MINERALIA SLOVACA

15 1983 3

MINERALIA SLOVACA

Vol. 15
1983
No 3
193—288

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological-research organizations

Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GRECULA, CSc., *vedecký redaktor*
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA

Ing. Ján KURÁŇ, CSc., *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAŠ
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav CAMBEL
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEĽ
Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc.
prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGÁČ, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY, CSc.
RNDr. Ivan ŠARÍK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPÁK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH CONTENTS

PÔVODNÉ PRÁCE — ORIGINAL PAPERS

Michal Maheľ

Krížňanský príkrov, príklad polysériovej a polyštruktúrnej jednotky **193**

Krížna nappe, example of polyfacial and polystructural unit **193**

Dušan Plašienka

Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu **217**

Kinematic assessment of some structures of the Northern Veporic in relation to the generation of the Krížna nappe **217**

Bohumila Bezvodová — Dušan Ďurica — Antonín Zeman

Význam morfostruktur při vyhledávání ložisek ropy a zemního plynu v Západních Karpatech **233**

The role of morphostructures in prospection and exploitation of oil and gas deposits in the Foredeep and the Flyschzone of the West Carpathians **233**

Vratislav Hurai

Geometrická interpretácia plynokvapalných uzavrenín v kremeni zo žíl alpského typu veporického kryštalinika **243**

Fluid inclussions in quartz from alpine fissures of veporic crystalline and their genetic interpretation **243**

SPRÁVY — REPORTS

Jozef Forgáč — Vladimír Streško — Eva Šamajová

Stopové prvky v chloritoch polymetalického ložiska v Banskej Štiavnici **261**

Trace elements in chlorites on the Banská Štiavnica base-metal deposit **261**

Július Magyar — Rudolf Rudinec

Nové výsledky z neogénu a jeho podložia v južnej časti Košickej kotliny (vrt Čaňa-1) **271**

New results from the Neogene and its basement in the southern part of the Košice basin (Čaňa-1 drill hole) **271**

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

Mineralia slov.
15 *(1983), 3, 193—216*

Krížňanský príkrov, príklad polysériovej a polyštruktúrnej jednotky

MICHAL MAHEĽ

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

(10 obr. v texte)
Doručené 1. 3. 1983

Крижнянский шарьяж, пример полисерийной и полиструктурной единицы

Крижнянский шарьяж является складчатым шарьяжем с многоэтапным перемещением. В некоторых зонах интенсивно чешуеобразно смят. Полисерийность с палеотектоническим отличием членов юры и нижнего мела находит свое отражение во внешней (прилобовой) части шарьяжа в образовании частичных покровов. Как правило, эти покровы латерально замещают базальные дигитации главного покрова.

Krížna nappe, example of polyfacial and polystructural unit

The Krížna nappe is a fold nappe with several stages of overthrusting, in some zones intensely compressed and imbricated. The polyfaciesness with paleotectonic difference of the Jurassic and Lower Cretaceous members is reflected in the outer (near-front) part of the nappe in formation of subordinate nappes, which replace laterally the basal digitations of primary nappe.

Štruktúrny charakter a domovská oblasť krížňanského príkrovu — jedného z klasických príkrovov Karpát — boli v ostatných desaťročiach predmetom úvah. Dotýkajú sa základných otázok genézy príkrovov, ale aj ich nomenklatúry, ako aj charakteru karpatskej geosynklinály.

Cieľom nášho článku je analýza štruktúrneho charakteru krížňanského príkrovu a objasnenie podielu a významu týchto štruktúrnych elementov, ako sú digitácie, šupiny a čiastkové príkrovy, ale dotkneme sa aj otázky koreňovej zóny, a tým aj postavenia krížňanského príkrovu v hierarchii tektonických jednotiek. Vhodným doplnkom najmä naposledy spomenutej problematiky je následný článok D. Plašienku.

V alpidách je málo takých komplexných, kompletných a názorných príkrovov, ako je krížňanský.

Komplexnosť krížňanského príkrovu vyjadruje jeho polysériovosť so súborom paleotektonicky-antagonistických, trogových a prahových, resp. komplementárnych sekvencií. Popri hlavnej sekvencii s prevažne hlbokovodnými členmi, zliechovskej, sú lokálne sekvencie s prevažne plytkovodnými členmi jury a sčasti aj spodnej kriedy, a to od svahových typov (belianska, beckovská, humenská) cez „prechodné", s miešaným paleotektonickým charakterom členov (vysocká, ďurčínska; Maheľ, 1959, 1961, 1967). Polysériovosť sa v krížňanskom príkrove odráža od štruktúrnej členitosti s kmeňovým príkrovom a odnožovými príkrovmi. Pritom prevláda vrásový charakter štruktúr; digitácie, ležaté aj spätné vrásy.

Kompletnosť je vyjadrená zachovanosťou všetkých častí príkrovu, čelovej, chrbtovej aj prikoreňovej, navyše s nadväznosťou na koreňovú zónu. Pritom silne rozvinutý vrásový charakter s celou paletou digitácií, ale aj s čiastkovými príkrovmi a rozsiahla prikoreňová zóna s prejavmi metamorfózy a zachované útržky v koreňovej zóne, ako aj zachovanie čelovej časti príkrovu robia z krížňanského príkrovu priam klasickú jednotku aj v rámci európskych alpíd. Nečudo, že viaceré nové poznatky o krížňanskom príkrove majú pre poznanie nielen štruktúr, ale aj genézy príkrovov a tektogenézy vôbec všeobecnejší význam.

Názornosť krížňanského príkrovu vyplýva z jeho rozloženia v jedenástich jadrových vrchoch, a to od Malých Karpát až po Humenské vrchy. To umožňuje sledovať zmeny v obsahu a vo vývine niektorých členov aj v štruktúrnom charaktere pozdĺž Západných Karpát od ich JZ až po juhovýchodný roh, ale aj v priečnom smere od čelnej časti po koreňovú.

Pestrosť stavby krížňanského príkrovu, jeho kompletnosť a komplexnosť vynikajú vďaka tomu, že každý z jadrových vrchov poskytuje možnosť podrobnejšie poznať inú časť jednotky, napr.:

— v Malých Karpatoch premenlivosť obsahu a zložitosť stavby čiastkového vysockého príkrovu so vztýčenými šupinami; tým, že ide o roh Západných Karpát, predstavuje východisko ku korelácii s analógmi vo Východných Alpách,

— v Strážovských vrchoch paletu typov digitácií a ležaté vrásy; vzťah čiastkového príkrovu ako odnožového k jeho základnej, kmeňovej časti, ale aj čelnú časť príkrovu so vzťahom k manínskemu príkrovu,

— v Malej Fatre laterálne zmeny liasu bez vplyvu na štruktúry, ale aj soklové digitácie málo vzdialené od bradlového pásma; redukciu príkrovu a lokálnu pozíciu viacerých členov priamo na kryštaliniku,

— vo Veľkej Fatre chrbtovú časť príkrovu štruktúrne jednotnejšiu a zmeny fácií hlavne v réte a liase od S na J,

— v Tríbeči znaky prikoreňovej zóny,

— vo Vysokých Tatrách vzťah polyfaciálneho-polysériového príkrovu k polyštruktúrnemu príkrovu a význam šupín v stavbe,

— v Nízkych Tatrách prechod od prikoreňovej ku koreňovej časti príkrovu,

— v Humenských vrchoch charakter krížňanského príkrovu v jeho najvýchodnejšej časti.

Litostratigrafické jednotky — polysériovosť krížňanského príkrovu

Faciálna pestrosť niektorých členov krížňanského príkrovu je známa dávnejšie. Spájala sa hlavne s liasom, s pribúdaním plytkomorských fácií smerom na J (Matějka, 1927). V severnej časti krížňanského príkrovu (ďurčínsky doger v Malej Fatre, liasový pisanský pieskovec a spodnokriedový muránsky vápenec v Belianskych Tatrách; Sokolowski, 1948).

Známe boli širšie sledy členov s plytkovodnejším vývinom série. V južnej časti príkrovu sú takéto: iľanovská (Kettner, 1931) a séria Veľkého boka (Kettner, 1939).

Z pohľadu na krížňanský príkrov v celom rozsahu, teda vo všetkých jadrových vrchoch Západných Karpát, sa týmto faciálnym rozdielom pripisoval charakter lokálnych úchyliek. Príkrov sa ako celok pokladal vývinom za viac-menej jednotnú jednotku s charakteristickými, a tým aj poznávacími členmi: gutensteinský vápenec, dolomit (Ramsau), mocný karpatský keuper, rét, a to prevažne karpatského typu, fleckenmerglová fácia na J sčasti zastupovaná adnetskou fáciou, rádiolaritový vápenec a rádiolarity dogeru — malmu, slienitý a slieňovcový vápenec titónu — neokómu a flyšoidné až flyšové súvrstvie albu (Matějka, 1927, Andrusov, 1936).

Ale výskumy v päťdesiatych rokoch a začiatkom šesťdesiatych rokov ukázali oveľa väčší rozsah plytkovodnejších faciálnych súborov v južných oblastiach, napr. lučatínska séria, s plytkovodnými členmi liasu a dogeru na severných svahoch Zvolenských vrchov (Maheľ, 1961, 1967), značnú pestrosť fácií rétu a liasu a premenlivosť stratigrafického rozpätia jednotlivých členov v južnej časti Veľkej Fatry (Mišík — Rakús, 1963) a na južných svahoch Nízkych Tatier (Jaroš, 1965).

Väčší zásah do predstavy o vývoji a stavbe krížňanského príkrovu zaznamenalo preukázanie celých sekvencií jury a sčasti aj spodnej kriedy až po spodný alb v severnejších častiach príkrovu; prítomnosť kompletnejších sekvencií (v Malých Karpatoch vysocká; Maheľ, 1959, 1961b, v Považskom Inovci — beckovská, v Strážovských vrchoch — belianska, v Humenských vrchoch — humenská séria; Maheľ, 1959, 1961, 1967) aj širší rozsah plytkovodných fácií v juhozápadnom rohu Malej Fatry (ďurčinská).

Polysériovosť či polyfaciálnosť krížňanského príkrovu ukazuje na paleogeografickú členitosť sedimentačného priestoru. Z rozloženia jednotlivých typov sekvencií vyplynulo, že podstatnú časť krížňanského príkrovu v období najvýraznejšej oceanizácie Západných Karpát — v období jury a spodnej kriedy — predstavoval zliechovský trog s postupným prechodom na J cez vývin Veľkého boka do intraoceanického kavečiansko-struženického prahu. Severné časti krížňanského sedimentačného priestoru vykazujú charakter členitého, silne mobilného kontinentálneho svahu s úzkou nadväznosťou na intraoceanický tatrický prah (Maheľ, 1959, 1961).

To, že viaceré čiastkové elementy krížňanského príkrovu vykazujú v celom rade členov príbuznosť k tatrickým jednotkám (vysocká, belianska, beckovská), iba potvrdilo starší názor na bezprostrednú nadväznosť krížňanského sedimentačného priestoru na tatrický. Príbuznosť k tatriku je dokonca taká blízka, že to sprvu zvádzalo k názoru, že ide o tatrické elementy (Andrusov, 1959).

Podrobné výskumy vo všetkých spomenutých vrchoch ukázali nespornú príslušnosť vyčlenených jednotiek do krížňanského príkrovu, a to s celým radom prechodných sekvencií. Variabilnosť obsahu sekvencií od trogových po prahové so zmiešanými hlbokovodnými aj plytkovodnými členmi jury a spodnej kriedy je osobitne výrazná v Malých Karpatoch (Maheľ, 1961b).

Podrobnejší výskum aj v posledných rokoch rozširuje rozsah areálov s plytkovodnými fáciami. Napr. v Malej Fatre sa (Polák — Rakús, 1973) v typickej krížňanskej sekvencii smerom na V konštatuje pribúdanie plytkovodnejších fácií v strednom liase (vývin Kravjarského), vo východnej celého liasu (vývin Bystričky).

Pravda, v niektorých prípadoch majú menšie šupiny na báze krížňanského príkrovu sporné postavenie, napr. pri Varíne

zistená šupina plytkovodnej sekvencie jury a spodnej kriedy v nadloží albu obalovej jednotky.

Ako vidieť, zmeny typu fácií aj celých sekvencií nie sú v rámci krížňanského príkrovu náhodné ani nevýznamné, ako sa predpokladalo skôr, ale vyplývajú z členitosti mezozoickej synklinály.

Paleogeografická analýza jednoznačne ukazuje:

— na úzku priestorovú nadväznosť krížňanského príkrovu na pásmo tatrika,
— na odlišnosť paleotektonického vývoja krížňanského príkrovu od najjužnejších jednotiek, teda aj od chočského príkrovu,
— na paleogeografickú členitosť krížňanského sedimentačného priestoru v období jury a spodnej kriedy so základnými kontrastnými elementmi: trogom obmedzeným z oboch strán prahmi, resp. jeho svahmi.

Významnejší dosah na zmenu predstavy o karpatskej geosynklinále a genetický vzťah krížňanského príkrovu a tatrika má zistenie príbuznosti jednotiek vysockého typu k vysokotatranskej jednotke a k manínskemu príkrovu (Maheľ, 1959, 1978), teda k jednotkám považovaným v rámci tatrika za najsevernejšie (Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1938).

To spolu s náhľadom o členitosti krížňanského sedimentačného priestoru a jeho oddelenosti od domovskej oblasti chočského príkrovu znamenalo vážne zásahy do predstavy o vývine Karpát.

V období zostavovania generálnych máp sa totiž pri chočskom príkrove doložila jeho užšia obsahová aj štruktúrna príbuznosť, a tým aj rozloženie jeho sedimentačného priestoru v susedstve gemerika (Maheľ, 1957). V tom čase sa v značnej časti veporického kryštalinika preukázal vlastný obalový typ mezozoika — stružencky (Biely 1962; Maheľ, 1962, 1967), odlišný od krížňanského aj chočského, prechodný typ, rozložený medzi krížňanským a chočským sedimentačným priestorom. Názor o spoločnom sedimentačnom priestore subtatranských príkrovov (Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1936) sa rozplynul a základy koncepcie z tridsiatych rokov sa otriasli. Navyše preukázanie väčšieho rozsahu polysériovosti, ale aj polyštruktúrnosti tak krížňanského, ako aj chočského príkrovu nastolilo potrebu novej klasifikácie. Lenže žiadalo sa vykonať novú kategorizáciu, opretú o hlbšie poznanie stavby aj vzťahov vyčlenených jednotiek. A taký čin si vyžaduje čas, detailné štúdium. Miesto toho nastúpila akcia vedená úsilím vytvoriť novú klasifikáciu jednotiek bez ohľadu na hlbšie poznanie toho nového, čo zmeny vyvolalo, navyše pri negácii toho, čo si novú klasifikáciu vynútilo (porovnaj názor Andrusova, 1959, o príslušnosti vysockých typov do tatrika s jeho náhľadom o niekoľko rokov mladším; Andrusov, 1964), s vysockým príkrovom rovnocenným krížňanskému.

Teoretickou základňou sa stal módny názor spájať koreňové zóny s hlbinnými zlomami. A tak sa stalo, že sa koreňové zóny krížňanského príkrovu začali hľadať v čertovickej jazve, chočského v lubenickej jazve (Biely — Fusán, 1967). Dôsledkom aj slabinou takéhoto prístupu bolo, že „séria" Veľkého boka, od jej vyčlenenia zaraďovaná ako prirodzená tylová časť krížňanského príkrovu (Kettner, 1937), sa prestala pokladať za súčasť krížňanského príkrovu a zaradila sa na roveň štruktúrnych jednotiek obalu veporika. Prirodzeným dôsledkom spájania koreňovej zóny krížňanského aj chočského príkrovu s neznámym pohlteným typom kryštalinika bola zmena v kategorizácii týchto príkrovov.

Krížňanský príkrov sa v jeho pôvodnom rozsahu (sensu Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1968) povýšil na jednotku rovnocennú s tatrikom, veporikom a ge-

merikom. Pomenovali ho fatrikum a analogicky chočský príkrov hronikum (Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973). Preradenie jednotiek do vyššej kategórie nesie so sebou rozšírenie genetických (na úkor formálnych) kritérií. Veď pod analogickým rovnocenným termínom tatrikum, veporikum či gemerikum rozumieme jednotky mezozoika aj kryštalinika, ako aj sedimentačnú či domovskú oblasť pripovrchových paleoalpínskych príkrovov. Lenže pri krížňanskom príkrove je zjavná nadväznosť na kryštalinikum veporika rovnako ako jeho nespornou tylovou časťou je jednotka Veľkého boka. Pravidlám akejkoľvek terminológie opretej o genetické kritériá predsa odporuje, aby jednotka tejže kategórie bola súčasťou jednotky rovnakej kategórie (v danom prípade fatrikum súčasťou veporika).

Cesta k riešeniu rozporov v názore na vzťah jednotiek vysockého typu ku krížňanskému príkrovu, a tým aj k riešeniu vzťahu medzi polysériovosťou a polyštruktúrnosťou môže viesť len cez ujasnenie štruktúrneho plánu celého krížňanského príkrovu, vyjasnenie charakteru aj povahy digitácií, postavenie čiastkových príkrovov a ich vzťah k digitáciám, vzťah pripovrchového príkrovu ku koreňovej zóne, čiže analýzou stavby štruktúrneho charakteru celého krížňanského príkrovu.

Štruktúrny charakter krížňanského príkrovu

Krížňanský príkrov sa štruktúrne javí ako jednotka s nezvyčajne širokou paletou tektonických štýlov, ako vrásové štruktúry a digitácie, ležaté vrásy, čelné vrásy, spätné vrásy kombinované s prešmykmi, zošupinatené základové a strechové digitácie, bradlovité šupiny až nezrelé bradlá, etážovité šupiny, strihové šupiny, pri ktorých vrchnejšia šupina koso stína členy spodnej šupiny, pretiahnuté, zväčša zovreté brachysynklinály, detailné vrásy s prejavmi metamorfózy a kliváže, ako aj metamorfované mezozoikum zavrásnené do kryštalinika, spolu s ním štruktúrne usmernené ako súčasť hlbinnejších štruktúr s výraznejšou klivážou, s plochami uklonenými na J, resp. JV.

Naposledy menované typy výraznejších kompresných štruktúr sú charakteristické pre prikoreňovú a posledný pre koreňovú zónu. Bližšie ich osvetľuje D. Plašienka (1983a, b).

Digitácie

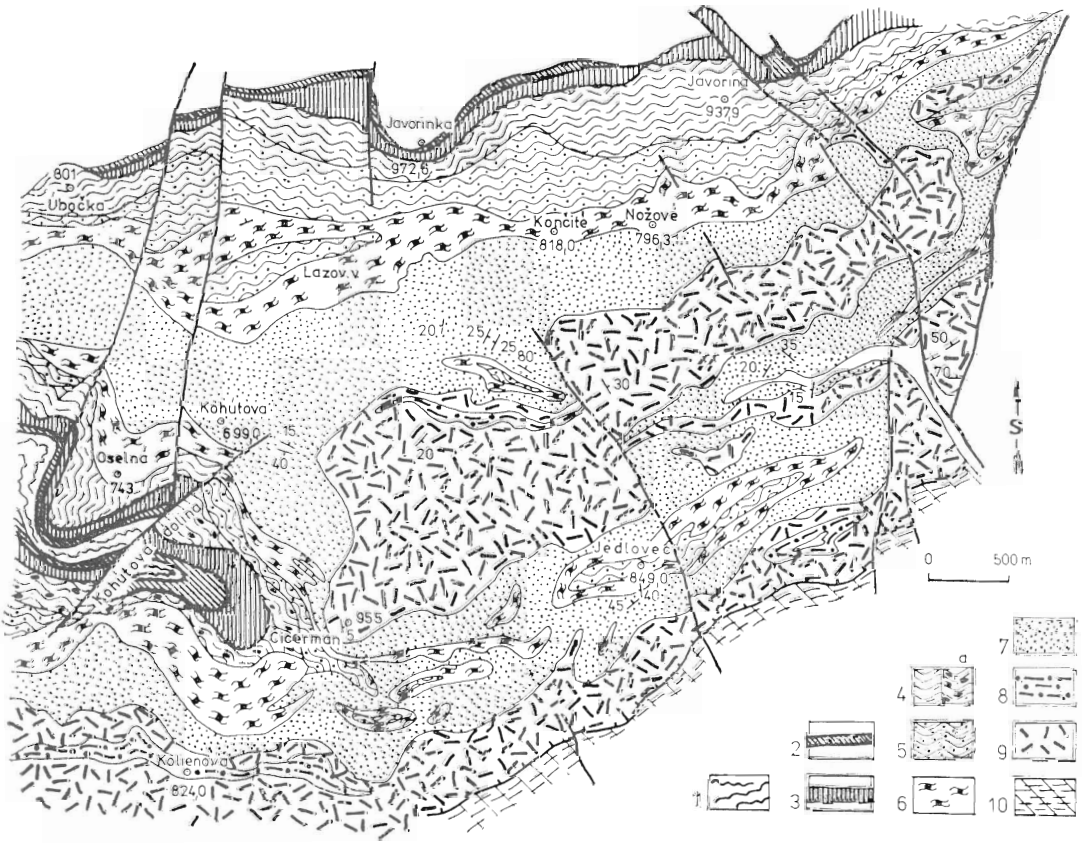
Digitácie sú najrozšírenejšími štruktúrnymi formami krížňanského príkrovu. Sú známe nielen z Tatier, ale aj z Malej Fatry, zo Strážovských vrchov, Považského Inovca, z Malých Karpát, ale aj z južnejšie rozložených jadier z Tríbeča a Nízkych Tatier. Pritom rozlišujeme viaceré typy digitácií podľa obsahu, priestorového rozloženia v rámci príkrovu aj podľa rozsahu redukcie spájajúceho krídla. Najčastejšie sú digitácie lokálneho rozsahu. Vrásnenie postihlo spravidla iba niektoré členy, príp. súvislejšie sledy priestorovo neveľkého rozsahu. Osobitne hojné sú digitácie v súvrstviach s lepšou vrásniteľnosťou, hlavne v slieňovcovo-vápencovom súvrství neokómu a albu.

Digitácie regionálnejšieho rozsahu sa tvoria najmä v spodných triasových členoch. Mocnejšie komplexy triasu sú v spodnej časti príkrovu zdigitované do dvoch štruktúr pretiahnutých ležatých vrás, ktorých čelá (antiklinál) sa ponárajú smerom von (smerom k čelovej časti príkrovu. Voláme ich základovými digitáciami. Zrejme práve ony zohrali pri prenášaní tlaku počas presunu príkrovu najdôležitejšiu úlohu. Ponárajúce sa antiklinály — digitácie — oddeľujú „falošné" antiklinály či prevrátené synklinály tvorené keuprom, rétom, príp. mladšími členmi.

Vo vrchnejšej digitácii pribúda počet aj rozsah mladších členov.

Za klasické regionálne digitácie sa pokladali digitácie Suchého vrchu a Krokwy (Goetel — Sokolowski, 1930), oddelené falošnou antiklinálou, prevrátenou synklinálou Czervenej Przelencze, v Tatrách.

V Strážovských vrchoch predstavuje spodnú digitáciu s mohutným zastúpením triasového vápenca a dolomitu a s prítomnosťou spodného triasu vo východnej časti vrchov gápeľská digitácia. Od vrchnejšej čičermanskej digitácie ju oddeľuje prevrátená synklinála Kohútskej doliny, s mlad-



Obr. 1. Geologická mapa východnej časti Strážovských vrchov. 1 — titón — valanž, slienitý vápenec, 2 — malm, červený rádiolaritový vápenec a rádiolarit, 3 — dogger, tmavý rádiolaritový vápenec, 4 — stredný — vrchný lias, „fleckenmergel"; a — tmavý „fleckenmergel", 5 — spodný lias, kopienické vrstvy, 6 — rét — fatranské vrstvy, 7 — spodný rét (vrchný norik?), karpatský keuper, 8 — jul — lunzské vrstvy, 9 — stredný a vrchný trias, dolomit, 10 — malomagurská jednotka — alb, slienité bridlice, pieskovec

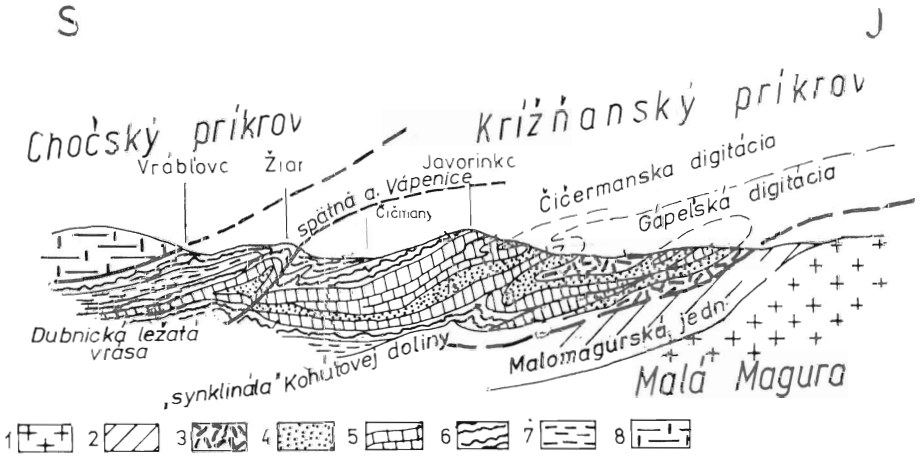
Fig. 1. Geological map of the eastern part of the Strážovské vrchy Mts. 1 — Tithonian — Valangian, marly limestones, 2 — Malm, red radiolarian limestones and radiolarites, 3 — Dogger, dark radiolarian limestones, 4 — Middle — Upper Liassic, „Fleckenmergel" a) dark „Fleckenmergel", 5 — Lower Liassic, Kopienec beds, 6 — Rhaetian — Fatra beds, 7 — Lower Rhaetian (Upper Norian?), Carpathian Keuper, 8 — Julian — Lunz beds, 9 — Middle and Upper Triassic, dolomites, 10 — Malá Magura unit — Albian, marly shales, sandstones

šími členmi až po neokóm (Maheľ, 1946, 1948, 1982). V čičermanskej digitácii prevládajú jursko-spodnokriedové členy (obr. 1, 2).

S digitáciami sa v krížňanskom príkrove stretávame aj v Považskom Inovci (Maheľ, 1951), a to popri rade lokálnych digitácií v mladších členoch. Väčší rozsah má základová digitácia Krahulčích vrchov, budovaná vápencovo-dolomitickým komplexom v prevrátenom krídle s keuprom a rétom. Triasové vápencovo-dolomitické komplexy laterálne aj smerom na čelnú časť príkrovu postupne zanikajú.

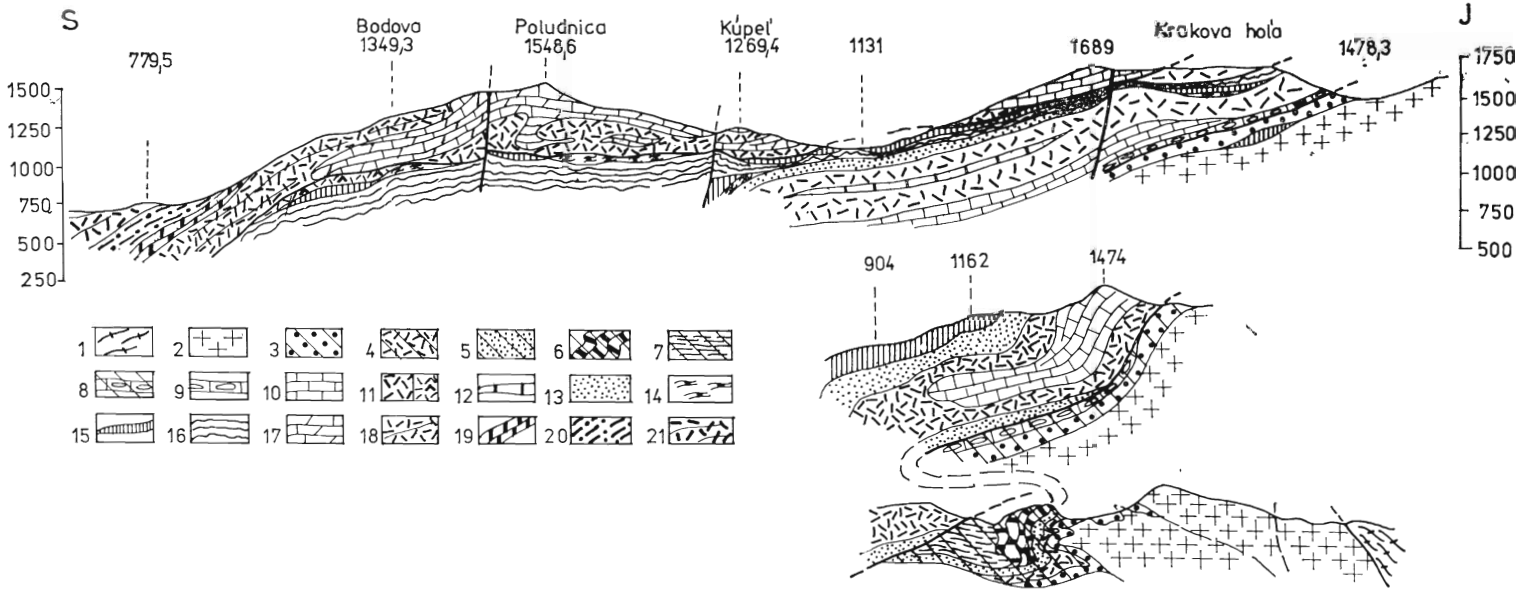
S typom základových digitácií sa stretáme aj v južnejších častiach krížňanského príkrovu. Takou je digitácia Sinej v Nízkych Tatrách (Kettner, 1931; Biely in Gross — Biely, 1976 — obr. 3). Bazálne digitácie miestami laterálne vyznievajú, napr. digitácia Lučivnej a Lysice v Malej Fatre (Matějka, 1931) zanikaním, príp. slabšou výraznosťou spájajúcej synklinály. Laterálne zdigitovaný príkrov nadobúda formu jednoduchej, príp. iba lokálnymi digitáciami spestrenej dosky.

Čičermanska digitácia v Strážovských vrchoch laterálne prechádza do mohutnej dubnickej ležatej vrásy (Maheľ, 1948, 1979). Pri juhozápadnom okraji vrchov je na priečnej elevácii sledovateľná dĺžka tejto vytiahnutej vrásy najmenej na vzdialenosť 10 km (obr. 2, 4). Vrásu budujú členy jury a kriedy a komplikujú druhotné lokálne štruktúry. V prevrátenom krídle sú to falošné antiklinály — digitácie, v normálnom krídle spätné vrásy, zvyčajne uťaté juhovergentnými priešmykmi, ktoré ich oddeľujú od hlboko na S sa ponárajúcich synklinál.



Obr. 2. Zdigitovanie krížňanského príkrovu vo východnej časti Strážovských vrchov. 1 — kryštalinikum, 2 — spodný trias — vrchný alb, malomagurská jednotka, 3—7 — krížňanský príkrov: 3 — anis — spodný karn (T_2), vápenec, dolomity, 4 — norik až rét (T_3), karpatský keuper a fatranské vrstvy, 5 — jura (J) v zliechovskom vývine s fleckenmerglom a rádiolarítmi; 6 — titón — apt (K_1), slienitý vápenec, 7 — alb — spodný cenoman (K_2), slieňovec, pieskovec, 8 — chočský príkrov T_{2-3}

Fig. 2. Digitation of the Krížna nappe in the eastern part of the Strážovske vrych Mts. 1 — Crystalline rocks, 2 — Lower Triassic — Upper Albian, Malá Magura unit, 3—7 — Krížna nappe: 3 — Anissian — Lower Carnian (T_2), limestones dolomites, 4 — Norian to Rhaetian (T_3), Carpathian Keuper and Fatra beds, — 5 — Jurassic (J) in the Zliechov development with Fleckenmergel and radiolarites, 6 — Tithonian — Aptian (K_1), marly limestones, 7 — Albian — Lower Cenomanian (K_2), marlstones, sandstones, 8 — Choč nappe T_{2-3})



Obr. 3. Geologické profily na severnom svahu Nízkych Tatier (Biely in Gross — Biely, 1976, Bujnovský, 1979). 1 — pararuly a migmatity, 2 — granitoidy, 3—7 — jednotka Červenej Magury, 3 — spodný trias: kremence, 4 — stredný trias: vápence, dolomity, 5 — norik, keuper, 6 — jura — apt (sekvencia vápencov rozličných typov, 7 — alb — spodný cenoman, slienité bridlice, pieskovce, 8 — trias: prevažne rauvaky, 9—15 — krížňanský príkrov, 9 — rauvaky, 10 — stredný trias, guttensteinský vápenec, 11 — stredný trias — karn: dolomity, 12 — spodný karn: podhradský vápenec, 13 — norik — karpatský keuper, 14 — rét, 15 — jura, 16 — titón až neokón: slienitý vápenec, 17—20 — chočský príkrov: 17 — anis: guttensteinský vápenec, 18 — anis: dolomity, 19 — ladin; reiflingský vápenec, 20 — karn: lunzské vrstvy, 21 — vrchný trias: dolomity

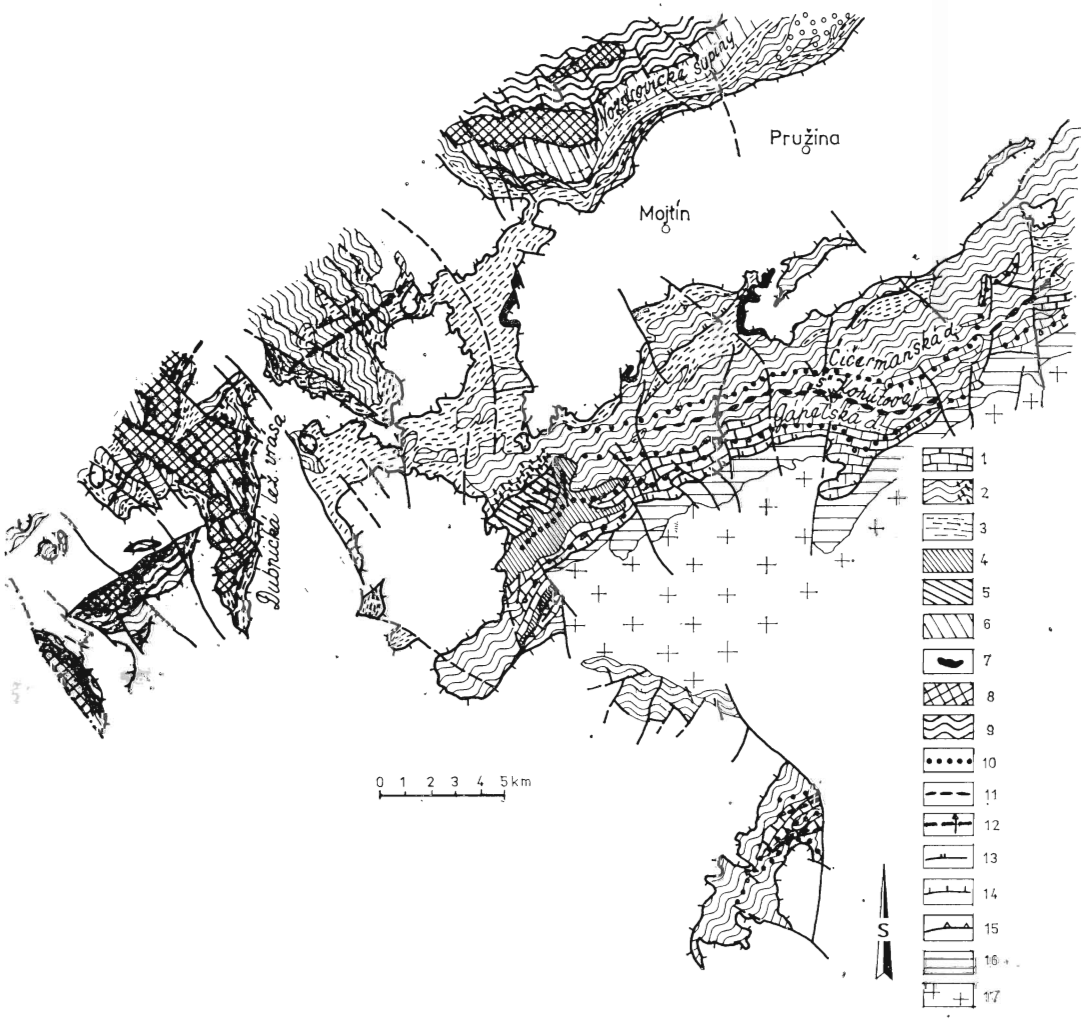
Fig. 3. Geological profiles at the northern slope of the Low Tatra. (Biely in Gross — Biely, 1976, Bujnovský, 1979). 1 — Paragneisses and migmatites, 2 — granitoids, 3—7 — Červená Magura unit: 3 — Lower Triassic, quartzites, 4 — Middle Triassic, limestones, dolomites, 5 — Nor — Keuper, 6 — Jurassic — Aptian, sequences of limestones of various types, 7 — Albian — Low Cenomanian, marly shales sandstonec, 8 — Triassic, predominantly rauhwackes, 9—15 — Krížna nappe: 9 — Rauhwackes, 10 — Middle Triassic, Gutenstein limestones, 11 — Middle Triassic — Carnian, dolomites, 12 — Lower Carnian, Podhradie limestones, 13 — Norian, Carpathian Keuper, 14 — Rhaetian — Fatra beds, 15 — Jurassic, 16 — Tithonian to Neocomian, marly limestones, 17—20 — Choč nappe: 17 — Anissian, Gutenstein limestones, 18 — Anisian, dolomites, 19 — Ladinian, Reifling limestones, 20 — Carnian, Lunz beds, 21 — Upper Triassic, dolomites

Laterálny prechod digitácií do ležatej vrásy je zjavný aj v južnej časti Strážovských vrchov (obr. 5). Pri Diviakoch narezáva reliéf jednu väčšiu a dve lokálne digitácie. Smerom na Z, na Nitrianske Sučany, uprostred mocného komplexu neokómu vystupuje subhorizontálna poloha dogersko-malmských rádiolaritov v dĺžke najmenej 1 km — antiklinálny člen vytiahnutej ležatej vrásy, miestami sprevádzaný šupinami s keuprom, rétom a liasom.

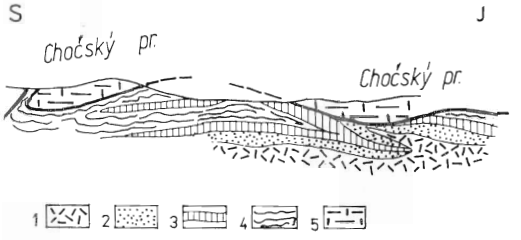
Dubnická ležatá vrása prechádza v čelnej časti do čelných vrás opísaných aj ako čelné digitácie (Maheľ, 1946, 1982). Ide o normálne, sčasti zošupinovatené vrásy. Ich osobitnosťou je účasť najmladších členov (titón — cenoman) a intenzívne prevrásnenie od regionálnych až po makroštruktúry.

Dávnejšie je známe, že tieto čelné štruktúry krížňanského príkrovu vytvárajú jednotný vrásový systém s manínskym príkrovom (Maheľ, 1967, 1978; obr. 6).

Styk s podložným manínskym príkro-



vom obstarávajú okrajové zošupinatené, tzv. nozdrovické vrásy s niektorými členmi faciálne blízkymi susednej manínskej jednotke (vrásy Butkova, Michalík in Michalík — Vašíček, 1980). Predstavujú spájajúcu štruktúru charakteristickú aj mohutným zastúpením albu — cenomanu. Jej priebeh medzi manínskym a krížňanským príkrovom možno sledovať v dĺžke nie menej ako 30 km, a to aj v tektonických poloknách vystupujúcich v podloží krížňanského príkrovu centrálnokarpatskej časti Strážovských vrchov v oblasti Trenčianska Teplá — Trenčianske Teplice — Soblahov — Mníchova Lehota — Peťovka, ktoré sa dávnejšie pokladajú (Maheľ, 1948) za prechodné medzi krížňanským príkrovom a manínskym príkrovom.



Obr. 5. Ležaté vrásy v krížňanskom príkrove v oblasti Nitrianskych Sučian (schematizované, Maheľ, 1980). 1 — krížňanský príkrov: 1 — stredný trias (vrátane karnu), 2 — vrchný trias, 3 — jura, 4 — titón — spodná kriedа, 5 — chočský príkrov
Fig. 5. Recumbent folds in the Krížna nappe in the area of Nitrianske Sučany (schematized, Maheľ, 1980). 1 — Krížna nappe: 1 — Middle Triassic (including the Carnian), 2 — Upper Triassic, 3 — Jurassic, 4 — Tithonian — Lower Cretaceous, 5 — Choč nappe

Vrchné časti krížňanského príkrovu, budované najmladšími členmi, neokómom a albom, sú prevrásnené a tvoria vrchné, strechové digitácie. Väčšia z nich je sčasti tektonicky vyvlečená v Malej Fatre na svahoch doliny Vrátnej, Bobôt a Sokolia (Matějka, 1931). V strechovej časti krížňanského príkrovu sú v podloží presunovej plochy chočského príkrovu tieto vrchné digitácie zošupinovatené (Strážovské vrchy; Maheľ, 1948).

Aj v strednej časti krížňanského príkrovu (Veľká Fatra), kde je stavba doskovitá, sú digitácie lokálneho rozsahu, a to zväčša v okrajovej časti ľubochnianskeho jadra, ako aj na južných svahoch Nízkych Tatier (Bystrický, 1956).

Prevrátený sled členov hlavne v blízkosti červenej poruchy v prikoreňovej zóne

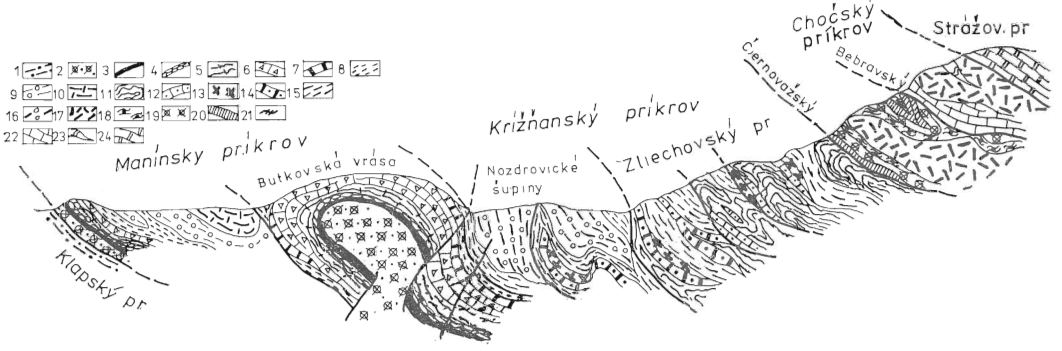
◀

Obr. 4. Tektonická skica krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch (Maheľ, 1982). 1 — vápencovo-dolomitické komplexy triasu — základ soklových digitácií, 2 — mladšie členy (norik — apt) kmeňového krížňanského príkrovu, 3 — alb — spodný cenoman kmeňového príkrovu, 4 — mladšie členy čiastkového belianskeho príkrovu, 5 — šupiny Kremenín, — nozdrovické šupiny (titón — cenoman), 7 — strechové digitácie (hlavne neokóm), 8—9 — manínsky príkrov: 8 — staršie členy (trias — spodný alb), 9 — mladšie členy (vrchný alb — vrchný cenoman), 10 — osi digitácií, 11 — osi „falošných" antiklinál, 12 — osi a smer ležatých vrás, 13 — spätné prešmyky pri južnom okraji spätných vrás, 14 — príkrovové plochy I. rádu, 15 — príkrovové plochy II. rádu, 16 — obalová malomagurská jednotka, 17 —kryštalinikum
Fig. 4. Tectonic sketch-map of the Krížna nappe in the Strážovské vrchy Mts. (Maheľ, 1982). 1 — Limestone-dolomite complexes of the Triassic — basis of basement digitations, 2 — Younger members (Norian — Aption) of the primary Krížna nappe, 3 — Albian — Lower Cenomanian of the primary nappe, 4 — Younger members (Norian — Albian) of the Belá subordinate nappe, 5 — Kremeniny slices, 6 — Nozdrovice slices (Tithonian — Cenomanian) 7 — Root digitations (mainly Neocomian), 8—9 — Manin nappe: 8 — Older members (Triassic — Lower Albian), 9 — Younger members (Upper Albian — Upper Cenomanian), 10 — Axes of digitations, 11 — Axes of "false" anticlines, 12 — Axes and direction of recumbent folds, 13 — Back-upthrusts at the southern margin of back-folds, 14 — Nappe overthrust planes of I. order, 15 — Nappe overthrust planes of II. order, 16 — Malá Magura mantle unit, 17 — Crystalline rocks

krížňanského príkrovu (na styku s kryštalickým jadrom Nízkych Tatier) poukazuje na lokálne digitácie aj ležaté vrásy. Zväčša ich utína sústava prešmykov paralelných s poruchou.

Z kinematického hľadiska je pozoruhodné, že digitácie sú rozšírené nielen v čelnej časti príkrovu, leží aj v štruktúrne jednotvárnej chrbtovej časti príkrovu a pri okraji zdvihov podložia a v prikoreňovej časti príkrovu (Zoubek, 1960). Poukazuje to na uplatnenie sa viacetapového horizontálneho vrásového pohybu.

To, že jadrovým členom základných di-



Obr. 6. Geologický profil čelnej časti „subtatranských príkrovov" (Maheľ, 1982). 1 — klapský príkrov — stredná krieda, 2—10 — manínsky príkrov, 2 — lias, piesčitý krinoidový vápenec, 3 — doger, silicity, rádiolarity, 4 — vrchný doger — malm, ružový hľuznatý vápenec, 5 — spodný neokóm, doskovitý vápenec s rohovcom, 6 — barém — apt, organodetritický vápenec, 7 — spodný alb, rohovcový vápenec, 8 — vrchný alb — spodný cenoman, pestré sliene, 9 — stredný cenoman, pieskovcový flyš, 10 — vrchný cenoman, praznovské vrstvy; 11—16 — krížňanský príkrov: 11 — neokóm, slienitý vápenec; 12 — apt, piesčitý organodetrický vápenec, 13 — augitit a tufy, 14 — spodný alb, rohovcový organodetritický vápenec, 15 — alb, sliene s vložkami pieskovca, 16 — vrchný alb — spodný cenoman, hrubý flyš s prevahou pieskovca, 17—21 — chočský príkrov: 17 — vrchný trias, dolomity, 18 — rét, organogénny vápenec, 19 — lias, krinoidový vápenec, 20 — doger — malm, rohovcový vápenec, silicity a pestrý červený vápenec, 21 — spodný neokóm, doskovitý vápenec s rohovcom, 22—23 — bebravský čiastkový príkrov: 22 — anis, tmavosivý vápenec, 23 — polohy wettersteinského vápenca uprostred dolomitu, 24 — strážovský príkrov: anis, sivý vápenec, vo vrchných polohách pseudohľuznatý a rohovcový

Fig. 6. Geological profile of the frontal part of "Subtatric nappes" (Maheľ, 1982). 1 — Klape nappe — Middle Cretaceous, 2—10 — Manín nappe: 2 — Liassic sandy crinoidal limestones, 3 — Dogger, silicites, radiolarites, 4 — Upper Dogger — Malm, pink nodular limestones, 5 — Lower Neocomian, platy limestones with cherts, 6 — Barremian — Aptian, organodetrital limestones, 7 — Lower Albian, cherty limestones, 8 — Upper Albian — Lower Cenomanian, variegated marls, 9 — Middle Cenomanian, sandstone flysch, 10 — Upper Cenomaian, Praznov beds, 11—16 — Krížna nappe, 11 — Neocomian — marly limestones, 12 — Aptian, sandy organodetrital limestones, 13 — Augitites and tuffs, 14 — Lower Albian, cherty organodetrital limestones, 15 — Albian, merls with intercalations of sandstones, 16 — Upper Adbian — Lower Cenomanian, coarse flysch with prevalence of sandstones, 17—21 — Choč nappe: 17 — Upper Triassic, dolomites, 18 — Rhaetian, organogenic limestones, 19 — Liassic, crinoidal limestones, 20 — Dogger — Malm, cherty limestones — silicites and variegated red limestones, 21 — Lower Neocomian, platy cherty limestone, 22—23 Bebrava subordinate napte: 22 — Anisian, dark-grey limestones, 23 — Layers of Wetterstein limestones amidst dolomites, 24 — Strážov nappe: Anisian, grey limestones, in upper parts pseudonodular and cherty

gitácií sú mocné, zväčša pomerne rigidné triasové vápencovo-dolomitické komplexy, poukazuje na stav pomerne veľkej plasticity počas presunu príkrovu.

Značne plastický stav más krížňanského príkrovu, vyvolaný kompresiou, dokladajú injekcie dolomitu v jeho bazálnej časti do puklín podložnej tatrickej jednotky Červených vrchov (Stoly — Bac-Moszaszwili et al., 1981). Na báze krížňanského príkrovu nie sú brekcie, príp. iné prejavy výraznejšieho drvenia, ani prejavy ustrihovania podkladu, ale naopak znaky poukazujúce na spojenie krížňanského príkrovu s alochtónnou podložnou tatrickou jednotkou. Priehlbiny na povrchu tatrickej jednotky v oblasti Stolov vypĺňa bazálna hmota krížňanského príkrovu — dolomit. Poukazuje to na spoločný pomalý presun obidvoch jednotiek pri rozptýlení pohybu po mnohých vrstvových plochách.

Medzi tatrikom, jeho alochtónnymi jednotkami a krížňanským príkrovom sú úzke štruktúrne väzby. Príkladom toho je severozápadný roh Nízkych Tatier. Mocný triasový vápencovo-dolomitický komplex Salatína vytvára bazálnu digitáciu s keuprom na báze mocných základových dolomitov. Tento pruh keupru objíma členy kriedy a jury a nadväzuje na pruh keupru tatrickej jednotky Červenej Magury (Koutek, 1931; Bujanovský, 1979). Digitácia Salatína sa zrejme laterálne zastupuje s tatrickou štruktúrou alochtónneho charakteru. Signalizuje to vzájomnú nadväznosť pri presune alochtónnych tatrických jednotiek a krížňanského príkrovu (obr. 3).

Šupiny

Spájajúca synklinála dvoch digitácií je najčastejšie pretrhnutá, resp. zošupinatená. Dve regionálne digitácie nadobúdajú charakter samostatnejších štruktúrnych elementov, šupín, resp. čiastkových príkrovov. Za také niektorí považujú aj spomenuté klasické regionálne digitácie Vysokých Tatier (Andrusov, 1960).

Detailnejšie bádanie ukázalo, že aj časť krížňanského príkrovu Vysokých Tatier, známa ako digitácia Krokwy, je sústavou šupín: Czarnej Turne, Krokwy, Malej Świnice, Grześkovej, Samkovej, Czuby, Spadowca, atď., malého rozsahu, s náhlym laterálnym vyznievaním a laterálnou zámenou inými šupinami. To zviedlo k náhľadu pripisovať krížňanskému príkrovu šupinovito-príkrovový, a nie digitačno-príkrovový štýl (Guzik — Kotański, 1964). Vrásové uzávery, falošné antiklinály sa vysvetľujú ako výsledok mladších kompresií (Kotański, 1979). Pri formovaní sa tektonického štýlu sa vyzdvihuje najmä význam odlepovania sa styku členov odlišnej kompetencie pri osamostatňovaní sa šupín a úloha kompresií vyvolaných násunom vyšších príkrovov. Podľa našej mienky šupiny vznikli pri následnej kompresii hlavne z vyšších digitácií a pri ich formovaní zohrala významnú úlohu práve kontrastnosť vrásniteľnosti medzi vápencovo-dolomitickými komplexmi a prevažne mladšími členmi (keuper, rét, lias).

Rozsah tektonického postihu zošupinovatenia stredného krídla spájajúcej synklinály — falošnej antiklinály, ale aj vyššej regionálnej digitácie je rozdielny od vrchov po vrchy, od priestoru po priestor. Pri takých šupinách platí pravidlo digitácií — narastanie podielu mladších členov vo vyššej z nich. Šupiny sú roztrhnutím (prevažne mladším) prevrásneného — zdigitovaného jedného telesa s jednotným stratigrafickým sledom.

Šupiny v krížňanskom príkrove, a to rozsahom väčšie aj drobné, sú hojné vo vrchnej časti vysockého zdigitovaného čiastkového príkrovu Malých Karpát (obr. 7). Tvoria ich prevažne jurské a spodnokriedové prevažne rigidné členy rozložené uprostred vrásniteľnejších súvrství keupru, sčasti aj rétu, ale hlavne

albu. Miestami má šupinovitý štýl nábeh k bradlovitému pri širšom uplatnení sa tektonickej selekcie (Maheľ, 1963). Genéza týchto šupín súvisí s uplatnením sa materiálovej tektoniky pri následnom stlačení.

Tektonický štýl šupín sprevádzaných diapirickými prejavmi je známy z južných svahov Nízkych Tatier (Maheľ, 1961, 1963, 1972; Jaroš, 1965, 1971), hlavne v úseku Jakub — Moštenice — Hriadeľ. Aj tu sa na stavbe šupín zúčastňujú najmä rigidnejšie (plytkovodnejšie) členy jury.

Ďalším typom šupín sú redukované strechové digitácie. Pri formovaní sa tohto typu šupín mala význačnú úlohu strihová aj valcovacia činnosť nadložného chočského príkrovu. Hojnejšie šupiny v krížňanskom príkrove Tatier, ktoré sa kulisovite zastupujú, sa spájajú s týmito procesmi (Kotański, 1979).

Príkladom rozvalcovanej digitácie, vyvalcovanej a násunom chočského príkrovu redukovanej, je sústava šupín dolomitu, jury a neokómu na Krakovej holi (Biely in Gross — Biely, 1976) na severných svahoch Nízkych Tatier.

Aj v Tríbeči — v oblasti medzi Rabotícami a Veľkým poľom (Biely, 1975), v nadloží najmladšieho člena — albu je systém šupín zložený z členov od dolomitov triasu po alb. Rozloženie členov signalizuje lokálnu ležatú vrásu, resp. silne tektonicky redukovanú šupinu nadväzujúcu na kmeňový príkrov.

Spätné vrásy

Je dávno známe, že v krížňanskom príkrove popri digitáciách, čiže vrásových štruktúrach s ponorenými čelami, sú reliéfom narezané okrem „falošných" antiklinál a „falošných" synklinál aj pravé antiklinály a synklinály. Preukázanie väčšieho rozsahu posledne uvedených štruktúr, napr. antiklinály Vápenice (Maheľ, 1958), príp. čičmianskej synklinály v Strážovských vrchoch (obr. 8), znižuje počet digitácií, o ktorých sa pôvodne uvažovalo (Maheľ, 1946). Uvedené štruktúry sú v Strážovských vrchoch sprevádzané juhovergentnými prešmykmi, štruktúrnymi elementmi neskoroalpínskeho štruktúrneho plánu. Najpravdepodobnejšie ide o mladšie štruktúry.

Rozsah a význam týchto nadložených mladších vrás sa v Západných Karpatoch nedoceňujú. Podrobnejšia analýza v Strážovských vrchoch ukazuje, že iba v týchto vrchoch je od okrajovej pribradlovej časti po juhovýchodný okraj až 18 paralelne prebiehajúcich neskoroalpínskych štruktúr. Všetky tektonicky upravujú, štruktúrne modifikujú aj krížňanský príkrov.

Zložitejšie je posúdiť vekový vzťah lokálnych „normálnych" vrás k digitáciám v oblastiach, v ktorých je hlavným štruktúrnym elementom krížňanského príkrovu ležatá vrása, napr. dubnická pri západnom okraji Strážovských vrchov. Naložené lokálne synklinály štruktúrne spestrujú normálne krídlo ležatej vrásy, ale v prevrátenom krídle sa vynárajú v antiklinálnych zdvihoch členy v slede falošnej antiklinály. Nie je ľahko rozhodnúť, či je to prejav neskoroalpínskej tektoniky, alebo či ide o formy vzniknuvšie za mladších aktov paleoalpínskeho prevrásňovania.

S kombináciou „falošných" (prevrátených) a normálnych štruktúr sa stretáme aj v priestoroch s rozvinutým nezrelým bradlovým štýlom, napr. pri vysockej jednotke v Malých Karpatoch (obr. 7; Maheľ, 1961b, 1963, 1972).

Kombinácia viacerých typov vrásových štruktúr v štruktúrnom štýle zrejme dokladá viacaktovosť a viacštadiálnosť, resp. viacetapovitosť vzniku štruktúrneho plánu.

Čiastkové príkrovy

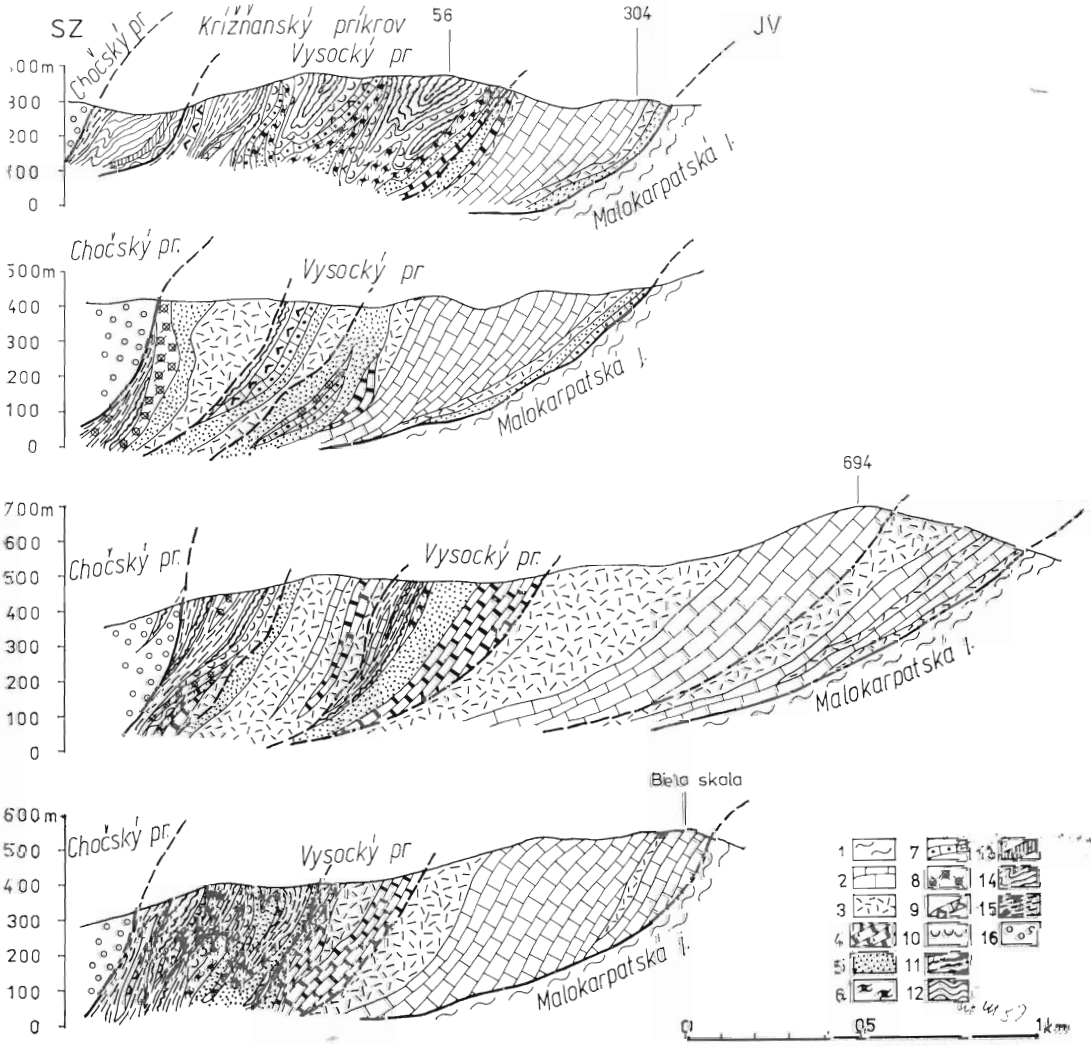
Čiastkové príkrovy sa vyznačujú zastúpením spravidla kompletných sledov, ce-

lých grúp, litologicko-stratigrafických jednotiek, štruktúrne viac-menej samostatných. Od ostatnej časti krížňanského príkrovu oddeľuje ich najmladšie členy presunová línia. Ich paleotektonickú aj štruktúrnu osobitosť často zvýrazňuje aj prítomnosť pásma šupín s faciálne zmiešanými členmi. Sú teda aj polysériovými jednotkami.

Klasickým čiastkovým príkrovom sú príkrovy Havrana a Bujačieho vrchu (Pálenica) v Belianskych Tatrách (Sokolowski, 1948; Andrusov, 1959a).

Spodný z nich, príkrov Havrana, sa vyznačuje radom „odchylných" znakov, ktoré ho zbližujú s tatrikom: pestrý vývoj „verfénskych" vrstiev, v gutensteinskom vápenci pestrá paleta prejavu dolomitizácie, pisanský (babošský) kremenec v liase, muránsky vápenec v spodnej kriede.

Príkrov Bujačieho vrchu je krížňanským príkrovom v jeho typickom zlie-

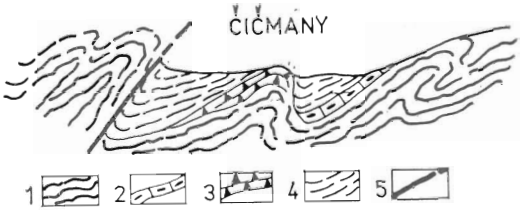


chovskom vývoji, aký je charakteristický pre podstatnú časť príkrovu v Tatrách.

Obsahovo charakteristické znaky príkrovu Havrana smerom na Z vyznievajú, a preto nečudo, že sa štruktúrne paralelizuje so spodnou regionálnou digitáciou Suchého vrchu (Andrusov, 1959a). Ale pri porovnávaní s touto digitáciou treba pri čiastkovom príkrove Havrana zdôrazniť jeho oveľa výraznejšiu štruktúrnu samostatnosť a kompletnosť sledu. Nepredstavuje ako digitácie iba rozstrihnutú časť príkrovu, ale viac-menej samostatné druhotné teleso, odnož kmeňového príkrovu. Ale štruktúrne má príkrov Havrana všetky znaky typické pre krížňanský príkrov: lokálne digitácie a spätné vrásy. Zdôrazniť treba mocný vápencovo-dolomitický komplex, navyše so spodnotriasovými členmi.

V Strážovských vrchoch má analogické postavenie ako príkrov Havrana beliansky príkrov. Ale obsahovo je od ostatnej časti krížňanského príkrovu diferencovanejší, štruktúrna spätosť s ním je však preukázateľnejšia, zjavnejšia (Maheľ, 1961a, 1982).

Beliansky príkrov je obsahovo komplexný (včítane šupiny žuly na báze) — od spodného triasu po vrchný alb. Triasové členy sú typicky krížňanské, mocné, sústredené v západnej časti vrchov práve v tejto jednotke. Jeho jursko-spodnokriedové členy vykazujú od základného zliechovského typu paleotektonicky najvýraznejšiu odlišnosť. Je to jedna z málo jednotiek, ktorá má spodnú kriedu až spod-



Obr. 8. Geologický profil čičmianskej depresie. 1 — Titón — neokóm, slienitý vápenec, 2 — apt, organodetritický vápenec, 3 — spodný alb, parazlepenec, 4 — alb, flyšoidné súvrstvie, 5 — spätný prešmyk antiklinály Vahana
Fig. 8. Geological profile through the Čičmany depression. 1 — Tithonian — Neocomian, marly limestones, 2 — Aptian, organodetrital limestones, 3 — Lower Albian, paraconglomerates; 4 — Albian, flyschoid sequence, 5 — Backupthrust of the Vahan anticline

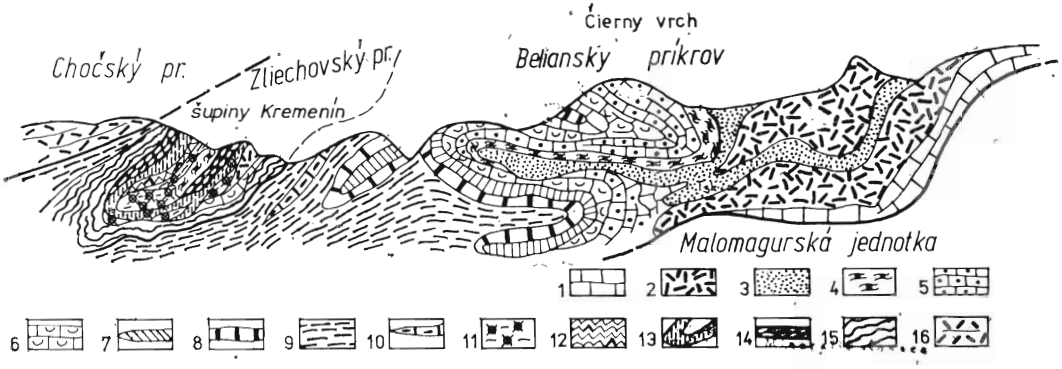
Obr. 7. Geologické profily vysockej jednotky Malých Karpát (Maheľ, 1972). Obalová malokarpatská jednotka: 1 — alb — spodný cenoman, slieň, pieskovec; krížňanský príkrov: a — vysocký typ, 2 — stredný trias, tmavý vápenec, 3 — stredný a vrchný trias, dolomity, 4 — karn, svetlý vápenec, 5 — norik, karpatský keuper, 6 — rét, fatranské vrstvy, 7 — spodný lias, piesčité vápence a bridlice, 8 — vyšší lias a spodný doger, krinoidový vápenec, 9 — doger, rohovcový vápenec, 10 — malm, sčasti hľuznatý vápenec, 11 — titón až apt, slienité vápence s rohovcami, zliechovský typ, 12 — lias, škvrtnité sliene, 13 — doger a malm, rádiolaritový vápenec a rádiolarity, 14 — titón až apt, slienitý vápenec, 15 — alb — spodný cenoman, sliene a pieskovec, 16 — chočský príkrov: perm — spodný trias, melafýrová séria, 17 — príkrovové línie: a) prvého radu, b) druhého radu, c) tretieho radu
Fig. 7. Geological profiles through the Vysoká unit of the Little Carpathians (Maheľ, 1972). Mantle, Litte Carpathian unit: 1 — Albian — Lower Cenomanian, marls and sandstones, Krížna nappe: a) Vysoká type, 2 — Middle Triassic, dark limestones, 3 — Middle and Upper Triassic, dolomites, 4 — Carnian, light-coloured limestones, 5 — Norian, Carpathian Keuper, 6 — Rhaetian, Fatra beds, 7 — Lower Liasic, sandy limestones and shales, 8 — Upper Liassic and Lower Dogger, crinoidal limestones, 9 — Dogger, cherty limestones, 10 — Malm, red, partly nodular limestones, 11 — Tithonian to Aptian, marly limestones with cherts, Zliechov type, 12 — Liassic, spotted marls, 13 — Dogger and Malm, radiolarian limestones and radiolarites, 14 — Tithonian to Aptian, marly limestones, 15 — Albian — Lower Cenomanian, marls and sandstones, 16 — Choč nappe, Permian — Lower Triassic: Melaphyre formation, 17 — Nappe overthrust lines a) of first order, b) of second order, c) of third order

ný alb plytkomorského typu. Štruktúrne je beliansky príkrov na prvý pohľad viacmenej samostatný, navyše nad jeho najmladším členom (albom) je šupinovité pásmo Kremenín. Ale jeho odnožový charakter, zomknutosť s krížňanským príkrovom sú zjavné. Dokladá to:

— laterálna previazanosť jeho triasových členov s týmiže v gápeľskej digitácii, ktoré vytvárajú po celej dĺžke bazálnu časť kmeňového krížňanského príkrovu; beliansky čiastkový príkrov predstavuje bazálnu, základovú časť krížňanského príkrovu (obr. 4); preberá funkciu, ktorú východnejšie spĺňa gápeľská digitácia;

— priestorová súhra čelových digitácií belianskej jednotky, ich ukončenia s ukončením digitácií nadložného šošovkovitého pásma Kremenín i gápeľskej digitácie krížňanského príkrovu severne od Čiernej Lehoty; alb, najmladší člen krížňanského príkrovu (obr. 9), sa na južnom svahu Kremenného vrchu prepája s albom belianskej jednotky do jednotky „spájajúceho" pruhu.

Aj keď v Malých Karpatoch podstatnú časť buduje vysocká jednotka, základné črty tektonickej stavby sú analogické ako v iných vrchoch. Spodné štruktúrne elementy predstavujú mocnejšie triasové členy ako rozsiahlejšie základové digitácie

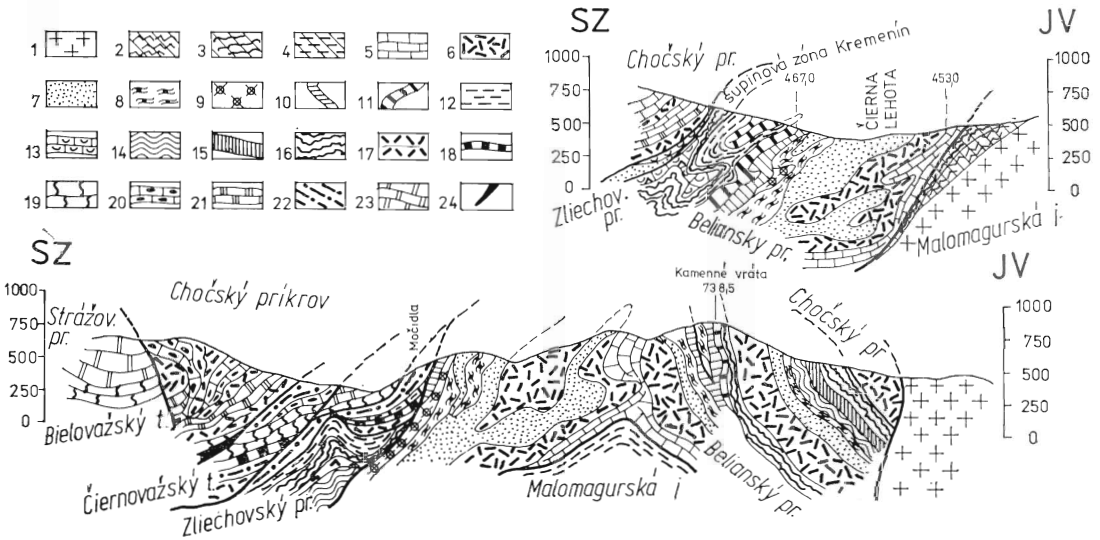


Obr. 9. Zdigitovanie belianskeho príkrovu a šupiny Kremenín na Čiernom vrchu (Maheľ, 1982). 1—10 — beliansky príkrov: 1 — anis, gutensteinský vápenec, 2 — ladin — karn, dolomity: 3 — norik, karpatský keuper, 4 — rét, fatranské vrstvy, 5 — lias — sčasti doger, krinoidový a piesčitý krinoidový vápenec, 6 — malm, ružový vápenec, 7 — titón — spodná krieda, organogénny vápenec, 8 — spodný alb, rohovcový vápenec, 9 — alb, slienité bridlice, pieskovec, 10 — kalcifikovaný vápenec, 11—14 — šupinové pásmo Kremenín: 11 — lias, krinoidový lumachelový vápenec, 12 — vrchný lias — spodný doger, rohovcový fleckenmergel, 13 — doger, tmavé silicity, 14 — malm, hľuznatý vápenec s rádiolaritmi, 15 — titón — neokóm, slienitý vápenec, 16 — chočský príkrov, dolomit

Fig. 9. Digitation of the Belá nappe and Kremeniny slices at Čierny vrch (Maheľ, 1982). 1—10 — Belá nappe: 1 — Anisian, Gutenstein limestones, 2 — Ladinian — Carnian, dolomites, 3 — Norian, Carpathian Keuper, 4 — Rhaetian, Fatra beds, 5 — Liassic — partly Dogger, crinoidal and sandy-crinoidal limestones, 6 — Malm, pink limestones, 7 — Tithonian — Neocomian, organogenic limestones, 8 — Lower Albian, chety limestones, 9 — Albian, marly schales, sandstones, 10 — Calcified limestones, 11—14 — Imbricated Kremeniny slices, 11 — Liassic, crinoidal, lumachelle limestones, 12 — Upper Liassic — Lower Dogger, cherty Fleckenmergel, 13 — Dogger, dark silicites, 14 — Malm, nodular limestones with radiolarites, 15 — Tithonian Lower Cretaceous, marly limestones, 16 — Choč nappe, dolomites

(obr. 10). Medzi niektoré osobitosti patrí „zavinovanie" vápencovo-dolomitických komplexov do karpatského keupru a rétu a objavovanie sa týchto členov na báze príkrovu v prevrátenom krídle. Mladšie členy vysockej jednotky budujú vyššie štruktúry, šupiny rozsahom menšie, početnejšie a iba podradne sa objavuje stredno-triasový vápenec a dolomit, príp. keuper a rét. Zjavný je prechod vrchnejších šupín do vztýčených vrás (Maheľ, 1961b).

Pre krížňanskú jednotku Malých Karpát sú charakteristické značné zmeny v litologicko-stratigrafickej náplni susedných



Obr. 10. Geologické profily: beliansky príkrov pri západnom okraji kryštalického jadra Suchého (Maheľ, 1982). 1 — kryštalinikum, 2—4 — malomagurská jednotka: 2 — jura, 3 — neokóm, 4 — alb; 5—16 — krížňanský príkrov: 5 — stredný trias, tmavý vápenec, 6 — stredný trias — karn, dolomit, 7 — norik, karpatský keuper, 8 — rét, fatranské vrstvy, 9—12 — beliansky príkrov: 9 — lias — doger, prevažne krinoidový vápenec, 10 — malm — neokóm, organogénny vápenec, 11 — spodný alb, rohovcový vápenec, 12 — alb, slienité bridlice a vložky pieskovca, 13 — malm, hľuznatý vápenec šupinovej zóny Kremenín, 14—16 zliechovský príkrov: 14 — lias, „fleckenmergel", 15 — doger — malm, rádiolaritový vápenec a rádiolarity, 16 — titón — neokóm, slienitý vápenec, 17—24 — vyššie príkrovy: 17 — stredný trias až karn, dolomity, 18 — karn, karditové vrstvy, 19 — anis, vápenec, 20 — vrchný anis — ladin, reiflinský vápenec, 21 — ladin, riasový vápenec, 22 — karn — lunzské vrstvy, 23 — ladin, weterrsteinský vápenec, 24 — spodný trias, „verfénske" súvrstvie

Fig. 10. Geological profiles, Belá nappe at the western margin of the Suchy crystalline core (Maheľ, 1982). 1 — Crystalline rocks, 2—4 — Malá Magura unit: 2 — Jurassic, 3 — Neocomian, 4 — Albian, 5—16 — Krížna nappe: 5 — Middle Triassic, dark limestones, 6 — Middle Triassic — Carnian, dolomites, 7 — Norian, Carpathian Keuper, 8 — Rhaetian, Fatra beds, 9—12 — Bela nappe: 9 — Liassic — Dogger, predominantly crinoidal limestones, 10 — Malm — Neocomian, organogenic limestones, 11 — Lower Albian, cherty limestones, 12 — Albian, marly shales — sandstone, 13 — Malm, nodular limestones of the Kremeniny slices, 14—16 — Zliechov nappe: 14 — Liassic, Fleckenmergel, 15 — Dogger — Malm, radiolarian limestones and radiolarites, 16 — Tithonian — Neocomian, marly limestones, 17—24 — Higher nappes, 17 — Middle Triassic — Carnian, dolomites, 18 — Carnian, Cardita beds, 19 — Anisian, limestones, 20 — Upper Anisian — Ladinian Reifling limestones, 21 — Ladinian, Algal limestones, 22 — Carnian, Lunz beds, 23 — Ladinian — Wetterstein limestones, 24 — Lower Triassic, Werfen formation

šupín, a to nielen čo do počtu zastúpených členov, ale aj faciálnych typov. Táto materiálová variabilnosť sa odráža aj v štruktúrnej členitosti, v uplatnení sa materiálovej tektoniky aj vo formovaní nezrelého bradlového štýlu s prejavmi tektonickej selekcie a diapirických zdvihov. V severozápadnej časti, v oblasti Smoleníc, spodnejšie šupiny hlavne charakterom liasu pripomínajú manínsku jednotku. Len najvrchnejšie zo šupín sa typom dogeru a malmu, ale aj neokómom blížia zliechovskej grupe.

Zliechovská grupa buduje iba najvrchnejšiu šupinu (Maheľ, 1972). Pozoruhodný je v nej nedostatok členov starších ako lias. V Malých Karpatoch zrejme kmeňový príkrov s mohutnými základovými šupinami budovaný triasom predstavuje vysocký čiastkový príkrov.

Analogická situácia ako v Malých Karpatoch je aj v Humenských vrchoch. Aj tu v nadloží zošupinovatených digitácií s jurou a spodnou kriedou vysockého typu najvyššiu šupinu budujú členy zliechovskej sekvencie, ktoré sa začínajú až liasom. Spodnú základovú časť príkrovu — základovú digitáciu — buduje mocný triasový vápencovo-dolomitický komplex (Maheľ, 1963a, 1967).

Ďurčínska jednotka sa vynára na okraji tatrickej antiklinály Kozla v západnom rohu Malej Fatry ako bazálny štruktúrny element krížňanského príkrovu. Nie je rozložená v sústave základových digitácií s prevahou triasových členov, ale v podloží jursko-spodnokriedových členov zliechovskej sekvencie, bližšie k čelnej časti príkrovu. Sama ďurčínska jednotka je detailne prevrásnená do systému ležatých vrás a začína sa až keuprom (Rakús in Maheľ, 1974). Je zrejme tektonickou šupinou, tektonickým vankúšom neseným na báze krížňanského príkrovu, v blízkosti jeho čelnej časti.

Čiastkové príkrovy s vysockým typom sekvencie zastupujú teda spodné štruktúrne elementy krížňanského príkrovu. Niekde sú to odnožové čiastkové príkrovy (beliansky v Strážovských vrchoch, azda aj príkrov Havrana v Belianskych Tatrách), inde budujú podstatnú časť príkrovu (Malé Karpaty, Humenské vrchy), v Malej Fatre iba šupinu (ďurčínsku). Všade sú s ostatnou časťou príkrovu, charakteristickou zliechovským typom mladších členov, späté prechodnými vývinmi so zmiešaným faciálnym typom členov, príp. samy predstavujú taký typ. V jednotlivých štruktúrach je rozsah plytkovodnejších fácií rozdielny, niekde viac, inde menej odlišný od zliechovského. Pri formovaní štruktúrnych jednotiek sa obsahová odlišnosť neuplatnila v rovnakej miere. Obsahom ani štruktúrne nepredstavujú jednu jednotku, preto ich nemožno dávať do jednej úrovne s ostatnou časťou krížňanského príkrovu, ako to urobil D. Andrusov (1965). Niet teda objektívnych dôvodov na chápanie týchto čiastkových jednotiek ako jednotného telesa príkrovu — vysockého (Andrusov, 1965, 1968), rovnocenného s mohutným krížňanským príkrovom. Už ani preto nie, že sa obsahom značne odlišujú, najmä vývinom jedného zo štruktúrne najvýznamnejších členov — spodnej kriedy. Nie bez významu je aj to, že sám D. Andrusov neodčlenil od krížňanského príkrovu a nezaradil do vysockého príkrovu čiastkový príkrov Havrana (Andrusov, 1968). Urobil tak len s tými čiastkovými príkrovmi, ktoré sám nepoznal, a ich úzke paleotektonické aj štruktúrne vzťahy ku krížňanskému príkrovu nepostrehol. Preto sa nemôžeme ubrániť presvedčeniu, že pri vyčlenení jednotného vysockého príkrovu (Andrusov, 1965) zohrali úlohu iné ako vedecké aspekty.

Pri hodnotení vzťahu polysériovosti a

polyštruktúrnosti krížňanského príkrovu treba mať na zreteli, že krížňanský príkrov vykazuje jednotný typ triasu, teda komplexov, ktoré vytvárajú základ podstavcovej časti príkrovu a boli nositeľom hlavných tlakov; tieto členy sú nakopené zväčša v čiastkových príkrovoch.

Čiastkové príkrovy s vysockým typom sekvencií predstavujú zväčša nosné štruktúrne elementy krížňanského príkrovu v jeho severnej časti. Štruktúrne ich nemožno stotožňovať s ultratatrickými jednotkami, aj keď práve ony vykazujú paleogeografickú nadväznosť krížňanského príkrovu na tatrikum.

Značná faciálna premenlivosť často na malú vzdialenosť, predovšetkým jurských členov, je v krížňanskom príkrove charakteristická hlavne pre severné okrajové časti a pre južné okraje. Je prirodzené, že sa polysériovosť a polyfaciálnosť najvýraznejšie štruktúrne prejavuje v čelnej časti, keďže práve ona je štruktúrne v celom rozsahu najčlenitejšia, a to aj v oblastiach s jednotnejším typom sekvencie. Materiálová heterogénnosť (najvýraznejšia v Malých Karpatoch) štruktúrnu členitosť zvýrazňuje vďaka uplatneniu sa materiálovej tektoniky.

V strednej (štruktúrne menej členenej) časti príkrovu sa štruktúrne neosamostatňuje ani taká materiálovo odlišná sekvencia, akou je iľanovská na severných svahoch Nízkych Tatier. Avšak južnejšie, ku koreňovej zóne, je v štruktúrne členitejšej časti príkrovu aj vzťah medzi polyfaciálnosťou a polyštruktúrnosťou opäť výraznejší (severné svahy Zvolenskej vrchoviny, južné svahy Nízkych Tatier).

Previazanosť čiastkových príkrovov s kmeňovým dokladá, že nepredstavujú súvislejšiu jednotku podstielajúcu krížňanský príkrov, ale niekoľko lokálnych jednotiek aj šupín (ďurčínska) sformovaných v severnej časti mohutného príkrovu.

Súhrn

1. Digitácie sú najrozšírenejšou a najcharakteristickejšou štruktúrnou formou krížňanského príkrovu, a to v jeho čelnej, chrbtovej aj v prikoreňovej zóne; svedčí to o vrásovom charaktere príkrovu. Strižný charakter, ktorý sa mu pripisuje (Andrusov, 1968), má podradnejší význam. Rozloženie jednotlivých typov digitácií poukazuje aj na viaceré zaujímavosti širšieho významu.

2a. Základové digitácie, budované hlavne triasovými vápencovo-dolomitickými komplexmi (sčasti aj spodným triasom), sú mocné v prikoreňovej aj v strednej časti príkrovu, ale aj vo vonkajšej skupine jadrových vrchov. Napriek prevahe mocných rigidných členov intenzívne prevrásnenie poukazuje na stav značnej plasticity počas presunu. Svedčia o tom aj injekcie bazálnych členov (dolomitu) do podložnej tatrickej jednotky.

2b. Prítomnosť čelných digitácií nielen v čelnej zóne kmeňového príkrovu, ale aj v čele čiastkových príkrovov (napr. v belianskom v Strážovských vrchoch), ale rovnako aj v strednej časti príkrovu (južné svahy Nízkych Tatier) a v prikoreňovej zóne (jednotka Veľkého boka) naznačujú postupnosť premiestňovania čela príkrovu, viacetapovitosť postupu príkrovu od jeho domovskej oblasti až do pribradlovej zóny. Nedostatok najmladších členov v tylových častiach a naopak mocné zastúpenie albu a spodného cenomanu v pričelovej zóne nie je iba dôsledkom nahromadenia najmladších členov v čelnej časti — už aj preto nie, že pri ďalších, a to hlavne pri neokóme, o takom niečom hovoriť nemožno. Nedostatok albu a spodného cenomanu v tylových častiach príkrovu spôsobuje nástup presunu a ukončenia sedimentácie už v spodnej kriede. Flyšové, resp. flyšoidné súvrstvia albu,— cenomanu sa usadzo-

vali pri vonkajších okrajoch presunujúceho sa príkrovu. Etapovitý presun pripovrchového príkrovu je zrejme odrazom postupného premiestňovania tlakovej vlny v podloží. Pri premiestňovaní čela príkrovu sa uplatnil strih v podloží presunovej časti príkrovu.

3. Účasť tylových častí pripovrchového krížňanského príkrovu na čelných digitáciách soklového kraklovského príkrovu (prevrásnenie mezozoických členov krížňanského príkrovu s kryštalinikom) dokladá genetickú väzbu pripovrchového príkrovu so soklovým príkrovom — ojedinelý príklad v rámci alpíd (Maheľ, 1982; Plašlienka, 1983, v tomto čísle).

Význam takej previazanosti pripovrchového krížňanského príkrovu so soklovým kraklovským je o to zaujímavejší, že naznačuje genetickú väzbu jursko-spodnokriedového zliechovského trogu na kraklovské pásmo ťažkej kôry (Maheľ, 1979, 1982).

Z toho vychodí nielen doklad prejavov dedičnosti, vyjadrenej vzťahom typu kôry k paleogeografickým elementom v období oceanizácie (v jure a spodnej kriede), ale aj štruktúrnofaciálna samostatnosť krížňanského príkrovu, jeho nezávislosť od vyšších príkrovov analogických oberostalpínu v Alpách, ale aj jeho zviazanosť so samostatnou subdukčnou zónou (Maheľ, 1978, 1979).

To je aj dokladom toho, že v Západných Karpatoch nebola iba jedna paleoalpínska subdukčná zóna, ako sa to pri európskych alpidách často prijíma.

4. Čiastkové príkrovy sa vyznačujú kompletným sledom, ale aj odlišnosťou faciálneho charakteru viacerých členov (jury a spodnej kriedy), resp. súvislejších sekvencií od podstatnej časti (zliechovský typ) krížňanského príkrovu a navzájom medzi sebou. Ich rozloženie vo vonkajšej časti krížňanského príkrovu poukazuje na genetickú spätosť s jursko-spodnokriedovým kontinentálnym svahom — pritatrickým, rozloženým pri vonkajšom okraji zliechovského trogu.

Aj napriek istej štruktúrnej samostatnosti každého z čiastkových príkrovov je zjavná ich zviazanosť s ostatnou kmeňovou časťou krížňanského príkrovu. Zastupujú zväčša základové digitácie v celom rozsahu (Malé Karpaty, Humenské vrchy), inde ako odnože (Strážovské vrchy, Belianske Tatry), prípadne utrhnuté šupiny (ďurčínska v Malej Fatre).

Čiastkové príkrovy netvoria jedno teleso, jeden príkrov — vysocký, ale rad lokálnych tektonických štruktúrnych elementov. Tým menej môže byť reč o ich rovnocennosti s krížňanským príkrovom. Ide o čiastkové príkrovy kmeňového krížňanského príkrovu.

Čiastkové príkrovy sú dôsledkom veľkej členitosti okrajovej časti sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu, ale najmä pozície v najmobilnejšej jeho čelnej časti.

Faciálne pestrejšie súbory členov pri vnútornej časti príkrovu, vzniknuvšie na pristruženíckom svahu pri južnom okraji zliehovského trogu, sa štruktúrne prejavujú v menšej miere. Miestami sa štruktúrne neosamostaňujú, ani keď vykazujú paleotektonickú odlišnosť celej sekvencie (ľanovská na severnom svahu Nízkych Tatier).

5. Pre niektoré regióny krížňanského príkrovu sú charakteristické vztýčené šupiny (Vysoké Tatry — zliechovský typ, Malé Karpaty — vysocký typ). Vztýčenosť štruktúr je osobitne charakteristická pre prikoreňovú oblasť, kde je vďaka metamorfnému postihu mezozoika výrazná aj druhotná bridličnatosť S_2, ktorá vrstvovú bridličnatosť pretína (Zelman, 1967; Plašienka, 1981, 1983).

Vznik šupín je zrejme dôsledkom mladšieho stlačenia spätého s výzdvihom sprevádzaným strižnou tektonikou. To, že sa

na nej zúčastňuje aj vyšší, chočský príkrov (južné svahy Nízkych Tatier), signalizuje (Jaroš, 1965) bezprostrednú nadväznosť tohto štádia deformácie na predchádzajúce, so vznikom ležatých vrás a S_1 bridličnatosti. Pri stlačení sa výraznejšie uplatňuje odlepovanie na styku rigidných a plastických súvrství, ale aj tektonická selekcia. V materiálovo pestrých sekvenciách vysockého typu vzniká nezrelý bradlový štýl.

6. Spätné vrásy sprevádzané juhovergentnými prešmykmi sú dôsledkom ďalšieho štádia deformácie krížňanského príkrovu. Najnovšia štruktúrna analýza zo Strážovských vrchov ukazuje, že v rozsahu týchto vrchov možno vyčleniť až 9 párov antiklinál a synklinál, z vnútornej strany zväčša uťatých juhovergentnými prešmykmi. Rozsah tejto preukázateľne mladšej, sčasti povrchnokriedovej tektoniky sa neobmedzuje iba na pribradlovú zónu, ale je dávnejšie známy zo Slovenského krasu a detailne opísaný zo Stratenských vrchov (Maheľ, 1957). Neskoroalpínska tektonika s juhovergentnými prešmykmi, povrchnokriedová, sčasti popaleogénna, zrejme postihuje krížňanský príkrov v celom jeho rozsahu, výraznejšie v prikoreňovej zóne (Plašienka, 1981).

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpat. *Carpathica (Praha), s. 3—33.*

Andrusov, D. 1938: Geológia Slovenska. *Praha.*

Andrusov, D. 1959: Geológia Československých Karpát II. *Bratislava, Vyd. SAV. 375 s.*

Andrusov, D. 1959a: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. *Geol. zbor. Slov. akad. vied, 10.*

Andrusov, D. 1965: Aperçus général sur la géologie des Carpathes occidentales. *Bull. Soc. géol. de France (7), VII, p. 1029—1062.*

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, Vydav. SAV, 188 S.*

Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. X. Congres Carpathian-Balcan Association. *Bratislava, GÚDŠ, pp. 1—47.*

Bac-Moszaszwili, M. et al., 1981: Trust zone of the Krížna nappe at Stodoly in the Tatra Mts. (Poland). *Studia geol. pol., 68, pp. 61—73.*

Biely, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón vo veporidách. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 21.*

Biely, A. 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a z Tríbča. *Geol. práce, Zoš. (Bratislavaf, 62.*

Biely, A. 1975: Geologická mapa Tríbeča, *Bratislava, GÚDŠ.*

Biely, A. — Fusán, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 42, S. 51—64.*

Bujnovský, A. 1979: Geologické profily a štruktúrne prvky príkrovov v sz. časti Nízkych Tatier a v revúckom zlomovom pásme. *In: Tektonické profily Západných Karpát, Konferencie. Bratislava, GÚDŠ, s. 85—94.*

Bystrický, J. 1956: Príspevok k tektonike Veľkej Fatry. Niekoľko poznámok o digitáciách krížňanského príkrovu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 6.*

Goetel, W. — Sokolowski, S. 1930: Tektonika serii reglowej Zakopanego. *Rocz. Pol. Tow. geol. 6.*

Gross, P. — Biely, A. 1976: Vysvetlivky k listu Demänová 1 : 25 000. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Gúzik, K. — Kotański, Z. 1964: La tectonique de la zone subtatrique de Zakopane. *Acta geol. pol, 13, p. 387—424.*

Jacko, S. 1979: Geologický profil Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. *In: Geol. profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, s. 185—192.*

Jaroš, J. 1965: Tektonický charakter krížňanskej jednotky v okolí Banskej Bystrice. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 35.*

Jaroš, J. 1971: Tectonic styles of the homelands of superficial nappes. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, pp. 137—141.*

Kantor, J. 1960: The Cretaceous orogenic processes in the light of geochronological research of the crystalline schists of the Kohút — Zone. *Geol. práce (Bratislava), 19, pp. 5—26.*

Kettner, R. 1931: Geologie du versant nord de la Basse Tatra dans la partie moyenne. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. *Praha, Knihovna*

Stát. geol. úst. ČSR, 13 A, pp. 373—397.

Kettner, R. 1937: Geologická stavba severního svahu Královy hole v okolí Liptovské Tepličky (Nízke Tatry). *Rozpr. Čes. akad. věd, um., 47.*

Kotański, Z. 1979: Pozycja Tatr w obrebie Karpat Zachodnich. *Przegl. geol., 27, 7/315, s. 359—369.*

Koutek, J. 1931: Geologické studie na severozápade Nízkych Tater. *Sbor. Stát. geol. úst. ČSR, 9.*

Maheľ, M. 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 14, s. 5—116.*

Maheľ, M. 1948: Tektonika územia medzi stredným Váhom a Hornou Nitrou. *Práce Štát. geol. úst. (Bratislava), 18, s. 1—78.*

Maheľ, M. 1951: Tektonika strednej časti Inovca. *Geol. zbor. (Bratislava), 3.*

Maheľ, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. *Geol. práce (Bratislava), 48, s. 1—193.*

Maheľ, M. 1958: Príspevok k chápaniu tektonického zmyslu makroštruktúr a megaštruktúr krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine. *Geol. práce, Spr. 13 (Bratislava), 13, s. 9—12.*

Maheľ, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 51, s. 5—52.*

Maheľ, M. 1961: Tektonik der zentralen Westkarpaten. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 60, S. 11—64.*

Maheľ, M. 1961a: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území" v Strážovskej hornatine. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 21, s. 29—70.*

Maheľ, M. 1961b: Geologická stavba Malých Karpát. Zjazdový sprievodca. *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 45—67.*

Maheľ, M. 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overturns in Central Carpathian Mesozoic. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 28, pp. 39—58.*

Maheľ, M. 1963a: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 30.*

Maheľ, M. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, Díl II. Západní Karpaty. Sv. 1. *Praha.*

Maheľ, M. 1972: Geologická mapa Malých Karpát (1 : 50 000). *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.*

Maheľ, M. 1974: The Inner West Carpatrians. *In: Tectonics of the Carpathians Balkan region. Geol. Inst. D. Štúr, Bratislava, GÚDŠ, pp. 91—133.*

Maheľ, M. 1978: Development model of the West Carpathians. *Mineralia slov., 10, pp. 1—16.*

Maheľ, M. 1978: Manínska jednotka, čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Mineralia slov., 10, s. 289—309.*

Maheľ, M. 1979: Nové geologické profily z rôznych tektonických jednotiek Západných Karpát. *In: M. Maheľ et al.: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, s. 105—128.*

Maheľ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Mineralia slov., 12, s. 193—207.*

Maheľ, M. 1980: Island character of Klippen Belt; Vahicum — continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 32, pp. 293—305.*

Maheľ, M. 1982: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra.*

Maheľ, M. 1982: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 14, s. 1—40.*

Matějka, A. 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. *Sbor. Stát. geol. úst. ČSR, 7.*

Matějka, A. 1931: La partie orientale de la Mala Fatra. *Praha, Knih. Stát. geol. úst. ČSR, 13A.*

Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaque C. et des régions avoisinantes. *Praha, Knihov. St. geol. úst. 13 A, p. 19—163.*

Michalík, J. — Vašíček, Z. 1980: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu v Strážovskej hornatine. *In: Vážnejšie problémy. Zbor. mat. sem. symp, konf. Bratislava, GÚDŠ.*

Mišík, M. — Rakús, M. 1964: Bemerkungen zu rämlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. *Zbor. geol. vied Záp. Karpaty, 1, S. 159—199.*

Plašienka, D. 1979: Tektonické profily struženíckej jednotky na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. *In: Tektonické profily Záp. Karpát. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 179—184.*

Plašienka, D. 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. *[Kand. dizert. práca.] Bratislava. 138 s.*

Plašienka, D. 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu *(v tomto čísle).*

Polák, M. 1979: Geologické profily krivánskou Malou Fatrou. *In: Tektonické profily Záp. Karpát. Konferencie. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 77—84.*

Polák, M. — Rakús, M. 1973: Le lias de la nappe de la Krížna dans la Malá

Fatra. (Carpathes occidentales). *Geol. zbor. Slov. akad. vied, 24, p. 449—452.*
Sokolowski, S. 1948: Tatry Bielskie. Geologie uboczy poludniowych. *Práce. Pol. Inst. geol., 4.*
Uhlig, V. 1889: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den Westgalizischen Karpathen. *Jb. Geol. Reichsanst., Wien, 38, S. 83—263.*
Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitz. Akad. Wiss., Mat. Nat. (Wien) Kl. 116, Abt. 1.*
Zelman, J. 1967: Vzťah geologickej stavby a drobných štruktúr Veľkého boku. *Acta geol. geogr. Univ. Comen, ser. geol., 12, s. 19—38.*
Zoubek, V. 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. *Praha, Knih. Stát. geol. úst. 13A, p. 237—251.*
Zoubek, V. 1960: Geological sections across the axial depression of the Nízke Tatry Mts. east of Čertovice Pass (2—4) and the Ďumbier elevation (1). *In: M. Mašika — A. Matějka — V. Zoubek (edit.) et al. Tectonic development of Czechoslovakia, Praha.*

Krížna nappe, example of polyfacial and polystructural unit

MICHAL MAHEĽ

The analysis of the structural character of the Krížna nappe points to the significance of the type and distribution of digitation and recumbent folds, but also slices for considering the structural type of the nappe and indicates also kinematics of its formation. Of particular importance are also subordinate nappes for valuation of relation between the polystructureness and polyfaciesness characteristic of this nappe.

1. The digitations are mostly spread and most characteristic structural form of the Krížna nappe in its frontal, dorsal and near-root zone; this testifies to the fold character of the nappe. The shear character, ascribed to it (Andrusov, 1968), is of more subordinate importance. Distribution of the individual types of digitations also points to several interesting aspects of wider importance.

2a. Basal digitations, built up mainly of Triassic limestone-dolomite complexes (partly also of the Lower Triassic) are thick in the near-root, equally in the central part of the nappe, but also in the outer group of the core mountains. In spite of the prevalence of thick rigid members, the intense refolding points to a state of considerable plasticity during overthrusting. This is also testified by injections of basal members (dolomites) into limestones of the underlying Tatride unit.

2b. The presence of frontal digitations not only in the frontal zone of the primary nappe, but also in the front of subordinate nappes (e. g. in the Belá nappe in the Strážovské vrchy Mts.), equally, however, in the central part of the nappe (southern slopes of the Lubochňa massif, southern slopes of the Low Tatra), also in the near-root zone (Veľký Bok unit) indicates a succession of displacement of the nappe front, several stages of advancement of the nappe from its homeland as far as the Periklippen Belt. The lacking youngest members in the rear parts and, vice versa, mighty representation of the Albian and Lower Cenomanian in the near-front zone is not only a consequence of piling up of the youngest members in the front part-already also not, because in further members, mainly in the Neocomian, one cannot speak about such a circumstance. The lacking Albian and Lower Conemanian in the rear parts of the nappe causes the onset of overthrusting and termination of sedimentation already in the Lower Cretaceous. The Albian-Cenomanian flysch or flyschoid sequences were deposited at the outer margins of the overthrusting nappe. The stage-like overthrusting of the near-surface nappe obviously reflects gradual displacement of the pressure wave in the underlier. With displacement of the nappe front shearing takes place in the underlier of the overthrust part of the nappe.

3. Participation of the rear parts of the near-surface Krížna nappe in frontal digitations of the Kraklová basement nappe (refolding of Mesozoic members of the Krížna nappe with crystalline rocks) is proving genetic linking of the near-surface nappe with the basement nappe — a unique case

in the frame of the Alpides (Maheľ, 1982; see profiles of Plašienka, 1983).

The importance of such a linking of the near-surface Krížna nappe with the basement Kraklová nappe is the more interesting that it indicates genetic connection of the Jurassic-Lower Cretaceous Zliechov trough with the Kraklova zone of "heavy" crust (Maheľ, 1979, 1982).

From the above mentioned results the evidence of heritage manifestations expressed by relation of the crust type to paleogeographical elements in the period of oceanization, in the Jurassic and Lower Cretaceous. The structural-facial particularity of the Krížna nappe, its independence from higher Subtatric nappes analogous to the Oberostalpin in the Alps, and its connection with a particular subduction zone is also evident (Maheľ, 1978, 1979).

This is also an evidence that in the West Carpathians were more Paleoalpine subduction zones and not only one, as is often generally accepted for the European Alpides.

4. The subordinate nappes are characterized by a complete sequence of beds, but with a facial character of several members (Jurassic and Lower Cretaceous) or more continuous sequences, different from the essential part (Zliechov type) of the Krížna nappe also between one another. Their distribution in the outer part of the Krížna nappe points to genetic linking with the Jurassic — Lower Cretaceous continental slope — Peritatric — lying at the outer margin of the Zliechov trough.

Also with certain structural independence of each of the subordinate nappes, their linking with the other part of the Krížna nappe is apparent. They represent mostly nasal digitations either in the whole extent (in terminal mountains Little Carpathians, Humenské vrchy Mts.), elsewhere in the marginal part of the mountains — as offsprings (Strážovské vrchy Mts., Belianske Tatry), torn off slices (Ďurčina slice in the Malá Fatra).

The subordinate nappes are not forming one body, one nappe — the Vysoká nappe (Andrusov, 1968) but a whole series of local tectonic structural elements. The less one can speak about equivalence with the Krížna nappe (Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973). They are partial nappes of the Krížna primary nappe (Maheľ, 1967, 1982).

Formation of the partial nappes is a consequence of the great dissection of the marginal part of the Krížna nappe sedimentation area, but, however, mainly of the position in the most mobile its frontal part.

The facially more variegated complexes of members nearer to the inner part of the nappe, originated on the Peristruženík slope at the southern margin of the Zliechov trough, are structurally less distinct. In places they are not becoming structurally independent, even where they display a paleotectonic difference of the whole sequence (Hanovo group at the northern slope of the Low Tatra).

5. Charasteristic of some regions of the Krížna nappe are upright slices (High Tatra — Zliechov type and Little Carpathians — Vysoká type).

The upright structures are especially characteristic of the near-root area, where owing to metamorphic affectedness of the Mesozoic also a secondary schistosity S_2 is distinct, which crosses bedding schistosity (Zelman, 1967; Plašienka, 1981; see Plašienka, l. c.).

Formation of slices is obviously a consequence of younger compression, connected with uplifting, accompanied by shear tectonics. Participation of the higher, Choč nappe, in it (southern slopes of the Low Tatra) indicates (Jaroš, 1965) immediate linking of this stage of deformation with the preceding stage, formation of recumbent folds and S_1 schistosity. In compression detachment at the contact of rigid and plastic sequences, also tectonic selection, is manifested more distinctly. In sequences of variegated material of Vysoká type even an immature klippen style is forming (Maheľ, 1963, 1972).

6. Back-folds, accompanied by south-vergent upthrusts, are a consequence of a further stage of deformation of the Krížna nappe. The latest structure analysis from the Strážovské vrchy Mts. shows that within the extent of these mountains 9 pairs of anticlines and synclines may be distinguished, mostly truncated by south-vergent upthrusts from the inner side. The extent of this demonstrable younger, partly post-Upper Cretaceous tectonics is not only limited to the Periklippen zone; it has been known since longer ago from the Slovak karst and is described in detail in the Stratenské vrchy Mts. (Maheľ, 1957). The Late Alpine tectonics with south-vergent upthrusts, post-Upper Cretaceous, partly post-Paleogene, obviously affects the Krížna nappe in its whole extent, more distinctly in the near-root zone (Plašienka, 1981).

Mineralia slov.
15 *(1983), 3, 217—231*

Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu

DUŠAN PLAŠIENKA

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(11 obr. v texte)
Doručené 15. 2. 1983

Кинематическое изображение некоторых структур северной части вепорика по отношению ку крижнянскому покрову

Южные тыловые части крижнянского покрова были сформированы в основном в двух верхне меловых деформационных стадиях. Деформационная стадия $AД_1$ связана с возникновением покрова и его отдельных складчатых структур и была создана коровой субдукцией параокеанического фундамента злиеховского трога под северную окраину вепорика. Деформационная стадия $AД_2$ является отражением колизии материковых плит татрика и вепорика с наложенной складчатостью и пространственной редукцией в колизионной зоне.

Kinematic assessment of some structures of the Northern Veporic in relation to the generation of the Krížna nappe

Structures in the southern, rear, parts of the Krížna nappe developed during two Pre-Upper-Cretaceous deformation stages. The AD_1 deformation stage is related to the generation of the nappe itself together with its partial fold structures and has been induced by crustal subduction of a paraoceanic basement of the Zliechov trough beneath the northern margin of the Veporic unit. The AD_2 deformation stage reflects the collision of Tatric and Veporic cintinental plates and includes the superimposed folding and areal reduction in the collisional belt.

Severné veporikum, konkrétne kraklovské pásmo, sa už desaťročia pokladá za domovskú oblasť krížňanského príkrovu. Logicky k tomu zvádzajú palinspastické korelácie, tektonický štýl kryštalinika, ako aj jeho úzke vzťahy k mezozoiku „krížňanského typu", ako je skupina Veľkého boka, bacúšske a mýtňanské mezozoikum a lučatínska skupina. Zásadný prínos v diskusii o lokalizácii a type „koreňovej"

oblasti krížňanskej jednotky znamenajú hlavne práce V. Zoubka (1930, 1931, 1935, 1952, 1953), D. Andrusova (1936, 1968), R. Kettnera (1938, 1958), A. Bieleho (1961, 1962, 1978), A. Bieleho — O. Fusána (1967), M. Maheľa (1978, 1980, 1982), M. Maheľa et al. (1964, 1967), M. Maheľa, ed. (1974), J. Zelmana (1967), J. Jaroša (1971) a K. Siegla (1978). V príspevku sa zameriame na analýzu niektorých alpínskych štruktúr severného veporika, a to hlavne so zastúpením mezozoických členov v oblasti od Poník až po Kráľovu hoľu, a na tomto základe sa pokúsime postaviť hypotézu o pôvode a deformačnej histórii tylových elementov krížňanskej jednotky.

Štruktúry späté so vznikom krížňanského príkrovu

Prvým alpínskym deformačným aktom pozorovateľným vo veporiku ako celku bolo paleoalpínske (predvrchnokriedové) deformačné štádium AD_1, ktoré zanechalo stopy v štruktúrnych okrskoch všetkých veľkostných kategórií. V mladopaleozoicko-mezozoických komplexoch je jeho najvýznamnejším, plne penetračným štruktúrnym prvkom generálne subhorizontálna, metamorfná foliácia S_1. Relikty vrásových štruktúr sú vzácne. V mikrookrsku až mezookrsku sú to izoklinálne ležaté, značne sploštené vrásy, z ktorých sú zachované už zväčša iba izolované — medzifoliačné zámky (obr. 1a, b). Vyskytujú sa hlavne v plastických horninách, najmä vo vápenci na pohybovo veľmi aktívnych rozhraniach odlišnej kompetencie. Plochy S_1 sú v symetrologickom vzťahu k plochám osovej kliváže vrás V_1, ale súčasne sú v ich ramenách, čo je prevládajúci prípad, rovnobežné s pôvodnou vrstvovitosťou. V plochách S_1 nastávalo značné sploštovanie a valcovanie — budináž kompetentnejších polôh (obr. 1c, d) a rozkĺzavanie plastických členov.

Primárny makrotektonický-megatektonický charakter krížňanskej jednotky v jej južných okrajových častiach indikuje prítomnosť veľkých izoklinálnych ležatých až ponárajúcich sa vrás identifikovateľných v eróziou vhodne narezaných terénoch. Najnázornejším príkladom štýlu ležatých vrás je oblasť v susedstve čertovickej línie v hrebeňovej časti Nízkych Tatier. Tu sa medzi mohutné antiklinálne jadrá budované kraklovským kryštalinikom vkliňujú úzke pruhy permských a mezozoických hornín (tzv. bacúšske mezozoikum). Stav po ukončení deformačného štádia AD_1 schematicky znázorňuje obr. 2. Veľké ležaté vrásy — digitácie opísal už V. Zoubek (1952, 1953, in Buday et al., 1961, tab. III). Prikláňame sa k jeho predstave, ale trochu ináč interpretujeme vzťah kraklovského kryštalinika ku krížňanskému príkrovu (skupina Veľkého boka), ktorý je v dnešnej podobe hlavne výsledkom deformačného štádia AD_2 (pozri nižšie, obr. 7).

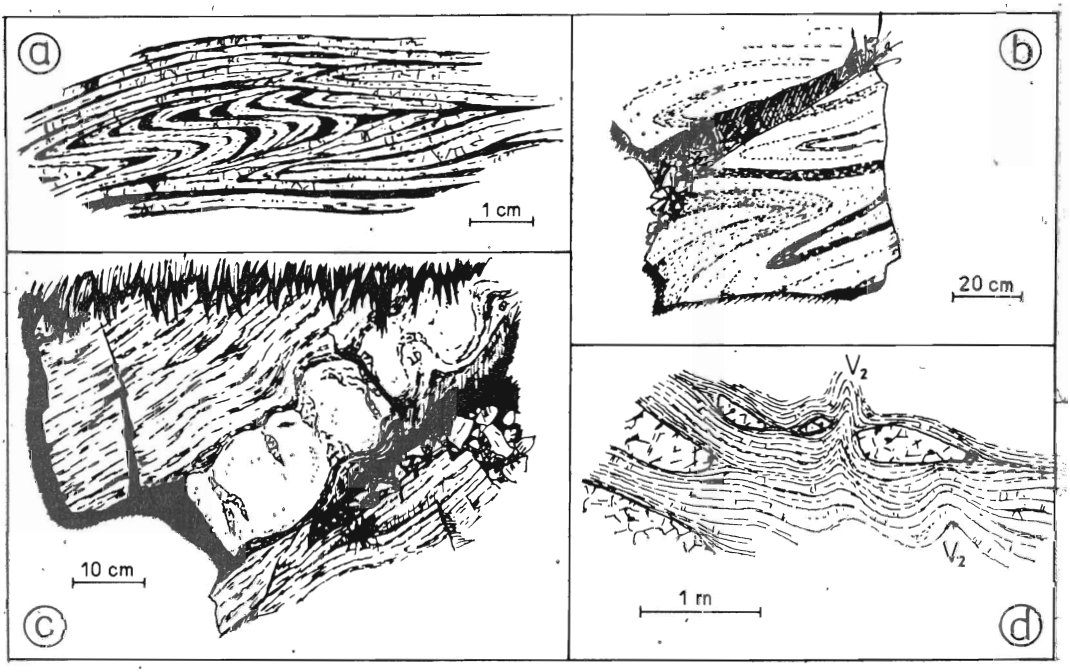
Pri Ponikách sme v rámci lučatínskej skupiny krížňanskej jednotky (sensu Maheľ et al., 1967) vyčlenili tri čiastkové jednotky rázu príkrovových šupín s ležatými vrásami a digitáciami v nekompetentných súvrstviach (od karpatského keupru vyššie, obr. 3, Plašienka, 1981). Odlišujú sa litologickým vývojom aj intenzitou alpínskej metamorfózy, ktorá je vo vyšších štruktúrach slabšia. V západnej časti ľubietovského pásma sú náznaky prítomnosti ležatých vrás aj v kryštaliniku (cf. Losert, 1962) a je pravdepodobné, že aspoň vyššie z čiastkových jednotiek lučatínskej skupiny majú vo svojom tyle vlastné kryštalinikum. Podobne v oblasti Liptovskej Teplička v okolí kóty Smrečina neinterpretujeme šošovky triasových dolomitov uprostred jurských členov ako z podložia vytrhnuté antiklinálne jadrá (Jánov, 1980), ale ako falošné synklinály ponárajúcich sa antiklinálnych čiel vyššej vrásovej štruk-

túry, ktorá zahŕňa aj kremenec a bridlicu spodného triasu (obr. 8, táto interpretácia je blízka staršej predstave Kettnera, 1938).

Opísané štruktúry sú svojím štýlom a sukcesívnym postavením v zhode so základným (vrásovým) tektonickým štýlom krížňanského príkrovu ako celku (Maheľ, v tomto čísle), a preto ich staviame do jedného radu s čiastkovými jednotkami a digitáciami v krížňanskom príkrove, a teda do paragenézy štruktúr spätých s vyvrásnením a presunom tejto jednotky.

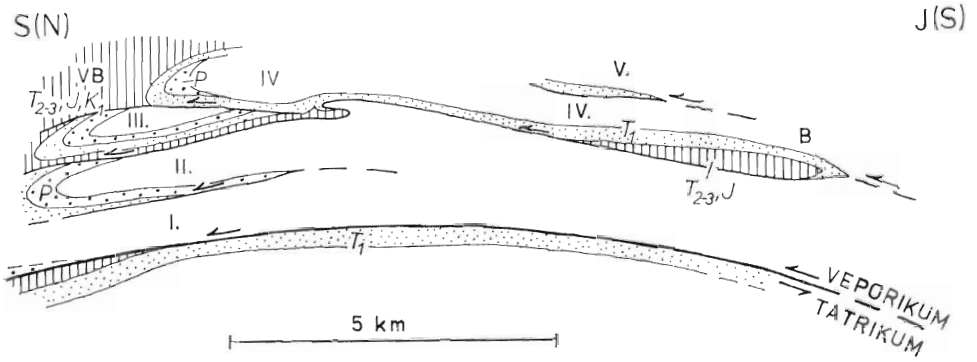
Mladšie štruktúry

Patria deformačným štádiám AD_2 až AD_5. Pre nás je dôležité predovšetkým paleoalpínske štádium AD_2, späté s výraznou kompresiou a modifikáciou alebo až prera-



Obr. 1. Príklady drobných štruktúr deformačného štádia AD_1. a — medzifoliačné vrásky V_1 v metamorfovanom slieňovci sp. kriedy skupiny Veľkého boka v doline Ipoltica; b — ležaté vrásy V_1 v metamorfovanom vápenci stredného triasu bacúšskeho mezozoika — Sokolia dol.; c — počiatočná budináž kompetentnejšej polohy kryštalického vápenca uprostred metamorfovaného slieňovca spodnej jury v skupine Veľkého boka v doline Benkovo; d — budináž a vyvlečenie polôh dolomitov v metamorfovanom slienitom vápenci stredného triasu bacúšskeho mezozoika v Sokolej doline

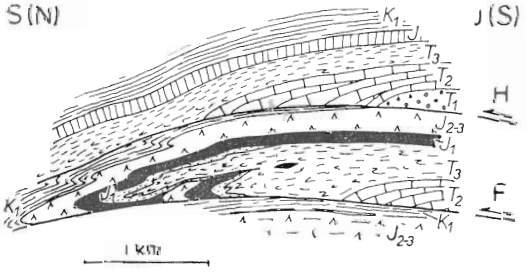
Fig. 1. Examples of mesoscopic structures of the AD_1 deformation stage. a — V_1 interfoliation folds in metamorphosed marlstone of Lower Cretaceous age, Veľký bok group, Ipoltica valley, b — V_1 recumbent folds in metamorphosed limestone of Middle Triassic age, Bacúch Mesozoic unit, Sokolová valley, c — beginning boundinage of a competent crystalline limestone layer in metamorphosed marlstone of Lower Jurassic age, Veľký bok group, Benkovo valley, d — boudinage and drag of dolomite layers in metamorphosed marly limestone of Middle Triassic age, Bacúch Mesozoic unit, Sokolová valley



Obr. 2. Hypotetický prevýšený rez styku tatrika a veporika v oblasti hlavného nízkotatranského hrebeňa po ukončení deformačného štádia AD_1. Kryštalinikum je nešrafované. VB — skupina Veľkého boka, B — bacúšske mezozoikum. Symboly I až V označujú čiastkové vrásové štruktúry (Zoubek 1952, 1953 — digitácie Vlčinca, Krátkej, Pavelovej, Prašivého grúňa a Zadnej hole)
Fig. 2. Hypothetical and exaggerated profile accross the contact of the Tatric and Veporic units in the area of Low Tatra Mts. main range in time after the termination of the AD_1 reformation stage. Crystalline is indicated without hachure, VB — Veľký Bok group, B — Bacúch Mesozoic unit. I—V — partial fold structures (after Zoubek 1952, 1953) represented by Vlčinec, Krátka, Pavelová, Prašivý Grúň and Zadná Hoľa digitations

zením štruktúr AD_1 v „koreňovej" oblasti krížňanského príkrovu.

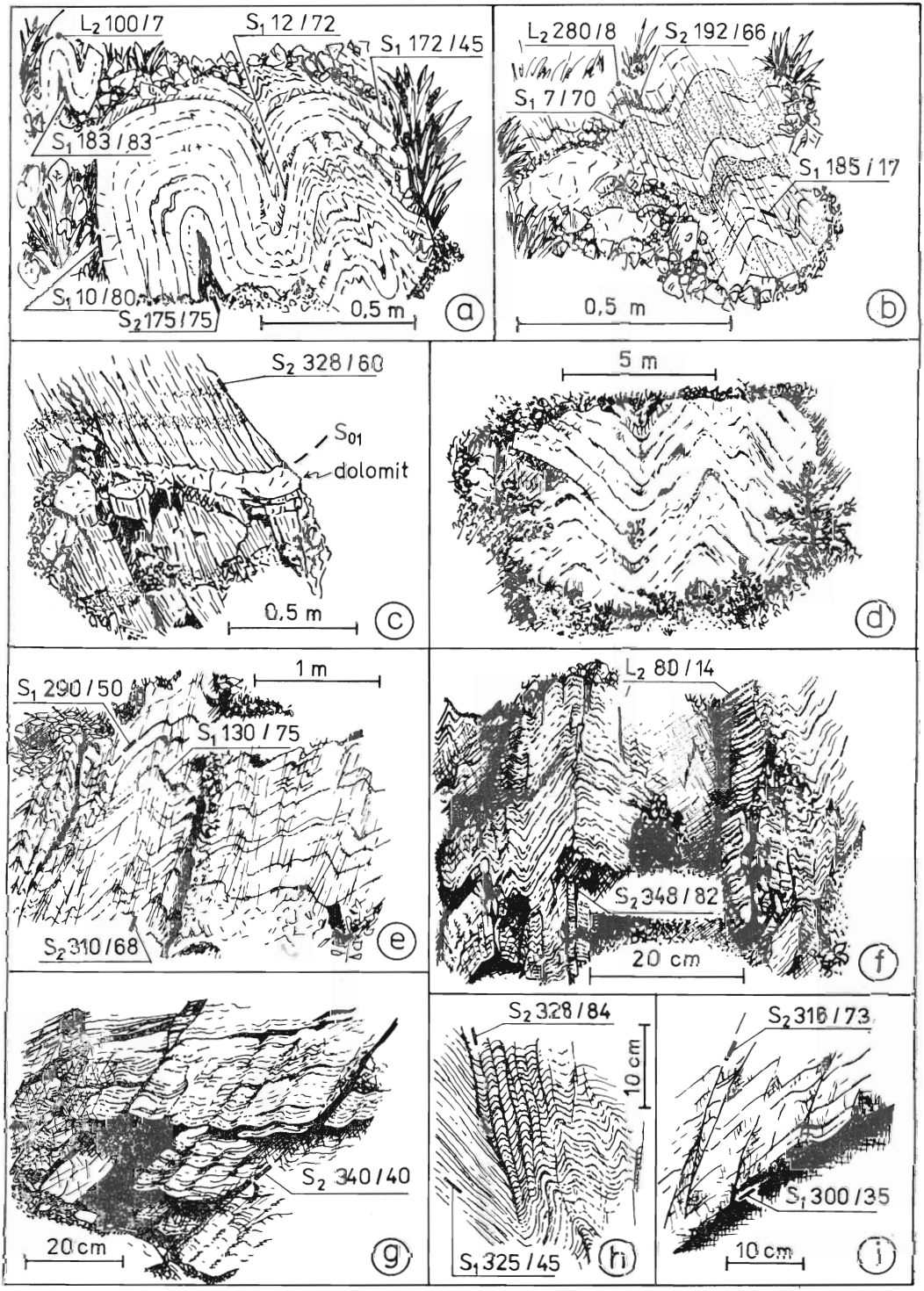
Drobnoštruktúrny inventár tohto štádia zahŕňa komplexnú paragenézu planárnych, lineárnych a vrásových štruktúr. Puklinová, krenulačná, ojedinele až toková kliváž S_2 (podľa kompetencie horninotvorného prostredia aj pozície v štruktúrnom pláne) má smerovú tendenciu SV—JZ až V—Z a stredný až strmý úklon väčšinou na JV—J (v spodnejších štruktúrnych úrovniach), prípadne na S (vo vyšších štruktúrnych horizontoch). Je klivážou osovej roviny mikrovrás až makrovrás V_2 rozličných morfologických typov (obr. 4).



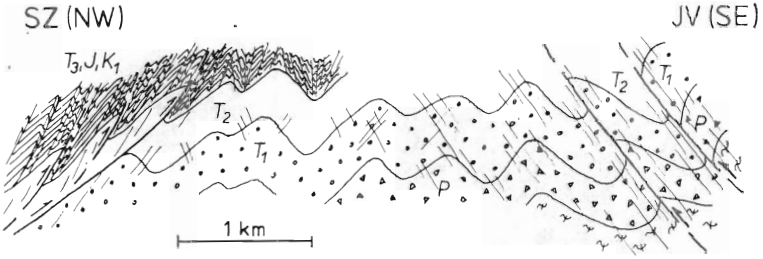
Obr. 3. Primárny charakter styku čiastkových jednotiek krížňanského príkrovu v profile doliny Driekyňa. F — čiastková jednotka Farbiška, H — čiastková jednotka Hutnej
Fig. 3. Primary nature of the contact between partial units of the Krížna nappe in the Driekyňa valley profile. F — Farbište partial unit, H — Hutná partial unit

V celom regióne dobre vyvinuté vrásové makroštruktúry umožňujú rekonštruovať spôsob a postupnosť vývoja deformácií AD_2. Menej komprimované, otvorenejšie štruktúry sú na Z pri severnom okraji ľubietovského pásma. Dobre poslúžia pri analýze štruktúr zón vysokej kompresie a značnej priestorovej redukcie, ako je napr. priestor čertovickej poruchovej zóny alebo severný okraj veporickej časti nízkotatranského jadra.

Severne od Poník a v profiloch doliny Driekyňa a ľubietovskej doliny má makrovrásová stavba nasledujúci charakter (obr. 5). Centrálnu zónu tvoria väčšinou priame otvorené symetrické makrovrásy


L2 100/7
S1 12/72
S1 172/45
S1 183/83
S1 10/80
S2 175/75
0,5 m
a
L2 280/8
S2 192/66
S1 7/70
S1 185/17
0,5 m
b
S2 328/60
S01
dolomit
0,5 m
c
5 m
d
S1 290/50
1 m
S1 130/75
S2 310/68
e
L2 80/14
S2 348/82
20 cm
f
S2 340/40
20 cm
g
S2 328/84
10 cm
S1 325/45
h
S2 316/73
S1 300/35
10 cm
i

sprevádzané mezovrásami obdobného charakteru (obr. 4d). Sú vyvinuté predovšetkým v kompetentnom komplexe spodnotriasového kremenca a strednotriasového dolomitu a vápenca. Mladšie, menej kompetentné súvrstvie túto stavbu kopírujú za sprievodu drobných štruktúr charakteru vlečných vrások opačnej vergencie v ramenách makrovrás. Smerom na J, bližšie ku kryštalickému jadru, sa makroskopické vrásy prevracajú na S, v ich severných ramenách nastávajú strižné pohyby a zakladajú sa prešmyky sprevádzané intenzívnym vývojom strižnej kliváže S_2 uklonenej strmo na JV. Prešmyky sú väčšinou na rozhraniach mechanickej inhomogenity (litologické rozhrania hornín spodného a stredného triasu, permu a kryštalinika), ich hustota smerom na J stúpa a ľubietovské kryštalinikum má už v podstate monoklinálnu šupinovitú stavbu (Kamenický, 1977). Podobný štýl stavby má aj čertovická zlomová zóna (Siegl, 1978), ktorá je charakteristická vrásovo-šupinovitým tek-



Obr. 5. Schematický štruktúrny profil severného okraja ľubietovského pásma dokumentujúci priestorovú zmenu štýlu a vergencie štruktúr AD_2. Bližšie vysvetlenie v texte
Fig. 5. Schematic structural profile accross the northern margin of the Ľubietová zone displaying spatial change of AD_2 structure style and vergency. Explanations in the text

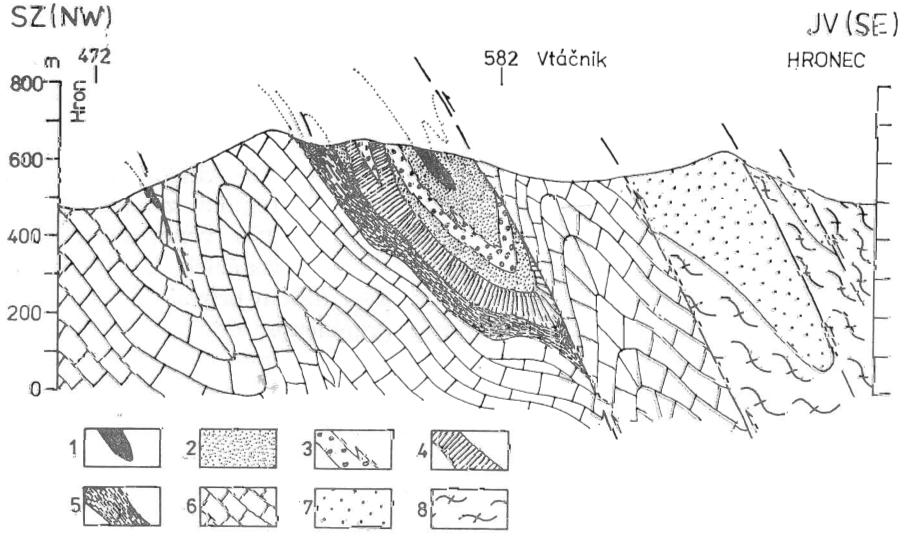
◀

Obr. 4. Niektoré typy štruktúr deformačného štádia AD_2. a — mezovrásy V_2 v doskovitom strednotriasovom vápenci bacúšskeho mezozoika — Sokolia dolina; b — modifikované vrásy V_2 s klivážou osovej roviny S_2 v mylonitizovaných spodnotriasových kvarcitoch v Sokolej doline, c — intenzívny vývoj kliváže S_2 v metamorfovanom pestrom ílovci keuperského súvrstvia, synklinála Chvatimech — Valaská, d — symetrické mezovrásy V_2 v kremenci spodného triasu pri Ľubietovej, e — asymetrické juhovergentné vrásy V_2 v metamorfovanom jurskom vápenci v Ľubietovskej doline, f — asymetrické vrásky V_2 v metamorfovanom slieňovci spodnej kriedy, skupina Veľkého boku — dolina Malužiná, g — krenulačná kliváž S_2 v metamorfovanom liasovom slienitom vápenci skupiny Veľkého boka — dolina Benkovo, h — krenulačná kliváž osovej roviny S_2 v zámkoch vrás V_2 v metamorfovanom spodnokriedovom slieňovci v Ľubietovskej doline, i — drobné asymetrické vrásy V_2 v metamorfovanom slieňovci spodnej kriedy v doline Driekyňa
Fig. 4. Some structure types of the AD_2 deformation stage. a — V_2 mesofolds in platy limestone of Middle Triassic age, Bacúch Mesozoic unit, Sokolová valley, b — V_2 modified folds with S_2 axial cleavage in mylonitized Lower Triassic quartzite, Sokolová valley, c — intense development of S_2 cleavage in metamorphosed variegated claystone, Keuper sequence, Chvatimech — Valaská syncline, d — V_2 symetric mesofolds in Lower Triassic quartzite near Ľubietová, e — V_2 assymetrical southvergent folds in metamorphosed Jurassic limestone, Ľubietová valley, f — V_2 minute assymetric folds in metamorphosed Lower Cretaceous marlstone, Veľký bok group, Malužiná valley, g — S_2 crenulation cleavage in metamorphosed marly limestone of Liassic age, Veľký Bok group, Benkovo valley, h — crenulation cleavage of the S_2 axial plane in V_2 fold crests, metamorphosed marlstone of Lower Cretaceous age, Ľubietová valley, i — V_2 assymetric minute folds in metamorphosed marlstone of Lower Cretaceous age, Driekyňa valley

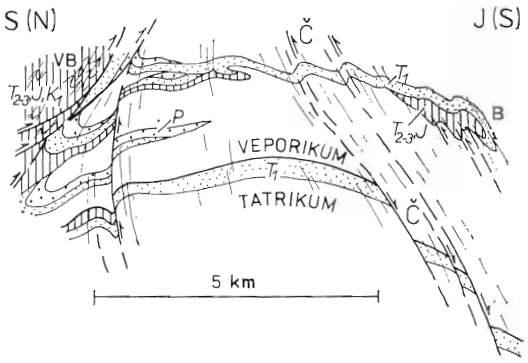
tonickým štýlom. Pre mezozoické komplexy, bohato sprevádzajúce osrblianske poruchové pásmo, je typický štýl zovretých makrovrás segmentovaných prešmykmi (obr. 6). Dominantným štruktúrnym prvkom je krenulačná kliváž S_2 (obr. 4c).

Na hrebeňovej časti Nízkych Tatier v oblasti bacúšskeho mezozoika narúša vrásovo-šupinovitý štýl deformácií AD_2 pôvodnú stavbu AD_1 (porovnaj obr. 2 a 7). Príklady drobných AD_2 štruktúr vidieť na obr. 4a, b. V tejto klasickej oblasti čertovickej „línie" treba odlišovať subhorizontálnu plochu príkrovového nasunutia veporika na tatrikum, odkrytú na severných svahoch Nízkych Tatier, ktorá je produktom deformačného štádia AD_1, od čertovického zlomu s. s. — strmej prešmykovej štruktúry na ich južných svahoch, ktorá je naložená na pôvodný násun, a teda s ním geneticky nesúvisí. Na hlavnom nízkotatranskom hrebeni ho na dnešnej erozívnej úrovni opúšťa a pokračuje na V dovnútra veporika ako pásmo prešmykov až do záveru doliny Dikula a na severné svahy Kráľovej hole, kde sa napája na pohorelský prešmykový systém rovnakého štýlu a genetických vlastností.

Na južnom okraji hronského synklinória v severnom úseku profilu obr. 5 získavajú prevahu juhovergentné štruktúry, a to v mezomeradle (obr. 4e, h, i) a makromeradle. Intenzívny vývoj majú v nekompetentných komplexoch vrchného triasu až spodnej kriedy. V severných ramenách makrovrás V_2 sa strednotriasové karbonáty na báze odliepali a prešmykovali na JV. Obr. 5 takto predstavuje kinematický obraz vývoja štruktúr AD_2 so zachovanou iniciálnou (centrálnou) zónou, ktorá bola



Obr. 6. Geologický rez cez synklinálu Chvatimecha dokumentujúci vrásovo-šupinovitý štýl deformácií AD_2. 1 — jura vcelku, 2 — pestrý ílovec, 3 — kremenec, 4 — dolomit (2—4 keuperské súvrstvie), 5 — lunzské súvrstvie, 6 — dolomit stredného triasu, 7 — kremenec spodného triasu, 8 — kraklovské kryštalinikum
Fig. 6. Geological section across the Chvatimech syncline showing the folded-sliced style of AD_2 deformations. 1 — Jurassic, undivided, 2 — variegated claystone, 3 — quartzite, 4 — dolomite (2—4 — Carpathian Keuper sequence), 5 — Lunz beds, 6 — dolomite, Middle Triassic, 7 — quartzite, Lower Triassic, 8 — crystalline of the Kraklová zone



Obr. 7. Schematický prevýšený profil styku tatrika a veporika v oblasti hlavného nízkotatranského hrebeňa (dnešný stav — porovnaj s obr. 2), ktorý je výsledkom deformačného štádia AD_1 a AD_2. Kryštalinikum je nešrafované. Č — čertovická prešmyková zóna
Fig. 7. Schematic and exaggerated profile accross the contact between Tatric and Veporic units in the area of Low Tatra Mts. main range, recent situation (compare with fig. 2), as the result of AD_1 and AD_2 deformation stages. Crystalline is without hachure, Č — Čertovica thrust zone

z obidvoch strán postupne deštruovaná. Hlavná štruktúrotvorná mobilita pritom prislúchala fundamentu a jeho tegumentu a vyššie obalové, relatívne menej kompetentné komplexy, nakopené v jeho predpolí, už iba viac-menej pasívne hľadali pri skracovaní cestu menšieho odporu a vo vyšších pripovrchových štruktúrnych úrovniach mali tendenciu po spätnom pohybe na vlastné zázemie.

Pri postupe pozdĺž severného okraja veporika smerom na V vidieť znaky čoraz intenzívnejšej deštrukcie iniciálnej makrovrásovej stavby AD_2, až v reze na obr. 7 sú zachované už len pôvodne okrajové, teraz však zblížené typy štruktúr — južný so severovergentnou stavbou vo fundamente, a severný, s mezovrásovo-klivážovým štýlom južnej vergencie v skupine Veľkého boka (obr. 4f, g).

V profile východne od doliny Dikula pri Liptovskej Tepličke bola kompresia počas AD_2 taká silná, že v jej záverečnej etape nastal spätný subhorizontálny násun skupiny Veľkého boka až 5 km na jej zázemie, a to aj na severovergentnú vrásovošupinovitú stavbu fundamentu v čertovickej poruchovej zóne (obr. 8).

Silnejšiu kompresiu počas deformačného štádia AD_2 smerom na V, sprevádzanú zvyšovaním stupňa penetračnosti štruktúr a väčším skrátením priestoru v horizontálnom smere, možno dokumentovať aj v plošnom zobrazení významnejších porúch (prešmykov) a štruktúrnych smerov tohto štádia v severnom veporiku (obr. 9). Vidieť, že čertovická zlomová zóna je súčasťou širokého poruchového pásma zahŕňajúceho prešmykové štruktúry od Osrblia až po štruktúru Trangošky a Konského Grúňa, ktoré na V na hlavnom nízkotatranskom hrebeni postupne vejárovite virgujú. Na severných svahoch Kráľovej hole táto zóna postupne nadväzuje až na poruchy pohorelského systému.

Diskusia a závery

Každý pokus o kinematickú analýzu štruktúr istého regiónu zvádza aj k rámcovému hodnoteniu vonkajších dynamických faktorov vedúcich k vzniku týchto štruktúr. V našom prípade možno nahliadnuť do problémov dotýkajúcich sa genézy typickej alpinotypnej jednotky — krížňanského príkrovu. Etapovitý štruktúrny vývoj sa pokúsime vysvetliť na základe princípov platňovej tektoniky.

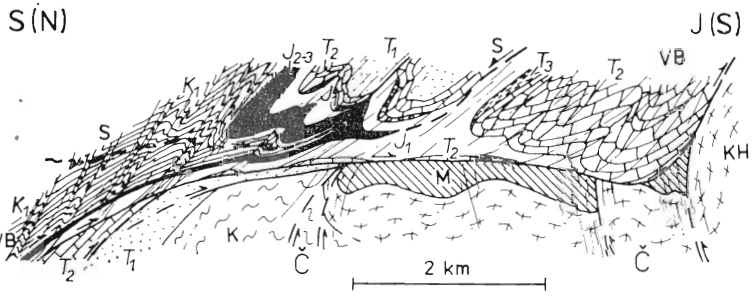
Hlavný paleogeografický a súčasne štruktúrny element krížňanskej jednotky — zliechovský trog — bol založený v spodnej jure. Jeho južné, naň nadväzujúce okrajové vývoje v rozvinutej paleogeografickej schéme tohto obdobia poskytujú nasledujúci obraz. Na zliechovský hlbokovodný priestor s kolapsovým prechodom trias — jura a panvovými litofáciami (sem

zaraďujeme aj najspodnejšiu štruktúrnu jednotku v profile dolinou Driekyňa — obr. 3) nadväzuje úpätie svahu panvy s takisto hlbokovodnými flyšoidnými litofáciami v sp. jure (tzv. grestenské vrstvy), ale aj hrubou polohou alodapického krinoidového vápenca so sklzovými textúrami (cf. Mišík, 1962). Vyššie pokračuje hlbokovodná sedimentácia. Táto úpätná sekvencia tvorí samostatnú štruktúrnu jednotku, ktorú sme v profile Driekyne nazvali čiastkovou jednotkou Farbišťa (obr. 3).

Svahy panvy dnes reprezentuje pravdepodobne vertikálne členená skupina jednotiek, a to čiastková jednotka Hutnej v profile Driekyne, obalová skupina ľubietovského kryštalinika od Ľubietovej až po Podbrezovú, mezozoikum synklinál Mojžíšovho vrchu a Chvatimecha, mýtňanské a bacúšske mezozoikum a podstatná časť skupiny Veľkého boka na severných svahoch Nízkych Tatier. Pre tieto sekvencie je typická prímes terigénneho materiálu v liasovom vápenci a v jure a spodnej kriede celkove pelagická sedimentácia, ale s malou hrúbkou litologických súborov.

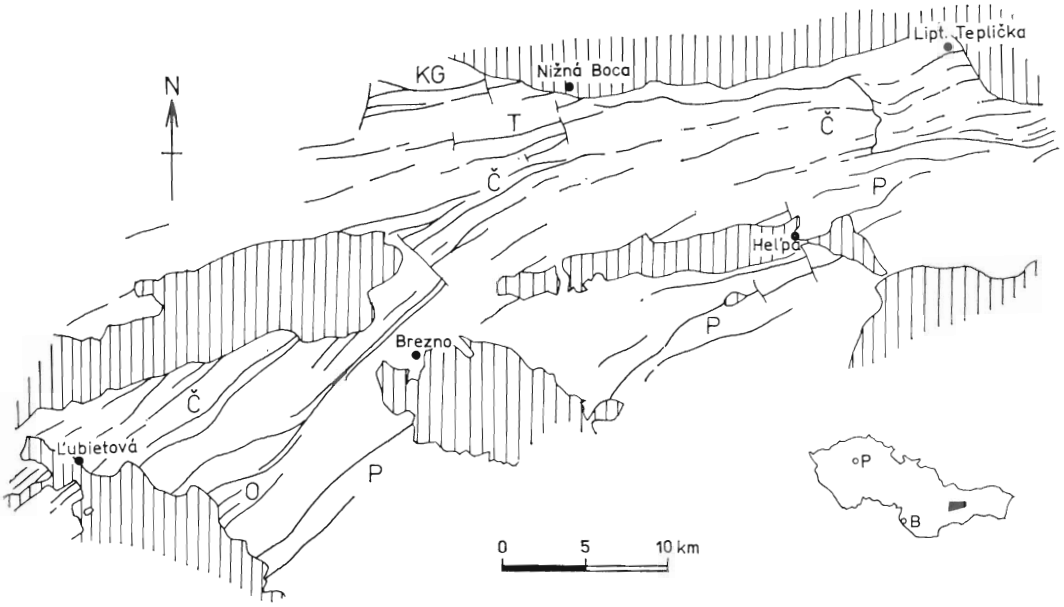
Najvyššou litologickou, ale aj štruktúrnou jednotkou je digitácia Smrečiny (obr. 8), v ktorej bolo keuperské a rétske súvrstvie počas starokimerských pohybov pravdepodobne oddenudované, a preto je na báze liasových uložením priamo na dolomite transgresný zlepenec (Kettner, 1938, Zelman, 1967). Táto sekvencia pravdepodobne reprezentuje južný šelfový okraj spodnojurskej zliechovskej panvy. V profile takto liasové aj mladšie súvrstvia vykresľujú reliéf fundamentu pri južnom okraji krížňanského (zliechovského) sedimentačného priestoru (obr. 10).

Litofácie vyššej jury naznačujú prehĺbenie a čiastočné vyrovnanie sedimentačných podmienok a otvorenie bazénu na J, avšak morfológia podložia sa ešte odráža v hrúbke aj povahe litofácií (napr. čiastková jednotka Farbišťa, ktorú pokladáme za úpätnú, má vo vyššej jure hrubé súvrstvie rádiolaritov, ktoré sú vo vyšších štruktúrach vzácne). Úplné vyrovnanie s v podstate rovnomernou pelagickou se-



Obr. 8. Schematický profil skupiny Veľkého boka (VB) a jej podložia medzi Liptovkou Tepličkou a dolinou Dikula. Vidieť modifikované čelo digitácie Smrečiny (S) a retrošariáž skupiny Veľkého boka na vlastné zázemie. M — členy juhoveporického príkrovu Markušky, KH — kráľovohoľský príkrov, K — kraklovské kryštalinikum (hronský komplex), Č — čertovická prešmyková zóna

Fig. 8. Schematic profile of the Veľký bok group (VB) and its basement between Liptovská Teplička village and Dikula valley. The profile displays modified front of the Smrečina digitation (S) and retrocharriage of the Veľký bok group onto its own rear background. M — members of the South Veporic Markuška nappe, KH — Kráľova Hoľa nappe, K — crystalline of the Kraklová zone (Hron complex), Č — Čertovica thrust zone



Obr. 9. Mapový obraz významnejších dislokácií a štruktúrnych smerov deformačného štádia AD_2 v severnom veporiku dokumentujúci zakrivovanie a zbiehanie jednotlivých poruchových zón smerom na V. KG — štruktúra Konského grúňa, T — synklinála Trangošky, Č — čertovická zlomová zóna, O — osrbliansky prešmykový systém, P pohorelská prešmyková zóna. Šrafovane sú vyznačené jednotky a formácie voči deformačnému štádiu AD_2 potektonické (ležiace nad bázou chočského príkrovu)

Fig. 9. Areal distribution of main dislocations and structural attitudes of the AD_2 deformation stage showing arching and convergency of single dislocation zones eastwards. KG — Koňský Grúň structure, T — Trangoška syncline, Č — Čertovica fault zone, O — Osrblie thrust system, P — Pohorelá thrust zone. Units and formations posttectonic to the AD_2 stage (occurring over the base of the Choč nappe) are hachured

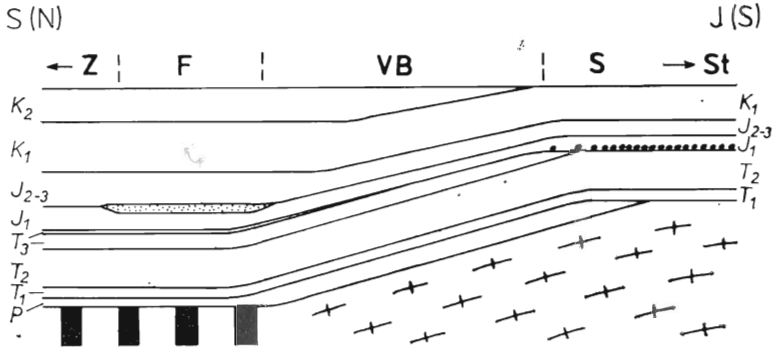
dimentáciou vo všetkých jednotkách predstavuje až obdobie spodnej kriedy.

Litologickým záznamom počiatočnej kompresnej tektonickej aktivity bol nástup flyšovej sedimentácie v albe. „Pochovaný" reliéf fundamentu sa v tomto období aktivizoval a južný okraj zliechovskej panvy sa dvíhal (olistotrómy v albe zliechovskej skupiny so sklzom od J na S; Jablonský, ústna informácia). Veporický fundament sa stáva hlavným štruktúrotvorným fenoménom vnucujúcim mezozoickým masám tektonickú aktivitu (obr. 11a). Preto sa teraz zameriame na problém príslušnosti — autochtónnosti či alochtónnosti čiastkových štruktúr krížňanskej jednotky voči severoveporickému kryštaliniku.

Prvou z čiastkových jednotiek vyčlenených v profile Driekyne, do ktorej možno bez väčších rozpakov zaradiť materské kryštalinikum, je jednotka Hutnej. Tá na V nadväzuje na autochtónnu, resp. subautochtónnu (cf. Vozár, 1978) obalovú skupinu ľubietovského pásma veporického kryštalinika (v úseku od Ľubietovej až po Podbrezovú), a ďalej sa bez podstatnejších litofaciálnych a štruktúrnych zmien napája na mýtňanské a chvatimešské mezo-

zoikum. Nepochybne autochtónne bacúšske mezozoikum má nedostatok porovnávacích jurských členov, ale podľa štruktúrnych a litologických znakov predpokladáme, že aj ono je súčasťou systému jednotiek svahu panvy (teda severného okraja veporického pevninského bloku). Nepoznáme substrát čiastkovej jednotky Farbišťa a pod ňou ležiaceho panvového komplexu zliechovského typu. Keďže sme okrajové „svahové" sekvencie zliechovskej jednotky typu skupiny Veľkého boka lokalizovali na dnes najsevernejší okraj veporického fundamentu (hodno si povšimnúť, že ho buduje kryštalinikum ľubietovského typu s hojnejšími granitoidmi), pravdepodobne z povrchu nepoznáme ani pôvodné podložie celého zliechovského trógu. Bol to zrejme substrát typu „ťažkej", hercýnsky nestabilizovanej subkontinentálnej, resp. paraoceanickej kôry (Maheľ, 1978, 1980), ktorý v etape roztahovania (spodná jura) podmienil jej pokles a v strednokriedovej etape zmeny geometrie pohybu platní — konvergencie okrajov zliechovského trógu jej podsun na J pod relatívne „ľahšiu" pevninskú kôru severného veporika.

So započatím a priebehom subdukcie zliechovského substrátu súviselo deformačné štádium AD_1. Išlo o kôrovú subdukciu neveľkého rozsahu a obmedzenej doby trvania, neporovnateľnú s recentnými litosferickými subdukciami, čo ani neumožnilo rozvinúť všetky tektonomagmatické fenomény sprevádzajúce veľké, dlhotrvajúce subdukčné zóny. Z trenia pri podsúvaní zliechovskej platne v severnom veporiku rezultoval zvýšený termálny tok a nízkostupňový metamorfizmus sprevádzajúci štruktúry AD_1. V rámci podsúvanej platne bol pohltený iba fundament a jeho tegument ($P - qT_1$), kým nekompetentný horizont verfénskych vrstiev poslúžil ako zóna odlepenia nadložných más, ktoré boli vo forme kmeňového zliechovského príkrovu odsúvané smerom na S od trenča. V bezprostrednom nadloží subdukovanej platne na spodnej hrane veporickej dosky — z komplexov hornín budujúcich pôvodný pevninský veporický svah — vznikali veľké ležaté vrásy a čiastkové príkrovové štruktúry, z ktorých najspodnejšie (elementy pevninského úpätia) pravdepodobne svoj substrát pri subdukcii takisto stra-

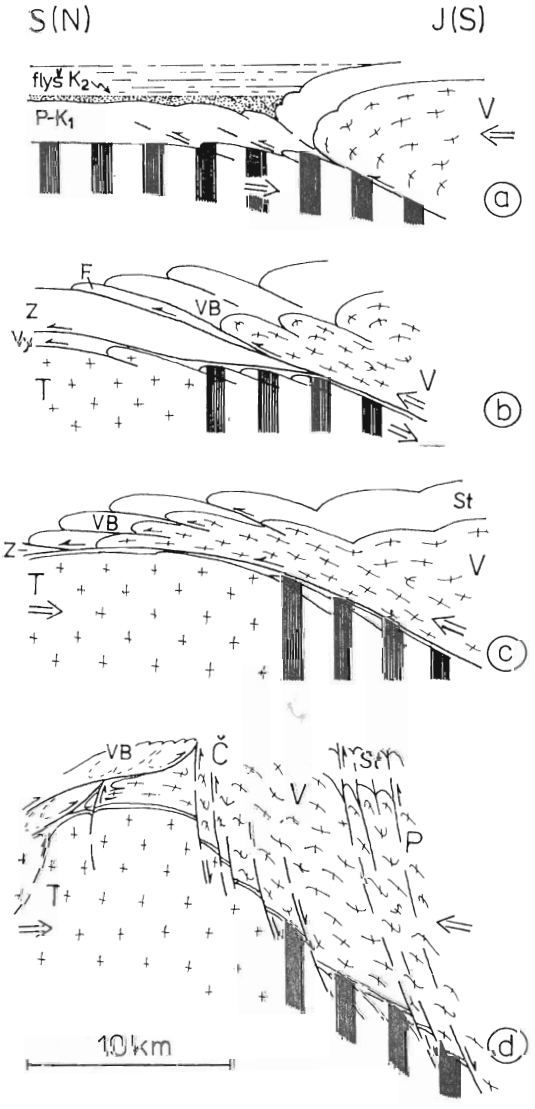


Obr. 10. Zjednodušený palinspastický rez sedimentačným priestorom tylových elementov krížňanskej jednotky. Čiastkové jednotky: Z — zliechovská, F — Farbišťa, VB — Veľkého boka, S — Smrečiny, St — struženíčky priestor. Bližšie vysvetlenie v texte

Fig. 10. Simplified palinspastic section accross the sedimentary area of rear elements of the Krížna unit. Partial units: Z — Zliechov, F — Farbište, VB — Veľký bok, S — Smrečina, St — Struženík. Further explanation in the text

tili (obr. 11a, b, c). Vyššie štruktúry majú čoraz menšiu mobilitu a užšie vzťahy medzi fundamentom a jeho sedimentárnym obalom (napr. najvyššia vyčlenená štruktúra Smrečiny pri Liptovskej Tepličke bola v podstate pôvodne iba jednoduchou ležatou vrásou či digitáciou, ktorá má mladšie členy spoločné s podložnou štruktúrou — obr. 8). Takto možno v rámci južných tylových partií krížňanskej jednotky vyčleniť dve paleotektonické jednotky — jednotku panvového dna so subdukovaným soklom a príkrovovým tektonickým štýlom epidermálnych komplexov a jednotku pevninského svahu s tektonickým štýlom veľkých ležatých vrás vo fundamente a čiastkových príkrovov menšieho rozsahu v jeho obalových komponentoch.

Pohyb na „dedičných“ subhorizontál-



Obr. 11. Hypotetické rezy vývoja kolíznej zóny tatrika a veporika. Rezy sú prevýšené. a — začiatok subdukcie zliechovského substrátu v strednej kriede, b — pokročilé štádium vývoja subdukčnej zóny, keď podstatná časť zliechovskej skupiny bola už vo forme príkrovu vytlačená zo svojej domovskej oblasti a paleotektonická jednotka pevninského veporického svahu bola rozčlenená na čiastkové príkrovy a digitácie (približne v tomto štádiu sa ukončil vývoj štruktúr AD_1 v oblasti hronského synklinória). V — veporikum, VB — skupina Veľkého boka, F — čiastková jednotka Farbišťa, Z — zliechovská jednotka, Vy — vysocká skupina, T — tatrikum, c — ukončenie deformačného štádia AD_1 v reze hlavným nízkotatranským hrebeňom. Čelové digitácie kraklovského príkrovu fundamentu prekrývajú južné okraje tatrika. St — struženícka skupina, d — kompresia a redukcia kolíznej zóny tatrického a veporického bloku počas deformačného štádia AD_2. Č — čertovická, P — pohorelská prešmyková zóna

Fig. 11. Hypothetical profiles showing the development of collision between Tatric and Veporic units. Exaggerated. a — beginning subduction of the Zliechov basement during the Mid Cretaceous, b — advanced stage of subduction zone development when considerable part of the Zliechov group occurs as thrust out from its homeland area and the paleotectonic unit of the Veporic continental slope is dissected into partial nappes and digitations (the development of AD_1 structures had been terminated roughly in this stage in the Hron synclinorium). V — Veporic, VB — Veľký bok group, F — Farbište partial unit, Z — Zliechov unit, Vy — Vysoká group, T — Tatric, c — termination of the AD_1 deformation stage in profile across the Low Tatra Mts. main range. Frontal digitations of the Kraklová nappe of the basement lid over the southern Tatric margin. St — Struženík group, d — compression and reduction of the collision zone between Tatric and Veporic blocks in the course of AD_2 deformation stage. Č — Čertovica and P — Pohorelá thrust zones

nych násunových plochách pokračoval aj pri počiatočnej kolízii tatrického a veporického bloku (obr. 11c). Fundament pevninského svahu severného veporika vinou menšej hrúbky a plastickejšieho stavu, získaného termálnou a deformačnou aktivitou nad subdukčnou zónou, slabo odolával vrásneniu, a preto bol presunutý na južný okraj tatrického bloku, budovaný rigidnejším ďumbierskym jadrom. Stalo sa tak v záverečnej etape deformačného štádia AD_1, ako na to poukazuje rozdiel v intenzite alpinskej metamorfózy viažúcej sa na plochy S_1 medzi tatrikom (prakticky nemetamorfované) a veporikom (slabo metamorfované).

Deformačné štádium AD_2 považujeme za odraz uzavretia zliechovského trógu a kolízie pevninských platní (tatrickej a veporickej). Uzavretie a odumretie subdukčnej zóny, umožňujúcej „voľné" preskupovanie horninových komplexov v pripovrchových úrovniach na subhorizontálnych plochách, spôsobilo za pokračujúcej konvergencie platní silnú kompresiu a následnú redukciu kolíznej zóny, a to najmä vo východných oblastiach. Rozdiely v intenzite kompresie spôsobil tvar okrajov kolidujúcich platní alebo odlišný dynamický režim (alebo jedno i druhé). Štruktúry substrátu pritom zhruba zachovávajú geometriu pohybu zdedenú z etapy subdukcie (vergencia na SZ až S vo veporiku), kým pripovrchové, relatívne menej kompetentné komplexy, nakopené v predpolí čela veporika, boli v kolíznej zóne vejárovite vyvrásňované (obr. 11d).

V tomto zmysle pokladáme tektonické štýly domovskej oblasti krížňanského príkrovu, ako ich vyčlenil J. Jaroš (1971), za z väčšej časti naložené — nesúvisiace bezprostredne s vyvrásnením príkrovu. Ide predovšetkým o vnútorné — najjužnejšie tektonické štýly, a to indukovaný vrásový, bradlový a brachysynklinálny (l. c.), ktoré sú produktom deformačného štádia AD_2. Naproti tomu na S prevládajúci šošovkovitý štýl indikuje voľný pohyb na subhorizontálnych plochách a je reprezentantom štádia AD_1.

Zásadným rozdielom v kinematike deformačných štádií AD_1 a AD_2 je spôsob premiestňovania horninových hmôt a horizontálnej priestorovej redukcie v zásade pri rovnakých dynamických podmienkach. Počas deformačného štádia AD_1 sprevádzalo horizontálnu redukciu subhorizontálne vrásnenie horninových más, kým horizontálnu redukciu počas štádia AD_2 sprevádzali pohyby s prevládajúcou vertikálnou zložkou premiestňovania hmoty. Makrodomény kolíznych prešmykových zón obmedzené dislokáciami „tiekli" smerom hore — vo vyšších štruktúrnych horizontoch, kde prešmyky „normálneho" charakteru atakovali prípovrchové úrovne so zastúpením obalových skupín, alebo dole — dislokácie majú v hlbších štruktúrnych úrovniach antitetický charakter (typický je čertovický zlom s. s., obr. 2, 11d). Takýto spôsob deformácie horninových komplexov a horizontálnej priestorovej redukcie má zrejme bezprostredný vzťah k hrubnutiu kôry v kolíznych zónach konvergujúcich platní počas kolízie typu kontinent — kontinent.

Recenzoval M. Maheľ

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1936: Les nappes subtatriques des Carpathes occidentales. *Carpatica (Praha), 1, p. 1—50.*

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. *Bratislava. Vyd. SAV. 118 S.*

Buday, T. et al., 1961: Tektonický vývoj Československa. *Praha, ÚÚG. 254 s.*

Biely, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón" vo veporidách. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 21, s. 109—125.*

Biely, A. 1962: Niekoľko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov z vý-

chodnej časti Nízkych Tatier a Tribča. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 62, s. 205—218.*

Biely, A. 1978: Problém lokalizácie sedimentačnej oblasti krížňanského príkrovu vo svetle nových poznatkov o štruktúre východnej časti Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria. *In: J. Vozár et al. (eds.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, s. 221—231.*

Biely, A. — Fusán, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 42, S. 51—64.*

Jánov, I. 1980: Geologická stavba a prejavy dynamometamorfizmu série Veľkého boku v oblasti Liptovskej Tepličky. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Jaroš, J. 1971: Tectonic styles of the homelands of superficial nappes. *Rozpr. Čs. akad. věd, ř. mat. přír. věd, 81, 6, 59 p.*

Kamenický, J. 1977: Der geologische Bau des nordwestlichen Teiles des Vepor — Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 32, S. 5—43.*

Kettner, R. 1938: Geologická stavba severního svahu Královy holy v okolí Liptovské Tepličky (Nízke Tatry). *Rozpr. II. třídy Čes. akad., 47, 7, s. 1—18.*

Kettner, R. 1958: Die Tektonik des Gebirges Nízke Tatry (Niedere Tatra). *Geologie (Berlin), 7, 3—6, S. 383—402.*

Losert, J. 1962: Geologická stavba a rudní ložiska západní části Ľubietovského pásma a přilehlého subtatrika. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 62, s. 97—108.*

Maheľ, M. 1978: Model vývoja Západných Karpát. *Mineralia slov., 10, s. 1—16.*

Maheľ, M. 1980: Heterogeneity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 31, pp. 397—406.*

Maheľ, M. 1982: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. Mineralia slov., 14, s. 1—40.

Maheľ, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Banská Bystrica. *Bratislava, ÚÚG. 270 s.*

Maheľ, M. et al., 1967: Regionální geológie ČSSR. Západní Karpaty, 1. *Praha. ÚÚG. 486 s.*

Maheľ, M. ed. 1974: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. *Bratislava, Veda, VSAV. 453 p.*

Mišík, M. 1962: Litofaciálny výskum liasu Veľkej Fatry v západnej časti Nízkych Tatier. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 62, s. 229—232.*

Plašienka, D. 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. *Manuskript — Geol. úst. SAV Bratislava. 153 s.*

Siegl, K. 1978: Faults in the contact area of the Ďumbier and Krakľová crystalline complexes (West Carpathians). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 29, pp. 147—160.*

Vozár, J. 1978: Príspevok k objasneniu stavby a ku koreláciám obalových sérií v severnej časti veporika. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 72, s. 19—30.*

Zelman, J. 1967: Vzťah geologickej stavby a drobných štruktúr série Veľkého Boku na sv. vahoch Nízkych Tatier. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 12, s. 19—36.*

Zoubek, V. 1930: Geologické studie z koreňovej oblasti subtatranské a zon sousedících jižně Podbrezové. *Věst. Stát. geol. úst., 6, s. 190—214.*

Zoubek, V. 1931: Tektonická skizza širšího okolí Brezna nad Hronom. *Věst. Stát. geol. úst., 7, s. 182—191.*

Zoubek, V. 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídel. *Věst. Stát. geol. úst., 11, s. 85—115.*

Zoubek, V. 1952: Zpráva o výsledcích základního geologického výzkumu východních částí Nízkych Tater. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Zoubek, V. 1953: Geologický výzkum v oblasti potoka Hodruša v Nízkych Tatrách. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Kinematic assessment of some structures of the Northern Veporic in relation to the generation of the Krížna nappe

DUŠAN PLAŠIENKA

Several Alpine deformation stages may be distinguished in the Northern Veporic unit which contains also the southern, rear, portions of the Krížna nappe. From several deformation stages, the AD_1 and AD_2 ones are immediately related to the generation

of the Krížna superficial nappe. Both these stages are of Paleoalpine (Pre-Upper-Cretaceous) age.

The penetrative metamorphic foliation S_1, which has attitudes parallel to the bedding surfaces, is the main structural element of the AD_1 stage. Relics of flat-lying isoclinal recumbent and frequently interfoliational mesofolds are rare. Macrostructures reveal the character of large recumbent to plunging folds in the basement and that of partial nappes and digitations in its sedimentary cover. The folded-nappe style of macro- to megastructural elements in rear parts of the whole structure reveals relations with the main folded style of the Krížna "stem" nappe (Maheľ, this number). The generation of the Krížna nappe is deduced as the results of subduction of a paraoceanic crust creating the basement of the Zliechov trough beneath the continental type of crust what occurred in frontal portions of the Veporic. The northern margin of this continental Veporic block is indicated even by lithofacial record of Jurassic lithologies of the Zliechov basin as well as by slope sediments connected to the former from the south represented by the Veľký bok group type the latter displaying close structural relations to the Northern Veporic. Frontal digitations of the Veporic fundament represent hence the link between epidermal Mesozoic complexes deformed into a nappe tectonic style and the main block of the Veporic basement. Frontal parts of this basement became overthrust, during the final phase of the AD_1 stage, along a surface inherited from the stage of subduction, over the southern marginal parts of the Tatric continental block.

The continuing convergence of the Tatric and Veporic plates led to the collision of both continental blocks in times after the cease of crustal subduction. This event is reflected by the AD_2 deformation stage resulting in the generation of folds with high angle axial planes and the S_2 shear cleavage. The collision zone is indicated by several belts of dislocations of, mostly, folded and sliced tectonic style. Structures in the basement have medium to high angle attitudes and vergencies towards N—NW whereas surficial complexes of Mesozoic sequences are, namely in more intensively comprimed depressional belts of the collisional zone, fan-like folded what contains even a considerable amount of backward movement.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Beryl — nový minerál nízkotatranských pegmatitov

PAVEL PITOŇÁK*, MARIAN JANÁK**

Beryl as a new mineral in pegmatites of the Low Tatra Mts.

Beryl has been discovered to occur in aplite to pegmatite country rock as an aggregate of several individuals, the largest of which attains 4×1 cm size of pale green colour. The X-ray diffraction record identified unambiguously beryl. This finding is the third one in Tatroveporic granitoids and points to the possibility that this mineral appears as, though rare but by no means unique, mineral in West Carpathian granitoids.

V lete 1982 sme na spoločnej exkurzii našli vo zvetraninovom plášti na kóte 1677,0 na hrebeni prašivskej časti nízkotatranského kryštalinika horninu s agregátom berylu.

Materskou horninou nájdeného berylu je aplit — pegmatit. Jemnozrnnejšie (aplitoid-

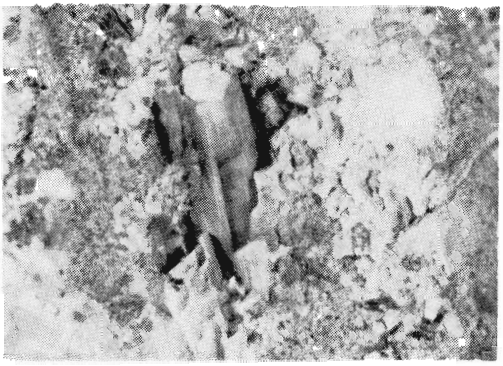
né) a hrubozrnnejšie (pegmatitoidné) partie sa v hornine intímne prelínajú, aj keď ich prechody sú relatívne ostré. Pegmatitoidné partie tvoria do 3 cm veľké výrastlice ružového K-živca a do 1 cm veľký kremeň, muskovit, albit — oligoklas a ojedinele epidot a granát. Podľa charakteru K-živca, ako aj okolitých hornín predpokladáme, že hornina je derivátom prašivského granitu. Aplitoidné partie (zrnitosť okolo 0,5 mm) sú najmä z čerstvých hypidiomorfných albitov-oligoklasov, kremeňa a muskovitu. K-živce a epidot výrazne ustupujú a objavuje sa väčšie množstvo idiomorfného granátu a premenený opakový minerál. Nijaké znaky naložených (metasomatických) procesov sa nezistili. Beryl sa vo výbrusoch neidentifikoval.

Nájdený beryl (obr. 1) je agregátom niekoľkých jedincov. Najväčší z nich je stĺpčekovitý (cca 4×1 cm), je dobre obmedzený, hexagonálny, bledozelený a zakalený. Štiepateľnosť podľa (0001) a (10—10) nie je zreteľná. Kvalitatívna spektrochemická analýza (analytik Medveď, GÚ SAV), potvrdila, že hlavnými prvkami vzorky sú Si, Be a Al. Rtg difrakčná analýza (analytik Toman, GÚ SAV) jednoznačne identifikovala beryl. Výsledky difrakčnej analýzy sú v tab. 1 spolu s údajmi Selected powder diffraction data for minerals (1974) pre beryl.

Výsledky rtg. difrakcie vzorky (A) a údaje Selected powder... (1974) pre beryl (B)
Results of X-ray diffraction of the sample A and data from Selected powder diffraction... (1974) for beryl (B)

Tab. 1

A		B		A		B	
d	I	d	I	d	I	d	I
7,69	4	7,98	90	1,79	4	1,795	18
4,53	8	4,60	50	1,73	6	1,739	20
3,95	5	3,99	45	1,71	3	1,711	14
3,22	10	3,254	95	1,62	4	1,626	18
2,98	9	3,015	35	1,59	3	1,595	8
2,85	10	2,867	100	1,57	5	1,571	10
2,65	1	2,660	4			1,569	8
2,51	5	2,523	30	1,53	3	1,532	8
2,28	5	2,293	12	1,51	5	1,514	16
2,20	2	2,208	8	1,48	1	1,488	2
2,14	3	2,152	16	1,45	3	1,453	12
2,04	2	2,056	6	1,43	4	1,432	14
1,98	5	1,993	20	1,41	1	1,415	2
1,82	2	1,831	8	1,36	3	1,368	8



Obr. 1. Aplit-pegmatit s kryštálmi berylu. Skutočná veľkosť.
Fig. 1. Aplite to pegmatite with beryl crystals, natural size

Diskusia

Nové podrobné výskumy západokarpatských pegmatitov zhrnuté v práci Š. Dávidovej (1978) ukázali, že pegmatity sú na akcesorické minerály, a teda aj na vzácne prvky pomerne chudobné. Prítomnosť berylu sa nepodarilo zistiť. Š. Dávidová a J. Staněk (in Bernard et al., 1981) poznamenávajú (s. 176) „Zcela v nich chybějí (rozumej v západokarpatských pegmatitoch) minerály Li, Nb, Ta, Be...“

Ale už D. Štúr roku 1860 našiel a identifikoval beryl v hrubozrnnom pegmatite zo Žiaru. Identifikáciu vzorky, uloženej v múzeu D. Štúra v Banskej Štiavnici, potvrdil F. Fiala (1931). Podobne J. Valach (1977) našiel mikroskopický beryl v porfyrickom granite s granátom v závere doliny Podtajchová v kráľovohoľskom pásme veporika.

Náš nález je už tretím nám známym nálezom berylu v tatroveporických granitoidoch a dokazuje, že beryl treba pokladať za zriedkavý, ale nie unikátny minerál západokarpatských granitoidov, resp. ich derivátov, a jeho rozšírenie je zrejme väčšie, ako sa doteraz predpokladalo. A to nás do istej miery núti revidovať tradičné náhľady, a to aj keď nie z hľadiska potenciálneho hospodárskeho významu, tak iste aspoň z hľadiska sterility našich pegmatitov.

Geologický ústav SAV
Banská Bystrica
Katedra petrografie PFUK
Bratislava

Mineralia slov.
15 *(1983), 3, 233—242*

The role of morphostructures in prospection and exploitation of oil and gas deposits in the Foredeep and the Flyschzone of the West Carpathians

BOHUMILA BEZVODOVÁ*, DUŠAN ĎURICA**, ANTONÍN ZEMAN*

* Geological Survey of Czechoslovakia, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 011

** Czech Geological Bureau, Kodaňská 10, 101 59 Praha 10

(3 fig, in the text)

Received February 15, 1983

Значение морфоструктур при разведке месторождений нефти и природных газов в Западных Карпатах

В области южной и центральной Моравии были проведены геоморфологические и геодезические исследования во флишевой зоне Карпат, карпатском передовом прогибе и в венском бассейне. Исследования были направлены на поиски молодых структур, погребенных полигенетических поверхностей выравнивания и зон выветривания. В результате исследований были найдены морфоструктуры, которые являются перспективными на поиски и разведку углеводородов. Некоторые известные месторождения (Долни Дунайовице, Градиско, Жданицкий лес) находятся на этих морфоструктурах. Было обнаружено 5 полигенетических поверхностей выравнивания, из которых наиболее важной является мезозойско-палеогеновая. Это поверхность автохонного основания карпатского передового прогиба, внешнего флиша и вероятно и венского бассейна. Геодезические измерения определили наиболее молодую динамику земной поверхности в области исследований. Ее изучение является одним из методов поисков нефтегазоносных структур. Этот метод решения поисков был в Чехословакии использован впервые.

The role of morphostructures in prospection and exploitation of oil and gas deposits in the Foredeep and the Flysch zone of the West Carpathians

A geomorphological and geodetical research in the Flysch zone of the West Carpathians, Carpathians foredeep and the Vienna Basin was done. The geomorphological investigation was aimd at searching for young elevation structures and to the research of five burried polygeic paleo-reliefs and their weathered rocks. The morphostructures were established, which are perspective for the next the prospection for oil and gas. Some known occurrences of oil and gas (Dolní Dunajovice, Hradisko, Ždánický les) are identical with thees young morphostructures. The most important paleo-relief is Cretaceous-Paleogene polygenic paleo-relief enetering below the Carpathian foredeep and the Carpathian

nappes and probably the Vienna Basin. The geodetic research established the youngest dynamics of the earth surface of the area in question. The knowledge of the dynamics is an important aid for the prospection for oil-gas structures. This broad application of different methods for the research in traditional areas of potential oil and gas occurences was used for the first time in the West Carpathians.

The Czechoslovak-Soviet experties on the research of the deep structure in the Carpathian Foredeep and flysch nappes resulted, in 1971, among others, in a recommendation to develop a geomorphological and geodetical regional research of young tectonic movement of the earth surface. Given the complexity of the Carpathian nappes structure and mountainous surface relief, young elevations may delimit the sites of extensive structural traps for hydrocarbons with in the subhorizontal layers of underthrust platform border. The principal aim the investigations was consequently the search for deposits of mobile natural hydrocarbons in the gently inclined palaeozoic, mesozoic and tertiary sediments of the platform cover under the Carpathian flysh nappes of very complex structure. This investigation proved to be very useful also in the exploitation of gas deposits (Dolní Dunajovice) and in the operation of underground gas reservoirs. An incentive to these considerations was given by the discovery of an oil-gas deposit autochthonan Miocene and the granite elevation near Lubná (Chmelík — Němec, 1968) not far from Kroměříž.

A morphostructural analysis of the areas with deposits of oil and gas is of a long tradition in USSR since the period between the world Wars I and II. In areas litttle investigated in terms of geology and geophysics, the morphostructural research is oriented to a detailed study aimed at detecting the tendencies of the movements up to the present time.

In the investigation took part besides the workers of the Central Geological Survey in Prague, T. Czudek and A. Ivan from the Geographical Institute of the Czechoslovak Academy of Sciences in Brno and P. Vyskočil from the Research Institute of Geodesy, Topography and Cartography in Zdiby.

After the first experience had been gained (cf. Zeman, 1973, 1977), a morphostructural analysis, geodetic research of recent surface movements and the investigation of the paleo-reliefs under the sediments of the Carpathian Foredeep, flysch nappes and the Neogene Viena Basin were executed.

The morphostructural analysis detects the young tectonic elevations of the surface of region under study, the geodetic research of recent surface movements supplies data on the current activity of these morphostructures. Along with it we focused our attention to the research of paleoreliefs and the fossil weathered zones of the platform cover, their storing capacity and permeability.

It has been namely established that in the territory under research gas and oil occurs in many places, with in the weathered and jointed rocks of the buried palaeo-reliefs Pre-Miocene relief (Kostelany, Staříč, Zdánice; Ďurica in Shott — Stopell, 1976, Ďurica in Semenovič, 1981).

Results of morphostructural analysis in Central and South Moravia

I. P. Gerasimov et al. (1974) and J. A. Meshtcheryakov (in Fairbridge, 1968) de-

fine morphostructure as a large relief element arisen from interaction of endogenous and exogenous geologic factors, the endogenous factor — i. e. tectonic movements — playing the main part.

In Central and South Moravia the following morphostructural areas (in accordance with the classification of Gerasimov et al., 1974) were delimited:

1) the folded platform foreland of the south-eastern part of the Bohemian Massif its relic of the mesozoic-paleogene "global" peneplane,

2) the Carpathian Foredeep with a number of morphostructures, which reflect the neogene to quaternary tectonic activity of the underlying basement at the earth's surface,

3) the junction zone of the Carpathian Foredeep and the north-western margin of the Carpathian nappes. The morphostructures of this area correspond to brachyanticlinal doming of the Upper-Pliocene levelled surface. Their relative elevation reaches up to 200—230 m. This morphostructural area constitutes the most mobile zone in the area under investigation from the geodetical and geomorphological point of view. It bears a gas deposit in, on the Hradisko elevation, and another, more important one near Dolní Dunajovice (fig. 1),

4) region of the Sub—Silesian—Ždánice nappe bearing morphostructure of Ždánice Forest reflects a domal uplift of Upper Pliocene levelled surface. Geological and geophysical cooperations led here to the discovery of the oil deposit Ždánice (Krejčí, (1976) and Uhřice (oil and gas, Thon — Kostelníček, 1980),

5) the region of Rača nappe with the morphostructure of Chřiby characterised by top level of tectonicale desintegrated levelled surfaces. Towards North-East, reliefs of this levelled surface descend stepwise to the fault of the river valley of Morava. By these faults partial elevations delimited. (Kostelany elevation, Chmelík — Němec, 1968; Ďurica, 1974),

6) area of the north-western margin of the Viena Basin is characterised by an extensive Young Pliocene levelled surface. This surface is deformed by young brachyelevations, which extend from Sobůlky village passing Strážovice village to the Zaječí hills. The Osvětimany elevation also belongs here (fig. 1). No hydrocarbon deposits have been found in this area up tonow,

7) the Hradiště Graben as the northern outstretch of the Vienna Basin,

8) the Upper Moravian Basin the tectonic predisposition of which falls to the beginning of the Panonian. Due to a negligible thickness cover of the platform no oil and gas deposits are expected in this area,

9) area of the northern part of the Vizovice Hills build of the Magura group of nappes. This area was originally covered with miocene (Badenian) sediments. In its south-western part remnants of Carpathian beds occur. This area underwent an elevation during the Upper Miocene time associated with almost complete denudation of Miocene sedimentary cover. With respect to the Badenian sediments of the Vienna Basin, the Upper Miocene uplift of the Vizovice Hills amounts to as much as 1 km, or even more, and, as related to the Carpathian Foredeep, some hundreds of meters. The prevailing part of the Vizovice Hills underwent another uplift in the Middle Pliocene time. Hydrocarbon deposits in deep structures have not been lookd out in this area up to now,

10) area of the White Carpathians (the Magura nappe) represents a morphostructural elevation of Upper Miocene age. Isolated findings of proluvial sediments in the western part of it give evidence that

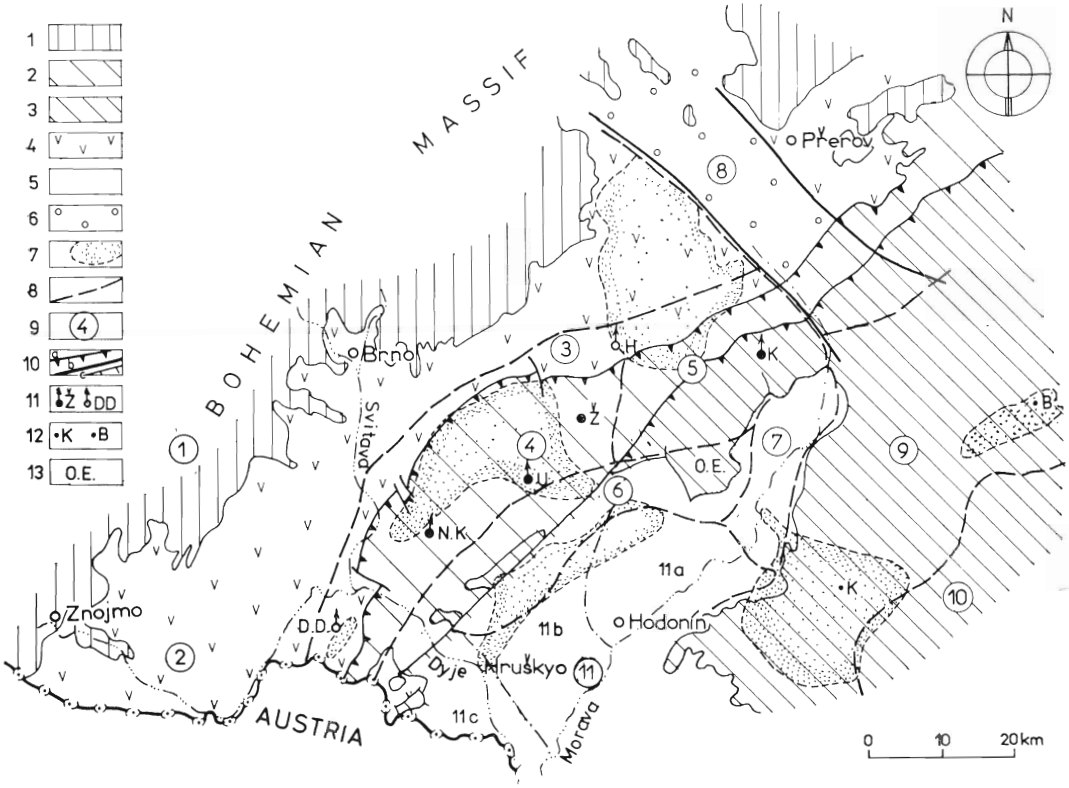


Fig. 1. Map of Morphostructures of the SE Moravia. 1 — SE margin of the Bohemian Massif (crystallina rocks, Paleozoic and Jurassic sediments), 2 — sub-Silesian-Ždánice nappe (sediments of Jurassic, Paleogene and Upper Cretaceous sediments), 3 — Rača-nappe (sediment of Cretaceous and Paleogene), 4 — Carpathian Foredeep (sediments of Miocene), 5 — Vienna Basin (sediments of Miocene and Pliocene), 6 — the Upper Moravia Basin (Pliocene and Quaternary sediments), 7 — region of annual velocities of Recent Tectonic rising Movements ranging from 0.0 to +1.5 mm/year (Vyskočil, 1978), 8 — boundaries of morphostructural areas, 9 — No of morphostructural areas, 10 — nappe overthrusts (a), Quaternary active faults (b), Bulhary-fault (c), 11 — oil and gas deposits (Dolní Dunajovice, Nikolčice — Kurdějov, Uhřice, Ždánice, Kostelany — Lubná), 12 — remnants of Carpathian and Badenian beds, 13 — Osvětimany elevation

of local uplifts continuing even during the Quaternary,

11) area of the Vienna Basin may be divided according to the thickness and the age of its Quaternary filling as well as to the deformation of its Late Pliocene levelled surface into three parts. The boundaries between them form the river valleys of Morava, Dyje and Stupava. These parts are as follows: a) the area of wind blown sands and of fluviolacustrine sediments situated between the towns of Písek, Svatobořice and Hodonín; b) the area of loess and wind blown sands between the locality Hodonín, Svatobořice, Rakvice and Lanžhot; c) the area of fluvial terraces between Bulhary, Sedlec and Poštorná.

Hydrocarbon deposits in deep structures,

on basis of sedimentar filling of Czech part of Vienna Basin have not been lookd out in this area up to now. The areas 1—10 are described in great detail in the study of A. Zeman (1977). The area 11 is dealt with in the work A. Zeman et al. (1981).

Results of the research of recent tectonic movements using geodetic methods

The investigation by means of repeted geodetic measurement carried out during the last decade yielded a dynamic charakteristic of explored area (Fig. 1), (Vyskočil — Zeman, 1980). It contributed considerably to the knowledge of mobility of the respective morphostructural areas. The geodetical measurement in charge of the Central Geological Survey in Prague were executed by the Research Institute of Geodesy, Topography and Cartography in Zdiby.

South-Eastern Moravia territory was covered by the levelling network, remeasured in 1971—1975 in the prevailing part of the territory under study. Selected parts of the territory were remeasured in the period 1976—1980. In the 1976—1979 another remeasurement of the main line of the state network was effectuated.

A map of vertical displacement based on the results of the 1971—1975 remeasurement has been constructed for south-eastern and partly for central Moravia (Vyskočil, 1978).

As far as the horizontal movements are concernd, spreading was found in Vyškov Gate depression as well as in the southern part of the Moravian Gate, in the Upper-Moravian Basin and in the Hradiště Graben.

All principal morphostructural units of the South and Central Moravia manifest themselves as mobile. From the geological analysis of the recent movements and their tendencies it can be infered that they correspond to the prolongation of the Lower Sarmatian geological processes of the territory under investigation. A correspondence was found between the motions of the earth surface and the distribution of accumulation and denudation areas in the cours of the Quaternary. Insofar as the geodetic search for mobile structural elevations with occurence of oils and gas is concernd, the deposits ascertained are in the area are joined, in most cases, with uplifting morphostructures (Fig. 1).

An geodetical investigation started in 1978 of recent earth's surface movements relative to the alternative filling and letting out of the underground gas reservoirs (Lobodice, Hrušky — Tvrdonice) and to the exploitation of the gas deposit of Dolní Dunajovice in the territory under concideration. Remeasurements were effectuated every three months e. g. on the gas reservoir Hrušky — Tvrdonice in 1978—1981.

It is evident from these remeasurements that the height differences at the earth's surface are of periodic character corresponding to the filling (April—October) and emptying (November—March) of the reservoir. The change of the gas pressure at the depth of about 1,100 m by about 6.5 MPa corresponds to an uplift (depresion) on the earth's surface above the reservoir by about 8 mm (Fig. 2).

The deposit of natural gas of Dolní Dunajovice is intersected, in its central part, by a transverse remeasurement profile at the length of 7 km. In the profile three deep-founded bench marks and five pole bench marks are located. The results of measurements (1978—1980) confirm the fact established in other gas deposits (e. g. in Gröningen in the Netherlands) that all the points of the profile sink systematically during exploitation of the deposit. During the first year a sinking of as much as 6 mm occured, during the following 7 months, the sinking being about 10 mm in one and

a half year, which corresponds with the average sinking of the ground surface during the exploitation of the deposit of about 0.5 mm per one month.

Of the two instances of experimental measurements, which continue at present, it becomes evident that the changes in tension under the earth surface in natural and artificial gas accumulation cause recordable changes in the heights on the earth's surface. It has been proved objectively that the gas migration in filling and emptying the underground resorvoir can be followed by means of geodetic methods as a doming or a subsidence of the earth surface. A comparison of these results of investigation with the total earth surface dynamics implies an idea that some of motional tendencies outside the known gas deposits indicate perhaps the presence of natural oil and gas migration as well as the hydrocarbon deposits not detected as yet.

Research of paleo-reliefs

It follows from the results of the drilling prospection for oil and gas in our territory that, as significant reservoirs function weathered and jointed sediments, granitoids and metamorphosed rocks. The reservoir role of the fossil weathered rocks for oil and gas was pointed out in this territory already by V. Homola (1959), M. Dlabač — E. Menčík (1964), F. Chmelík et al. (1969), D. Ďurica (in Schott — Stoppel, 1976).

We assume that weathered zones could promote also lateral migration of oil and gas especially from deeper parts of the platform westwards and north-westwards to the front of the superimposed Carpathian nappes. Only part of the migrating oil and gas could was trapped. In Central and South Moravia, 5 polygene paleoreliefs ware examined (Fig. 3):

The Pre-Devonian polygenic paleo-relief

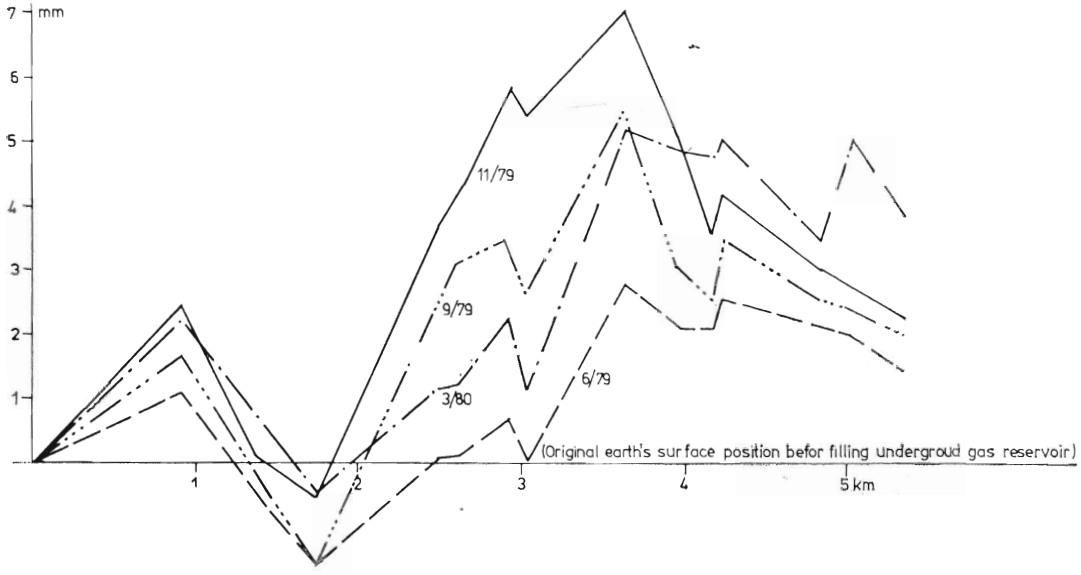


Fig. 2. Scheme of Earths surface deformations above the operating underground gas resorvoir Hrušky — Tvrdonice. The haight differences are evidently of periodic character corresponding to the filling (April—October) and emptying (November—March 3/80 — data repeated develling), (Vyskočil et al., 1980)

was examined in natural outcrops and in the borings. In the bed of the Svratka river in Brno — Pisárky and in the bores in the Moravian Karst region. The basement of the transgresive Devonian sediments is there constitued by the crystalline rocks of which displaying a caolinic weathering. The maximum thickness in the localities examined attained 10 m. The upper part of the weathered rock in the bed of the Svratka in Brno-Pisárky displays 28 % porosity and 240×10^{-15} m^2 permeability. The weakly weathered basal part at the same site was 28 % porosity, but its permeability was 5.2×10^{-15} m^2 only.

Middle-Devonian polygenic paleo-relief. The hiatus between Eifelian and Givetian sequence is evidenced by karstification of the limestone (Bezvodová, Zeman — in print). From the point of oil-gas prospection, attention should be drawn to this horizon inside the Devonian carbonates.

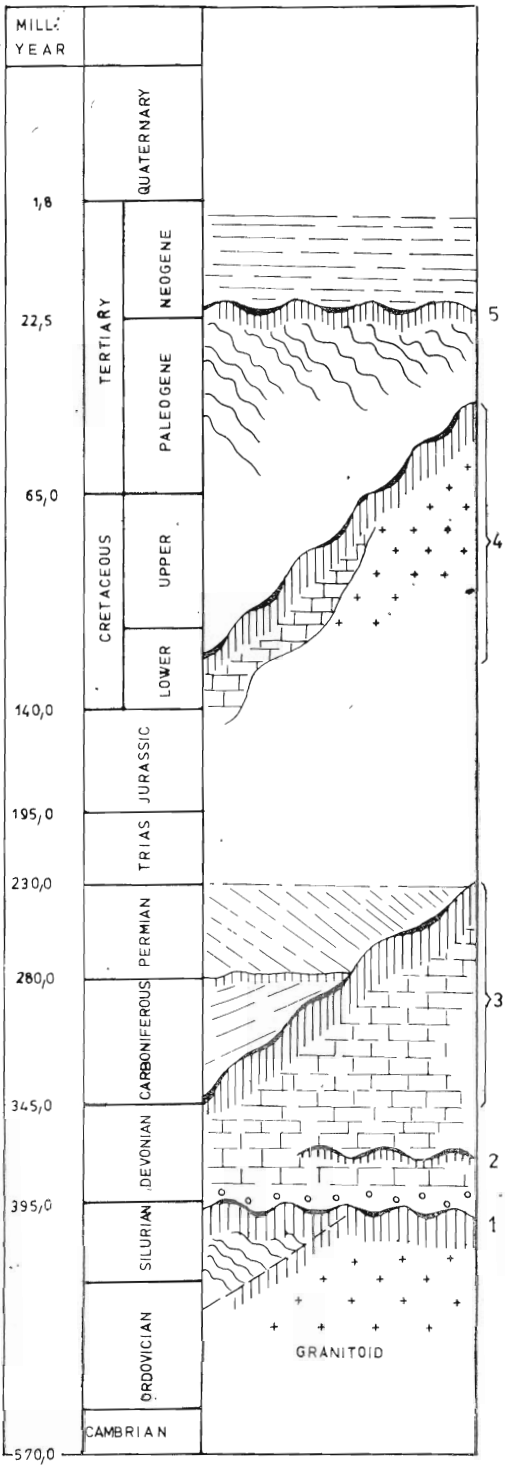
Upper-Paleozoic polygenic paleo-relief has been examined on the surface of Devonian limestones at Čebínka u Brna and on the crystallin rocks, West of Ostrovačice village, under the Permo-Carboniferous. In limestones it is represented by cracked and karstified clastics. The weathered crystalline zone attained a maximum thickness of 10—15 m.

Cretaceous-Paleogene polygenic paleo-relief may be compared with the "global" peneplane, as conceived by I. P. Gerasimov et al. (1974).

It generally inclines in our territory to the South-East entering in this direction below Foredeep filling down to the depths of 1.5—2.5 km. During the Paleogene and at the Miocene times in the East and South-East, this surface was gradually covered by younger sediments and Carpathian nappes. The weathered rocks of the Cretaceous-Paleogene polygenic paleo-relief constitute, under convenient structural conditions, one of the main hydrocarbon bearing horizons of the platform entering below the Carpathian foredeep and the Carpathian nappes. The age of individual weathering processes leading to peneplanization and deepweathering can be stated, due to the degree of investigation done and to the complexity of geological processes, only generally.

The weathering was intensive. A weathered rock zone developed on silicate rocks, and reaches down to the depth of several metres. Along the tectonic faults it reaches to the depth of some 100 m. It is exemplified by the locality of Blansko quarry (near the railway station). There is a 8—10 m thick layer of the weathered rock of the Brno plutonic body entering below the Upper — Cretaceous clastic sediments. The weathered granitoid rock passes gradually to the depth into the fresh rock. The porosity increases from fresh rock to weathered rock, from 3.6 % to 35.4 %, and the permeability changes from 0×10^{-15} m^2 in fresh rock to 301.9×10^{-15} m^2 in the upper part of the weathered rock. The extent of the Brno plutonic body suggests a large occurence of this weathered rock horizon on the depressed margin of the platform beneath the Carpathian Foredeep and the Carpathian nappes. Different manifestation was displayed by the Cretaceous — Paleogene weathering on the Upper-Paleozoic conglomerate near town of Miroslav. In this locality carbonate matrix and limestone boulders of the conglomerate have been leached thus creating a rock of extreme permeability 1309×10^{-15} m^2 and porosity 19.2 %.

Simultaneously with the caolinization of silicate rocks karstification of paleozoic and mesozoic limestones was going on at the margin of the Bohemian Massif. This is evidenced by an extensive Karst area in the Devonian limestones North and North-North-West of Brno, partially filled



with sediments of the Badenian. South-East of Brno, under the Carpathian Foredeep, a mogot Karst was moulded in the limestone of Jurassic and Devonian age (Švédské Šance by Brno, Měřín). These forms of Karstification continue possibly further to South-East below the Carpathian Foredeep and the flysch Carpathian. Austrian part of the foredeep the so-called "burried mountains" formed of limestones were described on the surface of the platform basement (Schott — Stoppel, 1976). By analogy with our territory a mogot Karst may also be involved. This is evidenced by the fact that karstification of Jurassic carbonates occurred also on our territory, namely in the Turold quarry, near Mikulov. In this quarry, which is founded in sub-silesian Ždánice unit, an unconformity between the sediments of the Upper Turonian and the underlying Jurassic limestone is visible. The surface of the limestone is rather uneven, covered with limonitic crusts. The limestone body is penetrated by a system of Karst hollows. Near Štramberk in North Moravia the Lower Cretaceous (Hauterivian) reposes transgressively on karsted limestones of the Kotouč hill. From these observations the conclusion can be drawn that under the Cretaceous-Paleogene paleo-reliefs there probably exist, in the places of occurrence of Devonian, Carboniferous and Jurassic limestones, well-developed Karst forms deeply burried below the foredeep filling and the nappes of the Outer Carpathians. These are very good prospective oil bearers, to which increased attention should be devoted.

Fig. 3. Stratigraphic position of the polygenic paleo-reliefs in the studied area. 1 — polygenic paleo-reliefs of pre-Devonian age, 2 — polygenic paleorelief of Middle Devonian age, 3 — polygenic paleo-relief of Upper-Paleozoic age, 4 — polygenic paleo-relief of Cretaceous, Paleogene age, 5 — polygenic paleorelief of Middle to Lower Miocene age

Middle-Lower Miocene polygenic paleo-relief is burried under the sediments of the foredeep and the Vienna Basin. The folded flysch complexes of the Carpathians in the below of the Viena Basin filling were affected by caolinic weathering. These occurre also on the denuded margin of the Bohemian Massif. The Lower-Miocene weathered rocks accompany this paleo-relief on the surface of the flysch formations. The significance of the burried flysch relief as an oil bearing reservoir was summed up by K. Bílek (1977). Faults of predominantly South-Eastern and North-Western directions created elevations and depressions on the flysch relief. Under favourable conditions economically important output of oil as archieved from this reservoir rock (Vacenovice, Týnec).

The results of the investigation of the burried paleoreliefs and their fossil weathered rocks in the context of geomorphological research indicate that this is one of the potential ways giving the prerequisites for clasification of stratigraphic deposits of oil and gas in the contact zone of the Platform and the West Carpathians. The burried paleo-reliefs and their tectonically deformed levelled surfaces are being studied in USSR (cf. Gerasimov — Sidorenko, 1974). It follows from the world statistics that in productive areas, in which non-structural deposits were consistently searched for, the total number of deposits increased appreciably.

Conclusion

A geomorphological and geodetical research was going on in South Moravia in the last decade contributing to the prospection for oil and earth gas deposits. The geomorphological investigation was aimed at a morphostructural analysis searching for young elevation structures and to the research of burried polygenic paleo-reliefs and their weathered rocks. The geodetic research established the youngest dynamics of the earth surface of the area in question. The knowledge of the dynamics is an important aid for the prospection for oil-gas structures. This broad approach to the solution of the given problems was used for the first time in our country. It has brought a good amount of positive knowledge both for the prospection for hydrocarbons and for related scientific fields. Application of these methods of research will undoubtedly contribute to the solution of the research problem in non — traditional areas of potential occurrences of oil and gas.

Review by Z. Roth

REFERENCES

Bezvodová, B. — Zeman, A. 1980: Paleoreliefy a jejich kolektorské vlastnosti pro přirozené uhlovodíky v úseku Jih. *In: A. Zeman et al. 1980. Manuskript — UÚG Praha.*

Bílek, K. 1977: Ložiska ropy a plynu ve flyšovém podloží neogénu Týnecko-Čuníns-ké oblasti vídeňské pánve. *Zemní plyn Nafta 22, s. 377—387.*

Dlabač, M. — Menčík, E. 1964: Geologická stavba autochtonního podkladu západní části vnějších Karpat na území ČSSR. *Rozpr. Čs. akad. věd, Ř. přír. vědy, 74, s. 1—60.*

Ďurica, D. 1974: Die Erdöl und Erdgaslagerstätte Kostelany in Kristallin des Böhmischen Masse (Mittelmähren). *Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie vereinigt mit Brennstoffchemie, 27, S. 405—407.*

Ďurica, D. 1976: International map of natural gas fields in Europe 1 : 2 500 000. *In: W. Schott — D. Stoppel: Explanatory Note. Hanover.*

Ďurica, D. — Roth, Z. 1981: Neftegazonosnyje bassejny socialističeskich stran Evropy a respubliki Kuba. *In: V. V. Semenovič et al. Moskva, SEV.*

Gerasimov, I. P. 1974: Surfaces of planation in recent and ancient relief on the Earth's surface and their historico-geological significance. *In: Surfaces of planation and crusts of weathering. Symposium inter. Leningrad, pp. 1—12.*

Gerasimov, I. P. — Sidorenko, A. V. 1974: Areview map and a scientific monograph on planation surfaces and crusts of weathering for the territory of the Soviet Union. *In: Surfaces of planation and crusts of weathering, Symposium inter. Leningrad, pp. 13—27.*

Homola, V. 1959: Příspěvek k hydrogeologii a plynonosnosti podbeskydské části ostravsko-karvinského revíru. *In: Sbor. prací konference o geologii OKR, Ostrava, Vys. šk. báňská, s. 154—173.*

Chmelík, F. et al. (1969): Perspektivy naftového výzkumu Čech a Moravy. *Manuskript — ÚÚG Praha.*

Chmelík, F. — Němec, F. 1968: Hluboký strukturní průzkum kostelanské elevace a jejího okolí. *Manuskript — Mor. naft. doly Hodonín.*

Krejčí, J. 1976: Geologická stavba Ždánického lesa a jeho naftonosnost. *Zemný plyn Nafta, 21, s. 1—14.*

Měščerjakov, J. A. 1968: The Encyclopedia of Geomorphology. *In: R. W. Fairbridge. Pensylvania.*

Thon, A. — Kostelníček, P. 1980: Nové poznatky o geologické stavbě a ropoplynonosnosti autochtonních útvarů ve Ždánickém lese. *Geol. průzk., 22, s. 161—164.*

Vyskočil, P. 1968: Dynamika styku Karpat a Českého masivu v úseku Střed. *[Výzk. zpráva č. 654.] Manuskript — VÚGTK Praha.*

Vyskočil, P. — Zeman, A. 1980: Problematika a dosavadní výsledky studia recentních pohybů zemského povrchu na styku Českého masivu a Karpat. *Čas. mineral. geol., 25, s. 389—407.*

Zeman, A. 1973: Předběžné výsledky morfostrukturní analysy při výzkumu ložisek živic v úseku flyšového pásma Karpat. *Geol. průzk., 5, s. 133—136.*

Zeman, A. 1974: Možnost aplikace morfostrukturní analysy v československých Západních Karpatech. *Zemní plyn Nafta, 19, s. 375—380.*

Zeman, A. 1977: Morfostrukturní analyza oblasti úseku Střed. *Zemní plyn Nafta, 22, s. 405—416.*

Zeman, A. et al. 1977: Závěrečná zpráva o přehledném výzkumu kvartéru a morfologie pro morfostrukturní analyzu při vyhledávání ložisek nafty a plynu v úseku Střed. *Manuskript — ÚÚG Praha.*

Zeman, A. 1980: Předmiocenní relief a fosilní zvětraliny při výzkumu hlubinné stavby v oblasti karpatské předhlubně a moravských Karpat při vyhledávání ložisek plynu a nafty. *Věst. Ústř. úst. geol., 55, s. 357—366.*

Zeman, A. et al. 1980: Zpráva o přehledném výzkumu kvartéru a geomorfologie v úseku Jih se zaměřením na morfostrukturní analyzu pro vyhledávání ložisek přírodních uhlovodíků. *Manuskript ÚÚG Praha.*

Význam morfostruktur při vyhledávání ložisek ropy a zemního plynu v Západních Karpatech

BOHUMILA BEZVODOVÁ — DUŠAN ĎURICA — ANTONÍN ZEMAN

Československo-sovětskou expertizou o úkolu Výzkum hlubinné stavby v předhlubni a flyšovém pásmu Karpat bylo v r. 1971 mimo jiné doporučeno plně rozvinout geomorfologický a geodetický výzkum mladých pohybů zemské kůry. Při složité geologické stavbě a hornatém reliéfu mohou rozrušované mladé elevace vymezovat pasti uhlovodíků v subhorizontálních vrstvách. Cílem výzkumu byla především pomoc při vyhledávání elevačních pastí přirozených uhlovodíků v permském, paleogenním i neogenním platformním obalu pod příkrovy flyšového pásma. Geomorfologické výzkumy byly zaměřeny na morfostrukturní analýzu vyhledávající mladé struktury a na výzkum pohřbených polygenetických paleoreliéfů a jejich zvětralin. Geodetickými pracemi byla zjištěna nejmladší dynamika zemského povrchu této oblasti, jejíž poznání je důležitou pomůckou pro vyhledávání struktur nadějných na naftu a plyn. Tento interdisciplinární přístup k řešení dané problematiky byl u nás použit poprvé. Přinesl řadu pozitivních poznatků jak pro vlastní úkol, tak pro příbuzné obory. Ve složitých geologických a orografických podmínkách moravských Karpat se ukázala užitečnost těchto prací i při těžbě plynových ložisek (Dolní Dunajovice) a provozu plynových zásobníků (Hrušky). Aplikace těchto metod výzkumu nepochybně přispěje k řešení problému výzkumu v netradičních oblastech možných výskytů přirozených uhlovodíků.

Mineralia slov.
15 *(1983), 3, 243—260*

Genetická interpretácia plynokvapalných uzavrenín v kremeni zo žíl alpského typu veporického kryštalinika

VRATISLAV HURAI

Katedra geochémie a mineralógie PFUK, Kalinčiakova 8, 832 32 Bratislava

(5 obr. a 4 tab. v texte)

Doručené 7. 6. 1982

Генетическая интерпретация газовожидких включений в кварцах альпийского типа и кристаллических комплексов Вепорика

Термометрические исследования включений и химический анализ водной вытяжки из кварца показали наличие двух типов метаморфогенных растворов, которые образовались в зависимости от условий альпийского метаморфизма. Первый тип содержит большое количество растворенных солей (14—24 вес. % NaCl экв.). Во втором присутствует углекислота (17—50 вес. %) и концентрация солей достигает только 2—3,5 вес. % NaCl экв. Из термометрических данных и соотношения K/Na в растворах были рассчитаны условия образования, которые достигают 487 ± 67° C и 275 ± 70 МПа для растворов богатых солями и 372 ± 43° C при давлении 115 ± 11 МПа (среднее значение) для растворов богатых углекислотой.

Fluid inclusions in quartz from alpine type fissures of Veporic crystalline and their genetic interpretation

Microthermometry results (freezing and heating stage) and chemical analyses of leachates obtained by crushing of quartz crystals from Alpine type fissures have shown two types of metamorphic fluids originated in dependence on thermodynamic conditions of Alpine metamorphism and nature of the host rocks. First type contains high amounts of dissolved salts (14—24 wt % NaCl eq.) and second one is CO_2-rich (17—50 wt %) and salt content varies from 2 to 3,5 wt % NaCl eq. Pressures and temperatures of quartz formation were calculated using microthermometry results and atomic ratio K/Na of fluids. Eestimated conditions decrease from 487 ± 67 °C and 275 ± 70 MPa (salt-rich solutions) to 372 ± 43 °C and 115 ± 11 MPa (average value for CO_2-rich solutions).

Genéze kremeňa z oblasti veporického kryštalinika sa doteraz venovala pozornosť iba sporadicky. Často sa opisuje v prácach mapovacieho charakteru alebo v súvislosti s inými minerálmi (Vrána, 1965, 1966, Trdlička — Novák, 1963), pričom sa vyslovujú rozličné názory o jeho genéze. Systematický výskum žilného kremeňa v kráľovohoľskom pásme veporika vykonal P. Grecula (1971) a poukázal na jeho spätosť s alpínskymi metamorfnými procesmi.

Cieľom tejto práce je riešenie genézy kremeňa zo žíl alpského typu, žilného kremeňa z mylonitových zón kráľovohoľského pásma veporika, ako aj kremeňa označovaného ako laterálne sekrečný kremeň. Poznanie podmienok vzniku takéhoto kremeňa má význam z teoretického aj z praktického hľadiska, pretože kremeň môže byť surovinou na výrobu číreho kremeňového skla a potenciálnym zdrojom piezoelektrického materiálu.

Vznik žíl s alpskou paragenézou minerálov bezprostredne súvisí s hlavnými metamorfnými fázami, a preto poznanie termodynamických podmienok ich kryštalizácie umožňuje posúdiť podmienky alpínskej metamorfózy. Tie sa v oblasti veporického kryštalinika doteraz osobitne neskúmali a dôsledkom toho sú pretrvávajúce rozdiely v názoroch na ich intenzitu. Napríklad J. Kamenický (1982) predpokladá, že alpínska metamorfóza veporického kryštalinika mala takmer regionálne rozšírenie a prejavila sa diaftorézou kryštalických hornín za vzniku minerálnej asociácie kremeň — albit — chlorit — sericit — epidot a klinozoisit pri teplote 400—450 °C a tlaku 600—700 MPa. Ale S. Vrána (1966) opísal z granitoidov kráľovohoľského pásma distén, čo svedčí o teplote aspoň okolo 500 °C. Problém alpínskej metamorfózy komplikuje predpokladaná existencia variskej diaftorézy s približne rovnakým teplotným a tlakovým režimom (J. Kamenický, 1982), ale na jej odlíšenie dodnes niet spoľahlivých kritérií.

Mikrotermometria

Technika a postup práce

Na mikrotermometrické bádanie sa zhotovili obojstranne leštené preparáty hrúbky 0,2—0,5 mm. Homogenizácia inklúzií, ako aj kryometrické pozorovania sa uskutočnili na prístrojoch LEITZ 350 a CHAIXMECA. Postup práce možno zhrnúť do niekoľkých bodov:

a) *pozorovanie pri normálnej teplote*
— sledovanie charakteru uzavrenín a ich látkového zloženia, meranie objemových vzťahov jednotlivých fáz,
— identifikácia CO_2, výpočet jeho mernej hmotnosti a obsahu v hmotnostných percentách (Kaľužnyj, 1955; Vargaftik, 1963; Dolgov et al., 1968)

b) *termometria*
— stanovenie teploty homogenizácie uzavrenín,
— určenie koncentrácie NaCl (>26,3 hmot. %) podľa diagramu rozpustnosti pre systém NaCl—(KCl)—H_2O (Roedder, 1971),
— zisťovanie teploty dekrepitácie a výpočet tlaku v inklúziách s obsahom CO_2 (Naumov — Malinin, 1968; Kaľužnyj, 1955; Takenouchi — Kennedy, 1964, 1965a),
— výpočet tlaku fluidnej fázy pri uzavreninách s obsahom NaCl nad 26,3 hmot. % (Lemmlein — Klevcov, 1956);

c) *kryometria*
— identifikácia CO_2 podľa teploty tavenia a teploty disociácie hydrátu $CO_2 . 5\frac{3}{4} H_2O$ (Takenouchi — Kennedy, 1965b),
— identifikácia metánu a ostatných uhľovodíkov (Stalder — Touray, 1970; Poty — Stalder, 1970; Vollbrecht, 1981),
— stanovenie koncentrácie roztoku v hmotnostných percentách ekvivalentov NaCl (Benešová — Ďurišová, 1980), určenie koncentrácie jednotlivých zložiek v roztoku v prípade využitia diagramov rozpustnosti pre polykomponenové systémy (Boirsenko, 1977).

Metodiku výskumu inklúzií, spôsob interpretácie homogenizačnej teploty uzavrenín rozličných systémov, ako aj väčšinu spôsobov stanovovania tlaku uvádza Z. Benešová — J. Ďurišová (1980).

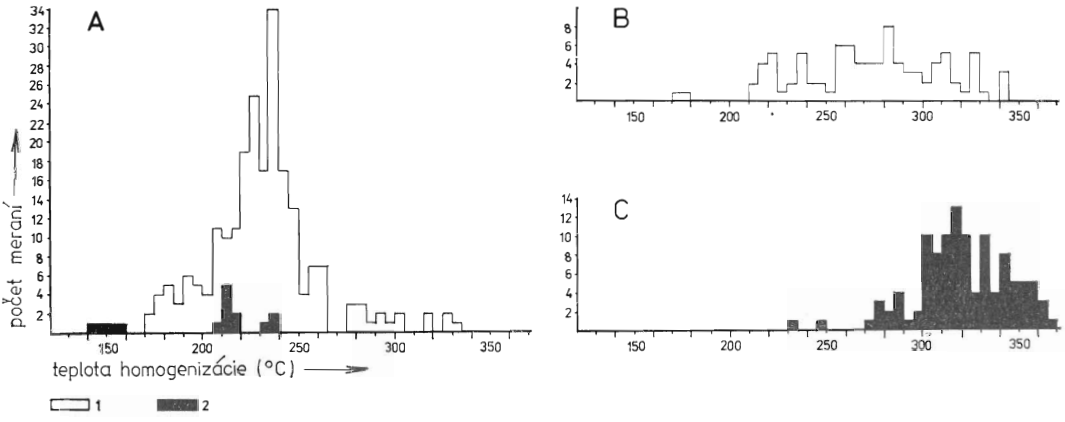
Výsledky termometrických meraní

V 51 vzorkách kremeňa z 22 lokalít sa vykonalo 431 meraní homogenizačnej teploty uzavrenín (obr. 1).

V kremeni z granitoidných komplexov kráľovohoľského pásma majú prevahu plynokvapalné inklúzie s 5—20 obj. % plynnej fázy pri normálnej teplote. Pevné fázy tvoria karbonáty, rutil, zriedkavo hematit a chlorit. Väčšina inklúzií sa homogenizuje v intervale 210—250 °C. Prítomnosť CO_2 spôsobuje posun homogenizačnej teploty k vyšším hodnotám. Nižšia teplota ako 210 °C je charakteristická pre masívny kremeň, čo je výsledkom jeho kryštalizácie pri vyššom tlaku. Kryometrické merania ukázali, že sa na zložení metamorfných fluíd zúčastňujú aj dvojmocné katióny (Ca^{2+}, Mg^{2+}) a spôsobujú posun kryohydratického bodu (začiatok tavenia ľadu) až na —33,5 °C (Píla, vz. 1777). Roztoky sa vyznačujú vysokou koncentráciou rozpustných zložiek (obr. 2). Dokumentuje to aj nasledujúci jav: Prehriatím preparátu niektoré uzavreniny dehermetizovali za súčasného úniku časti kvapalnej fázy, čím sa po ochladnutí objem voľného priestoru v inklúzii zväčšil. To umožnilo odparenie väčšieho množstva vodnej pary ako v neporušených inklúziách, koncentrácia solí v roztoku prekročila úroveň nasýtenia a nadbytočné zložky vykryštalizovali ako pevné fázy. Najčastejšie bolo možno pozorovať halit, zriedkavo hexagonálne tabuľky bassanitu (?) a neidentifikovaný anizotropný minerál (tab. I — 7, 8).

Z kryometrických meraní vyplýva, že sa koncentrácia solí v roztokoch tohto typu pohybuje od 19 do 24 hmot. % ekv. NaCl. Nižšie hodnoty (14—17,5 hmot. % ekv. NaCl) sa zistili v inklúziách z kremeňa z Tlstého javora a Kľuky.

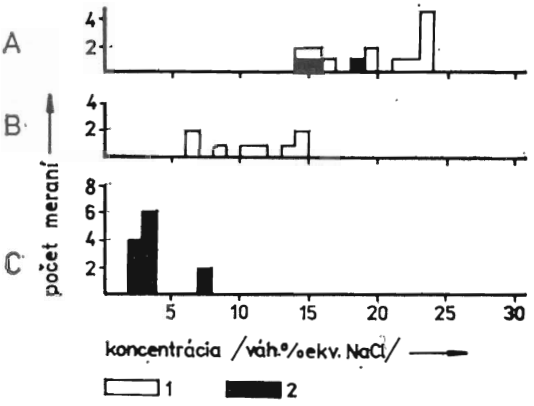
Druhý typ metamorfných roztokov má pôvod vo vulkanicko-sedimentárnych komplexoch a v inklúziách sa prejavuje prítomnosťou kvapalnej fázy pri teplote



Obr. 1. Homogenizačná teplota fluidných uzavrenín. A — roztok 1. typu (31 vzoriek, 229 meraní), B — zmiešaný roztok (5 vzoriek, 91 meraní), C — roztok 2. typu (15 vzoriek, 111 meraní), 1 — grãnitoidný komplex kráľovohoľského pásma, 2 — vulkanicko-sedimentárny komplex kohútskeho pásma

Fig. 1. Homogenization temperatures of fluid inclusions. A — salt-rich solutions (31 samples, 229 measurements), B — mixed solutions (5 samples, 91 measurements), C — CO_2-rich solutions (15 samples, 111 measurements), 1 — granitoide complexes of Kráľova hoľa unit, 2 — volcanic-sedimentary complexes of Kohút unit

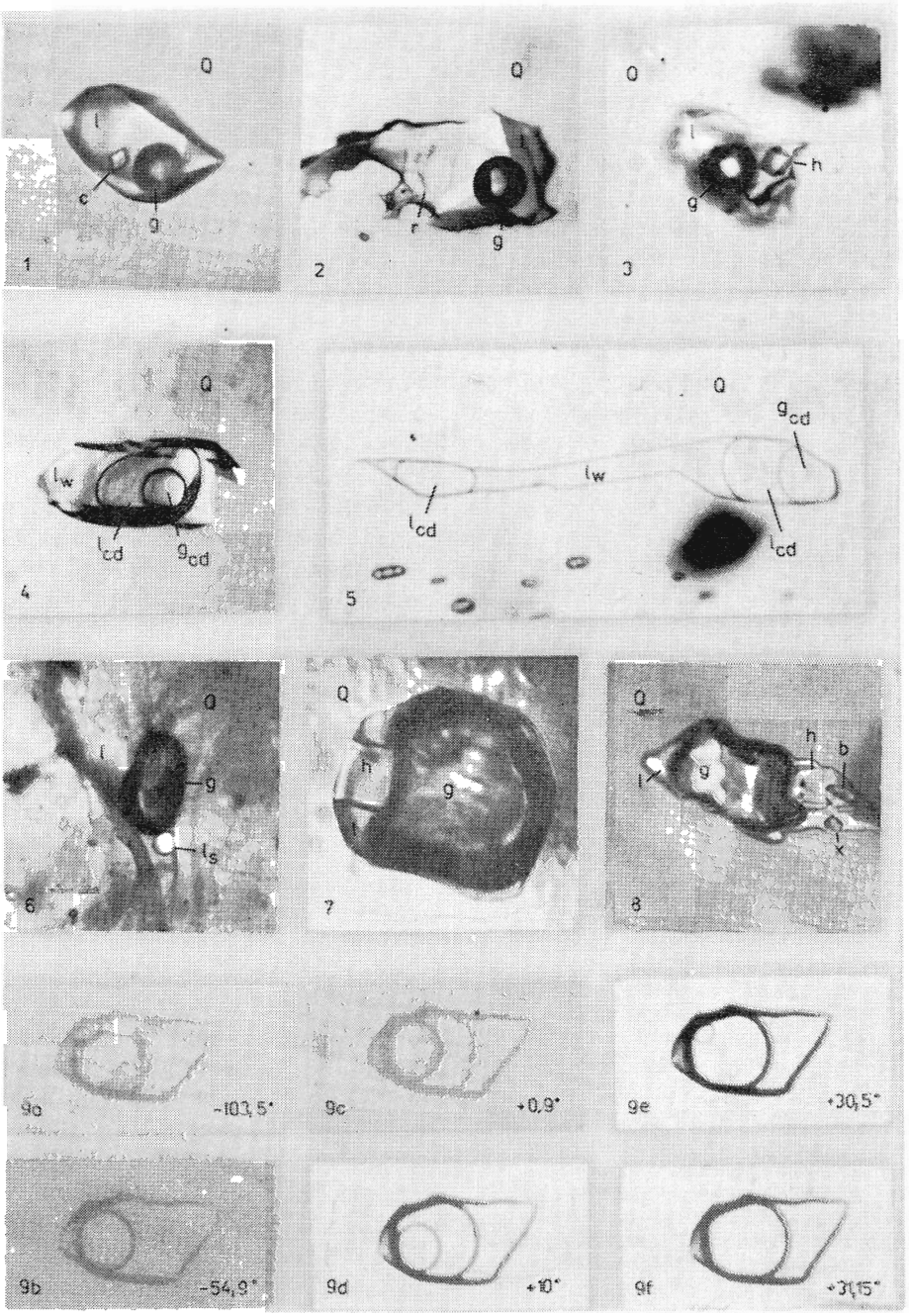
do 31,1 °C (tab. I — 4, 5). Pevné fázy sú tvorené karbonátmi, rutilom, turmalínom (?) a ďalšími neidentifikovanými minerálmi. Homogenizačná teplota sa väčšinou pohybuje v intervale 300—350 °C. Vzhľadom na to, že v rámci jednotlivých prírastkových zón kryštálov je obsah CO_2 stabilný, možno predpokladať, že zachytené fluidum bolo homogénne. Homogenizačná teplota uzavrenín je preto nižšia ako skutočná teplota pri hermetizácii inklúzií (Smith — Little, 1959). V plynnej fáze sa okrem kysličníka uhličitého sporadicky zisťovali aj uhľovodíky. Podľa teploty disociácie hydrátu bol stanovený metán (+16,2 °C — Budiná, vz. 2178) a neznámy uhľovodík, ktorého hydrát sa rozpúšťa pri teplote +5 až +6 °C (Iváčka, vz. 3478 a Budiná, vz. 2178). Fáza bohatá na vodu obsahuje relatívne málo rozpustných zložiek a ich koncentrácia sa pohybuje od 2,5 do 3,8 hmot. % ekv. NaCl (obr. 2). Koncentrácia solí v subsyngenetických uzavreninách sa niekedy zvyšuje až na 8 váh. % ekv. NaCl.



Obr. 2. Koncentrácia roztoku v uzavreninách. Vysvetlivky ako pri obr. 1
Fig. 2. Concentrations of solution in the inclusions. Explanations see on Fig. 1

Osobitným typom sú uzavreniny v kremeňoch zo šošoviek z mylonitových zón

Tab. I.
1. Syngenetická uzavrenina roztoku 1. typu s karbonátom (c). Q — kremeň, l — kvapalná fáza, g — plynná fáza. Kľuka, vzorka 1478, zv. 450×. 2. Nepravidelná syngenetická inklúzia roztoku 1. typu s rutilom (r). Píla, vzorka 1777, zv. 300×. 3. Primárna uzavrenina s halitom, ktorý sa rozpúšťa pri 140 °C. Liešnica, vzorka 1882, zv. 520×. 4. Primárna uzavrenina roztoku 2. typu (l_w — vodný roztok, l_{cd} — kvapalná fáza CO_2, g_{cd} — plynná fáza CO_2). Iváčka, vzorka 3478, zv. 300×. 5. Subsyngenetická mnohofázová uzavrenina. Iváčka, vzorka 3478, zv. 300×. 6. Nepravidelná uzavrenina s dvoma nemiešateľnými kvapalinami (l_w — vodný roztok, l_s — kvapalná fáza H_2S ?). Rimavská Baňa, vzorka 2182, zv. 300×. 7., 8. Kryštalizácia halitu (h), bassanitu ? (b) a neidentifikovaného anizotropného minerálu v dehermetizovaných uzavreninách. Píla, vzorka 1777, zv. 520, resp. 250×. 9. Fázové zmeny v inklúzii s obsahom CO_2 pri zmrazovaní. a, b — tavenie pevnej fázy CO_2 pri —55,6 °C, c, d — disociácia hydrátu CO_2. $5^3/_4$ H_2O pri +9,9 °C, e, f — kritická teplota CO_2 + 31,1 °C, Iváčka, vzorka 3478, zv. 300×
1. Primary inclusion of salt-rich solution containing carbonate (c). Q — quartz, l — liquid water solution, g — vapour. Kľuka, sample 1478, magn. ×450. 2. Irregular primary inclusion of salt-rich solution containing rutile (r). Píla, sample 1777, magn. ×300. 3. Primary inclusion containing hallite (h), which melts at 140 °C. Liešnica, sample 1882, magn. ×520. 4. Primary CO_2-rich inclusion (l_w — liquid water solution l_{cd} — liquid CO_2, g_{cd} — gasseous CO_2). Iváčka, sample 3478, magn. ×300. 5. Pseudosecondary polyphase inclusion. Iváčka, sample 3478, magn. ×300. 6. Irregular inclusion containing liquid water solution (l_w) and a small immiscible globule of liquid H_2S ? (l_s). Rimavská Baňa, sample 2182, magn. ×300. 7., 8. Precipitation of halite (h), bassanite ? (b) and unidentified birefrigent solid phase (x) within oponed inclusions. Píla, sample 1777, magn. 520 and ×250 recpectively. 9. Phase changes of CO_2-rich inclusion observable at low temperatures. a, b — melting of solid carbon dioxide at —55,6 °C, c, d — dissociation of hydrate CO_2. $5^3/_4$ H_2O at + 9,9 °C, e, f — critical point of CO_2 at + 31,1 °C, Iváčka, sample 3478, magn. ×300


Q
l
c
g
1
Q
r
g
2
Q
l
h
g
3
Q
l_w
l_{cd}
g_{cd}
4
Q
g_{cd}
l_w
l_{cd}
l_{cd}
5
Q
l
g
l_s
6
Q
h
g
7
Q
h
b
l
g
x
8
9a -103,5°
9c +0,9°
9e +30,5°
9b -54,9°
9d +10°
9f +31,15°

smeru SV—JZ v granitoidoch kráľovohoľského pásma. Vyznačujú sa prítomnosťou CO_2, ktorého obsah kolíše od 0 po 80 hmot. % aj v rámci jedinej prírastkovej zóny. Homogenizačná teplota uzavrenín kolíše v širokom intervale v závislosti od obsahu CO_2. Koncentrácia solí v roztokoch sa pohybuje medzi 6,2—16 hmot. % ekv. NaCl. V dôsledku veľkého vnútorného tlaku pri zahrievaní väčšina uzavrenín pred dosiahnutím bodu homogenizácie dekrepituje. Z charakteristiky inklúzií vychodí, že sa v nich zachytilo heterogénne fluidum, takže homogenizačná teplota takýchto inklúzií je vyššia ako teplota, pri ktorej vznikli (Smith — Little, 1959).

Analýza výluhov

Príprava výluhov a analytické metódy

Metodiku prípravy výluhov sme prispôsobili našim podmienkam a brali sme do úvahy všeobecne používanú techniku (Mjaz et al., 1968, Poty et al., 1974).

Vzorka kremeňa rozdrvená v čeľusťovom drviči sa separovala pod binokulárom tak, aby sa získalo najmenej 30 g čistého materiálu s veľkosťou zŕn 1—10 mm. Adsorbované častice sa z povrchu zŕn odstránili opláchnutím horúcou HCl. Na úplné drvenie sa použila kovová nádoba s priemerom 10 cm, vo vnútri s oceľovým platnerom, plnila sa redestilovanou vodou (cca 100 ml), takže sa vzorka drvila pod vodnou hladinou. Rozdrvená vzorka sa po zahriatí na 60 °C nechala vylúhovať 12 hodín a potom sa prefiltrovala cez trojitý papierový filter č. 390. Obsah Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ a K vo výluhu sa sledoval metódou atómovej absorpčnej spektrometrie na prístroji Perkin-Elmer 380. Obsah Cl^- bol stanovený potenciometrickou metódou pomocou chloridovej iónovoselektívnej elektródy. Odparok získaný zo zvyšku nepoužitého roztoku sa analyzoval semikvantitatívnou spektrochemickou analýzou.

Interpretácia analýz výluhov

Analýzy výluhov možno využiť na výpočet skutočnej teploty kryštalizácie kremeňa, ak ich aplikujeme na systém alkalické živce — roztok alkálií (Poty et al., 1974). Rovnováhu v systéme možno vyjadriť vzťahom

$$\text{ortoklas} + NaCl_{aq} \rightleftarrows \text{albit} + KCl_{aq}$$

Ak m_{NaCl} a m_{KCl} je molalita NaCl a KCl v roztoku rovnovážnom s ortoklasom a albitom

$$\ln \frac{m_{KCl}}{m_{NaCl}} \sim f\,(T, p)$$

pričom sa neberie do úvahy aktivita iných komponentov v pevnej fáze alebo roztoku. Pomer atómov K a Na v roztokoch sa získava analýzou výluhov kremeňa z metamorfných žíl, ktoré v minerálnej asociácii obsahujú albit a adulár, pričom alkalické živce musia byť prítomné aj v okolitých horninách. Metóda má isté obmedzenia vyplývajúce z extrapolácie experimentálnych údajov na tlakové podmienky pri vzniku žíl alpského typu (200—300 MPa). Na rovnováhu rušivo pôsobí aj vplyv ich komponentov, hlavne dvojmocných katiónov alebo nedisociovaných zlúčenín.

Zo skutočnej teploty vzniku kremeňa a teploty homogenizácie uzavrenín možno vypočítať tlak fluidnej fázy, ak je dobre známa izochora systému zachyteného v inklúzii. Metamorfné fluidá 1. typu sú pomerne jednoduché systémy, v ktorých dominuje NaCl a KCl. Kryometrické údaje potvrdzujú hladinu koncentrácie blízku úrovni nasýtenia (20—25 hmot. % ekv. NaCl). Pri výpočte tlaku možno použiť pt diagramy pre systém H_2O — NaCl (Lemmlein — Klevcov, 1956, 1961). Pretože sa analýzou výluhu získava priemerné zloženie uzavrenín z celej vzorky, za teplotu homogenizácie pokladáme priemernú teplotu homogenizácie uzavrenín z celej vzorky.

Výsledky analýz výluhov a odparkov sú

v tab. 1 a 2. Potvrdilo sa, že na zložení metamorfných fluíd sa v prevažnej miere zúčastňujú rozpustné zlúčeniny Na, K a Ca. Podiel obsahu Cl^- a sumy analyzovaných katiónov je väčšinou vyšší ako 1,0 a indikuje prevahu chloridov v roztokoch. Ale treba predpokladať aj prítomnosť sulfátov, o čom svedčí vznik bassanitu (?) — $CaSO_4 . {}^1/_2 H_2O$ pri chladnutí dehermetizovaných uzavrenín roztokov 1. typu. Spektrálne analýzy odparkov ukazujú, že sa škála dvojmocných katiónov v roztokoch neobmedzuje iba na Ca^{2+} a Mg^{2+}, ale sú prítomné aj Ba^{2+} a Sr^{2+}. Prítomnosť katiónu Fe^{2+} bola dokázaná v inklúziách v kremeni z lokality Budiná (vz. 2178). Prejavuje sa kryštalizáciou hnedočervených šupiniek hematitu na vláknach rutilu pri ochladení roztoku na —100 °C a opätovnom zahriatí na normálnu teplotu. Hematit pravdepodobne vzniká rozpadom zlúčeniny typu $Fe_2(OH)_3Cl$, ktorej prítomnosť v serpentinizovaných ultramafitoch dokázal J. C. Rucklidge — G. C. Patterson (1977). Zrážanie hematitu mohla spôsobiť zmena redoxného potenciálu roztoku pri zmene teploty podľa rovnice

$$2\ Fe_2(OH)_3Cl_{aq} + O_2 \rightleftarrows 2\ Fe_2O_{3s} + 2\ H_2O$$

Diskusia

Teplota, tlak a hĺbka pri vzniku metamorfného kremeňa

Uzavreniny roztokov 1. typu, ktoré tvoria jednoduchý systém roztok solí — vodná para, sa homogenizujú pri oveľa nižšej teplote, ako je skutočná teplota pri ich zachycovaní. V momente homogenizácie totiž tlak fluidnej fázy v inklúzii dosahuje iba okolo 10 MPa. Je zrejmé, že pri regionálnej metamorfóze je taký nízky tlak nereálny, a preto je skutočná teplota pri zachytávaní roztokov vyššia (tab. 3).

Tlak pre roztok 1. typu je odvodený ako priemerná hodnota z pt diagramov pre 10 a 30 % roztok NaCl v H_2O (Lemmlein — Klevcov, 1956, 1961). Výluhy s nízkou koncentráciou (vz. 0682, 0882) sa pri úvahách o skutočnej teplote vzniku nebrali do ohľadu, pretože výsledky ich analýz sú zrejme skreslené vedľajšími faktormi.

Atómový pomer K/Na v kremeni kryštalizujúcom z roztokov 1. typu kolíše od 0,169 do 0,274, čo zodpovedá teplote vzniku od 420 do 555 °C. Kremeň z Kamenistej doliny (vz. 0582) vykazuje anomálnu hodnotu 0,109. Mohol to spôsobiť aj vysoký obsah dvojmocných katiónov, ktoré mohli ovplyvniť rovnováhu roztoku.

Nedostatok primárnych výskytov zvyčajne nedovoľuje určiť minerálnu asociáciu v žilách metamorfného kremeňa. Adulár a albit sa v minerálnej paragenéze žíl alpského typu zistili iba na lokalite Klenovec a Železná brána, a preto termodynamické podmienky kryštalizácie kremeňa z týchto výskytov považujeme za najviac sa približujúce reálnej teplote a tlaku v jednotlivých fázach alpínskej metamorfózy.

Pre kremeň zo Železnej brány (kráľovohoľské pásmo veporika) vychádza teplota kryštalizácie 487 ± 67 °C pri tlaku fluidnej fázy 275 ± 70 MPa. Možno predpokladať, že tlak fluidnej fázy je blízky tlaku nadložia. Vzhľadom na to, že kremeň kryštalizoval v puklinách granitoidov, možno na jednej strane vylúčiť vplyv stresovej zložky tlaku a na druhej strane predpokladať, že sa v tlaku fluidnej fázy premieta hlavne tlak nadložia, keďže pukliny nedrenážovali horniny mimo granitoidného telesa (neprítomnosť CO_2 v roztokoch), a teda tvorili uzavretý systém. Hodnoty tlaku fluidnej fázy zodpovedajú hĺbke vzniku 10 ± 2,5 km za predpokladu, že nadložné horniny majú priemernú mernú hmotnosť 2,7 g . cm^{-3}.

Takmer zhodný pomer K/Na v zmiešaných roztokoch a roztokoch 2. typu po-

Atómové absorpčné analýzy výluhov z kremeňa
Atomic absorption analyses of leachates from quartz

Tab. 1

č. vz.	lokalita	Na^+ ppm	Na^+ at	K^+ ppm	K^+ at	Ca^{2+} ppm	Ca^{2+} at	Mg^{2+} ppm	Mg^{2+} at	Cl^- ppm	Cl^- at	Cl^- Σkat
0482	Tlstý javor	17,60	0,766	5,47	0,140	6,47	0,161	1,85	0,076	44,73	1,261	1,1
0582	Kamenistá dol.	16,30	0,709	3,00	0,077	5,48	0,137	0,13	0,005	42,72	1,204	1,3
0682	Čierťaže	0,27	0,012	0,16	0,004	< 0,02	—	< 0,02	—	—	—	—
0982	Železná brána	3,10	0,135	1,45	0,037	0,34	0,008	0,03	0,001	6,46	0,182	1,0
1082	Železná brána	2,61	0,114	0,98	0,025	< 0,02	—	< 0,02	—	4,68	0,132	0,9
1182	Železná brána	1,20	0,052	0,43	0,010	< 0,02	—	< 0,02	—	< 0,5	—	—
1282	Železná brána	9,40	0,409	2,68	0,069	0,80	0,020	0,05	0,002	32,,40	0,913	1,8
1682	Železná brána	5,18	0,225	2,04	0,052	1,52	0,038	0,10	0,004	14,14	0,398	1,3
1478	Kľuka	1,44	0,063	0,56	0,014	0,11	0,003	0,01	0,000	—	—	—
1777	Píla	7,20	0,313	2,68	0,069	1,65	0,041	0,17	0,007	—	—	—
1582	Sihla	14,00	0,609	2,65	0,068	3,24	0,081	0,16	0,007	49,05	1,383	1,8
2178	Budiná	4,40	0,191	1,03	0,026	0,34	0,008	0,05	0,002	—	—	—
0579	Klenovec	8,10	0,352	1,48	0,038	4,03	0,101	0,09	0,004	—	—	—
1482	Klenovec	2,66	0,116	0,62	0,016	0,19	0,005	0,04	0,002	5,76	0,162	1,2
1782	Klenovec	0,68	0,030	0,18	0,005	0,02	0,000	0,02	0,001	< 0,5	—	—
0782	Hnúšťa	3,89	0,169	1,12	0,029	0,06	0,001	< 0,02	—	8,14	0,229	1,1
0882	Iváčka	0,59	0,026	0,33	0,008	0,03	0,001	< 0,02	—	< 0,5	—	—
1882	Liešnica	9,3	0,405	2,37	0,061	0,06	0,001	0,02	0,001	—	—	—
1982	Sinec	17,4	0,757	3,39	0,087	1,18	0,029	0,07	0,003	—	—	—

tvrdzuje, že fluidá s obsahom CO_2 majú rovnaký pôvod a tvorili sa v rovnakej etape metamorfózy. Stanoviť tlak zmiešaných roztokov nemožno, pretože ide o nepravidelné uzavreniny heterogénnych sústav, na ktoré sa nedá aplikovať nijaká z metód určovania tlaku.

Systém $NaCl$ —,H_2O — CO_2 nie je podrobne experimentálne rozpracovaný. S. Takenouchi — G. C. Kennedy (1965a) uvádzajú rozpustnosť CO_2 v roztokoch so 6 a 20 hmot. % NaCl pri teplote do 350 °C a tlaku do 140 MPa. Tieto údaje vyhovujú podmienkam alpínskej metamorfózy a zloženiu roztokov 2. typu len čiastočne. Takisto metóda V. B. Naumova a S. D. Malinina (1968) je obmedzená iba na uzavreniny so stupňom naplnenia vodou $f_{H2O} = 0{,}2 — 0{,}5$ pri obsahu 10—40 hmot. % CO_2, príp. $f_{H2O} = 0{,}6 — 0{,}7$ a obsahu 10 hmot. % CO_2. Preto sa tlak fluidnej fázy v uzavreninách roztokov 2. typu určoval iba vtedy, ak inklúzie vyhovovali spomenutým ohraničeniam.

Na ilustráciu uvádzame spôsob stanovenia tlaku pri kryštalizácii kremeňa zo žily alpského typu z biotitických pararúl pri Klenovci (vz. 0579). Kryštály kremeňa tvoria viaceré prírastkové zóny. V prvej je podiel CO_2 44—54 hmot. %, v druhej okolo 17 hmot. % a v tretej jeho obsah stúpa na 42—43 hmot. %. Teploty homogenizácie uzavrenín sa pohybujú v intervale 316—360 °C. Podľa metódy V. B. Naumova a S. D. Malinina (1968) v momente homogenizácie tlak v uzavreninách kolísal v rozmedzí 104—125 MPa. Ale aplikácia pt diagramov na systém $NaCl — H_2O — CO_2$ pri jednotlivých uzavreninách ukázala, že tlak mohol kolísať od 60 do 190 MPa. V tej istej vzorke sa spozoroval systém subsyngenetických uzavrenín a v ňom bola zachytená fáza bohatá na CO_2 a fáza bohatá na vodu. Teplota homogenizácie takýchto uzavrenín sa rovná skutočnej teplote pri zachytení roztoku (Smith — Little, 1959). Inklúzia fázy bohatej na vodu sa homogenizovala pri 310 °C, pričom tlak fluidnej fázy dosahoval iba 20 MPa. Kremeň z lokality Klenovec vyhovuje podmienkam rovnováhy v systéme alkalické živce — roztok alkálií, pretože asociuje s albitom a adulárom. Pomer K/Na_{at} v roztoku sa rovná 0,108 a zodpo-

Semikvantitatívne spektrálne analýzy odparkov z výluhov
Semiquantitative spectral analyses of dry leach residues

Tab. 2

č. vz.	lokalita	Si	Al	Ti	B	Mn	Fe	Ba	Sr	Ni	Cr	Cu	Ag
0482	Tlstý javor	**	*	*	*	**	***	***	***	**	*	*	*
0582	Kamenistá dol.	**	*	o	*	**	**	***	***	*	.	*	o
0982	Železná brána	**	*	**	.	*	**	**	*	o	.	*	o
1082	Železná brána	**	*	o	.	*	**	*	o	o	.	*	o
1182	Železná brána	*	*	o	o	o	*	*	o	o	o	.	o
1282	Železná brána	**	*	o	*	**	**	**	**	*	*	*	o
1682	Železná brána	**	*	*	*	**	***	**	**	*	.	*	o
1582	Sihla	**	*	o	*	**	***	**	***	*	*	*	o
1482	Klenovec	**	*	o	*	**	**	**	*	*	o	*	o
0782	Hnúšťa	**	*	o	*	*	*	*	**	.	*	*	o
1882	Liešnica	**	*	o	.	*	**	**	**	.	.	*	o
1982	Sinec	**	*	o	*	**	**	***	***	o	.	*	o

*** 0,1—1 hmot. %, ** 0,01—0,1 hmot. %, * 0,001—0,01 hmot. %, . stopy, o negatívny
*** 0,1—1 wt %, ** 0,01—0,1 wt %, * 0,001—0,01 wt %, . traces, o not detected

vedajúca teplota vzniku 330 °C konvenuje s výsledkami termometrických meraní. Stanovené hodnoty ilustrujú rozpätie, v akom sa mohol meniť tlak počas dekompresnej fázy alpínskej metamorfózy, keď vznikali roztoky 2. typu. Pre túto fázu možno za reprezentatívne pokladať výsledky z lokality Klenovec, kde bola skutočná teplota vzniku kremeňa 372 ± 43 °C pri priemernom tlaku 115 ± 11 MPa.

Model vzniku metamorfného kremeňa

V granitoidoch kráľovohoľského pásma sa vyskytujú dva druhy metamorfného kremeňa. Starší z nich kryštalizoval z roztokov 1. typu v nepravidelných puklinách, príp. v tektonicky intenzívne postihnutých zónach tvorí masívnu výplň v tlakových tieňoch (tzv. laterálne sekrečný kremeň). Na lokalite Tlstý javor kremeň s uzavreninami roztokov 1. typu tvorí výplň trhliny smeru SZ—JV.

Kryštalizácia kremeňa z roztokov obohatených o CO_2 (zmiešané roztoky) bola spätá so vznikom systému zlomov a mylonitových zón smeru SV—JZ v neskoršej etape metamorfózy, ktoré sa stali vhodnými štruktúrami pre prívod roztokov tohto typu z vulkanicko-sedimentárnych komplexov.

Zaujímavý je vzťah farby kremeňa k typu metamorfného roztoku. Z oblasti kráľovohoľského pásma veporika sa na termometrické štúdium vyčlenilo 33 vzoriek a z nich 23 sa vyznačovalo hnedým sfarbením. Takmer všetky tieto kremene kryštalizovali z roztokov 1. typu. Výnim-

Teplota a tlak metamorfných fluíd
Temperatures and pressures of metamorphic fluids

Tab. 3

typ	č. vz.	lokalita	(1)	(2)	(3)	(4)
I.	0482	Tlstý javor	205—284(239)	0,183	440	210
I.	0582	Kamenistá dolina	192—224(214)	0,109	330	135
I.	0982	Železná brána*	225—245(234)	0,274	555	345
I.	1082	Železná brána*	235—244(239)	0,219	480	260
I.	1182	Železná brána*	238—332(255)	0,192	455	209
I.	1282	Železná brána*	227—252(236)	0,169	420	205
I.	1682	Železná brána*	223—230(227)	0,231	495	306
I.	1478	Kľuka	214—262(236)	0,222	480	275
I.	1777	Píla	224—259(240)	0,220	480	255
mix	1582	Sihla	217—355	0,112	340	—
mix	2178	Budiná	210—330	0,136	375	—
II.	0579	Klenovec*	316—360	0,108	330	104—125
II.	1482	Klenovec*	314—365	0,138	360	110—120
II.	1782	Klenovec*	284—339	0,166	415	—
II.	0782	Hnúšťa	271—335	0,172	420	—
II.	1882	Liešnica	339—359	0,150	380	—
II.	1982	Sinec	318—330	0,115	345	—

1 — teplota homogenizácie primárnych uzavrenín v kremeni (v zátvorke priemerná hodnota), 2 — atómový pomer K/Na v metamorfných roztokoch, získaný atómovou absorpčnou analýzou výluhov z drvených kryštálov kremeňa, 3 — skutočná teplota vzniku stanovená metódou Poty et al. (1974), 4 — tlak metamorfných roztokov
1 — filling temperatures of primary fluid inclusions in quartz (average value within the bracket), 2 — K/Na atomic ratio of metamorphic fluids obtained by atomic absorption analyses of leach solution after crushing of quartz crystalls, 3 — trapping temperatures estimated with help of method introduced by Poty et al. (1974), 4 — pressures of metamorphic fluids

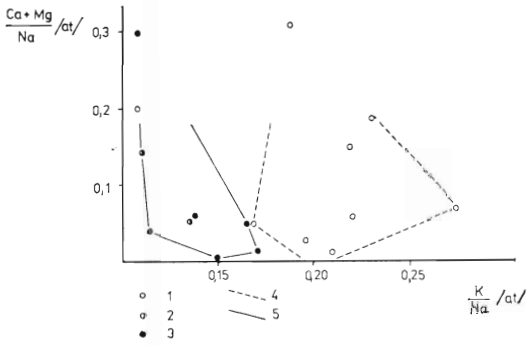
kou je vzorka 1182 zo Železnej brány (14—16,5 hmot. % CO_2 v uzavreninách z externej zóny kryštálu) a lokalita Sihla, v ktorej kremeň záhnedového typu obsahuje uzavreniny s podielom 0 až 80 hmot. % CO_2. Na druhej strane kremeň z mylonitových zón, ktorý kryštalizoval v neskoršej etape metamorfózy z roztokov výrazne obohatených o CO_2, je vždy biely a čírý.

Priestorový a časový vzťah obidvoch typov kremeňa v kohútskom pásme veporika dokumentuje obr. 4 a 5. Starší kremeň záhnedového typu vytvára šošovky a rožkovité útvary v jadrách a vrcholoch vrás tlakovo intenzívne postihnutých hornín. Pretože ide o plastickejšie horninové komplexy, v tejto fáze metamorfózy sa nevytvorili podmienky na udržanie otvorených trhlín a kryštály kremeňa záhnedového typu sú ojedinelé. V neskoršej etape v dôsledku uvoľnenia tlaku vznikli systémy trhlín smeru SV—JZ so strmým úklonom, tie umožnili intenzívnu cirkuláciu roztokov obohatených o CO_2 a vznik žíl bieleho kremeňa s typickou alpskou paragenézou minerálov.

Štruktúrne vystupovanie obidvoch typov kremeňa je v súlade so zjednodušeným modelom metamorfózy (Clark — Jägerová, 1969), ktorý v prvej fáze predpokladá stlačenie a tlakovú deformáciu (kompresia), kým v druhej fáze uvoľnenie tlaku (dekompresia) a všeobecný výzdvih horninových blokov.

K. F. Chudoba (1962) zhrnul výsledky laboratórnych syntéz kremeňa a z nich vyplýva, že príčinou hnedého sfarbenia je substitúcia katiónu Si^{4+} v štruktúre SiO_2 katiónmi Al^{3+} a Fe^{3+}, pričom nevyhnutnou podmienkou je pôsobenie rádioaktívneho zdroja.

Možno predpokladať, že hnedé sfarbenie kremeňa kryštalizujúceho z roztokov 1. typu bolo vyvolané zvýšeným vyžarovaním prírodných rádioaktívnych zdrojov

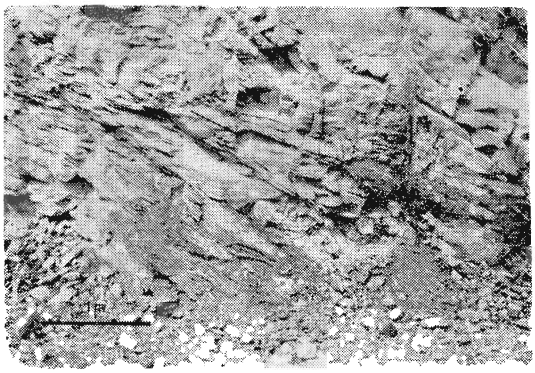


Obr. 3. Závislosť chemizmu roztokov od intenzity metamorfózy. 1 — 1. typ roztoku, 2 — zmiešaný roztok, 3 — 2. typ roztoku, 4 — pole roztoku vzniknutého v kompresnej fáze metamorfózy, 5 — pole roztoku vzniknuté v dekompresnej fáze metamorfózy
Fig. 3. Chemistry of solutions related to intensity of metamorphism. 1 — salt-rich solutions, 2 — mixed solutions, 3 — CO_2-rich solutions, 4 — field of solutions originated during compressive phase of metamorphism, 5 — field of solutions originated during decompressive phase of metamorphism

v kompresnej fáze metamorfózy alebo tesne po nej.

Nedostatok kryštálového kremeňa záhnedového typu s vhodnými uzavreninami z vulkanicko-sedimentárnych komplexov neumožňuje jednoznačne odpovedať na otázku, či roztoky obohatené o CO_2 v týchto komplexoch vznikali aj v kompresnej fáze metamorfózy. Niektoré kremene tohto typu (Klenovec, vz. 2082) obsahujú syngenetické uzavreniny bez CO_2 s obsahom solí 14,8—15,1 hmot. % ekv. NaCl, ale na druhej strane podobný kremeň z lokality Liešnica (vz. 1882) obsahuje primárne uzavreniny s vysokým obsahom CO_2. Ale v masívnej časti tej istej vzorky sa nachádzali uzavreniny s anomálnou koncentráciou NaCl (28 hmot. %).

Z izotopických výskumov (Hoefs — Stalder, 1977; Hoefs — Morteani, 1979) vychodí, že najpravdepodobnejším zdrojom CO_2 pri metamorfóze boli dekarbonatizač-

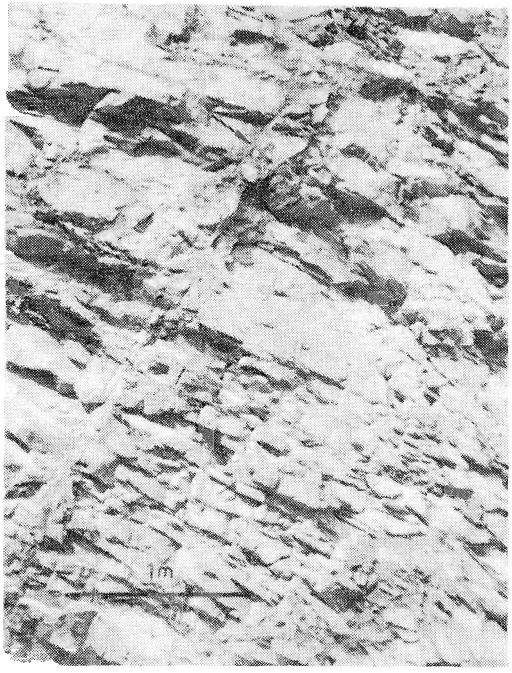


Obr. 4. Tlaková deformácia biotitických pararúl a vznik kremeňa záhnedového typu v tlakovom tieni. Kameňolom Klenovec
Fig. 4. Compressive deformation of biotitic paragneises and the origin of smoky quartz in the pressure shades. The Klenovec quarry

klad karbonátov. V uzatvorených štruktúrach bola obmedzená aj cirkulácia meteorickej vody (jeden z možných zdrojov metamorfnej vody), a preto sa metamorfné roztoky 1. typu, najmä v granitoidoch kráľovohoľského pásma, vyznačujú zvýšenou koncentráciou solí. Je však zrejmé, že nemohla nastať úplná izolácia granitoidov a komplexov plášťa, a preto aj v kompresnej fáze pri občasnom uvoľnení tlaku prenikali roztoky obohatené o CO_2. To sa prejavuje zvýšením homogenizačnej teploty uzavrenín (Tlstý javor — do 299 °C) alebo priamo prítomnosťou kvapalnej fázy CO_2 v uzavreninách (Železná brána, Sihla).

Efekt zmiešania roztokov obidvoch ty-

né reakcie, ako aj oxidácia grafitu a uhľovodíkov. Svedčí o tom aj sporadická prítomnosť uhľovodíkov v metamorfnom kremeni z veporického kryštalinika. Na druhej strane podiel ľahkých izotopov uhlíka nevylučuje jeho juvenilný zdroj (ibid.). Experimentálne bádania ukázali, že sa rovnovážne body metamorfných reakcií karbonátov s účasťou SiO_2 posúvajú k vyšším hodnotám, ak sa zvýši celkový tlak, alebo ak sa pri rovnakom tlaku zvýši podiel CO_2 v reakčnej zmesi (Johannes, 1969). Pri vysokom tlaku mohli v kompresnej fáze metamorfózy existovať iba uzatvorené štruktúry, v ktorých stúpajúci tlak CO_2 uvoľňovaného metamorfnými reakciami posúval ich inflexné body k vyššej teplote a disociácia karbonátov sa zastavila. To by vysvetľovalo, prečo kremeň vznikajúci v kompresnej fáze metamorfózy vo vulkanicko-sedimentárnych komplexoch kohútskeho pásma niekedy neobsahuje uzavreniny s kysličníkom uhličitým, ale naopak má zvýšený obsah rozpustných solí. Naproti tomu pri uvoľnení tlaku vznikajú otvorené štruktúry, z ktorých je možný únik CO_2, pričom nastáva intenzívny roz-



Obr. 5. Dekompresná fáza metamorfózy a vznik žíl bieleho kremeňa v trhlinách smeru SV—JZ. Kameňolom Klenovec
Fig. 5. Decompressive phase of metamorphism and the origin of the white vein quartz in fractures of NE—SW direction. The Klenovec quarry

pov sa výrazne prejavil pri vzniku šošoviek kremeňa v mylonitových zónach granitoidov kráľovohoľského pásma. Interakciu roztokov obidvoch typov v masovom rozsahu umožnilo definitívne uvoľnenie tlaku a vznik mylonitových zón smeru SV—JZ. Zmiešanie roztokov rozdielneho chemického zloženia porušilo ich rovnováhu vyvolalo únik časti CO_2 a spontánnu kryštalizáciu kremeňa v akumuláciách, ktoré majú ložiskový význam. Pri vzniku tohto typu kremeňa možno brať do úvahy descendentný charakter roztokov s obsahom CO_2 alebo ich ascendentný charakter, ale v tomto prípade treba pod granitoidnými komplexmi v okolí Sihly a Budinej predpokladať existenciu pestrých vulkanicko-sedimentárnych komplexov s grafitickými vložkami a karbonátmi, ktoré mohli byť zdrojom CO_2 uvoľňovaného pri metamorfných procesoch.

M. L. Crawford — J. Filer — C. Wood (1980) uvádzajú reakcie, ktoré môžu byť zdrojom SiO_2 pri retrográdnej metamorfóze.

$$3 \text{ mikroklín} + H_2O \longrightarrow \text{muskovit} + 2K^+ + O^{2-}$$

$$3 \text{ albit} + H_2O + K^+ \longrightarrow \text{muskovit} + 6 \text{ kremeň} + 3Na^+ + O^{2-}$$

$$3 \text{ anortit} + 1^1/_2H_2O + K^+ \longrightarrow \text{epidot} + \text{muskovit} + Ca^{2+} + {}^1/_2 O^{2-}$$

$$2 \text{ biotit} + 4H^2O \longrightarrow \text{chlorit} + 3 \text{ kremeň} + 2K^+ + (Mg, Fe)^{2+} + O^{2-}$$

Experimenty s kryštalizáciou syntetického kremeňa nepotvrdzovali možnosť prenosu kremíka v roztoku chloridov, ale I. G. Ganejev (1974) uvádza výsledky prác, ktorými kryštalizáciu kremeňa z roztokov NaCl dosiahol. Hydrolýzou NaCl v spodnej časti dvojdielneho autoklávu vzniká NaOH a kyselina chlorovodíková, ktorá migruje do vrchnej časti. Tak vzniká zásaditý roztok, ktorý atakuje kremeňovú vsádzku

$$SiO_2 + NaOH + H_2O \longrightarrow NaSi(OH)_5$$

Do vrchnej komory je komplex $NaSi(OH)_5$ prenášaný konvekčným prúdením a tam hydrolyzuje

$$NaSi(OH)_5 + HCl \longrightarrow SiO_2 + NaCl + 3\ H_2O$$

Takto je zabezpečená remobilizácia kremeňa, pričom faktorom migrácie je gradient teploty. Tento model možno akceptovať aj pre vznik metamorfných kremeňov z roztokov 1. typu. Vysoké teploty (okolo 500 °C) spôsobili hydrolýzu roztokov alkálií, ktoré vylúhovali kremeň z okolitých hornín a prenášali ho vo forme komplexov do miest so zníženým tlakom, kde dochádzalo k ich rozpadu a kryštalizácii kremeňa. Pri teplote okolo 400 °C v dekompresnej fáze metamorfózy úlohu remobilizátora preberajú roztoky obohatené o CO_2, z ktorých môže kremeň vypadávať v dôsledku poklesu teploty postupne alebo náhle, ak sa miešajú roztoky rozličného zloženia.

Zistená štadiálnosť v procese vzniku metamorfného kremeňa by mohla napovedať, že ide o dve fázy retrográdnej metamorfózy (problém alpínskej a variskej diaftorézy v zmysle J. Kamenického, 1982). Ale kremeň, o ktorom hovoríme, patrí jednému, a to alpínskemu metamorfnému cyklu. Svedčí o tom:

1. neprítomnosť deformačných fenoménov (undulózne zhášanie, katakláza), ktoré sú bežné v horninovotvornom kremeni a v kremeni z predalpínskych rudných výskytov,

2. existencia heterogénnych metamorfných fluíd prechodného charakteru v mylonitových zónach granitoidov kráľovohoľského pásma,

3. analógia so žilami alpského typu v centrálnych a západných Alpách, ako aj v Taurskom okne, ktorých vek je doložený rádiometrickým datovaním.

Úloha metamorfných roztokov pri prenose niektorých prvkov

Podľa údajov o koncentrácii metamorfných roztokov a ich teplote treba predpokladať, že metamorfóza mohla fungovať ako faktor remobilizácie niektorých ekonomicky významných prvkov. Výsledky spektrálnych analýz odparkov z výluhov ukazujú na prítomnosť Fe a Cu, zriedkavejšie Ni, Cr a Ag. Vzhľadom na použitú metodiku nemožno celkom vylúčiť kontamináciu výluhov materiálom, ktorý s nimi prichádzal do styku počas ich prípravy. Avšak prítomnosť týchto prvkov v metamorfných roztokoch indikuje aj kryštalizácia hematitu pri kryometrii, prítomnosť neidentifikovaných rudných minerálov v inklúziách a prítomnosť sulfidov v minerálnej asociácii metamorfných žíl. Pri kontaminácii by z výsledkov spektrálnych analýz musel vyplynúť korelačný vzťah medzi prvkami pochádzajúcimi z jedného zdroja, pretože všetky vzorky sa pripravovali rovnako a odparok sa získal z konštantného množstva 100 ml výluhu. Merná elektrická vodivosť redestilovanej vody, podrobenej slepému pokusu, bola nemerateľná. Aj to dokumentuje, že zvolený postup prípravy chemické zloženie výluhov neovplyvnil.

Prítomnosť spomenutých prvkov sa pravdepodobne viaže na chloridy alebo chloridové komplexy. Na dôležitú úlohu takých komplexov poukázal G. R. Kolonin (1978), ktorý sa zaoberá aj niektorými javmi spôsobujúcimi vypadávanie chalkofilných prvkov z roztokov chloridov. Jednou z príčin je zmena pH. V roztoku chloridov alkálií pri teplote nad 400 °C je ionizácia NaOH a KOH jedenapolkrát vyššia ako ionizácia HCl. Preto má roztok až do momentu intenzívnej ionizácie HCl pri teplote 400 °C zásaditý charakter. Takáto asymetrická hydrolýza hlavných komponentov metamorfných roztokov je príčinou kolísania pH iba v závislosti od teplotného spádu. Ale vplyv na kolísanie pH má aj zmena rozpustnosti CO_2 v závislosti od teploty a tlaku, ako aj degazácia roztoku pri náhlom poklese tlaku. Všetky tieto procesy fungovali pri evolúcii metamorfných roztokov a mohli spôsobovať vypadávanie rudných komponentov.

Pri teplote nad 400 °C vznikajú roztoky molekulárneho typu schopné extrahovať z hornín veľké množstvo rudných elementov (ibid.). Napríklad koncentrácia zlata v roztokoch chloridov pri 400—500 °C dosahuje 1 g na liter. Pri prekonaní teplotnej hranice, keď môžu existovať len iónové roztoky, musí nastať proces premeny jedných rozpustných zlúčenín na druhé alebo vypadávanie rudných minerálov.

Aby mohli sulfidy kryštalizovať, musí byť v roztoku sulfidická síra. V. B. Naumov et al. (1976) uvádzajú, že pri vyššej teplote je na vylučovanie sulfidov potrebné 10^{-8} až 10^{-5} mólov sulfidických iónov. V anomálnej uzavrenine roztoku 2. typu (Rimavská Baňa, vz. 2182) boli spozorované dve nemiešateľné kvapaliny, z ktorých jedna je pravdepodobne sírovodík s nadkritickou mernou hmotnosťou (tab. I, 6). Ale pri zahrievaní sa nepodarilo dosiahnuť kritickú teplotu pre H_2S (+100,4 °C podľa Roeddera, 1972), pretože uzavrenina v dôsledku veľkého vnútorného tlaku dekrepitovala pri +78 °C.

Zdrojom sulfidickej síry pri metamorfných procesoch môžu byť vhodné okolité horniny. Ukázalo sa, že kým v granitoidoch kráľovohoľského pásma kremeňové žily metamorfného pôvodu sulfidy neobsahujú, vo vulkanicko-sedimentárnych komplexoch kohútskeho pásma kremeň so sulfidmi často asociuje, pričom sa na hnedé kremene 1. typu viaže pyrotín a chalkopyrit, kým v kremeňoch 2. typu je pyrotín vystriedaný pyritom. Z uvedeného vyplýva, že pri interpretácii genézy niektorých rudných výskytov vo veporiku treba brať

do úvahy aj fakt, že mohli byť redeponované metamorfnými procesmi do alpínskych štruktúr.

Poďakovanie

Za poskytnutie aparatúry a mnohé cenné rady ďakujem Ing. Z. Benešovej a Ing. J. Ďurišovej z Ústredného ústavu geologického v Prahe. Taktiež ďakujem V. Streškovi, CSc., Ing. J. Polakovičovej, CSc., S. Komorovej a J. Chudému z Geologického ústavu PFUK v Bratislave za analýzy výluhov a V. Milkovi z Katedry geochémie a mineralógie PFUK za zhotovenie preparátov na termometriu.

Osobitne by som chcel poďakovať RNDr. P. Hvožďarovi, CSc., za mnohé kritické pripomienky a intenzívnu pomoc pri práci.

Recenzoval J. Kamenický

Zoznam lokalít

Zoznam obsahuje názov výskytu a jeho bližšiu lokalizáciu, pásmo veporického kryštalinika (I — kohútske, II — kráľovohoľské), opis geologickej pozície, charakter okolitých hornín a minerálnu asociáciu v žilách alpského typu. Okrem číselného označenia vzorky je bližšie špecifikovaná farba kremeňa (H — záhnedový typ, bez označenia biely a číry) a typ metamorfného roztoku v inklúziách (1 — roztoky bohaté na rozpustné soli, 12 — zmiešané roztoky, 2 — roztoky s obsahom kysličníka uhličitého).

Budiná, 1,5 km SZ, II, lom a haldový materiál z prieskumných rýh, šošovky kremeňa v mylonitovej zóne, granitoidy, muskovit — ankerit — pyrit — rutil — chlorit, 0678(12), 1978(1), 2178(12)

Čierny Balog — Dobroč, 2 km na J, II, alúvium, 0177(H1)

Čierťaže (kóta 1102,0), 500 m na V, II ,elúvium a úlomkovitý materiál zo zárezu cesty, granitoidy, turmalín — epidot, 0278(H1), 1778(H1), 1878(1)

Detvianska Huta, 300 m na JV, II, odkryv v zárezе cesty, puklina dĺžky 10 cm s kryštalickým kremeňom vo zvetranom granodiorite, 0578(H1)

Hnúšta, kóta 363,1 Ivašková, I, voľné kryštály kremeňa v delúviu, 4078(2), 0782(2)

Iváčka, dol., cesta na Ostrú (1101,4), I, voľné kryštály kremeňa v delúviu, 3178(2), 3478(2), 0882(2)

Jasenina (995,1), 1,2 km J, II, prirodzený odkryv v zárezе potoka, priečna žilka kremeňa hrúbky 3 cm v arteritických migmatitoch, chlorit, 1379(12)

Javorina, 1,5—2 km na SV, II, voľné kryštály kremeňa z delúvia a zárezu poľnej cesty, granitoidy, 0478(H1), 0978(H1), 1178(H1)

Kamenistá dolina, 3 km na SZ od Sihly, II, alúvium, kryštalický kremeň na pukline v biot. granodiorite typu Sihla, 0582(H1)

Klenovec, lom asi 2 km na V pri ceste do Hnúšte, I, biot. pararula

a) masívny kremeň záhnedového typu v podobe budín hlavne v jadrách ležatých vrás, chalkopyrit — pyrit — chlorit — pyrotín 0679(H12)

b) žilky a zhluky bieleho a číreho kremeňa v puklinách smeru SV—JZ s rozličným úklonom, ako aj odžilky paralelné s foliáciou, hrúbka žíl priemerne 10—20 cm, lokálne do 1 m, kalcit — ilmenit — rutil — chlorit — albit — adulár — pyrit — chalkopyrit, 0579(2), 0779(2), 1482(2)

Klenovec, cesta z JRD, I, voľné kryštály kremeňa v zárezе cesty a delúviu, 1782(2), 2082(H1)

Kľuka (kóta 942,3), 400 m V, II, monokryštál kremeňa v alúviu, chlorit, 1478(1)

Kokava, mastencový lom, I, bloky žilného kremeňa z haldového materiálu, chlorit — muskovit, chlorit. bridlice, 0879(2), 0182(2)

Kýčerný potok, II, alúvium, 0677(H1)

Liešnica dol., 3 km na JZ od Kokavy, I, odkryv v zárezе cesty, kryštalický kremeň na pukline v arteritických migmatitoch, 1882(H12)

Píla, 800 m JV, II, voľný kryštál v delúviu, migmatity, 1777(H1)

Podtajchová dol., II, alúvium, 0777(2)

Ráztoky dol., 1 km na JZ od kóty 901,5, II, voľný kryštál kremeňa v delúviu, granitoidy, 0978(H1)

Rimavská Baňa, 500 m na Z, I, štrkový lom, nepravidelná žilka hrúbky 0,5—2 cm na pukline v biot. fylitoch, 2182(2)

Sihla, 500 m na J, II, zárez cesty, šošovky kremeňa v intenzívne tektonicky drvenom biot. granodiorite typu Sihla, chlorit — titanit, 1378(H12), 1582(H12)

Sinec (kóta 836,1), asi 500 m na JZ, I, opustená štôlňa, žila kremeňa hrúbky 8—15 cm, smer SV—JZ, sklon 90°, aktinolit, fylity, 1982(2)

Tlstý javor (1067,9), II, odkryv v zárezе cesty, 0,7—1 m hrubá žila, smer SZ—JV, sklon asi 80° na JZ, v spodnej časti odžilka s kryštalickým kremeňom záhnedového typu hrúbky 1—3 cm, biot. granodiorit, chlorit — titanit — epidot, 2378(1), 0482(1)

LITERATÚRA

Benešová, Z. — Ďurišová, J. 1980: Plynokapalné uzavřeniny a jejich význam pro geologii. *Výzk. práce Ústř. úst. geol., 23, 80 s.*

Borisenko, A. S. 1977: Izučenije solevogo sostava rastvorov gazovožidkich vkľučenij v mineralach metodom krijometriji. *Geol. a Geofiz (Novosibirsk), 8, s. 16—27.*

Clark, P. S. — Jägerová, E. 1969: Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. *Amer. J. Sci., 267, pp. 1143—1160.*

Crawford, M. L. — Filer, J. — Wood, C. 1980: Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. *Bull. Minér., 102, pp. 562—568.*

Dolgov, J. A. — Bazarov, L. Š. — Bakumenko, I. T. 1968: Metod opredelenija davlenija vo vkľučenijach s pomošču sovmestnogo primenenija gomogenizacii i krijometrii. In: *Mineralogičeskaja termo- i barometrija. II. Moskva, Nauka, s. 7—11.*

Ganejev, I. G. 1974: K voprosu o mechanizme migracii kremnezema v gidrotermaľnych rastvorach. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 214, 5, s. 1175—1178.*

Grecula, P. 1971: Žilné ložiská kremeňa na Slovensku. *Mineralia slov., 12—13, s. 349—370.*

Hoefs, J. — Morteani, G. 1979: The carbon isotopic composition of fluid inclusions in Alpine fissure quartzes from the western Tauern Window (Tyrol, Austria). *Neu. Jb., Miner. Mh., 3, pp. 123—134.*

Hoefs, J. — Stalder, H. A. 1977: Die C-Isotopenzusammensetzung von CO_2-haltigen Flüssigkeitseinschlüssen in Kluftquarzen der Zentralalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 57, 3, S. 329—347.*

Chudoba, K. F. 1962: O nekotorych vzaimootnošenijach meždu pričinami okraski ametista, dymčatogo kvarca i citrina s točki zrenija sovremennych naučnych poznanij. *Min. sbor. Lvov. geol. obščestva, 16, s. 91—105.*

Johannes, W. 1969: An experimental investigation of the system $MgO — SiO_2 — H_2O — CO_2$. *Amer. J. Sci., 267, pp. 1083—1104.*

Kaľužnyj, V. A. 1955: Židkije vkľučenija o mineralach kak geologičeskij barometr. *Min. sbor. Lvov. geol. obščestva, 9, s. 64—84.*

Kamenický, J. 1982: Vývoj a podmienky metamorfózy v severozápadnej časti Veporského rudohoria. In: *Metamorfné procesy v Západných Karpatoch. Bratislava, GÚDŠ, s. 23—37.*

Kolonin, G. R. 1978: Kislotnosť — ščeločnosť rudoobrazujuščich rastvorov i vozmožnosti perenosa mettalov. In: *Termobarogeochimija zemnoj kory i rudoobrazovanije. Moskva, Nauka, s. 27—34.*

Lemmlein, G. G. — Klevcov, P. V. 1956: Sootnošenije termodynamičeskich parametrov P-T-V dľa vody i 30 %-nych vodnych rastvorov NaCl. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obščestva, 85, 4, s. 532—534.*

Lemmlein, G. G. — Klevcov, P. V. 1961: Sootnošenija osnovnych termodynamičeskich parametrov dľa časti sistemy H_2O — NaCl. *Geochimija, 2, s. 133—142.*

Mjaz, N. I. — Komleva, Ž. A. — Rudenko, A. F. — Lachov, J. V. — Pizňur, A. V. 1968: O metodike provedenija i obrabotki rezuľtatov vodnych vyťažek. In: *Mineralogičeskaja termo- i barometrija. II. Moskva, Nauka, s. 83—86.*

Naumov, V. B. — Malinin, S. D. 1968: Novyj metod opredelenija davlenija po gazovo-židkim vkľučenijam. *Geochimija, 4, s. 432—441.*

Naumov, G. B. — Mironova, O. F. — Naumov, V. B. 1976: Sojedinenija ugleroda vo vkľučenijach gidrotermaľnych kvarcev. *Geochimija, 8, s. 1243—1251.*

Poty, B. — Stalder, H. A. 1970: Kryometrische Bestimmungen der Salz- und Gasgehalte eingeschlossener Lösungen in Quarzkristallen aus Zerrklüften der Schweizeralpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50, 1, S. 141—154.*

Poty, B. — Stalder, H. A. — Weisbrod, A. M. 1974: Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. *Schweiz. mineral. petrogr., Mitt. 54, 2/3, pp. 717—753.*

Reodder, E. 1971: Fluid inclusions studies on the porphyre type ore deposits Bingham — Utah, Butte — Montana, Climax — Colorado. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 66, 1, pp. 98—120.*

Roedder, E. 1972: Composition of fluid inclusions. *Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 440—JJ, 164 p.*

Rucklidge, J. C. — Patterson, G. C. 1977: The role of chlorine in serpentinization. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin — New York), 65, 1, pp. 39—44.*

Smith, F. G. — Little, W. M. 1959: Filling temperatures of $H_2O — CO_2$ fluid inclusions and their significance in geothermometry. *Canad. Mineralogist. 6, 3, pp. 380—388.*

Stalder, H. A. — Touray, J. C. 1970: Fensterquarz mit Methan-Einschlüssen aus dem westlichen Teil der Schweizerischen Kalkalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 50, 1, S. 109—130.*

Takenouchi, S. — Kennedy, G. C. 1964: The binary system $H_2O — CO_2$ at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci., 262, 9, pp. 1055—1074.*

Takenouchi, S. — Kennedy, G. C.

1965a: The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci., 263, 5, pp. 445—454.*
Takenouchi, S. — Kennedy, G. C. 1965b: Dissociation pressures of the phase $CO_2 . 5^3/_4 H_2O$. *J. Geol. (Chicago), 73, pp. 383—390.*
Trdlička, Z. — Novák, F. 1963: Výskyt minerálů alpské paragenese v okolí Hnúšti (Spišsko-gemerské rudohoří). Čas. *Mineral. Geol., 8, 1, s. 89—93.*
Vargaftik, N. B. 1963: Spravočnik po teplofizičeskim svojstvam gazov i židkostej. *Moskva, Gos. izd. fiz.-mat. lit. 708 s.*
Vollbrecht, A. 1981: Tektonogenetische Entwicklung der Münchberger Gneismasse (Quarzkorngefüge-Untersuchungen und Mikrothermometrie an Flüssigkeitseinschlüssen). *Göttinger Arb. Geol. Paläont., 24, 122 S.*
Vrána, S. 1965: Alpínske K-živce adulárového typu z oblasti veporíd. *Věst. Ústř. úst. geol., 40, s. 431—436.*
Vrána, S. 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata-Serie im Mittelteil der Veporiden. *Zbor. geol. vied, rad ZK, 6, S. 29—84.*

Fluid inclusions in quartz from alpine type fissures of Veporic crystalline and their genetic interpretation

VRATISLAV HURAI

The genesis of quartz from the Veporic crystalline complexes has not been solved by means of laboratory methods and applications of experimental works until now. This paper presents informations on thermodynamic conditions and mechanism of quartz originanting in alpine type fissures. Thermometry under the microscope (freezing and heating stage) and analyses of leachates were the main methods used in this work.

Microthermometry

The apparatus LEITZ 350 and CHAIXMECA (temperature range —180 to +600 °C) were used for thermometric observations. Microthermometry results are given in Figures 1. and 2.

Quartz from granitoide complexes of Kráľova hoľa unit contains two-phase inclusions with 5—20 vol. per cent of gas bubble. Other gases were almost not observed under freezing stage. High contents of dissolved salts were determined by cryometric investigations (14—24 wt % NaCl eq.).

Second type of metamorphic fluids coming from volcanic-sedimentary rocks is rich in carbon dioxide (17—50 wt %) and poor in dissolved salts (2—3,5 wt % NaCl eq.). Methane and unknown hydrocarbons were discovered in the vapour phase as well (dissociation temperatures of hydrates are +16,2 and from +5 to +6 °C, respectively).

The inclusions of salt-rich solutions homogenize almost between 210—250 °C. Higher temperatures are always related to the presence of minute amounts of carbon dioxide. Lower temperatures (to 210 °C) are characteristic for the non-crystallized vein quartz, which probably precipitated under higher pressure. Homogenization temperatures of CO_2-rich solutions fall within the range 300—350 °C.

Quartz from shear zones in granitoide complexes of Kráľova hoľa unit originated from a special type of metamorphic fluids. Homogenization temperatures of inclusions are scattered within the range 220—345 °C, since inclusions contain carbon dioxide, which content vary from 0 to 80 wt %. Dissolved salts attain 6,2—15 wt % NaCl eq. In these inclusions an unhomogenous fluid was trapped, which probably arose by two main types of metamorphic fluids mixing.

Chemical analyses of leachates

A total of 19 leachate samples obtained by crushing of quartz crystals in redistilled water was analysed with atomic absorption spectrometer Perkin-Elmer 380 (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}). Chlorine anion was evaluated by po-

tenciometric method with help of ion-selective electrode. Other elements were determined by spectrographic examination of dry leach residues. The results are listed in Table 1 and 2.

Results gained by microthermometry and chemical analyses of leachates may contribute to understanding the formation of alpine fissures using K/Na ratio of fluids as a geothermometer (Poty et al., 1974). With the knowledge of temperatures of origin, pressures can be estimated by means of microthermometry results using the isochore of this system. The first type of fluids appears to be a simply system, isochore of which are well-known (Lemmlein — Klevcov, 1956 and 1961). CO_2-rich metamorphic fluids pressures were determined by method introduced Naumov — Malinin (1968) and with help of data approximated from pT diagrams of $H_2O - CO_2$ (Takenouchi — Kennedy, 1964) and $H_2O - CO_2 - NaCl$ systems (Takenouchi — Kennedy, 1965a). Estimated temperatures and pressures both types of metamorphic fluids are listed in Table 3.

Chemical analyses of leachates have shown the presence of Na^+, K^+, Ca^{2+} and Cl^- as the main elements in metamorphic fluids. Higher amounts of Ba^{2+}, Sr^{2+} and Fe^{2+} in form of dissolved salts were indicated by spectral analyses of dry leach residues. Author assumes the presence of Fe^{2+} in form of $Fe_2(OH)_3Cl$, which has been reported by Rucklidge — Patterson (1977) in altered ultramafic rocks. Precipitation of haematite in mixed type of fluid inclusions after their freezing and heating to room temperature was observed. Generation of haematite might be expressed with formula

$$2Fe_2(OH)_3Cl_{aq} + O_2 \longrightarrow 2Fe_2O_{3s} + 2HCl + 2H_2O$$

Discussion

In order to estimate real thermodynamic conditions of origin, only those pressures, temperatures and depths from localities were considered, where alpine type fissures are located in feldspar-bearing rocks and contain both alkaline feldspars (adularia and albine).

Estimated temperatures of origin decrease from 487 ± 67 °C (salt-rich fluids from Železná Brána locality) to 372 ± 43 °C (CO_2-rich fluids from Klenovec locality). Pressures of salt-rich fluids (275 ± 70 MPa) indicate the depth of formation $10 \pm 2{,}5$ km. Pressures of CO_2-rich fluids estimated with help of Naumov — Malinin method are 115 ± 11 MPa, but it seems to vary from 60 to 190 MPa (approximated data from ternary system $H_2O - CO_2 - NaCl$).

Quartz containing salt-rich inclusions was precipitated in the irregular fractures and pressure shades of folded rocks during the compressive phase of Alpine metamorphism and it is older, than quartzes crystallized from CO_2-rich fluids into fractures and shear zones, which follows the NE—SW linear trend of main fault lines in the area and origin of which is connected with decompressive phase of alpine metamorphism.

Smoky quartz usualy grows from salt-rich solutions, Sihla locality and the external zone of quartz crystal from Železná Brána (sample № 1182) are the exceptions to this, where inclusions containing mixed type of solutions have been discovered. Smoky colour might suggest higher radiation of the radioactive sources in the compressive phase of alpine metamorphism.

It seems to form only closed structures under high pressure conditions during the compressive phase of metamorphism, what restrict the leakage of meteoric waters and metamorphic fluids are very rich in salts.

Oxidation of graphite and/or hydrocarbons and decarbonation reactions seems to be the source of carbon dioxide in the metamorphic solutions, but its juvenile origin cannot be excluded according to carbon isotope analyses of metamorphic fluids in the Western and Central Alps (Hoefs — Stalder, 1977). With respect to the experimental works destruction of carbonates can not run within the closed systems, because high carbon dioxide partial pressure restrict the decarbonation process. Hence, carbon dioxide may be produced within the open systems only, connected with decompressive phase of metamorphism.

Both types of fluids have mixed during decompressive phase and gave the origin of quartz lenses with industrial importance in mylonitic zones into granitoides neighbouring with the overlying volcanic-sedimentary complexes.

Because of high volatiles content and temperatures of metamorphic fluids, they are assumed to have played the role of remobilization of preexisting ore deposits in to the alpine structures.

Mineralia slov.
15 *(1983), 3, 261—270*

SPRÁVA

Stopové prvky v chloritoch polymetalického ložiska v v Banskej Štiavnici

JOZEF FORGÁČ*, VLADIMÍR STREŠKO**, EVA ŠAMAJOVÁ**

* Katedra geochémie a mineralógie PFUK, Paulínyho 1, 811 02 Bratislava

** Geologický ústav UK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

(8 obr. a 5 tab. v texte)

Doručené 12. 8. 1982

Редкие элементы в хлоритах полиметалического месторождения в Банской Щавнице

Полиметалическое месторождение представляет несколько рудных жил в неогенном вулканическом комплексе. Хлориты были прослежены в центральной части месторождения на 12 горизонте между жилами Терезия и Биебер где в основном свинцово-цинковая минерализация. В близи рудных жил хлориты представлены клинохлором а в местах отдалённых от жил рипидолитом. Свинец, цинк и медь находятся в повышенных концентрациях в клинохлорах, менее в рипидолитах. Хром повышается в рипидолитах, менее в клинохлорах. В содержании никля и кобальта незамечается разница между клинохлором и рипидолитом.

Trace elements in chlorites on the Banská Štiavnica base-metal deposit

The Banská Štiavnica base-metal deposit consists of several ore veins in a volcanic complex of Neogene age. Trace elements in chlorites have been investigated in the central part of the deposit between the Terézia and Bieber veins on the 12th level, where a lead-zinc mineralization prevails. Proximal zones near to ore veins contain clinochlore whereas ripidolite occurs farther from the veins. Lead, zinc and copper occur in higher concentrations in clinochlore than in ripidolite. Chromium reveals only slight tendency to concentrate in ripidolite whereas no differences have been found in contents of nickel and cobalt.

Polymetalické ložisko Banská Štiavnica tvorí niekoľko žíl vyvinutých najmä v neogénnom vulkanickom komplexe. Rudná výplň žíl má vertikálnu zonálnosť. Vrchná zóna s Au-Ag mineralizáciou smerom do hĺbky prechádza do zóny s Pb-Zn zrudnením a v spodnej časti žíl sa uplatňuje Cu zrudnenie. Horniny v okolí žíl, repre-

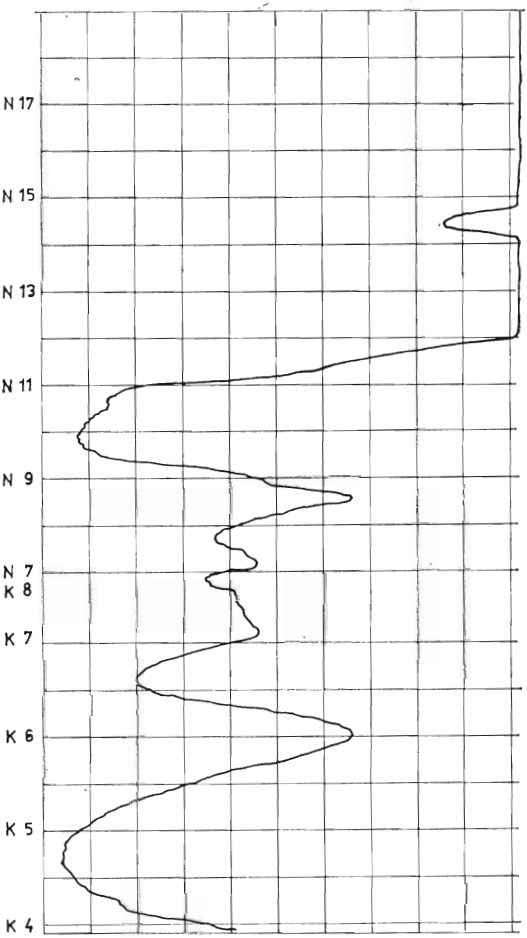
zentované najmä andezitom a dacitom, postihli hydrotermálne premeny. Z predchádzajúceho výskumu premien okolitých hornín (Forgáč, 1966) vyplynulo, že najrozšírenejšou premenou hornín je chloritizácia a možno ju sledovať do vzdialenosti niekoľkých km od žíl.

Zvýšený obsah Pb, Cu, Zn, Ba a K vytvára v okoložilných hydrotermálne premenených horninách primárne aureoly korelujúce s uvedenou vertikálnou zonálnosťou rudnej žilnej výplne (Forgáč et al., 1969). Šírka primárnych aureol Pb a Zn sa pohybuje od niekoľkých až do 30 m, kým Cu aureola dosahuje iba 1 až 10 m.

V práci sledujeme koncentráciu a distribúciu Pb, Zn, Cu, Cr, Ni a Co v chloritoch a v okolitých hydrotermálnou premenou postihnutých horninách v závislosti od vzdialenosti od žíl. Zároveň sa pokúšame o bližšiu chemicko-mineralogickú charakteristiku sledovaných chloritov. Tieto otázky sme riešili na vzorkovom materiáli z 12. obzoru v prekope Alžbeta, ktorý je v centrálnej časti rudného poľa medzi žilou Terézia a Bieber. V zmysle prác M. Koděru (1956, 1959) rudná výplň v tomto úseku zodpovedá Pb-Zn zóne.

Petrografická charakteristika vulkanických hornín

V prekope Alžbeta vystupujú predovšetkým pyroxenické andezity a v blízkosti žily Bieber mezozoické sedimentárne horniny zastúpené vápnitými bridlicami stredného triasu. Cez uvedené horniny prenikajú dajky biotiticko-amfibolického dacitu. Schéma geologickej stavby sledovaného úseku prekopu Alžbeta je na obr. 2 a 7. Pyroxenické andezity a biotiticko amfibolické dacity sú postihnuté hydrotermálnymi premenami. Pyroxenické andezity sú pevné sivozelené až zelenočierne porfyrické horniny. Porfyrické výrastlice veľké 0,5—2 mm tvoria v prevládajúcej základnej hmote plagioklasy a tmavé minerály zamenené chloritom, miestami v asociácii s karbonátmi a sekundárnym kremeňom. Bazicita takmer čerstvých, zriedkavejšie slabo sericitizovaných plagioklasov zodpovedá andezínu až labradoritu. Na základe prierezov sa dá usudzovať, že tmavé minerály zastupoval hyperstén a augit. Biotiticko-amfibolické dacity sú pevné sivozelené až zelenosivé výrazne porfyrické



Obr. 1. Infračervené spektrum (IČ) ripidolitu zo vzorky č. 4
Fig. 1. Infrared spectrum of ripidolite, sample No 4

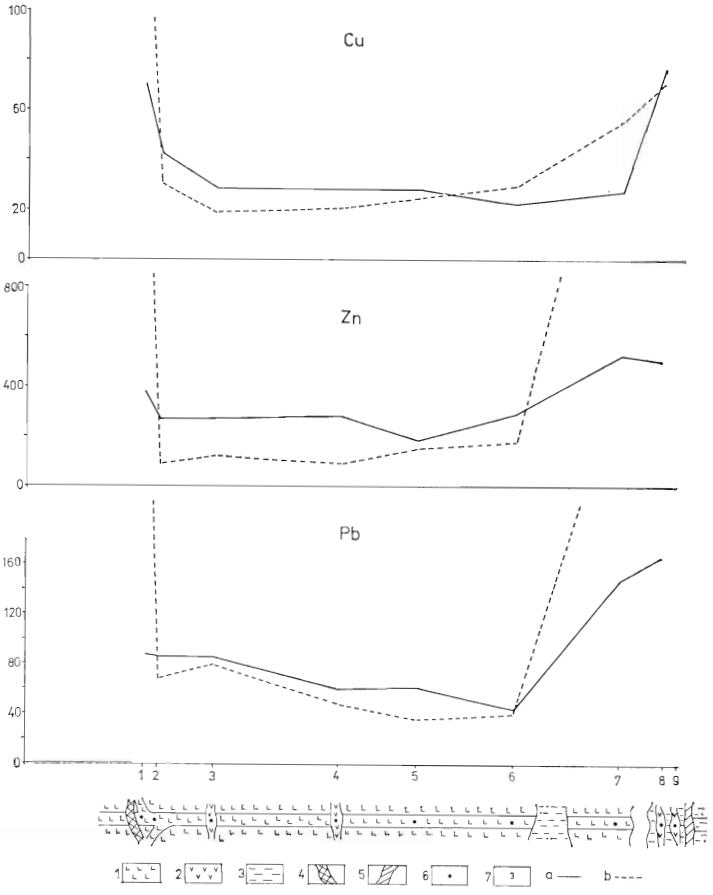
horniny. Porfyrické výrastlice dosahujú veľkosť 3 až 4 mm a tvorí ich prevažne plagioklas, ktorý je takmer čerstvý a bazicitou zodpovedá andezínu — labradoritu. Amfiboly, pyroxény a biotity sú úplne chloritizované, miestami sú chlority v asociácii s uhličitanmi a sekundárnym kremeňom. Ojedinele sú v biotite ešte nepremenené relikty. Zriedka sú prítomné aj porfyrické výrastlice kremeňa.

Uvedené andezity a dacity predstavujú intermediárne horniny alkalicko-vápenatého radu a v ich chemickom zložení nie sú podstatné rozdiely v makroprvkoch ani v stopových prvkoch (Forgáč — Kupčo, 1974). Z geochemického hľadiska ich možno pokladať za homogénne prostredie.

Metodika práce

Dokumentácia vzoriek odobratých v prekope Alžbeta na štúdium distribúcie stopových prvkov v chloritoch a hydrotermálne zmenených horninách je na obr. 2 a 7. Aby bol zachytený rozsah primárnych aureol, bol interval odberu vzoriek v blízkosti rudných žíl kratší. Z rozdrvených hornín boli chlority vyseparované na magnetickom separátore a dočistené pod stereoskopickým mikroskopom.

Pri identifikácii chloritov sme sa opierali o výsledky rtg difrakčnej analýzy a infračervenej spektrálnej analýzy. Rtg analýzy sa robili na orientovaných preparátoch difraktografickou metódou na prístroji Mikrometa 2 s rtg goniometrom GON-3 za nasledujúcich experimentálnych podmienok: Co k_α — žiarenia $\lambda = 0{,}179092$ nm, Fe filter, 30 kV, 10 mA, clony 30', 5', počet impulzov 500/s, časová konštanta I — 1, posun ramena goniometra 20°/min, posun registračného papiera 600 mm/hod.



Obr. 2. Graf distribúcie Cu, Zn, Pb v chloritoch a v horninách z prekopu Alžbeta na 12. obzore (krivky koncentrácie prvkov predstavujú zostrihnuté štatistické krivky na 2 vzorky). 1 — pyroxenický andezit, 2 — dacit, 3 — sedimenty mezozoika, 4 — žila Terézia, 5 — žila Bieber, 6 — miesta odberu vzoriek, 7 — čísla vzoriek, a — chlority, b — horniny

Fig. 2. Distribution plot of copper, zinc and lead contents in chlorites and rocks on the Alžbeta crosscut, 12th level (reduced statistic values to two samples). 1 — pyroxene andesite, 2 — dacite, 3 — sediment of Mesozoic age, 4 — Terézia vein, 5 — Bieber vein, 6 — sample site, 7 — sample number, a — chlorite, b — rock

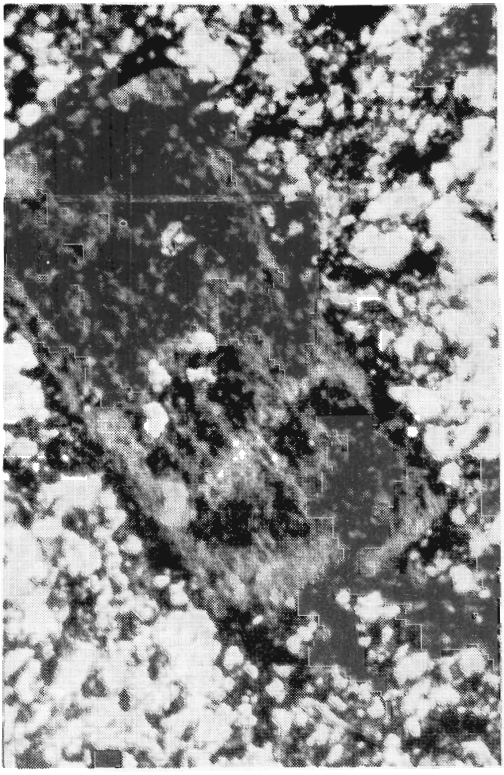
IČ spektrá vzoriek chloritov, za ktorých vyhotovenie ďakujeme M. Činčárovej z VŠT v Košiciach, boli registrované na infračervenom spektrometri typu UK-20 (Zeiss Jena) metódou lisovanej tabletky (0,5 g K Br + 2 mg vzorky) za týchto podmienok: štrbina = 4, rýchlosť registrácie = 64 cm/min^{-1}, časová konštanta 2, zosilnenie 7,1. Registrácia IČ spektier sledovaných vzoriek zaberá oblasť 400—1700 cm^{-1} a 3300—3700 cm^{-1}, kde sú pre chlority charakteristické absorpčné pásy.

Na stanovenie koncentrácie Pb, Zn, Cu, Cr, Ni a Co sa použila atómová absorpčná spektrometria s plameňovou atomizáciou. Všetky skúmané vzorky boli rozložené pomocou kyseliny chlorovodíkovej a kyseliny fluorovodíkovej. Po niekoľkonásobnom odparení pripravovaného roztoku s kyselinou chlorovodíkovou sa získal chloridový roztok, v ktorom sa postupne merali absorpčné signály uvedených prvkov. Meranie sa uskutočnilo na atómovom absorpčnom spektrometri Perkin-Elmer, model 380, v plameni acetylén — vzduch za nasledujúcich podmienok: zdroj žiarenia pre prvky Co, Cu, Cr a Ni výbojka s dutou katódou a pre Pb, Zn bezelektródová výbojka, žiariaci prúd pre Co, Ni, 20 mA, Cu 25 mA, Cr 10 mA, Pb 10 W, Zn 6 W, analytické čiary Co 240,7 nm, Cu 324,7 nm, Cr 357,8 nm, Ni 232,0 nm, Pb 217,0 nm, Zn 213,8 nm. Koncentrácie prvkov v pripravených roztokoch analyzovaných vzoriek sa získali priamo v ug/ml po vložení koncentrácií porovnávacích roztokov do pamäti mikroprocesora.

Chlority

Chlorit je v hydrotermálne zmenených okoložilných horninách v centrálnej časti štiavnického rudného poľa najrozšírenejším sekundárnym minerálom, najčastejšie tvorí pseudomorfózy po (pyroxénoch a amfiboloch) tmavých mineráloch (obr. 3), vypĺňa dutinky (obr. 4, 5), príp. tvorí jemnošupinkaté agregáty v základnej hmote (obr. 6). V mikroskope je zelený so sivými interferenčnými farbami I. radu. Znaky pôvodných kolomorfných štruktúr a praskliny po vysychaní gélov, ktoré miestami možno pozorovať v dutinkách vyplnených chloritom, ale aj pseudomorfózach po tmavých mineráloch, svedčia o tom, že sa tmavé minerály pôsobením roztokov rozpadli na koloidnú hmotu (Forgáč, 1968), z ktorej kryštalizovali chlority (obr. 4, 5, 6).

Veľký počet rozličných minerálnych druhov skupiny chloritu, vyplývajúci z rozsiahlej izovalentnej a heterovalentnej izomorfie, spôsobuje ťažkosti pri ich identifikácii. Napriek tomu výsledky infračervenej spektrálnej analýzy, ale aj rtg difrakčnej analýzy chloritov vyseparovaných z horninových vzoriek, ktoré boli odobraté z rozličnej vzdialenosti od rudných žíl, poukázali na isté rozdiely v ich chemickom zložení. Chlority bližšie k rudným žilám majú vyš-

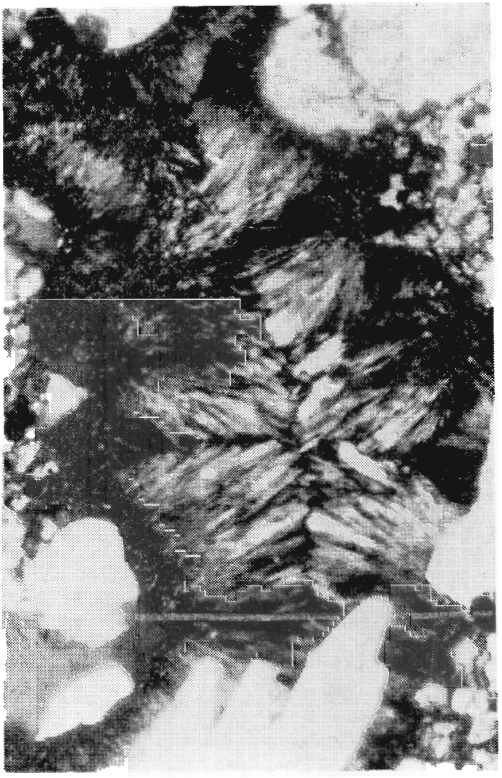


Obr. 3. Pseudomorfóza chloritu po pyroxéne v pyroxenickom andezite. Chlorit v šupinkatom vývoji. V okolí pseudomorfózy je rekryštalizovaná základná hmota andezitu. Nikoly +, zväčš. 175×

Fig. 3. Chlorite pseudomorphosis after pyroxene in pyroxene andesite. Non-polarizing groundmass around the pseudomorphosis. Crossed nicols, magn. ×175

ší obsah Mg ako Fe, zatiaľ čo v chloritoch zo strednej časti prekopu je tento pomer opačný. Na IČ spektrách s prevahou Mg sa prejavujú absorpčné pásy v oblasti 1000—1100 cm^{-1}. Charakter IČ spektier vzoriek chloritov 1, 2, 3, 8, 9 sa na základe porovnania s uvedenými spektrami v práci H. Moenkeho (1962) najviac podobá spektru klinochlóru (obr. 8), kým vzorky 4, 5, 6, 7 sa na základe IČ spektier blížia ripidolitu (obr. 1).

Obr. 4. Pseudomorfóza chloritu po pyroxéne v pyroxenickom andezite. V pseudomorfóze sú nepolarizujúce miesta gélovitej hmoty. V dutinkách andezitu sú kolomorfné štruktúry tvorené chloritom. Nikoly +, zväčš. 90×
Fig. 4. Chlorite pseudomorphosis after pyroxene in pyroxene andesite. Non-polarizing patches in the pseudomorphosis contain a colloidal alumosilicate mass. Crossed nicols, magn. ×90

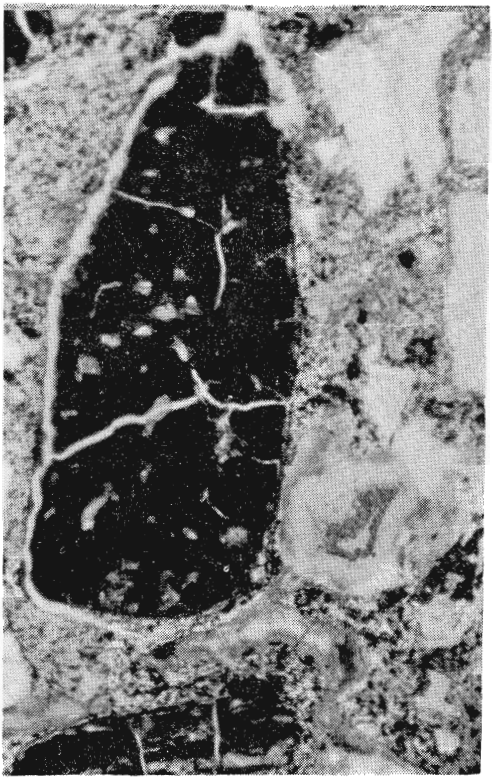


Obr. 5. Vláknitý chlorit v dutinke dacitu. Chlorit je prstovite zatláčený uhličitanom. Nikoly +, zväč. 350×
Fig. 5. Fibrous chlorite in vesicle of dacite country rock pseudomorphosed finger-like by carbonate. Crossed nicols, magn. ×350

Na difrakčných záznamoch spôsobuje zastúpenie Mg dvojmocným Fe zníženie intenzity bazálnych reflexov 001 a 003 vzhľadom na reflex 002 a 004.

Distribúcia stopových prvkov v chloritoch

Vzorky hornín z prekopu Alžbeta, z ktorých sa chlority separovali, boli odobraté z rozličnej vzdialenosti od rudných žíl (obr. 2, 7). Cieľom bolo získať prehľad o distribúcii stopových prvkov v chloritoch vzhľadom na priebeh rudných žíl, ako aj



Obr. 6. Pseudomorfóza chloritu v pyroxenickom andezite. V pseudomorfóze sú prasklinky po vysychaní gélov a v dutinkách andezitu znaky po kolomorfných štruktúrach. Nikoly =, zväčš. 90×
Fig. 6. Chlorite pseudomorphosis after pyroxene in pyroxene andesite. Dessication cracs produced during the dessication of the colloidal mass and spins of colomorphous structures in vesicles of andesite. Parallel nicols, magn. ×90

Obsah prvkov v chloritoch v g/t
Contents of trace elements in chlorites, values in $g \cdot t^{-1}$

Tab. 1

Číslo vzorky	Pb	Zn	Cu	Cr	Co	Ni
1	117	466	95	36	91	34
2	57	298	45	23	76	27
3	113	230	40	305	71	39
4	59	427	16	31	90	41
5	62	128	40	47	59	36
6	60	232	31	37	67	29
7	28	347	14	32	117	49
8	269	718	41	35	65	31
9	69	281	114	53	63	40

Obsah prvkov v horninách v g/t
Contents of trace elements in rocks, values in $g \cdot t^{-1}$

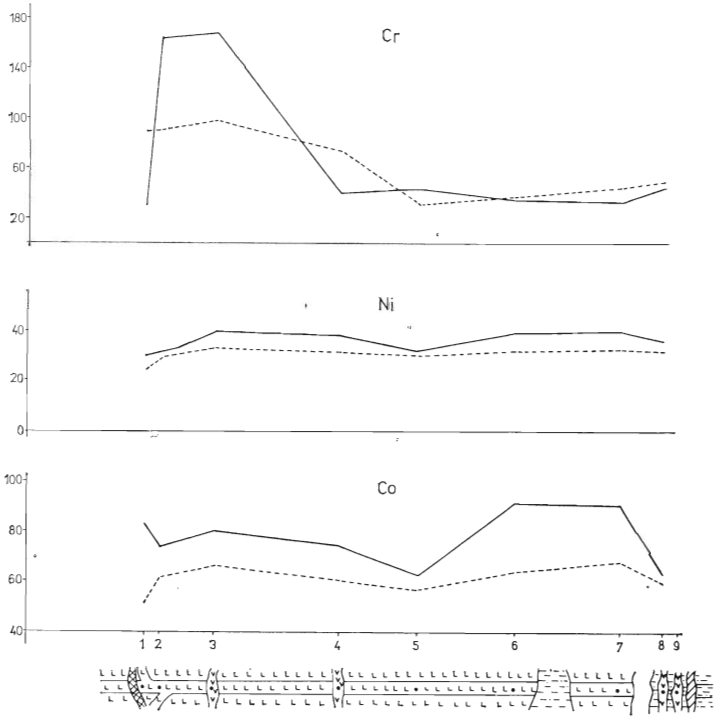
Tab. 2

Číslo vzorky	Pb	Zn	Cu	Cr	Co	Ni
1	2199	3405	267	78	47	21
2	40	81	44	101	55	27
3	94	97	17	80	67	32
4	64	108	19	114	65	34
5	30	63	22	35	55	29
6	38	247	27	26	59	32
7	45	116	31	47	70	33
8	754	1121	60	39	67	34
9	236	433	60	58	53	30

v horninách, z ktorých sa chlority separovali. Obsah sledovaných prvkov v chloritoch je v tab. 1 a z hornín v tab. 2. Najvyššie priemerné koncentrácie zo sledovaných prvkov sa zaznamenali pri Zn (347 g/t) a najnižšie pri Ni (36,22 g/t). Podľa priemernej koncentrácie v chloritoch tvoria sledované prvky nasledujúci rad prvkov (s klesajúcou tendenciou: Zn — Pb — Co — Cr — Cu — Ni.

Vyšší obsah Pb, Zn, Cu, Cr v chloritoch je v blízkosti rudných žíl, nižší v miestach vzdialenejších od nich. V koncentrácii Co sa v priemere prejavuje slabá tendencia rastu v blízkosti žíl a v koncentrácii Ni nie sú výraznejšie rozdiely v jeho obsahu na miestach vzdialenejších od rudných žíl a v blízkosti žíl.

Uvedené rozdiely sú podmienené tvorbou klinochlóru v blízkosti žíl a vo vzdialenejších miestach od žíl tvorbou ripidolitu, v ktorých sa sledované prvky viažu v rozličných koncentráciách. Rozdiely dobre vidieť z priemerného obsahu v kli-



Obr. 7. Graf distribúcie Cr, Ni, Co v chloritoch a v horninách z prekopu Alžbeta na 12. obzore. Vysvetlivky ako pri obr. 2

Fig. 7. Distribution plot of chromium, nickel and cobalt in chlorites and rocks. Sample site and explanations as in fig. 2

nochlóre a v ripidolite v tab. 3. V klinochlóre je v priemere viac ako dvojnásobok olova, medi a chrómu vzhľadom na ich koncentráciu v ripidolite. Koncentrácia zinku v klinochlóre je vyššia temer o 50 % ako v ripidolite a v koncentrácii niklu v klinochlóroch a v ripidolitoch nie sú podstatnejšie rozdiely.

Priemerný obsah prvkov v chloritoch a v horninách v g/t

Average contents of trace elements in chlorites and rocks, values in $g.t^{-1}$

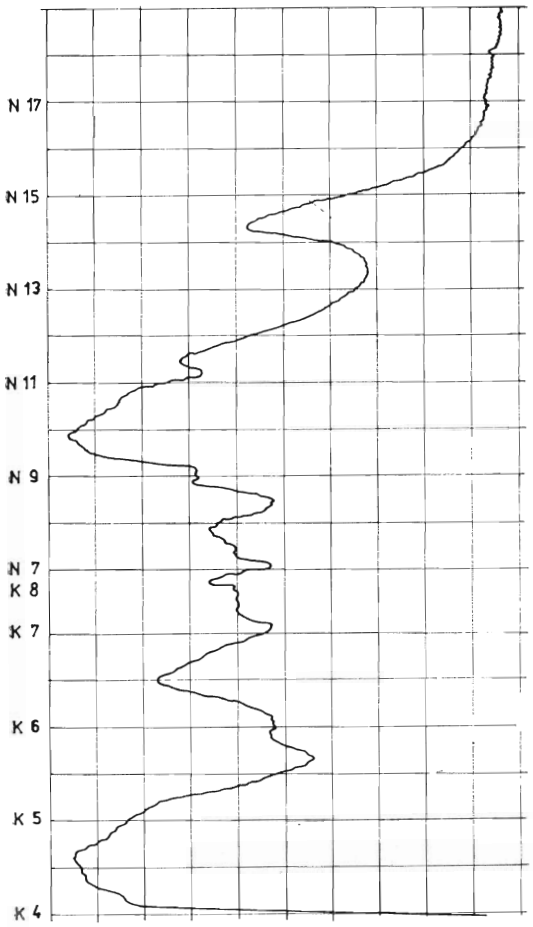
Tab. 3

Prvok	Chlority A	Chlority B	Horniny C	Horniny D	A/B	C/D
Pb	125,0	52,25	664,6	44,25	2,39	15,01
Zn	398,6	283,50	027,4	134,7	1,40	7,62
Cu	67,0	25,50	93,6	24,7	2,62	3,78
Cr	90,4	38,75	71,2	55,50	2,45	1,28
Co	73,2	83,25	57,8	62,2	0,87	0,92
Ni	34,2	36,78	28,8	32,00	0,88	0,90

Vysvetlivky: A — klinochlór, B — ripidolit, C — horniny s klinochlórom, D — horniny s ripidolitom

Vzájomné vzťahy prvkov

V tejto časti porovnávame koncentrácie prvkov v chloritoch a v horninách, z ktorých sa chlority separovali, vo vzťahu k priebehu rudných žíl, ako aj vzájomné vzťahy prvkov. Z priebehu zostrihnutých štatistických kriviek na dve vzorky (napr. vzorka 1 + vzorka 2/2 = x, x je vynesené na vzorke 1) začínajúc od vzorky číslo 1 (obr. 2, 7) je zjavné, že nikel a kobalt sú vo vyšších koncentráciách v chloritoch ako v horninách v celom sledovanom prekope. Zinok, meď a olovo je vo vyšších koncentráciách v chloritoch ako v horninách v miestach vzdialenejších od rudných žíl, kým v blízkosti žíl je vyššia koncentrácia medi, zinku a olova v horninách ako v chloritoch, čo spôsobuje obsah rudných



Obr. 8. Infračervené spektrum (IČ) klinochlóru zo vzorky č. 2
Fig. 8. Infrared spectrum of clinochlore, sample № 2

minerálov (galenitu, sfaleritu a chalkopyritu) v horninách v blízkosti žíl. V chróme nie sú celkove podstatnejšie rozdiely v koncentrácii v chloritoch a v horninách.

Z priebehu kriviek (obr. 2, 7) vidieť, že sa so zvyšovaním obsahu sledovaných prvkov v chloritoch zvyšuje ich koncentrácia aj v horninách a so zmenšovaním koncentrácie v chloritoch sa zmenšuje ich koncentrácia aj v horninách.

Korelačná matica prvkov v chloritoch (n = 9)
Correlation matrix of trace element contents in chlorites, n = 9

Tab. 4

	Pb	Zn	Cu	Cr	Ni	Co
Pb	—					
Zn	0,77(	—				
Cu	0,08(	0,00(	—			
Cr	0,10(	—0,29	—0,02(	—		
Ni	—0,35	—0,15(	—0,10	0,173	—	
Co	—0,34	0,16	—0,22	0,182	0,611	—

Korelačná matica prvkov v horninách (n = 9)
Correlation matrix of trace element contents in rocks, n = 9

Tab. 5

	Pb	Zn	Cu	Cr	Ni	Co
Pb						
Zn	0,998	—				
Cu	0,985	0,98	—			
Cr	0,248	0,04	—0,12	—		
Ni	0.708	—0,71(	—0,91	—0,19	—	
Co	0,509	—0,14	—0,48	0,060	0,871	—

Pri Cu, Zn, Pb je zjavné (obr. 2), že sa v blízkosti rudných žíl zvyšuje ich koncentrácia v chloritoch aj v horninách, čiže možno povedať, že úseky so zvýšenou koncentráciou medi, zinku a olova v blízkosti rudných žíl tvoria primárne geochemické aureoly.

Niektoré prvky majú podobné korelačné vzťahy v chloritoch aj v horninách, avšak vo väčšine prvkov sú tieto vzťahy odlišné. Numerické hodnoty párovej korelácie sú v tab. 4. Kritická hodnota korelačného koeficienta pre deväť vzoriek je podľa A. P. Solovova et al. (1978) 0,66, preto nižšie hodnoty neberieme do úvahy. Z korelačných vzťahov medzi prvkami v chloritoch a v horninách vyplýva, že v horninách sú medzi sledovanými prvkami pod-

statne výraznejšie vzťahy ako v chloritoch. Z tab. 4 vidieť, že dobrá pozitívna korelácia v chloritoch aj v horninách je iba medzi zinkom a olovom. Ďalšie prvky v chloritoch neprejavujú dobré korelačné vzťahy. V horninách sú dobré korelačné vzťahy okrem olova k zinku aj medzi meďou a olovom, meďou a zinkom, olovom a niklom. Z toho vychodí, že sa pri tvorbe chloritov okrem vzťahu olova k zinku neuplatňovali výraznejšie korelačné vzťahy medzi sledovanými prvkami.

Záver

Pri výskume chloritov sa dospelo k nasledujúcim poznatkom.

1. V procese hydrotermálnych premien sa tmavé minerály najprv rozpadli na koloidnú gélovitú hmotu, z ktorej kryštalizovali chlority. Svedčia o tom kolomorfné štruktúry v chloritoch a praskliny po vysychaní gélu v pseudomorfózach chloritov po tmavých mineráloch (obr. 4, 6).

2. V blízkosti rudných žíl tvorí chlority klinochlór a v miestach vzdialenejších od žíl ripidolit.

3. Sledované prvky sa v chloritoch koncentrujú v rade (s klesajúcou koncentráciou): Zn — Pb — Co — Cr — Cu — Ni.

4. Zn, Pb, Cu sú vo vyšších koncentráciách v klinochlóre ako v ripidolite. Pri chróme je slabá tendencia vyššieho obsahu v ripidolite ako v klinochlóre. Pri nikle a kobalte sa výraznejšie rozdiely v ich obsahu v klinochlóre a v ripidolite neprejavili.

5. V chloritoch sú celkove vyššie koncentrácie Zn, Pb, Cu, Ni a C ako v horninách, iba v blízkosti rudných žíl sú v horninách vyššie koncentrácie Zn, Pb, Cu ako v chloritoch.

6. Pri tvorbe rudných žíl vypadávalo Pb, Zn a Cu z rudotvorných roztokov, vznikala rudná mineralizácia a v okolí žíl v horninách sa tieto prvky sorbovali na uvedenú koloidnú gélovitú hmotu po rozpade tmavých minerálov vo vyšších koncentráciách ako v miestach vzdialenejších od rudných žíl. Možno povedať, že úseky so zvýšenou koncentráciou Cu, Zn a Pb v chloritoch tvoria primárne geochemické aureoly v okolí rudných žíl.

7. Pokladáme za vhodné spracovať distribúciu prvkov v chloritoch z niekoľkých prekopov v ložisku, príp. v niekoľkých ložiskách, lebo získané poznatky signalizujú, že by sa mohli využiť pri sledovaní primárnych geochemických aureol ako vyhľadávací znak rudných ložísk.

Recenzoval I. Varga

LITERATÚRA

Forgáč, J. 1966: Petrografia a geochémia premenených hornín v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. *Západné Karpaty, 5, s. 103—150.*

Forgáč, J. 1968: Úloha koloidných roztokov pri postvulkanických premenách v neovulkanických horninách. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 46, s. 119—123.*

Forgáč, J. — Macháček, E. — Kováčik, J. 1969: Zonal distribution of Elements in the Ore field of Banská Štiavnica. *Geol. zbor. Slov. akad. vied, 20, s. 267—286.*

Forgáč, J. — Kupčo, G. 1974: Stopové prvky v neovulkanitoch Slovenska. *Západné Karpaty, ser. miner., petrogr., geoch., lož., 1, s. 137—215.*

Koděra, M. 1956: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 42, s. 5—112.*

Koděra, M. 1959: Doterajšie výsledky výskumu paragenetických pomerov rudných žíl v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. *Acta geol. geogr. Univ, Comen., 2.*

Solovov, A. P. — Matvejev, A. A. — Rjachovskij, V. M. 1978: Geochimičeskije metody poiskov rudnych mestorožděnij. *Moskva. 182 s.*

Moenke, H. 1962: Spektral Analyse von Mineralien und Gesteinen. *Leipzig.*

Trace elements in chlorites on the Banská Štiavnica base-metal deposit

JOZEF FORGÁČ, VLADIMÍR STREŠKO, EVA ŠAMAJOVÁ

The Banská Štiavnica base-metal deposit is composed by a set of ore veins in a volcanic complex of Neogene age. The veins display vertical zonality of mineralization where gold-silver ores create the uppermost zone, lead-zinc ores occur in the middle part and copper ores prevail in the deepest portions.

Chlorite in wall rock has been investigated from the central part of the deposit between ore veins Terézia and Bieber on the 12 the level where the ore belongs to the lead-zinc type and consists mainly of galena and sphalerite, with lesser amounts of chalcopyrite. The original volcanic rocks have the composition of pyroxene andesite and biotite-amphibole dacite. Both rock varieties have porphyric development with overweighting groundmass. Phenocrysts of andesine to labradorite are relatively fresh or only weakly sericitized. To the contrary, the original mafic phenocrysts (amphibole, pyroxene and biotite) are totally chloritized and this chlorite associates with carbonates and deuteric quartz. In chlorite pseudomorphs and even in vesicles filled up by chlorite, signs of original colomorphous structures are preserved what points to the desintegration of primary mafic minerals firstly into a colloidal mass (Forgáč 1968) from which chlorite crystallized subsequently.

The chlorite near the ore veins is clinochlore whereas ripidolite occurs farther from the ore veins. The elements investigated create the following sequence of gradually decreasing contents in chlorites: Zn — Pb — Co — Cr — Cu — Ni. Lead, zinc and copper occur in higher concentrations in clinochlore than in ripidolite. Contents of chromium reveal only a weak tendency to concentrate into ripidolite. No remarkable differences were found to occur between concentrations of nickel and cobalt.

Lead, zinc and copper precipitated in the course of ore vein generation and have been sorbed into the colloidal mass which remained after the decomposition of primary mafic minerals of the wallrock, near to the ore veins. Therefore the portions with higher concentrations of these elements create the primary geochemical halo around the ore veins.

It is necessary to assess the distribution of trace elements in chlorites from several crosscuts on the deposit, eventually also from several deposits of similar nature, as the results obtained point to the possibility to use this knowledge for the delimitation of the primary geochemic halo as a prospection feature of these ore deposits.

Preložil I. Varga

Mineralia slov.
15 *(1983), 3, 271—277*

SPRÁVA

Nové výsledky z neogénu a jeho podložia v južnej časti Košickej kotliny (vrt Čaňa-1)

JÚLIUS MAGYAR, RUDOLF RUDINEC

Moravské naftové doly, k. p., prieskumný závod, 071 01 Michalovce

(3 obr. v texte)

Doručené 30. 4. 1982

Новые результаты в неогене и его почве южной части Кошицкой впадины (Скважина Чаня — 1)

Скважина Чаня — I пробурена в южной части Кошицкой впадины, пробурила осадки неогена (верхний и нижний сармат, реликты верхнего бадена) и на глубине 715 м подтвердила фундамент неогенных осадков, который представляет младший палеозой (карбон) и раковецкая группа (девон) гемерид.

New results from the Neogene and its basement in the southenrn part of the Košice basin (Čaňa-1 drill hole)

The Čaňa-1 drill hole situated in the southern part of the Košice basin pierced Neogene sediments (Upper and Lower Sarmatian, relics of Upper Badenian) and reached the Paleozoic basement in 715 m depth composed of Upper Paleozoic (Carboniferous) and the Rakovec group (Devonian).

Možnosť akumulácií uhľovodíkov v neogéne a jeho podloží v južnej časti Košickej kotliny motivovala realizáciu vrtu Čaňa-1. Vrt bol situovaný Z od obce Čaňa a na J od Košíc (obr. 1). Do hĺbky 1197,0 m prevŕtal tento geologický profil: 0—35 m kvartér, 35—210 vyšší sarmat, 210—680 spodný sarmat, 680—715 vrchný báden (klčovské súvrstvie), 715—1175 mladšie paleozoikum (karbón), 1175—1197 — paleozoikum — rakovecká skupina.

Najvrchnejšia časť profilu zodpovedá kvartéru. Reprezentujú ho mocné aluviálne náplavy štrku, piesku, ílu a hliny. Do podložia súvrstvie prechádza do zelenosivého ílu s hojnými polohami jemnozrn-

ného piesku zvodneného sladkou vodou. Súvrstvie zodpovedá vyššiemu sarmatu.

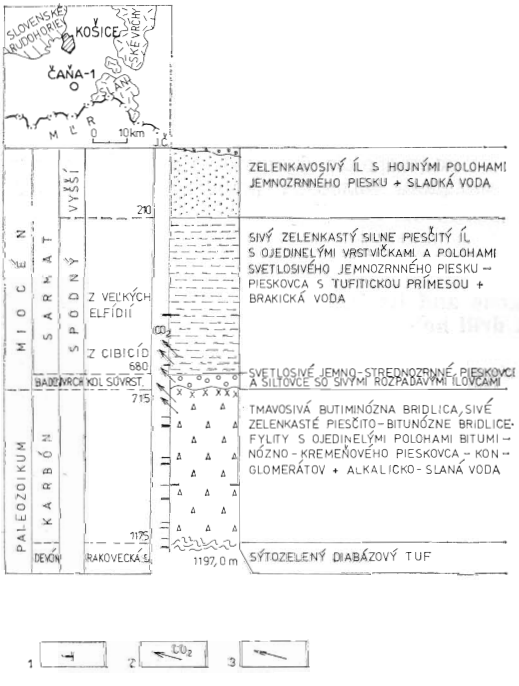
Najmocnejší horninový komplex neogénneho profilu zodpovedá spodnému sarmatu — zóne veľkých elfídií (Brzobohatý, 1980). Tvorí ho sivozelenkastý veľmi jemne piesčitý íl a vo vrchnej časti dobre izolované polohy svetlosivého jemnozrnného až strednozrnného pieskovca s tufitickou prímesou.

Najstarším súvrstvím neogénu (v profile vrtu) je vrchný báden — klčovské súvrstvie (Čverčko et al., 1968). Leží na erodovanom mladopaleozoickom podloží. V porovnaní s ostatnými časťami východoslovenskej neogénnej panvy má značne redukovanú mocnosť. Je zo svetlosivého jemnozrnného až strednozrnného vápnito-dolomitického pieskovca a sivého, miestami svetlosivého nepravidelne rozpadavého dolomitického ílovca. Obsah karbonátov dosahuje 41,4 %, pričom dolomit prevláda nad kalcitom (Řehánek et al., 1981). Podľa toho usudzujeme, že zdrojom materiálu pre vznik klastických hornín boli masívy prevažne z klasticko-chemogénnych hornín.

Podložie — mladšie paleozoikum je reprezentované rozsiahlym vývojom klastických hornín podobných ako na povrchu a vo vrte Čaňa-1 dosahuje mocnosť 460 m. Od nadložných neogénnych komplexov ho oddeľuje diskordancia. Jeho podložie budujú epimetamorfované horniny rakoveckej skupiny. Styk je ostrý. Palinologicky sú analyzované vzorky súvrstvia negatívne (Snopková, 1981).

Prevŕtaný interval mladšieho paleozoika je litologicky takmer monotónny a tvoria ho sedimentárne klastické horniny, reprezentované tmavosivou jemne sľudnatou a bridličnatou a drvenou bituminóznou bridlicou a sivými zelenkastými piesčito-bituminóznymi bridlicami — fylitmi (Řehánek, 1981). Skladajú sa z klastickej prímesi, zastúpenej kremeňom vo veľkosti zŕn 0,05—0,30 mm, ojedinele plagioklasmi (An_{0-10}) vo veľkosti max. 0,15 mm. Zo sľúd je prítomný muskovit, z autigénnych minerálov bituminózno-grafitická substancia, pyrit a karbonáty. Z karbonátov prevláda dolomit (1,05 %) nad kalcitom (0,55 %) a magnezitom (0,42 %). Ílová základná hmota sa rekryštalizovala na serícit a chlorit.

V spodnej časti (1044,0—1047,0 m) obsahujú polohu silne spevneného bituminózno-kremeňového strednozrnného až hrubozrnného pieskovca až konglomerátov. Do podložia (hĺbka 1123,0—1175,0 m) možno pozorovať jemné rytmické striedanie tmavej bridlice s jemnými laminkami svetlosivého prachovca. Celý horninový



Obr. 1. Stratigraficko-litologický profil vrtu Čaňa-1 (Magyar — Rudinec, 1982). 1 — jadrá, 2 — splynenie, 3 — prítok vody
Fig. 1. Stratigraphy and lithological column of the Čaňa-1 drill hole. 1 — core, 2 — gas occurence, 3 — water inflow

komplex je slabo metamorfovaný. Z uvedeného a z porovnania s priľahlými povrchovými časťami sa ukazuje, že preniknutý interval zodpovedá vrchnému karbónu, báza azda spodnému karbónu.

Paleozoikum — rakovecká skupina sa v povrchových východoch priľahlých častí vyznačuje veľkou mocnosťou klastických a pyroklastických hornín (navŕtaná mocnosť 22 m). Horniny sú sýtozelenej farby. Analyzovaná vzorka mechanického jadra č. 8 (hĺbka 1194,0—1197,0 m) je mikroskopicky charakteristická veľkým stupňom premeny všetkých stavebných súčiastok horniny. Je z chloritu, laminovaných aj zonálnych plagioklasov (An_{10-30}) a undulózne zhášajúceho kremeňa. Akcesoricky sa vyskytuje leukoxén, epidot a červený pigment. Z premien je zrejmá spilitizácia. Horniny zodpovedajú diabázovému tufu. Chemickou silikátovou analýzou v Laboratórnom stredisku Spišská Nová Ves (Spustová, 1981) sa zistili nasledujúce komponenty: SiO_2 58,82; TiO_2 1,77; Al_2O_3 15,64; Fe_2O_3 2,15; FeO 6,22; MgO 2,40; MnO 0,152; CaO 2,84; Na_2O 4,62; K_2O 2,56; S st.; SO_3 st.; P_2O_5 0,09° H_2O (350 °) 0,32; H_2O (105 °C) 2,14; Str. ž. 0,25; Σ 99,97.

Analogické horniny boli zachytené aj vo vrte Bočiar-1 v hĺbkovom intervale 594,3—722,0 m (Fusán in Brestenská — Priechodská, 1960). Napriek litologickým a štruktúrnym zmenám, ktoré sú v podložných horninových komplexoch, pri dešifrovaní ich distribúcie je možná istá generalizácia. Ak sa analyzované sedimentárno-vulkanické horniny rakoveckej skupiny s nízkym stupňom metamorfózy v mape magnetickej vertikálnej intenzity (Šutor, 1960) dajú do vzťahu k magnetickým minimám a mafické intruzíva k magnetickým maximám, ukazujú sa isté geologické prvky pokračujúce z povrchu pod neogénnu výplň do južnej časti Košickej kotliny.

Tektonika

Obraz o tektonických elementoch podložia a neogénu v priľahlých častiach vrtu Čaňa-1, zostavený s použitím vrtných a geofyzikálnych podkladov, poskytujú obr. 2 a 3. Rozčleňujú územie na niekoľko pásiem — segmentov. V priestore s vrtom Čaňa-1 a Bočiar-1 je oblasť výraznej gravimetrickej anomálie a smerom na JZ je ďalšia anomália v priestore vrtu Komárovce-1.

Ako ukazuje obr. 2, zlomy z povrchu, ktoré sa tu interpretujú podľa výsledkov plytkého a stredne hlbokého štruktúrneho prieskumu (Čverčko — Smetana, 1973), porušujú podložie. Patria medzi zlomy pozdĺžneho (SZ—JV) aj priečneho smeru (SSV—JJZ).

Medzi pozdĺžne zlomy od Z na SV patria komárovské, idčiansky a subhorizontálne situované bohdanovské zlomy, ktoré sú azda pokračovaním margeciansko-lubenickej línie. Uklonené sú na JZ.

Medzi priečne protiklonné zlomy patrí haniský, s úklonom na JV—V a s čanianskou štruktúrou, ruskovský a olšavský.

Zlomy existovali v neogéne. Odrazilo sa to v rozdielnej mocnosti sedimentov na vysokých a poklesnutých kryhách. Zlomy v okolí vrtu sa prejavili až vo vrchnom bádene (klčovskom súvrství), ktorý v porovnaní s ostatnými časťami panvy zanechal svoje uloženiny v redukovanej mocnosti. Tie, ako to zistili už plytšie štruktúrne vrty, sem zasahujú z depresných častí od SV.

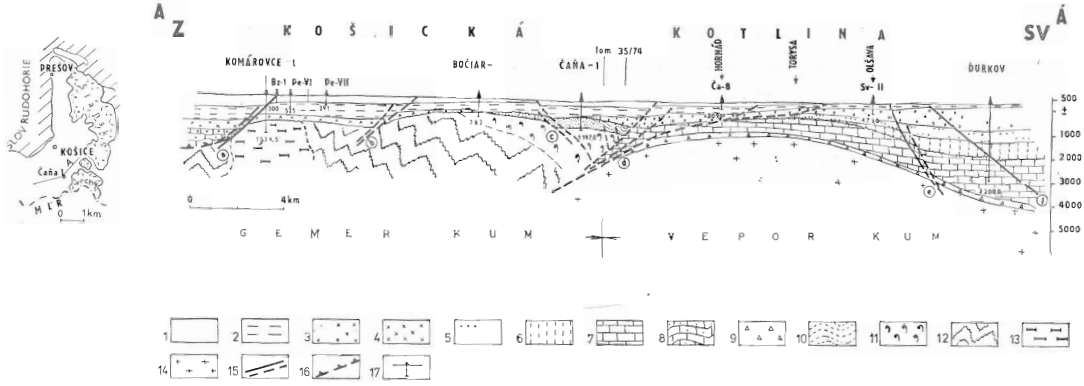
Výraznejšie zlomy fungovali aj v spodnom sarmate, keď nastali intenzívne sedimentačné aj orogenetické zmeny, ktoré sa prejavili prehĺbením sedimentačného priestoru bez výraznejšej prítomnosti klastík a vulkanickou činnosťou kyslých a intermediárnych más Slanských vrchov. Vulkanické produkty sú regionálne rozšírené až do depresií a vytvárajú horizonty ulo-

žené v sedimentárnom súvrství. Často sú zavodnené. Svedčí o tom výskyt vody a CO_2 s prevýšeným artézskym hydrodynamickým režimom (Rudinec, 1967).

Postupné vyzdvihovanie okraja územia vo vyššom sarmate sa prejavilo výraznejším znosom klastického materiálu (obr. 1).

Predneogénne podložie územia sa skladá zo štyroch pásiem — segmentov (obr. 3). Zahŕňajú celky medzi dvoma väčšími okrajovými zlomami. Prvé tri pásma od JZ na SV reprezentujú gemerické celky, štvrté veporikum. Styk medzi gemerikom a veporikom tvorí násunová línia s deformovanými paleozoickými a mezozoickými komplexmi hornín. Jej regionálny priebeh pod neogénom sa tu interpretoval podľa vrtných, seizmických a magnetických materiálov (Magyar, 1975), ako aj v rámci regionálneho spracovania predneogénnych súvrství v celej východoslovenskej neogénnej panve (Leško et al., 1977, Rudinec, 1980). Výsledky vrtu Čaňa-1 potvrdzujú správnosť týchto interpretácií.

Pásmo od Myslavy po štátne hranice s MLR s vrtom Čaňa-1 a Bočiar-1 je v smere SZ až JV cca dlhé 22 km a široké 6 km. Ostatné interpretované pásma sú rozsiahlejšie a ich generálny smer SZ—JV sa prejavuje v mapách tiaže a magnetickej vertikálnej intenzity (Šutor in Čekan — Šutor, 1960). Najvyššie hodnoty izolínií tiaže



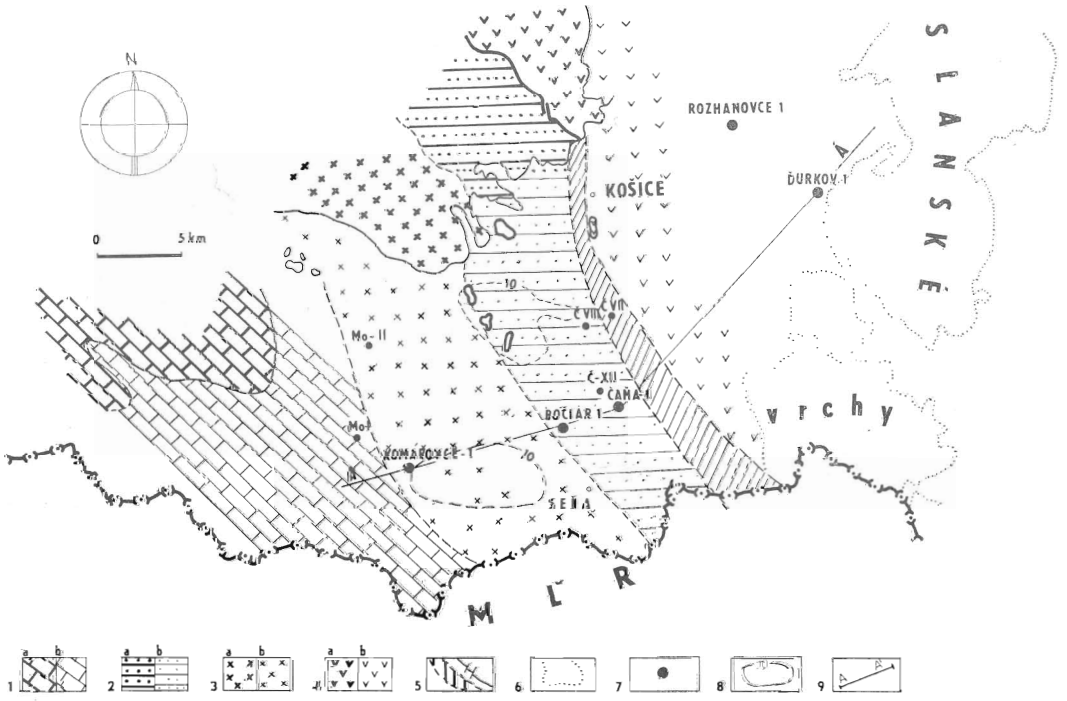
Obr. 2. Priečny geologický rez južnou časťou Košickej kotliny (Magyar — Rudinec, 1982). 1 — vyšší sarmat, 2 — spodný sarmat, 3 — vrchný báden (klčovské súvrstvie), 4 — nečlenený báden, 5 — stredný + spodný báden, 6 — karpat, 7 — obalové mezozoikum Čiernej hory, 8 — silický príkrov (v celku), 9 — mladšie paleozoikum Čiernej hory (v celku), 10 — mladšie paleozoikum gemerika (vcelku), 11 — rakovecká skupina, 12 — gelnická skupina, 13 — ultrabáziká, 14 — kryštalinikum veporika (vcelku), 15 — zlomy (a — komárovský, b — idčiansky, c — haniský, d — bohdanovský, e — ruskovský, f — olšavský), zlomové línie, 16 — násunová plocha príkrovu, 17 — vrty

Fig. 2. Geological crosscut profile of the southern part of the Košice basin. 1 — Upper Sarmatian, 2 — Lower Sarmatian, 3 — Upper Badenian (the Kolčovo member), 4 — Badenian undivided, 6 — Middle to Lower Badenian, 6 — Karpathian, 7 — "cover" Mesozoic of the Čierna Hora unit, 8 — Silica nappe (undivided), 9 — Upper Paleozoic of the Čierna Hora unit (undivided), 10 — Upper Paleozoic of the Gemeric unit (undivided), 11 — Devonian (Rakovec group), 12 — Cambrian to Silurian (Gelnica group), 13 — ultrabasics, 14 — crystalline of the Veporic unit (undivided), 15 — fault and fault line (a — Komárovce fault, b — Veľká Ida fault, c — Haniská fault, d — Bohdanovce fault, e — Ruskov fault, f — Olšava fault), 16 — nappe overthrust surface, 17 — drill hole

sa javia ako dve lokálne gravimetrické anomálie a svedčia o relatívne vysoko vyzdvihnutom a elevovanom substráte, resp. signalizujú existenciu bázického telesa blízko pri povrchu (vrt Komárovce-1).

Ropnogeologické výsledky

Čerpacie pokusy overovali neogénne súvrstvia (spodný sarmat, vrchný báden — klčovské súvrstvie) a paleozoické podložie. Pozoruhodná je najmä prítomnosť slanej vody v paleozoickom podloží a na rozhraní podložie — neogénna výplň. Ukazuje sa, že aj keď podložie litologicky predstavuje takmer monotónny komplex bridlíc — fylitov, tie sú na styku s neogénnou výplňou erodované a v hlbších častiach tektonicky drvené a slúžili ako puklinové kolektory infiltrujúcej vody. Na druhej strane zvýšený obsah bikarbonátov (1988,6—2842,6 mg/l) upozorňuje na možné komunikácie a miešanie s povrchovou, resp. mezozoickou vodou, ktorá do tejto hĺbky zostupuje.



Obr. 3. Náčrt geologických pomerov v podloží neogénu južnej časti Košickej kotliny (Magyar — Rudinec, 1982). 1 — silický príkrov: a — na povrchu, b — v podloží, 2 — rakovecká skupina + obalové komplexy: a — na povrchu, b — v podloží, 3 — gelnická skupina: a — na povrchu, b — v podloží, 4 — veporikum (vcelku) a — na povrchu, b — v podloží, 5 — zlomy, zlomové línie, 6 — okraj vulkanitov, 7 — vrty, ktoré zachytili predneogénne podložie, 8 — izolínie $\Delta\varphi$, 9 — situácia geologického rezu

Fig. 2. Geological sketch of the basement of the Neogene in southern part of the Košice basin. 1 — Silica nappe (a — surficial, b — buried), 2 — Rakovec group and "cover" units (a — surficial, b — buried), 3 — Gelnica group (a — surficial, b — buried), 4 — Veporic unit (a — surficial, b — buried), 5 — fault and fault line, 6 — limits of neovolcanite edifices, 7 — drill hole reaching the Pre-Neogene basement, 8 — isoline of $\Delta\varphi$, 9 — geological section

Zdá sa, že aj karbonáty obalových sérií Čiernej hory pod gemerikom, pokiaľ nie sú tektonicky izolované, sú z hľadiska uhľovodíkov málo perspektívne. V dôsledku infiltračného spojenia s východmi na povrchu ich nasycuje slabo až stredne mineralizovaná voda.

Záver

Výsledky vrtu Čaňa-1 ukázali, že neogénnu výplň v južnej časti Košickej kotliny tvoria hlavne sedimenty vyššieho a spodného sarmatu. Na paleozoickom podloží diskordantne leží relikt vrchného bádenu — klčovské súvrstvie.

Spodnejšie neogénne súvrstvia — stredného a spodného bádenu, ako aj karpatu smerom na J vykliňujú na severovýchodných a východných svahoch podložnej morfologickej elevácie veporika.

Preukázalo sa predpokladané pokračovanie gemerika smerom na JV, teda do centra Košickej kotliny, a nie jeho amputácia na línii Darnó.

Vrt overil mocnosť mladšieho paleozoika a jeho pravdepodobné vykliňovanie smerom na JV a súčasne sa získali údaje o najvýchodnejšom pokračovaní rakoveckej skupiny gemerika.

Z ropno-geologického pohľadu je zaujímavé zistenie dobre priepustných (puklinatých) paleozoických kolektorov. Aj keď tieto časti nasycuje slaná voda, zvýšený obsah bikarbonátov signalizuje infiltračné prepojenie s povrchom, a to ich perspektívnosť znižuje. Existencia litofaciálnych pascí v neogéne na poklesnutých kryhách je iba teoretická.

LITERATÚRA

Brestenská, E. — Priechodská, Z. 1960: Sedimentárno-petrografické a biostratigrafické vyhodnotenie oporného vrtu Bočiar-1 (vých. Slovensko). *Geol. práce, Zoš. (Bratislava) 59, s.*

Brzobohatý, R. 1980: Mikropaleontologické zhodnotenie mechanických jadier vrtu Čaňa-1. *Manuskript — MND Michalovce.*

Čverčko, J. et al. 1968: Příspěvek k hranici tortón — sarmat ve východoslovenské neogenní pánvi. *Zpr. geol. výzk. v r. 1967, Praha, s. 252—254.*

Čverčko, J. — Smetana, J. 1973: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum Košicko-prešovskej kotliny. *Manuskript — MND Michalovce.*

Leško, B. a i. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? *Mineralia slov., 9, s. 221—233.*

Magyar, J. 1975: Geologicko-petrografické pomery predtriasových útvarov Košickej kotliny a priľahlých oblastí. [Rigorózna práca.] *Manuskript — MND Michalovce. 95 s.*

Rudinec, R. 1967: Artézske vody v Košickej kotline. *Geol. průzk., 4, 8.*

Rudinec, R. 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogénnej panvy. *Mineralia slov., 12, s.* 507—531.

Řehánek, J. et al. 1981: Petrografické zhodnotenie mechanických jadier vrtu Čaňa-1. *Manuskript — MND Michalovce.*

Snopková, P. 1981: Palinologické zhodnotenie vzoriek podložia neogénu z vrtu Čaňa-1. *Manuskript — MND Michalovce.*

Čekan, V. — Šutor, A. 1960: Záverečná zpráva o magnetickem průzkumu ve východoslovenském neogénu. *Manuskript — MND Michalovce.*

New results from the Neogene and its basement in the southern part of the Košice basin (Čaňa-1 drill hole)

JÚLIUS MAGYAR, RUDOLF RUDINEC

The Čaňa-1 drill hole supplied new data on the relations between Neogene beds of the basin filling and its basement. The drill hole has been located in the southern part of the Košice basin (fig. 1). After the penetration of Neogene sequences, the drilling reached

the Paleozoic basement. Single units discerned within the column are as follows.

0—35 m Quarternary, 35—210 m Upper Sarmatian, 210—680 m Lower Sarmatian, 680—715 m Upper Badenian (the Kolčovo member), 715—1175 m Upper Paleozoic (Carboniferous), 1175—1197 m Lower Paleozoic (the Rakovec group, Devonian).

The Neogene basin filling is composed of, mainly, sediments of Sarmatian age. Only relics of Upper Badenian (the Kolčovo member) were found to lie discordantly over the Paleozoic basement. As to the lithology, there are mainly clay beds containing variable amounts of sand layers the latter containing frequently tuffaceous admixture.

Lower members of the Neogene filling wedge out towards northeast and east along a morphological elevation created by the Veporic unit in the basement (fig. 2).

The Čaňa-1 drill hole proved the presumed presence and continuation of the Gemeric unit in SE direction into the centre of the Košice basin and not its amputation along the Darnó line.

The drilling stated the thickness of Upper Paleozoic sequence and its probable wedging-out in SE direction. This Upper Paleozoic sequence consits of clastics analogous to surficial occurrences that did not yield any palynological remnants (Snopková, 1981). From lithological point of view, there are dark grey to greyish or greenish, fine micaceous, slaty and crushed, bituminous and sandy slates and phyllites containing, in lower portions, layers of compact bituminous to siliceous, medium- to coarse grained sandstone to conglomerate. Fine rhythmic alteration of dark slates and light-grey sandstone is observable towards the underlier. The whole unit is only slightly metamorphosed. According to correlations with surficial occurrences, the drilled portion represents Upper Carboniferous the lower one else probably Lower Carboniferous (?).

Below the Carboniferous beds, the drill hole uncovered the easternmost continuation of the Rakovec group of the Gemeric. Lithologically, there are sprightly green diabase tuffs.

From the viewpoint of hydrocarbon occurrences, the finding of well permeable fissure collectors in Paleozoic imbricated units is interesting. In spite of their saturation by saline water, the increased content of bicarbonates points to interconnections of this infiltration with the surface what diminishes the perspectivity. The probability of traps in Neogene beds over downfaulted blocks of the basement remains more or less only theoretical.

Preložil I. Varga

RECENZIA

Ja. M. Njussik — I. L. Komov: **Elektrochimija v geologii.** 1. vyd. Leningrad, Izd. Nauka. 239 s.

Recenzovaná publikácia sa objavila v predajniach Sovietskej knihy koncom minulého roku. Podiel a význam elektrochémie pri riešení problémov v geologických disciplínach ustavične rastie, a tak treba vydanie monografie privítať ako vhodnú príležitosť pre našich geológov obohatiť si odbornú knižnicu o dobré a užitočné dielo.

Publikácia má sedem kapitol. Prvé dve sú o základných pojmoch elektrochémie a o elektrickej vodivosti minerálov a hornín, tretia až piata opisujú elektrochemické procesy prebiehajúce v zemskej kôre. Cenné sú najmä podkapitoly poukazujúce na úlohu jednotlivých javov v geologických procesoch. Pre geologickú prax sú osobitne užitočné posledné dve kapitoly, v ktorých sa píše o úlohách elektrochémie pri riešení geologických procesov, najmä pri vyhľadávaní ložísk.

Prínosom monografie je aj to, že na rozdiel od teraz známych prác tohto zamerania interpretuje všetky otázky dotýkajúce sa používania elektrochémie pri plnení geologických úloh. Úsilie autorov vyplniť spomenutú medzeru je zrejmé.

Publikácia zovšeobecňuje bohatý experimentálny materiál o funkcii oxidačnoredukčných reakcií v geologických procesoch, poukazuje na geochemickú úlohu elektrokinetických javov, vysvetľuje vznik prírodných galvanických článkov, ich miesto v procesoch hypergenézy, elektrickú vodivosť minerálov a hornín v závislosti od podmienok ich vzniku, ako aj syntézu minerálov. Osobitnú pozornosť venuje možnostiam využívania elektrochémie pri vyhľadávaní ložísk, najmä rudných surovín.

O. Ďurža

METODIKA VÝSKUMU

Niekoľko poznámok k príprave leštených výbrusov na elektrónovú mikroanalýzu

JURAJ MACEK

Neodmysliteľnou súčasťou hlbšieho výskumu hornín a rúd je využitie elektrónového mikroanalyzátora. Ale spoľahlivosť a hodnovernosť výsledkov takéhoto štúdia limitujú mnohé faktory, ktoré často kladne alebo záporne ovplyvňujú ich reprodukovateľnú presnosť. Jedným z nich je aj kvalita naleštenia preparátu. V súčasnosti sa v rozličných geologických laboratóriách Slovenska aj celej ČSSR využíva jednotný metodický postup — s menšími obmenami — brúsenia a leštenia výbrusov. Vychádza z nasledujúcej charakteristiky: Vzorka sa postupne brúsi brúsnym práškom SiC triedy 320, 600, 800, 1000, príp. 1200. Ďalej sa preparát leští diamantovou pastou zrnitosti (v mikrónoch) 15, 7, 3, 1 a 0,25 našej, ale najmä zahraničnej výroby. Na dolešťovanie sa používa emulzia Al_2O_3 a MgO zrnitosti od 0,25 mikróna. Emulzia je iba z devízovej oblasti, ale bez nej získať kvalitne naleštený povrch výbrusu čo i len slabo premenených živcových hornín prakticky nemožno. Pretože sú ťažkosti so zaisťovaním spomenutých druhov emulzie, geologický ústav SAV vypracoval metodiku prípravy leštených výbrusov, ktorú možno aplikovať vo všetkých laboratóriách s minimálnym vybavením okamžite.

Pri brúsení sa zachováva opísaný štandardný postup. Vlastné leštenie sa začína diamantovou pastou zrnitosti 3 mikróny. Leštenie prebieha krátko, a to podľa typu vzorky 3 až 5 minút. Celý postup sa opakuje pastou zrnitosti 1 mikrón. Dolešťovanie sa robí abrazívnym materiálom obchodného označenia Aerosil 200, ktorý je v najvhodnejšej forme v zubnej paste Erilex. Riedením s vodou sa získava vhodná leštiaca emulzia. Čas leštenia závisí od intenzity premeny horniny a pohybuje sa od 20 — do 40 min. Vlastné leštenie sa vykonáva na univerzálnej brúske a leštičke -Montasupal (výrobok NDR) najtvrdším nalepeným plátnom. Približne zhodné výsledky naleštenia živcových hornín sa vo výbruse dosiahli aj vynechaním etapy leštenia pomocou diamantovej pasty, t. j. priamym leštením pastou Erilex. Ale čas leštenia sa v takom prípade predĺžil na 40—60 min. Kvalitu naleštenia podrobne preverili pracovníci centrálneho laboratória elektrónovej mikroanalýzy pri GÚDŠ Bratislava a konštatovali vyhovujúcu kvalitu. Uvedenou metodikou sa formou leštených výbrusov naleštili horniny charakteru granitoidov, rúl, migmatitov, amfibolitov, silne mylonitizované horniny až mylonity.

Geologický ústav SAV
Bratislava

Mineralia slov.
15 *(1983), 3, 279—286*

SPRÁVA

Vplyv zrnitosti a štruktúry na pevnosť popolčeka

ILDIKO HAMAROVÁ*, RÓBERT KUBICA**, MIRKO MATYS***

* Dopravoprojekt, Kominárska ul. 2—4, 831 04 Bratislava
** Výskumný ústav inžinierskych stavieb, Lamačská cesta 8, 815 37 Bratislava
*** Prírodovedecká fakulta, Katedra inžinierskej geológie, Zadunajská 15, 850 01 Bratislava

(6 obr. a 2 tab. v texte)
Doporučené 26. 1. 1983

Влияние зернитости и структуры пепла на прочность скольжения

В лабораторных условиях было установлено, что зёрна менее 0,25 миллиметра имеют в большинстве гладкую поверхность и шаровидную или элипсоидную форму. Прочность скольжения 30—32°. Зёрна у которых размер равен или больше 0,25 мм, имеют шероховатую поверхность и неправильную удлинённую форму. Прочность скольжения возрастает пропорционально с увеличением диаметра зёрн. В зависимости на процентном составе отдельных фракций зависит и действительная прочность скольжения пепла.

Influence of grain size and structure on the shear strength of fly ash

The influence of mechanical texture and structure on shear strength of fly ash has been investigated using laboratory tests. Smaller grains of up to 0.25 mm size have mostly smooth surfaces and spheroidal to ellipsoidal shapes. Their shear strengths attain as high as 30—32°. Larger grains have rough chippy surfaces and irregular elongated shapes. The shear strength of fly ash increases in direct proportions to increasing diameters of ash particles. The effective shear strength of the fly ash mass depends therefore on its mechanical texture.

V súčasnom období vedeckotechnického rozvoja zostáva energetická základňa rozhodujúcim článkom rozvoja národného hospodárstva. V ČSSR sa prevažná časť elektrickej energie získava spaľovaním tuhého paliva v tepelných elektrárňach. Tým, že sa spaľuje domáce kamenné a hnedé uhlie, ako aj lignit s nižšou výhrevnosťou a s vysokým obsahom popolovín, je ČSSR v mernej produkcii popolčeka na

jedného obyvateľa za rok (1040 kg) na prvom mieste na svete (Douša — Polický, 1979).

Jedným z novších problémov, ktorým sa pri tvorbe a ochrane životného prostredia zaoberá inžinierska geológia, je skladovanie tuhého odpadu — antropogénnych sedimentov, teda aj popolčeka. Popolček sa prevažne skladuje na obrovských skládkach — odkaliskách. Úlohou inžinierskej geológie je v spolupráci s hydrogeológiou výber vhodných lokalít na ich budovanie a v spolupráci s geotechnikou zase určovať vlastnosti popolčeka, aby projektant mohol navrhnúť okalisko zaberajúce čo najmenšie územie, ale aby sa na ňom dalo skladovať čo najväčšie množstvo odpadu.

Pri návrhu popolčekových hrádzí je jednou z najdôležitejších hodnôt šmyková pevnosť popolčeka. V prevažnej miere sa určuje v laboratórnych podmienkach (pomocou terénnych skúšok — presiometrických — určoval šmykovú pevnosť Matys — Letko, 1980).

Na veľkosť šmykovej pevnosti zisťovanej v laboratórnych podmienkach vplýva rad faktorov, napr. tvar a veľkosť šmykového prístroja, rýchlosť šmykovej skúšky, spôsob zabudovania vzorky a i. V príspevku sa zaoberáme vplyvom zrnitosti a štruktúry popolčeka na veľkosť šmykovej pevnosti.

Zisťovanie šmykovej pevnosti v laboratórnych podmienkach

V súčasnosti je rad prístrojov a metodík na zisťovanie pevnostných charakteristík zemín a inertných materiálov v laboratórnych aj poľných podmienkach, ale vzťahy medzi metódami, otázky vplyvu tvaru a veľkosti vzorky, určovanie optimálnych hraníc ich použitia, stanovovanie návrhových hodnôt a pod. nie sú doteraz náležite vyriešené. V rámci experimentálnych prác sme venovali pozornosť aj niektorým z týchto otázok a získané poznatky uvádzame v príspevku.

Použité šmykové prístroje a metodika skúšky

V rámci experimentálnych prác na zisťovanie šmykovej pevnosti popolčeka v laboratórnych podmienkach sme použili tri typy čeľusťových šmykových prístrojov s rozličným tvarom a veľkosťou vzorky. Základné parametre prístrojov sú uvedené ďalej.

Vzorka sa vkladá do zopnutých čeľustí prístroja tak, že jej strednica je v úrovni styku čeľustí. Tým je vopred určená šmyková plocha vzorky.

Vzorky bývajú valcového alebo hranolového tvaru. Vzájomný pomer výšky vzorky k jej priemeru (hrane) sa volí 1 : 3 až 1 : 5 na minimalizovanie trenia po obvode vzorky. Maximálne zrno skúšaného materiálu nemá byť väčšie ako 1/10 výšky vzorky.

Zvisle sa vzorka zaťažuje závažím na zaťažovacom pieste alebo pomocou pákového prevodu. Na príslušný rozsah zaťaženia sa používa veľkosť závažia zodpovedajúca kontaktnému napätiu na povrchu vzorky.

Vodorovné šmykové napätie sa vyvádza mechanicky na spodnú čeľusť, ktorá je pohyblivá. Rýchlosť pretvárania vzorky sa volí podľa druhu materiálu (typu zeminy). Odporúčané hodnoty rýchlosti pre jednotlivé typy zeminy uvádza ČSN 72 1024.

V priebehu skúšky sa zisťujú hodnoty normálovej sily (je statická), tangenciálnej sily vznikajúcej na predurčenej šmykovej ploche, vodorovné a zvislé pretvorenie vzorky a čas trvania skúšky. Získané hodnoty sú podkladom na výpočet pevnostných charakteristík skúšanej vzorky a zostrojenie diagramu pretvárnosti.

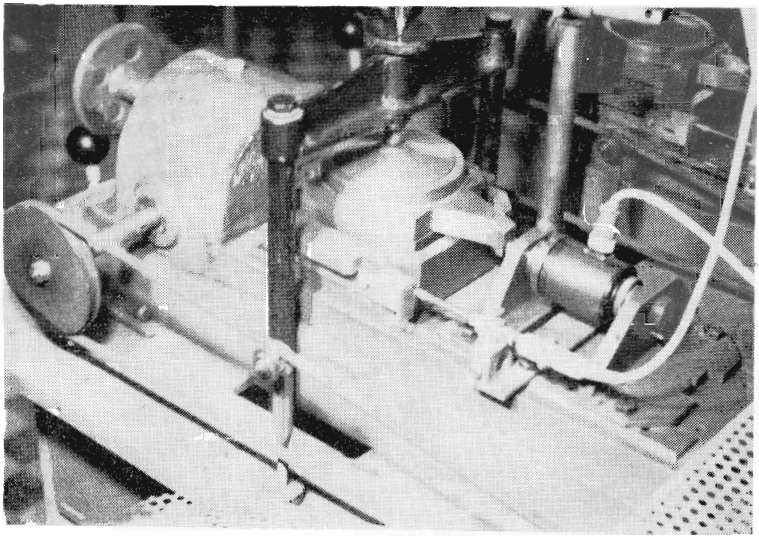
Opis prístrojov

Na katedre inžinierskej geológie sme šmykové skúšky vykonali na klasickom šmykovom prístroji poľskej výroby (rozmery čeľustí 6×6 cm, max. rýchlosť ušmyknutia 2 mm . min^{-1}).

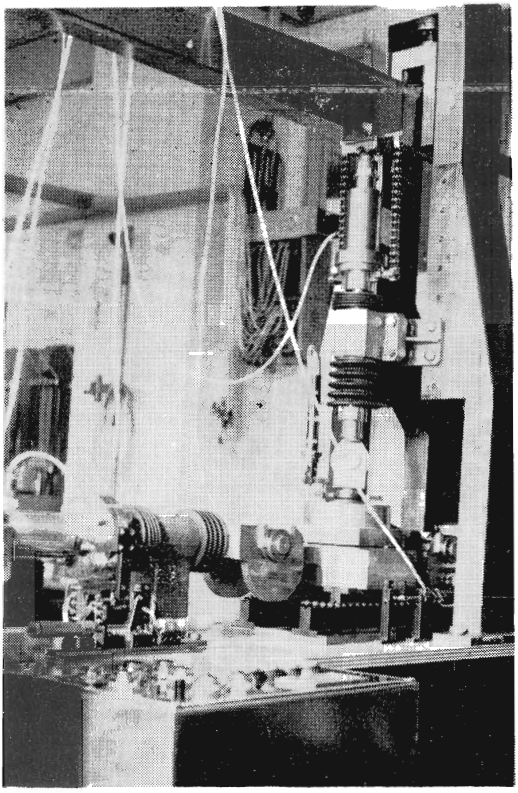
Vo Výskumnom ústave inžinierskych stavieb (ďalej VÚIS) sa používajú dva typy čeľusťových šmykových prístrojov. Sú novšej konštrukcie, a preto ich opisujeme podrobnejšie:

1. šmykový prístroj SP-3P-4 (štvorstolicový, obr. 1)
2. univerzálny — označenie SP-2-U (cyklický, obr. 2)

Základné technické údaje sú v tab. 1.



Obr. 1. Šmykový prístroj SP-3P-4 (štvorstolicový)
Fig. 1. Shear strength tester SP-3P-4 (four-stand)



Obr. 2. Univerzálny šmykový prístroj SP-2-U (cyklický)
Fig. 2. Universal shear tester SP-2-U (cyclic)

1. Prvý typ prístroja je zo štyroch samostatných čeľusťových prístrojov napojených na spoločný pohon. Motor je pevne spojený s prevodovkou, na ktorú je napojený prevodový hriadeľ. Z hriadeľa sa rotačný pohyb prenáša reťazovými prevodmi do prevodoviek jednotlivých prístrojov, kde sa mení na posun.

Rýchlosť posunu možno plynulo nastavovať tyristorovým regulátorom podľa požiadaviek skúšky. Celkove možno voliť 18 stupňov rýchlosti.

Hodnoty meraných veličín sa v priebehu skúšky zaznamenávajú priamym odčítaním číselníkových odchýlkomerov, elektrickými snímačmi síl a posunov zapojených na meraciu ústredňu. Tá dáva výstupy v číslicovej forme na diernej páske. Na vlastný výpočet pevnostných charakteristík je vo VÚIS vypracovaný program pre počítač HP 9 100 A.

Snímač sily je konštrukcie VÚIS, snímače zvislého posunu sú typu LTD-PD 20 a vodorovného posunu typu ETHER.

2. Univerzálny šmykový prístroj je konštruovaný na rovnakom princípe ako prvý typ. Ide o čeľusťový šmykový prístroj upravený na cyklické namáhanie vzorky a používa sa na určovanie tzv. zvyškových (reziduálnych) pevností pri skúške materiálov na únavu.

Základné údaje o prístroji sú v tab. 1. Vzorka má valcovitý tvar s priemerom 120 mm, výšku 20, resp. 30 mm.

Zvislé zaťaženie sa na vzorku prenáša cez zaťažovací piest, ložiská, rameno a protizávažia pri prevodovom pomere 1 : 8.

Na meranie sily sa používa snímač vlastnej konštrukcie vhodne upravený na snímanie

ťahu aj tlaku. Výstupný signál je pri menovitej zaťaži 10 mV.

Snímače posunu sú indukčné (na priamočiary posun) — typ LINOTAST F 210, s maximálnym rozsahom 10 mm. Výstupný signál pre automatické snímanie posunu je 1 V/mm.

Priebeh síl a posunov sa registruje pomocou meracej ústredne Solatron so záznamom vo voliteľnom rozsahu (minimálny interval záznamu je 20 s).

Príprava vzoriek na šmykové skúšky

Pevnostné charakteristiky popolčeka sme určovali na umelo pripravených vzorkách odvodnenou šmykovou skúškou v čeľusťových prístrojoch.

Vzorky sme pripravovali z vysušeného popolčeka z dočasného odkaliska ENO Nováky vybratého priamo z odberných valcov. Aby sa čiastočne napodobnilo prirodzené uloženie popolčeka v odkalisku, predovšetkým vrstvovitosť, ktorá je pre naplavované popolčeky charakteristická, zabudúval sa popolček do uvedených šmykových prístrojov v troch vrstvičkách zhutňovaných iba statickou prítlačnou silou cca 150 N. Takáto vzorka bola uložená medzi ryhované doštičky zabezpečujúce správne rozloženie napätia na vzorke. Vzorka sa skúšala pri 4 zaťažovacích stupňoch: σ = 0,05 MPa, 0,1 MPa, 0,15 MPa a 0,2 MPa.

Výsledky meraní a diskusia

Vplyv zrnitosti na šmykovú pevnosť

Závislosť uhla vnútorného trenia φ a súdržnosti c od granulometrického zloženia sme sledovali v laboratóriu katedry na vysušenom popolčeku pri šiestich zrnitostných frakciách (0—0,125 mm, 0,125—0,250 mm, 0,250—0,5 mm, 0,5—1 mm, 1—2 mm a 2—4 mm) pripravených preosievacou metódou. Na zjednodušenie každú frakciu ďalej charakterizujeme iba jej spodnou hranicou intervalu.

V laboratóriu mechaniky zemín VÚIS sa táto závislosť sledovala pri frakciách 0,5—1 mm, 1—2 mm a 2—4 mm. Pri ďalších frakciách sa volila vlhkosť blízka vlhkosti v odkalisku a výsledky sú v práci I. Hamarovej (1982).

V tab. 2 sú hodnoty uhla φ a súdržnosti c v závislosti od zrnitosti. F. J. Meyers — R. Pichumani — B. Kopples (1976) uskutočnili množstvo šmykových skúšok na popolčeku z 27 odkalísk a vo všetkých prípadoch dostali malé hodnoty súdržnosti. Popolček sa pokladá za nesúdržný materiál a malé hodnoty kohézie sa pripisujú vplyvu nepravej súdržnosti.

Výsledky meraní šmykovej pevnosti rozličných frakcií popolčeka potvrdzujú pri nesúdržnej zemine (piesok, štrk) známy fakt, že so zväčšujúcim sa priemerom zŕn rastie uhol vnútorného trenia φ. Pri použití poľského šmykového prístroja sme dostali lineárnu závislosť medzi φ a $\varnothing$ zŕn

Základné technické údaje šmykových prístrojov
Basic technical parameters of shear testers

Tab. 1

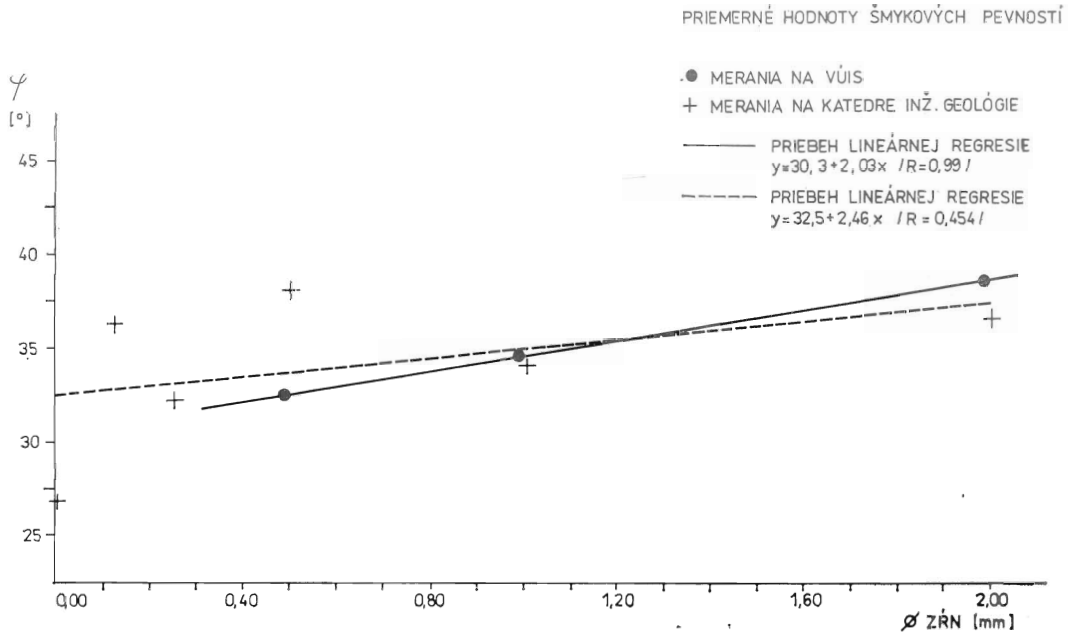
Základný parameter		Typ šmykového prístroja	
		SP-3P-4	SP-2-U
Priemer vzorky	(mm)	120	120—150
Výška vzorky	(mm)	30	20—30
Max. zvislá sila	(kN)	6,5	19,613
Max. vodorovná sila	(kN)	4,0	11,680
Pracovný posun	(mm)	25	25
Maximálny posun	(mm)	35	56
Rýchlosť posunu min./max.	(mm . hod^{-1})	0,180/1,700	0,120/900
Použitá rýchlosť posunu	(mm . min^{-1})	2	2

Hodnoty parametrov šmykovej pevnosti v závislosti od zrnitosti
Values of shear strength in relation to the mechanical texture

Tab. 2

Vlastnosť / Priemer zŕn (mm)	Laboratórium katedry IG		Laboratórium VÚIS		
	φ (o)	c (MPa . $.10^{-2}$)	φ (o)	c (MPa . $.10^{-2}$)	ρd (g . $.cm^{-3}$)
0 —0,125	26,94	3,65	—	—	—
0,125—0,250	36,43	3,65	—	—	—
0,250—0,5	32,22	4,79	—	—	—
0,5 —1,0	38,18	3,95	32,30	5,98	0,68
1,0 —2,0	34,18	5,47	34,40	6,35	0,51
2,0 —4,0	36,58	6,39	38,40	6,18	0,52

$Y = 32,5 + 2,46X$ pri korelačnom koeficiente $R = 0,454$. Pri použití prístroja SP-3P-4 a SP-2-U sme vypočítali lineárnu závislosť $Y = 30,3 + 2,03X$ pri korelačnom koeficiente $R = 0,99$ (obr. 3). Rozdiely vo výsledkoch vychodia z nerovnakého tvaru a rozmerov šmykových prístrojov a z obťažnosti rovnakým spôsobom umiestniť popolček do prístrojov. Na objasnenie vplyvu štruktúry popolčeka na šmykovú pevnosť φ sme uskutočnili aj rozbor tvaru a charakteru zŕn popolčeka aj jednotlivých frakcií.

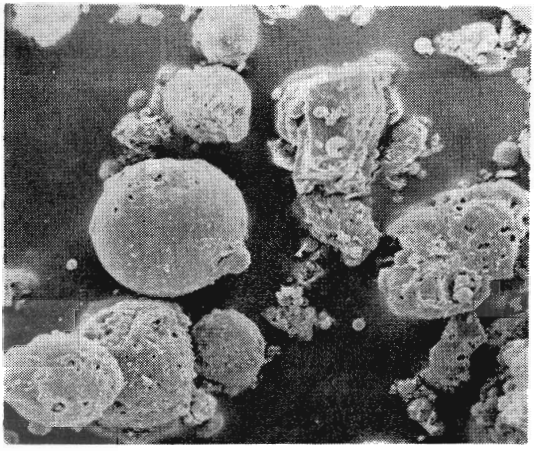


Obr. 3. Graf závislosti uhla vnútorného trenia φ od zrnitosti
Fig. 3. Correlation plot of internal friction angle φ and grain size

Vplyv štruktúry na šmykovú pevnosť

Všeobecne nepravidelný tvar zŕn popolčeka rozličnej veľkosti (od mm po μm) v prevažnej miere závisí od pôvodného zloženia používaného druhu paliva a v menšej miere od meniaceho sa spaľovacieho procesu. Pri menších časticiach, okrem výnimiek, prevláda guľovitý (okrúhly) tvar relatívne hladký, ojedinele pórovitý povrch, pričom vonkajšie póry úzko súvisia s vnútornými (obr. 4). Takéto guľaté zrná sú pri makroskopickom pozorovaní pomerne lesklé. Nepravidelný tvar je charakteristický pre väčšie zrná. Zastúpené sú najmä pretiahnuté (pozdĺžne), vrstvovité zrná s ostrými hranami a ploché zrná so zaoblenými okrajmi. Povrch takýchto častíc je pórovitejší, značne korodovaný a pod mikroskopom sa javí ako drsný (obr. 4). Makroskopicky sú takéto štruktúrne jednotky matné.

Minerálne zloženie popolčekového materiálu závisí od chemického zloženia uhlia a je premenlivé. Pozoruhodné je značné množstvo kremeňa (15—20 %; pri skrížených nikoloch undulózne zhášal), príp. jeho modifikácii (α-kremeň) alebo aj Si^{4+} — iónov v sklovitej forme.



Obr. 4. Stereoskanová mikrosnímka popolčeka (neporušená vzorka z odkaliska ENO, k. p. Zemianske Kostoľany). Zväčš. 230×
Fig. 4. Scanning electron micrograph of the fly ash (undisturbed sample from the Nováky Electric Plant mud settling pound, Zemianske Kostoľany, magn. ×230

Ako štruktúra, tvar, veľkosť a charakter povrchu zŕn popolčeka ovplyvňujú jeho mechanické správanie sa, možno vysvetliť z mikrosnímok zrnitostných frakcií.

V popolčeku so zrnitosťou pod 0,125 mm sú zastúpené prevažne častice guľovitého (elipsovitého), ojedinele aj nepravidelného tvaru. Ich povrch je hladký a málo pórovitý. Popolček tejto zrnitostnej frakcie má pomerne malú šmykovú pevnosť, a to napriek tomu, že s postupným zmenšovaním sa častice (spravidla pod 0,1 mm; Swedes, 1968, udáva hranicu 100 až 250 μm), rastie jej merný povrch, a teda aj povrchová aktivita, pričom sa uplatňujú povrchové sily pri vytváraní slabej adhézie (Feda, 1977).

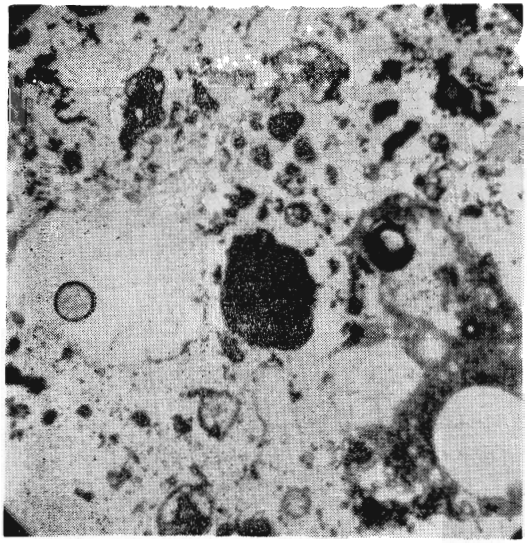
V zrnitostnej frakcii 0,125—0,250 mm rastie pórovitosť a drsnosť povrchu, ako aj nepravidelnosť tvaru častíc. Jednotlivé zrná si zachovávajú mierne pretiahnutý guľovitý tvar, ale ich povrch je menej hladký. Prejavuje sa to na raste hodnôt parametrov šmykovej pevnosti v porovnaní s predchádzajúcou frakciou.

Ďalším narastaním veľkosti zŕn od 0,250 mm po 2 mm až 4 mm sa postupne mení charakter ich povrchu a tvar, a to tak, že sa zrná nepravidelnejšieho tvaru (napr. guľaté) objavujú izolovane iba veľmi zriedkavo alebo sa neobjavujú vôbec. Možno ich však pozorovať na povrchu nepravidelnejších pozdĺžnych zŕn ako častice veľmi malých rozmerov, zvyčajne iba niekoľko μm. Ich povrch je drsnejší, korodovanejší. Popolček prevažne zo zŕn s opísanými štruktúrnymi osobitosťami dosahuje vyššie hodnoty uhla vnútorného trenia φ.

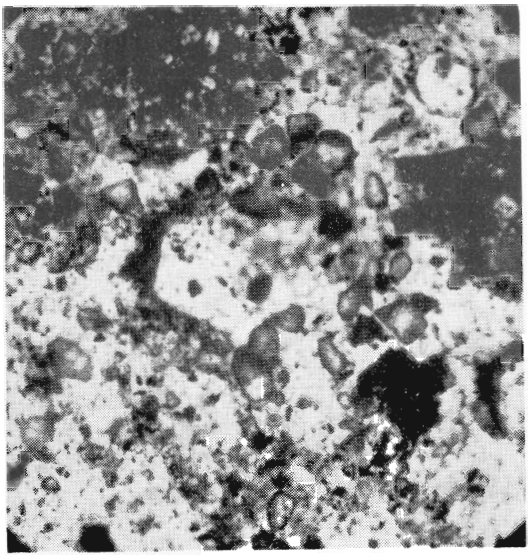
Percentuálne zastúpenie hladkých a drsných zŕn v rámci frakcie a zastúpenie jednotlivých frakcií vo vzorke popolčeka je náhodné, závisí od kvality spaľovaného

uhlia, od spaľovacieho procesu, od miesta uloženia v odkalisku (vzdialenosti od plaviacich zariadení) a pod. Čím viac jemnozrnnejších zŕn (guľatých a hladkých) popolček obsahuje, tým je jeho šmyková pevnosť menšia (do 30—32°) a opačne.

Pevnosť popolčeka závisí od intergranulového trenia. Pri vzájomnom posune (kĺzanie častíc), najmä v zóne porušovania v šmykovom prístroji, sa jednotlivé zrná drvia (intragranulové trenie), a teda sa štruktúrne jednotky popolčeka zmenšujú. Rozdiely medzi uvedenými mikrovýbrusmi sú zreteľné (obr. 5 6), ale pri súčasnej metóde prípravy vzoriek na mikrovýbrusy bolo ťažko dokázať, či zhluk častíc v pravej strane obr. 6 je výsledkom dezintegrácie (rozdrvenia) väčšieho uhoľného zrna, alebo ho spôsobilo náhodné nahromadenie uhoľných častíc.



Obr. 5. Mikrovýbrus popolčeka pred šmykovou skúškou. Zväčš. 51×
Fig. 5. Thin section of fly ash before shear test, magn. ×51



Obr. 6. Mikrovýbrus popolčeka po šmykovej skúške. Zväčš. 97×
Fig. 6. Thin section of fly ash after shear test, magn. ×97

Záver

V príspevku sme poukázali na vplyv zrnitostného zloženia a štruktúry na šmykovú pevnosť popolčeka. Zrná menšie ako 0,250 mm majú prevažne guľovitý, resp. elipsoidný tvar a hladký povrch. Frakcie od 0,250 mm do 4 mm majú nepravidelný tvar, najmä pretiahnutý, doštičkovitej štruktúry a drsný povrch. Hladšie — menšie zrná (< 0,250 mm) majú menšiu priemernú šmykovú pevnosť (φ do 30—32°), väčšie zrná, drsnejšie, majú vyššiu priemernú šmykovú pevnosť ($\varphi > 32°$). Svedčia o tom skanovacie snímky obr. 4 a výsledky šmykových skúšok obr. 3.

Recenzoval V. Letko

LITERATÚRA

ČSN 72 1024: Laboratórne stanovenie šmykovej pevnosti zemín odvodenou krabicovou skúškou.

ČSN 83 0910: Odkalište.

Douška, K. — Polický, K. 1977: Likvidace popelů z energetických výroben. *Praha, SNTL.*

Feda, J. 1977: Základy mechaniky partikulárnych látek. *Praha, Academia, NČSAV.*

Hamarová, I. 1982: Šmyková pevnosť popolčekov. *Manuskript — PFUK.*

Klabena, P. — Menzelová, O. 1975: Zaisťovanie šmykovej pevnosti zemín pri cyklickom namáhaní. *Bratislava VÚIS, 84.*

Matys, M. — Letko, V. 1980: Sledovanie fyzikálno-mechanických vlastností popolčekov na odkališti Elektrárne Nováky. *Manuskript — PFUK.*

Meyers, F. J. — Pichumani, R. — Kapples, B. 1976: Fly ash a highway Construction material. *Washington, U. I. Department of Transportation.*

Schwedes, J. 1968: Fliessverhalten von Schüttgütter in Buntern, *Weiheim. Verl. Chemie.*

Influence of grain size and structure on the shear strenght of fly ash

ILDIKÓ HAMAROVÁ, RÓBERT KUBICA, MIRKO MATYS

Prepondary portion of electrical energy in Czechoslovakia is produced by combustion of solid fuels. The generated solid waste is fly ash and it is stored in huge stockyard areas of mud settling pounds imposing considerable environmental problems. For the construction of a safe mud settling pound, the knowledge of shear strength of the fly ash is a first range requirement.

The influence of mechanical texture and structure of the fly ash on shear strength has been investigated using laboratory tests and different types of shear testing devices.

The common shear tester of Polish production (jaw size of 6×6 cm) has been used and tests were made also on SP-3P-4 and SP-2-U devices designed by the Engineering Construction Research Institute. Results of tests on different grain size fractions of fly ash samples testify that the increasing grain size of fly ash influences also the increase of the angle of internal friction (fig. 3). Testing of structural influences on the size of shear strength revealed that grains lesser than 0.25 mm in size have smooth surfaces and spheroidal to ellipsoidal shapes. The 0.25 to 4 mm fraction contains particles with irregular elongated shapes and rough chippy surfaces. Smooth grains have shear strengths up to 30—32° whereas in grains of the 0.25 to 4 mm fraction the value is 32°.

The percentual share of the coarser fraction of the fly ash influences hence the angle value of the internal friction.

Preložil I. Varga

Mineralia slov.
15 *(1983), 3, 287—288*

KRONIKA

Naši jubilanti

Na päťdesiatiny RNDr. Lubomíra Zbořila, CSc.

31. decembra 1982 sa uprostred tvorivej práce dožil významného životného jubilea jeden z popredných československých geofyzikov RNDr. Lubomír Zbořil, CSc.

Jubilant sa narodil v Olomouci. Študentské roky prežil v Brne, tam absolvoval národnú školu (1939—1944), reálne gymnázium (1944—1952) aj Prírodovedeckú fakultu Univerzity J. E. Purkyňu (1952—1956). Tu získal aj titul doktor prírodovedy v odbore geológia. V rokoch 1967—1972 vykonával externú vedeckú ašpirantúru na Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislava a získal vedeckú hodnosť kandidáta geologických vied.

Ako absolvent katedry geológie naftových ložísk nastúpil do ČND Hodonín, pracoval ako úsekový geológ v závode Břeclav, úsek Moravská Nová Ves. Riešil problematiku roponádejnosti moravských flyšových oblastí.

V roku 1958 prešiel do ČND, závod Malacky. Ako prieskumný geológ sa zaoberal výskumom roponosných štruktúr Záhorskej nížiny.

V roku 1959 nastúpil do Geofyzikálneho ústavu SAV a bol spoluriešiteľom štátnej úlohy Regionálny gravimetrický výskum ČSSR, a to v Spišsko-gemerskom rudohorí a v stredoslovenských neovulkanitoch. Počas troch rokov práce na tejto úlohe jubilant využil svoje hlboké odborné vedomosti pri geologickej interpretácii gravimetrických údajov.

Roku 1962 prešiel RNDr. Lubomír Zbořil, CSc., do Geofyziky, n. p., Brno, závod Bratislava, aby pokračoval v systematickom geofyzikálnom výskume stredoslovenských neovulkanitov. Počas dvadsiatich rokov plodnej činnosti v závode vyrástol na jedného z popredných aplikovaných geofyzikov v Československu.

V závode bol postupne: samostatným interpretátorom, vedúcim gravimetrickej skupiny, vedúcim gravimetrického oddelenia, samostatným výskumným pracovníkom a vedeckým pracovníkom.

Tu riešil jubilant rad významných úloh základného geologického výskumu (juhoslovenská uhoľná panva, stredoslovenské neovulkanity, Ipeľská kotlina, Krupinská vrchovina, Pohronský Inovec), hydrogeotermálneho výskumu vybraných oblastí SSR (Liptovská kotlina, Popradská kotlina, komárňanská vysoká kryha, Hornonitrianska a Turčianska kotlina, záp. okraj podunajskej panvy).

Kľúčový význam pre poznanie geologickej stavby Západných Karpát majú jubilantove práce Geologicko-geofyzikálny výskum stavby hlbokého podložia stredoslovenských neovulkanitov a riešenie jeho vzťahu k vývoju vulkanických komplexov a Geofyzikálny výskum hlbokých hydrogeologických štruktúr Západných Karpát. V nich sa prejavilo jeho umenie syntézy geologických a geofyzikálnych dát, skĺbenie geologických vedomostí s dlhoročnou geofyzikálnou praxou.

Ustavičný odborný styk s popredními vedeckovýskumnými pracoviskami (SAV, GÚDŠ, Prírodovedecká fakulta UK, IGHP atď.), bohatá publikačná činnosť (38 publikovaných a 34 nepublikovaných prác), aktívna účasť na vedeckých sympóziách, kongresoch a seminároch a v neposlednom rade dokonalý prehľad o najnovších vedeckých poznatkoch a metódach v geológii a geofyzike, to všetko svedčí o vysokej aktivite, tvorivej práci a schopnostiach jubilanta.

Bohatá a významná je aj jubilantova činnosť v zahraničí. V rokoch 1973—1974 bol geologickým riešiteľom hydrogeologicko-geofyzikálnej expedície v Sudáne, ktorá vyhľadávala zdroje podzemnej vody. V rokoch 1977—1978 a 1979—1980 sa odborne zúčastňoval na činnosti hydrogeofyzikálnej expedície v severnej Nigérii.

V ostatnom čase sa záujem jubilanta rozširuje aj na oblasti presahujúce rámec Západných Karpát. Zaoberá sa geologicko-geofyzikálnou problematikou afrického kontinentu (výskum hydrogeologických štruktúr „savanah beltu", výskum hlbokých roponosných štruktúr, výskum východoafrickej metalogenetickej zóny v súvislosti s vyhľadávaním ložísk neželezných a drahých kovov). Jeho vystúpenia na sympóziách v Addis Abebe, Nairobi a Chartúme mali priaznivý ohlas u afrických odborníkov.

Za poctivú a mnohostrannú prácu dostal jubilant roku 1971 rezortné vyznamenanie Najlepší pracovník geologickej služby.

Pri príležitosti významného jubilea RNDr. Lubomírovi Zbořilovi, CSc., nášmu dlhoročnému spolupracovníkovi, úprimne ďakujeme za doterajšiu činnosť. Priatelia, kolegovia, spolupracovníci, celá geologická a geofyzikálna verejnosť mu želajú do ďalších tvorivých rokov mnoho zdravia a veľa pracovných úspechov.

Jozef Hricko

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 15, číslo 3, júl 1983.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 209 53. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 25. 7. 1983.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 317 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1983.

Ildiko Hamarová — Robert Kubica — Mirko Matys

Vplyv zrnitosti a štruktúry na pevnosť popolčeka **279** Influence of grain size and structure on the shear strength of fly ash

METODIKA VÝSKUMU METHOD OF INVESTIGATION

Juraj Macek

Niekoľko poznámok k príprave leštených výbrusov pre elektrónovú mikróanalýzu **278** Some remarks to the preparation of polished thin section for electron microprobe analysis

AKTUALITY NEW

Pavel Pitoňák — Marián Janák

Beryl — nový minerál nízkotatranských pegmatitov **231** Beryl as a new mineral in pegmatites of the Low Tatra Mts.

KRONIKA CHRONICLE

Jozef Hricko

Na päťdesiatiny RNDr. Lubomíra Zbořila, CSc. **287** To fifty years of RNDr. Lubomír Zbořil, CSc.

RECENZIE BOOK REVIEW

Ondrej Ďurža

J. M. Njussik — I. L. Komov: Elektrochimija v geologii **277** Ya. M. Nyussik — I. L. Komov: Elektrochemistry in geology

OZNAM ADVERTISEMENT

Ondrej Samuel — Ondrej Franko

Plán odborných akcií Slovenskej geologickej spoločnosti v 2. polroku 1983 Schedule of scientific actions of the Slovak Geological Society in the 2nd half-year 1983

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA
INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA
NAFTA, K. P., GBELY
GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374