

By the research of the facial associations the studied area can be interpreted as a fan delta, especially delta plain and delta front.

A base of sediments found in Spišsko-gemerské rudohorie Mts. was identified by measuring paleocurrents of cross-beddings as well as axes of channels and the flow from W(NW) to E(SE) was determined.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 55 - 62

Úlomkové prúdy - klasifikácia, sedimentologická charakteristika a návrh slovenskej terminológie

JURAJ JANOČKO a BRANISLAV ŽEC

Geologický ústav D. Štúra, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 22. 9. 1993)

Debris flows: classification, sedimentological characteristic and suggestion of Slovak terminology

The important part of sedimentary and volcanic environment are deposits of gravity flows. According to the mechanism of flow these deposits are classified to several groups, but more famous are turbidites and deposits of debris flows. We illustrate with examples typical physical and sedimentological characteristics of rocks from the group of debris flows. The behaviour of these flows has been classified to Coulomb viscosity model or Bingham model. According to the physical behavior the cohesive debris flows (or mudflow) and cohesionless debris flows (or grain flow) are better defined. For development of these deposits is typical sharp base, massive bedding, weak assorting and bad internal organization. Transitional group between deposits of flows with Newtonian behavior are sediments of liquified and hyperconcentrated flows. These flows show laminar and turbulent flow. A review of typical characteristics of debris flows with classification and Slovak terminology is presented.

Key words: gravity flows, debris flows terminology

Úvod

Pri štúdiu genézy sedimentov a identifikácii sedimentačného prostredia sa možno stretnúť s opisom klastických sedimentov, ktorých vývoj je spätý s gravitačným prúdením. Ich stavba je často dôležitým znakom upozorňujúcim na pôvodné sedimentačné prostredie, ktorého poznanie je dôležité pri ďalšej analýze vývoja sedimentárnej panvy.

Najčastejšie opisované sedimenty gravitačných prúdov sú turbidity, vyskytujúce sa najmä v hlbokovodných sedimentačných oblastiach, ale zo sedimentologických štúdií vyplýva, že sedimenty gravitačných prúdov sú bohato zastúpené aj v subaerických a plytkovodných oblastiach sedimentárneho a vulkanického prostredia.

V subaerických oblastiach sú opísané najmä z prostredia náplavových kužeľov (alluvial fans). Ich frekvencia a rozšírenie závisia od sklonu svahu, polomeru kužeľa, vegetácie a, prirodzene, od geologických a hydrogeologických pomerov v zdrojovej oblasti (Hooke, 1967; Bull, 1977). Možno tu identifikovať širokú škálu gravitačných sedimentov vznikajúcich z pomaly sa pohybujúcich vysoko viskóznych úlomkových prúdov až po rýchle, plne turbulentné prúdy s vysokou sedimentačnou záťažou. Tento typ sedimentov sa vyskytuje aj v podvodných oblastiach delt (najmä typu „fan delta", kde je energia prostredia vysoká), kde sa generovali zosuvmi, zemetraseniami alebo búrkovými vlnami (Kleinspehn, 1984). Okrem výlučne sedimentárneho prostredia sú niektoré typy úlomkových prúdov opísané aj z okolia vulkanitov. Obrovský objem vulkanoklastického materiálu sa vo forme úlomkových prúdov uvoľňuje a mobilizuje najmä na strmých svahoch vulkánov ako výsledok vulkanických procesov (erupcie, zemetrasenia a i.). Depozičné procesy niektorých typov gravitačných prúdov (napr. úlomkových) možno považovať tak v sedimentárnom, ako aj vo vulkanickom prostredí za identické. Rozdiel je iba v rozsahu uloženia deponovaného materiálu - vo vulkanickom prostredí dokáže tento typ prúdov ukladať materiál až do vzdialenosti 100 km od centra (Janda et al., 1981; Best, 1992, a i.), v sedimentárnom prostredí sa materiál zvyčajne ukladá len do vzdialenosti niekoľkých km (Bull, 1972, a i.). Väčšina úlomkových prúdov vulkanického pôvodu skladajúcich sa z vulkanických úlomkov obsahuje menej ílu (Fisher a Schmincke, 1984), lebo sa uvoľnili na svahoch vulkánov tesne pred erupciou alebo počas nej. Ale lokálne môžu takéto prúdy obsahovať aj viac ílovej zložky, ktorá reprezentuje zdrojové oblasti hydrotermálne premenených hornín (Crandell, 1971), resp. oblasti intenzívneho zvetrávania a diagenetických efektov (Vessel a Davies, 1981). Obsah ílu v sedimentárnych úlomkových prúdov závisí od existencie zvetranínového plášťa, resp. od zdrojovej oblasti bohatej na ílové minerály.

V súčasnosti sa najviac používa Lowého genetická klasifikácia sedimentov gravitačných prúdov (Lowe, 1979, 1982; tab. 1). Lowe klasifikuje sedimenty podľa ich reologických vlastností a rozlišuje tekuté prúdy (fluidal flows) a úlomkové prúdy (debris flows). Tieto základné typy ďalej delí, podobne ako Middleton a Hampton (1973, 1976), podľa podporného mechanizmu zŕn (tab. 2).

Tekuté prúdy zahŕňajú podskupinu turbiditných prúdov (podpora turbulentným, menej trakčným prúdením), zvne-

TAB. 1.
Genetická klasifikácia gravitačných prúdov (podľa Loweho, 1982)
Genetic classification of debris flows, according to Lowe (1982)

Správanie sa prúdu	Typ prúdu	Podporný mechanizmus
„newtonovské" (tekuté prúdy)	turbiditné prúdy	turbulenica
	zvírené prúdy	unikajúca pórová kvapalina (plná podpora)
	stekutené prúdy	unikajúca pórová kvapalina (čiastočná podpora)
„binghamovské" (plastické prúdy)	zrnité prúdy	disperzný tlak
	bahenné prúdy (súdržné úlomkové prúdy)	pevnosť matrixu hustota matrixu

TAB. 2.
Typy gravitačných prúdov (podľa Middletona a Hamptona, 1976)
Types of gravity flows, according to Middleton and Hampton (1976)

Typ prúdu	Podporný mechanizmus
1. turbiditný prúd	turbulencia
2. zrnový prúd	interakcia zŕn (disperzný tlak)
3. stekutený prúd	stúpajúci intergranulárny prúd (vypudenie pórovej kvapaliny)
4. úlomkový prúd	pevnosť matrixu

ných prúdov (podpora unikajúcou pórovou vodou) a stekutených prúdov (čiastočná podpora unikajúcou pórovou vodou). Problematikou tekutých, najmä turbiditných prúdov sa zaoberá množstvo prác. Venujú sa predovšetkým mechanizmu a charakteristike ich sedimentov. Menej miesta sa v slovenskej literatúre venuje úlomkovým prúdom, ktoré sú často významnou súčasťou sedimentačného prostredia.

Štúdie o úlomkových prúdoch sa vo svetovej literatúre objavujú od polovice 50. rokov. Opisujú sedimenty, ktoré sú výsledkom ich prúdenia, alebo sa venujú fyzikálnym vlastnostiam týchto prúdov a ich podrobnej klasifikácii. Fyzikálnou podstatou a klasifikáciou úlomkových prúdov sa ako jeden z prvých zaoberal Bagnold (1954, 1956) a neskôr veľa autorov (Hooke, 1967; Johnson, 1970; Fisher, 1971; Hampton, 1972; Middleton a Hampton, 1973, 1976; Lowe, 1976, 1979, 1982; Hiscott a Middleton, 1979; Smith, 1986a, a i.). Väčšina z nich pokladá za hlavné kritérium klasifikácie týchto sedimentov typ mechanizmu, ktorý udržiava sediment vo vznose. Podľa zdrojov, ktoré sú nám známe, väčšina autorov v súčasnosti rešpektuje genetickú klasifikáciu Loweho (1982), ale niekedy ju vzhľadom na špecifický typ prostredia mierne upravujú. Treba spomenúť najmä zaradenie laharov medzi gravitačné prúdy, o čom sa často diskutuje. Termín lahar, ktorý je indonézskeho pôvodu, označuje úlomkový prúd obsahujúci úlomky a angulárne bloky najmä vulkanického pôvodu (Van Bemmelen, 1949). V literatúre možno nájsť viac definícií laharu (Parson, 1969; Crandell, 1971; MacDonald, 1972; Hyde, 1975; Neal, 1976; Christiansen, 1980; Schmid, 1981; Janda et al., 1981; Fairchild, 1983b; Fisher a Schmincke, 1984; Major a Newhall, 1989), ktoré sa odlišujú pri definovaní základných charakteristík (napr. zloženia klastov, prúdovej charakteristiky a i.) a spôsobu uloženia (MacDonald, 1972). Definície vo všeobecnosti charakterizujú lahar ako úlomkový prúd z úlomkov vulkanických hornín, ktoré sú slabo vytriedené a majú podobné znaky ako sedimentárne úlomkové prúdy. Fisher a Schmincke (1984) definujú lahar už ako širšiu škálu procesov, avšak až Rodolfo (1989), a najmä Smith a Fritz (1989) definujú lahar ako všeobecný termín pre rýchlo prúdiacu zmes horninových úlomkov a vody z vulkánu zahŕňajúcich rad procesov. Podľa Smitha a Fritza (l. c.) treba lahar chápať ako komplex jedného alebo viacerých spojitých procesov so zdôraznením ich rôznych vulkanicko-hydrologických udalostí. Tie podmieňujú rad variabilných depozičných procesov pohybujúcich sa od úlomkových lavín cez úlomkové prúdy až po vysokonasýtené prúdy. Podľa Smitha a Loweho (l. c.) laharové prúdové procesy priestorovo a časovo kolíšu medzi vysokonasýteným a úlomkovým prúdom (obr. 1). Niektorí autori (Fairchild, 1984) termín lahar aplikujú na úlomkové prúdy nevznikajúce na svahoch vulkánu. Niektorí autori zaraďujú medzi lahary (Neal, 1976) aj vysokovýtokové, nízkoviskózne prívaly (podľa Thorarinssona, 1957, tzv. islandské jökulhlaupy).

Pojem úlomková lavína sa úzko spája s vulkanickým prostredím. Úlomkové lavíny sú veľmi rýchle zrnité prúdy (Neall, 1976, 1979; Siebert, 1984; Palmer a Neall, 1989; Palmer a Walton, 1990; Takarada, 1990; Ui, 1990) vznikajúce v dôsledku obrovských zosuvov (Pierson a Costa, 1987) a formujúce sa na štruktúrne nestabilných svahoch vulkanických kužeľov, kde nastávajú sektorové kolapsy (Siebert, 1984). Najlepším identifikačným kritériom úlomkových lavín sú zbrekciovatené klasty a heterogénny matrix (Smith a Lowe, 1991).

Fyzikálna charakteristika úlomkových prúdov

Sedimenty úlomkových prúdov možno podľa väčšiny autorov, zaoberajúcich sa ich analýzou, definovať ako výsledok laminárneho prúdenia s istým stupňom pevnosti, ktorého správanie sa dá opísať Coulombovým viskóznym reologickým modelom, resp. Binghamovým modelom. Pre tento model platí, že sa hodnota pevnosti v šmyku rovná

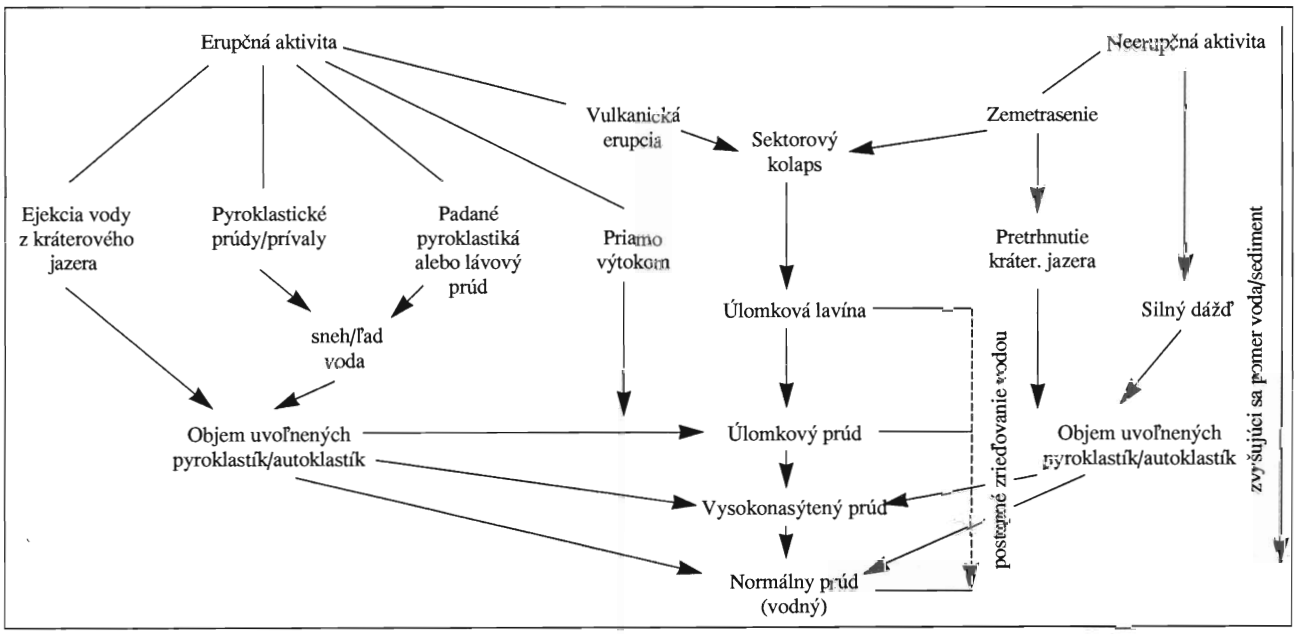
$$S = \underbrace{C + \sigma_n' \operatorname{tg} \phi'}_{K} + \mu_C \varepsilon_s \qquad (1)$$

kde: S - pevnosť v šmyku; σ_n' - efektívne vnútorné normálové napätie; ε_s - veľkosť deformácie šmykom; K - medza pevnosti; C - súdržnosť; ϕ' - uhol efektívneho vnútorného trenia; μ_C - koeficient viskozity tekutiny.

Hodnota šmykového napätia pri prúdení

$$\sigma_s = S \qquad (2)$$
$$\sigma_s > K$$

σ_s - vnútorné šmykové napätie



Obr. 1. Schematický diagram zobrazujúci vzájomné vzťahy vulkanických fenoménov a formovanie úlomkovej lavíny, úlomkového prúdu, vysokonasýteného prúdu a normálneho vodného prúdu (podľa Smitha a Loweho, 1991, upravené).
Fig. 1. Schematic diagram illustrating genetic relationships of volcanic phenomena and the generation of debris avalanche, debris flow, hyperconcentrated flow and normal stream flow (according to Smith and Lowe, 1991, modified).

Podľa Coulombovho viskózneho modelu sú tri faktory podmieňujúce odpor voči deformácii: súdržnosť, vnútorné trenie a viskozita. Z nich odpor vyvolaný viskozitou pôsobí len pri vyššom napätí, ako je medza pevnosti, keď materiál tečie. Hampton (1972) v analýze subakválnych úlomkových prúdov modeluje spôsob ich prúdenia. Podmienku pre rovnovážny stav úlomkového prúdu možno získať modelovaním rovnovážneho stavu elementu s hrúbkou H a dĺžkou L (zjednodušený dvojrozmerný model, Hampton, 1972). Na udržanie rovnovážneho stavu (konštantná rýchlosť prúdenia) je nevyhnutné, aby sa súčet síl pôsobiacich v rovnovážnom smere na sklon svahu rovnal nule. Tiaž sledovaného elementu možno rozložiť na vertikálnu zložku a zložku rovnobežnú so svahom, ktorá sa rovná

$$W_s = \gamma' . b . L . y . \sin \delta \qquad (3)$$

γ' - objemová tiaž elementu pod povrchom kvapaliny; b - šírka prúdu; L - šírka elementu; y - hĺbka elementu pod povrchom; δ - uhol svahu.

Okrem sily, ktorá pôsobí rovnobežne so sklonom svahu smerom dole, pôsobia na element ešte dve sily, a to F_s - vnútorný odpor voči šmyku, a F_I - trenie.

O rovnovážnom stave teda platí

$$F_s + F_I = \gamma' . b . L . y . \sin \delta \qquad (4)$$

Úpravou tejto rovnice možno získať hodnotu šmykového napätia σ_s pôsobiaceho proti sile podmieňujúcej pohyb prúdu po svahu.

$$\sigma_s = \gamma' . y . \sin \delta - \tau_i \qquad (5)$$

τ_i - napätie na styčnej ploche.

V závislosti od veľkosti γ, γ', $\sin \delta$, τ_i môže byť hodnota σ_s kladná alebo záporná. Prúdenie úlomkového prúdu sa začína v mieste, kde interné šmykové napätie prevýši jeho pevnosť v šmyku. Z rovnice (1) vyplýva podmienka prúdenia

$$|\sigma_s| \geq C + \sigma_n' . \operatorname{tg} \phi' \qquad (6)$$

Vyjadrením σ_s z rovnice (5) dostávame:

$$|\tau_i - \gamma . y . \sin \delta| \geq C + \sigma_n' \operatorname{tg} \phi' \qquad (7)$$

alebo

$$\tau_i - \gamma . y . \sin \delta \geq \pm (C + \sigma_n' . \operatorname{tg} \phi') \qquad (8)$$

Z tohto vzťahu možno vypočítať kritickú hĺbku y_c, pri ktorej sa prekročí medza pevnosti

$$y_c = [\tau_i \pm (C + \sigma_n' . \operatorname{tg} \phi')] / \gamma' \sin \delta \qquad (9)$$

Z tejto rovnice vyplýva, že sa medza pevnosti prekračuje v dvoch bodoch: jeden je pod bodom s hodnotou y_c, kde nie je nijaké šmykové napätie, druhý je v nejakej vzdialenosti nad ním. Medzi týmito dvoma bodmi nie je prúdenie a materiál sa správa ako pevná zátka (rigid plug; obr. 2).

Hamptonova štúdia je veľkým prínosom na pochopenie správania sa úlomkových prúdov. Z výpočtov kritickej

hĺbky y_c potrebnej na prekročenie medze pevnosti prúdu možno vysvetliť aj „zamrznutie" úlomkového prúdu v určitom stupni jeho vývoja. Ak napríklad materiál potenciálneho úlomkového prúdu spočíva na podmorskom svahu, platí preň $\tau_i = 0$, y_0 je na jeho povrchu a distribúcia šmykového napätia je ako na obr. 2a. Šmykové napätie je menšie ako pevnosť v šmyku v hĺbke menšej ako y_c, čo znamená, že ak je hrúbka úlomkového prúdu menšia ako y_c, prúd zostáva v pokoji. Ak je hrúbka pohybujúceho sa úlomkového prúdu H väčšia ako y_c a v istej fáze svojho pohybu klesne pod hodnotu y_c, úlomkový prúd pri ideálnom kontakte medzi podložím a ním „zamrzne". Pri malej hodnote τ_i a (pomalý pohyb úlomkového prúdu) y_0 je veľmi blízko povrchu prúdu a horná hodnota y_c je nad povrchom prúdu (obr. 2b). Ak hodnota $\tau_i = K$ alebo ju dokonca prekročí, obidve hodnoty sú obsiahnuté vo vertikálnom diapazóne prúdu, a tak je oblasť pevnej zátky (rigid plug) obtekaná zhora i zdola (obr. 2c).

Z rovnice (1) vyplýva ďalšia klasifikácia úlomkových prúdov navrhnutá Lowem (1979) na súdržné úlomkové prúdy (alebo bahenné prúdy) a zrnové prúdy, ktorá závisí od prevládania súdržných síl alebo trenia. Nemec a Steel (1984) Loweho klasifikáciu mierne upravujú a hovoria o kohéznych (súdržných) úlomkových prúdoch a nekohéznych (nesúdržných) úlomkových prúdoch (alebo zrnových prúdoch). Tieto dva typy úlomkových prúdov sa odlišujú spôsobom podpory klastov v prúdiacom médiu aj spôsobom ich depozície. Každý z vyčlenených typov je definovaný vzťahom

1. *súdržný úlomkový prúd (alebo bahenný prúd)*

$$\sigma_s = C + \sigma_n' . tg\phi' + \mu_c . \varepsilon_s, \quad (10)$$

pričom $C >> \sigma_n' . tg\,\phi'$

2. *nesúdržný úlomkový prúd (alebo zrnový prúd)*

$$\sigma_s = \sigma_n' . tg\,\phi' + \mu_c . \varepsilon_s \quad (11)$$

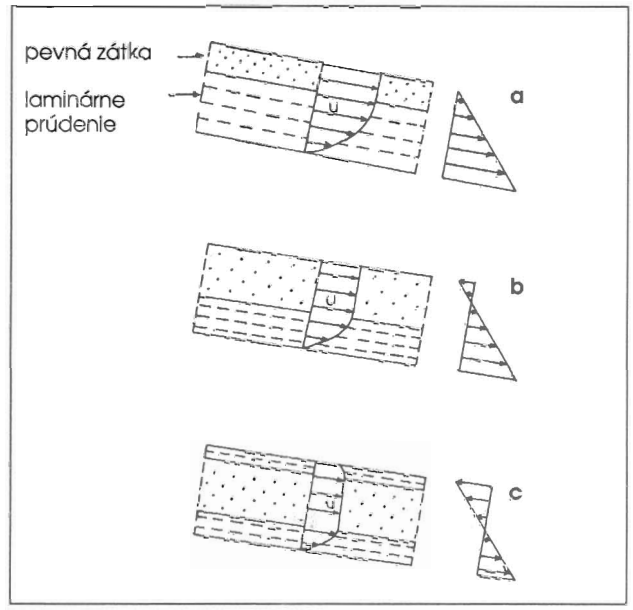
Grafické vyjadrenie rovníc (10) a (11) je na obr. 3. Ako vidieť, podstatný rozdiel je v prítomnosti alebo absencii komponentu súdržnosti.

Fyzikálne procesy sedimentov nesúdržných úlomkových prúdov (zrnové prúdy) analyzoval Lowe (1976). Z jeho výsledkov vychodí, že zrnové prúdy nemôžu vytvárať vrstvy hrubšie ako 5 cm a že vznikajú pri sklone svahu väčšom, ako je ich prirodzený uhol sklonitosti (pre suchý piesok cca 33°, pre mokrý 17° - 22°).

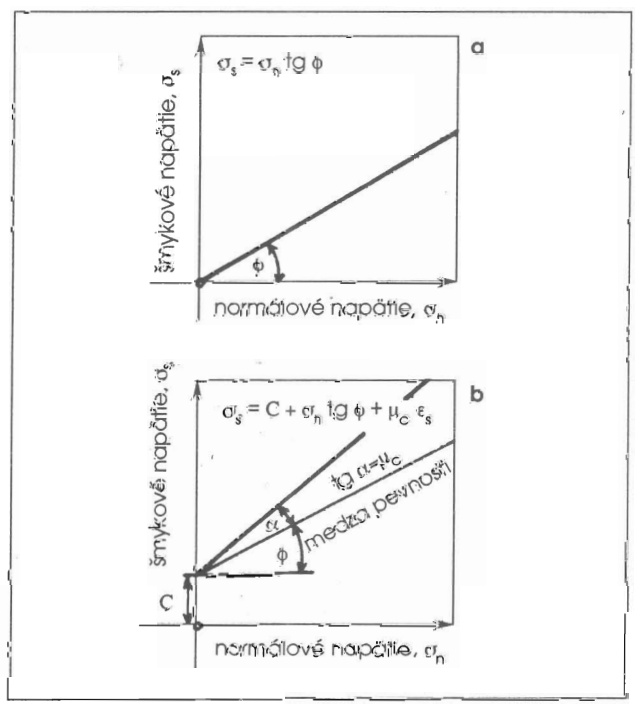
Pri štúdiu sedimentov úlomkových prúdov a ich klasifikácii na súdržné a nesúdržné sa často používa metóda založená na vzťahu unášacej sily (t.j. kompetencie) prúdu k jeho hrúbke (pozri Nemec a Steel, 1984; Gloppen a Steel, 1981; Porebski, 1984, a i., obr. 4).

Poznámky ku klasifikácii a terminológii úlomkových prúdov

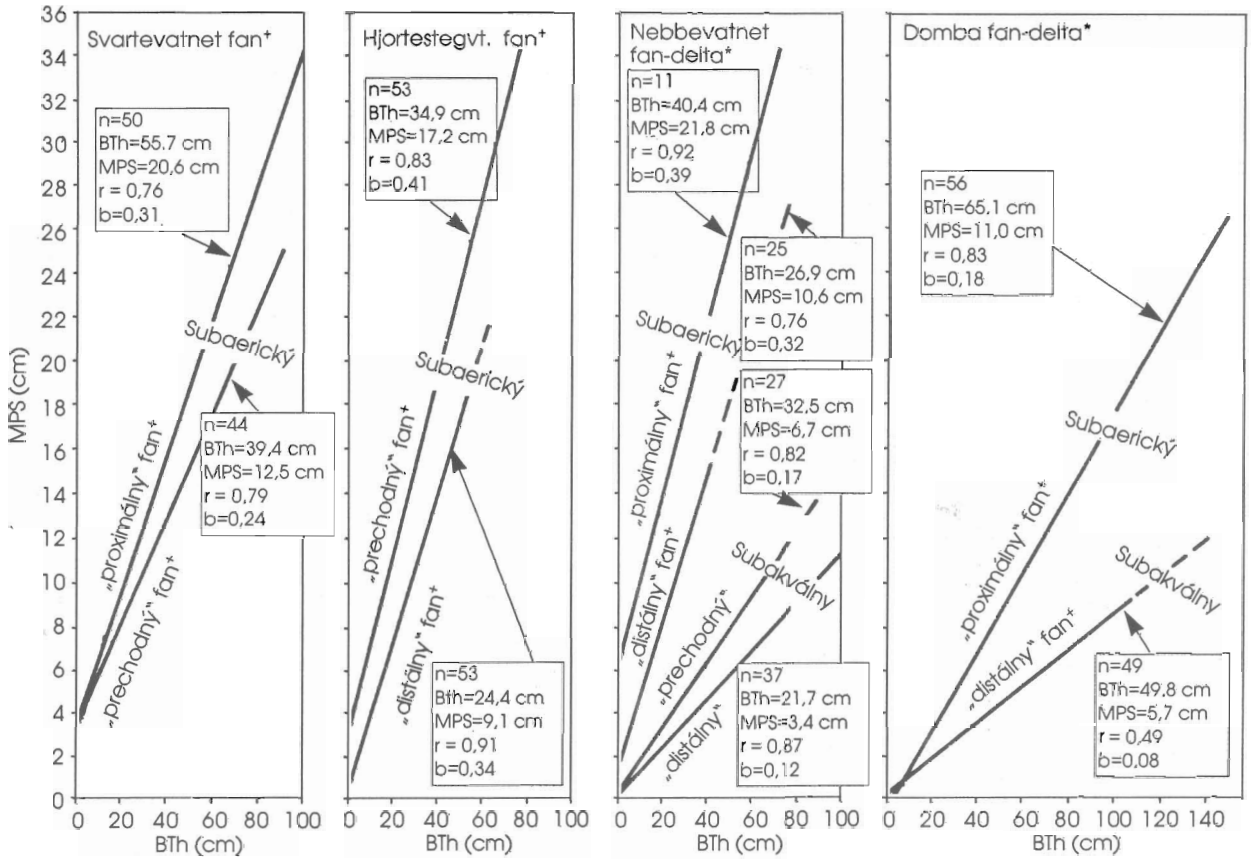
V slovenskej sedimentologickej literatúre sa často stretávame s nejednotným výkladom anglických termínov



Obr. 2. Teoretický profil rýchlosti a distribúcie šmykového napätia pri trojakej veľkosti napätia na styčnej ploche, u - rýchlosť, Σ - šmykové napätie, a) $\tau_i = 0$, b) τ_i malé, c) τ_i veľké (podľa Hamptona, 1972).
Fig. 2. Teoretic profile of flow velocity and distribution of shear stress for three sizes of stress on the contact area, u - flow velocity, Σ - shear stress, a) $\tau_i = 0$, b) τ_i small number, c) τ_i great number (according to Hampton, 1972).



Obr. 3. Coulombov model vyjadrujúci fyzikálnu charakteristiku nesúdržných (a) a súdržných (b) úlomkových prúdov (podľa Nemca a Steela, 1984; opis symbolov v texte).
Fig. 3. Coulomb model illustrating physical characteristic of cohesionless (a) and cohesive (b) debris flows. (according to Nemec and Steel, 1984; characteristics of symbols in paper).



Obr. 4. Príklady korelácie maximálnej veľkosti klastov a hrúbky vrstiev (MPs/BTh) v úlomkových prúdoch. Údaje pochádzajú zo štúdia sedimentov v Hornelenskej panve (JV Nórsko, devón, podľa Nemca a Steela, 1984, fan* - výplavový kužeľ, fan - delta * - kužeľová delta, proximálny, prechodný, distálny fan - faciálne štádiá výplavového kužeľa).

Fig. 4. Examples of MPs/BTh relationship in debris flow. Statistical characteristics are given from study of sediments in Devonian Hornelen Basin, SW Norway (according to Nemec and Steel, 1984).

používaných pri opise gravitačných prúdov, ako aj s nejednotnou klasifikáciou čo sťažuje jednoznačný výklad opisovaných údajov. Z prehľadu svetovej literatúry, ako aj zo sedimentologického výskumu sedimentárnych a vulkanosedimentárnych hornín vyplýva, že optimálne je pri klasifikácii úlomkových prúdov používať upravenú genetickú klasifikáciu Loweho (1982, pozri Nemec a Steel, 1984), ktorá pre skupinu úlomkových prúdov vyzerá takto (obr. 7):

Úlomkový prúd: prúd, ktorého správanie charakterizuje Coulombov viskózny model, resp. Binghamov reologický model. Prúd obsahuje viac ako 80 hmot. % sedimentu zriedeného vodou. Sedimentologická charakteristika tohto prúdu sa uvádza ďalej v texte.

Anglický ekvivalent: debris flow, mass flow

Úlomková lavína: hrubozrnitý, zle vytriedený prúd vznikajúci gravitačným porušením svahov (zosuvy) najmä na svahoch aktívnych vulkánov v dôsledku prebiehajúcich vulkanických procesov.

Anglický ekvivalent: debris avalanche

Lahar: prúdiaca zmes horninových úlomkov a vody charakterizovaná ako komplex jedného alebo viacerých spojitých procesov reprezentujúcich rad variabilných depozičných procesov pohybujúcich sa od úlomkových prúdov až po vysokonasýtené prúdy. Ojedinele zahŕňa aj depozičné procesy úlomkových lavín a normálnych prúdov.

Anglický ekvivalent: lahar, mudflow

Podľa prítomnosti súdržných síl medzi klastmi možno rozlišovať :

Súdržný úlomkový prúd: prúd charakterizovaný Coulombovým viskóznym modelom, pri ktorom je hodnota súdržnosti oveľa väčšia ako hodnota šmykového napätia (obr. 3).

Anglický ekvivalent: cohesive debris flow, mudflow

Nesúdržný úlomkový prúd: prúd charakterizovaný Coulombovým viskóznym modelom, v ktorom je hodnota súdržných síl zanedbateľná (obr. 3).

Anglický ekvivalent: cohesionless debris flow, grainflow

TAB. 3.
Klasifikácia gravitačných prúdov (podľa Loweho, 1982, a Nemca a Steela, 1984, upravené)
Classification of gravity flows, according to Lowe (1982) and Nemec with Steel (1984), modified

Úlomkové prúdy („binghamovské" správanie)		Tekuté prúdy („newtonovské" správanie)
súdržné úlomkové prúdy	stekutené prúdy	turbiditné prúdy a tekuté prúdy ďalej nečlenené
nesúdržné úlomkové prúdy	vysokonasýtené prúdy	
lahary		

TAB. 4.
Charakteristika a klasifikácia základných prúdových procesov a uložením úlomkových a vysokonasýtených prúdov
Characteristic and classification of flow processes and deposits of debris flows and hyperconcentrated flows

Typ prúdu	Úlomkový prúd	Vysokonasýtený prúd
Fyzikálna charakteristika	plastické vlastnosti	plasticko-newtonovský charakter
Spôsob udržiavania sedimentu v prúde	sily súdržnosti, trenie	turbulencia, menej sily súdržnosti, trenie
Typ prúdenia	laminárne	laminárno-turbulentné
Zvrstvenie	masívne, nezreteľne horizontálne, pri strope občas šikmé	masívne, šikmé
Gradácia	žiadna, nezreteľná, negatívna i pozitívna	pozitívna, žiadna
Typ podpornej štruktúry	podporná štruktúra matrixu a klastov	podporná štruktúrna klastov
Orientácia klastov	os a rovnobežne so smerom prúdu	os a priečne a rovnobežne so smerom prúdu

Prechodným členom medzi prúdmi charakterizovaným „binghamovským" a opačne „newtonovským" modelom sú stekutené prúdy a vysokonasýtené prúdy.

Stekutený prúd: prúd, ktorý v závislosti od miery koncentrácie sedimentu možno charakterizovať prechodným typom medzi Binghamovým a Newtonovým modelom. Vzniká zvyčajne stekutením sedimentov pórovou vodou.

Anglický ekvivalent: liquified flow

Vysokonasýtený prúd: prúd, ktorý obsahuje 40 - 80 hmotn. % sedimentu, tvorí prechod medzi úlomkovými prúdmi a „newtonovskými" prúdmi, t. j. prechod medzi úlomkovým prúdom a normálnym vodným prúdom (tab. 4).

Anglický ekvivalent: hyperconcentrated flow, fluidal sediment flow

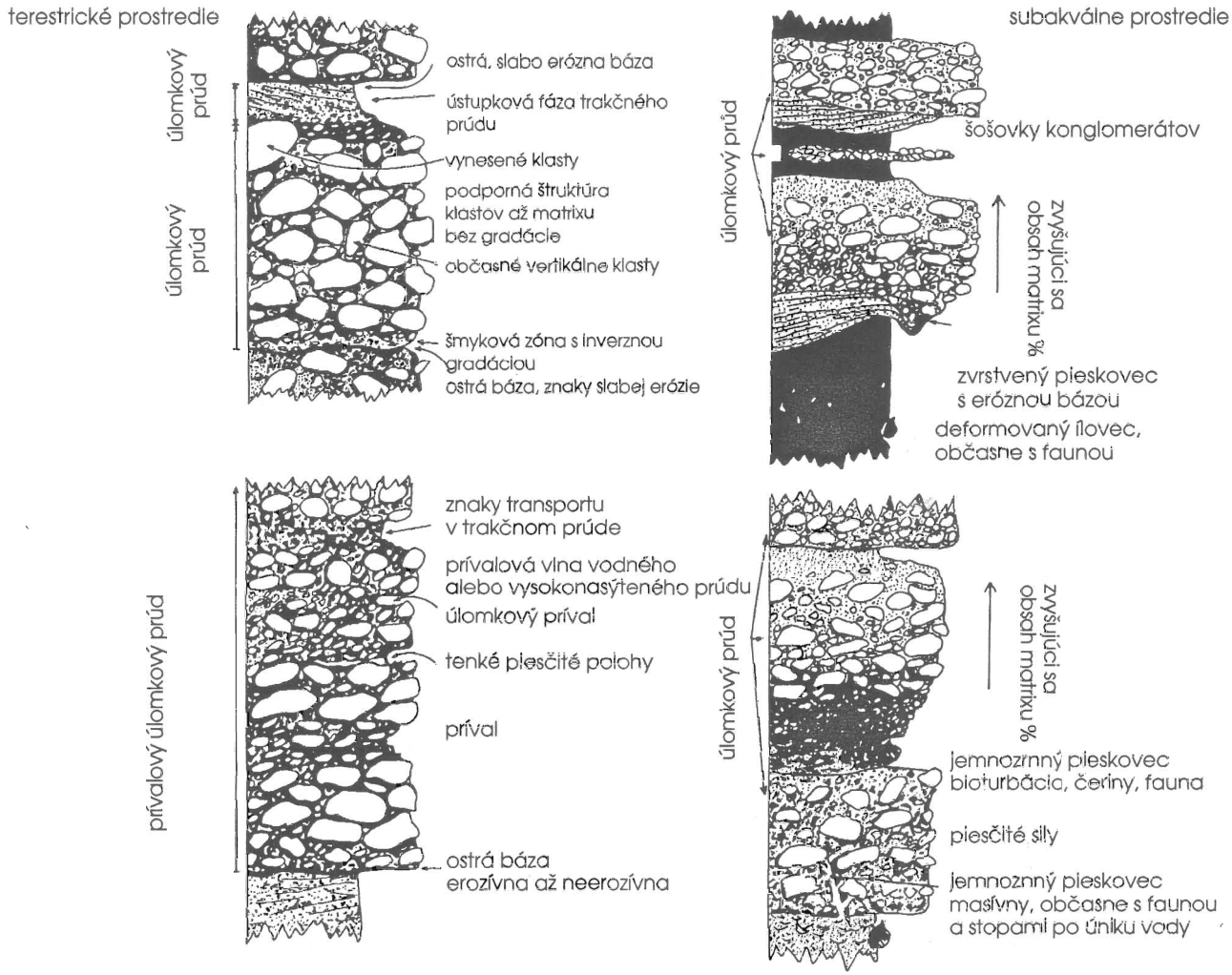
Charakteristika sedimentov úlomkových prúdov

Vývoj sedimentov úlomkových prúdov možno charakterizovať takto (tab. 4):

- Vrstvy majú zvyčajne lalokovitý tvar s ostrou alebo nevýraznou eróznou bázou.
- Interné usporiadanie vrstvy je slabé až dobré (negrádované až dobre grádované vrstvy, Schmincke, 1967; Fisher, 1971; Allen, 1981; Schultz, 1984; Ballance, 1984; Nemec a Steel, 1984). Gradácia môže byť pozitívna alebo negatívna na báze alebo po celej hrúbke vrstvy. Vytriedenie sedimentu je zvyčajne v celej vrstve veľmi zlé, hoci niektorí autori dokumentujú jeho zlepšovanie sa smerom od stropu po bázu (Bull, 1964; Bluck, 1964; Pierson, 1982, obr. 5).
- Zvrstvenie nie je vyvinuté alebo je iba nezreteľné. Pri strope vrstiev sú niekde vyvinuté tenké polohy masívneho alebo šikmo zvrstveného piesku, ktorého vývoj je však už spätý so zrieďovaním úlomkového prúdu a s vymývaním medzernej hmoty (obr. 5).
- Zrnitostne sú sedimenty úlomkových prúdov polymodálne až bimodálne. Často pozorovať prednostné usporiadanie klastov s najdlhšou osou (a) paralelnou so smerom prúdenia. Niekedy je vyvinutá imbrikácia klastov typu a-osi alebo typu b-osi.
- Sedimenty sú charakteristické podpornou štruktúrou matrixu, ale aj klastov.
- Vrstvy majú zvyčajne významnú pozitívnu koreláciu medzi ich hrúbkou a maximálnou veľkosťou klastov, ktoré sú v nej obsiahnuté. Tento vzťah využíva súvislosť medzi kompetenciou prúdu a hrúbkou vrstvy, ktorú tento prúd ukladá (Bluck, 1967; Nemec a Steel, 1984, obr. 6).
- Typický je morfologicky zreteľný vývoj agradačných valov a strmých okrajov v úlomkových prúdoch, ktorý je atribútom ich kohézneho charakteru a existencie pevnosti počas prúdenia (Johnson, 1979; Hulme, 1974).

Záver

Jedným z častých typov sedimentov, s ktorými sa pri výskume sedimentárnych hornín stretávame, sú sedimenty gravitačných prúdov. Podľa fyzikálneho správania tvoria dve hlavné skupiny: tekuté prúdy (fluidal flows), ktoré majú „newtonovské" správanie, a úlomkové prúdy „debris flows", ktoré charakterizuje Binghamov, resp. Coulombov viskózny model. Do skupiny tekutých prúdov patria turbidity a prúdy vznikajúce unikajúcou pórovou vodou. Z tejto skupiny literatúra analyzuje najmä turbidity, ktorých sedimenty sa významne zúčastňujú aj na stavbe Západných Karpát. Často sa možno stretnúť s analýzou fyzikálnych procesov pôsobiacich pri ich vývoji a s charakteristikou ich sedimentov, pričom sa používajú výstižné a v slovenskej sedimentologickej literatúre už zaužívané termíny. Štúdium sedimentov gravitačných prúdov v posledných rokoch ukazuje, že okrem turbiditných prúdov je na identifikáciu sedimentačného prostredia a pochopenie celkovej geologickej a tektonickej stavby sedimentov veľmi dôležitá analýza aj druhej skupiny sedimentov gravitačných prúdov - úlomkových prúdov. Tieto sedimenty literatúra opi-



Obr. 5. Niektoré typické črty terestrických (a) a subakválnych (b) sedimentov úlomkových prúdov (podľa Nemca a Steela, 1984, upravené).
Fig. 5. Some typical features of subaerial (a) and subaqueous (b) sediments of debris flows (according to Nemec and Steel (1984), modified.

suje zo sedimentárneho (najmä z prostredia náplavových kužeľov, delt, ale aj z iných prostredí) a z vulkanosedimentárneho prostredia. Podľa fyzikálneho správania sa rozdeľujú na sedimenty súdržných úlomkových prúdov a sedimenty nesúdržných úlomkových prúdov. V prvej skupine sa klasty udržiavajú vo vznose predovšetkým silou súdržnosti, v druhej medzizrnovými silami. Spájacím článkom medzi tekutými a úlomkovými prúdmi sú stekutené prúdy a vysokonasýtené prúdy, ktoré predstavujú zriedené úlomkové prúdy s vývojom laminárneho, ale aj turbulentného prúdenia. V terminológii úlomkových prúdov majú svoje miesto aj lahary, ktoré predstavujú rýchle prúdiacu zmes horninových úlomkov a vody z vulkánu a v ktorých možno sledovať diapazón procesov od laminárneho až po turbulentné prúdenie.

Hlavnými sedimentárnymi znakmi úlomkových prúdov je ostrá alebo len slabá erózna báza vrstiev, masívne zvrstvenie, slabé vytriedenie sedimentu, zlá interná organizácia sedimentu a dobrá korelácia medzi hrúbkou vrstvy a maximálnou veľkosťou klastov v nej.

Poďakovanie. Úprimnou vďakou sme zaviazaní RNDr. J. Lexovi, CSc., a RNDr. J. Jetelovi, CSc., za starostlivé prečítanie rukopisu a cenné pripomienky.

Literatúra

Allen, P. A. 1981: Sediments and processes on a small stream- flow dominated. Devonian alluvial fan, Shetland Islands. *Sed. Geol., 29, 31 - 66.*

Bagnold, R. A. 1954: Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, 225, 49 - 63.*

Bagnold, R. A. 1956: The flow of cohesionless grains in fluids. *Roy. Soc. London Philosophical Transactions. Ser. A, 249, 235 - 297.*

Ballance, P. F. 1984: Sheet-flow-dominated gravel fans of the non-marine middle Cenozoic Simmler Formation, central California. *Sed. Geol. (Amsterdam), 38, 333 - 359.*

Bluck, B. J. 1964: Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. *J. sed. Petrology, 34, 395 - 400.*

Bluck, B. J. 1967b: Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding. *Scott. J. Geol., 3, 139 - 167.*

Bull, W. B. 1964: Alluvial fans and near- surface subsidence in western Fresno County, California. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 437 - A, 71.*

Bull, W. B. 1972: Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record, in the stratigraphic record. In: Rigby, J. B. & Hamblin, W. K. (Eds.): Recognition of ancient sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 16, 63 - 83.*

Bull, W. B. 1977: The alluvial- fan environment. *Progress in Physical Geography, 71, 222 - 270.*

Crandell, D. R. 1971: Post-glacial lahars from Mt. Rainier volcano, Washington. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 677, 75.*

Enos, P. 1977: Flow regimes in debris flow. *Sedimentology, 24, 133 - 142.*

Fairchild, L. H. 1984: Initiaton of the North Fork Toutle River lahar by liquefaction of debris avalanche deposits during the May 18, 1980 Mt. St. Helens eruptions. *Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs, 16, 505.*

Fisher, R. V. 1971: Features of coarse-grained, high- concentration fluids and their deposits. *J. Sed. Petrology, 41, 916 - 927.*

Fisher, R. V. & Schmincke, H. U. 1984: Pyroclastic rocks. *Berlin, Springer Verlag, 472.*

Gloppen, T. G. & Steel, R. J. 1981: The deposits, internal structure and geometry. in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian-Norway), A study in the significance of bedding sequences in conglomerates. *In: Ethridge, F. G. & Flores, R. M. (Eds.): Recent and ancient non - marine depositional environments, Models for exploration. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 31, 49 - 70.*

Hampton, M. A. 1972: The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *J. Sed. Petrology, 42, 775 - 793.*

Hampton, M. A. 1979: Buoyancy in debris flows. *J. Sed. Petrology, 49, 935 - 938.*

Hiscott, R. N. & Middleton, G. V. 1979: Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Québec, Canada. *In: Doyle, L. J. & Pilkey, O. H. (Eds.): Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 27, 307 - 326.*

Hooke, R. LeB. 1967: Processes on arid region alluvial fans. *J. Geol., 75, 438 - 460.*

Hulme, G. 1974: The interpretation of lava flow morphology. *Geophys. J. Roy-astron. Soc., 39, 361 - 383.*

Hyde, J. H. 1975: Upper Pleistocene pyroclastic flow deposits and lahars south of Mt. St. Helens volcano, Washington. *U. S. Geol. Surv. Bull., 1383-B, 20.*

Christiansen, R. L. 1980: Eruption of Mount St. Helens. *Nature, 285, 531 - 533.*

Janda, R. D., Scott, K. M., Nolan, K. M. & Martinson, H. A. 1981: Lahar movement, effects, and deposits. *In: Lipman, P. W. & Mullineaux, D. R. (Eds.): The 1980 Eruptions of Mount St. Helens. Washington. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250, 461 - 478.*

Johnson, A. M. 1970: Physical Processes in Geology. *San Francisco, Freeman, Cooper & Company, 577.*

Kleinspehn, K. L., Steel, R. J., Johannessen, E., Netland, A. 1984: Conglomeratic fan - delta sequences, Late Carboniferous - Early Permian, western Spitsbergen. *In: Koster, E. H. & Steel, R. J. (Eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canad. Soc. Petrol. Geologists, 10, 279 - 294.*

Lowe, D. R. 1976: Grain flow and grain flow deposits. *J. Sed. Petrology, 46, 188 - 199.*

Lowe, D. R. 1979: Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *In: Doyle, L. J. & Pilkey, O. H. Jr. (Eds.): Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 27, 75 - 82.*

Lowe, D. R. 1982: Sediment gravity flows II., Depositional models with special reference to the deposits of high - density turbidity currents. *J. Sed. Petrology, 52, 279 - 297.*

MacDonald, G. A. 1972: Volcanoes. *Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., 1 - 510.*

Major, J. I. & Newhall, Ch. G. 1989: Show and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. *Bull. Volcanol., 52, 1 - 27.*

Middleton, G. V. & Hampton, M. A. 1973: Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. *In: Middleton, G. V. & Bouma, A. H. (Co-chairman): Turbidites and Deep- Water sedimentation Los Angeles. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section, Short Course, 1 - 38.*

Middleton, G. V. & Hampton, M. A. 1976: Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. *In: Stanley, D. J. & Swift, D. J. P. (Eds.): Marine Sediment Transport and environmental Managment New York. Wiley, 197 - 298.*

Neal, V. E. 1976: Lahars - Global occurrence and annotated bibliography. *Victoria University Wellington. New Zealand, Publ., 5, 18.*

Neall, V. E. 1979: Geologic map of New Zealand (New Plymouth, Egmont, and Manaia). *New Zealand, Geol. Surv. Sheets P19, P20, P21, 1:50 000, 35.*

Nemec, W. & Steel, R. J. 1984: Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Koster, E. H. & Steel, R. J. (Eds.): Sedimentology of gravels and conglomerates. *Canad. Soc. Petrol. Geologists Mem., 10, 1 - 31.*

Parson, W. H. 1969: Criteria for the recognition of volcanic breccias, Review. *Geol. Soc. Amer. Mem., 115, 263 - 304.*

Palmer, B. A. & Neall, V. E. 1989: The Murimotu Formation- 9500 year old deposits of a debris avalanche and associated lahars, Mount Ruapehu, North Islands, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys., 32, 477 - 486.*

Palmer, B. A. & Walton, A. W. 1990: Accumulation of volcaniclastic aprons in the Mount Dutton Formation (Oligocene-Miocene), Marysvale volcanic field, Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull., 102, 734 - 748.*

Pierson, T. C. 1982: Flow behaviour of two major lahars triggered by the May 18, 1980, eruption of Mt. St. Helens, Washington. *Symposium on Erosion Control in Volcanic Areas, Proceedings: Public Works Research Institute, Japan, Technical Memorandum, No. 1908, 99 - 129.*

Pierson, T. C. & Costa, J. E. 1987: A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geol. Soc. Amer. Rew. Eng. Geology 7, 1 - 12.*

Rodine, J. D. & Johnson, A. M. 1976: The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials to flow on gentle slopes. *Sedimentology, 23, 213 - 234.*

Rodolfo, K. S. 1989: Origin and early evolution of lahar channel at Mabinit, Mayon Volcano Philippines. *Geol. Soc. Amer. Bull., 101, 416 - 426.*

Schmid, R. 1981: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. *Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Geology, 9, 41 - 43.*

Schmincke, H. U. 1967: Graded lahars in the type sections of the Ellensburg Formation, south - central Washington. *J. Sed. Petrology, 37, 438 - 448.*

Schultz, A. W. 1984: Subaerial debris - flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. *J. Sed. Petrology, 54, 759 - 772.*

Siebert, L. 1984: Large volcanic debris avalanches. Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Research., 22, 163 - 197.*

Smith, G. A. 1986a: Coarse-grained nonmarine volaniclastic sediment: terminology and depositional process. *Geol. Soc. Amer. Bull., 97, 1 - 10.*

Smith, G. A. & Fritz, W. J. 1989: Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology, 17, 375 - 376.*

Smith, G. A. & Lowe, D. R. 1991: Volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow- hyperconceentrated flow continuum. *Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Spec. Publ., 45.*

Takarada, S. 1990: Flow and depositional mechanisms of debris avalanche. 1990 Western Pacific geophysics meeting. *Kanazawa, Aug. 21-25, 1990, Abstracts. Eos, 958 - 959.*

Ui, T. 1990: Debris avalanche, their source areas and modes of formation, 1990 Western Pacific geophysics meeting. *Kanazawa, Aug. 21-25, 1990, Abstracts. Eos, 958.*

Van Bemmelen, R. W. 1949: Geology of Indonesia, The Hague, The Netherlands. *Government Printing Office, 732.*

Vessel, R. K. & Davies, D. K. 1981: Non- marine sedimentation in an active fore arc basin. *In: Ethridge, F. G. & Flores, R. M. (Eds.): Recent and ancient non- marine depositional environments: Models for exploration. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 31, 31 - 45.*

Mineralia slovaca, 26 (1994), 63- 66

Naumannit - prvý selenid v rudách štiavnicko-hodrušského rudného poľa

STANISLAV JELEŇ

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 23.8.1993)

Naumannite - the first selenid in the ores in the Štiavnica-Hodruša Ore Field, Central Slovakia

Naumannite was ascertained in deeper levels of Banská Štiavnica deposit in paragenetic association with gold, wittichenite, matildite, galena, bornite in the chalcopyrite grains. The optical properties of mineral in the visible range of light (Fig. 4) were quantified. The chemical composition of naumannite is published in Tab. 1.

Key words: Banská Štiavnica, naumannite, wittichenite, gold, reflectance

Úvod

Pri revízii vzoriek už skartovaných vrtných jadier vrtov vyhĺbených v rokoch 1961 - 1965, ktoré overovali hĺbkové pokračovanie hlavných žilných štruktúr (najmä žilu Bieber a Špitaler) v centrálnej časti ložiska Banská Štiavnica (obr. 1), sme v materiáli vrtu E-Mi-2 z hĺbky 508,2 - 510,0 m identifikovali nový minerál v štiavnicko-hodrušskom rudnom poli - selenid striebra naumannit Ag_2Se.

Vrt E-Mi-2 (hĺbka 543,1 m, 93 m n. m.), odvŕtaný z V. hĺbkového obzoru šachty Emil (úroveň II. hĺbkového obzoru Novej šachty) na žilu Bieber (pozri obr. 1), overil v tejto hĺbke iba prejavy mineralizácie zodpovedajúce viacerým nadložným vetvám žily Špitaler (obsah polymetálov stanovený vo vzorke 22 664 z tohto hĺbkového intervalu v hmot. % bol: Pb 0,08, Zn 0,09, Cu 0,09 a S 0; Michaleńko, 1965).

Možnosť výskytu samostatných minerálov selénu, hlavne selenidov striebra (naumannitu Ag_2S, aguilaritu Ag_4SeS, príp. aj eukairitu AgCuSe) v hlbších častiach ložiska Banská Štiavnica a Banská Hodruša indikoval obsah selénu zistený v galenite (do 3,2 hmot. %) a v zložitých bizmutových sulfosoliach - aikinite, emplektite, hodrušite, wittichenite a matildite (do 2,5 hmot. %), izomorfne zastupujúcom síru (Jeleň, 1988; Jeleň et al., 1993; Kovalenker et al., 1993; Rojkovičová a Štohl, 1993).

V Západných Karpatoch sú selenidy veľmi zriedkavé. Doteraz je prakticky známy jediný výskyt clausthalitu (Pb-Se) v ložisku Novoveská Huta v Spišsko-gemerskom rudohorí (Rojkovič et al., 1993). Izomorfný obsah selénu hlavne v galenite (do 3 hmot. %), v argentite (do 5 hmot. %), polybázite (do 3,6 hmot. %) a pearceite (do 2,3 hmot. %) je známy z ložiska Kremnica (Maťo a Háber, 1990; Maťo, 1992), ako aj z oblasti Hnúšte v galenite (do 1 hmot. %), lillianite (?) a tetradymite (do 3,6 hmot. %) (Ragan, 1990; Maťo a Ragan, 1992).

Charakteristika výskytu

Naumannit sa zistil vo väčších zrnách chalkopyritu v karbonatických žilkách s chloritom na kontakte granodioritu a kremeňovo-dioritového porfýru. Asociuje tu spolu so zlatom (rýdzosť sa pohybuje od 720 do 740), wittichenitom, matilditom, Se a Ag-Bi galenitom, bornitom, Fe chloritom a hematitom. Selenid vytvára izometrické zrná, ale častejšie zrná nepravidelného tvaru s rozmerom 0,00X - 0,0X mm (maximálne do 0,07 mm). Najčastejšie sa nachádza v zrastoch s Se galenitom a wittichenitom, niekedy s matilditom, bornitom, príp. aj so zlatom (obr. 2a, b). Inokedy sa vyskytuje aj na kontakte chalkopyritu a wittichenitu (obr. 3a, b, c).

Mikroskopická charakteristika

V odrazenom svetle má naumannit sivú farbu. V zrastoch s galenitom, ktorý je biely, resp. s wittichenitom možno badať modravý odtienok minerálu. Vyznačuje sa mierne vysokou odraznosťou ($R_{460} \approx 38$ %). V porovnaní s asociujúcim wittichenitom má o niečo vyššiu odraznosť, avšak nižšiu ako galenit. Dvojodraz sme v skúmaných zrnách naumannitu nespozorovali. V skrížených nikoloch je slabo anizotropný, bez vnútorných reflexov.

Optické vlastnosti naumannitu boli kvantitatívne zhodnotené na mikrospektrofotometri Leitz-Orthoplan (objektív 50 x 0,85; veľkosť fotometrovaného poľa 10 x 10 μm, štandard SiC) s použitím kruhových monochromatických filtrov fy Zeiss (436, 479, 545, 589, 645 nm), resp. priebežného pásového monochromatického filtra v intervale 420 - 680 nm. Zmerané spektrálne krivky odraznosti niekoľkých väčších zŕn selenidu striebra dokumentuje obr. 4. Krivky odraznosti naumannitu majú vo všeobecnosti normálny typ disperzie vo viditeľnej časti spektra (odraznosť klesá so vzrastajúcou vlnovou dĺžkou svetla) s výraznejším maximom v jeho modrej oblasti (pozri obr. 4).

Získané spektrálne krivky odraznosti naumannitu z Banskej Štiavnice sa vyznačujú miernym maximom v modrej oblasti spektra (460 nm) a pozvoľným poklesom do červenej oblasti. Charakterom sú analogické krivkám odraznosti naumannitu z iných ložísk uvedených v literatúre (Picot a Johan, 1977; Čvileva et al., 1988; Criddle a Stanley, 1993) a odlišujú sa od krivky odraznosti aguilaritu, ktorá má v porovnaní s krivkou naumannitu menej výrazné maximum posunuté do zelenej oblasti spektra (pozri obr. 4). Menšie rozdiely v charaktere kriviek naumannitu z ložiska Banská Štiavnica okrem kvality vyleštěného povrchu meraných zrniečok pravdepodobne spôsobuje aj variabilita chemického zloženia minerálu, v ktorom sa zistil obsah síry, telúru a medi (pozri tab. 1), ovplyvňujúci aj optické vlastnosti naumannitu.

Chemické zloženie naumannitu

Chemické zloženie naumannitu sa stanovovalo na energodisperznom analyzátore LINK (pracovisko VVÚ ČSUP v Stráži pod Ralskem - operátor Sulovský a Scharmová), ako aj na rtg spektrálnom mikroanalyzátore JEOL SUPERPROBE 733 (pracovisko CLEM GÚDŠ v Bratislave - analytik Caňo) za nasledujúcich podmienok: urýchľovacie napätie 25 kV, prúd 2.10^{-8} A, analytické línie K_α (Cu, S, Se, Te) a L_α (Ag, Hg), použité štandardy: $CuFeS_2$, FeS_2, HgS, FeAsS a chemicky čisté Ag, Se a Te. Výsledky analýz sú v tab. 1.

Analýza niekoľkých zŕn minerálu preukázala nízku koncentráciu Cu, izomorfne zastupujúcej Ag (od 0,8 do 2,5 hmot. %), a S, izomorfne zastupujúcej Se (od 1,7 do 2,3 hmot. %, čo zodpovedá prítomnosti 15,1 - 25,0 % molekuly Ag_2S v naumannite). Pozoruhodné sú aj koncentrácie Te v naumannite (dosahujú 3,1 hmot. %, čo je až 8,3 % za-

TAB. 1

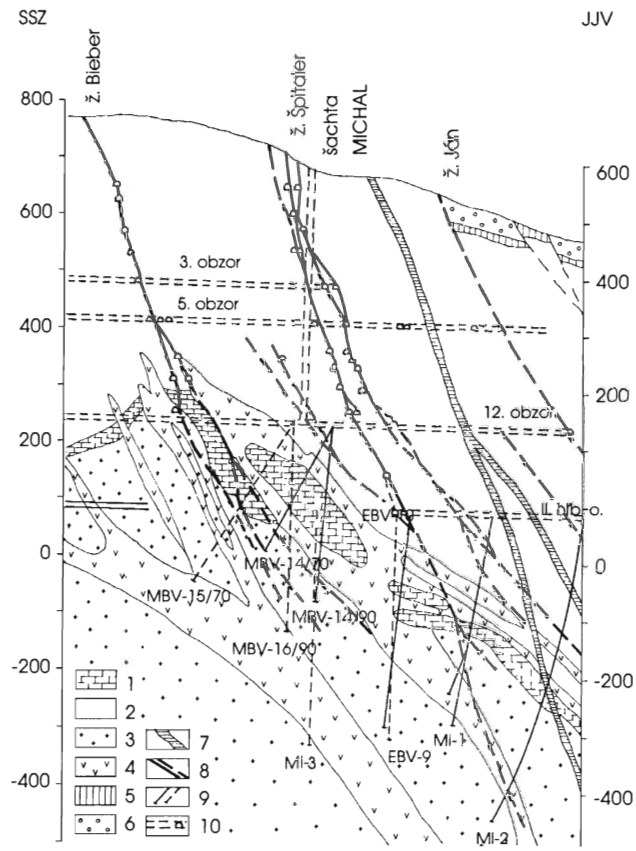
Chemické zloženie naumannitu z ložiska Banská Štiavnica (v hmot. %)
Chemical composition of naumannite from Banská Štiavnica deposit (in wt. %)

P. č.	Ag	Cu	S	Se	Te	Σ	Ag_2Se	Ag_2S	Ag_2Te
	(v hmot. %)						(mol. %)		
1*	75,33	1,02	2,23	18,86	2,82	101,15	72,3	21,3	6,4
2	77,13	0,85	2,25	14,83	3,08	98,14	66,7	25,0	8,3
3	73,28	2,53	2,15	21,91	0,81	100,68	79,1	19,1	1,8
4	72,93	1,99	1,72	22,06	2,41	101,11	79,8	15,1	5,1
5	72,84	0,76	2,14	20,11	2,85	98,70	74,0	19,0	7,0

Empirické vzorce - Empirical formulae:

1. $(Ag_{1,99}Cu_{0,05}Hg_{0,01})_{2,05}(Se_{0,68}S_{0,20}Te_{0,06})_{0,94}$
2. $(Ag_{2,12}Cu_{0,04})_{2,16}(Se_{0,56}S_{0,21}Te_{0,06})_{0,84}$
3. $(Ag_{1,90}Cu_{0,11})_{2,01}(Se_{0,78}S_{0,19}Te_{0,01})_{0,99}$
4. $(Ag_{1,91}Cu_{0,09})_{2,00}(Se_{0,79}S_{0,15}Te_{0,05})_{0,99}$
5. $(Ag_{1,97}Cu_{0,03})_{2,00}(Se_{0,74}S_{0,19}Te_{0,07})_{1,00}$

1 - JEOL (CLEM GÚDŠ Bratislava, analytik Caňo); 2-5 - LINK (VVÚ ČSUP Stráž pod Ralskem, analytik Sulovský a Scharmová); * - v analyzovanom zrne sa stanovilo aj 0,51 hmot. % Hg a 0,38 hmot. % As; - in the analysed grain was detected also 0,51 wt. % Hg and 0,38 wt. % As.



Obr. 1. Detail geologického rezu 6-6' štiavnicko-hodrušského rudného poľa s hĺbkovými vrtmi (upravené podľa Buriana, 1983). 1 - predvulkanické podložie vcelku, 2 - andezit, 3 - granodiorit, 4 - kremito-dioritový porfýr, 5, 6 - sedimenty intravulkanickej depresie, 7 - ryolit, 8 - rudné žily, 9 - prieskumné vrty, 10 - banské diela.

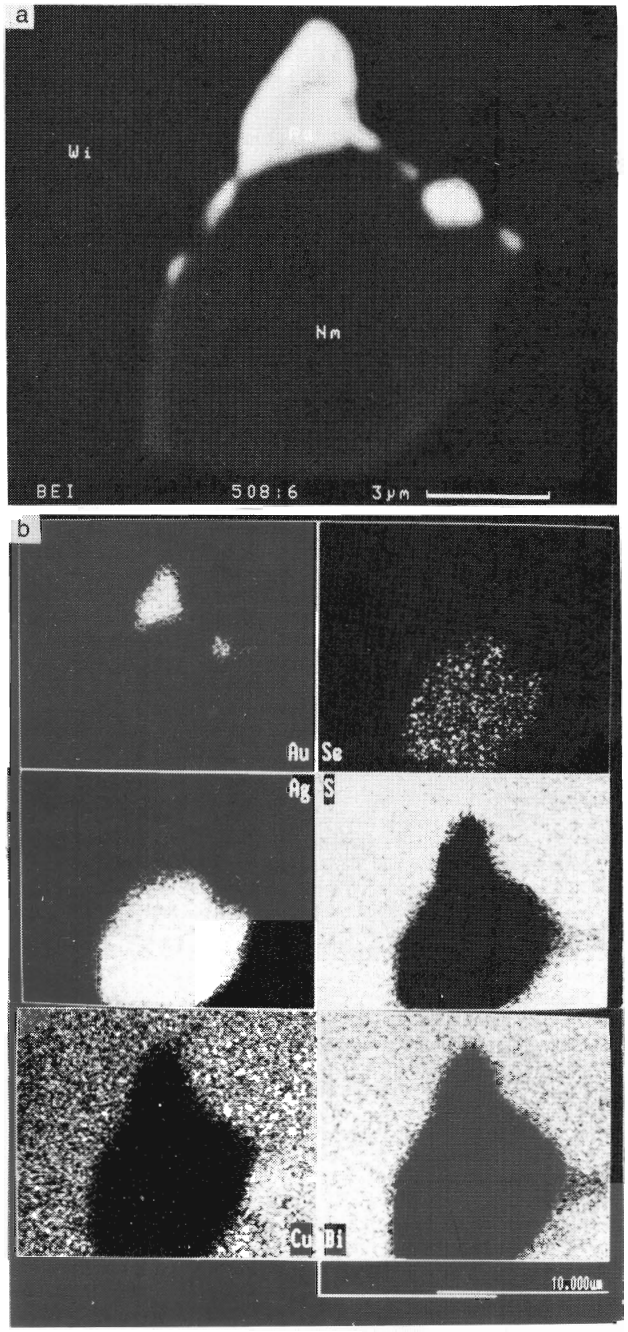
Fig. 1. Detail of the geological profile 6-6' Štiavnica-Hodruša orefield with realised deeper drillings (according by Burian, 1983). 1 - prevolcanic basement undivided, 2 - andesite, 3 - granodiorite, 4 - dacite, 5, 6 - sediments of intravolcanic depresion, 7 - rhyolite, 8 - ore veins, 9 - prospection drillings, 10 - mining works.

stúpenie hessitovej molekuly v minerále. Analogický naumannit je známy z rudy viacerých ložísk sveta, ako je napr. Silver City, Idaho (Petruk et al., 1974), objekty Severného Priochotia (Nekrasova, 1980) a Nižného Priamuria (Fatjanov a Sapin, 1988, resp. Sacharova a Bryzgalov, 1981).

Obsah selénu sa zisťoval aj v hlavných sulfidoch asociujúcich s naumannitom, ktoré sa zároveň overovali ako potenciálne koncentrátory Se v rude hlbších úrovní ložiska. Obsah Se v galenite sa pohyboval od 0,35 do 2,23 hmot. % a v matildite sa stanovilo 1,34 hmot. % Se. V ostatných minerálach (chalkopyrite, bornite) bola koncentrácia Se pod detekčným limitom obidvoch analytických metód.

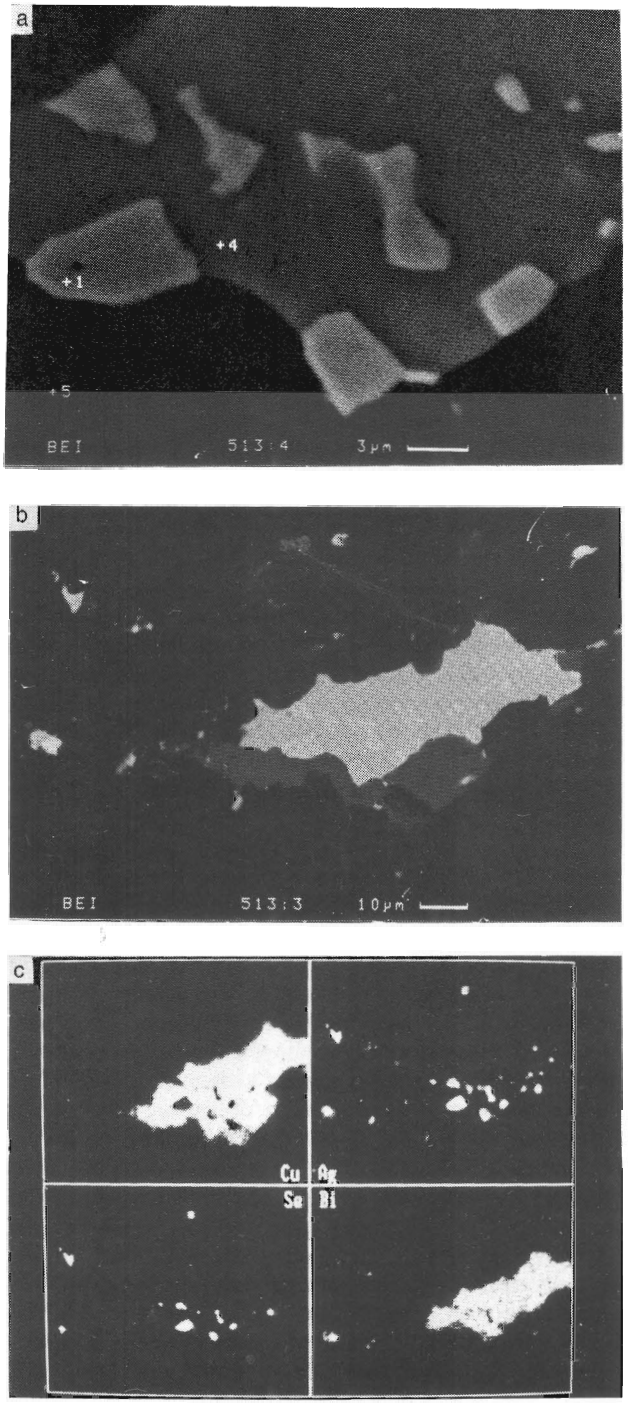
Diskusia

Detailné štúdium mineralizácie, vzájomných vzťahov minerálov, tvar zŕn a charakter ich prerastania svedčia o tom,



Obr. 2. a - Na kontakte izometrického zrna naumannitu (Nm) s wittichenitom (Wi) vylúčené zriečka zlata (Au). SEM-BEI; b - Distribúcia Au, Ag, Se, Bi, Cu a S v uvedených mineráloch. LINK.

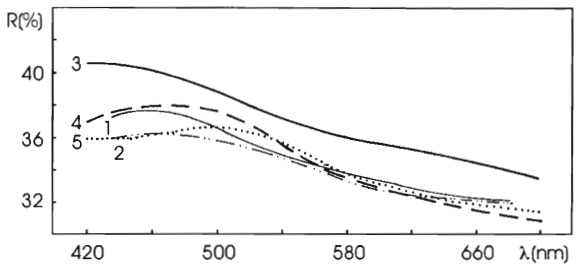
Fig. 2. a - Small grains of native gold (Au) on the naumannite (Nm) and wittichenite (Wi) contact, SEM BEI; b - Distribution of the Au, Ag, Se, Bi, Cu, S elements in the minerals. LINK.



Obr. 3. a - Nepravidelné zrnká naumannitu (1) uprostred wittichenitu (4) a na jeho kontakte s chalkopyritom (5) (detail obr. 3b.) v agregáte chloritu, SEM-BEI; c - Distribúcia prvkov Cu, Ag, Se, Bi v mineráloch, LINK.

Fig. 3. a - Small irregular grains of the naumannite (1) in the wittichenite (4) and on the wittichenite and chalcopyrite contact (5) (detail Fig. 3b) in the aggregate of chlorite, SEM-BEI; c - Distribution of the Cu, Ag, Se, Bi elements in the minerals, LINK.

že časť skúmanej asociácie minerálov, ktorú tvorí naumannit, Se a Ag-Bi galenit, matildit, wittichenit a bornit, mohla vzniknúť odmiešaním z vysokoteplotného tuhého roztoku polykomponentného zloženia obsahujúceho Cu, Bi, Pb, Ag, Bi, Se, S a ďalšie prvky pri postupnom poklese teploty. Na vyššiu počiatočnú teplotu formovania tejto asociácie minerálov poukazujú údaje o teplote získané aplikáciou chloritového geotermometra (Cathelineau, 1988), ktoré sa pohybujú od 353 do 376 °C, pričom chlorit patrí medzi najstaršie minerály asociácie. Pri ďalšom znížení teploty



Obr. 4. Spektrálne krivky odraznosti naumannitu z Banskej Štiavnice (1, 2), naumannitu z Tielkerode, Harz (3 - R_{max}, 4 - R_{min}; Picot a Johan, 1977) a aguilaritu z Čukotky (5 - Čvileva et al., 1988).
Fig. 4. Spectral curves of reflectance of naumannite from Banská Štiavnica (1, 2), naumannite from Tielkerode, Harz (3 - R_{max}, 4 - R_{min}; Picot and Johan, 1977) and aguilarite from Čukotka (5 - Čvileva et al., 1988).

vznikol wittichenit (s obsahom do 1,69 hmot. % Ag), galenit (s obsahom 0,91 hmot. % Ag, 0,38 hmot. % Cu a 2,49 hmot. % Bi) a matildit. Obr. 2 dokumentuje, že naumannit a zlato sú najmladšími minerálmi.

Experimentálne údaje o invariantných bodoch (Vaughan a Craigh, 1981; Barton a Skinner in Barnes, 1982) pri Ag-Se systéme poukazujú na to, že nízkoteplotná rombická (β) modifikácia naumannitu prechádza pri teplote 128, resp. 133 ± 1 °C na vysokoteplotnú kubickú (α) modifikáciu Ag_2Se s taveninou Se a pri zahriatí nad teplotu 616 °C dosahujú zloženie taveniny $Ag_{55,5}Se_{44,5}$ (s obsahom 55 at. % Ag) a nakoniec pri teplote 897 ± 3 °C prechádzajú do taveniny. Kubická modifikácia naumannitu v metastabilnom stave nie je možná pri teplote fázového prechodu, a preto je problematické odlíšenie nízkoteplotného naumannitu, ktorý vznikol transformáciou z vysokoteplotnej modifikácie, resp. sa primárne vylúčil z roztokov, ktorých teplota nepresiahla inverzný bod (128, resp. 133 ± 1 °C). Pravdepodobnosť vzniku časti naumannitu pri fázovom prechode Ag_2Se podporuje prítomnosť typomorfných prímesí v chemickom zložení minerálu, najmä síry, medi a telúru. Je známe, že izomorfná schopnosť väzby určitých prvkov v mineráloch klesá v súvislosti so znižovaním symetrie ich kryštálovej štruktúry (Conn a Taylor, 1960). Obohatenie naumannitu sírou zároveň umožňuje aj izoštruktúrnosť α-Ag_2Se a kubického Ag_2S (Conn a Taylor, l. c.). Za predpokladu, že pri odmiešaní, resp. rozpade vysokoteplotného tuhého roztoku prevláda tendencia po vzniku relatívne čistejších samostatných fáz minerálov obsahujúcich menšie množstvo prímesných prvkov, relatívne väčšie zrná naumannitu vznikli najskôr transformáciou z vysokoteplotnej kubickej modifikácie α-Ag_2Se a zrniečka mohli vzniknúť aj odmiešaním.

Poďakovanie. Za analýzy a dokumentáciu distribúcie prvkov ďakujem P. Sulovskému, M. Scharmovej a F. Caňovi. Práca vznikla v rámci grantu GÚ SAV 2/999 129. Za finančnú podporu ďakujem Grantovej agentúre pre vedu.

Literatúra

Barton, P. B. & Skinner, B. J. 1982: Ustojčivosť sulfidnych mineralov. *In: Geochimija gidrotermaľnych rudnych mestoroždenij. Izd. Mir, Moskva, 238 - 327.*

Cathelineau, M. 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner., 23, 471 - 485.*

Conn, Y. B. & Taylor, R. C. 1960: Thermoelectric and crystallographic properties of Ag_2Se. *J. Electrochem. Soc., 107, 977 - 982.*

Criddle, A. J. & Stanley, 1993: Quantitative data file for ore minerals. *London, 635.*

Čvileva, T. N., Bezsmertnaja, M. S. & Spiridonov, E. M. et al. 1988: Spravočnik - opredeliteľ rudnych mineralov v otražennom svete. *Moskva, Nedra, 504.*

Faťjanov, I. I. & Sapin, V. I. 1988: Selenovaja mineralizacija na odnom iz zoloto-serebrjanych mestoroždenij Nižnego Priamurja. *Geol. rud. Mestorožd. (Moskva), 6, 110 - 114.*

Jeleň, S. 1988: Mineraľnyje associacii i uslovija obrazovanija rud mestoroždenija Banská Štiavnica (na primere žily Terézia). *[Kand. dizert. práca.] Manuskript - archív GÚ SAV, Banská Bystrica, 247.*

Jeleň, S., Kalinaj, M. & Háber, M. 1993: Mineralogický výskum hlbokých častí žíl v Banskej Štiavnici. *Manuskript - archív GÚ SAV, Banská Bystrica, 95.*

Kovalenker, V. A., Jeleň, S. & Sandomirskaja, S. M. 1993: Minerals of Ag-Cu-Pb-Bi-S system of Au-Ag-polymetalic veins from the Banská Štiavnica-Hodruša orefield. *Geol. Carpath. (in press).*

Maťo, Ľ. 1992: Ag-Bi a Se-galenity v epitermálnych Au-Ag žilách v severnej časti kremnického rudného poľa. *Mineralia slov., 24, 285 - 292.*

Maťo, Ľ. & Ragan, M. 1992: Striebronosné galenity a Se- galenity v asociácii s Ag-minerálmi v oblasti Kremnice a Hnúšte. *In: Stříbrné minerální asociace v Československu. Donovaly, 109 - 115.*

Maťo, Ľ. & Háber, M. 1990: Nová minerálna asociácia v kremnickom rudnom poli. *Mineralia slov., 22, 383 - 384.*

Michalenko, J. 1965: Základný výpočet zásob Banská Štiavnica Pb, Zn, Cu (Au, Ag, S), stav k 1. 7. 1965. *Manuskript - archív Rudných baní Banská Štiavnica.*

Nekrasova, A. N. 1980: Raspredelenije selena i telura v rudach vulkanogennogo zoloto-serebrjanogo mestoroždenija. *Trudy CNIGRI, Moskva, 150, 51 - 56.*

Petruk, W., Owens, D. R., Stewart, J. M. & Murray, E. J. 1974: Observations on acanthite, aquilarite and naumannite. *Canad. Mineralogist, 12, 6, 365 - 369.*

Picot, P. & Johan, Z. 1977: Atlas des mineraux metalliques. *Ed. B.R.G.M., Paris, 406.*

Ragan, M. 1990: Mineralogická, geochemická a paragenetická charakteristika sulfidickej mineralizácie v oblasti Hnúšte (Veporikum). *[Kand. diz. práca.] Manuskript - archív GÚ SAV, Banská Bystrica, 200.*

Rojkovičová, Ľ. & Štohl, J. 1993: Mineralogická, zonálna a veková charakteristika Pb-Zn-Cu mineralizácie vo vrte B-1 (Horná Roveň, Štiavnické vrchy). *Mineralia slov., 25, 35 - 44.*

Rojkovič, I., Novotný, L. & Háber, M. 1993: Stratiform and vein U, Mo and Cu mineralization at Novoveská Huta area, CSFR. *Mineralium Depos., 28, 1, 58 - 65.*

Sacharova, M. S. & Bryzgalov, I. A. 1981: Mineralogija serebra kvarc-aduľar-rodonitovych vulkanogennych gidrotermaľnych žil. *Geol. rud. Mestorožd. (Moskva), 6, 36 - 48.*

Vaughan, D. J. & Craig, J. R. 1981: Chimija sulfidnych mineralov. *Izd. Mir (Moskva), 575.*

Naumannite - the first selenid in the ores in the Štiavnica-Hodruša Ore Field, Central Slovakia

In deeper parts of the Banská Štiavnica deposit was found naumannite, occurring in aggregates of chalcopyrite in the carbonate veinlets with chlorite. The naumannite occurs in assemblage of gold, wittichenite, matildite, galena and bornite (Fig. 2, 3). Se-rich galena (up to 3.2 wt. %) and Se-bearing sulphosalts of bismuth - aikinite, emplectite, hodrushite, wittichenite and matildite (up to 2.5 wt. %) indicated occurrence of the Se-bearing minerals in deeper parts of the orefield; substitution of selenium for sulphur was found. The grains of the naumannite with size from 0.00X to 0.0X mm was found. The mineral with grey colour is slightly anisotropic. Spectral reflectance curves of the visible range of light (R_{450} = 36.7 - 37.7 %, R_{550} = 34.4 - 34.6 %, R_{650} = 32.4 - 32.6 %) are analogous with naumannite lines from the literature (Fig. 4). Despite of the main elements (Tab. 1) was detected isomorphous contents of Cu (0.76 - 2.53 wt. %), S (1,72 - 2,25 wt. %) a Te (0.81 - 3.08 wt. %).

Mineralia slovaca, 26 (1994), 67 - 69

Allanit a Al-chromit z korundovo-flogopitových hornín z oblasti Jasenia-Kyslej (Nízke Tatry)

JÁN SPIŠIAK[1], PAVEL PITOŇÁK[1] a FRANTIŠEK CAŇO[2]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 10.11.1993, revidovaná verzia doručená 31.12.1993)

Allanite and aluminiumchromite from corundum-phlogopite rocks from the Jasenie area (Nízke Tatry Mts., Western Carpathians)

Corundum-phlogopite rocks have been found at the Jasenie-Kyslá locality in the Nízke Tatry Mts. In these rocks there are also present allanite and chromite as accessory minerals. Allanite appears to have zonal structure, high contents of LREE and a characteristically low slope between Nd and Gd. It is probable to have originated synchronically with phlogopite and corundum during allochemical metamorphism. Chromite represents a relic of the primary mineral association and it was partly modified during allochemical metamorphism (high Al content).

Key words: corundum-phlogopite rocks, allanite, aluminiumchromite, mineral composition, Nízke Tatry Mts., Western Carpathians

Úvod

V oblasti Jasenia-Kyslej sa našli korundovo-flogopitové horniny (Spišiak a Pitoňák, 1992). Vystupujú v komplexe tzv. páskovaných amfibolických hornín (Spišiak a Pitoňák, 1990) a tvoria v nich cca 30 - 40 cm mocnú polohu (šošovku). Páskované amfibolické horniny vystupujú v komplexe stromatitických a oftalmitických migmatitov (pásmo Špíglovej, podľa Bezáka a Klinca, 1980), v ktorom sa nachádzajú aj rôzne typy ruly, amfibolitov a skarnoidy (Pitoňák a Spišiak, 1992). Toto pásmo bolo doteraz aj základným prieskumným územím na zlato-scheelitové zrudnenie.

Korundovo-flogopitové horniny úzko asociujú s ultrabázickými horninami (polohy, budiny, pásiky). Blízkosť ultrabázických hornín (vysoká plasticita) spôsobuje časté rozbudinovanie korundovo-flogopitových hornín, čo sťažuje ich detailné priestorové sledovanie.

Analytické stanovenie

Vzorky sme analyzovali na elektrónovom mikroanalyzátore Jeol Superprobe 733 za nasledujúcich podmienok: 20 kV, $2,5 \cdot 10^{-8}$ A. Štandardy: Mg = MgO, Al = Al_2O_3, Ca, Si = $CaSiO_3$, Fe = Fe_2O_3, Ti = TiO_2, P = $Ca_5[PO_4]_3F$, La = LaB_6, Ce = CeO_2, Th = ThO_2, Gd = GD_2O_3, Y = YAG (Y-granát), Pr, Nd, Sm, Yb, Lu = syntetické sklá (NBS štandard). Chromity sa analyzovali za štandardných podmienok.

Petrografická charakteristika

Korundovo-flogopitové horniny majú nehomogénnu textúru tvorenú rovnomerne hypidiotou flogopitovou masou, v ktorej sú makroskopicky viditeľné veľké kryštály korundu (do 1,5 cm). Zastúpenie korundu v hornine je nepravidelné, ale lokálne dosahuje až 40 %. Štruktúra horniny je porfyroblastická s lepidoblastickou štruktúrou základnej hmoty. Modálne zloženie hornín je jednoduché. Hlavnú masu horniny tvorí flogopit (50 - 80 obj. %) a korund (20 - 40 obj. %). Z ďalších minerálov je zastúpená svetlá sľuda - produkt premeny korundu, dva typy amfibolu, plagioklas, epidot a chlorit, allanit, apatit, chrómspinel a zirkón (podrobnejšie pozri Spišiak a Pitoňák, 1992). Zmienku o takomto type hornín sme v literatúre nenašli. V tejto práci uvádzame výsledky štúdia allanitu a Al-chromitu.

Mineralógia

Allanit je typický minerál granitoidných hornín, pomerne často sa vyskytuje v skarnoch a pegmatitoch. Jeho chemické zloženie ovplyvňuje hlavne substitúcia Ca - REE a Al - Fe^{2+}. Tieto substitúcie sú úzko späté, pretože substitúcia Ca iónmi vyššej valentnosti (hlavne ióny REE) sa musí kompenzovať zámenou trojvalentných iónov za dvojvalentné v oktaédrických pozíciách. Ideálny vzorec allanitu možno napísať ako $A_2M_3Si_3O_{12}(OH)$. A-pozíciu obsadzuje Ca^{2+}, Sr^{2+}, Mn^{2+}, REE^{3+}, Y^{3+} a Th^{4+}, M-pozíciu Al^{3+}, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn^{3+}, Mn^{2+}, Mg^{2+}, Zn^{2+}, Ti^{4+} a Zr^{4+} (Deer et al., 1962; Dollase, 1971).

Allanit tvorí nepravidelné, čiastočne premenené a metamiktné zrná. Vystupuje hlavne vo flogopitoch, zriedkavejšie v amfiboloch. Okolo allanitov sa často tvoria charakteristické pleochroické dvorčeky. Mikroskopicky sú študované allanity homogénne, ale detailným štúdiom (odrazené elektróny a mikroanalýza) sme zistili nevýrazne zonálnu stavbu, resp. prítomnosť dvoch fáz. Zonálnosť sa prejavuje zvýšeným obsahom MgO, Fe_2O_3, La, Ce a Gd,

TAB. 1
Zloženie allanitov
Allanites composition

	1	2	3t	4s	A	B	C
MgO	2,61	2,65	2,59	3,37	0,45	1,09	1,06
Al_2O_3	20,80	20,60	21,50	20,29	23,06	23,53	24,84
CaO	12,72	12,95	13,08	12,06	17,49	17,19	17,04
SiO_2	34,01	33,71	33,76	33,42	35,80	35,68	35,77
$Fe_2O_3^x$	6,10	6,09	5,81	5,91	10,80	8,40	8,30
TiO_2	0,14	0,11	0,09	0,10	-	-	-
P_2O_5	-	0,01	-	-	-	-	-
La_2O_3	4,93	5,43	4,86	5,64	2,49	3,05	2,48
Ce_2O_3	10,59	10,85	10,08	11,60	5,20	6,10	5,60
ThO_2	1,26	1,45	1,32	1,54	0,49	0,61	0,32
Gd_2O_3	0,94	0,84	0,93	1,15	0,62	0,61	0,62
Y_2O_3	-	-	-	-	0,12	0,09	0,12
Pr_2O_3	1,27	1,11	0,98	1,28	-	-	-
Nd_2O_3	2,93	2,51	2,69	2,46	1,94	1,58	2,04
Sm_2O_3	0,08	0,16	0,36	0,09	-	-	-
Yb_2O_3	-	0,03	-	-	-	-	-
Lu_2O_3	-	0,09	0,02	0,05	-	-	-
Suma	98,38	98,59	98,07	98,96	98,46	97,93	98,19
Prepočet na 8 katiónov							
Mg^{2+}	0,35	0,36	0,35	0,46	0,06	0,14	0,13
Al^{3+}	2,21	2,20	2,28	2,17	2,30	2,36	2,46
Ca^{2+}	1,23	1,25	1,26	1,16	1,59	1,57	1,53
Si^{4+}	3,07	3,05	3,04	3,03	3,03	3,03	3,01
Fe^{3+}	0,41	0,41	0,39	0,40	0,69	0,54	0,53
Ti^{4+}	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-
P^{5+}	-	0,00	-	-	-	-	-
La^{3+}	0,16	0,18	0,16	0,19	0,08	0,10	0,08
Ce^{3+}	0,35	0,36	0,33	0,39	0,16	0,19	0,17
Th^{4+}	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01
Gd^{3+}	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Y^{3+}	-	-	-	-	0,01	0,00	0,01
Pr^{3+}	0,04	0,04	0,03	0,04	-	-	-
Nd^{3+}	0,09	0,08	0,09	0,08	0,06	0,05	0,06
Sm^{3+}	0,00	0,00	0,01	0,00	-	-	-
Yb^{3+}	-	0,00	-	-	-	-	-
Lu^{3+}	-	0,00	0,00	0,00	-	-	-
Suma	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00

$Fe_2O_3^x$ - celkové železo ako Fe_2O_3, t - tmavá fáza, s - svetlá fáza

resp. zníženým obsahom Al_2O_3 a CaO medzi jednotlivými fázami. Tieto variácie v obsahu plne potvrdzujú uvedené predpoklady o substitúcii Ca - REE a Al - Fe. Pre študované allanity je charakteristický vysoký obsah hlavne ľahkých REE (La, Ce; tab. 1). Obohatenie o ľahké REE je pozorovateľné aj na normalizovanom diagrame (obr. 1). Takýto chondriticky normalizovaný obraz REE s vysokým obohatením o LREE a s malým sklonom krivky medzi Nd a Gd je charakteristický pre magmatické, metamorfné, ale aj hydrotermálne allanity (Exley, 1980; Brooks et al., 1981; Harding et al., 1982; Gieré, 1986, atď.). V porovnaní s allanitmi, ktoré vznikli v podobnom prostredí (Gieré, 1986), sú študované allanity obohatené o REE (obr. 1) a MgO, resp. ochudobnené o CaO, Al_2O_3 a FeO (pozri tab. 1).

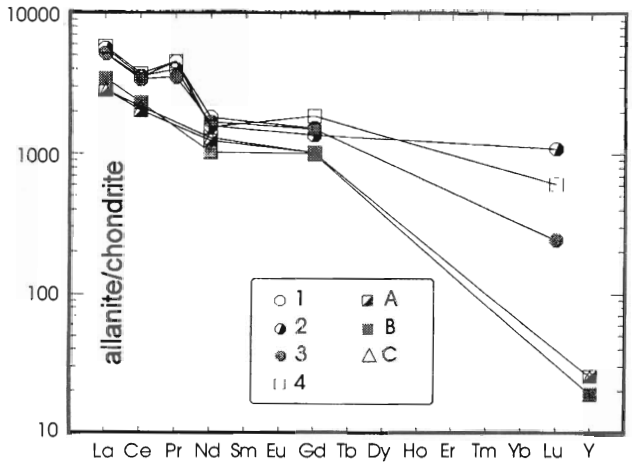
Podľa našich poznatkov allanit vznikol pravdepodobne súčasne s ostatnými horninotvornými minerálmi (flogopit, korund) v procese alochemickej metamorfózy.

Chrómspinel patrí medzi charakteristické minerály korundovo-flogopitových hornín, ale v horninách podobného minerálneho zloženia, resp. genézy má väčšinou odlišné zloženie. Ide hlavne o Al-spinely. Chrómspinel patrí medzi dôležité petrogenetické indikátory ultramafických hornín, pretože obsahuje viac katiónov, ktorých vzájomný pomer sa môže meniť v závislosti od fyzikálno-chemických podmienok ich vzniku (napr. Irvin, 1965, 1967). V oblasti Jasenia sa chromity nachádzajú v rôzne alterovaných ekvivalentoch ultrabázických hornín (ich minerálne zloženie sa mení v závislosti od stupňa alterácie od serpentínovo-mastencovo-chloritových hornín cez tremolitovo-aktinolitovo-antofylitické po fuschsitovo-chloritovo-kremité variety) a korundovo-flogopitových hornín (Spišiak a Pitoňák, 1993). Ich zloženie je v základných katiónoch (najmä Cr a Fe) podobné. Podľa klasifikácie Stevensa 1944 (Fig. 2) zodpovedajú chromity z oblasti Jasenia Al-chromitom. Odlišné zloženie primárnych hornín, resp. následné metamorfno-alteračné procesy podmienili aj odlišnosti v zložení chromitov. Pre všetky analyzované chrómspinely je charakteristický vysoký obsah Cr a nízky Ti. Obsah ostatných prvkov (Al, Mn, Mg, Fe, Zn) sa mení v závislosti od typu hornín. Pre chromity zo serpentínovo-mastencovo-chloritových variet ultramafitov je charakteristický zvýšený obsah Al a Mg, resp. znížený Mn a Zn oproti chromitom z antofylitovo-tremolitických variet (Spišiak a Pitoňák, l. c.). Chromity z korundovo-flogopitových hornín majú najvyšší obsah Al pri relatívne zníženom obsahu Cr (tab. 2). Prítomnosť tohto typu chromitu v korundovo-flogopitových horninách spolu s inými

TAB. 2
Zloženie Al-chromitov
Al-chromites composition

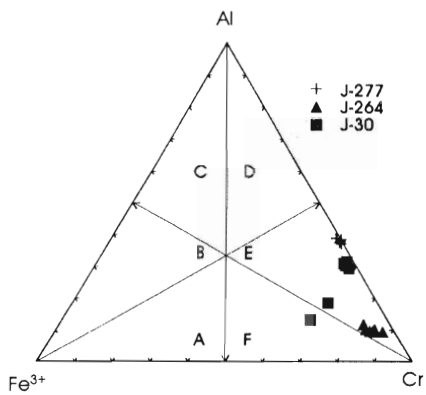
Vzorka J-277					
Č. anal.	1	2	3	4	5
TiO_2	0,11	0,22	0,14	0,17	0,12
Al_2O_3	19,40	18,62	19,05	19,31	19,82
Cr_2O_3	46,01	46,65	46,32	46,32	46,41
Fe_2O_3	-	-	0,31	0,05	-
FeO	30,93	31,21	30,31	30,20	29,54
MnO	0,16	0,24	0,05	-	-
MgO	2,50	2,04	3,00	3,16	3,19
ZnO	-	-	-	-	-
Suma	99,11	98,98	99,18	99,20	99,08
Prepočet na 3 katióny					
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al	0,77	0,75	0,75	0,76	0,78
Cr	1,23	1,25	1,23	1,23	1,23
Fe^{3+}	-	-	0,01	0,00	-
Fe^{2+}	0,87	0,89	0,85	0,85	0,83
Mn	0,00	0,01	0,00	-	-
Mg	0,13	0,10	0,15	0,16	0,16
Zn	-	-	-	-	-
Kationy	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
O	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01

Prepočet na Fe^{2+} a Fe^{3+} na základe celkovej stechiometrie pomocou programu MINFILE a KCHVZ



Obr. 1. Normalizované zloženie allanitov z korundovo-flogopitových hornín z oblasti Jasenia. Normalizované na chondritový štandard podľa Taylora a McLennana (1985). Čísla analýz v obr. zodpovedajú číslam v tab. 1.

Fig. 1. Chondrite-normalized REE patterns of allanite from corundum-phlogopite rocks from Jasenie area. The chondritic values are taken from Taylor and McLennan (1985). The numbers correspond to the numbres of analyses in Table 1.



Obr. 2. Ternárny diagram Fe^{3+}-Al-Cr chromitov rozličných typov ultramafitov z oblasti Nízkych Tatier. J-30 - chromity zo serpentínovo-mastencovo-chloritových hornín, J-264 - chromity z antofylitovo-tremolitických hornín, J-277 - chromity z korundovo-flogopitových hornín. Analýzy vzoriek J-30 a J-264 sú v práci Spišiak a Pitoňák (v tlači). Vyčlenené polia (podľa Stevensa, 1944): A - chrómmagnetit, B - alumomagnetit, C - ferispinel, D - chrómspinel, E - alumochromit, F - ferichromit.

Fig. 2. Plot of Fe^{3+}-Al-Cr of chromites from various types of ultramafites from the Nízke Tatry Mts. J-30 - chromites from serpentine-talc-chlorite rocks, J-264 - chromites from antophyllite-tremolite rocks, J-277 - chromites from corundum-phlogopite rocks. The analyses of samples J-30 and J-264 are present in Spišiak and Pitoňák (in press). Fields according to Stevens (1944). A - chromium-magnetite, B - aluminium-magnetite, C - ferrispinel, D - chromium-spinel, E - aluminium-chromite, F - ferrichromite.

znakmi poukazuje na úzku väzbu týchto hornín s ultrabázickými horninami, s ktorými aj priestorovo asociujú.

Záver

Z oblasti Jasenia sa v tzv. páskovaných amfibolických horninách v úzkej priestorovej väzbe s rozlične alterovanými ultrabazitmi opísali korundovo-flogopitové horniny. Podľa súčasných poznatkov predpokladáme, že korundovo-flogopitové horniny predstavujú metasomatit špecifického zloženia, ktorý vznikol ako výsledok reakcie ultrabázických hornín s okolitými páskovanými amfibolickými horninami. Z korundovo-flogopitových hornín bol opísaný aj allanit a chromit. Allanit má nevýrazne zonálnu stavbu a je preň charakteristický vysoký obsah ľahkých REE (La, Ce). Chromspinel zložením zodpovedá Al-chromitu a z podobných hornín nebol takýto typ chromitu opísaný.

Poďakovanie. Ďakujeme prof. F. P. Sassimu a C. Mazzolimu (Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Universita di Padova, Taliansko) za poskytnutie meracieho času na mikroanalyzátore. Práca vznikla v rámci grantu 2/1082/94 (SAV).

Literatúra

Bezák, V. & Klinec, A. 1980: The new interpretation of tectonic development of the Nízke Tatry Mts. - West part. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, 569 - 575.*

Brooks, C. K., Henderson, P. & Ronsbo, J. G. 1981: Rare-earth partition between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, Northern Ireland. *Mineral. Mag., 44, 157 - 160.*

Deer, W. A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1962: Rock-forming minerals. Vol. 1. *Longmans (London), Wiley (New York), 211 - 220.*

Dollase, W. M. 1971: Refinement of the crystal structure of epidote, allanite and hancockite. *Amer. Mineral., 56, 447 - 464.*

Exley, R. A. 1980: Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implication for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. *Earth. Planet. Sci. Lett., 48, 97 - 110.*

Gieré, R. 1986: Zirconolite, allanite and hoegbomite in a marble skarn from the Bergell contact aureole: implication for mobility of Ti, Zr and REE. *Contr. Mineral. Petrology, 93, 459 - 470.*

Harding, R. R., Merriman, R. J. & Nancarrow, P. H. A. 1982: A note of the occurrence of chevkinite, allanite, and zirkelite on St. Kilda, Scotland. *Mineral. Mag., 46, 445 - 448.*

Irvin, T. N. 1965: Chromium spinel as a petrogenetic indicator. Part 1, Theory. *Canad. J. Earth Sci., 2, 648 - 671.*

Irvin, T. N. 1965: Chromium spinel as a petrogenetic indicator. Part 2, Petrologic applications. *Earth Sci., 4, 71 - 103.*

Pitoňák, P. & Spišiak, J. 1992: Skarnoidy v oblasti Jasenia-Kyslá (Nízke Tatry). *Mineralia slov., 24, 279 - 283.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1990: Nízke Tatry Mts. crystalline complex - new facts and interpretation (Western Carpathians, Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 377 - 392.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1992: Korundovo-flogopitové horniny z kryštalinika Nízkych Tatier. *Mineralia slov., 24, 393 - 398.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1993: Chromites from ultrabasites, Nízke Tatry Mts., Western Carpathians. *Geol. Carpath., 44, 4, 265.*

Stevens, R. E. 1944: Composition of some chromite of the western hemisphere. *Amer. Mineral., 29, 1 - 34.*

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985: The Continental Crust: Its composition and evolution. *Blackwell, Oxford, 312.*

Mineralia slovaca, 26 (1994), 70 - 74

Diaspority a korundity z Naxosu (Kyklady, Grécko)

DUŠAN HOVORKA a ŠTEFAN MÉRES

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 27.12.1993)

Diasporites and emeries from Naxos (Cyclades, Greece)

Information on geological occurrences as well as mineral composition of metamorphosed allites in various degrees of metamorphic recrystallization is given. As main information sources the paper by Jensen (1977) and author´s personal opinions are used.

Key words: Naxos, diasporites, emeries

V petrografických kompendiách či učebniciach našich autorov sa metamorfovaným alitom (bauxitom) venuje iba malá alebo dokonca nijaká pozornosť. Kompletná dobová informácia o horninách bohatých na korund (smirkoch) je v kompendiu Hejtmana (1962), ale to sa už z našich knižníc vytratilo či vytráca.

Pretože ide o horniny neopakovateľného zloženia a zároveň jednotného geologického vystupovania, ďalej charakterizujeme ich úložné pomery, minerálne zloženie a metamorfný vývoj podľa jednej z klasických oblastí výskytu týchto hornín, a to na ostrove Naxos v súostroví Kyklady v Egejskom mori.

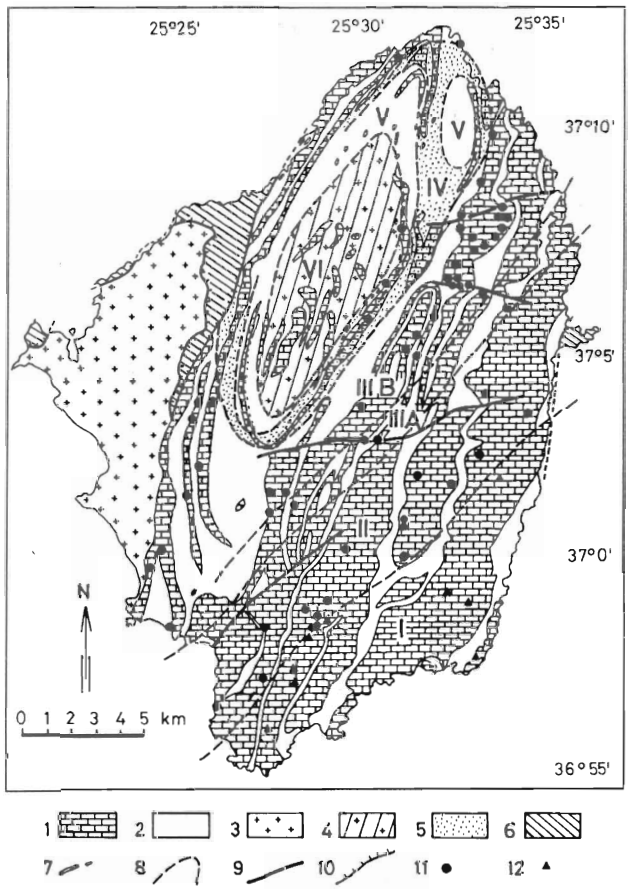
Naxos je súčasťou aticko-kykladského bloku. Ten má približne 230 x 190 km a jeho väčšia časť je pod hladinou Egejského mora (obr. 1). Aticko-kykladský blok (masív susedí s pelagónskym masívom na S, s mendereským masívom (Turecko) na V. Tieto masívy tvoria „strednú Egejskú kryštalickú zónu" (Dürr et al., 1978a), ktorá je v prechodnom postavení medzi vnútornými kryštalickými komplexmi (srbsko-macedónsky a rodopský masív) a externými príkrovmi metamorfitov na Peloponéze a na Kréte (Okrusch a Bröcker, 1990).

Naxos je najväčší ostrov Kyklád. Má 33 x 24 km. Je známy nielen medzi geológmi výskytmi metamorfovaných bauxitov/alitov (diasporitov a korunditov), ale popularite sa teší najmä relikty kykladskej civilizácie z 5. - 3. tisícročia pred n. l. Jej vysokú úroveň dokumentuje aj čulý styk s okolitými ostrovmi a pevninou. Svedčia o tom mnohé náleziská obsidiánovej industrie (importovanej najmä z ostrova Milos), ale aj korunditových artefaktov práve z Naxosu nájdených na ďalších ostrovoch Kyklád. Na začiatku novodobých dejín sa Naxos stal známym výskytmi hrubokryštalického mliečnobieleho kryštalického vápenca (mramoru), ktorého ťažba sa v poslednom čase opätovne rozbieha.

Horský reliéf ostrova odráža jeho geologickú stavbu. V západnej časti je na granitovom masíve vyvinutý pahorkatinový reliéf, strednú horskú časť tvorí migmatitovo-nulovo-anatektitový dóm, pričom horskú skupinu Zas (Zeus, 1003 m n. m.) na J od dómu tvorí mohutný komplex metakarbonátov. Podľa poslednej koncepčnej práce o geológii ostrova (Jansen, 1977) sa na jeho stavbe zúčastňujú prevažne sedimentárne sekvencie metamorfované v rozlič-



Obr. 1. Prehľadná geologická mapa aticko-kykladského masívu (Jensen, 1977, upravené). 1 - granity a granodiority, 2 - vulkanické horniny, 3 - metamorfity fácie zelených bridlíc, 4 - metamorfity glaukofánovej fácie, 5 - metamorfity amfibolitovej fácie, 6 - migmatity.
Fig. 1. Sketch map of the crystalline rocks in the Atic-Cycladic Massif (Jensen, 1977, adapted). 1 - granites and granodiorites, 2 - volcanic rocks, 3 - greenschist facies metamorphites, 4 - blueschist facies metamorphites, 5 - amphibolite facies metamorphites, 6 - migmatites.



Obr. 2. Prehľadná geologická mapa Naxosu (Jensen, 1977). 1 - prevažne kryštalické vápence a dolomity, 2 - prevažne ruly a amfibolity, 3 - granity a granodiority, 4 - migmatity, 5 - zóna koexistujúcich A-silikátov, 6 - nediferencované horniny, 7 - telesá ultrabázických hornín, 8 - izogrády (pozri obr. 3), 9 - zlomy, 10 - tektonické kontakty, 11 - korundity, 12 - diaspority.

Fig. 2. Geological map of Naxos (Jensen, 1977). 1 - prevailing crystalline limestones and dolomites, 2 - prevailing schists, gneisses and amphibolites, 3 - granites and granodiorites, 4 - migmatites, 5 - zones of coexisting Al-silicates, 6 - undifferentiated rocks, 7 - ultrabasic bodies, 8 - isograds (see Fig. 3), 9 - faults, 10 - tectonic contacts, 11 - emeries, 12 - diasporites.

ných PT podmienkach. Plošne sú najrozšírenejšie metakarbonáty, ktoré tvorí najmä kryštalický vápenec (mramor) mliečnobielej, svetlosivej a bielosivopáskovanej stavby. Menej častý je kryštalický dolomát žltkastého odtieňa. Druhým podstatne zastúpeným litotypom sú metapelity s ojedinelými vložkami metabazitov a s telesami metaultrabazitov. V rulovo-migmatitovom dóme vystupujú rôzne typy ruly, migmatitu až anatektického granitu. Do metamorfovaného komplexu v západnej časti ostrova (obr. 2) intrudoval granitový masív.

Jensen (1977) opisovaný metamorfný komplex rozčlenil podľa typu a intenzity metamorfnej rekryštalizácie do niekoľkých izofaciálnych zón, pričom ako kritérium použil vznik metamorfných novotvarov (diaspor, glaukofán, chloritoid, biotit, korund, kyanit, sillimanit). Stupeň metamorfnej rekryštalizácie stúpa od JV na SZ, t. j. smerom na rulovo-migmatitový dóm (na zónu anatexie, pozn. autorov). So zvyšovaním sa rekryštalizačnej premeny v karbonátoch narastá zrnitosť. Pritom v jednej izofaciálnej zóne je kryštalický vápenec (rozličného sfarbenia a textúry) všeobecne zrnitejší ako príslušný izofaciálny kryštalický dolomit.

Vek metasedimentov ani ich metamorfnej rekryštalizácie nie sú jednoznačne vyriešené. Podľa celohorninových Rb/Sr údajov (Jansen, 1977) ide pravdepodobne o paleozoické sekvencie metamorfované pred viac ako 100 mil. rokmi. Uvedený granitový masív takéhoto veku intrudoval a kontaktnometasomaticky ovplyvnil (vznik skarnu) už metamorfovanú sedimentárno-vulkanickú formáciu atickokykladského bloku/masívu ostrova Naxos.

Metamorfované horniny s vysokým obsahom Al_2O_3 vystupujú okrem zóny anatexie prakticky vo všetkých vyčlenených metamorfných zónach. Pritom doteraz nie je vyriešené, či výskyty predstavujú jeden vedúci, izoklinálne zvrásnený horizont metakarbonátov, alebo ide o niekoľko nad sebou vystupujúcich polôh metakarbonátov s pôvodnými bauxitmi. Pri aplikovaní či dokázaní poslednej alternatívy by neprítomnosť bauxitu v metakarbonátoch rulovo-migmatitového dómu odrážala pôvodné chýbanie bauxitu v tomto (najspodnejšom ?) komplexe metamorfitov.

Pri akceptovaní najpravdepodobnejšej predstavy o opakovanom vývoji bauxitických sedimentov v čase je zrejmé, že v sedimentárnej histórii celej sekvencie treba počítať s opakovaným vynáraním sa bázy sedimentácie za vzniku bauxitov. Výrazné zmeny predmetamorfnej litológie sedimentov v smernom pokračovaní indikujú plytkovodnú až kontinentálnu sedimentáciu celej sekvencie.

Podľa pôvodnej predstavy Papavasilioua (1913) diaspority a korundity Naxosu predstavovali produkt pneumatolytickej činnosti. V prospech teraz prijímanej predstavy o tom, že tieto horniny s extrémne vysokým obsahom Al_2O_3 sú metamorfovaným bauxitom, svedčia nasledujúce zistenia:

- Inkriminované horniny sa vyskytujú vždy ako šošovky, nepravidelné telesá a hniezda v metakarbonátoch kalcitového, ako aj dolomitového zloženia, a to bez ohľadu na intenzitu ich metamorfnej rekryštalizácie.

- V diasporitoch sú prítomné pisolitické štruktúry, ktoré predstavujú palimpsestové štruktúry ich sedimentogénneho vývoja.

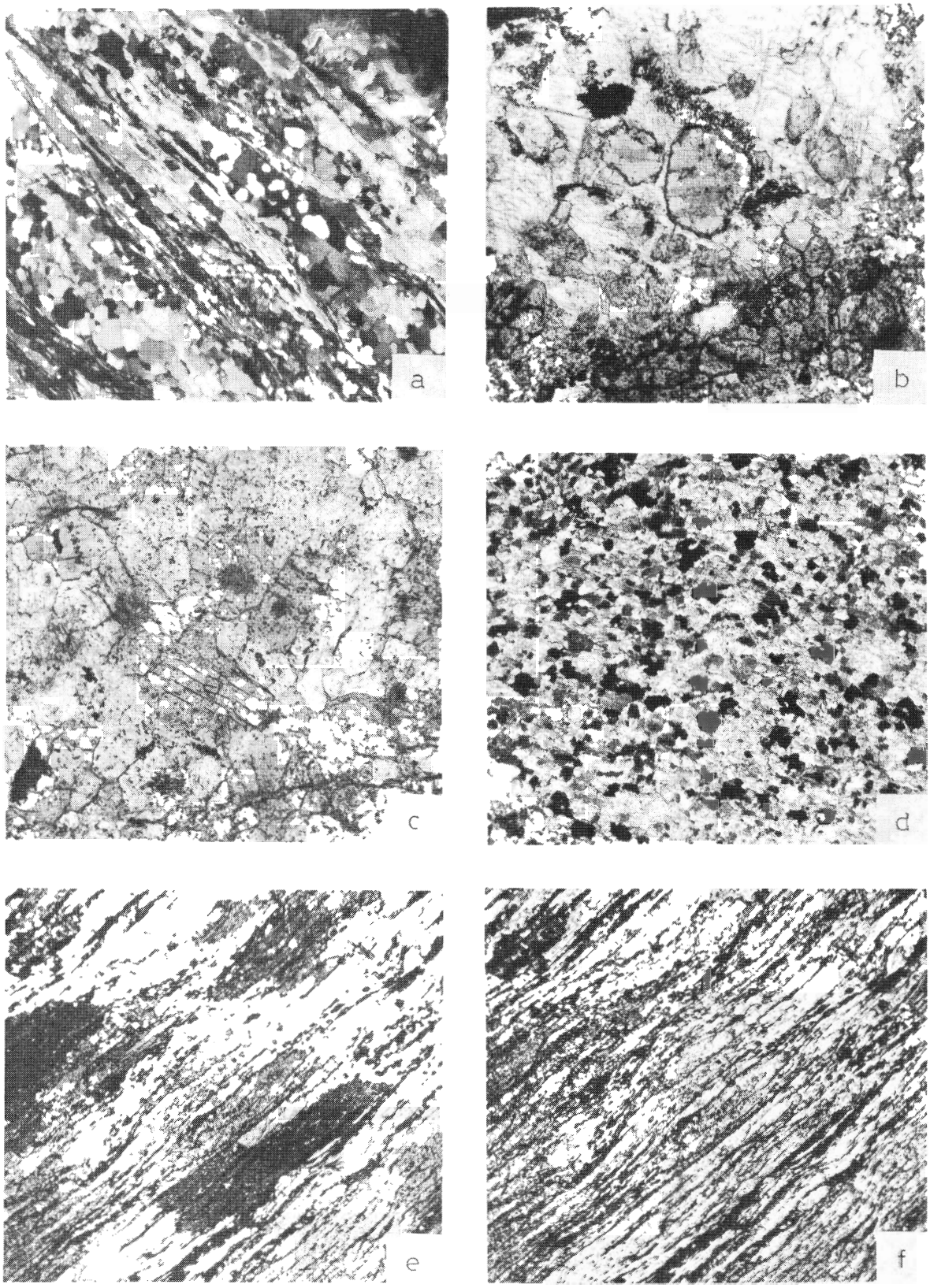
- Diaspority a korundity okrem diasporu a korundu obsahujú aj Al-silikáty, ktorých metamorfný pôvod je jednoznačný (paragonit, margarit, chloritoid, kyanit a i.).

- Hranice hniezd a telies diasporitov a korunditov s okolitými karbonátmi sú ostré, a to bez ohľadu na veľkosť ich výskytov.

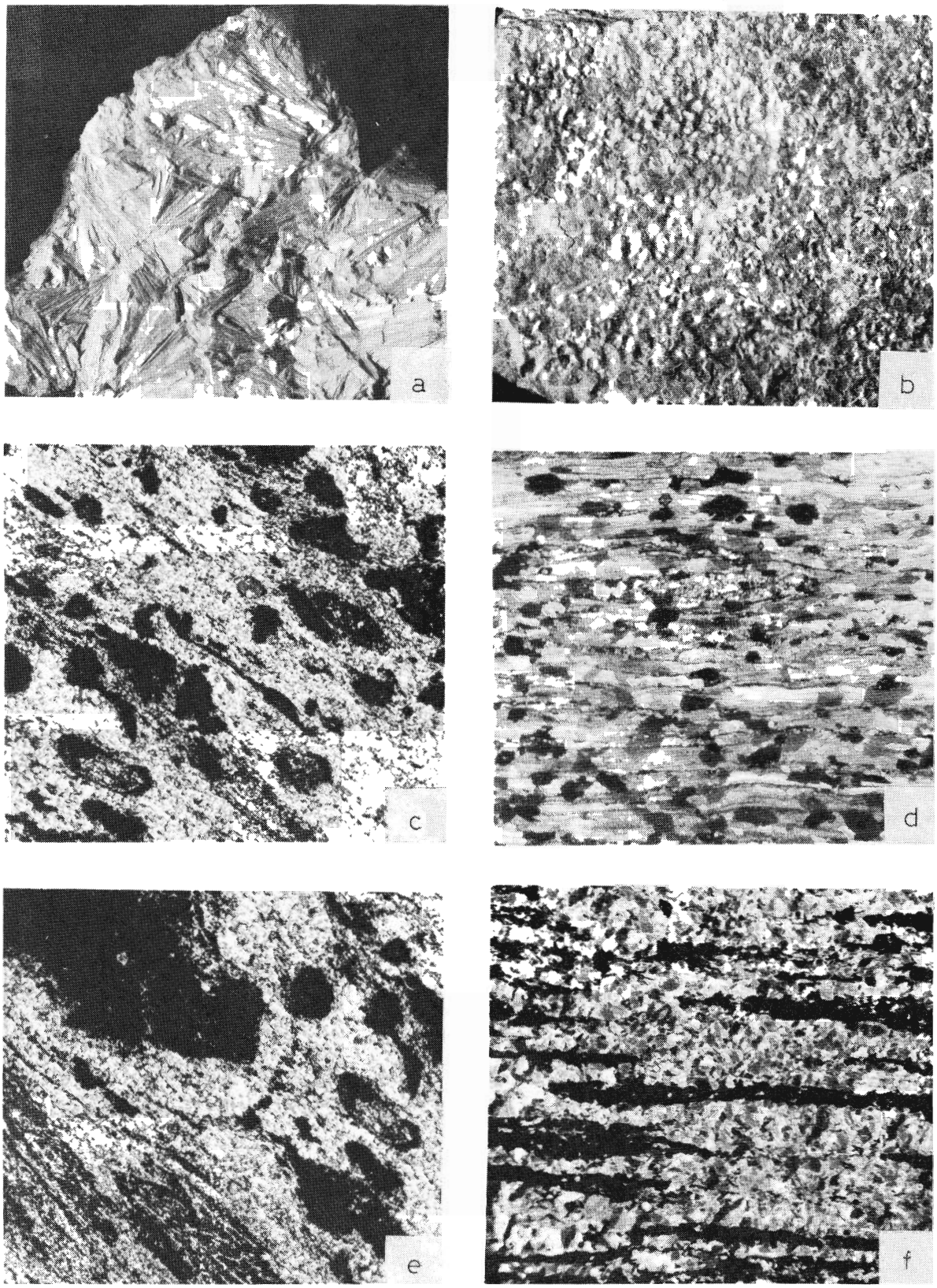
- Minerálne zloženie hornín je podmienkami vzniku v plnom súlade so zložením okolitých metamorfitov, t. j. diaspor + hematit v metamorfitoch chloritovej zóny a korund + magnetit v metamorfitoch biotitovej, kyanitovej a sillimanitovej zóny.

Podľa najnovšej práce Yalcina et al. (1993) mala metamorfóza bauxitu za vzniku diasporu a korundu v podstate izochemický priebeh, okrem dvoch výnimiek, ktorými sú:

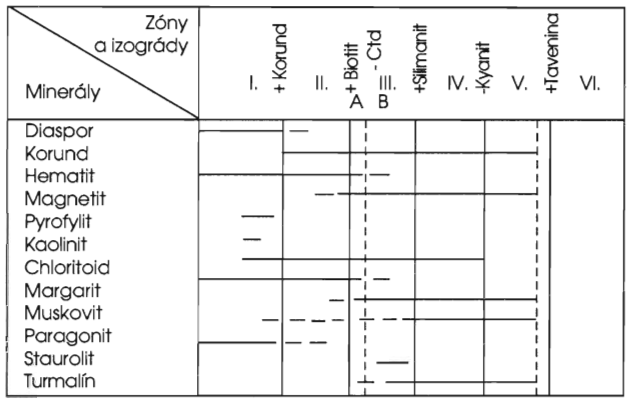
a) Celkový oxidačný stupeň Fe je v korunditoch nižší ako v diasporitoch (100 $Fe_2O_3/FeO + Fe_2O_3$). V diasporitoch má hodnotu 90,0 a v korunditoch 66,9.



Tab. I. a - Metasediment (karbonát + fengit + kremeň) s lepidogranoblastickou štruktúrou. Zv. 35x, X pol; b - Zhluk porfyroblastov korundu v glaukofanizovanom metasedimente. Zv. 65x, X pol; c - Kumuloblasty Cpx v metasedimente. Zv. 65x, X pol; d - Korundit (svetlá sľuda + magnetit + korund). Zv. 7x, X pol; e - Anchimonominerálny metapyroxenit s planparalelnou pigmentáciou magnetitom. Zv. 22x, X pol; f - ako v predchádzajúcom prípade. Zv. 22x, // pol.



Tab. II. a - Hniezdo kyanitu v korunditoch. Zv. 2x; b - Lomná plocha metaferolitu s oolitickou štruktúrou. Prirodzená veľkosť; c - Korundovo-fengitovo-magnetitová metamorfovaná hornina. Zv. 35x, X pol; d - Fengitovo-magnetitovo-klinopyroxénová metamorfovaná hornina. Zv. 3,5x, X pol; e - Magnetitovo-fengitická metamorfovaná hornina s reliktmi oolitickej štruktúry, Zv. 3,5x, X pol; f - Páskovaná textúra fengitovo-korundovo-magnetitovej metamorfovanej horniny, Zv. 4x, X pol. Všetky vzorky hornín vyobrazené na tab. I a II sú z ostrova Naxos.



Obr. 3. Schéma výskytu minerálov v metabauxitoch Naxosu (Jensen, 1977). Zóny I - VI zodpovedajú zónam vyznačeným na obr. 2.
Fig. 3. Range of occurrences of rock minerals in metabauxites - Naxos (Jensen, 1977). Zones of I - VI are identical with those on the Fig. 2.

b) Obsah vody je nižší v metabauxitoch vyšších metamorfných stupňov (korundity) v porovnaní s metabauxitmi nižších metamorfných stupňov (4,41 : 9,96 %), pričom aj obsah 4,41 % v korunditoch je už výsledkom zvýšenia obsahu vody čiastočnou retrogresnou premenou korundu na diaspor.

Vysoký obsah Zn v diasporitoch a korunditoch je primárnou podmienkou vzniku gahnitu, resp. bögbomitu. Pohybuje sa nad hodnotou 400 ppm (Yalcin et al., 1993). Podľa termodynamických kalkulácií (Burton, 1991) na vznik korundu z protolitu vhodného chemického zloženia je potrebná teplota okolo 500 °C a tlak 5 - 6 Kbar (Yalcin et al., 1993).

Charakteristické minerálne zloženie metabauxitov v metamorfných zónach uvádza obr. 3. Vyplýva z neho, že vedúcim rudným minerálom metabauxitov v diasporovej zóne je hematit, ktorý sa so zvyšovaním stupňa (intenzity) metamorfnej rekryštalizácie nahrádza magnetitom. Tejto zmene minerálneho zloženia zodpovedá aj sfarbenie metabauxitov, a to od zelenkavohnedej cez tmavohnedú až sivohnedú po sivočiernu až čiernu.

Textúra sledovaných hornín je variabilná: sú vyvinuté homogénne masívne horninové typy s drobnozrnným vývojom, ale aj škvrnité, páskované až brekciovité typy (tab. 2). Pre všetky metabauxity je charakteristická vysoká merná hmotnosť, húževnatosť a neobyčajná tvrdosť. Podľa mnohých zverejnených analýz diasporitov a korunditov možno uviesť ich nasledujúce „priemerné" zloženie 1 % SiO_2, 2,5 % TiO_2, 72 - 76 % Al_2O_3, 12 % Fe_2O_3 a 7 % FeO.

Záverom treba uviesť, že aj napriek novovybudovaným komunikáciám z výskytov v doline na V od Koronas do prístavu Moutsuma sa početné menšie štôlne v danej oblasti (ale aj mnohé povrchovo ťažené menšie šošovkovité a nepravidelné telesá prakticky na celom ostrove) v súčasnosti neexploatujú. Pripravená surovina sa deponuje na rozsiahlych haldách v uvedenom prístave, resp. vo forme pravidelných „hroblí" je naukladaná ako kusová ruda priamo na výskytoch. Je to dôsledok situácie, keď sa aj ťažba prírodnej korundovej suroviny riadi neúprosnými zákonmi trhových vzťahov.

Literatúra

Burton, B. P. 1991: The interplay between chemical and magnetic ordering. *In: Lindsley, D. H. (Ed.): Oxide minerals: petrology and magnetic significance. Rev. Min., 25, 303 - 321.*

Dürr, St., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. & Seidel, E. 1978: The Median Aegean Crystalline Belt: Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. *In: Closs, H., Roedes, D. H. and Schmidt, K. (Eds.): Alps, Appenines, Hellenides, Scweizerbart, Stuttgart, 455 - 477.*

Hejtman, B. 1962: Petrografie metamorfovaných hornin. *Nakl. ČSAV, Praha, 534.*

Jansen, J. B. H. 1977: The geology of Naxos. *Geol. Geophys. Res., XIX, 1, Athens, 100.*

Okrusch, M. & Bröcker, M. 1990: Eclogites associated with highgrade blueschists in Cyclades archipelago, Greece: A review. *Eur. J. Mineral., 1990, 2, 451 - 478.*

Papavasiliou, S. 1913: Die Schmirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Iraklia und Sikinos. *Z. Dtsch. geol. Gesell., 65, 1 - 123.*

Yalcin, U., Schreyer, W. & Medenbach, O. 1993: Zn-rich högbomite formed from gahnite in the metabauxites of the Menderes Massif, SW Turkey. *Contr. Mineral. Petrology, 113, 3, 314 - 323.*

Diasporites and emeries from Naxos (Cyclades, Greece)

Island Naxos is situated within the Attic-Cycladic Massif (Fig. 1) in Eagean Sea. Together with several other Cycladic islands and Menderes Massif in Turkey is world-known for its emery and diasporite occurrences. Based on their geological position within different zones of metamorphic recrystallization their mineral composition is variable (Figs. 2, 3). They are not present in the zone of anatexy (zone VI, Figs. 2, 3).

Diasporites and emeries occur as nests, lenses and irregul ar bodies within marbles of calcitic and dolomitic composition.

Metamorphic rocks of Naxos are mostly of sedimentary origin being most probably of the Hercynian age. Pronounced Alpine metamorphic recrystallization (approx. 100 My) with latest event (approx. 10 My) is accompanied by intensive Alpine nappe structure, which is dominant Alpine geological phenomenon.

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia slovaca, roč.26, č. 1

Obsah

Geologické vedy v scientimetrickom hodnotení 1
Zatvoria sa morské cintoríny pre rádioaktívny odpad 3
Záznamy paleoklimatických zmien v horninách 4
Informácie zo zahraničia 5
Drobnosti 6
Recenzia 7
Aktivita SGS, semináre 8
Plán akcií SGS na 1. polrok 1994 13
Terminologický stĺpček 15
Kalendár podujatí 16

GEOLOGICKÉ VEDY
v scientimetrickom hodnotení

DUŠAN HOVORKA - PFUK, Bratislava

Úsilie hodnotiť výsledky vedeckovýskumnej činnosti je pravdepodobne také staré ako sama veda či výskum. Pritom tendencie po hodnotení boli v každom čase motivované jednak záujmami spoločnosti, ktorá je vždy „konzumentom" výsledkov vedeckovýskumnej práce v širokých súvislostiach, jednak samých vedcov výskumníkov, ktorým bola súťaživosť vždy vlastná. Otázka je, ako v tomto úsilí obstáli teraz a ako v budúcnosti obstoja geologické vedy.

V posledných rokoch prebiehala na stránkach dennej tlače aj odborných či vedecko-popularizačných periodík živá diskusia o tejto problematike. Odrazila spektrum názorov najmä na kľúčovú otázku - kritériá hodnotenia úspešnosti vedeckovýskumnej práce.

V týchto poznámkach či úvahách kompletná reprodukcia náhľadov nie je možná. Napriek tomu, že geológovia do diskusie v celoštátnom meradle v podstate nezasiahli, sledovali ju a reflektovali najmä v menších skupinách. Diskusia vyznievala spravidla dosť kontroverzne. Niektoré všeobecné tendencie hodnotenie výsledkov vedeckovýskumnej práce, ktoré by sa mali či mohli aplikovať aj na geologické vedy, sa pokúsim zhrnúť.

Podľa aplikovateľnosti scientimetrických kritérií, ako aj ochoty reprezentantov jednotlivých vedných odborov pristúpiť na nejaké, aspoň čiastočne kompatibilné hodnotenie výstupov vedeckovýskumných aktivít možno vedné disciplíny veľmi aproximatívne rozdeliť na tri základné skupiny.

1. Prvú skupinu tvorí matematika, fyzika a chémia. Jej reprezentanti presadzujú jednotné medzinárodné scientimetrické kritériá. Ostatné prírodovedné disciplíny (a sem patria aj geologické vedy) sú v podstate za objektívne hodnotenie vedeckovýskumných aktivít, ale k aplikácii medzinárodných scientimetrických kritérií majú aj výhrady, resp. ich prijímajú s obmenami či úpravami, ktoré tvrdosť kritérií „zmäkčujú".

2. Druhú skupinu tvorí väčšina technických vied. Jej reprezentanti ako hodnotiace kritériá prebojúvajú realizačné výstupy do technologických procesov, do výroby, teda do aplikačnej sféry v širokom slova zmysle.

3. Poslednú skupinu tvoria spoločenské vedy, ktoré neochotu pristúpiť na akékoľvek prísnejšie hodnotiace kritériá zdôvodňujú 40 rokov trvajúcou izoláciou či vynúteným smerovaním svojho vývoja v minulosti.

Je zrejmé, že diverzita v názoroch na kritériá hodnotenia vedeckovýskumnej práce bude aj v budúcnosti, ale aj tak si treba uvedomiť základný aspekt: iba medzinárodne porovnateľné kritériá nám, ale najmä nasledujúcej generácii umožnia postaviť sa na štartovú čiaru v medzinárodnom vedeckom zápase.

V minulosti sme desaťročia (platí to o starších a stredných ročníkoch pracovníkov SAV a vysokých škôl) boli viac-menej kolieskami v dobre olejovanom, ale z pohľadu ostatného sveta predsa len škrípajúcom súkolesí „štátneho plánu základného výskumu - ŠPZV". Od riešiteľov (vedúcich riešiteľských tímov) sa očakávalo šikovné zoštylizovanie úlohy, pričom neskríženie záujmov koordinátora hlavnej úlohy bolo podmienkou prijatia čiastkovej úlohy do plánu. A potom to išlo päť rokov spravidla bez väčších problémov. Na záver sa napísala správa, ktorá sa v niektorých prípadoch oponovala, v iných nie. Spravidla sa dostala do evidencie administratívneho pracovníka dekanátu či SAV, vo väčšine prípadov aj do Geofondu, čo bolo v daných podmienkach optimom. Nikoho nezaujímalo zverejnenie výsledkov, ich kvalita či ohlasy na ne. Nikoho nezaujímali skutočné vedecké výsledky vedeckých úloh: šikovná slovná gymnastika bola nadovšetko.

Posledné roky priniesli do hodnotenia či presnejšie do kontroly vedeckej práce iné, a to najmä scientimetrické kritériá. Už sa nepoužíva prekonaná terminológia „základný výskum"

a „aplikovaný výskum", ale nové termíny s novým významom. Vedecká komunita stále častejšie hovorí o:

- základnom bádaní,
- sledovateľskom výskume (t. j. o aplikácii a rozvíjaní výsledkov špičkových svetových pracovísk na dané podmienky),
- strategickom aplikovanom výskume (čo je v podstate výskum nových technológií),
- špeciálnom aplikovanom výskume (ktorý by si mal objednávať priemyselný sektor tej-ktorej krajiny),
- vývoji (ale ten už nepatrí do sféry vedeckého výskumu).

Z uvedeného vyplýva, že sa geologické vedy u nás pohybujú medzi sledovateľským výskumom a špeciálnym aplikovaným výskumom.

Nastúpený trend, a to bez ohľadu na to, či nám vyhovuje, alebo nie, bude veľmi pravdepodobne platiť aj v nasledujúcich rokoch. Zrejme sa posilnia štátne dotácie a potom aj všetky aktivity v oblasti aplikácie geologických výsledkov do rozličných oblastí života spoločnosti (do životného prostredia, do tvorby a ochrany pôdneho fondu štátneho územia, do zisťovania a odstraňovania príčin ich chemickej devastácie, do ochrany vôd všetkých druhov atď.; - nejde tu o taxatívny výpočet, ale o príklady).

Uplatňovanie systému grantovo preferovaných projektov v rezorte MŠaV a v SAV v ostatných troch rokoch prinieslo niektoré poznatky. Uvádzam najpodstatnejšie.

Napriek iba čiastočnému súhlasu biológov, geografov, geológov, výraznému nesúhlasu zástupcov spoločenských a skoro všetkých technických disciplín pracovníci v exaktných vedách stále dôslednejšie presadzujú medzinárodne zverejnené, a prevažnou časťou národných či medzinárodných vedeckých komunít aj používané scientimetrické hodnotenie. Inými slovami to možno vyjadriť takto: Prakticky jediným uznávaným výstupom vedeckovýskumnej práce je publikácia, patent, vystúpenie na medzinárodnej vedeckej konferencii s publikovaným cudzojazyčným abstraktom, ale najmä ohlas na uvedené aktivity (ide, prirodzene, len o zverejnený ohlas, ako je citácia, prijatie či odkúpenie patentu zahraničným záujemcom atď.).

Z uvedeného vyplýva aj nevyhnutnosť poznať hierarchiu periodík a zborníkov vydávaných u nás aj v zahraničí a prispôsobiť sa jej. Na jej vrchole stoja monografie (knihy) a periodiká uvádzané v Current contents. Žiaľ, tento týždenník neexcerpuje nijaké geologické časopisy bývalej ČSFR, ale ani súčasnej ČR a SR. Nie sú v ňom ani rakúske geologické periodiká, nijaký z maďarských geologických titulov a z časopisov bývalého ZSSR len niekoľko najvýznamnejších. Je to dôsledok nekompromisných kritérií na zaradenie do spomenutého prehľadu: pravidelnosť v expedícii (nestačí len pravidelnosť vo vydávaní!) periodika, jeho vysoká (t. j. naozaj medzinárodná) úroveň, otvorenosť prispievateľom bez ohľadu na miesto ich pôsobenia, publikovanie vo svetových jazykoch a i. Z tohto pohľadu musíme len závidieť diplomatickej prezieravosti predchodcov našich kolegov chemikov, ktorým sa už v minulosti do Current contents podarilo zaradiť aj Chemické listy, ktoré vychádzajú po česky a po slovensky (s anglickými abstraktmi). Nateraz nás môže tešiť iba vysoká aktivita redakcie Geologica carpathica, aby sa do „vybranej spoločnosti" časopisov excerpovaných v Current contents dostal aj tento medzinárodný, v angličtine už roky vydávaný časopis.

Ale veci sú ešte zložitejšie, ako sa na prvý pohľad javia. Aj časopisy uvádzané v Current contents („currentované" časopisy): hierarchizované. Vyjadruje sa to „impaktovým indexom" (impact index) každého časopisu. Ako príklady impaktových indexov uvádzam: J. Metam. Geol. - 3,929, Am. J. Sci. - 2,600, Lithos - 0,875, Geol. J. - 0,516, Geol. Rdsch. - 0,491, Eng. Geol. - 0,143 atď. Tento index znamená na zápasisku medzinárodných vydavateľstiev frekvenciu citovania prác uvedených v tom-ktorom časopise v iných „currentovaných" časopisoch.

Každý z časopisov uvádzaný v Current contents má priznaný aj „a half life-time", t. j. počet rokov (presnejšie: pol roka), počas ktorých ešte možno nájsť citácie prác zverejnených v istom časopise v inom „currentovanom" časopise.

Z uvedeného jednoznačne vychodí, že z „celovedeckého" hľadiska má publikovanie výsledkov vedeckovýskumnej práce v súťaži vedných disciplín v domácich periodikách v materinskom jazyku v podstate iba nízku, hoci rozhodne nie nulovú scientimetrickú hodnotu. Preto pozor, nulový výsledok bol, je a zostane nulovým!

Z predchádzajúcich všeobecných či zovšeobecňujúcich poznámok pre geologické vedy v najbližších rokoch (ide, pravdaže, o náš subjektívny pohľad) vyplýva:

a) Poznanie geologickej stavby, surovinovej potencie, ekologických rizík v abiotickej prírode, ale aj mnohé ďalšie aspekty môžu nezastupiteľne študovať a riešiť iba geológovia. Väčšina členov geologickej komunity sa svojou bádateľskou aktivitou priestorovo viaže na územie vlastného štátu; len málo geológov prekračuje štátne hranice a zasahuje alebo v budúcnosti zasiahne do „veľkej" geológie kontinentu či dokonca Zeme. Z takéhoto hľadiska geológia patrí medzi regionálne lokalizované vedy (čo neplatí o matematike, fyzike, chémii ...).

b) Aplikácia scientimetrických kritérií na hodnotenie výstupov vedeckovýskumnej práce jednotlivcov či kolektívov v budúcnosti zvýraznení rozdiel medzi geológmi, ktorí budú trpezlivo, systematicky (a najmä koncepčne) - a to bez veľkej slávy či zodpovedajúceho finančného ohodnotenia - zbierať „body" v scientimetrickom hodnotení, a geológmi (inštitúcií všetkých kategórií, vysokých škôl a SAV), ktorí postupne prejdú do sféry „aplikovanej" či „praktickej" geológie. Pritom potrebnosť obidvoch kategórií nemožno spochybňovať. Ak sa na problematiku pozrieme neosobne a z nadhľadu, musí nám byť jasné, že v SR tým, čo sa v minulosti označovalo ako základný výskum (a teraz patrí pravdepodobne do kategórie sledovateľského výskumu), sa v budúcich rokoch bude zaoberať v podstate iba malá skupina geológov, ktorá sa vykryštalizuje práve na základe scientimetrických kritérií. A nemusia to byť dnes uznávané kritériá. Všeobecný trend vo vede vlastne predurčuje na získavanie vedeckých či vedecko-pedagogických hodností a postov iba pracovníkov prvej skupiny. Napokon tak je to všade vo svete.

Záverom si dovoľujem poznámku pre najmladšiu generáciu geológov, súčasných doktorandov, „dobiehajúcich" vedeckých ašpirantov či študentov vysokých škôl: je stará (CSc.) aj nová (PhD) forma vedeckej prípravy. Je to jedno z ustanovení súčasného aj pripravovaného vysokoškolského zákona. Preto, vážení mladí kolegovia, vo vedeckej príprave riešte konkrétny problém vychádzajúci z niektorého zo schválených vedeckých projektov a výsledky publikujte postupne v stále renomovanejších periodikách. Ale máte aj inú cestu: byť užitočnými v oblasti aplikovanej či praktickej geológie, resp. v štátnej správe. V takom prípade sa však netrápte trojročným doktorandským pobytom na fakultách s príjmom na hranici oficiálne priznaného životného minima. Aj keď rozhodovanie v životne dôležitých momentoch nebýva

ZATVORIA SA MORSKÉ CINTORÍNY PRE RÁDIOAKTÍVNY ODPAD

17. októbra 1993 staršia a v zlom stave sa nachádzajúca ruská loď TNT 27 v podpalubí viezla izotopy beta a gama z likvidovaných jadrových ponoriek pri Vladivostoku s cieľom vypustiť ich do mora. Bola to provokácia, nenávisť alebo egoizmus? Keď sa loď priblížila 550 km k brehom japonského ostrova Hokkaidó, ekologická organizácia Greenpeace, špecializovaná na ochranu oceánov, zo svojho lodného laboratória akciu sfilmovala, nasledujúci deň obrazový materiál odoslala Japoncom, a tí usúdili, že ide o rádioaktívny odpad v množstve 2000 t, ktorý má byť ponorený do mora.

12. novembra sa v Londýne zišli signatári dohody a rozhodli definitívne skoncovať s uskladňovaním rádioaktívneho odpadu v mori. Ten istý deň aj americká vláda vyhlásením viceprezidenta pre ochranu životného prostredia Alberta Gora zastavila uskladňovanie rádioaktívneho odpadu do mora. Bolo to veľké víťazstvo ekológov.

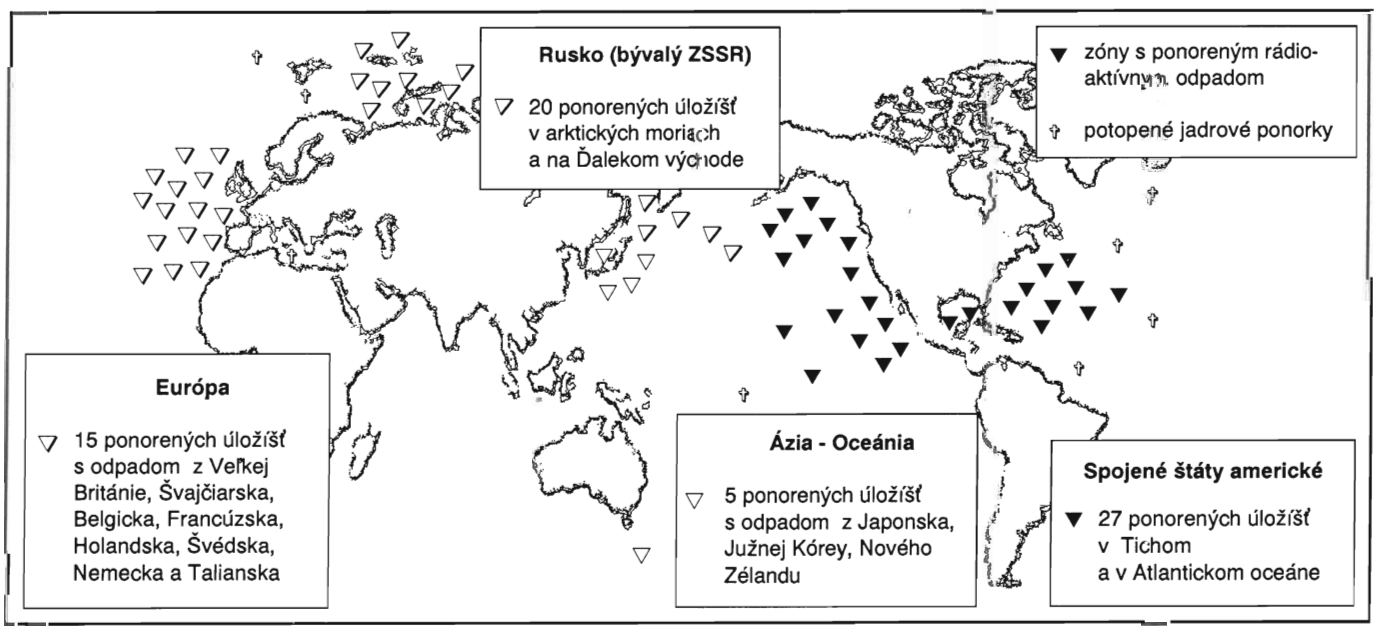
Rádioaktívny odpad začali uskladňovať v oceánoch Američania v 50. rokoch. Pochádzal z jadrových elektrární a v sudoch izolovaných cementom a asfaltom ho spúšťali do Tichého oceána pozdĺž Kalifornie. Odvtedy je tam more silne znečistené a rýb ubúda. Sudy sú pri kontakte s morskou vodou rizikom. Príklad Američanov nasledovalo ďalších 12 krajín vrátane Francúzska. Veľká Británia za posledných 30 rokov uskladnila v Atlantickom oceáne 75 000 t rádioaktívneho odpadu. Podľa Medzinárodnej agentúry pre atómovú energiu (AIEA) roku 2000 dosiahne rádioaktívny odpad zo 417 jadrových elektrární z 25 krajín 220 000 t a roku 2025 až 700 000 t. V tom nie je zahrnutý rádioaktívny odpad vojenského priemyslu.

V súčasnosti disponuje jadrovou výzbrojou, resp. ju vyrába 10 krajín sveta. Už menšia nepozornosť môže značiť katastrofu. Takisto nie je nevýznamné to, že v súčasnosti brázdi svetové moria a oceány 510 ponoriek a 75 lodí vyzbrojených jadrovými hlavicami a raketami. AIEA predpokladá, že v ostatnom období spadlo do mora 30 lietadiel vyzbrojených jadrovými zbraňami a pod hladinou oceánov zmizli jadrové ponorky. V tomto smere má svetový primát Rusko. Dohoda v Londýne nadväzuje na konferenciu 71 krajín sveta v Štokholme, ktorých zástupcovia sa uzniesli zakázať uskladňovanie vysoko, stredne a slabo rádioaktívneho odpadu v mori. Uznesenie vstúpilo do platnosti roku 1975.

Účastníci konferencie roku 1983 sa dohodli na zákaze uskladňovať rádioaktívny odpad 10 rokov. Francúzsko, Belgicko a Čína súhlasili s moratóriom až do roku 2008 s podmienkou, že 15 rokov budú môcť uskladňovať rádioaktívny odpad v kontajneroch počas 100 rokov. Veľká Británia vyžaduje súhlas na ponorenie rádioaktívneho odpadu z jadrových elektrární do hĺbky 2000 m. Rusko na dobré uskladnenie rádioaktívneho odpadu v budúcnosti žiada o pomoc Západ.

V historickom vyhlásení 12. novembra 1993 v Londýne bolo veľa entuziazmu a málo pretvárky. Nukleárne krajiny sveta to bude stáť príliš veľa.

Podľa časopisu L'Express International
No. 2211 z 25. novembra 1993
spracoval E. Dobra



Záznamy paleoklimatických zmien v horninách

Vrty do kontinentálnej zemskej kôry môžu pomôcť rekonštruovať fosílnu teplotu uplynulých období, aj keď pri interpretácii treba postupovať opatrne.

Otepľuje sa zemská atmosféra? Meteorologické záznamy naznačujú vzostup o pol °C za posledné storočie, iné údaje svedčia o 20 % raste CO_2 a dvojnásobku metánu v ovzduší, pričom sa vo väčšine prisudzuje týmto plynom „skleníkový efekt" a úzka súvislosť s rastom teploty. Ale môže ísť len o dočasne rovnaký trend dvoch premenných, ktorých korelačný koeficient by sa za dlhšie obdobie blížil nule?

Na vysvetlenie treba mať dva druhy dát: záznam o zložení plynov v paleoatmosfére a záznam paleoteploty. Prvá polovica úlohy je ľahká: v polárnom ľade sú vzduchové bubliny, ktoré poskytujú informácie tisícročia dozadu. Ale archívne záznamy merania teploty poväčšine nie sú staršie ako 150 rokov, na južnej pologuli sú prakticky len z nášho storočia, o polárnych oblastiach ani nehovoriac. O to nereálnejšia sa v takejto situácii musí zdať myšlienka, že stačí do zeme vyvŕtať dostatočne hlbokú dieru a spustiť do nej senzitívny termometer, aby sa zistilo, ako teplo bolo pred 10, 100 či tisíc rokmi.

Geotermálne merania vo vrtoch mali pôvodne slúžiť iba ako podklad na detailnejšie poznanie geotermálneho gradientu, ale v posledných desaťročiach sa v pripovrchovom „šume" na krivke závislosti teploty od hĺbky začali rozpoznávať určité zákonitosti a periodicity. Napríklad meranie v aljašskej večne zamrznutej podpovrchovej pôde už roku 1986 ukázalo viditeľnú koincidenciu so zaznamenaným zvýšením teploty o 2 - 4 °C počas 20. storočia.

Dôležité je objasniť fyzikálnu podstatu „záznamu". Teplo sa horninovým prostredím šíri kondukciou (vedením). Podobne prebiehajú aj teplotné zmeny. Vlna ochladenia či zahriatia prebehne napríklad celou kovovou tyčou, o čom sa možno „vlastnoručne" presvedčiť, ak sa tyč striedavo strká do plameňa a do snehu. Ale pri postupe prostredím sa teplotná oscilácia progresívne zmenšuje až vyznieva. Preto sa rozdiely medzi dňom a nocou prejavujú len do hĺbky 1 m, zmeny ročných období do 15 m, ale storočné a tisícročné cykly sa prejavujú až do hĺbky 150, resp. 500 m.

Dôležitá je aj rýchlosť šírenia sa teplotných zmien. Závisí, prirodzene, od prostredia, jeho zvodnenia či zloženia, ale sezónna zmena teploty sa v hĺbke niekoľko metrov prejavuje až po týždňoch až niekoľkých mesiacoch. Preto nie je nič zarážajúce na myšlienke, že dlhodobé výrazné zmeny, ako je zaľadnenie či výrazné oteplenie, možno znerať ešte aj dnes, hoci po tisícoch rokov, ak sa meria v zodpovedajúcej hĺbke.

Pochopením mechanizmu sa možno dostať k samej rekonštrukcii paleoklimatických zmien. Prvým krokom je identifikácia geotermálneho gradientu v danom mieste. Zvyčajne sa dá stanoviť podľa teploty v hĺbke niekoľko sto metrov a extrapolovať jej priebeh (s ohľadom na horninové typy a ich tepelnú vodivosť) až po zemský povrch. Keby sa v priebehu histórie klíma nemenila, tento model by verne vyjadroval realitu. V skutočnosti však existuje rozdiel medzi povrchovou hodnotou a extrapolovaným teplotným gradientom, indikujúcim celkovú sumu oteplenia alebo ochladenia, ktoré nastalo. Navyše hĺbka, v ktorej sa meraný profil odchyľuje od teoretickej krivky gradientu, určuje čas, v ktorom klimatická zmena nastala. Z detailov profilu medzi povrchom a „súhlasnou" spodnou zónou potom možno získať informáciu o tempe a premenlivosti zmien.

Keď sú meteorologické, topografické a biologické podmienky istého miesta vhodné, teplota vo vrtoch sa zhoduje s globálnymi klimatickými zmenami prekvapujúco dobre. Ale takýto prípad je skôr výnimkou ako pravidlom. Nameraná teplota pomerne verne dokumentuje termálnu históriu pevného povrchu, ale klíma sa spravidla charakterizuje teplotou vzduchu. A prepis atmosférických podmienok do zemského povrchu nie je jednoduchý, a tak teplotný signál zeme je často len filtrovanou verziou toho, čo sa deje v atmosfére.

Týka sa to napríklad nepomeru záznamu chladu v zime voči teplu v lete, ak v zime krajinu prikrýva sneh. Aj keď teplota vzduchu klesne pod -20 °C, povrch zostáva blízko bodu mrazu. Letné teplo naopak nemusí prekonávať nijaké bariéry.

Podobné izolačné účinky v nižších zemepisných šírkach má i úroda na poliach, ako aj stromy a podpovrchovú teplotu výrazne ovplyvňuje aj podzemná voda.

Situáciu ešte viac komplikujú zásahy človeka. Odlesňovanie a poľnohospodárska expanzia vystavujú zem zvýšenej slnečnej radiácii. Rovnako vedie k otepľovaniu urbanizácia, pretože cesty a budovy absorbujú slnečnú energiu a transmitujú ju do zeme.

A je tu ešte spomenutá lokálna topografia: geotermálny gradient vo všeobecnosti rastie pod údoliami a klesá pod kopcami. Do hĺbky sa tento efekt stráca, ale plytko pod povrchom spôsobuje značné odchýlky. Mimochodom aj mnoho jazier, ktoré v zime úplne nezamŕzajú, má vplyv na podpovrchovú teplotu okolia.

Pre toho, kto očakáva jednoznačnú interpretáciu paleoklímy z údajov z jedného vrtu, je situácia frustrujúca. Celý projekt si vyžiada ešte veľa korelačných prác pomocou dát z množstva vrtov rozmiestnených po celom svete a čo najpresnejšie vystihnutie a odfiltrovanie lokálnych vplyvov. Späť sa však objavuje chronická choroba: nepomer medzi geotermálnymi vrtmi na severnej a južnej pologuli.

Navyše kompletná rekonštrukcia recentnej histórie zemskej klímy si vskutku vyžiada viac ako len poznanie povrchovej teploty. Klíma je totiž skladačkou teploty, výparu, vetra a mnohých iných premenných. Informácie možno čerpať z radu zdrojov včítane chronológie a chémie letokruhov, znakov rastu koralových útesov, stratigrafie ľadu, jazerných či oceánskych sedimentov a koniec-koncov aj z historických, komerčných a poľnohospodárskych záznamov. Úlohou klimatológie je poskladať z týchto rozdielnych regionálnych pozorovaní globálny obraz.

Podľa článku H. N. Pollack - D. S. Chapman: Underground Records of Changing Climate v Scientific American, Jún 1993
spracoval M. G.

EKOLÓGIA

Európska agentúra pre životné prostredie bola po schválení vládnymi predstaviteľmi štátov Európskeho spoločenstva ustanovená v Kodani. Rozhodnutie skončilo tri roky trvajúce spory. Zákon ustanovujúci agentúru bol prijatý už v máji 1990, ale až donedávna bola bez finančných prostriedkov. Jej sídlom sa stala Kodaň, aj keď sa o to usilovalo viac miest. Súťaž iniciovala rokovania aj iných inštitúcií ES, o. i. Európskeho peňažného ústavu vo Franfurkte a Európskeho parlamentu v Strasbourgu. Agentúra má len 45 pracovníkov a zameria sa na koordináciu zhromažďovania environmentálnych dát v rámci ES. Predpokladá sa, že svoje pôsobenie rozšíri aj do ďalších európskych štátov a do oblasti Stredozemného mora. Agentúra bude monitorovať kvalitu životného prostredia, vypracúvať ročné správy o životnom prostredí v účastníckych štátoch a pôsobiť ako poradný orgán. Európsky parlament presadzuje jej výraznejšiu úlohu aj pri monitorovaní úspešnosti presadzovania environmentálnych uznesení a zákonov ES na pôde národných zákonodarných inštitúcií.

Európske spoločenstvo vyčlenilo 74 miliónov USD na environmentálne projekty programu LIFE, započatého roku 1992. Hlavnou úlohou je koordinácia financovania environmentálnych projektov z prostriedkov ES. Financie doteraz vyčlenili na 120 projektov, ktoré pôvodne požadovali celkové investície okolo 275 miliónov USD. Náplňou projektov bol široký okruh otázok, a to od progresívnej recyklácie v chemickom priemysle po ucelené systémy mestskej dopravy, nevynímajúc ani problémy relaxácie obyvateľov. Finančné prostriedky sú v tomto roku dostupné ďalším záujemcom, ktorí predložia do 14. februára 1994 projekty orientované na nepretržitú ochranu obyvateľstva pred nepriaznivými environmentálnymi vplyvmi alebo na zvyšovanie kvality environmentálnych služieb a výchovy. Kľúčovou oblasťou zostáva vytváranie nových technológií likvidácie a eliminácie účinkov toxického odpadu.

Najväčším recyklátorom skla v Európe je Holandsko. Toto zistenie pochádza zo štatistík Európskej asociácie sklárskeho priemyslu (FEVE). Roku 1992 sa v Holandsku zrecyklovalo 73 % odpadového skla, čo znamenalo zozbieranie 378 000 t skla. Nemecko zozbieralo 2,5 milióna t, čím vzhľadom na počet obyvateľov dosiahlo 65 % úroveň recyklácie. Úroveň nad 50 % dosiahlo aj Švajčiarsko, Rakúsko, Švédsko, Belgicko a Taliansko. Na druhej strane recyklácia skla v Španielsku, Írsku, Veľkej Británii a v Turecku dosiahla iba 25 - 27 %. Na najnižšom stupienku sa ocitlo Grécko s recykláciou okolo 20 %. Zarážajúce je zistenie, že vo Veľkej Británii, s počtom obyvateľov štvornásobne prevyšujúcich počet obyvateľov Holandska, sa v porovnaní s krajinou, ktorá sa zaslúžene ocitla na prvom mieste rebríčka, zozbieralo iba 20 % odpadového skla.

Kombináciou metánu a vodíka vznikla zlúčenina, ktorá sa z environmentálnych a ekonomických príčin pokladá za možného nástupcu klasického benzínu. Vyvinulo ju Centrum pre solárnu energiu na Floride (Florida Solar Energy Center, FSEC) a v súčasnosti ju začínajú testovať najrozličnejšie typy motorov. Prvá prezentácia výsledkov výskumov sa predpokladá v júni 1994 počas svetovej konferencie World Hydrogen Energy na Floride.

Nemeckí meteorológovia vyvrátili tvrdenia o stále drsnejšom počasí v severnej Európe. Predtým na rastúci počet búrok v Severnom mori upozorňovali poisťovacie spoločnosti. Opakovane sa tvrdilo aj to, že zdanlivo rastúce nebezpečenstvo búrok v severnej Európe môže byť dôsledkom globálneho otepľovania, ktoré sa odzrkadľuje aj rastom počtu búrok v tropických oblastiach. Avšak meteorológovia z Hamburgu analyzovali záznamy blízkopovrchového vzdušného prúdenia v Severnom mori vedené od roku 1876 a konštatovali, že sa v ročnej distribúcii veterných prúdov a ich rýchlosti v tejto oblasti za celé toto obdobie nevyskytla nijaká zmena.

Princíp občianskej zodpovednosti za poškodenie životného prostredia, ktoré zavádza európske zákonodarstvo, sa nepokladá za najvhodnejšiu cestu k riešeniu environmentálnych problémov. Naopak, môže viesť k zvyšovaniu administratívnych a právnických poplatkov, a tým k odčerpávaniu finančných prostriedkov z akútne znečistených lokalít, ktoré vyžadujú rekultiváciu. Zodpovednosť za prijatie znateľného dokumentu o náprave environmentálnych škôd ES sa pripisuje Konfederácii britského priemyslu (CBI), ako aj administratíve ES, ktorá hľadala spôsoby zladenia zákonodarstva v rámci ES. Podľa CBI by vlastníci pôdy a podnikatelia mali byť zodpovední za environmentálne poškodenie iba v prípadoch, keď sa nedbalosť jasne preukázala. To znamená, že nenesú zodpovednosť za poškodzovanie, ktoré môže byť aj kontinuálne, ale nepokladá sa za nezákonné.

Daň za poškodzovanie životného prostredia a používanie nerecyklovaných prírodných zdrojov by mohla zvýšiť ekonomickú výkonnosť štátov, tvrdí pracovník komisie pre životné prostredie ES I. Paleokrassas. Dokladá, že ekologická daň by mohla vytvoriť nové pracovné príležitosti a prehĺbiť vo svetovom obchode súťaživosť. Komisia navrhuje daň na CO_2 a energiu, ktorú ministri financií členských štátov až doteraz odmietali. Predpokladá sa, že zavedením dane by sa mohla postupne znížiť cena priemyselných výrobkov značným zvýšením energetickej účinnosti priemyselných podnikov. Mnohé ochranné opatrenia, napr. tepelná izolácia domov, ktoré vyžadujú veľa manuálnej práce, by priniesli nové pracovné príležitosti. Získané finančné prostriedky od daňových poplatníkov by sa mohli presúvať priamo na ochranu životného prostredia, a tak by sa znížila aj nevyhnutnosť vynakladať ich do príspevkov v nezamestnanosti.

Lesy Fínska absorbujú ročne také množstvo CO_2, aké do atmosféry uvoľnia jeho dopravné prostriedky. V porovnaní s inými priemyselne vyspelými štátmi pripadá vo Fínsku na jedného obyvateľa najväčšia rozloha lesov - 4,7 ha (v Európe je to v priemere 0,3 a vo svete 0,8 ha). Fínsky drevársky priemysel uvoľňuje v porovnaní so začiatkom osemdesiatych rokov iba 20 % síry a aj množstvo odpadovej vody s obsahom chlórových komponentov poklesli o 20 %. Zalesnené oblasti Fínska sa postupne rozširujú. Drevársky priemysel využíva približne iba 50 % ročného lesného prírastku.

Svetová banka poskytla Mexiku 1,3 mld. USD na zlepšenie neutešeného stavu životného prostredia. Keď sa k tomu pripočítajú prostriedky, ktoré na environmentálne programy plánuje vynaložiť Mexiko z vlastných zdrojov, táto suma presiahne 4 mld. USD. Vo sfére záujmov sa na prvé miesto dostala rekultivácia mnohých skládok pozdĺž americko-mexických hraníc. Ďalšie projekty sú zamerané na čistenie vodných tokov, znižovanie znečisťovania ovzdušia

a rekultiváciu najpoškodenejších lokalít, spravidla v pohraničných oblastiach. Niektoré z environmentálnych akcií sa uskutočnia na báze práve ratifikovanej Dohody o severoamerickom voľnom obchode (North American Free Trade Agreement, NAFTA).

Ozónová diera nad Antarktídou je stále rozsiahla. 6. októbra 1993 meracie zariadenie priamo na južnom póle zaregistrovalo 88 dobsonových jednotiek (DU). Za normálnych okolností to býva 300 DU, čo reprezentuje hrúbku ozónu 2,54 mm v teoretických podmienkach jej skomrimovania za normálneho atmosférického tlaku. Negatívny fakt ešte ďalej skomplikovalo to, že bol úplne zničený ozón v nadmorskej výške 13,5 - 19,0 km. Plocha ozónovej diery bola 23,3 milióna km^2, čo je však menej ako 24,3 milióna km^2 v októbri roku 1992.

Prvý veľkoplošný rekultivačný proces odstraňujúci olovo z pôdy úspešne otestovali na lokalite Superfund v Minnesote (USA). V minulosti si rekultivácia pôdy kontaminovanej Pb vyžadovala buď jej nákladné odstránenie, alebo interakciu Pb v pôde s cementom (čo si tiež vyžadovalo monitoring). Firma Cognis (Santa Clara, USA) ako súčasť korporácie Henkel uviedla na trh technológiu čistenia pôdy obchodne označenú TerraMet. Tá je schopná znížiť obsah Pb v pôde z 86 000 ppm na 175 ppm, čo je v podstate prírodný obsah. Vyčistenú pôdu potom možno vrátiť na pôvodnú lokalitu a využiteľné je aj získané Pb. Lokalitu Superfund v minulosti využívala armáda na spaľovanie nepoužitého streliva a výbušnín a tiež na zakopávanie prepravných obalov obsahujúcich Pb. Firma Cognis kontaminovanú pôdu odstránila a rozčlenila ju na štrk, piesok a jemnú flovú a siltovú frakciu. Frakcie sa následne preprali čistiacimi roztokmi, ktoré okrem Pb odstránili aj Sb, Cr, Cu, Cd, Hg, Hi a Ag (ktoré tu dosahovalo koncentráciu 10 - 100 ppm). Pri čistení sa dosiahla výkonnosť 20 t pôdy za hodinu a náklady na vyčistenie jednej tony pôdy nepresiahli 185 USD.

Vývoj elektrických vozidiel naráža na prekážky vychodiace z nedostatku vhodných batérií, ktoré by poskytovali energiu a akčný rádius porovnateľný s konvenčnými vozidlami. Výskumní pracovníci z Argonne National Laboratory (USA) pracujú na vývoji dobíjateľnej bipolárnej lítiovo-sulfidickej batérie, ktorá by poskytla vozidlu akčný rádius minimálne 240 km a umožnila akceleráciu elektromobilu z 0 na 90 km/hod za 8 s. Úplné nabitie batérie by nemalo prevýšiť sumu 6 USD pri cene elektrickej energie 0,13 USD/kWh. V minulosti používané typy bipolárnych zostáv boli nepraktické, ale výskumníci z laboratória Argonne hermeticky uzavreli individuálne bunky batérie a batériu ako celok zabezpečili aj proti náhodnému prebitiu. Každá bunka batérie je diskovitého tvaru a skladá sa z vrstvy disulfidu železa na zber elektrónov a z vrstvy lítiovo-hliníkovej zliatiny na ich uvoľňovanie. Priestor medzi obidvoma vrstvami je vyplnený poréznym oxidom magnézia s roztopeným soľným elektrolytom. Ten zabezpečuje iónovú vodivosť, súčasne oddeľuje elektródy a zabezpečuje ich pred prípadným skratom. V súvislosti s nabíjaním batérií sa pripúšťa isté primárne znečistenie ovzdušia, ale elektrárne produkujúce nevyhnutnú elektrickú energiu sú ekologicky výhodnejšie ako spaľovacie motory potrebné na vyprodukovanie rovnakého výkonu.

Na nejasnosti týkajúce sa vzdialenej budúcnosti 107 jadrových elektrární v USA upozorňuje Úrad pre technologické štúdie Kongresu USA (Office of Technology Assessment, OTA). Od roku 1989 bolo po uplynutí 40-ročnej životnosti odstavených šesť elektrární. OTA poznamenáva, že životnosť ďalších jadrových elektrární pre ich rôznorodosť a ustavične sa meniace podmienky na trhu s elektrickou energiou v podstate ani nie je známa. OTA ďalej konštatuje, že bezpečnosť jadrových elektrární v USA je „dobrá", lebo sa od havárie elektrárne Three Mile Island roku 1979 už nijaké nehody nevyskytli.

Medzinárodnú environmentálnu cenu Volvo Environmental Prize za rok 1993, ktorej súčasťou je finančná odmena 185 000 USD, udelili Paulovi Ehrlichovi zo Stanfordskej univerzity a Johnovi Holdrenovi z Kalifornskej univerzity. Obidvaja vedci získali ocenenie za novátorský prístup pri riešení vzťahov medzi rastom populácie, spotrebou zdrojov a možnosťami Zeme ako planéty. O udelení tejto najprestížnejšej ceny v environmentálnej oblasti sa rozhodlo 4. októbra 1993.

Na základe informácií z časopisu ES & T z decembra 1993 spracoval ZIV

Drobnosti úsmevné aj poučné

Na odborných seminároch prednášatelia často siahajú aj slangových výrazoch či tzv. profesionalizmoch, a to spravidla vedome, aby upútali poslucháčov. Treba si však uvedomiť, že v písanom texte pôsobia takéto výrazové prostriedky niekedy až komicky a z toho vychodí, že by sa v odborných článkoch nemali objavovať.

V jednom rukopise sme si napr. prečítali, že „na hranice blokov naliezli plutóny... ak nie sú hlbšie usadené, geofyzika ich ľahko odhalí." Geológ sa nad takýmto textom azda ani nepozastaví, lebo chápe, čo chcel asi autor povedať. Ale ako by uvedené vety vysvetľoval negeológ ? Ani my neponúkame nijakú interpretáciu, pretože by ich mohlo byť veľa. A to je chyba, lebo odborný text má mať jednoznačné výrazové prostriedky a jednoznačný musí byť aj jeho zmysel.

V litostratigrafických článkoch sú časté spojenia typu "... ortorula a migmatit majú intímny vzťah..." To sa, pravdaže, môže chápať ako pozvoľný prechod alebo tak, že sú obidva litotypy ostro ohraničené, ale sú v bezprostrednom styku atď.

Chutný a vari aj zdravý smiech musí vyvolať aj takýto textík "...dobrý výsledok se dosáhne, jestli vzorku vepicháte na mikrosondě." V paleontologickom článku sa zas dozvedáme, že "... niektoré jedince už v ordoviku mali až 5 m dlhý a tvrdý kužeľ, ktorý sa v mladších súvrstviach ešte zväčšoval."

A ďalší príklad otriasa naším reálnym chápaním skutočnosti: „V pieskovcoch bola kedysi hojná fauna." Vysvetľujeme si to tak, že postupom času fauna z pieskovca asi povyskakovala, či ušla pred zberateľmi.

A z vety: „Fauna len ťažko prežíva vo vápenci" jednoznačne vychodí, že fauna to naozaj nemá ľahké.

Zdá sa, že niektorí autori po napísaní článku už nemajú dosť síl na pozorné prečítanie textu, a tak v ňom zostávajú nielen preklepy, vynechané písmená, slová a pod., ale aj miesta dráždiace bránicu.

Dúfajme, že sa z niekoľkých vybraných príkladov poučíme. Alebo si naozaj myslíme, že do odborných publikovaných textov patrí aj humor?

Redakcia

M. Böhmer - M. Kužvart: **Vyhľadávanie a prieskum ložísk nerastných surovín**. Bratislava, Slovenské pedagogické nakladateľstvo, 1993. Vysokoškolská učebnica pre prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského. 494 s., 243 obr., 64 tab., 5 text. príloh. Cena 76,30 Sk.

Po viac ako dvadsiatich rokoch vychádza učebnica zhŕňajúca metodiku vyhľadávania, prieskumu a hodnotenia nerastných surovín. Jej rozdelenie na dve časti vhodne obsahovo vymedzuje dva základné bloky problematiky.

Prvý blok sa venuje vyhľadávaniu. Tabuľky v jeho úvode dávajú obraz o svetových typoch ložísk rúd, nerúd a kaustobiolitov pre priemyselné odvetvia, o približnej svetovej ťažbe a o zásobe jednotlivých kovov a nerastov. Detailne sa uvádzajú kritériá vyhľadávania ložísk a spôsob ich využitia na príkladoch typických svetových ložísk. Vyhľadávacie príznaky sa uvádzajú ako priame indikátory mineralizácie. Zaraďujú sa medzi ne aj prejavy procesov spätých s premenami hornín v okolí surovinových telies a produkty procesov prebiehajúcich v oxidačnej zóne ložiskových telies a v okolitých horninách.

V ďalších kapitolách sa rozoberajú vlastné metódy vyhľadávania, a to aerogeologické a diaľkový prieskum, ako aj všetky druhy geochemických a geofyzikálnych metód. Samostatná stať ukazuje možnosti existencie ložísk nevychádzajúcich na povrch a spôsoby ich vyhľadávania.

Vyhľadávanie ložísk ropy a zemného plynu je odlišné a venuje sa mu osobitná kapitola. V nej sa okrem metód vyhľadávania a prieskumu rozoberajú aj podmienky migrácie, akumulácie a uchovania ložísk uhľovodíkov, ako aj spôsob oceňovania perspektívnych oblastí s výpočtom prognóznych zdrojov a zásoby. Veľká hĺbka štruktúr, v ktorých sa ložiska zachovali, predurčuje najmä použitie geofyzikálnych metód, ktoré sa výstižne charakterizujú a demonštrujú na obrázkoch.

Rapídne stúpa využívanie nerastných surovín z oblastí morí a oceánov, kde je zdrojom surovín sama morská voda, príbrežné aj hlbokomorské sedimenty a napokon akumulácie nerastov v horninách pod morským dnom. O tom, že si špecifické prostredie vyžaduje osobitný prístup, nemožno pochybovať. O akú špecifickú aplikáciu metód vyhľadávania a prieskumu, ale aj ťažby ide, opisuje nasledujúca kapitola publikácie.

V záverečných kapitolách autor poukazuje na osobitosti vyhľadávania v rozvojových krajinách, analyzuje metódy globálneho, regionálneho a detailného prognózovania, pričom regionálne demonštruje na príklade Českého masívu. Nakoniec vysvetľuje postup a metodiku vyhľadávacieho prieskumu, ako aj ekonomické hodnotenie jeho výsledkov. Príklady vyhľadávania a vyhľadávacieho prieskumu niekoľkých druhov surovín na konkrétnych ložiskách sú vhodným záverom prvej časti učebnice.

Druhý blok sa zaoberá teoretickými a praktickými otázkami geologického prieskumu. Po charakteristike etáp a princípov vyhľadávania a prieskumu uvádza praktický návod na jeho realizáciu. Z podkapitol sa možno dozvedieť, aké technické diela treba použiť v rôznych prírodných podmienkach a zásady ich lokalizácie. Krok za krokom uvádza, ako sa podľa množstva, morfológie a pozície ložiskových telies volí najvhodnejší z deviatich hlavných a dvadsiatich siedmich čiastkových prieskumných systémov, druh a hustota prieskumných sietí, spôsob ohraničenia ložiska, najvhodnejšia metóda na určenie optimálnej siete prieskumných diel a stupeň preskúmanosti ložiska.

Veľký dôraz sa kladie na vzorkovanie, jeden z najdôležitejších úkonov pri zisťovaní kvality a kvantity úžitkových zložiek nerastnej suroviny. Okrem odberu vzoriek z vrtných a banských prác sa uvádzajú metódy odberu a postupy prípravy vzoriek na chemickú analýzu, ako aj ďalšie spôsoby zisťovania kvality a kontroly na rozličnom stupni spracovania.

Rozoberajú sa spôsoby zobrazovania geologických javov vo vrtných a banských dielach, konštrukcia priebehu ložiskových telies v horizontálnych a zvislých rezoch, spôsoby geometrizácie a konštrukcie priestorového a plošného zobrazovania ložiska a jeho častí, ako aj využitie fotodokumentácie na povrchu a v banských priestoroch. Záver kapitoly je o geologickej informatike, existujúcich databankách, najznámejších medzinárodných informačných systémoch a o úlohe Geofondu v Bratislave, pracoviska geologickej informatiky v Slovenskej republike. Úplnosť geologického prieskumu dokresľujú kapitoly o ťažobnom, hydrogeologickom a inžinierskogeologickom prieskume.

Najdôležitejším výstupom geologického prieskumu je výpočet zásoby nerastnej suroviny a ekonomické hodnotenie ložiska. Tejto problematike sa venujú samostatné kapitoly. Po vyjasnení cieľa uvádzajú používané metódy a postupnosť výpočtu zásoby pevných nerastných surovín, sprievodných a stopových prvkov, ropy a zemného plynu a presnosť výpočtu. Charakterizujú parametre výpočtu a spôsoby ich zisťovania matematickými aj grafickými metódami, ale oboznamujú aj s matematickým modelovaním ložísk a s použitím geoštatistických metód. Stručne informuje aj o využívaní počítača, vstupoch a výstupoch, ktoré možno uplatniť. Podáva prehľad kategórií zásoby rozličných klasifikačných schém a porovnanie s klasifikáciou používanou u nás do vydania vyhlášky Slovenského geologického úradu z 13.12.1991 o klasifikácii a výpočte zásob výhradných ložísk (Zbierka zákonov č. 6 z 1992), ktorou sa zavádza kategória Z-1, Z-2, Z-3. Podobne sa vyhláškou Ministerstva životného prostredia SR z 1.9.1993 o projektovaní, vykonávaní a vyhodnocovaní geologických prác (Zbierka zákonov č. 217/1993), ktorá nadobudla účinnosť až po vydaní tejto učebnice, zaviedli namiesto doterajších troch dve kategórie prognóznych zdrojov, a to P-1 a P-2.

V kapitole Ekonomické hodnotenie ložísk sa uvádzajú spôsoby hodnotenia v rôznych štádiách prieskumu a v rozličných ekonomických systémoch. Uvádzané nomogramy, rovnice a číselné údaje treba chápať ako informatívne príklady, pretože mnohé z nich sa v súčasných ekonomických podmienkach musia korigovať. Sú to príklady hodnotenia z obdobia pred prechodom na trhovú ekonomiku a slúžia na štúdium výpočtov zásoby predchádzajúceho obdobia a výpočtov z krajín so socialistickým zariadením. Kapitola sa končí príkladom hodnotenia v podmienkach trhovej ekonomiky.

Záverečné kapitoly sa zaoberajú stretmi záujmov a ochranou životného prostredia pri geologickom prieskume, niektorými domácimi a zahraničnými zákonmi, ktorými sa riadi prieskum a ťažba nerastných surovín, osobitosťami prieskumu v rozvojových krajinách a je tam aj informácia o projekte a záverečnej správe prieskumu.

Posledná kapitola obsahuje príklady prieskumu magnezitu ložiska Dúbravský masív, železnej rudy ložiska Kobeliarovo, kaolinizovaného kremenca ložiska Kalinovo-Zlámanec a lignitu na Záhorí.

Prílohy 1-5 predstavujú najdôležitejšie právne normy na hodnotenie nerastných surovín. Napriek tomu, že niektoré z nich už boli nahradené novými, ukazujú jednak na vývoj legislatívy, jednak slúžia na orientáciu v predchádzajúcich správach a výpočtoch zásoby. Na doplnenie odporúčam čitateľom do pozornosti uvedenú vyhlášku MŽP SR v Zbierke zákonov č. 217/1993.

Recenzovaná učebnica s mnohými tabuľkami a obrázkami, ktoré inštruktívne dopĺňajú textovú časť, bude mať široké uplatnenie. Privítajú ju fakulty vysokých škôl so špecializáciou geologický prieskum, ako aj odborníci zaoberajúci sa geologickým výskumom, prieskumom a ťažbou nerastných surovín. Možno ju kúpiť v predajni Slovenského pedagogického nakladateľstva, Sasinkova 5, 815 60 Bratislava (pri predaji na faktúru treba uviesť poznámku „marketing").

M. Slavkay

Seminár Aktuálne problémy geochémie
(Bratislava 25.11.1993)

J. FORGÁČ a V. STREŠKO: **Ťažké kovy v Štiavnických vrchoch a životné prostredie**

Štiavnické vrchy sú známe dlhodobou baníckou činnosťou a ťažbou rúd v niekoľkých oblastiach. Pri mnohoročnej činnosti nastal na jednej strane rozptyl a na druhej strane akumulácia ťažkých kovov v pôde a vo vode, čo môže mať negatívny vplyv na živé organizmy a človeka.

Pre veľkú rozlohu Štiavnických vrchov sme práce zamerali na oblasť na SV od Banskej Štiavnice a na J do Štiavnického potoka. Sledovali sme pôdu, dnové potočné sedimenty a vodu. V pôde a v dnových sedimentoch sme sa sústredili na As, Cd, Cr, Pb, Zn, Cu, Hg a Ag a vo vode sme pribrali aj Fe, Mn, Co a Li.

V pôde sme sledovali horizont A a B. Na všetkých študovaných lokalitách je v pôdnych profiloch výrazne vyšší obsah Cd, Pb, Cu a Hg, ako je limit rizikových látok v pôde, kým Zn a As ho presahujú len na niektorých lokalitách. Najväčšie znečistenie pôdy je v alúviu Štiavnického potoka, kde všetky sledované prvky okrem Cr limit rizikových látok vysoko prekračujú.

Vysoký obsah sa zistil aj v dnových sedimentoch potokov a kalov z ústia štôlní. V nich je obsah ťažkých kovov niekoľkonásobne vyšší ako limit rizikových látok v pôde.

Študovali sme vodu z potokov, rybníkov, prameňov, studní, rezervoáru a z odkaliska. Zistil sa výrazne vyšší obsah Cd, Pb, Fe a Mn, ako je prístupný limit pre pitnú vodu.

Zo štúdia vyplýva, že v oblasti Banskej Štiavnice je veľmi silno a často až katastroficky kontaminovaná pôda, dnové sedimenty potokov a voda. Kontaminácia je prírodná a antropogénna. Ťažké kovy môžu prechádzať z pôdy a vody do rastlín a zvierat a z nich do potravinového reťazca človeka. Nebezpečenstvo toxického pôsobenia ťažkých kovov je veľké, a preto mu treba venovať mimoriadnu pozornosť, resp. aj urobiť patričné opatrenia. Je žiaduce v štúdiu pokračovať nielen v Štiavnických vrchoch, ale rozšíriť ho aj na ďalšie lokality v stredoslovenskej vulkanickej oblasti.

J.FORGÁČ a V. STREŠKO: **Ortuť v pôde Malých Karpát**

Prevažná časť Hg v prírode migruje v plynnom stave ako Hg^0, menšia ako $(CH_3)_2Hg$. Prírodným zdrojom uvoľňovania Hg sú kôrové horniny, rudné ložiská a vulkanické exhalácie. Ale ani antropogénne zdroje uvoľňovania nemožno nechať bez povšimnutia.

Hg v pôde Malých Karpát sme študovali v pôdnych profiloch na viacerých lokalitách. Lokality boli zoradené do troch línií naprieč horstva. Prvá séria profilov je v línii Svätý Jur - Stupava, druhá Pezinok - Pernek a tretia Doľany - Sološnica. Na každej lokalite sa Hg stanovovala v troch pôdnych horizontoch, a to A_o, A a B. Hg sa v pôde vyskytuje v množstve od 0,038 do 0,473 ppm. Najvyšší obsah je v horizonte A_o a smerom do hĺbky klesá.

V pôde Slovenska (poľnohospodárskej) je v priemere 0,028 ppm Hg. V pôde, ktorú sme študovali, je obsah Hg 10-krát a viackrát vyšší. Obsah Hg v línii Svätý Jur - Stupava a na V od Perneka je výrazne vyšší, ako je limitná hodnota rizikových látok v pôde. Celkove je zjavné, že obsah Hg v pôdnych profiloch smerom do hĺbky klesá, ako aj to, že sa zmenšuje aj v smere Malých Karpát (na SV). Predpokladáme, že výrazné znečistenie pôdy Hg v uvedených úsekoch Malých Karpát je antropogénne.

Hg a jej zlúčeniny predstavujú silné jedy. Nebezpečenstvo toxického pôsobenia Hg a jej zlúčenín je veľké. Pre vysokú toxicitu Hg treba tento prvok prísne a sústavne sledovať, aby nenastal katastrofický stav ako to bolo na viacerých miestach v minulosti. Podľa hlavných zásad štátnej environmentálnej politiky je prioritné eliminovanie príčin narušenia životného prostredia, teda prenesenie ťažiska z odstraňovania následkov na odstraňovanie príčin a preferovanie preventívnych opatrení nad nápravnými.

J. BABČAN a J. ŠEVC: **Humusové látky malokarpatskej lesnej pôdy a ich environmentálne vlastnosti**

Geochemicko-environmentálne štúdium organických látok chránenej krajinnej oblasti Malé Karpaty pokračovalo roku 1993 na ďalších dvoch profiloch (II - Pezinok - Pernek a III - Doľany - Sološnica).

Spolu s výsledkami I. profilu (Svätý Jur - Stupava) umožňuje vysloviť nasledujúce závery: Priestorovo sú dve výrazné tendencie obsahu organických látok: a) zvýšený obsah v smere od J na S; b) zvýšený obsah v smere od Z na V. V najvrchnejšom pôdnom horizonte (A_o) je priemerný obsah oxidovateľného uhlíka C_{ox} v profiloch 13 - 6-%. Obsah C_{ox} odpovedajúceho sume humínových a fulvokyselín sa mení v rozmedzí 5 - 4 - 3,6 %.

Vo všetkých profiloch horizontu A_o je priama závislosť obsahu ortuti a organických látok (priemerná hodnota jednotlivých profilov je 0,30 - 0,22 - 0,20 ppm Hg).

Experimentálne sa potvrdilo, že malokarpatská lesná pôda je schopná prijať a viazať ďalšie podiely ťažkých kovov. Ich sorpčnovýmenná kapacita skúmaná ich vzťahom k Hg, Cu, Cd a Zn priniesla rozdielne výsledky (Hg << Cu = Cd << Zn) a zároveň potvrdila, že spôsob väzby týchto prvkov na prirodzený vzorkový materiál nie je jednotný. Z toho ďalej vychodí, že v malokarpatskej lesnej pôde musia byť zastúpené aj iné organické látky ako humínové a fulvokyseliny (celulóza, škrob, aminokyseliny a pod.) a každá z nich má iný vzťah k jednotlivým ťažkým kovom.

M. KHUN: **Ťažké kovy v čiernych bridliciach kryštalinika Malých Karpát**

Vysoký obsah ťažkých kovov v čiernych bridliciach má v environmentálnej geochémii veľký význam. Malokarpatské čierne bridlice sú charakteristické práve takouto zvýšenou koncentráciou niektorých ťažkých kovov. Sledoval sa obsah Sb, Hg, Zn, Ni, Co, Cu, V, Cr a As. Čierne bridlice produktívnych zón v porovnaní s medzinárodným štandardom kovonosnej čiernej bridlice SDO-1 okrem Hg a Co dosahujú, resp. prekračujú (obsah Ni, Cr a As sú veľmi blízke) hodnoty udávané pre tento štandard, a preto ich z aspektu obsahu týchto prvkov možno hodnotiť ako kovonosné.

Z environmentálneho hľadiska sú dôležité typy väzieb ťažkých kovov v študovaných horninách. Podľa významných korelačných koeficientov ich obsahu s obsahom celkovej síry a organického uhlíka možno získať nasledujúce skupiny prvkov: 1) prvky, ktoré nekorelujú ani so S, ani s C_{org}: Sb, Zn a Co, 2) prvky, ktoré významne korelujú len so S: Cu, As a Cr, 3) prvky, ktoré významne korelujú iba s C_{org}: Hg, 4) prvky, ktoré významne korelujú so S aj s C_{org}: Ni a V.

Vysoký obsah pre človeka potenciálne toxických ťažkých kovov v čiernych bridliciach kryštalinika Malých Karpát je prirodzeným geochemickým zdrojom znečistenia environmentu. Mimoriadne aktuálne je to v starých banských dielach (napr. štôlňa Augustín, Čmele, Ján), kde sa zvetrávaním haldového materiálu zrejme uvoľňujú niektoré ťažké kovy a následne nastáva kontaminácia lúčnej a lesnej pôdy a ich priesakom aj kontaminácia podzemnej vody.

O. ĎURŽA: **Ťažké kovy a magnetická susceptibilita malokarpatskej pôdy**

Predchádzajúce práce (Ďurža a Antalová, 1991; Ďurža, Gregor a Antalová, v tlači) overili, že zvýšený obsah ťažkých kovov v pôde

oproti pozadiu spôsobujú anomálie magnetickej susceptibility. Tento poznatok sme aplikovali na oblasť Malých Karpát.

Zmerali sme tri profily: Svätý Jur - Stupava, Pezinok - Pernek a Sološnica - Doľany. Chemické analýzy sú zatiaľ len z prvého profilu, z profilu 2 a 3 sa doteraz analyzovalo len Hg.

Poznatky z predchádzajúcich prác nie sú na sledovaných profiloch zreteľné, pretože sa nedali zachovať rovnaké podmienky pri meraní lesnej pôdy, najmä rovnaké pozadie, rovnaké materské horniny, rovnaká možnosť humusového horizontu, v ktorom je najvyšší predpoklad na akumuláciu ťažkých kovov a zmien ich elektrónovej štruktúry vplyvom organických ligandov. Svedčí o tom aj zmena priemernej hodnoty magnetickej susceptibility profilov (pokles smerom na S) a rovnaký trend zmeny percentuálneho obsahu organických látok na profiloch, ako to uvádza Babčan a Ševc (1993).

Sledovali sme vzťah obsahu Hg - magnetická susceptibilita. V horizonte A ani B medzi nimi nijaký vzťah nie je. Oproti tomu sa zistila priama úmernosť medzi obsahom Hg a magnetickou susceptibilitou pre rozdiel hodnôt horizontov A a B, t. j. vlastné znečistenie horizontu A a zodpovedajúci prírastok magnetickej susceptibility.

Doterajšie výsledky možno zhrnúť takto:

- Je súvislosť medzi hodnotami magnetickej susceptibility, obsahom ťažkých kovov a organických látok v lesnej pôde Malých Karpát.
- Zvýšeným hodnotám ťažkých kovov (v našom prípade zatiaľ len Hg) oproti pozadiu zodpovedajú zvýšené hodnoty magnetickej susceptibility oproti pozadiu.
- Hrebeň Malých Karpát pravdepodobne pôsobí ako bariéra, na ktorej sa zachytáva Hg z atmosféry, a to najmä na profile Svätý Jur - Stupava, jeho spád klesá smerom na S, pričom sú okraje profilov pravdepodobne znečistené relatívne silnejšie, ako je zistený trend. Nie je vylúčené, že znečisťovateľom je iný zdroj.

J. VESELSKÝ a J. FORGÁČ: **Ťažké kovy v lesnej pôde Malých Karpát**

Štúdium koncentrácie a distribúcie niektorých ťažkých kovov v pôde systémom série profilov v časti Pezinských Karpát tvorí súčasť grantu zameraného na environmentálny geochemický výskum chránenej oblasti Malé Karpaty (CHKO Malé Karpaty). Vzorky pôdy sa odberali systémom troch profilov naprieč Malými Karpatmi tak, aby nadväzoval na územie lesoparku Bratislavy. Prvá séria profilov bola situovaná v smere Svätý Jur - Nešticha - hájovňa Horvátka a Košariská do Stupavy, druhá bola v smere Pezinok - Cajla - Pezinská Baba do Perneka a tretia medzi Doľanmi cez Bukovú horu do Sološnice. Vzorky z horizontu A (hĺbka 10 - 15 cm) a B (hĺbka 30 - 50 cm) spolu so vzorkami riečištných sedimentov (stream sediments) sa po triedení podrobili analýze. Analyzovali sa zrnitostné triedy < 0,125 mm. Okrem vzoriek pôdy a zvetranín, resp. ich recentných sedimentov v riečnych tokoch sa analyzovali aj vzorky dvoch hlavných typov podložných hornín, t. j. granitoidov a vápencov. Metódou rtg fluorescenčnej analýzy bolo stanovené As, Cu, Fe total, Mn, Ni, Pb a Zn, atómovou absorpčnou spektrometriou Cd a Co a bezplameňovou atómovou absorpčnou spektrometriou Mo a Sb. Analýzy vykonali laboratóriá fy Gematrix, spol. s r. o., v Černošiciach.

Analytické výsledky, ktoré sú zatiaľ iba z prvej série profilov, sa predbežne spracovali matematickoštatisticky. Zostavili sa grafy obsahu a distribúcie Cd, As, Sb, Zn, Pb, Cu, Mn, Co a Ni v horizontoch pôdy (A, B, C), ako aj ich laterálne rozmiestnenie. Zistený je obsah týchto prvkov v bodoch odberu riečištných sedimentov v sledovanom smere. Predbežné zhodnotenie poukazuje na to, že obsah prvkov v pôdnych profiloch presahuje limitné hodnoty Mn, Ni, Sb a Pb a pri niektorých vzorkách riečištných sedimentov aj kadmia. Uvedené fakty bude treba overiť ďalším podrobným štúdiom.

J. ČURLÍK a S. Y. NEJEED: **Kalkrety (a dolokrety) v pôde Žitného ostrova**

Kalkrety (a dolokrety) sú sekundárne formy kalcitu (a dolomitu) vyskytujúce sa v pôde a v pokryvných sedimentoch ako výsledok pôsobenia epigenetických geochemických procesov karbonátovej povahy. V oblasti Žitného ostrova tvoria kalkrety (a dolokrety) rôzne horizonty akumulácie nad trvalou hladinou podzemných vôd. V pôde sa vyskytujú jemnodisperzné (mikritické) formy rozptýlené v matrixe, noduly (septárie), rizokonkrécie (kalcifikované korienky rastlín), cementované polohy v štrkových substrátoch až pevné vrstvy (lokálne nazývané „adka"). V pokryvných sedimentoch sú najčastejšie formy zaveseného karbonátového cementu v štrku, scementovaný štrk, noduly, rozpadavé až pevné vrstvy.

Karbonáty a horizonty ich akumulácie sa tvoria vylučovaním z podzemných (Ca^{2+}, Mg^{2+}, (Na^{+}), HCO^{3-}) vôd v zóne kapilarity (v nenasýtenej zóne). Je to výsledok vzniku výparných geochemických bariér, na ktorých sa vylučujú sekundárne minerály (soli) v trvale výparnom vlahovom režime (ascendenčné procesy). V najvrchnejšom horizonte pôdy a v štrku, ktorý vystupuje blízko pri povrchu, sa možno stretnúť aj s obmedzeným vylúhovaním a redistribúciou karbonátov. V tejto súvislosti sú pozorovateľné aj niektoré znaky descendenčného obohatenia v pripovrchových horizontoch, ktoré nie je výrazné. Procesy dekarbonatizácie neznížili obsah karbonátov v pôde významne a všetky typy pôdy tejto oblasti majú vďaka evapotranspiratívnemu režimu karbonátovú povahu až k povrchu. Ale na Žitnom ostrove sa kombinujú ascendenčné a descendenčné procesy tvorby sekundárnych karbonátov. Descendenčná redistribúcia karbonátov je lepšie pozorovateľná v hornej až strednej časti ostrova, kde je blízko povrchu štrk, v ktorom je kapilárny zdvih veľmi obmedzený, ascendenčná tvorba zase v strednej a dolnej časti ostrova, kde je hladina podzemnej vody blízko pri povrchu.

Najrozšírenejšie sú kalkrety (samostatné kalcitické formy). Niekedy sa vyskytuje asociácia kalcit - magneziálny kalcit -Ca-dolomit (dolokrety). Výskyt menej usporiadaného Ca-dolomitu bol overený komplexom metód. Jeho potvrdenie je novým poznatkom, ktoré obohacujú poznanie o tejto oblasti.

Tvorba kalkretov (dolokretov) poukazuje na tesnú spätosť medzi pôdou a podzemnou vodou, ktorá svojím zložením vplýva na formovanie chemického zloženia pevných fáz vodonosných horizontov a naopak. Chemické zloženie podzemných vôd Žitného ostrova sa v dôsledku reverzibilných (čiastočne reverzibilných) procesov (rozpúšťanie, vylúhovanie a desorpcia) pri fluktuácii hladín podzemných vôd postupne mení.

J. ČURLÍK a S. Y. NEJEED: **Geochémia stopových prvkov v pôde Žitného ostrova**

Pri geochemickom štúdiu procesov epigenetickej povahy v oblasti Žitného ostrova sa skúmala aj distribúcia stopových prvkov vo vybraných profiloch pôdy v istej línii paralelnej v smere predĺženia ostrova (SZ - JV). Štúdium ukázalo, že väčšina stopových prvkov má znaky obohatenia v humusových horizontoch. Je to výsledok väzby prvkov na anorganické, a najmä organické koloidy (biogeochemické bariéry). Obohatenie sa zistilo pri viacerých prvkoch (B, Be, Co, Cr, Cu, Hg, Ni, Pb). Sr, ktoré sa viaže hlavne na karbonáty, ukazuje úzky korelačný vzťah s akumuláciou karbonátov.

Určitá tendencia rastu obsahu niektorých stopových prvkov smerom k strednej a dolnej časti ostrova je spätá s ich väzbou na sekundárne oxidy a hydrooxidy Fe (Mn). Tie sa tvoria v pôde pri zvyšovaní jej hydromorfného ovplyvnenia, ktorého znaky (reliktné aj recentné) zreteľne rastú smerom k dolnej časti ostrova. Táto väzba sa vzťahuje na všetky ťažké kovy a As.

Kontaminácia pôdy sa zistila len lokálne, a to vo vzťahu k Ag, Cu a Hg. V regionálnom meradle zvýšená, ale podlimitná je koncentrácia Cd, ktorého zdrojom môžu byť priemyselné hnojivá.

Z geochemického štúdia vyplýva, že priestorová diferenciácia epigenetických procesov v pôde prebieha v smere od neutrálnych karbonátových cez karbonátové až po glejové a sódové procesy od centra krajiny (SZ) po subordinované krajinné celky (jv. časť).

Z celkového geochemického štúdia ďalej vychodia tieto konštatácie:

a) Žitný ostrov je intrakontinentálna delta - krajinno-geochemický systém kaskádovitého typu s centrom v hornej časti ostrova, cez ktorú sa postupne ovplyvňujú ostatné (subordinované) časti systému, a to migráciou látok v podzemnej vode. Preto pri jeho štúdiu možno použiť geochemický migračný model.

b) Podzemná voda svojím zložením ovplyvňuje chemické zloženie pôdy tým, že sa v pôde ukladajú niektoré zložky a naopak ako výsledok interakcie pôda (sedimenty) - podzemná voda sa chemické zloženie podzemnej vody postupne mení o látky vylúhované z pevných fáz vodonosných horizontov.

Seminár Pieninské bradlové pásmo

(Bratislava 18.11.1993)

P. UHER a R. MARSCHALKO: **Obliaky granitoidných hornín vo flyši pieninského bradlového pásma: geochémia, mineralógia a geotektonická pozícia**

Granitoidy s. l. patria medzi stabilne sa vyskytujúce horniny v obliakoch kriedových až paleogénnych flyšových sekvencií pieninského bradlového pásma, najmä v klapskej a kysucko-pieninskej jednotke. Na základe viacerých metód (optické štúdium, chemické analýzy hlavných a stopových prvkov včítane REE, štúdium akcesorických minerálov, zirkónová typológia, mikrosondové analýzy živcov, biotitu, zirkónu a allanitu, meranie magnetickej susceptibility) možno vyčleniť tri základné typy obliakov granitoidných hornín:

1. *Typ Upohlav* (exotický) je najrozšírenejší. Tvoria ho leukokratné biotitické granity, granitové porfýry a ryolity. Ide o postorogénnu suitu s trendom k A-typu granitov. Na základe U-Pb izotopického datovania zirkónu je vek granitov posthercýnsky, spodnopermský (274 ± 13, resp. 294 ± 21 Ma). Preto nejde o produkty jursko-spodnokriedového subdukčného magmatizmu, ako sa usudzovalo podľa doterajšej interpretácie K-Ar vekov. Upohlavské granitoidy majú svoj analogón v južných - internejších alpínskych jednotkách Západných Karpát a v panónskej oblasti (Turčok, Velence). Podobné typy sú známe aj z Álp a zo západomediteránnej oblasti.

2. *Typ Krivá* sa vyskytuje najmä v kysuckej a oravskej časti bradlového pásma. Ide o muskovitícko-biotitické granodiority až granity s vápenato-alkalickým trendom S>I. Svojimi charakteristikami pripomínajú variské orogénne granitoidy tatrika a veporika, najmä spodnokarbónske granitoidy monazitovej skupiny.

3. *Typ Lubina* sa doteraz zistil len ojedinele. Je to porfyrický biotitický granit s osobitnými črtami blížiaci sa k vápenato-alkalickým intrúziám I-typu. Predpokladáme, že môže patriť aj medzi orogénne až neskoroorogénne plutonity variského veku.

Prednáškové popoludnie

Poznatky a skúsenosti zo štúdijných pobytov a práce slovenských geológov v zahraničí

(SGS 21.10.1993 Bratislava)

P. REICHWALDER: **Vulkanizmus východoafrického riftu na území Etiópie**

Etiópsky úsek východoafrického riftu je klasickým územím na štúdium tektonického a magmatogénneho vývoja kontinentálnej riftogenézy až do štádia sformovania oceánskej litosféry a iniciálneho rozpínania oceánskeho dna (Červené more). Vznik riftového systému súvisí s plášťovým diapírom pod relatívne stacionárnou africkou litosférickou doskou v období terciéru. Jej dómovité vyklenutie v sv. časti Afriky viedlo k jej postupnému stenčovaniu a to vyústilo do sformovania trojvetvového riftového systému s trojným bodom typu RRR v oblasti afarskej depresie. Riftogenézu sprevádzal intenzívny vulkanizmus. Charakter a zloženie vulkanitov odráža postupné zmeny v geotektonickom režime a vzájomné interakcie vrchnoplášťovej magmy s horninami kontinentálnej kôry.

Geologické procesy späté s rozlámaním kontinentálnej kôry a následným vulkanizmom sformovali také výrazné morfoštruktúry, ako je rozsiahla Etiópska vysočina, tektonicky hlboko zaklesnuté údolie hlavného etiópskeho riftu a strmé zlomové svahy lemujúce jeho okraje.

Počiatočné fázy riftogenézy v paleogéne boli sprevádzané obrovskými výlevmi bazaltovej lávy, ktorá na kryštalických horninách proterozoického veku a ich platformovom mezozoickom obale vytvorila mohutný platobazaltový pokryv (Trap Series), dosahujúci v centrálnych častiach mocnosť 2000 m s impozantnými odkryvmi v hlboko zarezaných kaňonoch Modrého Nilu a jeho prítokov budujú podstatnú časť Etiópskej vysočiny. Mladší bazaltový vulkanizmus vytvoril početné rozsiahle štítové vulkány, značne prevyšujúce starší platobazaltový povrch vysočiny.

Mladšie (neogénne) štádium riftogenézy bolo spojené so sformovaním morfologicky výrazného riftového údolia a sprevádzal ho intenzívny bimodálny alkalický vulkanizmus, indikujúci značnú kontamináciu vrchnoplášťovej magmy kontinentálnou kôrou a vytváraním intrakôrových rezervoárov. Vulkány sú prevažne centrálneho typu a priestorovo sa viažu na zlomové štruktúry ohraničujúce riftové údolie. Vulkanické horniny majú pestré zloženie (bazalty, ryolity, dacity). Veľká je aj pestrosť vulkanických foriem, a to od menších monogenetických vulkánov cez vulkány freatického typu vytvárajúcich explozívne maary až po rozsiahle polygenetické stratovulkány, často s vývojom rozsiahlych kalder explozívneho aj kolapsového typu. Kyslé vulkanické horniny majú často charakter ignimbritov.

Najmladšie vulkanické horniny prevažne bazaltového zloženia vystupujú v afarskej časti riftového systému so stále aktívnym riftingom. Je to ojedinelé miesto, kde v pokračovaní Adenského zálivu možno pozorovať zrod nového oceánu.

P. REICHWALDER: **Ložiská zlata v Etiópii**

Ložiská zlata patria v Etiópii medzi ekonomicky najvýznamnejšie ložiská nerastných surovín. Sú takmer výlučne späté s prekambrickými (mladoproterozoickými) horninovými komplexmi. Vystupujú vo forme primárneho zrudnenia v týchto komplexoch alebo ako rozsypy (placer deposits) aluviálneho a deluviálneho typu priestorovo úzko nadväzujúce na primárne zdroje.

Najvýznamnejšou a v súčasnosti jedinou oblasťou ťažby zlata sú výskyty v južnej Etiópii (provincia Sidamo), východne od etiópskeho riftu. Početné výskyty zlata rozsypového typu a v posledných

rokoch objavené výskyty primárnej Au mineralizácie sa tu sústreďujú do výrazného severojužného pásu západne od Kibre Mengist (predtým Adola), označovaného ako adolský zlatý pás (Adola Gold Belt). Jeho priebeh je totožný s priebehom hlavných štruktúrnych trendov panafrického orogénneho pásma s veľmi zložitou stavbou kolízneho typu.

Primárna Au mineralizácia tvorí niekoľko genetických typov. Početná, ale málo významná Au mineralizácia je spätá so sulfidickou mineralizáciou impregnačného a žilného typu v metabazitoch vulkano-sedimentárneho komplexu. Praktický význam má len zlato-kremenná mineralizácia bez významného zastúpenia sulfidov. Tvorí miestami rozsiahle telesá žilníkového typu (dĺžky niekoľko 100 m a maximálnej šírky až 50 m - ložisko Lega Dembi), kulisovite rozmiestnené v metasedimentoch vulkano-sedimentárneho komplexu. Vznik a lokalizácia rudonosných štruktúr sú podmienené vývojom strižných zón (transpresno-transtenzná tektonika neskorokolízneho až postkolízneho štádia). Zdrojom Au bola pravdepodobne staršia sulfidická mineralizácia v metabazitoch a zdrojom tepla na transport Au mohli byť intrúzie mladého granitu.

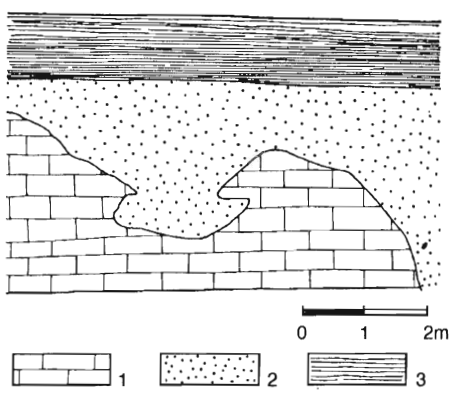
Orientácia zlato-kremenných žíl je väčšinou mierne diagonálna na metamorfnú foliáciu okolitých hornín. Ich štruktúra poukazuje na viacaktový proces ich otvárania. Priemerný obsah zlata v najvýznamnejších výskytoch (Lega Dembi, Sakaro) je 3 - 4 g/t a zásoba priemerne dosahuje desiatky ton.

VLADIMÍR BEZÁK: **Ložisko Pb-Zn rúd ako výplň paleokrasu (El Abed, Alžírsko)**

Významné ložisko Pb-Zn rúd El Abed leží v severozápadnom Alžírsku na hranici s Marokom na južnej strane Telského Atlasu v n. m. výške asi 1300 m. V širšom okolí je viac rudných výskytov, ktoré využívali už Rimania a Berberi, a podobné ložiská svetového významu sa ťažili aj na marockej strane (Touissit, Bou Beker).

Geológia ložiska je pomerne jednoduchá. Na peneplenizovaný paleozoický fundament (fylity, metabáziká) transgredujú sedimenty jury:

- dolomity (vek toark-álen, nepravidelná mocnosť, spôsobená hlavne neskoršou eróziou, max. do 30 m), na báze sú miestami zachované červené ílovité konglomeráty a sivý vápenec,
- nad tým pieskovce, menej siltovce a brekcie (vek bajok, tvary telies a mocnosť max. do 4 m, extrémne nepravidelné, ide o výplň krasového reliéfu);
- tenká vrstva čiernych siltovcov a oolitických vápencov (bat);



Obr. 1. Typická morfológia telies rudných pieskovcov vo výplni paleokrasu (stena banskej chodby, ložisko El Abed). 1 - dolomity, 2 - pieskovce s galenitom a sfaleritom, 3 - sliene bez zrudnenia.

- vyššie 300 - 350 m slieňov (kelovej - oxford);
- súvrstvie pieskovcov lusitanu (mocnosť okolo 400 m);
- najvyšším zachovaným členom sú ojedinelé erózne zvyšky vápenca (kimeridž).

Vrstvy sú uložené subhorizontálne a porušené hlavne v neogéne subvertikálnymi zlomami, pričom sa vytvorila regionálna štruktúra hrastov a grabenov (zaujímavosťou regiónu je inverzia reliéfu vo vzťahu k neogénnej tektonike).

Geneticky sú na ložisku prítomné dva hlavné typy zrudnenia. Staršie je zrudnenie stratiformného typu v dolomite (známe vo svete aj ako typ Mississipi Valley). Genéza tohto typu nie je ešte vysvetlená, ale predstavuje podstatnú časť svetovej zásoby olova a zinku. Druhý typ bol dlho neidentifikovaný. Ide o výplň paleokrasového reliéfu podložných dolomitov rudným detritom pochádzajúcim z týchto dolomitov. Krasové depresie reliéfu majú často neočakávané nepravidelné tvary (obr. 1). Špecifická genéza zapríčinila veľkú morfologickú nepravidelnosť rudných telies a veľkú variabilitu v obsahu kovov, čo extrémne zvyšuje náročnosť na prieskumné práce a výpočet zásoby.

Geologické a zrudňovacie procesy prebiehali takto:

1. transgresia na peneplenizovaný fundament, sedimentácia vápencov, prvotná dolomitizácia a vznik rozptýlenej mineralizácie (zdrojom zrnosu kovu do morského bazénu boli pravdepodobne staré hercýnske koncentrácie),
2. výzdvih, karstifikácia, cirkulácia roztokov s rudnými prvkami po trhlinách spätá so sekundárnou dolomitizáciou (tzv. brekciovitý dolomit) a kryštalizáciou galenitu a sfaleritu,
3. pokračovanie výzdvihu (emerzia), vytváranie krasového povrchu, zapĺňanie depresií hlavne dolomitovým a rudným detritom, vznik obohateného rudného pieskovca a brekcií,
4. pokles územia, nová transgresia (nezrudnené sliene a pieskovce), konzervácia paleokrasu a rudného poľa,
5. hlavná zlomová tektonika (vznik blokov - hrastov a grabenov), možná remobilizácia zrudnenia cirkuláciou horúcich roztokov.

E. LUKÁČIK: **Nkana Mine - Cu-Co ložisko svetových parametrov (Zambia)**

Nkana Mine sa nachádza v centrálnej časti zambijského „medeného pásma" (copperbelt), ktorý tvorí jednu z najväčších metalogenetických provincií sveta. Medeno-kobaltové ložiská synsedimentárneho pôvodu vytvárajú stratiformný pás v katanžských metasedimentárnych horninách mladoproterozoického veku. Ložiská sú v dvoch sedimentárnych bazénoch Nkana - Chambishi a Mufulira, ktoré oddeľuje megaantiklinála Kafue (Fleischer et al., 1976).

Ložisko Nkana Mine bolo objavené roku 1910 a zaberá územie asi 11200 ha priamo v predmestí Kitwe, ktoré je administratívnym centrom provincie Nkana. Užitočným vyhľadávacím kritériom bola prítomnosť rastlín (Ocimum hombiei De Wild), ktoré tvoria hustý rastlinný pokryv na odkryvoch zo zrudnených čiernych až sivých bridlíc tiahnucich sa na niekoľko sto kilometrov zo zambijského „medeného pásma" až do provincie Shaba v Zaire.

Samo ložisko sa viaže na synklinoriálnu štruktúru, ktorá je vo východnej časti sedimentárneho bazéna Nkana - Chambishi. Synklinórium je budované východným a západným ramenom (East a West Limb) spojených s intenzívne prevrásneným kulisovite usporiadaným komplexom vrás. Smer vrásových osí je zhodný so smerom vrásovej osi synklinória so sklonom okolo 20° na SZ.

Stratigrafickým nositeľom zrudnenia je spodná časť katanžských metasedimentov, tzv. Lower Roan, s rudnou formáciou reprezentovanou páskovanými ílovito-piesčitými fáciami s dolomitickou prímesou, ktoré sa striedajú s čiernymi karbonatickými bridlicami. V podloží aj nadloží rudnej formácie vystupujú početné polohy

konglomerátov a kvarcitov, ktoré slúžia ako markery pri dokumentácii vrtných a banských prác.

Dominujúcim rudným minerálom je chalkopyrit a bornit, podružný chalkozín. Prevládajúcim kobaltovým minerálom je karolit a kobaltonosný pyrit. Distribúcia minerálov ložiska je zonálna. Zonálnosť je výsledkom vyzrážania úžitkových prvkov v dôsledku zmeny ich oxidačných potenciálov. V príbrežnej zóne sedimentárnych panví vznikali kysličníky Fe s karbonátmi, ďalej od pobrežia sa vyzrážal chalkozín, bornit a chalkopyrit, pričom najhlbšie fácie majú pyritovú mineralizáciu. Takúto zonálnosť potvrdili aj mnohé vrtné práce vo východnom ramene synklinória. Hojný je aj anhydrit a sadrovec, ktoré poukazujú na synsedimentárny vznik Cu-Co mineralizácie. Bežným sekundárnym minerálom oxidačnej zóny je malachit (ťažený v Zaire má klenotnícku hodnotu), azurit, chryzokol, ako aj medené sľudy zastúpené vermikulitom.

Ložisko bolo otvorené tromi šachtami na vzdialenosť 14 km, pričom severná šachta (Mindola Shaft) dosahuje hĺbku 1500 m. Celkovo sa vypočítalo okolo 400 mil. t rudy rozličnej kategórie pri obsahu 2 % Cu a 0,1 % Co. Z tohto množstva je približne 100 mil. t ťažiteľných a 150 mil. t identifikovaných. Asi 2/3 zásoby je na dne synklinória v kulisovite usporiadaných vrásach s amplitúdou 150 - 200 m. Dobývacím limitom je 1 % Cu v rude.

Pokles ťažby vo východnom ramene na súčasných 3 mil. t za rok spôsobilo jeho vyťaženie a stenčovanie jeho mocnosti smerom na J, čo vedie k prechodu ťažby do zvrásnenej, hlbšej časti synklinória. V tejto súvislosti konvenčnú gravitačnú metódu pilier - komora (pillar - stope) nahradí metódou „vyrúb a vyplň" (cut and fill), ktorá na rozdiel od prvej umožňuje dobývanie zdola nahor. Jej ďalšou výhodou je, že po zacementovaní vydolovaných priestorov nebude treba hlavné vodonosné súvrstvie, ktoré je v nadloží ložiska, odvodňovať. Tak sa podstatne zredukujú odvodňovacie vrty (v súčasnosti sa z podzemia čerpá okolo 80 000 m^3 vody za deň), zvýši sa produkcia a zefektívni sa celá banská prevádzka.

Prednáškové popoludnie paleontologickej odbornej skupiny

(Bratislava 3.11.1993)

R. MARSCHALKO a M. SAMUEL: **Sedimentologický výskum východnej časti súľovských zlepencov**

Súľovské zlepence mocné 1200 m sú paleocénno-eocénneho veku a skladajú sa zo zmesi piesku a štrku, ktorá utvára matrix väčším klastom až blokom (max. 3 m). Takmer 98 % klastík všetkých granulometrických tried pochádza z dolomitového (stredný trias) extrapanvového zdroja. Z prepočtu mocnosti zlepenca vyplýva, že najmenej 70 - 110 km^3 dolomitových hornín zaniklo v paleogénnej panve. Súľovské zlepence sú sedimenty gravitačných pohybov hmôt po svahoch. Z rozboru textúr vyplýva päť základných typov zlepenca:

Typ I tvoria hrubozrnné dolomitové brekcie s podopretou aj nepodopretou kostrou klastov a s nevrstvovitou stavbou. Ide o sedimenty suťových lavín, ktoré utvárali lem nestabilných seizmotektonických okrajov. Transport bol krátky a svahy extrémne prudké (vyše 60°).

Veľká skupina (typ II, III, IV, V) zlepencov utvárala sedimenty delt a náplavových vejárov s nízkym uhlom sklonu. Sú to:

Typ II. Tvoria ho zle triedené balvanové brekcie tmelené štrkovo-pieskovým matrixom mocné do 25 m. Slabo zaoblené až ostrohranné megaklasty dolomitu sa nedotýkajú, sú roztratené a poukazujú na transport a depozíciu v hustom jadre nekohezívneho suťového prúdu. Hmota sa pohybovala z pevniny cez úzky šelf na podmorský vejár (zalomený svah). Pri náhlom spomalení sa prvá uložila hrubá brekcia, v nadloží pokračoval riedený nekohezívny tok zŕn s disperzným tlakom a finálna turbulentná časť.

Typ III. Tento typ reprezentujú masívne zle triedené brekcie s blokmi dolomitu v priemere do 3 m. Osobitosťou boli ostrohranné intraklasty bahnovcov podobného zloženia ako medzivrstvový flyš, z ktorého boli erodované bloky bioherm strhnuté zo šelfu. Brekcie tvorili vložky medzi normálnymi sedimentárnymi jednotkami gradačného hlbokomorského flyšu. Štruktúrne, textúrne a mocnosťou sa zhodujú s typom II, ale rozdiel je v stratigrafii a frekvencii výskytov.

Typ IV. Ide o masívne zlepence a brekcie s nepodopretou kostrou klastov (dlhých maximálne 50 cm), v ktorých je prevažujúcim komponentom matrix, ktorého podiel sa smerom nahor zvyšoval. Hrubé klasty sú rozšírené po celej vrstve. Pri zaoblených a predĺžených tvaroch bola tendencia po prednostnej orientácii A osi a po imbrikácií (bez dotyku klastov v matrixe). Zlepenec nemal trakčnú textúru ani internú stratifikáciu. Typ IV tvorí 60% podiel z celkového objemu.

Typ V. Sú to inverzné a normálne gradačné zlepence a brekcie s vyšším tesnením klastov uložené z koncentrovaných turbiditných prúdov delených na podložnú hustú laminárnu a nadložnú rozriedenú turbulentnú časť.

Pohyb gravitačných tokov iniciovala seizmotektonická aktivita transformných okrajov panvy. Jestvuje názor, že veľký objem suťových sedimentov bol mobilizovaný v údoliach seizmických horských pásiem pretrhnutím jazier pôvodne prehradených skalnými zrúteniami pri zemetraseniach (Marschalko, 1988) vyšších ako 8,5° Richterovej škály.

Súľovské zlepence sú osobitným prípadom eventovej sedimentácie spätej seizmotektonickou aktivitou mobilného horského pásma s priľahlým žľabom. Predpokladá sa, že nezrelý ostrohranný klastický materiál nebudoval rozsiahlejšie prechodné prostredia (šelfy) sedimentácie. Chýbajú textúry a znaky oscilačného procesu a zaoblenie klastov typické z pláží.

Hĺbku bazénu preukazujú pelagické a hemipelagické vrstvy a ichnofosílie v zlepenci. Dno panvy podľa masového výskytu rabdamminovo-dendrofryového spoločenstva dosiahlo spodnú batyálnu úroveň (1650 - 2250 m).

Slovenská asociácia ložiskových geológov (SALG) zaregistrovaná

SALG je dobrovoľná profesná organizácia združujúca odborníkov pracujúcich vo výskume, prieskume a ťažbe ložísk nerastných surovín v SR. Poslaním SALG je obhajovať záujmy svojich členov a odboru, rozvíjať ložiskovú geológiu a jej príbuzné odbory, reprezentovať svojich členov a odbor a dodržiavať Kódex profesného správania.

SALG zaregistrovalo Ministerstvo vnútra SR dňa 25.11.1993, boli schválené stanovy a Štatistický úrad SR pridelil identifikačné číslo na podkladoch, ktoré vyhotovil prípravný výbor SALG, ustanovený v Ždiari dňa 22. júna 1993 na seminári o geologickej a ložiskovej problematike Spišsko-gemerského rudohoria. Bol ustanovený prípravný výbor pre založenie SALG (predseda RNDr. K. Piovarcsy).

Prvé valné zdromaždenie SALG sa konalo 2. a 3. marca t. r. v Banskej Bystrici. Závery na ňom prijaté budeme publikovať v nasledujúcom čísle Geovestníka.

M.R.

Plán odborných akcií Slovenskej geologickej spoločnosti na I. polrok 1994

V I. polroku 1994 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti (Banská Bystrica, Bratislava, Spišská Nová Ves a Žilina) a odborné skupiny (geofyzikálna, geochemicko-mineralogická, hydrogeologická, inžinierskogeologická, ložisková, paleontologická, ropnej geológie, sedimentologická, štruktúrnej geológie, vulkanologická a zberateľov nerastov a skamenelín) pri Ústrednom výbore Slovenskej geologickej spoločnosti tieto akcie:

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. M. Háber, CSc.)

13.1.1994
Geofyzikálny seminár. Zabezpečuje J. Komora.

28.5.1994
X. jubilejná burza minerálov v Banskej Bystrici. Zabezpečuje M. Okruhlica.

13. - 15.6.1994
Konferencia Ťažba nerastných surovín v historických banských revíroch Slovenska. Zabezpečuje J. Galvánek a M. Bláha.

Bratislavská pobočka (predseda doc. RNDr. P. Reichwalder, CSc.)

20.1.1994
Prednáškové popoludnie: Geológia a vulkanizmus Islandu. Zabezpečuje V. Konečný a M. Stolár.

17.2.1994
Seminár Geologicko-geofyzikálna interpretácia reflexného seizmického profilu G-1 Spišsko-gemerským rudohorím a Slovenským krasom. Zabezpečuje J. Vozár.

24.3.1994
Seminár Alpínska vysokotlaková metamorfóza v Západných Karpatoch a jej význam pre geotektonické interpretácie. Zabezpečuje P. Reichwalder.

21.4.1994
Seminár Nové poznatky o geológii oblasti Levočských vrchov. Zabezpečuje P. Gross.

16.6.1994
Seminár Problémy výuky geológie na základných a stredných školách v rámci prírodovedných predmetov. Zabezpečuje J. Jablonský.

Geofyzikálna skupina (predseda RNDr. M. Deščík)

17.3.1994
Seminár Nové metódy v geoenvironmentálnom prieskume - možnosť výrazného zlacnenia a zefektívnenia ekologických projektov. Zabezpečuje M. Deščík.

Geochemicko-mineralogická skupina (predseda RNDr. Š. Méres)

27.1.1994
J. Babčan: Geochémia a rozvoj fundamentálnych poznatkov.
I. Határ a J. Greguš: Geochemicko-ekologická distribúcia 34 prvkov v riečnych sedimentoch regiónu Horná Nitra.

14.4.1994
Prednáškové popoludnie:
M. Kohút: Poznatky zo študijného pobytu v Španielsku (Hercýnsky magmatizmus - mixing, hybridizácia, kôrová recyklizácia vs. asimilácia)
P. Ivan a V. Kollárová: Mineralógia a geochémia terciérnych alkalických bazaltov Západných Karpát.
M. Kováčik: Leukofylit s kyanitom - ojedinelý petrogenetický člen vo veporiku.
Zabezpečuje Š. Méres.

12.5.1994
Prednáškové popoludnie:
I. Petrík, I. Broska a P. Uher: Charakteristika variských granitov tatranského okna peninika a ich korelácia s granitoidmi Západných Karpát.
P. Uher, I. Petrík a I. Broska: Granity panónskeho bazénu (Velence, Mecsek): geochémia, mineralógia a ich korelácia so západokarpatskými granitmi.
M. Kohút et al.: Recyklácia kôrového materiálu pri genéze hercýnskych granitov na príklade Veľkej Fatry a Tatier.
I. Hraško: Rochovská granitová intrúzia - nové údaje (vek, zdroj).

2.6.1993
Seminár Prvky vzácnych zemín v minerálach a horninách Západných Karpát. Zabezpečuje I. Rojkovič.

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. P. Malík)

24.2.1994
Seminár Skúsenosti zo zostavovania hydrogeologických máp v mierke 1:50 000 - návrhy a pripomienky k jestvujúcej metodike (P. Malík, M. Zakovič, V. Hanzel, A. Čechová, O. Franko, E. Kullman, V. Böhm, F. Čech).

10.3.1994
Seminár Z činnosti Katedry podzemných vôd PFUK.

28.4.1994
Seminár Metódy diaľkového prieskumu Zeme v hydrogeológii.

26.5.1994
Z činnosti Geokonzultu Košice:
M. Haluška: Výsledky hydrogeologického prieskumu pre stanovenie ochranných pásiem zdroja minerálnej vody v Baldovciach.
I. Šajo: Vyhľadávací hydrogeologický prieskum v povodí Svinky.
Všetky akcie zabezpečuje P. Malík.

Inžinierskogeologická skupina (predseda doc. RNDr. R. Holzer, CSc.)

13.1.1994
M. Kováčik: Nový Zéland očami inžinierskeho geológa.

27. - 28.1.1994
Seminár Metodika zostavovania máp geofaktorov životného prostredia. (Seminár sa bude konať v Liptovskom Jáne).

10.2.1994
M. Ondrášik: Skúsenosti zo študijnej cesty v Japonsku (zamerané na inžiniersku geológiu).
M. Kováčiková a M. Ondrášik: Skládky rádioaktívnych odpadov - stav u nás a skúsenosti zo zahraničia.

7.4.1994
Seminár Stabilita skalných zárezov. Zabezpečuje R. Holzer a V. Jánová.

Skupina ložiskovej geológie (predseda RNDr. M. Gargulák, CSc.)

3.3.1994
Prednáškové popoludnie:
Nové poznatky o metalogenéze centrálnej zóny Štiavnického stratovulkánu. Zabezpečuje D. Onačila.

24. - 25.5.1994
Seminár Intrúzia rochovského granitu a jej metalogenetický význam. (Seminár sa bude konať v Betliari s jednodňovou exkurziou.) Zabezpečuje M. Gargulák.

Paleontologická skupina (predseda RNDr. J. Michalík, CSc.)

17.3.1994
A. Ondrejíčková a M. Polák: Rádiolária mikrofauna a prostredie sedimentácie stredno a vrchnojurských hlbokomorských uložení v zliechovskej panve krížňanského príkrovu.

14.4.1994
D. Reháková: Ultraštruktúra stien schránok spodnokriedových vápnitých dinoflagelát a jej paleobiologická a taxonomická aplikácia.

28.4.1994
Terénny seminár Záznamy náhlych sedimentárnych udalostí v spodnokriedových uloženinách vysockej a solírovskej jednotky v Parnej a Bohatej doline Malých Karpát.
Všetky akcie zabezpečuje J. Michalík.

Skupina ropnej geológie (predseda RNDr. P. Ostrolucký)

19.5.1994
Odborný seminár. Zabezpečuje P. Ostrolucký.

Sedimentologická skupina (predseda RNDr. M. Kováč, CSc.)

3.2.1994
DUUKL.

5.5.1994
Seminár Karbonátová sedimentácia v mezozoiku Západných Karpát.
Akcie zabezpečuje M. Kováč.

Skupina štruktúrnej geológie (predseda RNDr. D. Plašienka, CSc.)

31.3.1994
Seminár Tektonika vnútorných zón Západných Karpát.
Zabezpečuje D. Plašienka a J. Hók.

Vulkanologická skupina (predseda RNDr. L. Šimon)

3.3.1994
Prednáškové popoludnie:
Geologická stavba centrálnej zóny Štiavnického stratovulkánu.

31.3.1994
L. Šimon: Hydromagmatický vulkanizmus v severnej časti Vtáčnika - nový fenomén vulkanických procesov v tejto oblasti.

12.5.1994
V. Cajz (Čechy): Mladý vulkanizmus v Českom masíve.
Akcie zabezpečuje L. Šimon.

Spišskonovoveská pobočka (predseda Ing. M. Radvanec, CSc.)

Marec 1994
Prednáškové popoludnie:
Hydrogeologické, inžinierskogeologické a geochemické práce pri riešení problémov životného prostredia. Zabezpečuje I. Matula.

Žilinská pobočka (predseda RNDr. Á. Tužinský)

Marec 1994
Prednáškové popoludnie: Hydrogeologické a geologické poznatky expertov, ktorí pôsobili v zahraničí. Zabezpečuje Á. Tužinský.

RNDr. O. Franko, DrSc.
vedecký tajomník SGS

Spojovník a spojenia typu Au mineralizácia

V poznámke sa pokúsime odpovedať na otázku, prečo sa v spojeniach typu **Au mineralizácia** píše, resp. nepíše spojovník. Namieste sú naozaj obidve verzie otázky, lebo aj v odborných textoch z geológie a mineralógie býva rozdielny zápis (raz **Au mineralizácia**, inokedy *Au-mineralizácia*), ba často aj ten istý autor obidve možnosti strieda.

Otázka nás nijako nenadchýna. To preto, že je okrajová a že sa autori výsostne odborných textov menej zaujímajú o oveľa dôležitejšiu jazykovú a špeciálnu terminologickú problematiku. Ďalšia príčina spočíva v tom, že pravopisná kodifikácia, ktorú reprezentujú Pravidlá slovenského pravopisu (1. vyd. Bratislava, Veda, VSAV 1991, 536 s., ďalej PSP) a ktoré platia od 1. septembra 1991, nedáva na nastolenú otázku jednoznačnú a vyčerpávajúcu odpoveď. Trocha pomáha iba 17. bod o písaní spojovníka (ibid., s. 121), ktorý stanovuje, že sa toto interpunkčné znamienko (neslobodno si ho zamieňať s pomlčkou) píše „na spájanie symbolov so slovami, napr. D-glukóza, 2-fenantyl". V starších PSP sme konštatáciu aplikovateľnú na naše prípady hľadali zbytočne.

Vyčitovať PSP nedôslednosť pri kodifikácii by nebolo korektné, lebo iba slabo rozhľadený používateľ jazyka v písanej podobe môže podliehať ilúzii o absolútne vyčerpávajúcej kodifikácii, čo, pravdaže, neplatí iba o slovenčine.

Na prvý pohľad by sa mohlo zdať, že spojenia, ako je **Au mineralizácia, Cu mineralizácia, Fe ruda, Hg ruda** a pod., sú takého typu ako **D-glukóza, 2-fenantyl**, čiže Au, Cu, Fe a Ag by sa mohli pokladať za symboly, a teda by v nich mal byť spojovník (*Au-mineralizácia, Fe-ruda...*), ale popierajú to spojenia slov pomenúvajúce to isté, t.j. **zlatá mineralizácia, medená mineralizácia, železná ruda, ortuťová ruda**, ktoré takmer vždy popri prvej podobe (**Cu mineralizácia, Hg ruda...**) používajú tí istí autori. Z toho vychodí, že sa aj **Au mineralizácia** zrejme číta (resp. môže čítať) **zlatá mineralizácia, Fe ruda** ako **železná ruda**, čiže Au, Fe a pod. nie sú symboly.

Tých, čo aj teraz pokladajú predchádzajúcu argumentáciu za slabú, azda presvedčíme ďalšími príkladmi vyexcerpovanými z odborných textov. V istom príspevku s titulom **Cu-Co ložisko svetových parametrov** je spojovník v Cu-Co, čo je v poriadku, ale nie je medzi Co a slovom ložisko. Aj **Cu-Co ložisko** sa istotne číta **medeno-kobaltové ložisko**, lebo o tri riadky nižšie to autor takto píše, aj keď na nasledujúcej strane opätovne siaha po skrátenom zápise **Cu-Co mineralizácia**. Podobne sa na inom mieste píše o **Pb-Zn rude** čiže o **oloveno-zinkovej rude**.

V súvislosti s uvedeným sa vynára otázka, či je vôbec prípustné na označenie tohože významu - dokonca v tom istom texte - používať odlišné formy zápisu. Odpoveď je záporná, ale bude ju treba vysvetliť pri inej príležitosti.

Z výkladu vychodí, že neodporúčame písať *Au-mineralizácia, Cu-mineralizácia, Fe-ruda, Hg-ruda, Cu-Co-mineralizácia, U-Pb-datovanie* a pod., ale **Au mineralizácia, Cu mineralizácia, Fe ruda, Hg ruda, Cu-Co mineralizácia, U-Pb datovanie, Mn-Cu anomália, Cu-Pb-Zn-Ag-Au mineralizácia** a pod. Bez spojovníka treba písať aj analogické prípady, ako je **K metasomatóza (káliová metasomatóza), Ca dolomit (vápenatý dolomit), Na alterácia, Fe-Ca dolomit** a pod. Hoci argumentovať spôsobom zápisu v inom jazyku nemožno, na ilustráciu uvádzame, že napr. časopis Economic Geology píše ekvivalentné prípady v angličtine bez spojovníka: **Cu deposit, Co-Ni lithiophorite, K feldspar, Ni-Co deposit...** Podčiarkujeme, že naozaj ide len o výklad a odporúčanie, lebo dať našmu tvrdeniu punc kodifikácie nemáme právo.

V geologických alebo mineralogických termínoch so symbolmi (podobných typu **D-glukóza, 2-fenantyl** ap.) treba spojovník písať (napr. β-kremeň, δ-pyroluzit, resp. δ-MnO_2...).

P. Kušnír

O hypertrofii plurálu

Gramatické kategórie odrážajú reálnu skutočnosť, ale vonkoncom nie mechanicky. V plnej miere to platí aj o kategórii čísla. Veľmi zjednodušene možno konštatovať, že sa v spisovnej slovenčine singulárom (jednotným číslom) označuje jednosť a plurálom (množným číslom) mnohosť predmetov a javov.

Predchádzajúcu vetu neslobodno brať doslova, ako to v preexponovanom úsilí o „prísne terminologické" vyjadrovanie robia niektorí používatelia slovenčiny. Terminologizácia pomenúvacích prostriedkov je všeobecne známy jav a možno aj preto sa v hovorených a písaných textoch dosť často vyskytujú vety a spojenia takéhoto typu: umyli sme *riady*, prišli *nábytky*, budú *hmly*, preclievame *tovary, dovozy* stúpajú, *vývozy* klesajú, *teploty* vystúpia na 5 - 7 °C, dostali sme *papriky*, rádioaktívne *odpady*, mám *piesky* v pravom sandáli a pod.

Predchádzajúce príklady nie sú na rovnakej úrovni. Niektoré už dosť zovšedneli, viac-menej sa prijímajú, iné, napr. *piesky* v pravom sandáli, pôsobia až komicky.

Na výhrady voči plurálu v prípadoch, aké sme uviedli, sa spravidla odpovedá tak, že ide o rozličný **riad**, nielen o obývačkový, lež aj o kuchynský **nábytok**, resp. o viac súprav **nábytku**, že kým v meste A je **teplota** 5 °C, v meste B **teplota** 7 °C, teda ide o *teploty* atď.

Keby bolo tvrdenie zástancov plurálu v našich príkladoch prijateľné, potom by sa dala obhájiť azda aj takáto veta: Zajtra budú na Slovensku rozličné *počasia:* na západnom teplo, na strednom sychravo ...

Treba si povšimnúť, že ak by sa slová vytlačené kurzívou dali do singuláru, nevzniklo by nedorozumenie a nepociťovali by sa ako nepresné, nezvyčajné či nápadné. Ide totiž o **kolektíva** (hromadné substantíva), ako je napr. **riad, nábytok** ..., **pravé abstraktá**, napr. **teplota, vývoz** ..., a **materiáliá** (látkové substantíva), ako je **piesok, odpad** ... Pri takýchto skupinách substantív je v základnom význame možný a bezpríznakový iba singulár. A hoci sa to môže zdať paradoxné, singulár vôbec nie je užší ako plurál (**nábytok** nie je menej ako *nábytky*, **odpad** nie je menej ako *odpady* a pod.).

Hypertrofiu plurálu najmä v dvoch zo sledovaných skupín možno dokumentovať množstvom príkladov z geologických odborných textov, ktoré nás v prvom rade zaujímajú.

Výskyt pravých abstrákt s neželateľným plurálom sa dá ilustrovať napr. vetami a spojeniami typu: *obsahy* Au sú 5- až 6-krát vyššie, vyššie *obsahy* stopových prvkov, priemerné *kovnatosti*, merania dokazujú vysoké *salinity, dĺžky* žíl sú 0,5 - 1 km a *mocnosti* do 1,5 km, meriame *teploty a tlaky* ...

S materiáliami sú napr. spojenia: SR vyprodukuje 34 mil. t *odpadov*, rádioaktívne *odpady*, výskyt *vápencov*, dva typy *rúl*, vápnité *íly* sú na celej ploche pokryté *sprašami* a sprašovými *hlinami*, hmotu medzier tvoria *prachy* ...

Ak sa namiesto plurálu v typograficky vyznačených slovách obidvoch skupín použije singulár, sotva bude niekto tvrdiť, že by bol lepší, presnejší a nenápadnejší plurál. Ten naozaj možno v analogických prípadoch použiť, ale iba vtedy, keď sa musí nevyhnutne a jednoznačne vyjadriť, že ide o rozličné druhy niečoho a pod.

Napokon aj autori vehementne brániaci plurál tam, kde sa neodporúča, sa kde-tu v dobrom „pomýlia", a tak píšu v jednej vete o *salinitách*, ale trocha ďalej v rovnakom význame a kontexte o **salinite**, raz o *obsahoch* Au v čomsi, inde o **obsahu** Au v čomsi, často o *odpadoch* a *prachoch*, ale miestami korektne o **odpade** a **prachu.**

Autorom odborných textov z rozličných geologických vied azda pomôže takáto praktická rada: Ak pri pravých abstraktách a materiáliách nie je nevyhnutný plurál (v prípadoch s plurálom ide vždy o významový posun), treba použiť singulár.

P. Kušnír

1994

Január
New Delhi, India
XIII International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering.
- S. K. Gulhati, 13rd ICSMFE, India Geotechnical Society, c/o Civil Engineering Department. Indian Institute of Technology, New Delhi., 110016, Inde.

10. - 14. Január
Haidarabad, India
Gondwana intern. symposium.
- Gondwana, c/o intern. Wing, Geological Survey of India, 27 J. L. Nehru Road, Calcutta, 700 016 Inde. Fax 033 29 6958.

27. Január - 4. Február
Hanoi, Vietnam
Seismotectonics and seismic hazard in South East Asia.
Michio Hashizume, 7, place Fontenoy, 75007 Paris, France. 1/2 GRA.
Tél. 33/1 45 68 41 22. Fax 33/1 43 06 11 22 ou
- National Center XXX for Scientific Research of Vietnam. Institut of Geophysics, Box 411 Büu dien Bó Hô, Hanoi, Vietnam. Tél. 84/43 52 380. Fax 84/43 52 483. Télex 411 525 NGSRVT.

31. Január - 2. Február
New Orléans, U.S.A.
2nd thematic conference on remote sensing for marine & coastal environments. In No. 47.
- Robet Rogers, ERIM, Box 134 001, Ann Harbor, Mi 48 113-4001, U.S.A. Tél. 1/313 994 1200 ext 3234. Fax 1/313 994 51 23.

1. - 3. Február
Brighton, Veľká Británia
Groundwater: draught, pollution and management.
- H. R. Wallingford, Howberry Park, Wallingford, Oxon, OX10 8BA. G.-B. Tel. + 44 491 35 381. Fax + 44 491 26 703.

1. - 4. Február
Chartum, Sudán
Efficient utilization and management of water ressources in Africa. intern. conf.
- Gamal M. Abdo, Fac. of Engineering & architecture, Univ. of Khartoum. P. O. Box 321, Khartoum, Soudan. Tél. 33249/11 759 31. Fax 33249/11 44 898. Télex 22 738 KUP SD.

7. - 10. Február
Madrid, Španielsko
An´alisis y evoluclucion de la contaminacion de las aguas subter raneas. Congreso nacional.
- Congreso, Dpt. de Geologia, Univ. de Alcala, Fac. de Ciencias, Campus universitario, 28 871 Acal´a de Henarez, Madrid, Spain. Tel. 91/885 49 04. Fax 91/885 49 53.

7. - 12. Február
Hamilton, Nový Zéland
International Inter-INQUA Field Conference and Workshop on Tephrochronology, Loess and Paleopedology.
- D. J. Lowe, Department of Earth Sciences, University of Waikato, Private Bag 3105, Hamilton, New Zélande. Fax + 64 (7) 856-0115. Tel. + 64 (7) 856-2889.

8. - 9. Február
Orléans, Francúzsko
Géothermie 94 en Europe: de la recherche à l´exploitation. Symposium international.
- BRGM-IMRG, Fl. Jaudin, B. P. 6009, F 45060 Orléans Cedex 02. France. Tel. 33/38 64 31 61. Fax 33/38 64 39 80.

18. - 23. Február
San Francisco, U.S.A.
American Association for the advancement of Science, ann. mtg.
- AAAS 1333 H St. N. W. Washington D. C. 20005, U.S.A.

1. Marec
Havana, Kuba
2th intern. symposium on management and protection of water resources in tropical climates.
- Centro de Investigaciones de Recursos Hidraulicos, 2th symp. P. O. Box 23, General Peraza, 19210 La Havane, Cuba. Tél. 53/7 4678 Santiago de. Fax Las Vegas. Telex 511 559, 51210, 512107.

10. - 11. Marec
Turín, Taliansko
IV Geoengineering intern. Congress: soil and groundwater protection.
- IV convegno di geoingeneria, Associazione Mineraria Subalpina, c/o Politecnico di Torino, Corso Duca degli Abruzzi, 24. 10 129 Turin, Italie.

19. - 21. Marec
San Diego, Ca, U.S.A.
GSA Penrose Conference, Interdisciplinary perspectives on the history of the Earth Sciences.
- Léo F. Laporte, Earth Sciences Dpt, Univ. of California, Santa Cruz 95064, U.S.A. Tél. 1/408 459 2248. Fax 1/408 459 3074.

11. - 15. Apríl
Zurich, Švajčiarsko
IAHR symposium on transport and reactive processes in aquifers.
- Th. Dracos or F. Stauffer, Institut of Hydromechanics and water resources management (IHW), ETH-Hönggerberg. CH 8093 Zurich. Suisse. Tel. 01 377 30 66. Fax 01 371 22 83.

11. - 15. Apríl
Ankara, Turecko
10th Petroleum Congress and Exhibition of Turkey. In No. 47.
- Ali Kaya, TPAO Arama Grubu, Oda 1715, Mustafa Kemal Mahallesi, 2. Cadde No. 86. 06520 Ankara, Turkey. Tél. 90/4 286 91 00. Fax 90/4 286 90 49. Télex 42626 42044 TPAO-TR.

13. - 14. Apríl
Nottingham, V. Británia
Models for mineral deposits in sedimentary basins.
- The Conference Office, The Institution of Mining and Metallurgy, 44 Portland Place, London, W1N 4BR, G.-B.
Tél. 44/71 580 3802. Fax 44/71 436 5388.

15. Apríl
Nottingham, V. Británia
BGS Minerals Industry Forum II.
- The Conference Office, The Institution of Mining and Metallurgy, 44 Portland Place, London, W1N 4BR, G.-B.
Tél. 44/71 580 3802. Fax 44/71 436 5388.

17. - 20. Apríl
Sheffield, V. Británia
Extractive Industry Geology´94.
- The Conference Office, The Institution of Mining and Metallurgy, 44 Portland Place, W1N 4BR, G.-B. London.
Tél. 44/71 580 3802. Fax 44/71 436 5388.

18. - 19. Apríl
Paríž, Francúzsko
Géoprospective 1994. Le temps en géologie: du passé au futur. In No. 47.
- Géoprospective 94. École des Mines de Paris, 35, rue St-Honoré, F 77305 Fontainebleau, France. Fax 33/1 64 69 49 35.

24. - 28. Apríl
Editing, Ethics, Electronics and Economics (5th General Assembly and Conference), Budapest, Hungary. (EASE Secretariat, 49 Rossendale Way, London NW1 OXB, UK. Phone: 44(0)71-388 9668; telefax: 383 3092)

25. - 30. Apríl
Observation of the continental crust through drilling (7th International Symposium), Santa Fe, New Mexico, USA. (Earl Hoskins, DOSECC, College of Geosciences and Maritime Studies, Texas A&M University, College Station, TX 77843-3148, USA. Phone: (409) 845-3651; telefax: (409) 845-0056; E-mail: HOSKINS PLUTO. TAMU.EDU

3. - 6. Máj
Marseille, Francúzsko
Récifs et plates-formes carbonatées miocènes de Méditerranée.
- J.-P. Saint Martin ou J.-J. Cornée, univ. de Provence, Centre de sédimentologie-paléontologie, URA CNRS 1208, case 67, place Victor-Hugo, 13331 Marseille Cedex, Francia. Tel. 33/91 10 63 26. Fax 33/91 64 99 64.

9. - 12. Máj
San Antonio, Texas, U.S.A.
11th thematic conference geologic remote sensing.
- Environmental Research Institute of Michigan, Conf. Serv. Dpt., P. O. Box 134001, Ann Harbor, MI 48113-4001, U.S.A. Tél. 1/313 994 1200 ext. 3234. Fax 1/313 994 5123.

10. - 14. Máj
Santiago, Chile
Challenges in the Mining Industry.
- Mineria Latinoamericana, The Institution of Mining and Metallurgy, 44 Portland Place, London W1N 4BR, G.-B. Tél. 44/71 580 38 02. Fax 44/71 436 53 88.

15. - 18. Máj
Waterloo, Ontario, Kanada
Geological association of Canada and Mineralogical association of Canada: annual meeting.
- Alan V. Morgan, Dpt Earth Sciences, Univ. of Waterloo, Ontario, Canada N2L 3G1. Tél. 1/519 885 1211.

23. - 28. Máj
Constanca, Rumunsko
Impact des activités industrielles sur les eaux souterraines. Symposium intern.
- F. Zamfirescu, univ. de Bucarest, fac. de géologie et géophysique, str. Traian Vuia 6, R-70139 Bucarest, Roumanie. Tél. 40/1611 1103. Fax 40/1613 1760.

22. - 28. Máj
Morgantown, Virginia, U.S.A.
IACMAG 94, 8th intern. conference on computer methods and advances in geomechanics.
- J. Siriwardane, IACMAG 94, College of Engineering, 637 Engineering Building, West Virginia University, Morgantown, WV 26 506 U. S. A. Tel. + 304 293 3031 ext. 620. Fax + 304 293 5024.

23. Máj - 2. Jún
Belehrad, Juhoslávia
General and applied karst hydrogeology. Intern. symposium and field seminar.
- Z. Stevanovic, PUTNIK, Head Office, D. Jovanovica 1, P. O. Box 126, Belgrade, Yougoslavie. Tel. 332 591 et 338 653. Fax 011/344 505. Telex 11 324.

25. - 29. Máj
Thessaloniky, Grécko
7th congress of the geological of Thessaloniki. In No. 47.
- D. Mountrakis, Aristote Univ. of Thessaloniki. Dpt of Geology. Thessalonique, Gr 54 006 Gréce. Tél. 30/31 99 1063. Fax 30/205 138 ou 200 392. Télex 412 181 AUTH GR.

20. - 24. Jún
Praha, Česká republika
GEOINFO V: 5th intern. Conference on Geoscience information.
- J. Hruška, Geofond, GEOINFO V Kostelní 26. 170 21 Praha 7. Tel. 00422 379 341. Fax 00422 370 647.

5. - 11. Jún
Berkeley, U.S.A.
Geochronology, cosmochronology and isotope geology (ICOG - 8).
- Garniss H Curtis, Institute of Human Origins-Geochronology Center, 2453 Ridge Road, Berkeley, CA 94709. Tel. 415/845.4003. Fax 415/845-9453.

6. - 10. Jún
Viedeň, Rakúsko
European Association of Exploration Geophysicists: 56th annual Meeting.
- Evert Van der Gaag, European Association of Exploration Geophysicists, Utrechtseweg 62, NL-3704 HE Zeist, Pays-Bas. Tel. (03404) 56 997. Fax (03404) 56 997. Fax (03404) 62640.

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. **Text článku, ak máte možnosť, pošlite na floppy diskete 3,5″**, formát PC, Apple Macintosh, Atari ST, Amiga, napísaný v norme Kamenických alebo Latin2 (textové procesory: T602, MS Word, CED, Mac Write a.i.)
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchický najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987) Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.
13. K článku je treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 420 x 300 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierno-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená "v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom "v príprave", "zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia "osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.
   Časopis
   Vrba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia slov., 21, 135 - 142.
   Zborník
   Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Smka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.