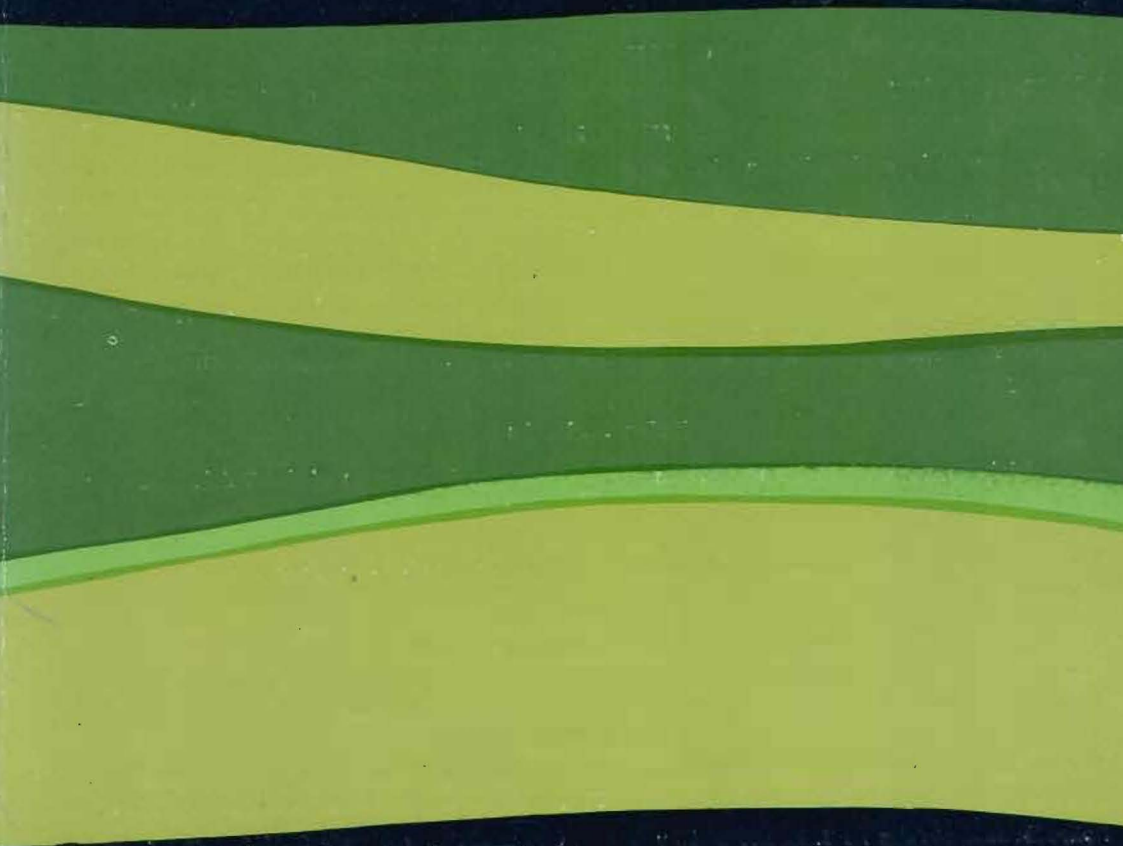


MINERALIA SLOVACA

15

1983

1



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

REDAKČNÁ RADA

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

RNDr. Juraj ANTAS
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav ČAMBEĽ
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 PÁGÁČ, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY, CSc.
RNDr. Ivan ŠARIK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPÁK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH

CONTENTS

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Michal Maheľ

Severogemerická synklinála a besnícky
príkrov — príklady nadväznosti pripo-
vrchových a hlbinných štruktúrnych ele-
mentov

North Gemic syncline and Besník nappe,
examples of linking of near-surface and
deep structural elements

1

D. Hovorka — K. Dubíková — H. Gerthofferová — E. Šamajová — J. Turan

Serpentinové minerály ultramafitov Zá-
padných Karpát, II — Telesá v predmezo-
zoických metamorfných komplexoch

Serpentine-group minerals of the West
Carpathian ultramafics. II — Bodies in
Pre-Mesozoic metamorphosed complexes

23

SPRÁVY

REPORTS

Dušan Plašienka

Geologická stavba tuhárskeho mezozoika

Geological structure of the Tuhár Mesozoic
(Central Slovakia)

49

Ján Krát

Exotický balvan v Krivej — zvyšok orav-
skej kordiléry?

Exotic boulder in the Krivá locality (Ora-
va county, Northern Slovakia) as remnant
of the Orava Cordillera

59

Anna Lajčáková — Jaroslav Ševc — Ján Turan

Hydratácia acidných vulkanických skiel
pri zvýšenej teplote

Hydratation of acidic volcanic glass at
higher temperatures

67

Tomáš Furiel

Ložiská a perspektívnosť výskytu bauxitu
Vietnamskej socialistickej republiky

Deposits and prospects of bauxite occur-
rences in the Vietnam Socialist Republic

75

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

Severogemerická synklinála a besnícky príkrov — príklady nadväznosti pripovrchových a hlbinných štruktúrnych elementov

MICHAL MAHEL

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

(3 obr. v texte)

Doručené 25. 2. 1982

Северогемеридная синклиналь и бесницкий покров — примеры связи приповерхностных и глубинных структурных элементов

На основании новых результатов была переоценена северогемеридная синклиналь, структура, которая вычлененная перед 30-тью годами положила начало деления южных зон Западных Карпат. Предложено решение отношения глубинной структуры коренной зоны палеоалпийских покровов карпатского Оберосталпину к приповерхностным синклиналям и синклиниориям. Хочский и северогемеридный покров представляют триасовые комплексы шельфа мобильного типа с кратковременными бассейнами (каналами).

North Gemic syncline and Besník nappe, examples of linking of near-surface and deep structural elements

On the basis of new knowledge and from new aspects was reevaluated the North Gemic syncline, a structure, distinguishing of which thirty years ago implied the beginning of division of the southern zones of the West Carpathians. The relation of the deep structure — root of the Palealpine nappes of the Carpathian Oberostalpin to nearsurface synclines, synclinoria, is being solved. The Choč and North Gemic nappes display Triassic complexes of a mobile type of the shelf with short-dated basins (channels).

Čoskoro uplynú tridsať rokov, čo sme po bádani východnej časti Spišsko-gemeriského rudohoria vyčlenili severogemerickú synklinálu a rozčlenili gemerikum na tri hlavné štruktúrne elementy: severogeme-

rickú synklinálu, antiklinálu Volovca a synklinórium Slovenského krasu (Mach, 1953). Podrobné výskumy ukázali, že to bol významný krok k členeniu gemerika na viaceré štruktúrne celky, a to odlišné

nielen priestorovým postavením, ale aj obsahom a štruktúrnym charakterom. Veď už samá definícia severogemerickéj synklinály zdôrazňovala nielen synklinálny, a teda v rámci gemerika osobitný genetický štruktúrny charakter, ale aj samotný, v severnej časti gemerika rozložený štruktúrny element. Navyše išlo o jednotku, ktorej samostatnosť bola opodstatnená osobitosťami vývinu prakticky všetkých členov včítane rakoveckej skupiny s hojnými diabázmi, ale hlavne karbónu a permu, sčasti aj mezozoika. Pravda, pri každom útvere treba mať pri hodnotení rozdielov na zreteľ mieru variabilnosti a kontrastnosti, ktorá sa v priebehu vývinu geosynklinály striedala s obdobiami väčších, ale aj menších rozdielov.

Čas preveril synklinálny charakter severogemerickéj synklinály ako štruktúrneho elementu hlbinného štýlu (Maheľ, 1963), a to v jej klasickej, východnej časti gemerika (Jacko, 1971, Rozložník — Slavkovský, 1979). Ale hlbinná synklinála pripomínajúca viac-menej autochtónnu pozíciu smerom na Z, a to už v Galmuse, nadväzuje na pripovrchovú synklinálu a v Stratenských vrchoch má synklinoriálny charakter (Maheľ, 1957), ale so severogemerickým mezozoikom vo výraznej príkrovovej pozícii (Maheľ, 1967) — besnický príkrov. Navyše na Z tento príkrov pokračuje do Muránskej plošiny a je tektonicky včlenený do veporika ďaleko od svojej koreňovej zóny. Ale tým sa pojem severogemerickéj synklinály zahmlil.

Potreba vyjasniť vzťah severogemerickéj hlbinej štruktúry k pripovrchovému synklinóriu a k príkrovu, ale aj ku gemeriku ako celku sa stáva osobitne akútnou po prívale nových náhľadov na stavbu gemerika, napr.:

— jeden rozsiahly jazvový príkrov zakorenený na rožňavskej línii (Andrusov, 1975, Grecula, 1974, Grecula — Roth, 1976);

— dva, už hercýnske príkrovy: severný, rakovecký, a južný, gelnický (Grecula — Varga, 1979);

— samostatné, geneticky nezávislé príkrovy: silický, zahŕňajúci aj severogemerické mezozoikum, a príkrov gemerického paleozoika s obalovým mezozoikom meliatskeho typu s variantom.

a) silický príkrov zakorenený na margeciansko-lubeníckej línii (Kozur — Mock, 1973);

b) silický príkrov zakorenený v južnejších zónach (Mello, 1979),

c) silický príkrov — súčasť oberostalpínu, presunutý cez gemerikum penninskej príslušnosti (Leško — Varga, 1979).

Severogemerická synklinála sa tak dostávala do pozície: morfoštruktúrnej jednotky — pásma zvaného galmuské (Andrusov, 1968), bez obsahových, a tým aj genetických osobitostí; čelovej časti gemerického príkrovu s nahrnutými mezozoickými členmi (Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973, Biely — Bystrický — Fusán, 1968); lokálnej synklinály, jednej z radu synklinál v gemeriku, pri ktorej je mezozoikum s pripovrchovou stavbou oddelené od šupinovitej stavby podložia (Grecula et al., 1977); súčasťou pripovrchového silického príkrovu presunutého cez metamorfované mezozoikum — cez vlastný obal gemerika (Mello, 1979).

Ale uvedené protirečivé názory obchádzajú tie fakty, pre ktoré sa termín severogemerický karbón či perm, severogemerická jednotka či severogemerická synklinála vžili najmä medzi geológmi bádajúcimi Spišsko-gemerské rudohorie.

A tak je zmyslom nášho príspevku ukázať osobitosť a to, ako treba severogemerickú synklinálu chápať pri dnešnom stave poznatkov, a zdôrazniť základné znaky severogemerických elementov, ktoré nijaká nová koncepcia nemôže obchádzať, ak si nárokuje právo byť vedeckou, a nie iba ukážkou nových, módnych modelov.

Štruktúrny charakter severogemerického mezozoika a jeho vzťah k podložným členom gemerika

a) Príkrovový charakter mezozoika severogemerického vývoja je v Muránskej plošine nesporný. Masy tohto mezozoika sú rozložené v nadloží metamorfovaného mezozoika struženíckej série, obalu veporika. Tu príkrov mezozoika, zvaný aj muránsky, vystupuje prakticky bez sprievodu paleozoických členov. Zvyšky karbónu v jeho podloží patria alebo chočskému príkrovu, alebo ide o šupiny obalu veporika prenesené na báze príkrovu (Plašienka, 1979). Významné je rozloženie muránskeho príkrovu v synforme, v ktorej severnú časť, synklinálu Dudlavej skaly, buduje sprievodný vernársky príkrov (vernárska séria; Maheľ, 1967).

b) Smerom na V v západnej časti Stratenských vrchov aj pri väčšej štruktúrnej členitosti a zložitosti je zjavný príkrovový charakter severogemerického mezozoika opäť v nadloží metamorfovaného mezozoika — obalu veporika (séria Foederata). Tu však smerom k južnému okraju príkrovu pribúdajú v podloží mezozoika mocnejšie komplexy severogemerického permu a karbónu a postupne aj rakoveckej skupiny (obr. 1a). Príkrov vykazuje zjavný strižný charakter, a to s postupným prechodom od povrchového k hlbinnému tektonickému štýlu, charakteristickému aj kľivážou (s_2) so sklonom na J. Túto tylovú časť príkrovu považujeme za okraj koreňovej časti príkrovu. Štruktúrna nadväznosť severogemerického mezozoika na paleozoické členy, severogemerický perm a karbón, ale aj rakoveckú skupinu je tu nesporná (Maheľ, 1957, 1967, Rozložník, 1965). Všetky členy sú súčasťou tohože príkrovu, ktorý voláme besnícky (Maheľ, 1967). Nejde teda o príkrov zložený len z mezozoika, tzv. spišský (Rozložník, 1935, Schönnenberger, 1948). Spolu s mezozoikom

sa aj severogemerický perm zúčastňuje na utváraní zložitej vrásovo-šupinovitej stavby Stratenských vrchov (obr. 1b). Vrtý uprostred mezozoických komplexov v antiklinálnom pruhu medzi dvoma základnými štruktúrami mezozoika Stratenských vrchov zastihli v podloží spodného triasu perm hrúbky 1553,8 m, ale jeho bázu nezasiahli (Maheľ — Vozár, 1972). Osobitne treba vyzdvihnúť zistený panvový charakter permu bez zlepencových polôh, ale aj bez výraznejšej hranice medzi permom a spodným triasom.

Vo východnej časti Stratenských vrchov je výraznejší vrásový tektonický štýl kombinovaný prešmykmi. Na strmých južných zrázoch západnej časti planiny Glac nad horným tokom Tomášovskej Belej smerom na Z je zjavný laterálny prechod zo štýlu prevrátených širokých synklinál oddelených úzkymi antiklinálami vo východnej časti vrchov do šupín smerom na Z (Maheľ, 1957).

Súbor štruktúr besníckeho príkrovu v Stratenských vrchoch je rozložený do zložitej synformy — synklinória s vejárovite usporiadanými osami štruktúr. Pri tom severnú časť, rovnako ako v Muránskej plošine, aj tu buduje vernársky príkrov (vernárska séria) ako severná vetva vejára (Maheľ, 1957). Prešmyky vnútornej vetvy vejára cez komplexy vrchnej kriedy a ich výrazný tektonický postih potvrdzujú význačnú úlohu povrchnokriedových pohybov na utváraní vejára a synklinória (Maheľ, 1957).

Napriek zložitej stavbe s viacerými štruktúrnymi elementmi v západnej časti Stratenských vrchov (v niektorých profiloch až 7—8 šupín) je zjavný dominantný štýl rozovretých vrás mezozoika, a to nielen v širšej východnej časti, ale aj v zovretej úzkej západnej časti blízko švermovského hrdla. Nijaké digitácie či ležaté vrásy typické pre alochtónne masy sa nezistili. Aj mezozoikum besníckeho príkro-

vu v zjavnej alochtónnej pozícii vykazuje štýl, ktorý poukazuje na blízkosť koreňovej zóny.

Prechod od povrchového štýlu (vyjadreného alochtónnou pozíciou besníckeho príkrovu a jeho rozložením do synklinória) do hlbinného štýlu obstaráva vrchná etáž prešmykovej zóny — mlynskej, rozloženej na rozhraní synklinória a megaantiklinály Volovca. Buduje ju perm, ale aj spodnotriasové členy, ktoré sa zúčastňujú tak na stavbe prešmykovej zóny, ale aj ako spodné členy besníckeho príkrovu v pripovrchovom synklinóriu.

Osobitosťou Stratenských vrchov je laterálna nadväznosť štruktúr budovaných mezozoikom na štruktúry zložené prevažne z paleozoika a vertikálny prechod povrchového tektonického štýlu do hlbinného.

Tieto znaky sú osobitne výrazné v oblasti Novoveská Huta — Biele Vody pri severovýchodnom okraji vrchov.

Vnútorňý okraj pripovrchového synklinória tvoria aj štruktúry, v ktorých je mezozoikum iba vo vrchnej časti; podstatnú časť predstavujú paleozoické členy (Maheľ, 1957, Novotný et al., 1981). Spätosť severogemerického mezozoika (spodného triasu) so sekvenciou mladšieho paleozoika je nesporná. Pritom sa pripovrchové otvorené vrásky vyplnené mezozoikom do hĺbky zakliňujú. Stávajú sa súčasťou šupín paralelných so strižnou klivážou budovaných predovšetkým mladopaleozoickými členmi a rakoveckou skupinou, ale aj zvyškami mezozoika s dominantným uplatnením sa severovergentných prešmykov (Maheľ, 1982).

Uvedené svedčí o tom, že pripovrchové synklinórium Stratenskej hornatiny je tyčovou časťou besníckeho príkrovu, ktorá na J nadväzuje na koreňovú zónu. A za ňu pokladáme mlynsku šupinovitú zónu.

V Galmuse budujú podstatnú časť plocho uložené na S mierne sklonené vápencovo-

dolomitické komplexy so sprievodom tenších spodnotriasových a permských členov (obr. 1c). Tie sa rovnako ako mocnejší podložený karbón mierne skláňajú na S (Maheľ, 1953, 1967). Zložitost tektoniky spôsobuje hlavne sústava pozdĺžnych prešmykov a poklesov (Biely, 1967). Pri severnom okraji narastá mocnosť spodnejších členov a ich sklony sú strmšie na J. Zrejme v severnej časti blízko Hornádu prebieha os pripovrchovej synklinály, ktorá priestorovo nadväzuje na V pri Krompachoch na synklinálu hlbinného štýlu — severogemerickú synklinálu s. s. Podstatná časť mezozoika Galmusa, ale aj podložných paleozoických členov (perm, karbón a mocná rakovecká skupina) buduje južné krídlo pripovrchovej rozvretej synklinály. Malá mocnosť spodného triasu (20 m) a permu (20—30 m) ostro kontrastuje s pomermi pri juhovýchodnom okraji Stratenských vrchov pri Novoveskej Hute, kde spodný trias dosahuje mocnosť niekoľko sto a perm až 2000 m. Taká malá mocnosť spodného triasu a permu v južnom krídle synklinály na Galmuse nie je najpravdepodobnejšie iba výsledkom tektonickej redukcie. Väčší podiel pieskovca v spodnom triase v južnejších častiach synklinály a zlepenie permu, ale aj na báze spodného triasu pokladáme za znaky južného okraja severogemerického sedimentačného priestoru (Maheľ, 1957). V Galmuse je pozoruhodné, že synklinálu budovanú mezozoikom v hlbšom podloží podstiela aj karbón, ba aj mocnejšia rakovecká skupina, ako aj to, že šupinovitá mlynská zóna siaha až po severný okraj mezozoickej kryhy Galmusa.

Východne od Galmusa je podiel vápencovo-dolomitických komplexov nepatrný. Z rozloženia spodného triasu a starších útvarov jasne vyplýva priebeh synklinály, úzkej, zavretej zjavne severovergentnými krídlami so stenými sklonmi na J a silne porušenej severovergentnými prešmykmi. Na stavbe jej severného krídla sa zúčast-

ňuje aj karbón osobitného typu — hámor-ské vrstvy (Bajanik et al., 1979).

Pri Margecanoch (obr. 1d) v osi synklinály zachované vápencovo-dolomitické komplexy naznačujú prechod hlbínnejšieho štýlu do povrchového.

Východne od Jakloviec a Folkmára má severogemerická synklinála výrazný hlbinný štýl s bridličnatosťou s_2 strmého sklonu (50 — 60°) na J v celom jej rozsahu. Osovým členom synklinály spodného triasu je hlboko zakorenené bridličnato-pieskovcové súvrstvie. Spodný trias má nevelký podiel hrubších detritik. V tomto východnom úseku je nápadný menší podiel zlepenca v permu.

Mohutnejšie severné krídlo synklinály vykazuje popri normálnom slede členov — od osi synklinály počnúc smerom na S perm — bindtiansko-rudniansky karbón — mocná črmel'ská séria — aj ďalšie členy. Najmä na styku s margeciánskou líniou je zjavná šupinovitá zóna s karbónom, charakteristickými hojnými diabázovými horninami (Jacko, 1979) a s prítomnosťou karbonátov, sčasti s telesami magnezitov (pri Kavečanoch). Paletu typov karbónu spesťtruje magnezitový vývin karbónu na Bankove pri Košiciach ako osobitná šupina. Súbor členov rozširuje prítomnosť telies diabázov a kremenných porfýrov neistého postavenia pri Košiciach. Zložitost stavby severného krídla synklinály zvyrazňujú častejšie prešmyky.

Celý východný úsek severogemerickéj synklinály prekrýva zóna prešmykov. Južné krídlo synklinály je zväčša prekryté násunom rakoveckej skupiny. Tá sa zväčša stýka s permom. Karbón vystupuje na povrch len pri bývalej osade Košické Hámy.

Súčasnou vrchnej etáže severogemerickéj synklinály sú aj kryhy severogemerického mezozoika pri jej južnom a severnom okraji.

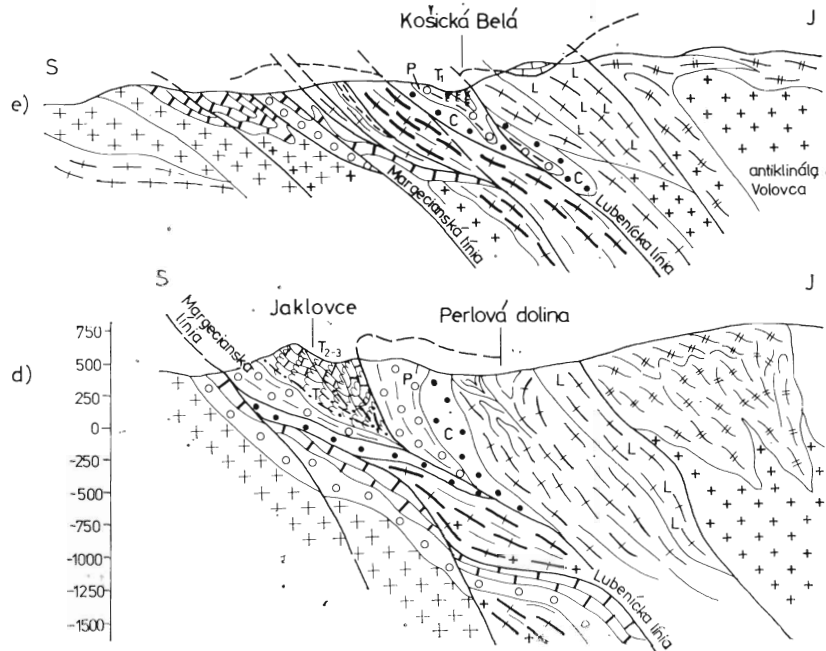
Južné, rozovreté krídlo severogemerickéj synklinály je vo východnom úseku zachované v eróznej kryhe Murovanej skaly. Má teda do istej miery analogické postavenie ako podstatná časť kryhy mezozoika a permu na Slovinskej skale v Gaľmuse. Ale nápadný je pri nej nedostatok permu, ako aj karbónu v podloží vápencovo-dolomitických más. Prítomnosť mylonitov na báze triasových vápencovo-dolomitických komplexov (Grecula et al., 1977) by svedčila o tektonickom styku.

Vrchné rozovreté časti severného krídla synklinály, jej vrchnejšia etáž sa zachovala ako zvyšky karbónu a permu známe na južnom svahu Sľubice (Maheľ, 1953) a na Spálenom vrchu v Čiernej hore (Fusán et al., 1954, Jacko, 1979) na hrebeňoch Sivca a Vysokého vrchu.

Ako výplň rozovretej pripovrchovej synklinály však chápeme aj podstatnú časť mocného a metamorfózou nepostihnutého dolomitu a sprievodný podložný tmavý vápenec a verfénske vrstvy, komplexy doteraz zaradované do obalu Čiernej hory (Fusán et al., 1954). Ich príkrovovú pozíciu naznačuje profil nad Hornádom v dedine Sokol (za ukážku v teréne ďakujeme dr. Jackovi). Tu sa pod bazálnym členom príkrovu pod verfénskymi bridlicami vynára tenšia poloha dolomitu a rauvak v nadloží metamorfovaného spodnotriasového kremenca. Tento spodný sled predstavuje obalovú jednotku struženického typu, cez ktorú je presunutá južnejšia, severogemerická, resp. vernárska jednotka. Veľký rozsah komplexov nemetamorfovaného dolomitu naznačuje, že veľká časť nemetamorfovaného mezozoika zaradovaného do obalu veporika má príkrovové postavenie a južnejší vývin ako metamorfované obalové mezozoikum veporika (hlavne wettersteinský dolomit). Medzi obalové jednotky veporského mezozoika treba zaradiovať hlavne sledy postihnuté metamor-

Obr. 1. Geologické profily severnej časti gemerika. Zostavené s použitím materiálov povrchových častí pri profile a) Rozložník — Slavkovský, 1979, b) Hudáček (in Maheľ, 1964), c) Biely, 1967, d), e) Maheľ, 1958, 1974, 1979, a Bajanič, 1975, e) Rozložník, 1968. Hlbšie časti profilov v novej interpretácii autora. 1 — granitoidy a) paleohercýnske a staršie, b) neohercýnske a alpínske, 2 — metamorfity veporika, a) prevažne svory, b) fylity a svory, 3—4 — obalové členy veporika. 3 — prevažne karbón, 4 — prevažne perm, 5 — metamorfované mezozoikum, sčasti aj mladšie paleozoikum — struženická skupina, 6—11 — gemerikum: 6 — gelnická skupina — porfyroidy, fylity, 7 — rakovecká skupina, prevažne fylity a diabázy, 8 — karbón, 9 — perm, 10 — mocnejšie komplexy spodného triasu, 11 — vápencovo-dolomitické komplexy T_2 — T_3 , 12—15 — chočský príkrov, 12 — maluzinské súvrstvie — karbón — perm, 13 — spodný trias, 14 — vápenec — dolomit, stredný trias — vrchný trias vernárskej čiastkovej jednotky, 15 — stredný trias — vrchný trias — vápenec — dolomit čiernovážskej čiastkovej jednotky, 16 — trias — spodná krieda, tylová časť križňanského príkrovu — skupina Veľký bok, 17 — metamorfózou postihnutá časť severogemerického mezozoika

Fig. 1. Geological profiles through the northern part of the Gemericum. Compiled with using the materials for surficial parts in the profiles of a) Rozložník — Slavkovský (1979), b) Hudáček (in Maheľ, 1964), c) Biely (1967), d) d and e) M. Maheľ (1958, 1974, 1979) and Bajanič (1975), e) Rozložník (1968). The deeper parts of the profiles are in the new interpretation of the author. 1 Granitoids a) Paleo-Hercynian, b) Neo-Hercynian Alpine, 2 — metamorphites of the Veporicum, a) predominantly gneisses, b) phyllites and gneisses, 3 — predominantly Carboniferous; 4. predominantly Permian; (3, 4 — mantle members of the Veporicum); 5 — Metamorphosed Mesozoic, partly also Late Paleozoic — Struženík group; Gemericum, 6 — Gelnica group-porphyrroids, phyllites; 7 — Rakovec group-predominantly phyllites and diabases; 8 — Carboniferous; 9 — Permian, 10 — thicker Lower Triassic complexes; 11 — limestone-dolomite complexes T_2 — T_3 ; Choč nappe; 12 — Malužiná formation — Carboniferous — Permian; 13 — Lower Triassic; 14 — limestones — dolomites, Middle — Upper Triassic of the Vernár partial unit; 15 — Middle — Upper Triassic limestones — dolomites of the Čierny Váh unit; 16 — Triassic — Lower Cretaceous, rear part of the Križna nappe — Veľký Bok group; 17 — part of the North Gemeric Mesozoic affected by metamorphism



fózou. A to sa zrejme týka aj mocných mezozoických más v podloží neovulkanitov Slanských vrchov.

Z rozboru stavby severogemerickéj zóny v jednotlivých úsekoch vysvitá, že:

— synformy sú priebežne pri severnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria (Volvských vrchov) po celej dĺžke;

— v jednotlivých úsekoch severogemerickéj jednotky vystupujú iné časti jednotnej zložitej štruktúry, ale aj iné jej hĺbkové etáže: vo východnej časti je zachovaná hlbinná etáž a zvyšky vrchnej etáže pri okrajoch, v Galmuse je vertikálna nadväznosť hlbinnnej etáže na vrchnú etáž s rozvretým južným krídlom.

V Stratenských vrchoch je severogemerická jednotka podstatne širšia a so zachovanou severnou alochtónnou časťou — besníckym príkrovom rozloženým v zložitej pripovrchovej synforme v synklinóriu. Príkrov smerom na J priberá paleozoické členy, nadobúda hlbinný štýl, zakoreňuje sa. Pripovrchová synforma na J nadväzuje na hlbinnú štruktúru.

Smerom na Z nadväzuje pripovrchová synforma cez úzke švermovské hrdlo na synformu Muránskej plošiny. V obidvoch úsekoch, v obidvoch vrchoch je výrazný príkrvový charakter severogemerického mezozoika. V synforme — štruktúrne povrchového tektonického štýlu — sa zachytil presunujúci sa príkrov, a to v jej západnom úseku, západne od štítnického zlomu jeho časť vzdialenejšia od koreňovej zóny, vo východnejšom úseku v Stratenských vrchoch jeho vnútornejšia časť nadväzujúca na koreňovú zónu.

Mlynská zóna — koreňová zóna besníckeho príkrovu

Stratenské vrchy sú v rámci Západných Karpát, ale aj európskych alpíd zriedkavým prípadom, kde možno sledovať pre-

chod od zadnej časti príkrovu, besníckeho, k štruktúram hlbinného štýlu — ku koreňovej zóne. Hlavne v juhovýchodnej časti vrchov je zjavné laterálne pribúdanie paleozoických členov smerom k vnútrajšku, teda aj k stavbe štruktúr pripovrchového štýlu; ale aj vertikálny prechod od pripovrchových štruktúr rozvretých do zovretých štruktúr s dominantným uplatnením sa severovergentných prešmykov a strižnej kliváže. Túto zónu prešmykov — mlynskú, priebežnú po celej dĺžke severného gemerika, pokladáme za koreňovú zónu besníckeho príkrovu (Maheľ, 1982). Prevažne ju budujú členy mladšieho paleozoika — severogemerického permu a severogemerického karbónu, ale aj rakovecká skupina (jej podstatná časť) a analogická črmeľská skupina. Jej južný okraj predstavuje prešmyk pri styku rakoveckej a gelnickej skupiny čiže hnielecká línia (v zmysle Rozložníka, 1965). Táto šupinovitá koreňová zóna vykazuje súbor znakov hlbkového založenia: diority pri Dobšinej, diority a prejavy vysokotlakovej metamorfózy pri Rudňanoch, prítomnosť alpínskych dioritov a malých granitoidných telies pri jej južnom okraji, prítomnosť tektonických šupín starších diabázových telies v karbónskych súvrstviach, prejavy viacštádiálnej metalogenézy; protrúzie ultrabázik do mezozoika.

Mlynská zóna vykazuje rad znakov značného priestorového skráteneia. V prvom rade prešmyky, ktoré oddeľujú šupiny, sú výrazom viacnásobného alpínskeho (hlavne paleoalpínskeho) skráteneia priestoru v severnej časti gemerika.

Nielen rad oddelených šupín naznačuje rozsiahle skráteneie priestoru v severnej časti gemerika, ale aj viaceré vývinové karbónu a permu, ako aj mezozoika a jeho štruktúrny charakter a nadväznosť na chočský príkrov (vernársky dielový príkrov).

Prítomnosť štyroch typov karbónu

v šupinách: bindtiansko-rudnianskeho, s polohami polymiktného zlepenca s časťou trojdielnosťou (zlepenec, pieskovec, grafitická bridlica), magnezitového, vulkanogénneho súvrstvia s prevahou diabázových hornín a hámorských vrstiev, sotva možno vysvetliť len laterálnym zastupovaním sa vývinov. Z Východných Álp totiž vieme, že faciálne rovnaké typy vystupujú v samostatných jednotkách. Osobitne nápadné je priestorové vyhybanie sa magnezitového a bindtiansko-rudnianskeho karbonu. Ide zrejme o dva štruktúrne elementy, prvý zachovaný v západogemerskej ostrohe a len ojedinele vo východnom rohu gemerika pri Košiciach, druhý v južnejšej štruktúre a s užšou nadväznosťou na rakoveckú skupinu.

Aj tri typy permu vedľa seba — okrajový, s mocným zlepencom a s hojnejšími polohami zlepenca aj vo vrchnom bridličnatom súvrství, bazénový, bez výraznejších polôh zlepenca, a navyše perm blízky juhoveporickému, s detritikami arkózového charakteru (oblasť Dobšinej) — nikde inde v Západných Karpatoch nie sú tak sústredené vedľa seba. Aj prítomnosť dvoch typov spodného okrajového triasu v susedných štruktúrach so zlepencami na báze s hojnejšími klastikami (pieskovec, kremitá bridlica) a panvového s prevahou bridlic je prinajmenšom nápadná. Aj tri paleotektonicky odlišné typy vápencovo-dolomitických súvrství vedľa seba: glacký, s mocným riasovým vápencom, Matky Božej, s. l., s hlbokovodným rohovcovým vápencom, lešnický, s mocným dolomitom (Maheľ, 1957), poukazujú na značné skrátenie, zblíženie sedimentačných priestorov. Dokladom kompresnej tektoniky je aj tektonický štýl besníckeho príkrovu v Stratenských vrchoch, zaradenie štruktúr do vejára. Tektonický štýl je vrásovo-prešmykový s úzkymi antiklinálami prevrátenými na J, resp. JV (uťatými juhove-

gentnými prešmykmi) a so širokými synklinálami. Častejšia je redukcia niektorých členov vápencovo-dolomitického komplexu. Charakter tektonického štýlu naznačuje najmenej dvojfázovosť vzniku (mladšie sú prešmyky), ale aj značné tektonické zblíženie nahrnutím. Nikde nie sú prejavy voľnej tektoniky, ležaté vrásy, resp. digitácie.

Na štruktúry severogemerického mezozoika v Stratenských vrchoch nadväzuje vernárska jednotka — tylová časť chočského kmeňového príkrovu (Maheľ, 1957, Maheľ et al., 1967). Spolu so štruktúrami besníckeho príkrovu vytvára vejár (Maheľ, 1979). Severogemerický priestor bol zrejme aj domovskou oblasťou chočského príkrovu, a tak jeho pestrosť, ale aj potrebná šírka museli byť osobitne veľké.

Severogemerická synklinála je vlastne zvyškom po intenzívnom skrátení rozsiahleho sedimentačného priestoru chočského aj besníckeho príkrovu s jeho dielovými časťami: muránskym, strážovským a nedzovským príkrovom. Je aj koreňovou časťou ako hlbinná štruktúra, sčasti aj príkoreňová zóna s prechodom z autochtónnej, resp. paraautochtónnej pozície do príkrovu. Predstavuje rozhranie dvoch typov kôry a je dedičkou hlbinného zlomu.

Na Z má hlbinná severogemerická synklinála západne od štitníckeho zlomu pokračovanie v šupinovitej zóne južne od lubeníckej línie, v zóne, ktorú sme v rokoch zrodu náhľadov o existencii severogemerického synklinály nazvali juhoveporsko-gemerickou synklinálou (Maheľ, 1954).

Redukcia priestoru intenzívne postihla nielen severnú časť gemerika v celej jeho dĺžke, ale aj susediace časti veporika. Ukážkou toho je diagonálne uťatie štruktúr na margecianskej línii. Sprievod šupín z oboch strán tejto línie naznačuje, že aj ona, rovnako ako lubenícka línia, je prejavom intenzívneho skrátenia.

Vzťah severogemerickej synklinály k megaantiklinóriu Volovca

Severogemerická zóna nadväzuje obidvoma svojimi štruktúrnymi etážami na štruktúry megaantiklinály Volovca. Základový člen zovretej hlbinej synklinály a jej severný okraj, ako čelovú časť megaantiklinály Volovca buduje rakovecká skupina. Na druhej strane gelnická skupina, základný člen megaantiklinály Volovca, miestami zasahuje do severogemerickej zóny. Vrchná etáž severogemerickej zóny, vyplnená prevažne mezozoikom vo východnom, zúženom úseku, prekrýva severné okraje megaantiklinály Volovca, sfomované do pripovrchovej synformy (mezozoikum Murovanej skaly, Snopko — Ivaníčka, 1980).

V oblasti Dobšinej nadväzuje synforma priečnej nižnoslanskej depresie (západný okraj megaantiklinály Volovca s výplňou karbónu a permu, sčasti aj mezozoika; Rozložník, 1959) na severogemerické synklinórium. To všetko ukazuje na jednotnosť gemerika ako jednotky vyššieho radu členenej na dve párové, komplementárne štruktúry, dva čiastkové elementy: severogemerickú synklinálu a megaantiklinálu Volovca. Štruktúrnú spätosť obidvoch naznačuje aj paralelný priebeh štruktúrnych elementov aj sklony prešmykov a regionálne rozšírenie kliváže s_2 . To, pravda, neznamená, že severogemerická zóna je iba čelovou časťou príkrovu gemerika (Andrusov, 1968).

Megaantiklinála Volovca sa totiž stavbou od severogemerickej zóny zásadne odlišuje, a to mocnou gelnickou skupinou ako základným stavebným elementom spolu s masívom mladopaleozoického granitoidného masívu. Aj mladšie členy sú vývinom odlišné od severogemerických (štóske súvrstvie, rožňavské súvrstvie). Navyše v stavbe prevládajú antiklinály, ktoré spo-

lu s pretiahnutou kupolou vtlačajú masívu megaantiklinálny charakter.

Tieto znaky svedčia o hlbinej na S prevrátenej antiklinály Volovca. Aj také fenomény hlbinného typu, ako je rejuvenizácia granitizácie (mladopaleozoická, jurská a kriedová; Kantor — Rybár, 1979, Kovách et al., 1979), metalogenézy a regionálne rozšírená strižná kliváž s prevládajúcim strmým sklonom na J, signalizujú v podstate autochtónnu štruktúru, na S prevrátenú megaantiklinálu (obr. 1). V príkrovových jednotkách také štruktúrne fenomény chýbajú a nie sú známe ani podľa zloženia analogických príkrovov Východných Álp, akými sú príkrovy Grauwackenzone alebo gurtalské príkrovy. Len ponor štruktúrnych prvkov západného okraja veporika (tzv. spišskej rampy) na V pod gemerikum a ohyb vytvorený ležatou vrásou Markušky zvädzajú k úvahe o rozsiahlejšom presune gemerika cez veporikum. Aj keď takú interpretáciu nemožno ignorovať, treba brať do úvahy aj ďalšie fakty ťažko zlučiteľné s predstavou o veľkom príkrove gemerika. Je to veľká, niekoľkotisícimetrová hrúbka komplexov gemerika v megaantiklinále Volovca, priečne orientovaná nižnoslanská depresia so štruktúrami súbežnými s jej osou (Snopko, 1967), priečny kanál tenšej kôry a napokon poloblúk s výraznejším ohnutím najvýchodnejšieho bloku (východne od lomu Rožňava — Margecany — Smolník) na JV.

Tieto fenomény skôr poukazujú na vysunutie bloku ako na presun mocnej dosky.

V interpretácii gemerika ako jazvového príkrovu (sensu Grecula, 1974) by bolo aj v západogemerskej ostrohe nevyhnutné vidieť hlbšie horizonty gemerika s prejavmi vyššej metamorfózy. Tam sú však skôr ukazovatele intenzívneho priestorového skrátenia krídla ležatej vrásky.

Tvar vrásky Markušky, jej chýbanie v podloží muránskeho príkrovu a celá styková zóna „spišskej rampy“ — esovitý

ohyb kliváže s_2 na SZ pri juhozápadnom okraji megaantiklinály Volovca v susedstve nižnoslanskej depresie (Snopko, 1971) skôr pripomínajú sigmoidálny ohyb kombinovaný s vysunutím gemerika. Pritom vznikol poloblúk.

Koridor tenšej kontinentálnej kôry v nižnoslanskej depresii, sprevádzaný telesami ultrabázik, sám osebe signalizuje osobitosť styku gemerika a veporika. Ale sú aj ďalšie fenomény, ktoré nemožno spúšťať zo zreteľa:

— Koridor tenšej kôry oddeľuje dve kulisovite rozložené antiklinály s mladopaleozoicko-alpínskymi granitmi: antiklinálu Volovca a rimavickú antiklinálu.

— Západný okraj koridoru vytvára tzv. kohútska rampa, sprevádzaná hronsko-spišskou virgáciou, ktorej rozsah aj význam treba rozlíšiť. Nejde iba o zbiehanie sa štruktúrnych elementov v podstate antiklinálneho typu v uzle severne od Vernára — vernárskom, ale o ďalší komplementárny švermovský uzol, kde sa zbiehajú osi synklinál (Maheľ et al., 1967).

Už samotné sústredenie toľkých osobitných fenoménov na styku veporika a gemerika si vyžaduje netradičné prístupy k vysvetleniu. Zrejme súvisí jednak s formovaním karpatského oblúka, ale aj s vytvorením „kulís“. Jeho základ sa vytváral dlhodobo, v každom prípade už počas paleoalpínskeho vrásnenia.

Pri hľadaní vzťahu medzi výsledkami kompresie počas paleoalpínskeho, sčasti už neokimerského vrásnenia treba mať na zreteli aj pripovrchové synklinoriá. A osobitosťou severogemerickej zóny je, že synklinorium Stratenských vrchov neďaleko od koreňovej zóny besníckeho príkrovu pokračuje na Z od štítického zlomu do synklinória Muránskej plošiny. Ale tu je tenže besnícky príkrov vzdialený od koreňovej zóny a oddelený rozsiahlou antiklinálou Stolice a rimavickou, A to, že v oboch synklinóriách oddelených

švermovským hrdlom je tenže príkrov, svedčí o existencii synformy počas presunu príkrovu. Nadväznosť synforiem Stratenských vrchov a Muránskej plošiny v švermovskom hrdle rovnako ako aj takmer zhodná litologická výplň besníckeho a muránskeho príkrovu (pri oboch aj sprievodného vernárskeho príkrovu) možno vysvetliť ako súhrn formovania synforiem v podložnom autochtóne s presunom príkrovových más, ale aj s posunom blokov pozdĺž štítického zlomu. Vznik synforiem poukazuje na vlnový pohyb a priestorová nadväznosť synklinória Stratenských vrchov a Muránskej plošiny na ich vznik touže vlnou (Maheľ, 1975).

Od Z po V sa rozsah besníckeho príkrovu znižuje, a to nie plynule, ale skokovite. Spôsobili to zrejme posuny. Rozdiel vo veľkosti násunu príkrovu medzi Muránskou plošinou a Stratenskými vrchmi bol spôsobený posunom na štítickom zlome (Maheľ, 1975). Ďalší skok sa viaže na smolnícky priečný zlom. Na ňom nastalo výrazné ohnutie gemerika na JV, spôsobené zrejme rotáciou v smere hodinových ručičiek. Pritom pri okraji gemerika pri severnom krídle severogemerickej synklinály pozdĺž margecianskej línie zrejme nastali aj výraznejšie posuny (Grecula — Roth, 1976). Azda s týmto procesom súvisí aj výraznejšie tlakové usmernenie zlepenca karbónu pri tejto línii.

Vzťahy besníckeho príkrovu k siliciu

V posledných rokoch možno pozorovať tendenciu po opätovnom zlúčení gemerického mezozoika do jednej jednotky — silicika (Mello, 1976), pravda, v rozdielnych interpretáciách (Mock, 1980, Leško — Varga, 1979). Riešenie tejto dôležitej otázky súvisí s vyjasnením nadväznosti severogemerického mezozoika na gemerické paleozoikum a vzťahu meliatskej skupiny ku

gemerickému paleozoiku, resp. s rozsahom jej rozšírenia.

Vyčlenenie severogemerickej zóny ako genetickej aj štruktúrnej jednotky sa v prvom rade opieralo o osobitosti vývinu karbónu a permu a sčasti aj rakoveckej skupiny (Maheľ, 1953). Podrobnejšie a rozsiahlejšie badania v týchto útvaroch (Bajaník, 1960, 1965, Grecula et al., 1977, Bajaník et al., 1979) taký záver plne potvrdzujú. Osobitne treba vyzdvihnúť vzájomnú genetickú nadväznosť obliakového materiálu permu na karbón, karbónu na rakoveckú skupinu, ale aj rozšírenie poznatkov o odlišnosti typu týchto útvarov od juhogemerickej rožňavsko-železníckej skupiny. Navyše sedimentologické výskumy preukázali aj existenciu prahu medzi severogemerickým a južnejším sedimentačným priestorom (Vozárová, 1973). Je to v plnom súlade so staršími názormi (Maheľ 1953, 1957), že pri južných okrajoch severogemerickej jednotky je väčšia hrúbka zlepenca permu a jeho stratigrafický rozsah je širší ako v severnej časti jednotky (Maheľ, 1957). Porovnanie profilov vrtoz od Smižian (Maheľ — Vozár, 1972) s vrtnými profilmi od Novoveskej Huty to pine potvrdzuje (Novotný et al., 1981).

Analogické zjemňovanie facií od južného okraja na S je aj v spodnom triase (Maheľ, 1957). Dokladá to prítomnosť zlepenca na báze spodného triasu pri južných okrajoch (v okolí Novoveskej Huty; Drnčík — Hudáček, 1963). Všade v týchto miestach, ale aj pri Margecanoch je preukázaná prítomnosť obliakov permských kremenných porfýrov v spodnotriasových zlepencoch, a to svedčí o genetickej nadväznosti spodného triasu na perm (Bajaník — Vozárová, 1979). Aj to treba rátať medzi fakty poukazujúce na osobitosť sedimentačného severogemerického priestoru. Kladenie hranice medzi permom a spodným triasom vo väčšine profilov bolo a zostáva problémom pre generácie geo-

lógov. Lenže ťažko klásť hranicu nielen na báze mezozoika, lebo pozvoľný prechod je zjavný aj medzi spodným a stredným triasom. Profily v Tomášovskej Belej a stratenskom okne (Maheľ, 1957) sú v tom smere klasické. Zaraďovať masu vápencovo-dolomitických komplexov do silického príkrovu a „permotrias“ do obalu gemerika (Leško — Varga, 1980) je také neopodstatnené ako dávať presunovú líniu na bázu permu či karbónu.

Spornosť v postavení karbonátových komplexov severogemerického mezozoika zapríčiňuje jeho príbuznosť so silickým príkrovom a prítomnosť niektorých členov analogických meliatskej jednotke, ako aj lokálne prejavy metamorfózy.

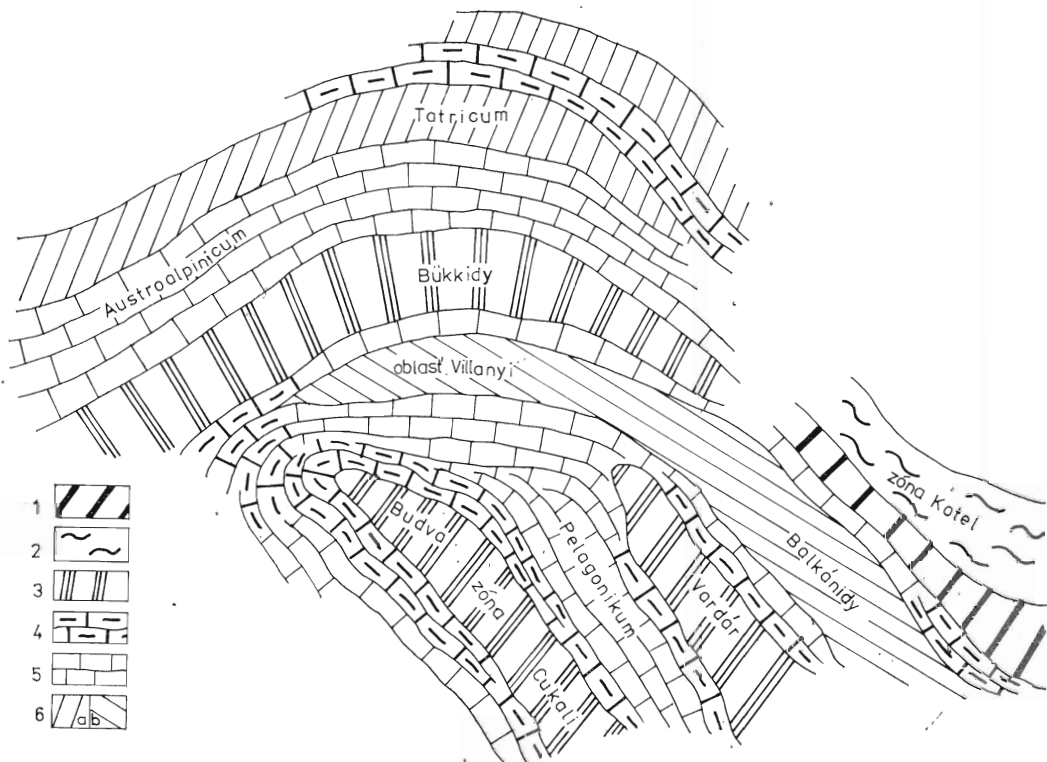
Po rozčlenení gemerika na tri zóny severogemerická príslušnosť mezozoika v severogemerickej synklinále vyplynula síce z jeho stratigrafickej nadväznosti na severogemerický typ mladopaleozoických členov, ale osobitosť a odlišnosť od juhogemerického sme videli (Maheľ, 1967) aj v detritickejšom type spodného triasu, v hojnosti dolomitu hlavne vo vrchnom triase a v nedostatku viacerých južnejších facií, známych v silickom príkrove hlavne hallstatských vápencov a zlambašských slieňov. Aj mocný komplex kampilského slieňitého vápenca s polohami gastropódového vápenca — juhoalpšký znak, považujeme za typický len pre silický príkrov.

V ostatných rokoch sa aj v mezozoiku v Stratenských vrchoch našli šošovky schreyeralmského vápenca a netypický hallstatský vápenec — doštiansky, čo zvädza k náhľadu, že severogemerické mezozoikum je zrkadlovým obrazom mezozoika Slovenského krasu (Bystrický, 1981). Popri týchto hlbokovodnejších faciách sú dávnejšie známe karnské tmavé rohovcové vápence a bridlice a norický tmavý rohovcový vápenec (Maheľ, 1957).

Zásadne sa však mení predstava o paleogeografii triasu v Karpatoch a v alpidách

vôbec, a tým aj význam niektorých facií pre začleňovanie do tektonických jednotiek. Preukázanie južného typu triasu (oberostalpínskeho) z obliakov v albských zlepencoch klapského príkrovu, tatrických jednotiek i križňanského príkrovu (Mišík, 1978, Mišík et al., 1980) nás núti upustiť od pravidla (skoro posvätného) o paleogeografickej postupnosti od germánskeho typu cez karpatský a oberostalpínsky po dinaridný (Bystrický, 1972).

Prítomnosť tzv. južnejšej faciie v severnejších jednotkách prestáva byť niečím prekvapujúcim. Končí sa čas, keď sa napr. wettersteinský vápenec spájal len so strážovským, resp. gemerským príkrovom. Obdobie triasu v alpidách sa podľa novších predstáv vyznačovalo aj pri prevahe karbonátovej sedimentácie premenlivosťou facií a paleogeografickou nestálosťou. Nešlo o platformný typ, ale o šelf v gemeriku labilný, v bukkidách tafrogeosyn-



Obr. 2. Skica paleotektonického rozčlenenia triasu karpatsko-balkánskych oblastí. 1 — trogy s oceánickou kôrou, 2 — flyšové trogy s paraoceánickou kôrou, 3 — zóny tafrogeosynklinálneho typu s rozčlenenou oceánickou, paraoceánickou a kontinentálnou kôrou, 4 — zóny s tenkou kontinentálnou kôrou, 5 — zóny mobilných šelfov s austroalpínskym typom triasu, 6 — zóny — stabilné šelfy a) karpatský typ, b) balkánsky typ

Fig. 2. Sketch-map of paleotectonic dissection of the Triassic of Carpathian-Balkan regions. 1 — Troughs with oceanic crust, 2 — flysch trough with paraoceanic crust, 3 — zone of taphrogeosynclinal type with dissected oceanic, paraoceanic and continental crust, 4 — zone of thin continental crust; 5 — zones of mobile shelves with Austroalpine type of the Triassic, 6 — zones — stable shelves a) Carpathian type, b) Balkan type

klínálny, s bazénmi s novotvorenou oceánickou kôrou (obr. 2, 3).

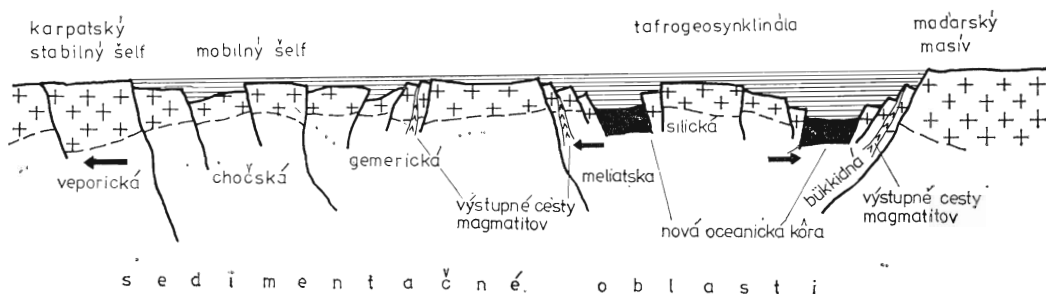
Z nových aspektov bude treba prehodnotiť paleogeografiu triasu, a tým aj vzťahy severogemerického a silického mezozoika. Prítomnosť hlbších facií v severogemerickom mezozoiku, hlavne v karne a noriku (rohovcový vápenec, tmavá bridlica a rohovcový vápenec; Mahel', 1957), a doštianskeho vápenca (Bystrický, 1981) poukazuje na kanály — bazény výraznejšie síce v južnejších pásmach, hlavne vo vrchnom triase, ale prítomné, a to už v ilýre (schreyeralmský vápenec prítomný v šošovkách v Stratenských vrchoch), aj v severogemerickú zóne. Kanály či bazény však nie sú „výsadou“ len gemerika (sensu Andrusov), sú predsa známe už v chočskom príkrove (bielovážska jednotka) s reiflinským vápencom a s flyšovým súvrstvom lunzských vrstiev (karn.) Laterálne vyznievanie hlbokovodnejšieho rohovcového vápenca a bridlice, laterálne prechody k masívnejším typom sú osobitne názorné v oblasti Matky Božej (Mahel', 1957). Mezozoikum Stratenských vrchov je tak ukážkou členitosti začínajúcej sa triasovej geosynklinály typu paraliogeosynklinály. Nesporným zostáva oveľa väčší rozsah hlbokovodných facií v jednotkách roz-

ložených južne od rožňavskej línie a ich väčšia priestorová a stratigrafická stálosť. Aj keď sa v severogemerickom mezozoiku viaceré hlbokovodné faciie našli, vyklíňujú na malú vzdialenosť; ich výskyty sú sporadické a nepredstavujú súvislé desiatky kilometrov dlhé zóny (trogy — priehlbne).

Dôkazy v prospech obsahovej príbuznosti severogemerického mezozoika a silického príkrovu vedú k rozdielnym interpretáciám podľa toho, či sa toto mezozoikum pokladá za súčasť gemerika alebo či za jeho cudzorodý, v celom rozsahu alochtónny element.

a) Prvý variant vychádza z predstavy o geneticky jednotnom gemerickom mezozoiku, ale v rozličnej priestorovej aj tektonickej pozícii: severogemerické pri severnom okraji, príp. v severnej vetve veľjárovitého gemerického príkrovu, južné vo forme silického príkrovu ako južná vetva veľjára presunutá na J cez meliatsku jednotku (Andrusov, 1975, Mello — Reichwalder, 1980).

Slabinou takého vysvetlenia variantu je severovergentnosť štruktúr silického príkrovu a podložných meliatskych jednotiek. A to nás vedie k názoru nespájať silický príkrov s gemerikom, ale hľadať jeho se-



Obr. 3. Paleotektonické typy triasu T_{2-3} južných zón Západných Karpát (tafrogeosynklinálny — bükidský; typ členitého mobilného šelfu — chočský príkrov a gemerikum)

Fig. 3. Paleotectonic types of the Triassic (T_{2-3}) of the southern zones of the West Carpathians (taphrogeosynclinal — Bükkides; type of dissected mobile shelf — Choć nappe and Gemicum)

dimentačný priestor uprostred silne členitej a v triase sa začínajúcej geosynklinály bükkíd (Mahel, 1975, 1979).

b) Aj podľa druhého variantu je geneticky jednotné gemerické mezozoikum veľkým, ale vyvrásneným z jazvy rozloženej severne od gemerika, z lubenícko-margecianskeho pásma so severovergentnými príkrovmi a s juhovergentným silickým príkrovom (Mock, 1978).

Len mezozoické komplexy gemerika (sensu Andrusov) by predstavovali jednotky centrálnych Západných Karpát. Gemerické paleozoické komplexy so svojím meliatskym mezozoickým obalom by už boli súčasťou vnútorných Karpát, a nie analógón Grauwackenzone, resp. skupiny gurtalských príkrovov Álp. Pri takej interpretácii sa lubenícko-margecianskej línii pripisuje funkcia jazvy — pokračovanie periadriatickej línie (Mock, 1978, 1980). V tom je novosť pohľadov na Západné Karpaty a na vzťahy gemerika k východoalpským jednotkám. Nesporná však je menšia faciálna pestrosť predkarbónskych sérií gemerika ako generáciami geológov porovnávanéj Grauwackenzone. Spôsobuje to hlavne nepatrné zastúpenie karbonátových facií vo všetkých predkarbónskych sériách Západných Karpát (karpatský znak), a to aj v devóne bohatom v Alpách na karbonáty, ale aj vyšší podiel kremených porfýrov v gelnickej skupine, a to nielen v ordoviku ako blasenecký porfýr v Alpách, ale v stratigrafickom rozpätí ordovik — spodný devón (Snopko — Snopková, 1977), ďalej výraznejšia väzba základných vulkanitov tholeiitového typu na severnú časť gemerika reprezentovanú rakoveckou skupinou a štruktúrne reprezentovanú severogemerickou synklinálou.

Nedostatok mocnejších komplexov paleozoika v príkrovoch „karpatského“ oberostalpínu je karpatskou osobitosťou, ktorú možno vysvetliť viacerými spôsobmi.

Západokarpatský model stavby má zrejme

viaceré genetické aj štruktúrne osobitosti a odlišnosti od východoalpského. Medzi ne patrí aj štruktúrna charakteristika samostatného súvislého pásma gemerického paleozoika s regionálnou severovergentnou klivážou s_2 a výstuhou s mohutným granitoidným jadrom veku mladšie paleozoikum — stredná krieda. Má teda znaky tektonického štýlu, ktoré poukazujú na zakorenenie alebo formou na S prevrátenej megaantiklinály (so sprievodnou severogemerickou synklinálou; Mahel, 1975) alebo vo forme hlbinného príkrovu (Grecula, 1974), resp. viacerých príkrovov (Grecula — Varga, 1979).

Zakorenenosť, a tým aj štruktúrna samostatnosť pásma gemerického paleozoika je zjavná. Vykazuje veľa spoločného s južnou zakorenenou zónou veporika.

Lubenickú a margecianskú líniu možno považovať za najsevernejšiu odnož rozvetveného subdukčného pásma periadriatickej línie len v krajnom prípade. Kým periadriatická línia v Alpách predstavuje rozmedzie medzi severovergentnými Západnými a Východnými Alpami a juhovergentnými Južnými Alpami, v karpatskom úseku sa jej funkcia zásadne mení. Rozvetvuje sa na viac subdukčných zón. A najsevernejšie z nich sú lubenicka a margecianska línia. Aj jednotky rozložené od nich južne majú severovergentný charakter. Navyše sa na J vklíňujú zvyšky Maďarského stredného masívu. Až južne od nich je juhovergentný systém dinaríd. Je to jeden zo základných rozdielov medzi západokarpatským a východoalpským modelom.

c) Názorom na genetickú spätosť gemerického paleozoika s mezozoikom meliatskej série sa koncepcia R. Mocka zhoduje s koncepciou B. Leška — I. Vargu (1980), pravda, s rozdielmi na postavenie v karpatskom systéme. Títo autori ani mezozoikum meliatskeho typu ani gemerické paleozoikum nepokladajú za súčasť vnú-

torných Karpát, ale za elementy penninika, teda za severnejšiu jednotku. Severogemerické mezozoikum, ako aj silický príkrov podľa nich majú koreňovú zónu ďaleko na J. O nerešpektovaní stratigrafického obsahu a preukázateľných tektonických vzťahoch tejto koncepcie sme sa už bližšie vyjadrili (pozri Maheľ, 1981). Dodávame k tomu, že ich koncepcia nie je ničím iným ako mechanickým prenesením modelu zo Západných Álp do Západných Karpát. Lenže model sa mení od segmentu k segmentu alpíd, a práve gemerikum je toho veľmi výraznou ukážkou.

Problém meliatskej (jaklovskej) série v severogemerickéj synklinále

Posúdenie prítomnosti mezozoika meliatskeho typu v severnej časti gemerika je tak či onak kľúčovou otázkou. Podklad pre také úvahy poskytujú najmä prejavy metamorfózy a prítomnosť bázik a ultrabázik, ako aj hlbokovodnejších členov.

Prejavy metamorfózy sú v severogemerickom mezozoiku známe z viacerých miest. Výraznejšie sú v najjužnejších štruktúrach v Stratenských vrchoch hlavne v bezprostrednom nadloží série Foederata v juhozápadnom rohu vrchov. A to nás v minulosti viedlo k náhľadu o nadväznosti mezozoika série Foederata a severogemerického mezozoika (Maheľ, 1955). Dnes vieme, že nejde o genetickú väzbu ani o príslušnosť k tejže jednotke vyššieho radu, ale o rovnaký druhotný znak získaný týmže spôsobom. A tým môže byť užšia genetická väzba na hlbinný štýl a prekonanie intenzívnejšieho stláčania v koreňovej zóne v prvých štádiách formovania štruktúr.

Ale vápencovo-dolomitické komplexy tejto bazálnej šupiny faciálnym charakterom nevybočujú z rámca „severogemerického“ typu mezozoika. Navyše najčastejšie postrádajú hlbokovodnejšie členy, do-

konca také, aké sú známe zo severnejšej štruktúry, ktorá buduje svahy Matky Božej. Nevidíme nijaký dôvod považovať štruktúry bezprostredne „bazálne“, vytvárajúce južný okraj severogemerického mezozoika, sčasti zasiahnutého metamorfózou, za odlišný paleotektonický typ, tobož za analogón či súčasť meliatskej skupiny.

V Stratenských vrchoch sú známe aj viaceré výskyty serpentinitov, najznámejšie je teleso v spodnej šupine pri Dankovej. Lenže menšie telesá sú aj vo vyšších šupinách (pri Dobšinskej ľadovej jaskyni; Maheľ, 1957). Z ich pozície na rozhraní spodnotriasového slieňovca a dolomitu, ale aj uprostred vápencovo-dolomitického komplexu, navyše uprostred členov výrazne plytkovodných facií, vyplýva ich protrúznivý charakter (Maheľ, 1978).

Tieto ultrabáziká vykazujú výrazné rozdiely v porovnaní s telesami Tešnárika — Vyšný Klátov — Borčok, geneticky spätými s rakoveckou skupinou. Z toho by sa na prvý pohľad dalo usudzovať o odlišnom veku, a teda pri prvých o mezozoickom veku (Hovorka — Zlocha, 1974, Hovorka, 1976). Lenže netreba púšťať zo zreteľa rozdiely v štruktúrnej pozícii obidvoch skupín telies. Lizarditovo-chryzolitové serpentinity, teda tie bez tektometamorfnej rekryštalizácie, len hydratované, sa ocitajú v štruktúrach bez prejavov metamorfózy alebo iba s jej slabším účinkom. Druhá skupina serpentinitov je rozložená uprostred metamorfovaných komplexov. Rozdiely v stupni metamorfózy medzi obidvo ma skupinami môžu byť len výsledkom odlišnej pozície v orogéne, ako to vysvitá z odlišnosti ich tektonického prepracovania (Jaroš et al., 1981). Telesá serpentinitov rozložené uprostred severogemerického mezozoika, a to aj v jeho východnom úseku pri Jaklovciach a Folkmári, teda pokladáme za protrúzie, najpravdepodobnejšie z rakoveckej skupiny (Maheľ, 1978).

Metamorfované členy mezozoika sa najdu aj vo východnej časti gemerika, v hlbinskej severogemerickej synklinále. Ich príslušnosť k meliatskej skupine nepreukazuje ani výskyt prípadných hlbokovodnejších členov silicítov, resp. rádiolarií, aké uvádza R. Mock (1980) od Jakloviec a zaraďuje ako samostatnú jaklovskú sériu. Veď hlbokovodné členy, bridlica s halobiami a vápenec so silicítom, sú známe aj vo východnej časti gemerika a z kryhy nemetamorfovaného, resp. slabo metamorfózu postihnutého mezozoika pri Opátke, mezozoika nesporne severogemerického typu. Viaceré vývinové jednotky sa od hlbokovodnejších členov severogemerického mezozoika zásadne neodlišujú. Aj po rozčlenení mezozoika synklinóriou Slovenského krasu na meliatsku jednotku a silický príkrov platí, že obsahové rozdiely sú voči severogemerickým elementom výraznejšie v paleozoických, ako aj v mezozoických sekvenciách.

Navyše si treba uvedomiť, že práve pri Jaklovciach je severogemerická synklinála najužšia a silne tektonicky redukovaná šupinami viacerých typov. Dokonca nemožno vylúčiť ani prítomnosť šupiny veporika. V štruktúre takého hlbinskejšieho typu sú aj anomálne prejavy pochopiteľné.

Súhrn

1. Severné gemerikum vykazuje osobitosti v obsahu prakticky všetkých svojich paleozoických členov od rakoveckej skupiny až po mezozoikum.

2. Severogemerická synklinála s. s. predstavuje hlbinnú štruktúru, zónu intenzívneho skrátenia s dominantnou úlohou prešmykov hlbšieho založenia; zónu so sprievodnými hlbinnými fenoménmi s prejavmi slabšej metamorfózy a s výraznou metalogenezou. Je koreňovou zónou pripovrchového besníckeho príkrovu. V jadre

synklinórii sú zvyšky mezozoika.

3. Severogemerická synklinála geneticky nadväzuje na ploché synklinály vyššej etáže, v ktorých sú rozložené zväčša paraautochtónne mezozoické komplexy.

4. Severogemerická synklinála je štruktúrne integrálnou súčasťou gemerika zviazanou s megaantiklinálou Volovca.

5. Mezozoikum besníckeho príkrovu predstavuje priokoreňovú časť rozloženú na mezozoickom obale veporika (struženickej série); nadväzuje však na koreňovú zónu bez účasti meliatskej série, príp. inej ofiolitoidnej, resp. ofiolitovej série. Genetická aj štruktúrna väzba besníckeho príkrovu na severogemerické paleozoikum je nesporná.

6. Presun gemerika cez veporikum sa týka len severných okrajov. Ako celok je gemerikum prevrátená megantiklinála Volovca vysunutá pozdĺž štítnickej sigmoidy sprevádzanej sústavou paralelných zlomov a nižnoslanskou depresiou.

Posun sprevádzaný vznikom poloblúka s rotáciou východného úseku sa odohral v prvých fázach paleoalpínskeho vrásnenia v období presunu príkrovov. Veľarovitá stavba v pripovrchových synklinálach a synklinóriách je výsledkom viacfázovosti vrásnenia, a to vrátane povrchnokriedového vrásnenia (skrácovanie kôry).

7. Do severogemerického mezozoika (besníckeho príkrovu) zaraďujeme aj podstatnú časť nemetamorfovaného triasu v Čiernej hore (hlavne v tahanovskej synklinále). Zrejme k nemu patrí aj značná časť mocných triasových komplexov v podloží neogénu Košickej kotliny a neovulkanitov Slanských vrchov.

8. Svedectvom o veľkom skrátení severogemerickej zóny je viac typov karbónu. Rudniansky typ karbónu rovnako ako magnezitový a hámorské vrstvy nepokladáme za súvrstvia tejže série, ale za zvyšky osobitných, viac-menej synchronných zón karbónu.

9. Severogemerický trias obdobne ako trias chočského príkrovu vznikol na členenom mobilnom šelfe s krátkodobými bazénmi. Ultrabáziká v ňom považujeme za protrúzie. Trias bükkid je tafrogeosynklinálnym typom; časť bazénov charakterizuje novotvorená oceanická kôra.

Recenzoval R. Reichwalder

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. akad. vied*, 188 S.
- Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. *Guide-book for geol. exc. X. Congres CBGA, Bratislava*.
- Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. In: *Zbor. X. zjazdu KBGA, Bratislava*.
- Bajaník, Š. 1960: Poznámky ku geológii územia medzi dolinou Tešnárika a obcou Hnilec. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 20.
- Bajaník, Š. 1965: Výsledky valúnovej analýzy permských psefitov v oblasti západne od V. Knoly. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 34, s. 55—67.
- Bajaník, Š. — Vozárová, A. 1979: Spodný trias od Margecian a jeho význam v geotektonickom vývoji územia. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 73.
- Bajaník, Š. et al. 1979: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria (vysvetlivky). *Manuskript — GÚDŠ, Bratislava*.
- Biely, A. 1967: Výskum mezozoika Galmusu. [Čiastková záverečná správa za roky 1961—1966.] *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: Zur Problematik der „Subtatri-schen Decken“ in den Westkarpaten. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 19, S. 295—296.
- Bystrický, J. 1972: Facies-verteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. *Mitt. Gesell. Geol. Bergbaustud. (Innsbruck)*, 21, S. 289—310.
- Bystrický, J. 1981: Nové poznatky a problémy stratigrafie triasu Západných Karpát. In: *IV. slov. geol. konfer., 3, Bratislava*, s. 33—35.
- Drnčík, E. — Hudáček, J. 1963: Niekoľko poznámok k členeniu permu a ver-fénu a kladenie hraníc medzi nimi v pries-tore Novoveskej Hutý. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 30.
- Fusán, O. — Záruba, Q. — Hromádka, 1954: Geologický výskum údolia Hornádu pre štúdium vodných diel medzi Margecianmi a Kysakom. *Geotechnika (Bratislava)*, 7, 48.
- Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia slov.*, 5, s. 221—241.
- Grecula, P. 1974: Tectonic styles and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Sbor. geol. věd, ř. G. 26*, pp. 57—68.
- Grecula, P. — Roth, Z. 1976: Kinematický model Západných Karpát. *Zbor. geol. věd, Praha*, s. 49—73.
- Grecula, P. et al. 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR. [Záverečná správa z úlohy SGR — východ.] *Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves*, 390 s.
- Grecula, P. — Varga, I. 1979: Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountains belts. *Mineralia slov.*, 11, pp. 363—364.
- Hovorka, D. — Zlocha, J. 1974: Tectonics and origin of Ultrabasic bodies of gemeride Mesozoic (West Carpathians). *Sbor. geol. věd, ř. G. 26*, pp. 185—195.
- Hovorka, D. 1976: Predterciérne formácie bazitov Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 8, 2, s. 113—132.
- Hudáček, J. 1965: Geologická mapa mladšieho paleozoika severnej časti SGR (1:25 000). *Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves*.
- Jacko, S. 1971: Niektoré osobitosti tektonického vzťahu gemerid s kryštalinikom Čiernej hory. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 57, s. 111—119.
- Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. In: *Geologické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*, s. 185—192.
- Jaroš, J. — Hovorka, D. — Kratochvíl, M. — Mock, R. 1980: Fabrics of serpentinite bodies and the structural position of Ophiolites in West Carpathians. (Abstrakt.) *Ophioliti, Bologna*.
- Jaroš, J. — Kratochvíl, M. — Zlocha, J. 1981: Drobnostruktúrna analýza vnútornej stavby serpentinitových telies v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia slov.*, 13, s. 527—548.
- Kantor, J. — Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphasic character of Gemeride granites. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 30, pp. 433—447.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie und Tektonik der Slowakischen karstes. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, 3, S. 365—374.

- Kováč, A. — Svingor, ě. — Greula, P. 1979: Nové údaje o veku gemitných granitov. *Mineralia slov.*, 11, s. 71—77.
- Leško, B. — Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 97—130.
- Maheľ, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 4, 1—2.
- Maheľ, M. 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemit. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 5, s. 146—176.
- Maheľ, M. 1955: Vzťah severogemeridného mezozoika k veporidám. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 2, s. 62—73.
- Maheľ, M. 1957: Postavenie Stratskej hornatiny v severogemeridnej synklinále. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 46, s. 155—187.
- Maheľ, M. 1957: Geológia Stratskej hornatiny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 48, s. 1—20.
- 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. 1967: Regionální geologie ČSSR, Západní Karpaty. Sv. 1. Praha, Úst. ústav geol., 486 s.
- Maheľ, M. — Vozár, J. 1972: Geologická a litologická charakteristika štruktúrnych vrstov SM-1, SM-2 (Smižany). *Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava*.
- Maheľ, M. 1975: Postavenie gemitika. *Mineralia slov.*, 7, 3, s. 33—52.
- Maheľ, M. 1978: Geotectonic Position of Magmatites in Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západné Karpaty, Geol. (Bratislava)*, 4, pp. 1—174.
- Maheľ, M. 1979: Palinspastic Picture of the West Carpathians in the Basic Evolutionary Stages. In: *Geodynamic Investigations in Czechoslovakia. Final Report, Bratislava, Slovak Academy of Sciences*, pp. 179—186.
- Maheľ, M. 1979: Nové geologické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. In: *M. Maheľ et al.: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*, s. 105—128.
- Maheľ, M. 1981: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Mineralia slov.*, 13, pp. 289—306.
- Maheľ, M. 1982: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 14, s. 1—40.
- Mišík, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre. Bratislava, GÜDŠ*.
- Mišík, M. — Jablonský, J. — Fejdi, P. — Sýkora, M. 1980: Chromian and ferrian spinel from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Mineralia slov.*, 13, pp. 209—228.
- Mello, J. 1979: Sú tzv. vyššie subatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemitika? *Mineralia slov.*, 11, s. 279—281.
- Mello, J. — Reichwalder, P. 1979: Geologické profily jv. časťou Spišsko-gemerského rudohoria a prilahlou časťou Slovenského krasu. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÜDŠ*, s. 199—204.
- Mock, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*, s. 321—342.
- Mock, R. 1980: Újabb földtani ismeretek és nézetek a Belsőnyugati-Kárpátokról. *Földt. Kutatás*, 23, 3, p. 11—15.
- Novotný, L. et al. 1981: Geologicko-geofyzikálna charakteristika permu v oblasti Novoveskej Huty. *Mineralia slov.*, 13, s. 221—233.
- Pecho, J. 1963: K problému diskordancie triasu v severogemeridnej synklinále. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 29.
- Plašienka, D. 1979: Tektonické profily stružnickej jednotky na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*, s. 179—184.
- Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Západné Karpaty*, 18, s. 99—141.
- Rozložník, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšau (Dobšiná). *Geologica hung., Ser. geol.*, 5.
- Rozložník, L. 1959: Tektonické postavenie rudných ložísk v okolí Dobšinej. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 2, s. 167—175.
- Rozložník, L. 1965: Analyse der Struktur, metagenetischen Elemente zwischen Dobšiná und Mlynky. *Zbor. geol. vied, r. ZK*, 4, S. 29—94.
- Rozložník, L. — Slavkovský, J. 1979: Geologická stavba styku gemitika s pásmom Čiernej hory ilustrovaná geologickým profilom od Ziatej ľaky po vrch Bujanová. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*, s. 193—207.
- Schönnenberg, R. 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpaten). *Z. Dtsch. geol. Gesell. (Stuttgart)*, 98.
- Snopko, L. 1967: Die Bedeutung der kleinteuktonischen Elemente bei der Lösung einiger geologischer Probleme des gemeriden Paleozoikum. *Zbor. geol. vied, r. ZK*, 8, S. 7—50.

Snopko, L. 1971: Pribeh bridličnatosti v paleozoiku SGR. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 57, s. 207—214.

Snopko, L. — Ivanička, J. 1980: Tektonické profily centrálnou časťou Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 74, s. 129—136.

Snopková, P. — Snopko, L. 1977:

Zhodnotenie doterajších palinologických výsledkov v staropaleozoických útvaroch Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.

Vozárová, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. *Západné Karpaty*, 18, s. 7—99.

North Gemic syncline and Besník nappe, examples of linking of near-surface and deep structural elements

MICHAL MAHEL

Soon thirty years will have passed since we had distinguished the North Gemic syncline after studying the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and divided the Gemicum into three main structural elements: the North Gemic syncline, Volovec anticline and synclorium of the Slovak karst (Maheľ, 1953). Detailed investigations have shown that this was a significant step to the division of the Gemicum into several structural units, different not only in their spatial position, but also in the content and structural character. Since that time knowledge on the structure of the North Gemic zone and the whole Gemicum has considerably advanced. A whole series of views contradictory in the fundamental questions, also as to the importance and position of the North Gemic zone arose. Therefore the objective of our contribution is:

— to show the particularity and the necessity to understand the North Gemic syncline at present-day state of knowledge,

— to stress fundamental features of the North Gemic elements, which cannot be omitted by any new conceptions and to draw an inference from them for understanding of the structure of the Gemic.

1. The North Gemic zone displays particularities of the content of practically all of its members. In the Early Paleozoic it is the Rakovec — phyllite-diabase group, in the Carboniferous the North Gemic Bindt-Rudňany type, in the Permian the North Gemic tripartite type. The Lower and partly the Middle and Upper Triassic also display

smaller differences from the Triassic of the Silica nappe. The long-lasting particularity of the North Gemic sedimentation area is indubitable.

2. The North Gemic syncline s. s. as defined first, represents a structure of deep style, with distinct north-vergent s_2 cleavage, with parallel upthrusts. It is a zone of imbricate structure tending to isoclinal folds. It may be traced not only in the classical eastern part of the Northern Gemicum, but continues along all the northern margin of the Gemicum as the so called Mlynky upthrust zone (Maheľ, 1982). In its structure the main Paleozoic members take part, less the Lower Triassic, in places also the Middle Triassic. Vertically and laterally there is an apparent transition from the deep to surficial style. The main Late Paleozoic members, in places also the Lower Triassic — “interetage” between the deep and surficial structure — are more often forming flatter structures, but affected by a dense network of north-vergent upthrusts and accompanying S_2 cleavage.

3. The deep North Gemic syncline is linked vertically (mainly in the Galmus) and laterally (in the Stratenské vrchy Mts.) through the rear part of the Besník nappe as its root zone.

Characteristic of the structure of the Besník nappe is:

— participation of Late Paleozoic members, mainly of thick Permian, in the building of its structures nearer to the root zone. They are linking it together

— manifestations of metamorphism also in Middle Triassic limestone-dolomite members in structures nearer to the root zone

— folded-upthrust tectonic style without recumbent folds and digitations or other manifestations of more extensive horizontal transport. The Besník nappe forms the filling of a near-surface synclinorium, the synclinorium of the Stratenské vrchy Mts. (Maheľ, 1967).

4. In the near-surface synclinorium was trapped and structurally completed the Besník nappe. The synform of the upper stage is wider and extends to the Volovec meganticline in the south, the central part of the Gemicum. The deep syncline as well as near-surface synclinorium are extending along the northern margin of the Gemicum. In some parts the deeper "etage" is more distinct (eastern area), elsewhere the upper "etage" (the synclinorium of the Stratenské vrchy Mts.).

5. The deep syncline is a zone of intense intrasialic crust shortening. As signs of spatial shortening may be considered: participation of slices of different composition in the structure; two types of the Devonian, four types of the Carboniferous, three types of the Permian, two types of the Lower Triassic, three developments of the Middle and Upper Triassic. Moreover, in the structure of the fan of the surficial synclinorium of the Stratenské vrchy Mts. also the Vernár unit (Vernár strip), the uppermost partial unit of the Choč nappe, is taking part (Maheľ, 1957). The North Gemic syncline is, as a matter of fact, a residual structure after intense shortening of the extensive Besník, also of the Choč nappe sedimentation area.

6. The North Gemic syncline displays a series of features of deep foundation: "Tonalite gneisses", diorites, manifestations of high-pressure metamorphism, manifestations of metallogenesis of several stages, protrusions of ultrabasic rocks. Its southern border is formed by the northern margin of a large Late Hercynian-Alpine granitoid body. The North Gemic syncline is obviously genetically linked with the deep boundary of two crust types; it is a heir of a deep-seated fault.

7. The North Gemic zone with two structural stages is linked with the Volovec meganticline. The Rakovec group, the foundation member of the deep syncline, in places without tectonic interruption is taking part in the structure of the frontal part of the

Volovec anticline. On the contrary, the fundamental complex of Volovec, the Gelnica group, is in places taking part in the structure of the North Gemic syncline. The Gemicum as a unit of higher order is divided into two paired complementary elements: the North Gemic syncline and the Volovec meganticline.

Their structural linking is also indicated by the equal strike and dip of upthrusts and s_2 cleavage.

The mentioned uniting elements, however, do not imply that the North Gemic zone is only the frontal part of the homogeneous Gemicum nappe (Andrusov, 1968). The building of the Volovec meganticline is essentially different in its content and structure. The fundamental structural elements are the Gelnica group, Štós formation and Rožňava formation. The anticlines play a dominant role in the structure. Moreover, the huge massif of Late Paleozoic — Jurassic — Cretaceous granites of the shape of elongated cupola indicates a meganticlinal character. Such phenomena as rejuvenation of granitization and metallogenesis, also regional cleavage with predominating steep dip to s_2 essentially indicate an autochthonous character of the meganticline.

8. The location of the axis of the Volovec meganticline in direct prolongation of the axis of the large meganticline of the Veporicum — the anticline of Stolica can hardly be a consequence of greater overthrusting of the Gemicum on the Veporicum. It is rather a result of lateral displacement (Maheľ, 1975) connected with sigmoidal bend, formation of the arc of the Gemicum and of transversal graben — the Nižná Slaná depression.

In the last stage of Paleozoic compression, which evoked displacement combined with overthrusting as a result of wave movement, the near-surface Stratenské vrchy synclinorium formed.

9. The evidence of the nappe character of the "Oberostalpin" part of the Slovak karst and so distinguishing of the Silica nappe (Kozur — Mock, 1973) is also reflected in the views of the position of the North Gemic Mesozoic. This is also influenced by the fact that in the North Gemic Mesozoic are found further members previously considered as typical of the Silica nappe (Schreyeralm limestones, types close to the Hallstatt limestones — Došťanky limestones; Bystrický, 1981).

The opinion on genetic competence to the

same unit of the Gemicum, North Gemic Mesozoic as well as of the Silica nappe leads to the conception of the Silica nappe as the southern branch of the fan of the Gemicum cicatrice nappe (Andrusov, 1975; Grecula — Roth, 1977) or as two-stage and two-vergent nappe first, gravitational nappe glided to the south and formed into north-vergent structures in the younger phase (Mello — Reichwalder, 1981).

Such an opinion takes into account the northern vergency in structures of the Silica nappe and underlying slices of the Meliata unit. However, the superimposition of two vergencies in the same, Silica nappe, is an uncommon phenomenon. The probability is also reduced by the fact that the overthrusting or gliding of the Silica nappe to the south should be at least 40—50 km, also that so far no facts testifying to such a movement (digitations, south-vergent recumbent folds or frontal parts of the nappe at the southern margin) have been found. As a particularly important counter-argument I consider the occurrence of the Gemic Permian and Gel-nica group in the Brusník tectonic inlier underlying the Meliata unit.

10. The manifestations of the Mesozoic metamorphism and the presence of ultrabasics in the North-Gemic Mesozoic are put into connection with the existence of the Meliata type Mesozoic in the mantle of the Gemicum. In such a case the North Gemic Mesozoic is understood as a nappe equally as the Silica nappe (Kozur — Mock, 1973; Mock, 1978).

The manifestations of metamorphism in the North Gemic Mesozoic are, however, bound to the structures in the root zone and its proximity (Maheľ, 1957) and the ultrabasics represent protrusions.

Between the Mesozoic of the North Gemic unit and its Late Paleozoic substratum is genetic linking of the members (material of pebbles, vertical transition). No overthrust plane of regional importance can be placed between the Rakovec group and the Carboniferous, between the Carboniferous and Permian, between the Permian and Lower Triassic, even between the Lower Triassic and Middle and Upper Triassic limestone-dolomite complexes.

The causes of affinity of the North Gemic Mesozoic and Silica nappe should be sought in the type of the Triassic geosyncline, which had the character of a paraliogeosyncline in the southern zones of the Carpathians (but also north of the Tatricum in the original basement in the sedimentation areas of the Klippen and Flysch belts) and more southerly of taphrogeosyncline character, with dissected crust thickness with several channels. On the contrary to the Bükides, such channels characterized by basin facies were short-dated, irregularly distributed.

The Silica nappe with a greater share of deeper-water facies represents a part of the Inner Carpathians, Bükides, while the North Gemic Mesozoic is a part of the Gemicum, the mantle of its Paleozoic complexes.

11. A corridor of thinner continental crust in the Nižná Slaná depression, moreover, accompanied with bodies of ultrabasics, signals itself the particularity of the contact of the Gemicum and Veporicum. There are, however, also further phenomena, which cannot be disregarded:

a) The corridor of thinner crust separates two anticlines distributed coulisse-shaped with Late Paleozoic-Alpine granites; the anticline of Volovec and Rimavica (Stolica) anticline;

b) The western margin of the corridor is formed by the so called Kohút downwarping, accompanied with the Hron—Spiš virgation (Máška — Zoubek et al., 1960), the extent and importance of which is necessary to distinguish, not only the structural elements north of Vernár are converging in the Vernár knot, essentially of anticlinal type, but there is also the further complementary Švermovo knot, where the axes of synclines are converging (Maheľ et al., 1967). The concentration alone of so many particular phenomena at the contact of the Veporicum and Gemicum already requires untraditional approaches to explanation.

This is obviously connected with formation of the Carpathian arc on the one hand, but also with the formation of "coulisses". Its foundation was forming for a long time, in every case already during the Palealpine folding.

Serpentine-group minerals of the West Carpathian ultramafics.

II — Bodies in Pre-Mesozoic metamorphosed complexes

D. HOVORKA*, K. DUBÍKOVÁ**, H. GERTHOFFEROVÁ*, E. ŠAMAJOVÁ*, J. TURAN*

* Geological Institute of the Faculty of Sciences, Comenius University, Zadunajská 18, 851 01 Bratislava, Czechoslovakia

** Department of Petrography, Faculty of Sciences, Comenius University, Gottwaldovo nám, 19, 811 06 Bratislava, Czechoslovakia

(VII Plates, 14 figures in the text)

Received April 22, 1982



IGCP Project No 39
OPHIOLITES

Минералы серпентиновых ультрамафитов Западных Карпат. II — тела в предмезозойских метаморфированных комплексах

Превладающим минералом в телах метаперидотитов татровепоридного кристаллика, раковецкой серии, верхнего карбона гемерика является антигорит. Сопровождают его магниевый хлорит, тальк, моноклинный амфибол, карбонаты метаморфного происхождения. В телах при Брезнице и Угорском встречается и продольноволокнистый хризотил с антигоритом. Лизардит, в некоторых телах раковецкой группы, представляет продукты наложенных гидротермальных процессов. Серпентинитовые минералы были установлены рт и электронно дифракционным, термическим и оптическими анализами изучением морфологии в трансмиссионном и строчечном электронном микроскопе и определением индексов преломления.

Serpentine-group minerals of the West Carpathian ultramafics. II — Bodies in Pre-Mesozoic metamorphosed complexes

Antigorite prevails in metaperidotite bodies of the Tatro-Veporic crystalline, of the Rakovec group and Upper Carboniferous unit of the Gemic. Coexisting minerals are Mg-chlorite, talc, monoclinic amphibole and carbonates of metamorphic origin. Moreover, longitudinal fibrous vein chrysotile with antigorite occur in bodies near Breznica and Uhorské villages. Lizardite found in some bodies within the Rakovec group is the product of hydrothermal overprint. Serpentine-group minerals have been identified using X-ray and electron diffraction, thermic and optical methods, TEM and SEM scanning as well as by refractive indexes.

Bodies of metamorphosed ultramafite rocks are known to occur in various tectonic and stratigraphic units of the West Carpathians. Basic data and subdivision are contained mainly in comprehensive papers by Kantor (1956), Kamenický (1957) and Hovorka (1976, 1977, 1979). Investigation of rock-forming minerals from these ultramafics has been initiated recently by the authors. Serpentine-group minerals in ultramafics of the Gemeric Mesozoic unit are lizardite and chrysotile in varying proportions within single body or rock type. Lizardite and chrysotile are here the overwhelming rock-forming minerals and occur in crevice fillings or along shear surfaces, too (Hovorka et al., 1980). In places brucite associates with the former being bound to apoperidotite rock varieties.

Results of investigations over serpentine-group minerals in metaultramafite bodies of Pre-Mesozoic crystalline units in the West Carpathians are presented in this paper.

Geological position and description of metaperidotite bodies

Core Mountains and the North Veporic crystalline

A body of amphibole peridotite occurs within the granodiorite massif of the Malá Fatra Mts. (Ivanov — Kamenický, 1957). According to the indicated authors the body represents a postgranitic intrusion whereas Hovorka (1967a) assumed the body to represent syngenetic member of the pre-granitic sedimentary-volcanogenous sequence. The peridotite body, together with paragneiss and amphibolite xenoliths, attains only some hundreds of cubic metres by volume. Only weak serpentinization of the rock mass is characteristic.

Metaperidotite bodies are most widespread in metasedimentary rocks of amphibolite facies grade (paragneiss, amphibolite, migmatite) or, locally, in their diaphthoritic derivatives composing of the Krakľová subzone of the Veporic unit. Bodies are known near the Beňuš, Pohronská Polhora, Filipovo and Mýto pod Ďumbierom villages. Their mineralogy is rather uniform, however within single bodies, mineral parageneses have uneven distribution and consist of serpentine-group minerals, chlorite, talc, monoclinic amphibole, carbonates and ore minerals. The share of silicates varies strongly within single bodies where chlorite, talc and amphibole occur in increasing amounts towards the margins of the body. Characteristic feature is the presence of "black-walls". A disseminated sulphidic mineralization is known from the body near Pohronská Polhora (pyrite, pyrrhotite, pentlandite). Basic data on mineral composition, chemistry, structures and development of bodies are found in Hovorka's (1967, 1976) papers. Ore associations are described by Rojkovič — Hovorka (1978) and Rojkovič (in print).

South Veporic crystalline (Kohút subzone)

Ultramafite bodies in the unit are mostly lense-shaped attaining only small dimensions (tens to hundreds of metres). Mineralogy of all known bodies is in general the same. A reaction rim along the margins toward surrounding metasediments of low grade amphibolite facies characterizes the bodies as well. The following zonality appears from the centre toward the margins of bodies: antigorite serpentine — talc schist — tremolite schist — chlorite schist — wall rock (at most garnet-muscovite mica-schist). In the case of minor bodies, the whole mass consists of the indicated minerals.

Single lense-shaped bodies occur with concordant attitude within the enclosing mica-schist sequence and the distribution of single bodies is uneven: in some places several bodies create swarms over small areas (Muránska Dihá Lúka locality). A more detailed description of bodies of this group was given by Kantor (1956) and Hovorka (1965, 1970).

Bodies in the Lower Paleozoic of the Gemeric unit

Metaultramafite bodies occur in rock complexes metamorphosed under greenschist facies conditions and assumed hitherto to represent whether Lower or Upper Paleozoic sequences near Breznička, Ochtičná, Jelšava and Slavoška. Only rare relics of primary clinopyroxene preserved in the bodies, otherwise antigorite is the main rock-forming mineral. Central parts of bodies have massive structures whereas metamorphic foliation prevails along the margins mostly of minor bodies. Besides the prevailing antigorite also talc, amphibole and chlorite do occur in marginal parts of larger bodies or throughout within minor ones. Only a scarce chrysotile vein mineralization occurs here (Breznička locality, Zlocha — Hovorka, 1971).

Laboratory technique used for the identification

Conditions of thermic, X-ray and morphological analysis under scanning electron microscope are the same as indicated in the previous paper of the authors (Hovorka et al., 1980).

Transmission electron microscope and electron diffraction method

Investigations under electron microscope were made using the JEOL JEM-200 CX transmission electron microscope with acceleration potential of 200 kV. Electron diffraction records were evaluated using the labelled values by Brown (1961) and Gard (1971).

Analytical results

Core Mountains and North Veporic crystalline

From the bodies in this geological position, detailed investigation was made on samples coming from Beňuš (samples No 46 and 47) and Polhora (No 48) localities. Serpentine, chlorite, amphibole, talc, ores and carbonates (Plate II/a) have been identified in thin section under polarization microscope. Carbonates, according to the Krivochev's (1972) classification are represented by Fe-dolomite.

The thermic analytical record of sample No 46 (fig. 1) as well as of No 47 points to the presence of chlorite with an endothermic peak at 650 °C and that of antigorite at 780 °C. The small endothermic peak between 800—900 °C related to weight loss refers to Fe-dolomite. Tremolite, being a thermally resistant mineral, does not appear up to 1,000 °C temperature. The record proves up to roughly 20 p. c. antigorite in the sample. The content of talc is considerably higher in sample No 48.

X-ray diffraction records of sample No 46 (fig. 3) as well as of No 47 are almost identical revealing the antigorite-tremolite-chlorite assemblage. The presence of antigorite is proved by reflexes at $d = 0.252$ and 0.243 nm together with pronounced ones at 0.156 nm and 0.153 nm, respectively. The 002 and 004 reflexes that are common for all serpentine-group minerals are overlapping with 002 and 004 reflexes of chlorite. However, chlorite is proved, besides the 001 reflex at $d = 1.368$ nm, also by the 003 one at 0.476 nm. The presence of tremolite in sample No 46 and 47 is proved by reflexes $d = 0.384, 0.328, 0.313, 0.271$ nm and others. The diffraction record of sample No 48 points to antigorite, talc and chlorite content.

Serpentine of sample No 46 appears in electron micrograph as rectangular fragments of 4–5 μm size. Morphology does

not allow unambiguous interpretation of the mineral species from TEM micrographs. However the great value of the "a" cell unit and the antigorite superstructure in electron diffraction figure may be deduced from the record of this monocrystal. Each central point creates a beam in the record corresponding, together with nearest satellites, to the superperiod.

South Veporic crystalline (the Kohút zone)

Laboratory tests were made on samples taken at Čierna Lehota (No 13 and 35), Málinec (No 34), Muránska Lúka (No 31, 36 and 39) and Strieborná localities (No 37, 38). In all cases, serpentine-group minerals compose the rock mass together with further minerals. The sample No 21 (Uhorské locality) consists of long-fibrous (up to 10 cm) flexible silvery and lustrous mineral with a greenish tint and longitudinal attitude in fissure fillings of the metaultramafite body.

The sample No 38 has been chosen to represent the rock-forming serpentine of

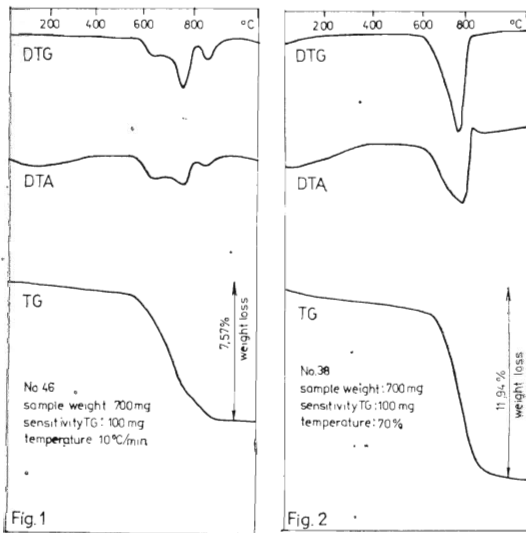


Fig. 1. Thermic analytical record of chlorite-antigorite serpentinite (Beňuš locality, sample No 46)

Fig. 2. Thermic analytical record of serpentinite with higher antigorite content (Strieborná locality, sample No 38)

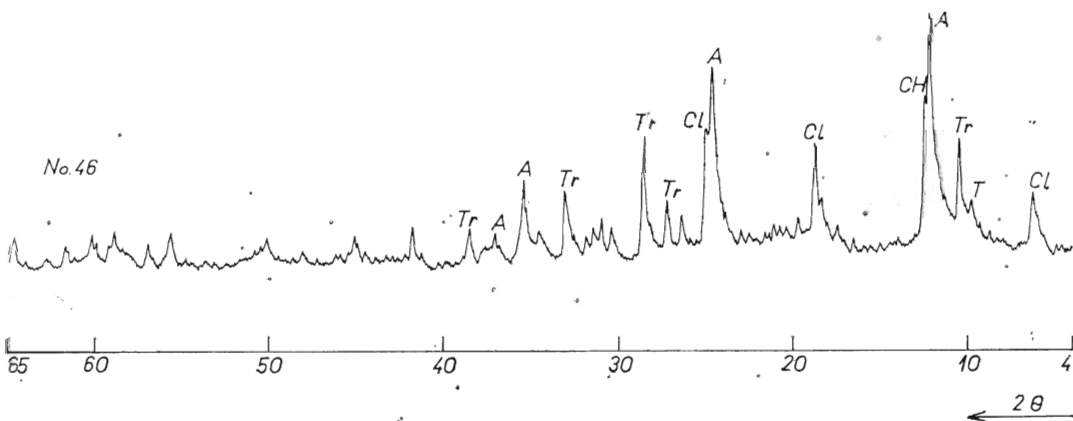


Fig. 3. X-ray diffraction record of powdered chlorite-antigorite serpentinite (Beňuš locality, sample No 46). A — antigorite, CH — chrysotile, Chl — chlorite, Tr — tremolite, T — talc, D — dolomite

this group. A high content of antigorite (95 p. c.) creating thick flakes (Plate VI/b) is characteristic similarly to frequent acicular crystals with radial structure. Overgrowths of a columnar serpentine mineral (chrysotile ?) are identifiable along fissure surfaces perpendicular to the elongation

of thick flaky antigorite. Even tremolite is bound to the layers of thick tabular antigorite (Plate VI/c). Refractive indices do not exceed, in no case, the 1.571 value. The high antigorite content is proved also by DTA and DTG records but mainly by the total weight loss deduced from TG

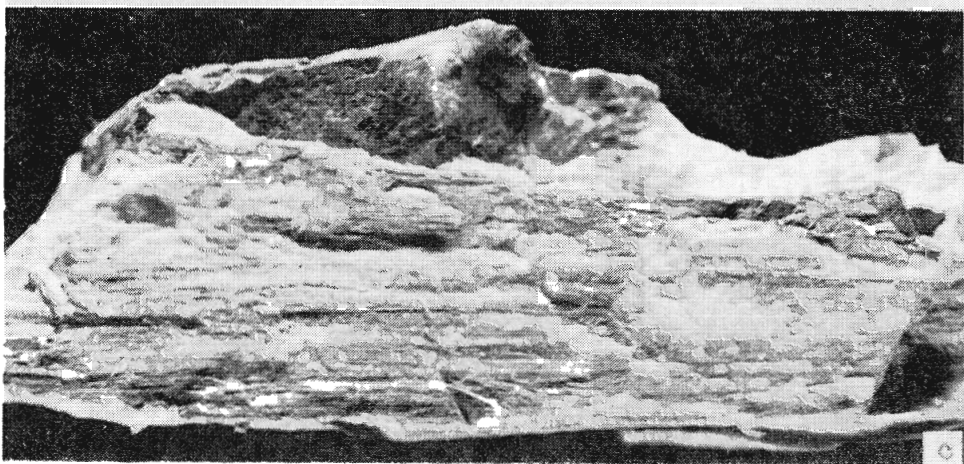
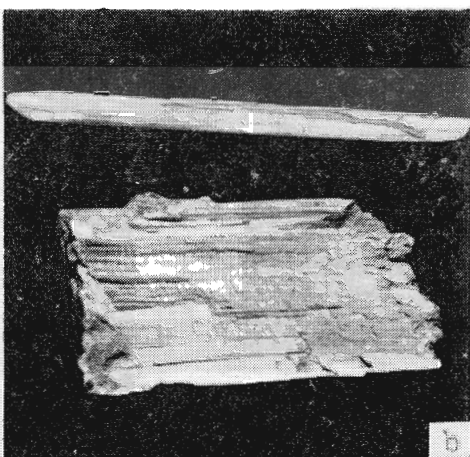
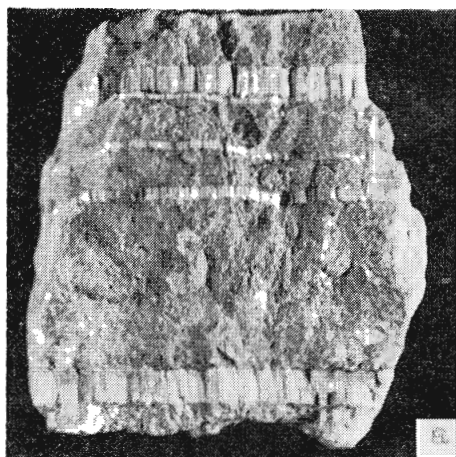
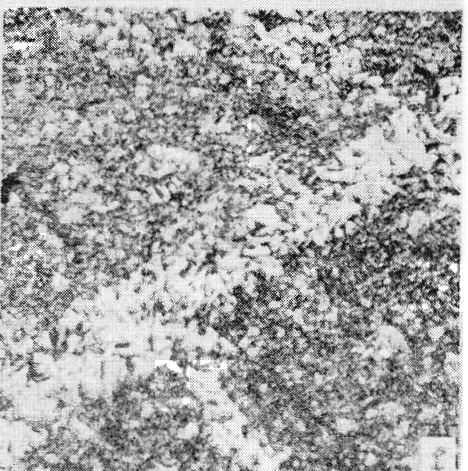
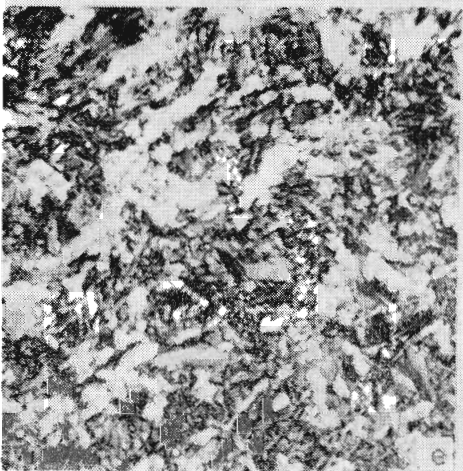
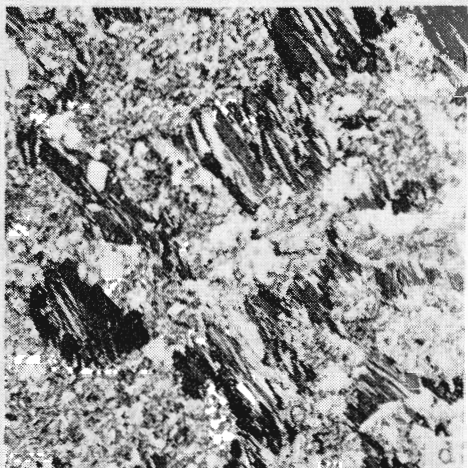
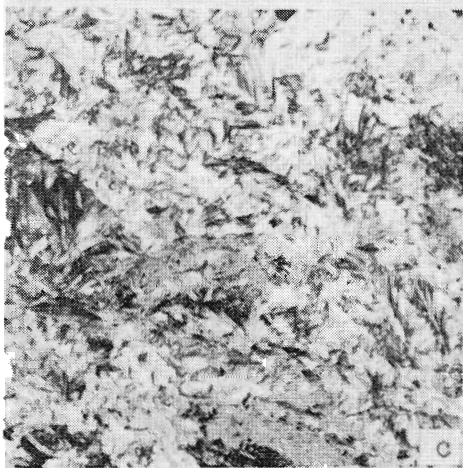
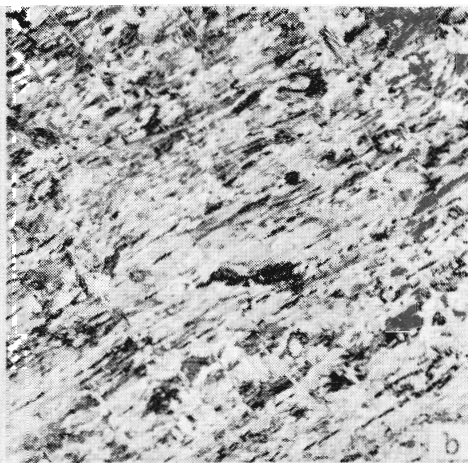
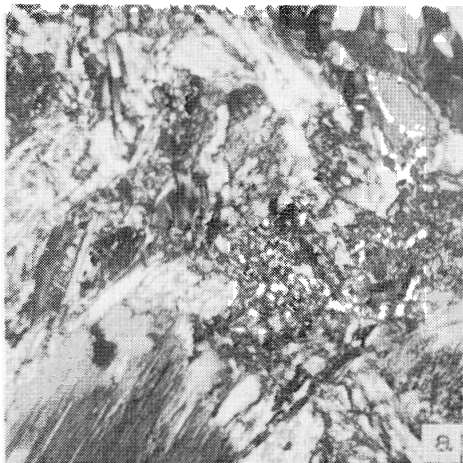


Plate I

- a) Cross-fibrous serpentine asbestos, Uhorské-I locality. Natural size
 b) Solid pale-green antigorite from tectonized zone in ultramafite body near Breznicka. 30 p. c. of natural size
 c) Minute intergrowth of longitudinally fibrous chrysotile and fibrous antigorite, Breznicka locality, sample No 43. Reduced to 70 p. c. of natural size



curves (fig. 2) showing 11.94 weight per cent value and corresponding so to antigorite (Nagy — Faust, 1956, Kalousek — Mutter, 1957, Deer — Howie — Zussman, 1962).

Besides samples No 38 and 37 where X-ray diffraction refers to pure antigorite without further admixture (fig. 4), also talc, chlorite and, in places, dolomite have been identified in further samples. The amount of admixture varies strongly and the indicated assemblage was proved also in samples No 31, 36 (fig. 5) and 37. In the last case, besides antigorite, also lizardite is present in insignificant amounts.

TEM photographs display that antigorite in sample No 38 creates laths to lamellae 0.5—1.5 μm broad and 2—8 μm long with well expressed rectangular cleavage (Plate III/a). Electron microphotograph of the joint surface replica reveals irregularly twisted particles and fan-shaped to chaotic arrangement of lathy crystals with regular terminations (Plate IV/a).

According to refractive indices measured on chlorite of sample No 13 ($N_g = 1.582$, $N_p = 1.576$) the mineral belongs to the Mg-chlorite group (Winchell — Winchell, 1951, Tröger, 1951, Melka, 1957) what has been confirmed also by thermic analysis (fig. 6) where DTA, DTG as well as TG records refer well to data of several authors on trioctahedric chlorite of the

penninite-klinochlore group (Ivanova et al., 1974, Melka, 1957 and others).

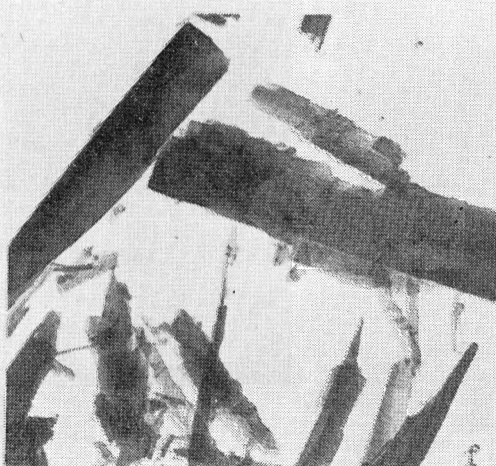
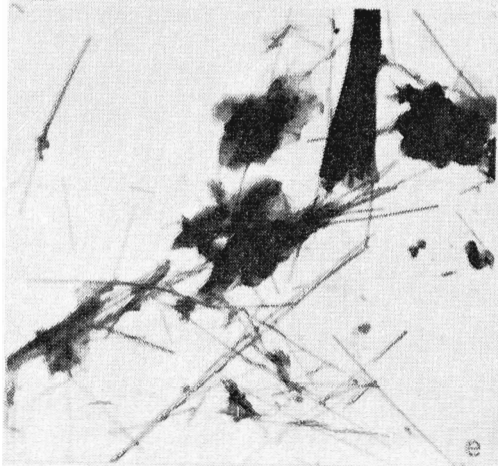
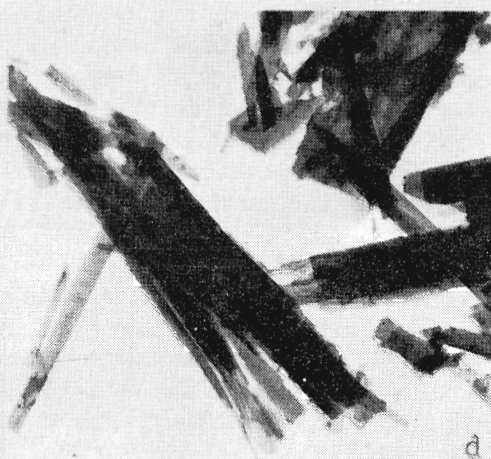
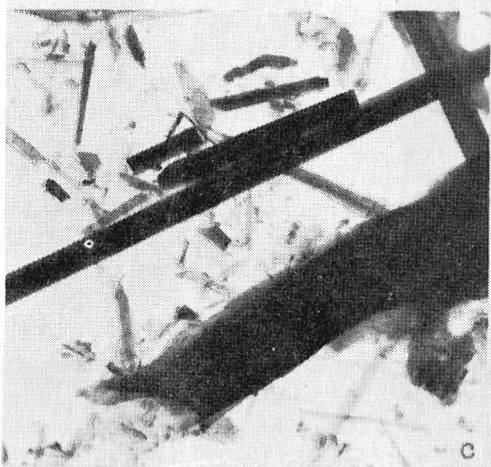
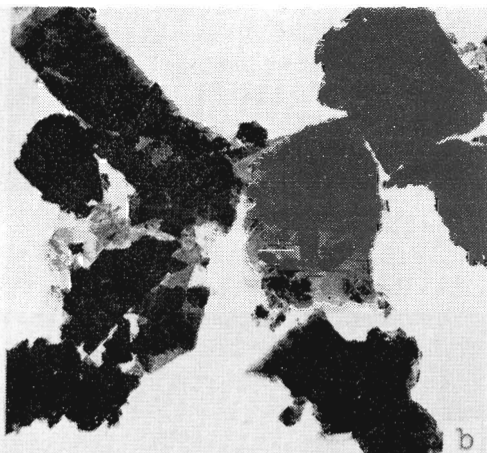
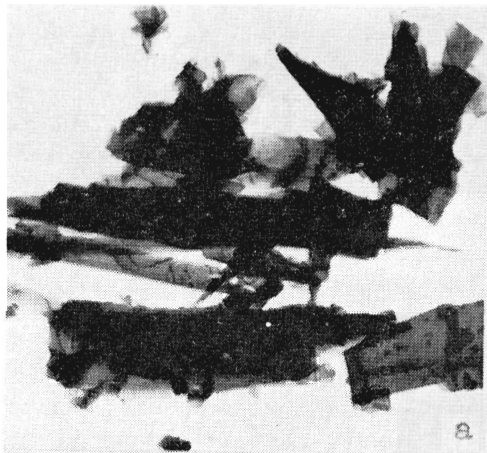
The X-ray diffraction record of sample No 13 and 34 proved overweight of chlorite over antigorite where chlorite appears by a set of reflexes at $d = 1.339, 0.714, 0.474, 0.356 \text{ nm a. o.}$ Chlorite has not been disintegrated neither by boiling with 2N hydrochloric acid during one hour. A small admixture of talc was also recorded in sample No 13 (fig. 4). The sample No 21 is peculiar among the whole sample set of the Kohút crystalline zone being composed of, almost exclusively, tremolite according to thermic analytical data. Similar composition may be deduced from the X-ray record (fig. 4). Electron microphotograph of the original sample replica displays an aggregate of minutely intergrown and parallelly arranged crystals (Plate IV/b).

More detailed morphological investigation of single fibers in water suspension from the sample No 21 under electron microscope allowed the distinction of particles into two groups (Plate III/c): i) — rugged and brittle fibres with sharp termination up to 10 μm long and, ii) — smooth, tighter and moderately arched fibres, considerably longer (up to 10 times) with stubby termination. Antigorite in rugged fibres (type "a") and amphibole in smooth ones (type "b") have been



Plate II

- a) Monoclinic amphibole porphyroblast (left side down) in fine flaky antigorite (centre) and chlorite (light flakes). Pohronská Polhora locality, magn. $\times 42$, crossed polarizers
- b) Planparallel structure of talc-antigorite metaultramafite. Cinobaňa locality, magn. $\times 22$, crossed polarizers
- c) Arborescent texture of talc-antigorite metaultramafite. Cinobaňa locality, magn. $\times 22$, crossed polarizers
- d) Chlorite porphyroblasts (replaced by magnetite) in talc-antigorite metaultramafite. Breznička locality, magn. $\times 22$, crossed polarizers
- e) Random orientation of fine flaky antigorite from the metaultrabasite body near Breznička. Magn. $\times 22$, crossed polarizers
- f) Two generations of antigorite in metaultramafite, Breznička locality, magn. $\times 22$, crossed polarizers



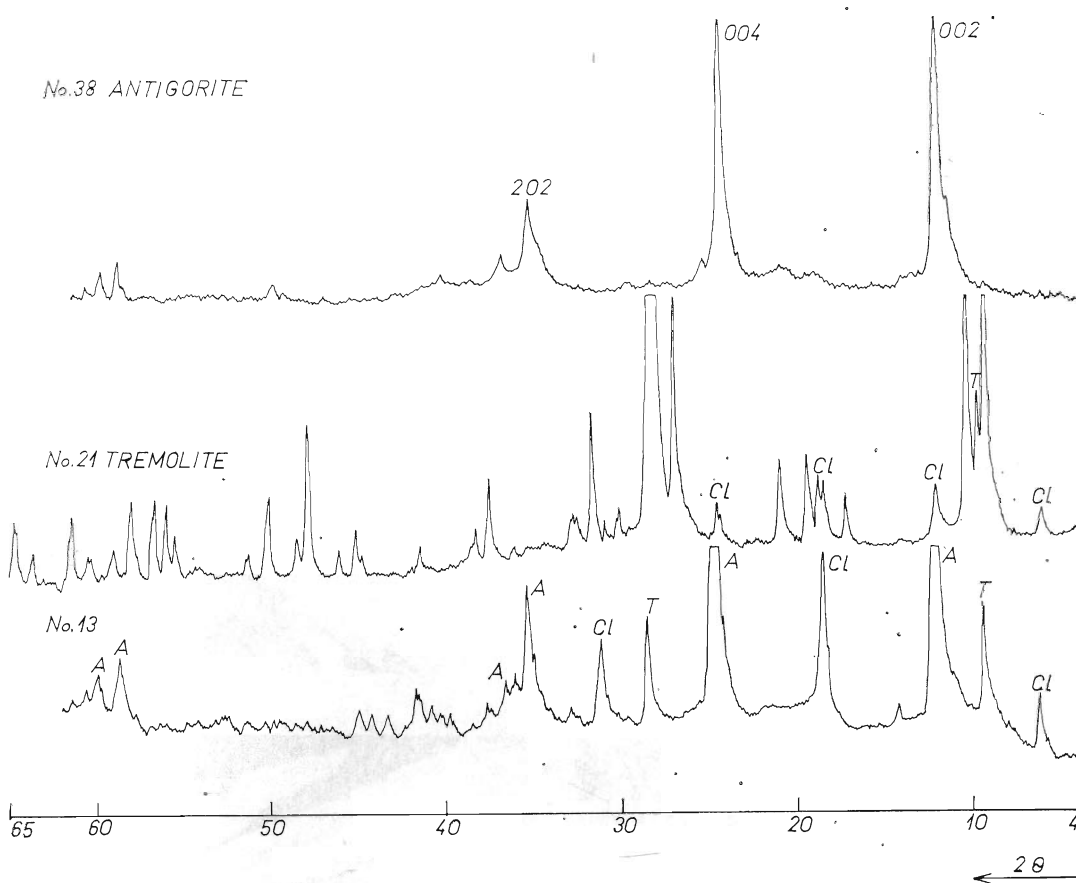
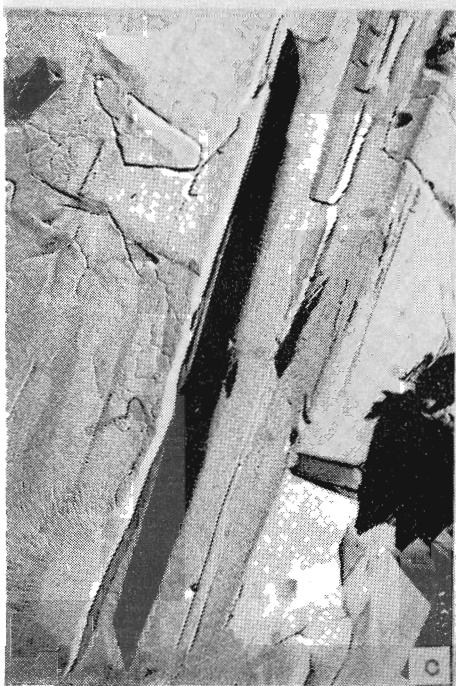
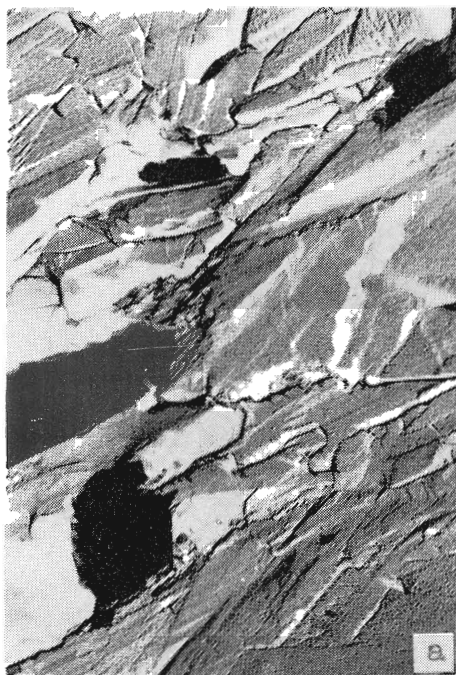


Fig. 4. X-ray diffraction record of powdered antigorite (Strieborná locality, sample No 38), tremolite (Uhorské locality, sample No 21) and chlorite (Čierna Lehota locality, sample No 21) and chlorite (Čierna Lehota locality, sample No 13). Explanations as in fig. 3



Plate III

- Tabular to lathy antigorite with well expressed rectangular cleavage, Cino-baňa locality, sample No 38. Magn. $\times 7,000$, suspension TEM micrograph
- Lathy antigorite and lamellar to tabular lizardite, Tešnářky valley near Dobšíná, sample No 53. Magn. $\times 15,000$, suspension, TEM micrograph
- Rugged friable antigorite fibre and smooth hair-like fibres of tremolite asbestos, Uhorské locality, sample No 21. Magn. $\times 7,000$, suspension, TEM micrograph
- Ribbon-shaped to lathy antigorite, Breznička locality, sample No 41. Magn. $\times 9,000$, suspension, TEM micrograph
- Chrysotile fibres with carbonate, Breznička locality, sample No 43. Magn. $\times 7,000$, suspension, TEM micrograph
- Acicular antigorite crystals, Breznička locality, sample No 1. Magn. $\times 9,000$, suspension, TEM micrograph



identified using electron diffraction records of "marginal" fibre types and by comparison of layer line separations measured with the labelled ones (Brown, 1961). The electron diffraction record (Plate V/b) displays a large "a" parameter defining lattice wave periodicity of antigorite superperiode.

Cross-fibrous serpentine, 1–5 cm long and strongly steatitized ("serpentine asbestos", Plate I/a), was known to occur on the Uhorské locality formerly (Hovorka, 1965). In the course of later prospection, also longitudinally oriented fibrous amphibole asbestos of the tremolite group was identified by DTA, X-ray and chemical data (Zlocha — Hovorka, 1971) from marginal parts of the ultramafite body. However, the material investigated has not been always the same.

According to microscopic observations,

the attitude of antigorite within ultramafite bodies investigated is various. A well preferred orientation of antigorite from the Strieborná body is shown in Plate II/b whereas an example of arborescent antigorite structure is in Plate II/c. Fine flaky talc occurs there also in irregular aggregates. Mg-chlorite porphyroblasts strongly pigmented by magnetite occur in fine flaky talc-antigorite matrix of a sample from Uhorské (Plate II d).

The Rakovec group of the Gemeric unit

Samples investigated were taken from the following known ultramafite bodies of the unit: Vyšný Klátov (No 52), Tešnářky valley near Dobšiná (No 53, 54) and Bukovec (No 55). Rock-forming serpentine was investigated in all cases.

Samples from Vyšný Klátov and Tešnář-

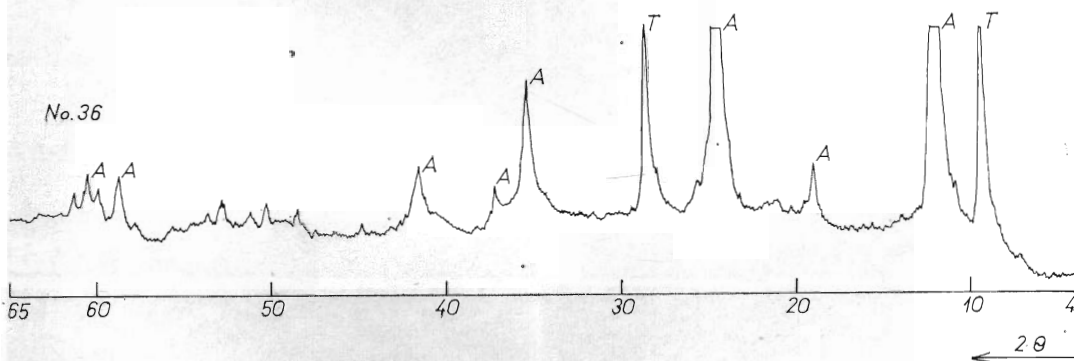


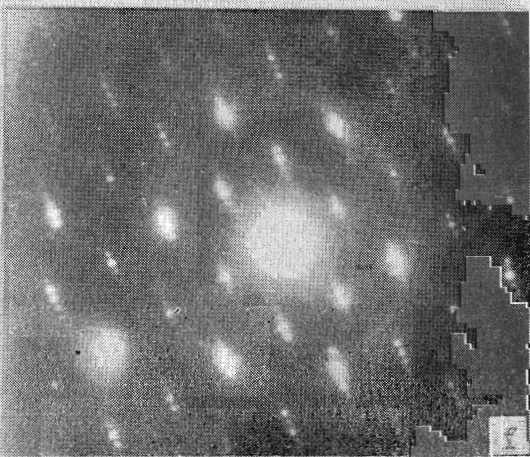
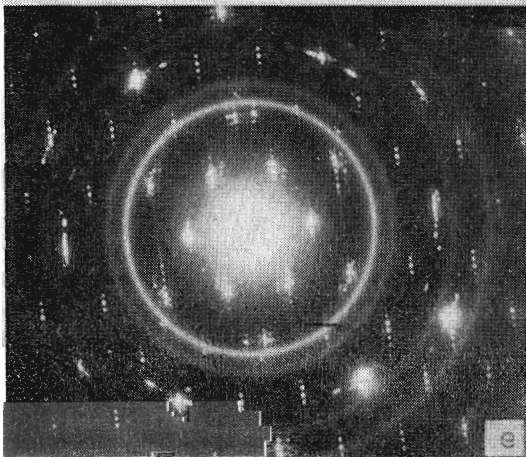
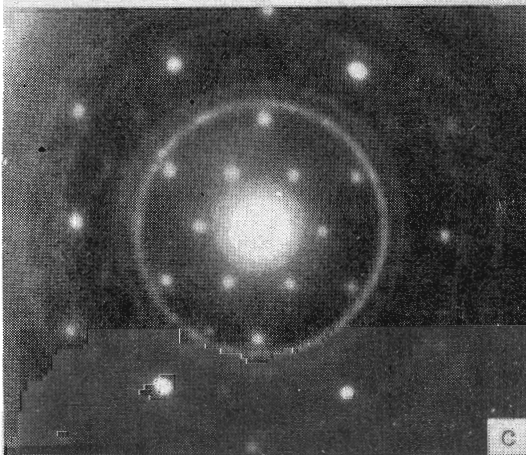
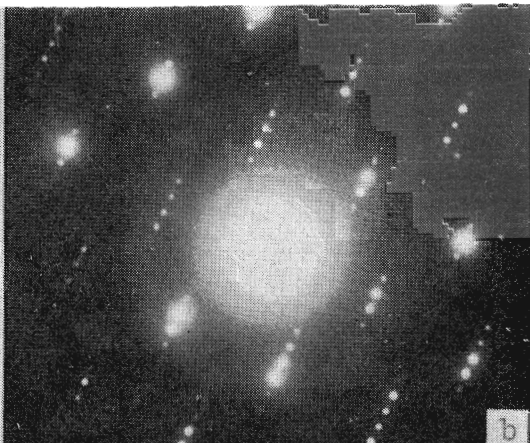
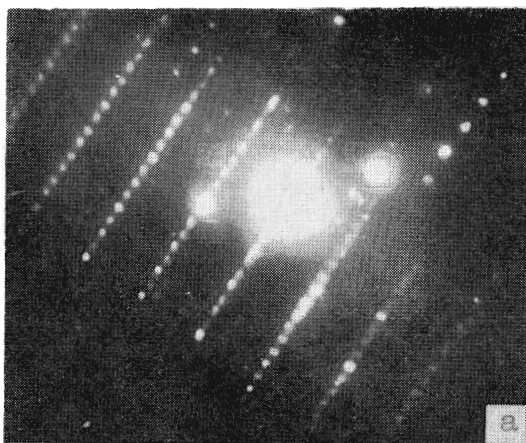
Fig. 5. X-ray diffraction record of antigorite and tremolite (Muránska Dlhá Lúka locality, sample No 36). Explanations as in fig. 3

Plate IV

- Chaotic arrangement of lathy antigorite crystals with regular terminations, Strieborná locality, sample No 38. Magn. $\times 7,000$, replica, TEM micrograph
- Aggregate of minutely intergrown antigorite and tremolite crystals, Uhorské locality, sample No 21. Magn. $\times 7,000$, replica, TEM micrograph
- Parallel attitude of antigorite crystals, the original disposition fixed on the matrix. Breznička locality, sample No 41, magn. $\times 9,000$, extraction replica, TEM micrograph
- Planparallel and fan-like distribution of antigorite crystals, Breznička locality, sample No 1. Magn. $\times 9,000$, extraction replica, TEM micrograph

ky contain mixtures of serpentine minerals composed of chrysotile-lizardite as well

as of the antigorite group (Plate VI/d). Long-fibrous chrysotile is present together



with prevailing flaky antigorite there.

Mixtures of the lizardite-chrysotile group with antigorite appear in the sample No 53 on DTA and DTG records, besides higher content of free water, also by two endothermic peaks in the 700–800 °C range. The first endothermic peak at 700–720 °C reflects chrysotile and lizardite breakdown whereas another one at 770 °C that of antigorite (fig. 7). The exothermic peak at 820 °C is always well expressed. Only antigorite is contained in sample No 55. Flakes of it are slightly undulated or tend to arrange into radial nodes (Plate VI/e, f). Refractive indexes are as follows:

Sample No 54 Ng = 1.565

Np = 1.585 Ng–Np = 0.007

Sample No 55 Ng = 1.569

Np = 1.563 Ng–Np = 0.006

X-ray diffraction records of samples in the group are the same differing from the previous by lower degree of ordering expressed by weak and scattered reflexes only. Exclusively antigorite was proved in samples No 52, 54 and 55 (fig. 8). To the contrary, a scattered record at $d = 0.25$ and a weak doublet at $d = 0.153$ and 0.150 nm point to the presence of lizardite in sample No 53 (fig. 8).

Similarly, also the electron microphotograph of the suspension from sample No 53 (Plate III/b) displays lizardite besides antigorite laths and lamellae with well expressed rectangular cleavage (1 : 3 size,

length up to 3 μm). Shapes of lizardite particles are flaky, isometric, permeable to electrons to tabular ones attaining 0.1–0.2 μm size. Minute intergrowths of flaky antigorite and lizardite are interesting. The electron diffraction of a single monocrystal from sample No 53 (Plate V/c) resulted in hexagonal point net (net plane)

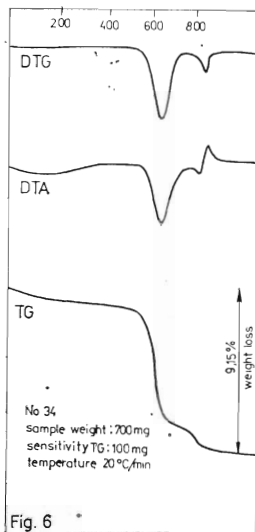


Fig. 6

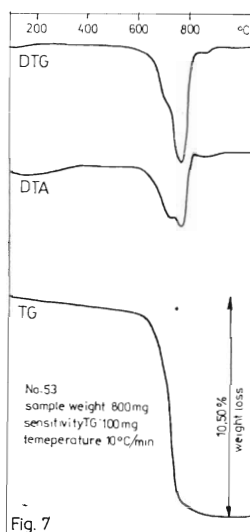


Fig. 7

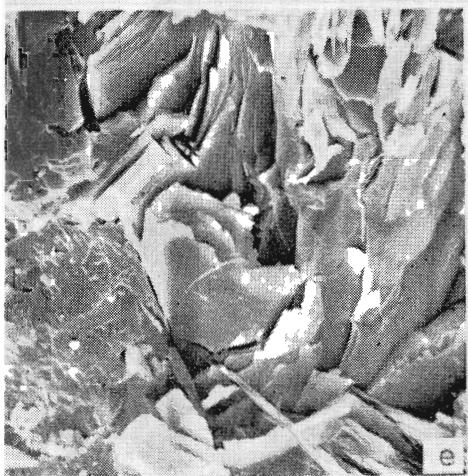
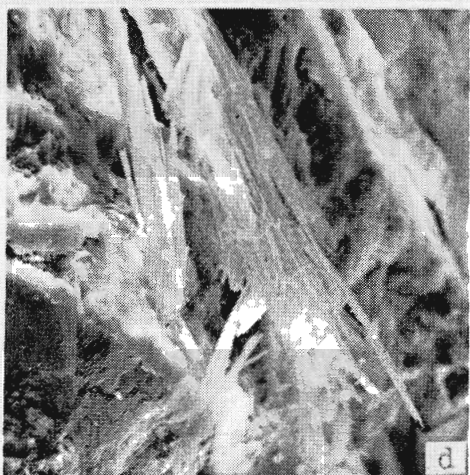
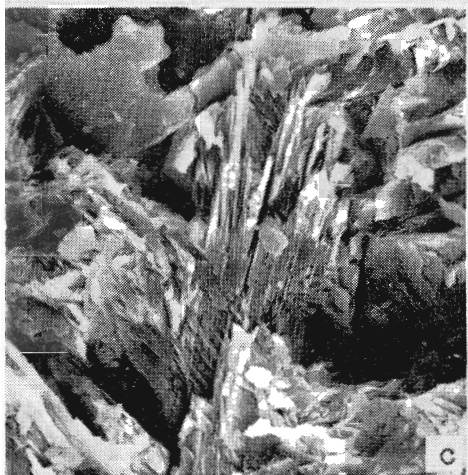
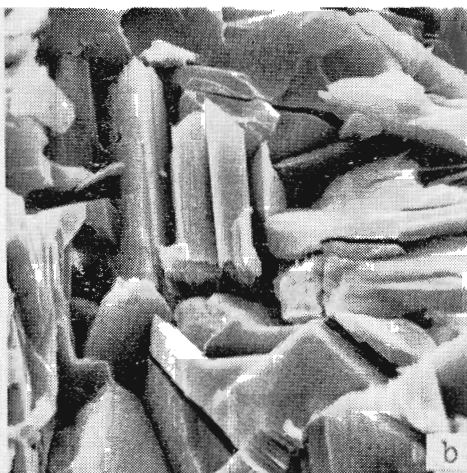
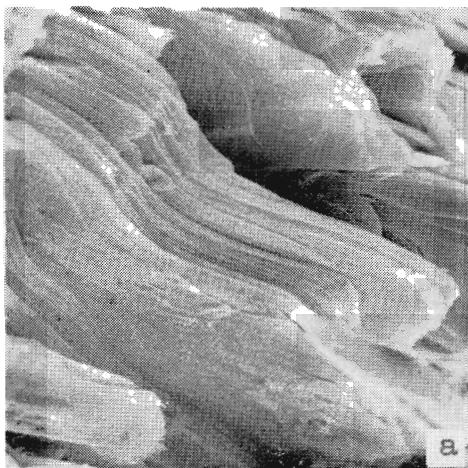
Fig. 6. Thermic analytical record of sample containing predominately chlorite (penninite — klnochlore, Čierna Lehota locality, sample No 34)

Fig. 7. Thermic analytical record of serpentine mineral mixture (lizardite-chrysotile group, antigorite, Tešnářky valley near Dobšíná, sample No 53)

Plate V

Electron diffraction records

- Tremolite monocrystal (smooth surface), (b, c) plane of the reciprocal lattice, crystal elongated along the c-axis. Uhorské locality, sample No 21
- Antigorite with large a-parameter defining the lattice wave periodicity (the superperiode), Uhorské locality, sample No 1
- Lizardite monocrystal, (a, b) plane section, Tešnářky valley near Dobšíná, sample No 53
- Chrysotile tube. The (020) and (130) reflexes point to clinochrysotile. Brezníčka locality, sample No 43
- Lattice point record of antigorite. The great circle electronogram of Au under equal conditions serves as standard. Brezníčka locality, sample No 41
- Characteristic reflection bunches of antigorite superperiodicity, Brezníčka locality, sample No 1



showing (a, b) plane section through the reciprocal lizardite lattice.

Veinlets up to 1–2 mm thick with cross-oriented chrysotile occur in metaperidotite bodies in the Tešnářky valley near Dobšíná (Hovorka — Ivan, 1981).

Upper Carboniferous of the Gemic unit

The following ultramafite bodies of the Gemic Upper Carboniferous were sampled for investigations: Banská dolina valley near Jelšava (sample No 33), Ploské (No 44, 45), Breznička (No 40, 41). Besides those “rock-forming” serpentines also further samples were subject to investigations:

Sample No 32 — hard, brittle columnar

pale-green serpentinite from tectonized zone, Banská dolina valley near Jelšava,

Sample No 42 — long columnar (up to 20 cm), hard, pale-green mineral from the Breznička body,

Sample No 43 — light, greenish to silvery white, longitudinally fibrous and pliable mineral of “asbestos” appearance (fibre length up to 5 cm) from the Breznička body,

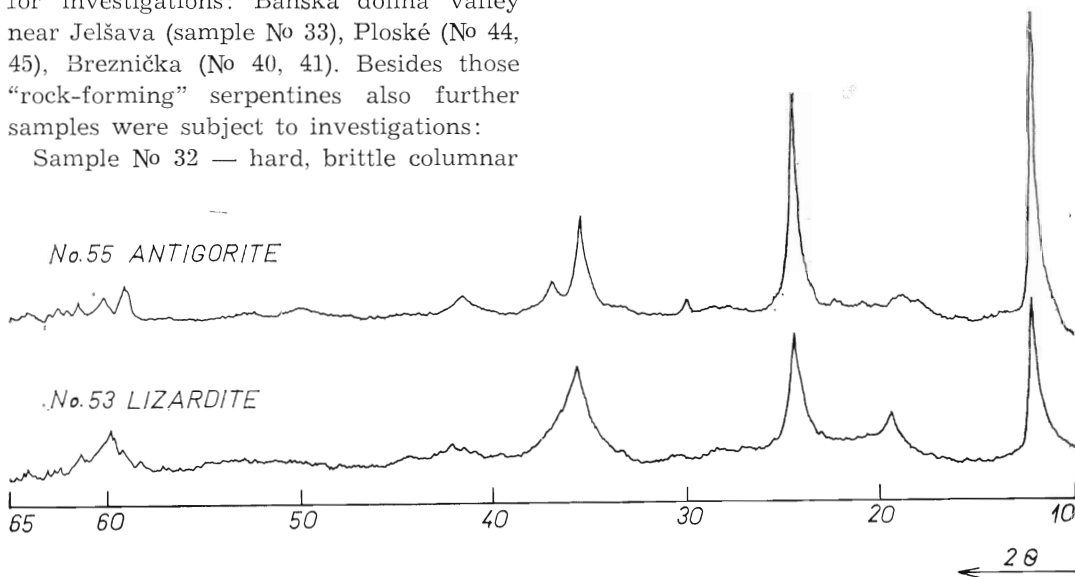


Fig. 8. X-ray diffraction record of powdered antigorite (Bukovec locality, sample No 55) and of lizardite (Tešnářky valley near Dobšíná, sample No 53). Explanations as in fig. 3



Plate VI

a) Flaky to thin tabular antigorite, Pohronská Polhora locality, sample No 48, magn. $\times 2,500$, SEM micrograph

b) Thick tabular antigorite, Cinobaňa locality, sample No 37, magn. $\times 3,000$, SEM micrograph

c) Columnar tremolite crystal with pronounced cleavage along the c-axis in tabular antigorite aggregate, Málinec locality, sample No 34, magn. $\times 2,500$, SEM micrograph

d) Mixture of flaky antigorite and fibrous chrysotile, Tešnářky valley near Dobšíná, sample No 54, magn. $\times 3,000$, SEM micrograph

e) Thick flaky to thin tabular antigorite, Bukovec locality, sample No 55, magn. $\times 2,550$, SEM micrograph

f) Antigorite flakes with tendency to radial and arborescent structure, Bukovec locality, sample No 55, magn. $\times 5,000$, SEM micrograph

All micrographs made under JSM-03 scanning electron microscope by K. Šebor

Sample No 1 — long, acicular to fibrous, brittle and solid mineral from Breznička.

Antigorite is the dominant serpentine mineral in all bodies, either as rock-forming or vein-filling one, located in the

Upper Carboniferous of the Gemic unit. In places, antigorite associates with talc, Mg-chlorite and monoclinic amphibole. This rock-forming amphibole has usually thick tabular habit (Plate VII/a).

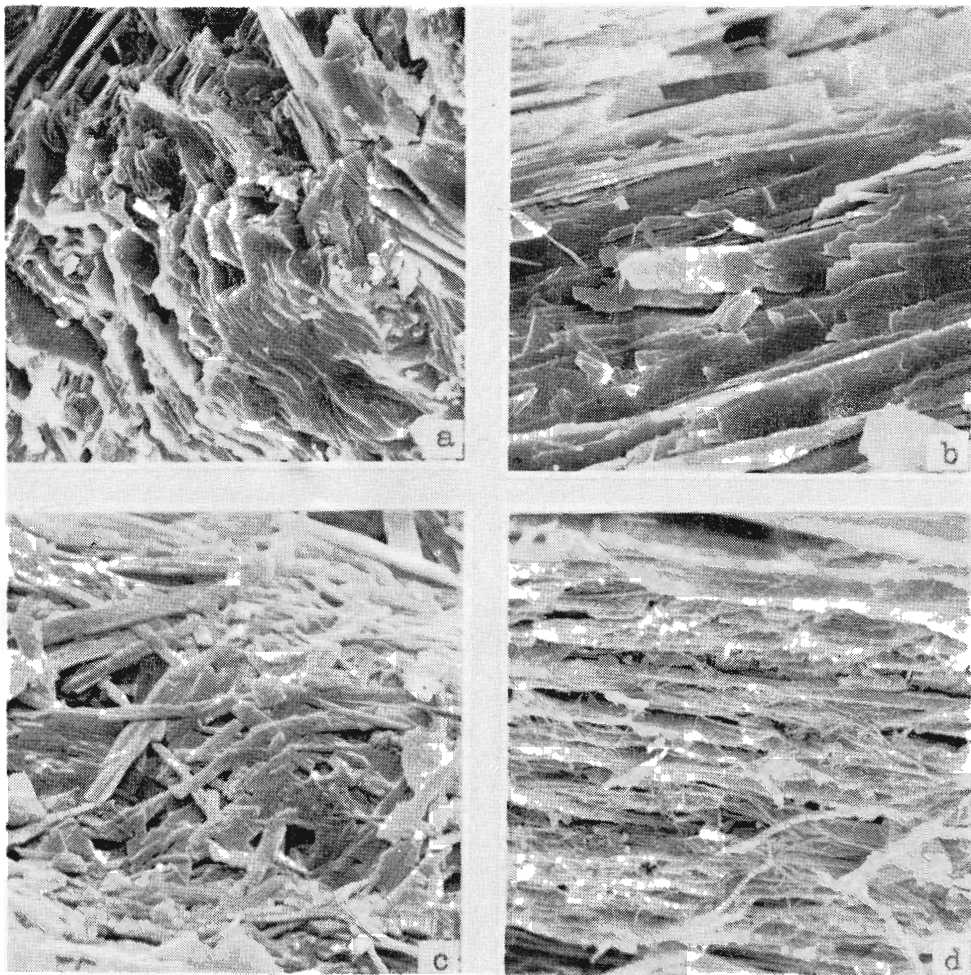


Plate VII

a) Tabular habit of antigorite, Ploské locality, sample No 44. Magn. $\times 3,000$, SEM micrograph

b) Lathy to tabular type of antigorite, Breznička locality. The sample is the same as in Plate I/b, magn. $\times 5,000$, SEM micrograph

c) Breakdown of solid antigorite, Breznička locality. The sample is the same as in Plate I/b, magn. $\times 3,000$, SEM micrograph

d) Mixture of narrow lathy antigorite with fibrous chrysotile, Breznička locality, sample No 43, magn. $\times 3,000$, SEM micrograph

All micrographs made under JSM-03 scanning electron microscope by K. Šebor

The pale green, solid and rigid antigorite (Plate I/b) of tectonic zones within ultra-mafite bodies, has tabular habit with plan-parallel orientation of single particles (Plate VII/b) desintegrating, in details, along fracture surfaces (Plate VII/c).

Most of bodies contain antigorite of flaky habit and random orientation (Plate II/b). In places antigorite occurs in two or more generations whereas antigorite II in antigorite-talc crevice fillings creates clearly larger flakes (Plate II/f). The majority of investigated samples consists of dominating antigorite (e. g. sample No 41, fig. 9). DTA as well as DTG records together with the distribution of weight loss are similar and lesser differences are due to the presence of further minerals in single samples.

Refractive indexes of antigorite from bodies of the group are fluctuating mostly around the 1.570 value or are slightly lower. For example, the following values were obtained for sample No 40: $N_g = 1.568$, $N_p = 1.562$, $N_g - N_p = 0.006$.

Besides prevailing antigorite, a small admixture of chrysotile has been found on X-ray records of samples from the Brezňička and Ploské localities (No 41, 44, fig. 11). Other samples from the Brezňička body contain small amounts of dolomite whereas only antigorite is present in samples No 3 and 32. Electron microphotographs of the suspension from sample No 41 reveal ribbon-shaped to lathy forms of antigorite (Plate III/d). Laths are only 0.3–2.0 μm wide and 1–12 μm long. The original disposition of a single particle, 0.5 to 12 μm in size, is shown by the electron microphotograph of the fracture surface replica of the natural sample on Plate IV/c (sample No 41).

Antigorite crystals have parallel attitudes here. The electron diffraction of an antigorite monocrystal yields records identical with those in Zussman et al.

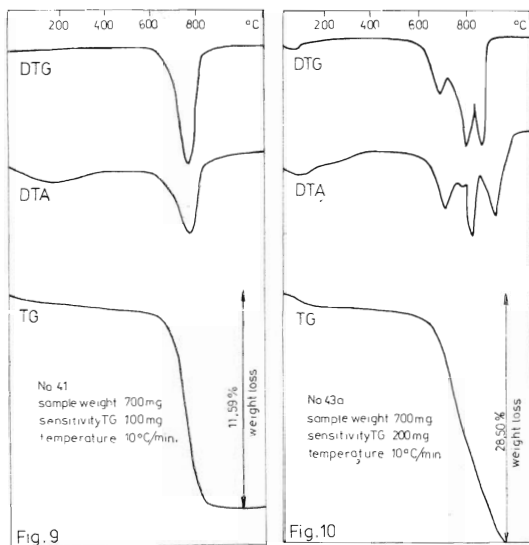


Fig. 9. Thermic analytical record of antigorite sample (Brezňička locality, sample No 41)

Fig. 10. Thermic analytical record of antigorite with dolomite (Brezňička locality, sample No 43a)

(1957). According to the calculation of numeric values from the record (Plate V e), the mineral was identified as antigorite. The original preparation is gilded. The sample No 43 from Brezňička is a chrysotile-antigorite-dolomite mixture. Minute intergrowth of narrow lathy antigorite with fibrous chrysotile from the sample is in Plate VII/d.

The thermic analysis of the original sample (fig. 10) points to prevailing chrysotile and dolomite. Further two records (figs. 12 and 13) reveal the share of chrysotile and antigorite after the dissolution of dolomite using diluted hydrochloric acid. For the dissolution of chrysotile, the different stability of serpentine minerals in 1N HCl was exploited. Heating of the sample in diluted hydrochloric acid at 90 °C temperature during one hour results only in partial breakdown of the chrysotile structure whereas antigorite remains stable

(Nagy — Faust, 1956). During this test, dolomite and chrysotile were removed only partially but antigorite remained stable. For a complete breakdown of dolomite, the sample was boiled for short time in hydrochloric acid diluted to 1:5 with successive careful washing. The test completely removed dolomite and chrysotile whereas the antigorite structure remained untouched. Applying less intensive breakdown in the first case, chrysotile preserved

in equal amounts to antigorite in the sample. After more intense treating the antigorite content already predominated on the thermic analytical record (fig. 13). The amount of chrysotile removed may be deduced from the total water loss as this is proportional to the amount of chrysotile in the sample. In the first case, the water loss is 13.53 p. c. what means higher chrysotile content whereas, in the second case, the value is 13.15 p. c. and anti-

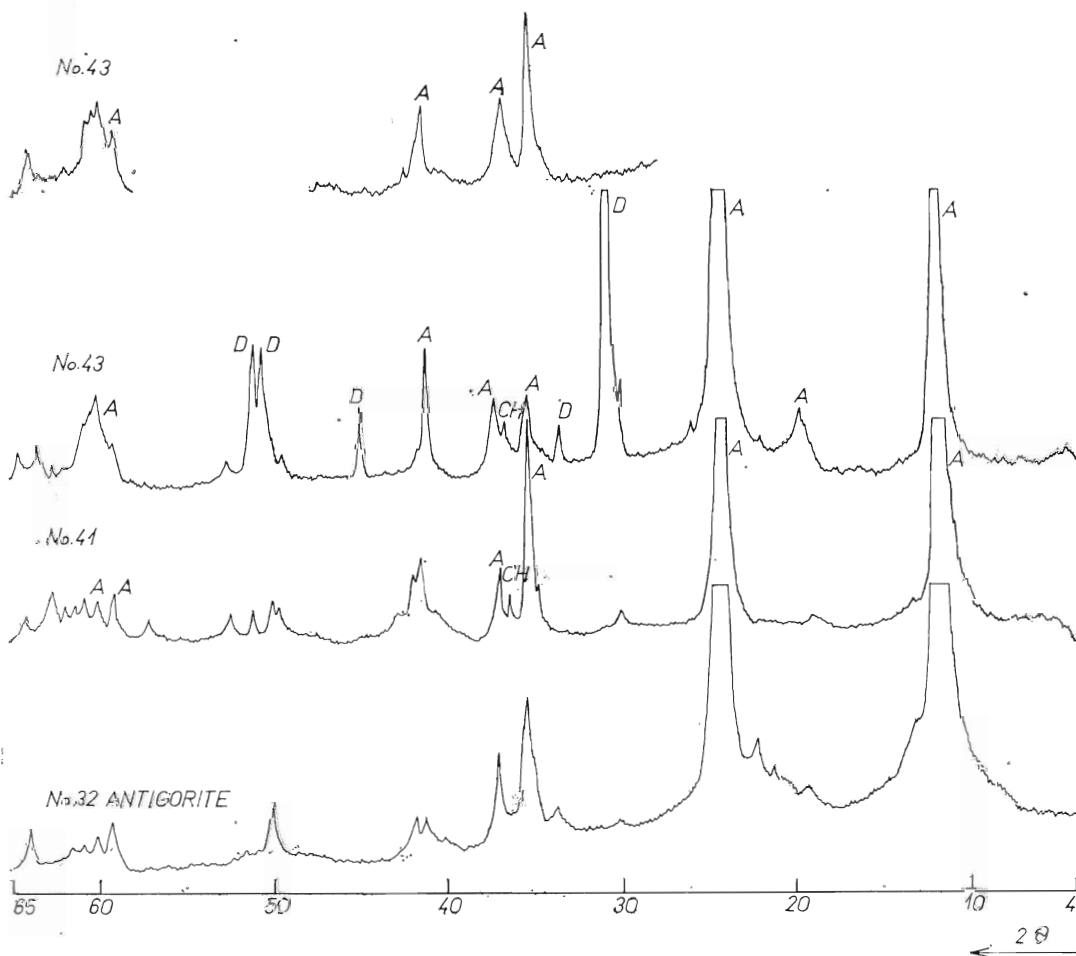


Fig. 11. X-ray diffraction record of powdered samples from Brezníčka (No 43, 41) and Ochtná — Banská dolina valley (No 32). Explanations as in fig. 3

gorite here prevails (fig. 13). Antigorite, chrysotile and dolomite of sample No 43 are proved also by the X-ray diffraction record. After testing the sample with hydrochloric acid, only antigorite appears on the X-ray record whereas chrysotile and dolomite were removed.

Electron microphotographs of the sus-

pension from sample No 43 (Plate III/e) reveal chrysotile fibres of equal thickness along their whole length. The characteristic feature in selective electron diffraction record of a single chrysotile tube appears by the reflexes of the hkl and $h0l$ zones that are peculiar for chrysotile (Zvyagin, 1964). The demonstrated record (Plate V/d) shows two kinds of marginal systems: that of point planes (00) and of radial ones (020). It is a typical diffraction figure of chrysotile crystal registered perpendicularly to the tube axis. The clear reflexes of (020) and (030) point to clinochrysotile (Zvyagin, 1964) whereas no other serpentine mineral was proved by electron diffraction in sample No 43.

The X-ray diffraction record of long-acicular and silvery white mineral of sample No 1 from Breznička reveals diagnostic reflexes at $d = 0.253$ nm and 0.242 nm that, together with the doublet at $d = 0.156$ nm and 0.154 nm respectively, indicate antigorite. The diluted hydrochloric acid test (Nagy — Faust, 1956) was used for the identification of antigorite, too.

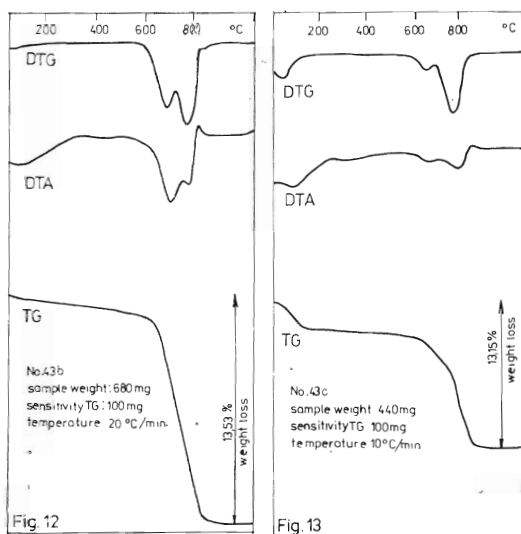


Fig. 12. Thermic analytical record of sample No 43b after the dissolution of dolomite by boiling in diluted hydrochloric acid

Fig. 13. Thermic analytical record of sample No 43c after boiling in hydrochloric acid diluted to 1 : 5. Antigorite prevails over chrysotile after the test

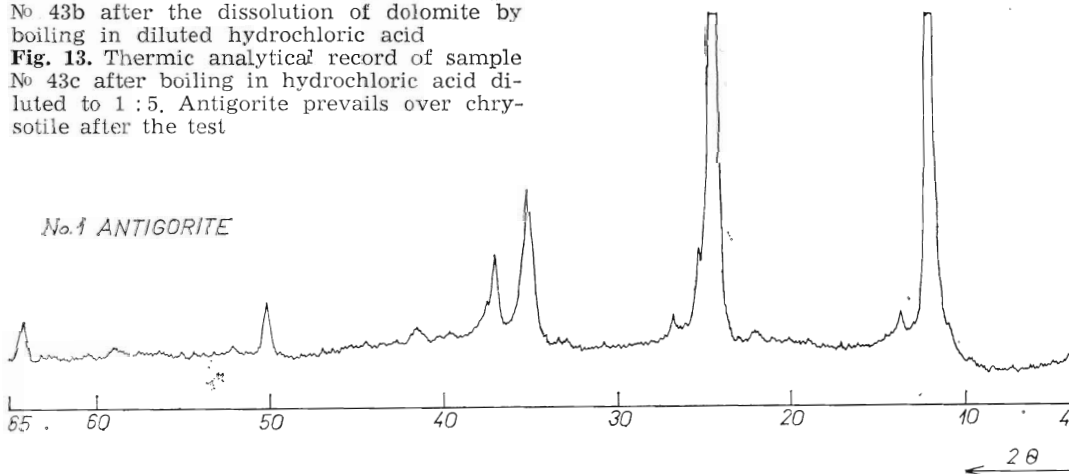


Fig. 14. X-ray diffraction record of powdered fibrous antigorite (Breznička locality, sample No 1). Explanations as in fig. 3

The suspension of sample No 1 prepared for scanning under electron microscope revealed needle-shaped antigorite particles 0.1—1.0 μm broad and 20 μm long (Plate III/f). The original distribution of crystals is planparallel and slightly fan-like shown by extraction replica of the fracture surface on Plate IV/d. Electron diffraction yields point figure of the reciprocal lattice in (a, b) plane with characteristic bunches of antigorite superperiodicity (Plate V/f).

According to the laboratory tests, several mineral species do occur in the metaultramafite body near Breznička that have "asbestos-like" appearance:

a) cross-fibrous chrysotile filling of rare crevices thick up to 10 mm and rarely up to 50 mm (Zlocha — Hovorka, 1971, Zlocha et al., 1981),

b) longitudinally-fibrous chrysotile with fibre lengths up to 15 cm (Zlocha — Hovorka, 1971),

c) long acicular to long fibrous silvery white and flexible antigorite (sample No 1) and,

d) minutely intergrown fibrous chrysotile-antigorite mixture of longitudinal type represented by sample No 43 (Plate I/c).

Discussion and conclusions

1) Considerable differences were found between serpentine-group minerals from metaultramafite bodies in Mesozoic sequences (Hovorka et al., 1980) and bodies located in Pre-Mesozoic metamorphic complexes. Rock-forming serpentine, from ultramafite bodies within the Meliata group of Mesozoic age, or within its eventual tectonic equivalents, are lizardite and chrysotile in strongly variable proportions. These serpentine minerals create crevice fillings or occur along polished tectonic surfaces in the bodies proving that tectonic processes occurred under the condi-

tions of the prehnite-pumpellyite facies. The presence of brucite bound to apodunitic portions of bodies is characteristic. A varied ore association is also present together with the lizardite-chrysotile association there (Rojkovič — Hovorka, 1979, Rojkovič, in print). To the contrary, antigorite appears as typomorphic mineral in metaultramafite bodies within Pre-Mesozoic metamorphites. Antigorite associates with tremolitic amphibole, Mg-chlorite, talc and carbonates all identified already formerly by optical means (Hovorka, 1965, 1976) and proved recently as well by X-ray analysis and thermic tests. Antigorite is, together with the indicated association, the main rock-forming mineral of metaultramafite bodies. The assemblage occurs also along tectonic zones and polished tectonic surfaces in long columnar to acicular particles with longitudinal attitude to tectonic elements. Data prove that tectonic processes affecting the already serpentinized (i. e. antigorite-bearing) ultramafite bodies occurred under conditions of green-schist to low-temperature amphibolite facies.

2) Carbonates in investigated samples are mostly Fe-dolomite (sample No 43) or sideroplesite and pistomesite (sample No 35). Insignificant amounts of carbonates (3—5 p. c.) were found in the majority of investigated samples.

3) Morphological investigation of serpentine-group minerals under both optical and transmission electron microscope revealed, besides overwhelming flaky shapes, also lathy (Plate III/b) and acicular (Plate III/f) antigorite in places of fan-like arrangement. Antigorite fibres have always positive optical elongation. More detailed subdivision of antigorite morphology was made by TEM and SEM scanning:

a) lathy to tabular particles with well expressed partition (rectangular shape) of samples No 1, 41 and 44,

b) the massive and aphanitic type, by naked eye, reveals rectangular fragmentation in TEM microphotographs (samples No 46 and 48),

c) the fibrous antigorite type of some samples (No 36, 38) yields elongated narrow lathy crystal particles,

d) rugged and friable fibres of antigorite from sample No 21,

e) minutely intergrown lathy to rod-shaped antigorite with another serpentine mineral, probably lizardite, observed in some samples (No 52, 53).

Electron diffraction records of all rock-forming serpentine minerals reveal specific pattern of antigorite. The "b" and "c" axes are roughly the same whereas the "a" axis is usually large one in the elementary structural unit of antigorite. As sporadic mineral, lizardite occurs in samples No 13, 48, 52 and 53. It is very fine-grained, isometric to tabular or leavy, with high ability to preferred orientation and yielding well expressed layer lines. Elementary cell parameters are $a. = 0.53$ nm, $b. = 0.82$ nm and $c. = 0.72$, the nearest ones to those of serpentine minerals.

4) The presence of antigorite (contrary to a lizardite-chrysotile assemblage in Mesozoic bodies) proved in metaultramafite bodies within Pre-Mesozoic metamorphics may be the result of

a) prograde metamorphism under green-schist to low-temperature amphibolite facies conditions where antigorite originated at the expense of previous lizardite and chrysotile (Evans et al., 1976) or,

b) serpentinization under higher pressure and temperature if compared to conditions of lizardite and chrysotile generation.

Antigorite in ultramafic bodies of the West Carpathians may be explained, assuming its structural features, as the product of prograde metamorphic recrystallization of an original lizardite-chrysotile

assemblage. This recrystallization occurred under intermediate pressure conditions of green-schist to low-grade amphibolite facies. PT-conditions of antigorite crystallization together with that of coexisting metamorphic minerals are limited by the absence of the antigorite + forsterite or forsterite + talc assemblage (Evans et al., 1976).

5) No brucite was found in metaultramafite bodies within Pre-Mesozoic metamorphite complexes of the West Carpathians. The absence of brucite in bodies containing overwhelming antigorite has been reasoned by experimental data as well (Trommsdorf — Evans, 1962).

6) The predominating content of antigorite together with lizardite in metaultramafic bodies of the Gemeric Rakovec group proves that these bodies underwent two recrystallization events of intermediate pressure conditions in green-schist facies. The older event produced antigorite whereas a successive hydrothermal overprint under low pressure led to the crystallization of lizardite at the expense of older antigorite. This, by its manner retrograde, process occurred at the presence of a hydrothermal phase observed namely in bodies of the Tešnářky valley near Dobšiná (Hovorka — Ivan, 1981). Most probably, this hydrothermal process was concomitant with the generation of Co—Ni arsenides in the Dobšiná area (Hovorka — Ivan, 1981). Similar polyphase development of mineral assemblages in serpentinite bodies was already reported (Coleman, 1971, Mumpton — Thompson, 1975 and others).

7) The coexistence of talc and dolomite (magnesite) with antigorite is proof for the participation of carbon dioxide in reacting fluid (wapor) phases during the metamorphic recrystallization of lizardite and chrysotile into antigorite. Coexisting carbonates, talc, antigorite and, in the

case of abundant alumina, even chlorite and monoclinic tremolitic amphibole originated during the metamorphic reactions.

8) The group of metaperidotite bodies near Breznička is peculiar for the presence of pronouncedly different rock types of rodingitic nature. These rock paths attain some cubic dm to several metres size and are surrounded by serpentinite. Their mineral composition is Ca-garnet, pyroxene, vesuvianite, prehnite, minerals of the epidote group and others. The presence of rodingite proves the depletion of calcium in the course of serpentinization processes. Most likely, the ultramafic rock masses derived from the upper mantle incorporated, during their tectonic transport, the surrounding rocks (mostly sediments) and altered them to rodingite.

9) Long-fibrous serpentine on shear planes or polished joint surfaces (at Uhorské and Breznička localities) has been unambiguously identified, by all techniques used, to represent antigorite ("picrolite"). Hence, the tectonic processes involving ultramafite bodies yet after the generation of rock-forming antigorite, occurred under conditions of green-schist to low-temperature amphibolite facies that is under the same metamorphic regime as did the rock-forming mass of the bulk bodies. This conclusion is valid even for the bodies within the Mesozoic of the Gemeric unit (Hovorka et al., 1980). The identification of some fibrous serpentine types occurring along shear planes as antigorite motivates its possible technical exploitation.

10) Metamorphic alteration of ophiolitic assemblages in oceanic conditions attaining the intensity of amphibolite facies is rather rare. One of few cases was found by Bonatti et al. (1970) who reported antophyllite and cummingtonite from dunite country rock. However, metamorphic olivine, co-existing under certain conditions with

antigorite, may originate already at a PT-regime characterizing the green-schist and amphibolite facies transition (Vance — Dungan, 1977). According to experimental data (Johannes, 1975, Evans, 1976), the antigorite recrystallization into a talc-forsterite assemblage occurs roughly at 500 °C temperature and 200 MPa pressure. Evans et al. (1976) found antigorite to be in equilibrium with talc + forsterite + H₂O up to 580 °C at 600 MPa and up to 622 °C at 1,000 MPa. PT increase up to the typical amphibolite domain yields, in ultramafite rock, forsterite + talc + tremolite (Vance — Dungan, 1977, Dungan, 1977). Since this assemblage is not typical one for "oceanic" rock suites, ultramafites of such composition may have originated by prograde metamorphism after their obduction over the continental crust. The lack of fresh metamorphic olivine in ultramafite bodies within metamorphics of the West Carpathians (except for the body in the Malá Fatra Mts. or near Filipovo village) is in accordance with the conclusion that underwent metamorphic alterations under the higher temperature subfacies of green-schist grade and have mineral assemblages corresponding also to the conditions under which assemblages of surrounding metamorphics did originate (the Kohút crystalline, Rakovec group and Upper Carboniferous of the Gemeric unit). Antigorite as the main magnesium silicate in West Carpathian ultramafite bodies reflects the alteration stage of lizardite + + chrysotile → antigorite, yet, the stages expressed by lizardite + chrysotile → antigorite + forsterite or lizardite + chrysotile → talc + forsterite transitions (Evans et al., 1976) have not been reached.

11) In spite of experimental data limiting stability fields of single serpentine polymorphs (lizardite, chrysotile), of antigorite and brucite, it follows from the

plot by Evans et al. (1976, fig. 4) that the stability field of coexisting chrysotile and antigorite overlaps over a considerable temperature/pressure regime. Therefore, it is not necessary to reckon with two-stage crystallization of boths under different PT-conditions to explain the assemblages found in bodies of the Gemic Upper Carboniferous where, besides predominating antigorite, also chrysotile is present.

Review by I. Varga

REFERENCES

- Bajanik, Š. — Hovorka, D. 1981: The amphibolite facies metabasites of the Rakovec Group of Gemicum (the Western Carpathians). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 32, pp. 679—705.
- Bonati, E. 1976: Serpentinite protrusions in the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett (Amsterdam)*, 32, pp. 107—113.
- Brown, G. 1961: The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. *London, Mineralogical society*, 544 p.
- Coleman, R. G. 1971: Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geol. Soc. Am., Bull. (Washington)*, 82, pp. 897—918.
- Deer, W. A. — Howie, R. A. — Zussman, J. 1962: Rock-forming minerals. Vol. 3. Sheet silicates, *London, Longmans*, 316 p.
- Dianiška, I. — Grecula, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov.*, 11, s. 405—427.
- Dungan, M. A. 1977: Metastability in serpentine-olivine equilibria. *Amer. Mineralogist*, 62, pp. 1018—1029.
- Evans, B. W. 1976: Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Am. Rev. Earth planet. Sci.*, 5, pp. 397—447.
- Evans, B. W. — Johannes, W. — Oterdoom, H. — Trommsdorf, V. 1976: Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, pp. 79—93.
- Gard, J. A. 1971: The electron — optical investigation of clay. Monogr. 3. *London, Mineralogical society*, 383 p.
- Hovorka, D. 1965: Serpentinity kohútkeho kryštalinika a ich metamorfné produkty. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 9, s. 91—138.
- Hovorka, D. 1965a: Ultrabasische Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. *Geol. zbor Slov. akad. vied*, 16, S. 129—142.
- Hovorka, D. 1967: Genetic Types and stratigraphy of ultrabasic rocks in the West Carpathians. *Reports of the CBGA. Petrology and Metallogeny. Beograd*, pp. 85—89.
- Hovorka, D. 1967a: Ultrabasic rocks of the Kraklová zone of West Carpathians. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 41, pp. 137—151.
- Hovorka, D. — Zlocha, J. 1974: Tectonics and origin of ultrabasic bodies of the Gemicide Mesozoic (West Carpathians). *Sbor. geol. věd, R. G.*, 26, pp. 185—195.
- Hovorka, D. 1978: Geochemistry of the West Carpathian alpine-type ultramafites. *Nauka o Zemi, sér. Geol.*, 12, 148 p.
- Hovorka, D. 1979: The West Carpathians incomplete ophiolites. In: *Czechoslovak geology and global tectonics (M. Mahel — P. Reichwalder, eds)*, Bratislava, pp. 155—166.
- Hovorka, D. — Ivan, P. 1980: Co—Ni arsenides vein deposit (Dobšiná — West Carpathians) — an example of hydrothermal element extraction from ultramafites. *Unesco — an Intern. Symp. on Metall. of Mafic and Ultramafic Complexes. Athens*, pp. 46—47.
- Hovorka, D. — Dubíková, K. — Gerthofferová, H. — Šamajová, E. — Turan, J. 1980: Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafics. I — Bodies of the Gemicide Mesozoic. *Mineralia slov.*, 12, pp. 481—505.
- Hovorka, D. — Ivan, P. 1981: Serpentinity v paleozoiku pri Dobšinej. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát (Š. Bajanik — D. Hovorka, eds)*, Bratislava, pp. 67—78.
- Ivanov, M. — Kamenický, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 45, s. 3—71.
- Ivanov, V. P. — Kasatov, B. K. — Krasivita, T. N. — Rozinova, E. L. 1974: Termičeskij analiz mineralov i gorných porod. *Leningrad, Nedra*, 399 p.
- Jaroš, J. — Hovorka, D. — Kratochvíl, M. — Mock, R. 1980: Inner structure of serpentinite bodies and structural position of the West Carpathian ophiolites. *Ofioliti (Bologna)*, 5, pp. 133—136.
- Johannes, W. 1975: Zur Synthese und thermischen Stabilität von Antigorit. *Forsch. Mineral. (Berlin)*, 53, S. 1—36.
- Kalousek, G. L. — Muttart, L. E. 1957: Studies on the Chrysotile and Antigorite components of serpentinites. *Amer. Mineralogist*, 42, 1—2, pp. 1—21.
- Kantor, J. 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 6, s. 3—34.

- Krivovičev, V. G. 1972: Dolomity i ankerity belorečenskogo mestoroždenija i nekotoryje aspekty issledovanija sostava magnezialno-železistych karbonatov. *Vest. Leningr. Univ.*, 6, s. 36—44.
- Melka, K. 1957: Názory na klasifikaci chlořitů. *Čas. Mineral. Geol.*, 11, pp. 53—67.
- Moody, J. B. 1976: Serpentinization: a review. *Lithos (Oslo)*, 9, pp. 125—138.
- Mumpton, F. A. — Thompson, C. S. 1975: Mineralogy and origin of the Coalinga asbestos deposit. *Slays and Clay Miner. (Oxford)*, 23, pp. 131—143.
- Nagy, B. — Faust, G. T. 1956: Serpentes: Natural mixtures of chrysotile and antigorite. *Amer. Mineralogist*, 41, 11—12, pp. 817—838.
- Rojkovič, I. — Hovorka, D. — Krištín, J. 1978: Spinel group minerals in the West Carpathian ultrabasic rocks. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 29, pp. 253—274.
- Rojkovič, I. — Hovorka, D. 1979: Relation of ore mineralization to geochemistry of the West Carpathian ultramafic rocks. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 29, pp. 449—462.
- Rojkovič, I. (in print): Rudná mineralizácia ultramafických telies Západných Karpát. *Náuka o Zemi, Geol.*
- Trommsdorff, V. — Evans, B. W. 1972: Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell tonalite aureole (Italy). *Amer. J. Sci. (New Haven)*, 272, pp. 423—437.
- Tröger, W. E. 1971: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. *Stuttgart*, 188 S.
- Vance, J. A. — Dungan, M. A. 1977: Formation of peridotites by deserpentinization in the Darrington and Sultan areas, Cascade Mountains, Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, pp. 1497—1508.
- Whittaker, E. J. W. 1966: Diffraction contrast in electron microscopy of chrysotile. *Monogr. 21. London, Mineralogical society*, pp. 461—466.
- Winchel, A. N. — Winchel, H. 1951: Elements of optical mineralogy. *New York*, 561 p.
- Zlocha, J. — Hovorka, D. 1971: Výskyt azbestov v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 3, 12—13, s. 295—317.

Serpentínové minerály ultramafitov Západných Karpát

II — Telesá v predmezozoických metamorfovaných komplexoch

D. HOVORKA — K. DUBÍKOVÁ — H. GERTHOFFEROVÁ — E. ŠAMAJOVÁ — J. TURAN

Zatiaľ čo „horninotvorné“ serpentíny ultramafických telies v mezozoiku gemerika reprezentuje lizardit a chryzotil (Hovorka et al., 1980), typomorfným minerálom telies metalultramafitov v predmezozoických metamorfovaných komplexoch je antigorit. Koexistuje s tremolitickým amfibolom, Mg chloritom, mastencom a karbonátni. Antigorit najmladšej generácie sa vyskytuje aj v tektonizovaných zónach a zrkadlách. Má dlhostĺpčekovitý až ihličkovitý habitus a vo vzťahu k tektonizovaným zónam telies metalultramafitov konformnú orientáciu.

Štúdium morfológie antigoritu v transmisnom elektrónovom mikroskope a riadkovanom elektrónovom mikroskope viedlo k niektorým výsledkom či zisteniam:

a) Umožnilo vyčleniť latkovité až doskovité kryštály s dobrou deliteľnosťou.

b) Makroskopicky afanitický masívny typ

má v TEM tvar obdĺžnikovo obmedzených fragmentov.

c) Vlákňitý typ antigoritu niektorých vzoriek má v detaile tvar úzkych pretiahnutých latkovitých kryštálov.

d) Ojedinele má antigorit aj tvar drsných vlákien.

e) V niektorých elektrónových mikrofotografiách možno pozorovať intímne prerastanie lištovitého až latkovitého antigoritu s iným minerálom serpentínovej skupiny, pravdepodobne lizarditom. Sporadicky zastúpeným minerálom chryzotilovej skupiny v niektorých telesách (Tešňarky pri Dobšinej, Vyšný Klátov) je lizardit. Je veľmi jemnozrnný, izometricko-tabuľkovitý.

Antigorit v metalultramafitoch predmezozoických komplexov Západných Karpát pokladáme za produkt progresívnej metamorfnej rekryštalizácie pôvodnej asociácie lizard-

dit + chryzotil. Táto asociácia prebehla v oblasti stredného tlaku vo fácií zelených bridlíc až nízkoteplotnej oblasti fácie almandinických amfibolitov. Tlakovo-teplotné podmienky vzniku antigoritu a koexistujúcich metamorfných minerálov vymedzuje neprítomnosť asociácie antigorit + forsterit, resp. forsterit + mastenec (Evans et al., 1976).

Prítomnosť prevládajúceho antigoritu a zároveň prítomnosť mladšieho lizarditu v telesách metaultramafitov rakoveckej skupiny dokazuje, že pôvodné peridotitové telesá prekonal procesy rekryštalizácie v podmienkach fácie zelených bridlíc stredného barického typu. Tieto procesy viedli k vzniku antigoritu (a uvedených koexistujúcich metamorfných minerálov). Naložená hydrotermálna premena v nízkoteplotných podmienkach podmienila vznik lizarditu na úkor antigoritu. Svojím spôsobom retrográdny proces prebehol za spoluúčasti hydrotermálnej fázy, pozorovanej najmä v prípade telies v doline Tešnárskej pri Dobšinej (Hovorka — Ivan, 1981). Tento hydrotermálny proces v podstate zodpovedá vzniku žilných Co-Ni arzenidov v oblasti Dobšinej (l. c.).

Koexistencia mastenca a dolomitu (magnetitu) s antigoritom je dôkazom prítomnosti CO_2 v reagujúcich fluidných (vodných) fázach počas metamorfnej rekryštalizácie lizarditu a chryzolititu na antigorit. Počas metamorfných reakcií vznikli koexistujúce karbonáty, mastenec, antigorit a v prípade dostatku hliníka aj chlorit a monoklinický tremolitickej amfibol.

Skupinu metaperidotitových telies pri Brezničke charakterizuje aj prítomnosť uzavrenín rodingitov. Dosahujú niekoľko m^3 . Úplne ich

obklopuje antigoritický serpentinit. Na ich zložení sa zúčastňujú anomálne Ca granáty, pyroxény, vezuviány, amfiboly, prehnit a minerály epidotovej skupiny. Ich prítomnosť dokumentuje, že ultramafické hmoty vrchného plášťa inkorporovali okolné (prevažne sedimentárne) horniny, ktoré výnos vápnika v procese serpentinizácie zmenil na rodingity.

Všetky použité metódy zistené dlhovláknité serpentíny na šmykových plochách a tektonických zrkadlách (Uhorské, Breznička) zhodne a jednoznačne identifikovali ako antigority („pikrolity“).

Neprítomnosť novotvoreného metamorfného olivínu v telesách metaultramafitov v metamorfovaných komplexoch Západných Karpát (okrem telesa z Malej Fatry a príp. aj od Filipova) je v súlade so zistením, že prekonal metamorfné podmienky vyšších teplotných subfácií fácie zelených bridlíc, ktoré tiež zodpovedajú podmienkam vzniku minerálnych asociácií okolných metamorfítov (kohútске kryštalinikum, rakovecká skupina). Prítomnosť antigoritu ako vedúceho Mg silikátu v telesách metaultramafitov západokarpatskej provincie takto zodpovedá štádiu premeny lizardit + chryzotil $\rightarrow$ antigorit, avšak štádium premien lizardit + chryzotil $\rightarrow$ antigorit + forsterit, príp. lizardit + chryzotil $\rightarrow$ mastenec + forsterit (Evans et al., 1976) sa nedosiaholo.

Karbonáty v študovaných telesách metaultramafitov sú reprezentované najmä Fe dolomitom (43), príp. sideroplexitom, resp. pistomitom (35). Nepodstatný (3—5 %) podiel karbonátov sa zistil vo väčšine študovaných vzoriek metaultramafitov.

RECENZIA

R. P. Petrov — A. M. Demin — A. I. Ježov — V. I. Goňšakova — K. G. Stafějev — Je. D. Andrejeva — S. V. Jefremova — Je. Je. Lazko — A. M. Borsuk: **Petrografičeskij slovar**. Moskva, Izd. Nedra, 1981. 493 s.

Explózia nových poznatkov geologických vied neobišla ani petrológiu v tých najširších súvislostiach. Preto sa v nej zákonite zavádzali a zavádzajú mnohé nové termíny a názvy, ktoré sa po príslušnej jazykovej modifikácii ako internacionalizmy preberajú prak-

ticky do všetkých jazykov. Časť nových termínov sa preberá v doslovnom preklade (kal-kováním), časť sa udomáčuje prostou transkripciou a menšia časť aj jednoduchým prevzatím cudzieho slova. Pretože v nijakom zo svetových jazykov v ostatnom desaťročí petrografický či petrologický slovník nevyšiel, vydanie recenzovaného slovníka je pre petrológov, ale aj geológov, mineralógov či geochemikov ovládajúcich ruštinu významnou a aktuálnou vedeckou príručkou. Predchádzajúci petrografický slovník v ruštine bol prepracovaným a doplneným vydaním slovníka

F. Ju. Levinsona-Lessinga a E. A. Struveho z roku 1963.

Slovník zachytáva prevažnú časť dnes používaných termínov a názvov. Prelínanie sa petrológie s mineralógiou a geochémiou na jednej a experimentálnou petrológiou na druhej strane objektívne viedli k ťažkostiam pri výbere hesiel, ktoré patria do slovníka takéhoto zamerania. Z toho vychodí, že počet skutočne používaných termínov možno iba ťažko odhadnúť. Aj napriek tomu, že sa na zostavovaní slovníka zúčastnil okruh skúsených autorov, predsa v ňom možno nájsť aj nejednoznačné charakteristiky, resp. štylizácie. Ako príklad uvádzame nasledujúce:

a) Na rozdiel od predchádzajúceho vydania z roku 1963 chýbajú odkazy na originálne práce (resp. autorov), ktoré nové termíny a názvy (napr. hornín, procesov či fenoménov) uviedli. Preto v záujme plného využitia slovníka treba siahnuť aj po staršom vydaní, ale termíny z posledných dvoch desaťročí aj tak ostávajú bez udania originálneho prameňa.

b) Textová explikatívna časť nie je vždy úmerná významu príslušného označenia. Niektoré málo frekventované termíny a názvy sa vysvetľujú zbytočne detailne, naproti tomu pri časti základných termínov sú údaje iba veľmi heslovité.

c) Niekde sa nie dosť jednoznačne, resp. vecne nie celkom správne definuje termín,

napr. bazalt sa charakterizuje ako „poroda soderžaščaja 44—53 % kremnezema“ (s. 31, namiesto „kysličníka kremičitého“). Podobne nie celkom správna je definícia tholeitu („bazalt normalnogo riada olivinsoderžaščij“, s. 435) a i.

d) Časť termínov spätých najmä s globálno-tektonickými predstavami o vývoji litosféry v slovníku, žiaľ, chýba, aj keď sa v ruštine používa často napr.: paratexia, adiabatický model, gorjaščaja točka či gorjaščaja struja, termodynamometamorfizm, ale súčasne aj okeanskij metamorfizm, glaukofanslancevyj metamorfizm, metamorfičeskaja differenciacija, selektivnoje plavlenije (uvedený je termín „plavlenije vyboročnoje“), kontrastnaja i nepreryvnaja magmatičeskaja formacija, chondritovaja model (a to napriek tomu, že heslo „chondrit“ a „achondrit“ v slovníku je), facija, faciaľnaja zonalnosť; súčasne chýbajú definície typov bazaltov podľa geochemických, resp. petrochemických kritérií, ale aj termíny viažuce sa na geodynamickú pozíciu bazaltov a i.

Uvedené subjektívne poznámky nemajú a nemôžu znížiť vysokú hodnotu a aktuálnosť recenzovaného slovníka. Ten by sa mal stať príručkou čo najširšieho okruhu používateľov. Náklad 18 500 kusov zrejme umožní jeho nadobudnutie aj súkromným záujemcom u nás.

Dušan Hovorka

Geologická stavba tuhárskeho mezozoika

DUŠAN PLAŠIENKA

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(7 obr. v texte)

Doručené 7. 4. 1982

Геологическое строение тугарского мезозоя

Тугарский мезозой относится к струженицкой единице, которая является упаковкой южных зон вепоридного кристаллика. Возраст вероятно в диапазоне перм-верхний триас. Тектоническое строение территории имеет черты полидеформационного развития. Главной структурой является веерообразная мегасинформа, которой возраст вероятно лярмийский.

Geological structure of the Tuhár Mesozoic (Central Slovakia)

The Tuhár Mesozoic sequence may be correlated with the Stružník unit creating cover of the South Veporic crystalline zones. The probable stratigraphic span is Permian to Upper Triassic. Tectonic structures point to polydeformational development. A fan-like megasynform is the dominant structure of the area originated probably during the Laramian stage.

Ostrov metamorfovaných karbonátových hornín medzi Tuhárom, Divínom a Ružinou na SZ od Lučenca, tzv. tuhárske mezozoikum, patrí medzi významné, aj keď relatívne menej preskúmané výskytý veporického obalového mezozoika. Počet prác podrobnejšie sa zaoberajúcich stavbou tejto oblasti je skromný. Staršie názory o karbónskom veku karbonátového súvrstvia pri Tuhári boli vyvrátené v prácach O. Fusána (1962) a T. Gregora (1964),

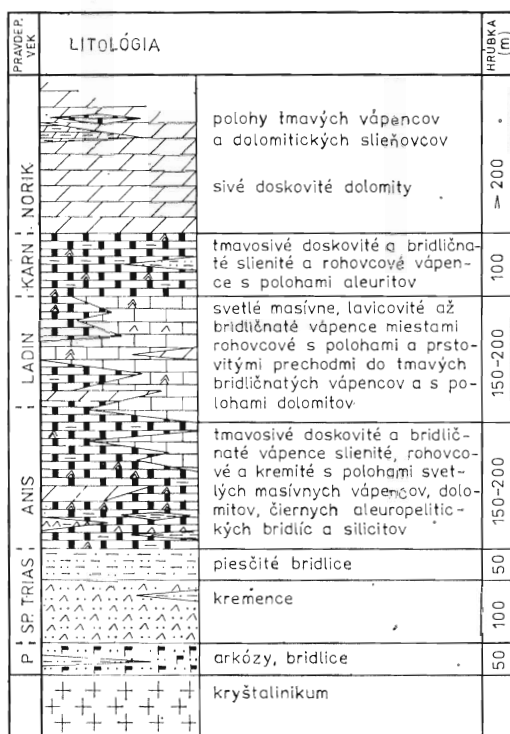
ktorí v prospech mezozoického veku argumentujú faciálnym vývojom a pozíciou v podloží prikrývovej trosky gemerického „magnezitového“ karbónu. Títo autori tu rozlíšili permské arkózy a bridlice, spodnotriasový kremenec a bridlice, strednotriasový a vrchnotriasový dolomit a pravdepodobne jurský tmavý rohovecový vápenec a svetlý „tuhársky mramor“. Problematikou tuhárskeho mezozoika sme sa už podrobnejšie zaoberali (Plašienka, 1981). Po-

sledné výskumy (geologické mapovanie a naň nadväzujúci štruktúrny výskum) priniesli niektoré nové zistenia, ktoré stručne podávame v tejto práci. Náhľady na stratigrafický rozsah tuhárskeho mezozoika, genézu a význam divínskej synformy majú diskusný charakter.

Horninová náplň

Postavením, litologickým vývojom, metamorfnými znakmi a droboštruktúrnym inventárom zodpovedá tuhárske mezozoikum obalovým skupinám južných zón veporika — struženíckej jednotke v zmysle M. Mahela (in Mahel et al., 1967). Jeho zložitá šupinovitá stavba, výrazná metamorfóza a absencia paleontologických nálezov doteraz neumožňujú stratigraficky presne zaradiť litologickú sukcesiu pozorovanú v teréne. Pri rekonštrukcii vrstvého sledu sme vychádzali zo zákona superpozície, štruktúrneho postavenia a korelácie jednotlivých jej členov s faciálne príbuznou sériou Foederata a struženickou sériou (na základe prác Bieleho, 1956, Mahela, 1957, Bieleho — Planderovej, 1975, Plašienku, 1980, 1981 a Straku, 1981). Hrubá litologicko-stratigrafická schéma na obr. 1 je priemerom navzájom sa čiastočne odlišujúcich sledov šupín budujúcich tuhárske mezozoikum (spolu ich je aspoň 7).

V nadloží migmatitovo-amfibolitového komplexu kohútskeho kryštalinika na hrebeni Siedmich chotárov v južnom krídle divínskej synformy (severné tvoria granitoidy kráľovohorského pásma) vystupuje pár desiatok metrov hrubé súvrstvie svetlých arkóz a zlepenca s polohami kremítých a sericiticko-chloritických bridlíc (perm?). Spodný trias zastupuje súvrstvie svetlých jemnozrnných doskovitých až bridličnatých kvarcitov (50—100 m) miestami s piesčitými fylitickými bridlicami v nadloží.



Obr. 1. Schematický litologický profil tuhárskeho mezozoika

Fig. 1. Schematic lithological column of the Tuhár Mesozone

Karbonatický komplex (stredný — vrchný trias?) budujú tri základné litologické súbory. Súvrstvie tmavého doskovitého až bridličnatého, často slienitého kryštalinického vápence s premenlivým obsahom rohovca a tenkými polohami čiernych aleuropelitických bridlíc a tmavých silicítov (pravdepodobne rekryštalizovaných rádiolaritov) leží väčšinou bezprostredne na kremenci. Ale tmavý bridličnatý vápenc vystupuje aj vo vyšších úrovniach, kde tvorí prstovité priechody s masívnym svetlým vápencom alebo vložky v ňom a v hrubších masách hlavne jeho nadlozie. Zriedka sú v tmavom vápenci polohy dolomitov. Stratigrafický rozsah je pravdepodobne anis — karn.

Kryštallický vápenec svetlej farby (vyšší anis — ladin?) je masívny až lavicovitý, zriedka bridličnatý. Miestami je silne kremitý alebo obsahuje šošovky a vrstvičky rohovca. Vo vápenci sú polohy svetlého dolomitického vápenca až dolomitu. Sú známe ako tuhársky mramor.

Súvrstvie sivého doskovitého a lavicovitého dolomitu vystupuje v hrubších masách predovšetkým v najvyšších úrovniach sledu (v stropoch šupín a v podloží príkrovovej trosky gemerického karbónu, obr. 1, 2). Pri Mýtnej sú v jeho vrchných partiách vložky tmavého dolomitického slieňovca a sivého vápenca. Súvrstvie dolomitu zaraďujeme do vrchného triasu (vrch, karn — norik?). Celková mocnosť karbonátového komplexu tuhárskeho mezozoika dosahuje 500 i viac m.

Prítomnosť mladších členov sa nepreukázala. Z uvedeného vychodí, že pestrý vápenec, ktorý sa pokladal za pravdepodobne jurský, vystupuje zväčša medzi kremencom a dolomitom, teda v pozícii zhruba stredotriasových uloženín. Ak je to skutočne tak, je nápadná prevaha panvových facií v tomto období.

Tektonika

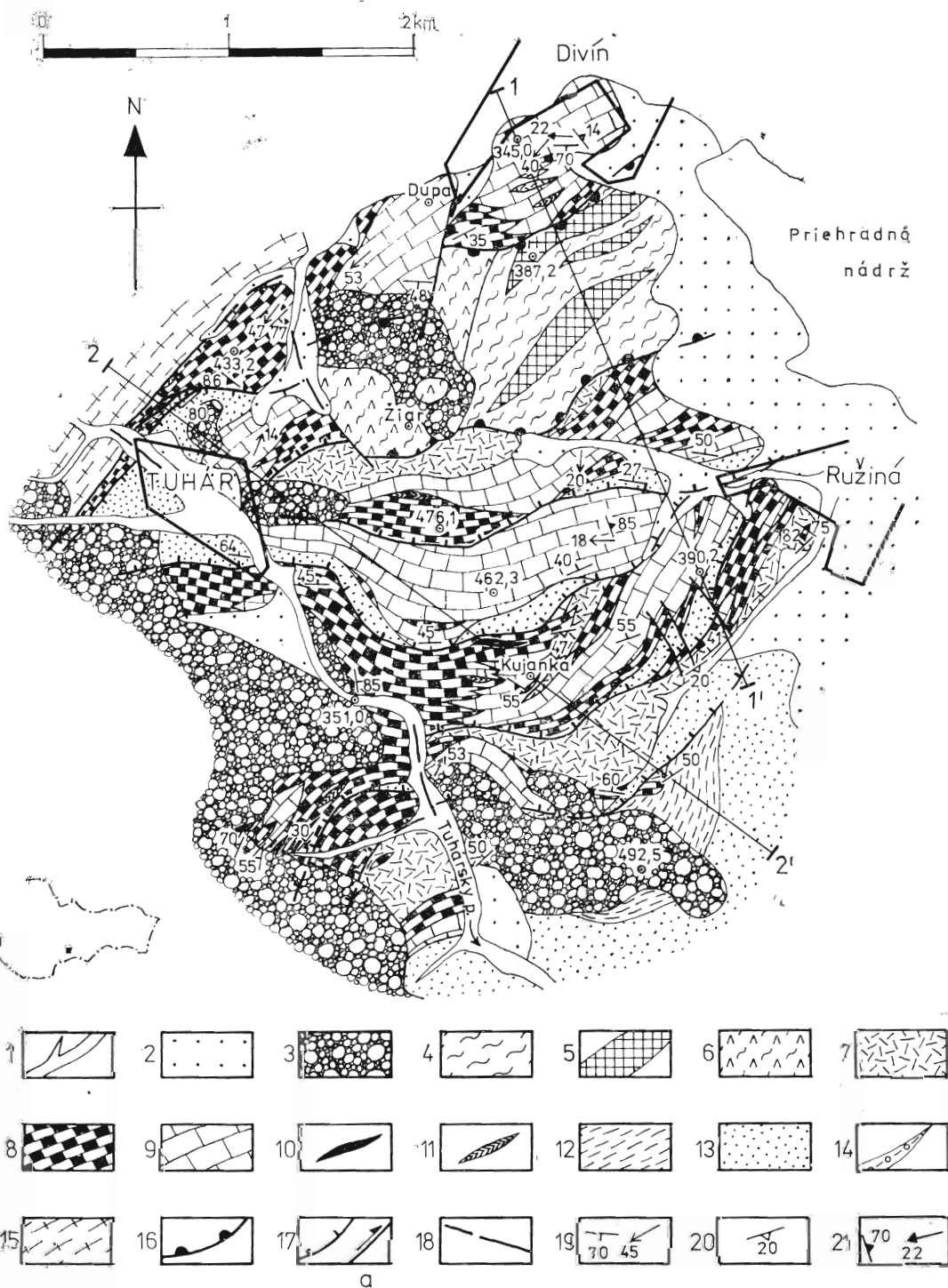
Tuhárske mezozoikum je uložené v synformnej megaštruktúre, ktorú O. Fusán (1962) a T. Gregor (1964) pomenovali tuhárskou synklinálou. M. Maheľ (in M. Maheľ et al. (1967) ju volá divínskou synklinálou a pokladá za pokračovanie severogemerického synklinória. Uvedení autori zdôrazňujú asymetrickú formu synklinály s južnou vergenciou vrás v jej južnom krídle a severnou v redukovanom severnom krídle utnutou divínskym (t. j. muránskym) zlomom.

Štruktúrna analýza tuhárskeho mezozoika priniesla viacero zaujímavých poznatkov. Predmetom štúdia boli hlavne prestupujúce štruktúrne prvky — foliácie

S_1 , lineácie L_1 a plochy S_3 charakteru puklinovej kliváže. Plochy S_1 sú hlavným prvkom prvého alpínskeho deformačného štádia (D_1), majú charakter metamorfnej bridličnatosti a v pozorovaných prípadoch sú paralelné s pôvodnou vrstvitosťou. Prestupujúce sú aj vráskové lineácie L_1 , ktoré sú často dominujúcim prvkom a tvoria steblovité (mulionové) štruktúry mm rádu. Vznik štruktúr D_1 sprevádzal metamorfizmus v podmienkach subfacie kremeň — albit — muskovit — chlorit. S prvým alpínskym deformačným štádiom spájame aj presun gemerického karbónu (tmavá droba, pieskovec a bridlica s telesami magnezitu, diabázový tuf a tufit) ako súčasti príkrovu gemerika zachovaného dnes vo forme príkrovovej trosky v nadloží tuhárskeho mezozoika v jadre divínskej synformy (obr. 2, 3).

Prvky deformačného štádia D_2 sa inde vo veporiku viažu najmä na intenzívne komprimované prešmykové zóny (lubenícku, zdychavskú, pohorelskú a čertovickú). Na danom území sa okrem zriedkavej puklinovej a krenulačnej kliváže S_2 nespozorovali.

Plochy primárne subvertikálnej puklinovej kliváže S_3 generálne smeru SZ—JV, ktorých hustota (mm — dm) sa riadi kompetentnosťou hornín, sú v karbonátovom komplexe tuhárskeho mezozoika bohato zastúpené. Majú prevažne strižný charakter, aj keď pôvodne začali vznikať zrejme ešte v D_2 štádiu ako tenzné (ac) pukliny. Plochy S_3 sú klivážou osovej roviny ohybových a puklinových vrás V_3 (často typu „kink bands“). Kým b-os pohybového osového križa temer koaxiálnych štádií D_1 a D_2 má vo veporiku smer zhruba JZ—SV, b-os deformačného štádia D_3 je na štruktúry D_1 a D_2 približne kolmá a má priečny smer SZ—JV. Intenzita deformácií tohto štádia stúpa v priečnych „prelomových“ pásmach veporika (cf. Klinec, 1976). Jedným z takýchto pá-



siem je aj prielom Ľubietová — Divín (prejavujúci sa aj geofyzikálne ako kriviansky poruchový systém smeru SZ—JV, Plančár et al., 1976), ktorý vyvolal pôvodne brachysynklinálnu stavbu tuhárskeho mezozoika.

Dominujúcou štruktúrou v stavbe tuhárskeho mezozoika je klinovitá vejárovitá megasynforma s osou ZJZ—VSV, ktorá vznikla neskôr, ako sa sformovali spomenuté štruktúrne prvky a nesprevádzali ju prestupujúce deformácie.

Synforma má imbrikovanú stavbu s viacerými šupinami usporiadanými do asymetrického vejára a s troskou gemerického karbónu v jadre. Najmenej redukované šupiny majú hrúbku okolo 500 m, iné len asi 50 m a spolu ich na povrchu možno vyčleniť 7—8. Bázy šupín sú v teréne indikované nesúvislými pruhmi spodnotriasových kvarcitov a pravdepodobne aj permských arkóz vystupujúcich uprostred karbonátov. Prešmyky na báze šupín majú charakter medzivrstvových zlomov (priebeh paralelný s vrstvitosťou a plochami S_1) založenými na báze, resp. uprostred arkózovo-kremencového súvrstvia, ako o tom svedčí neprítomnosť hornín kryštalinika na prešmykoch a napokon aj

výrazný tektonický postih samotného kremenca. Ten je silne kataklázovaný až na jemnú krenitú múčku a pri pohybe šupín bol zrejme hlavným členom, prostredníctvom ktorého sa pohyb odohrával a ktorý najviac podľaohol tektonickému valcovaniu a drveniu (tektonické brekcie karbonátov sú vzácne). Prešmyky sa zbiehajú v uzloch pri Tuhári a Ružinej, čo môže indikovať blízkosť pôvodných uzáverov brachysynklinály.

Sklon prešmykov (resp. plôch S_1 v ich blízkosti) varíruje v juhovýchodnom krídle synformy od stredného ku severozápadu až po subvertikálny. Pri zisťovaní priebehu prešmykových plôch v hĺbke je dôležitý fakt, že kryštalinikum aj obalové arkózy a kremenec sú len 3 km na JV od osi synformy subhorizontálne uložené, kým kryštalinikum asi 0,5 km od osi (pri Dubroči) upadá už strmo (80°) na SZ pod kremenec. Teda pravdepodobne aj pod vztýčenými čelami najexternejších šupín kryštalinikum upadá v podloží iba mierne, aj keď smerom na os synformy stále prudšie na SZ až S. V hĺbke by tak prešmyky mali mať oblúkovitý až esovitý priebeh (obr. 3).

Silnejšie stlačené a redukované severozápadné krídlo upadá medzi Tuhárom a

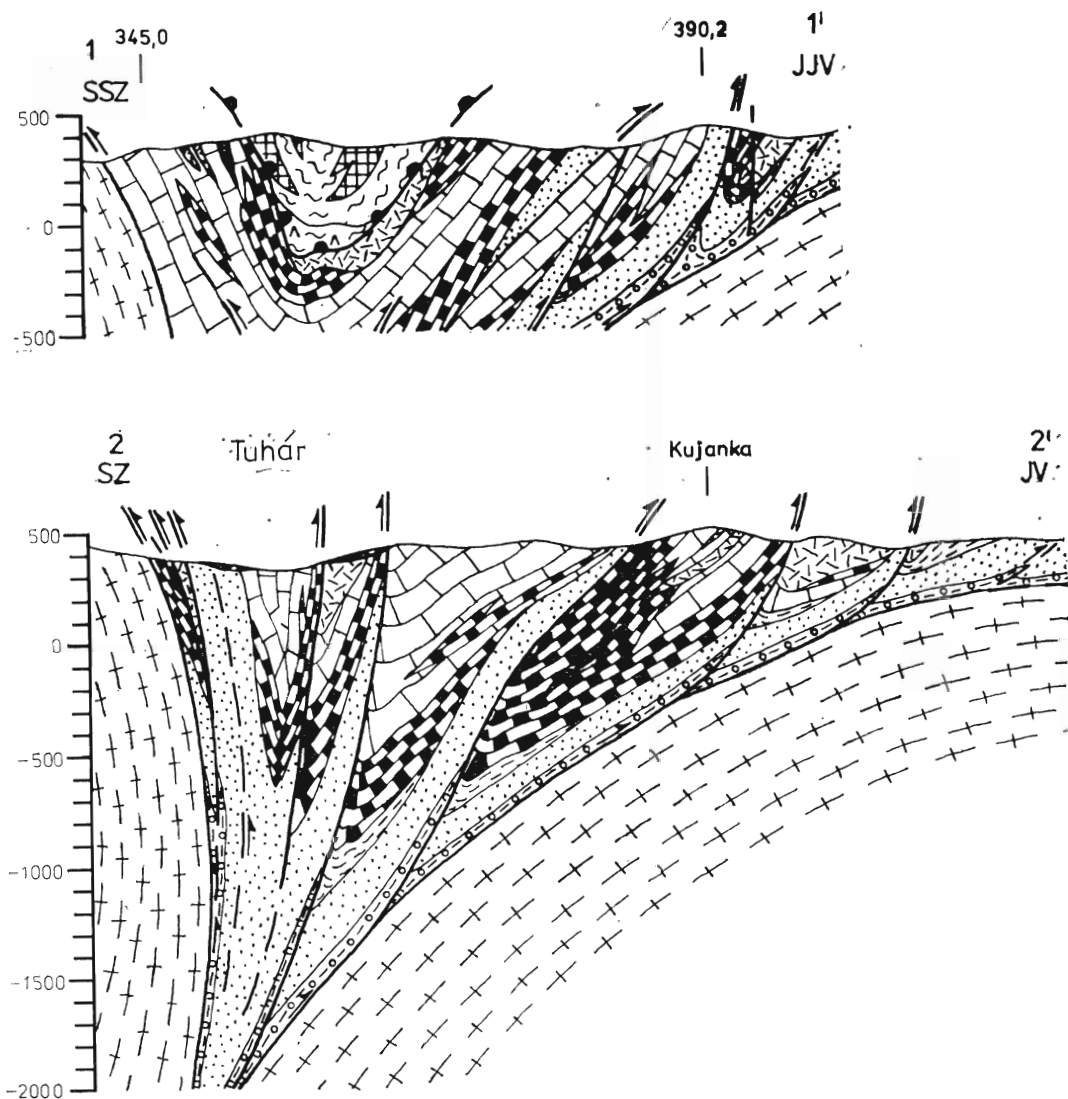
Obr. 2. Geologická mapa tuhárskeho mezozoika (zostavil Plašienka, 1980—1981). 1 — alúvium, 2 — svahové uloženia (1—2 — kvartér), 3 — andezitové aglomeráty (neogén), 4 — čierne bridlice, droby a pieskovce, 5 — magnezity, 6 — diabázový tuf a tufit (4—6 — gemerický karbón), 7 — dolomit, 8 — tmavý bridličnatý slienitý a rohovecový vápenec, 9 — masívny svetlý vápenec, 10 — polohy čiernych bridlíc, 11 — silicity (7—11 — stredný a vrchný trias), 12 — piesčité bridlice, 13 — kremenec (12—13 — spodný trias), 14 — arkózy (perm), 15 — nečlenené kryštalinikum (granitoidy, migmatity, amfibolity), 16 — násunová plocha gemerického karbónu, 17 — prešmyky (a — v profiloch), 18 — zlomy, 19 — smer a sklon plôch S_1 a lineácií L_1 , 20 — smer a sklon plôch S_2 , 21 — smer a sklon plôch S_3 a lineácií L_3 .

Fig. 2. Geological map of the Tuhár Mesozoic (compiled by D. Plašienka 1980—1981). 1 — alluvium, 2 — slope debris (1—2 — Quarternary), 3 — andesite agglomerate (Neogene), 4 — black shale, graywacke and sandstone, 5 — magnesite, 6 — diabase tuff and tuffite (4—6 Gemic Carboniferous), 7 — dolomite, 8 — dark slaty argillaceous and cherty limestone, 9 — massive light limestone, 10 — layers of black shale, 11 — silicity (7—11 — Middle and Upper Triassic), 12 — arenaceous shale, 13 — quartzite (12—13 — Lower Triassic), 14 — arcose (Permian), 15 — crystalline undivided (granitoids, migmatite, amphibolite), 16 — over thrust line of the Gemic Carboniferous, 17 — reverse fault (a — in geological profile), 18 — fault, 19 — attitude of S_1 surfaces and L_1 lineations, 20 — attitude of S_2 surfaces, 21 — attitude of S_3 surfaces and L_3 lineations

Divínom stredne až veľmi strmo na JV podobne ako kryštalinikum v jeho podloží. Na jednom z týchto strmých prešmykov vystupuje pri Tuhári malý útržok (na povrchu pár 10 m²) gemerického karbónu — tmavých bridlíc so šošovkou magnezitu (obr. 2, 3).

Osová časť synformy je vztýčená.

Po extrapolácii takto chápaných prešmykov do hĺbky dostaneme štruktúru, v ktorej sa prešmyky centrálnej zóny synformy vejárovite zbiehajú do klina približne pod jej osovou časťou na povrchu,



Obr. 3. Geologické profile tuhárskeho mezozoika. Vysvetlivky ako pri obr. 2. Dĺžková miera rovnaká ako výšková

Fig. 3. Geological profiles of the Tuhár Mesozoic. Explanations as in fig. 2, vertical scale not exaggerated

kým externé prešmyky juhovýchodného krídla sa postupne vetvivite odlučujú od hlavnej cylindrickej plochy odlepenia na báze obalovej skupiny (obr. 3). Vznik takejto štruktúry by bolo možno vysvetliť protiklonným pohybom valcovitých megablokov fundamentu a ich čiastočným „pohlcovaním“ pozdĺž veľmi strmo na SZ ukлонenej plochy. Obalové komponenty sa do tejto intenzívne stláčanej zóny nemohli vtiesnať, a preto sa v pripovrchovej úrovni odliepali a kopili cez seba.

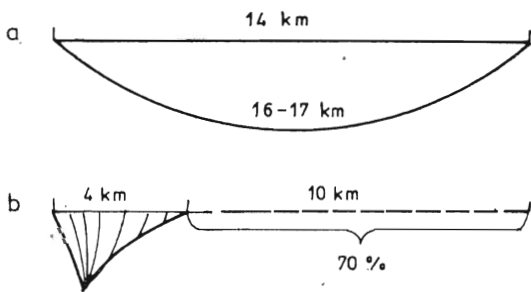
Hodnota skrátenia podložia obalovej skupiny je po spočítaní amplitúd pohybu jednotlivých prešmykov (okolo 6–7 km) a rozvinutia bázy obalovej sekvencie do horizontálnej roviny (+ 10 km) a odpočítaní dnešnej šírky uvažovanej zóny (–4 km) až 12–13 km. Ale je pravdepodobné, že táto obalová skupina bola už pôvodne uložená v plytkej brachysynklinále (výsledok deformačných štádií D_2 a D_3), ale aj tak je celková hodnota skrátenia jej podložia pri vzniku vejára aspoň 10 km, čo je približne 70 % (obr. 4). Keď avážime, že časť šupín erózia už iste od-

stránila, táto hodnota sa pri strmom sklonе prešmykov iba zväčšuje.

Takéto významné skrátenie zanechalo odraz iba v reorientácii a deštrukcii staršieho štruktúrneho plánu, ale nie vo vývoji nových drobných štruktúr. To spolu s obmedzeným počtom odkryvov zabránilo vyčleniť homogénne štruktúrne okrsky v rámci daného územia. Neusporiadanú vnútornú stavbu by sme mohli dokumentovať napr. súborným diagramom lineácií L_1 obalového mezozoika.

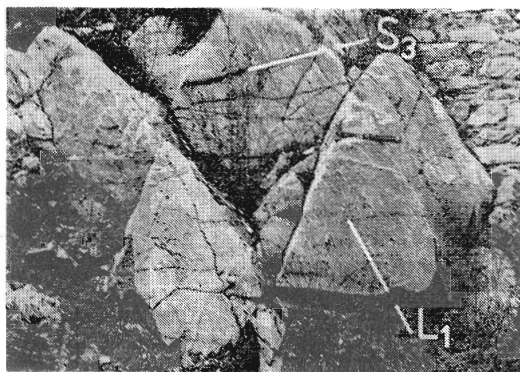
Pri stláčaní prevládal neusporiadaný pohyb v blokoch rozličnej veľkosti. Takto vztýčené čelo šupiny na dobre odkrytom hrebenei Kujanka — Ružiná segmentujú paralelné priečne zlomy pravdepodobne posuvného charakteru do blokov s jednoduchým pohybom v smere stláčania a rotáciou plôch S_1 do subvertikálnej pozície, kým puklinová kliváž S_2 upadá len veľmi mierne (okolo 20°) na JV (inde vo veporiku 50 – 80° na JV). Iné bloky, predovšetkým v najsilnejšie stlačených úsekoch synformy — v jej severnom krídle, osovej časti i uzle pri Ružinej — vykazujú pestrú orientáciu vnútornej stavby. Časté sú znaky rotácie blokov približne okolo horizontálnej osi kolmých na os synformy. Napríklad na divínskej hradnej skale plochy S_1 majú sklon 50 – 80° na JV až J a lineácie L_3 40 – 65° na J a JV (obr. 5), kým pôvodne zrejme subvertikálne plochy puklinovej kliváže S_2 (resp. osové roviny vrás V_3) sú dnes uložené subhorizontálne (obr. 6, 7).

Z regionálneho hľadiska je zaujímavé porovnať divínsku synformu s podobnými štruktúrami v tejto zóne Západných Karpát. Prítomnosť vejárovitých štruktúr v blízkosti tzv. muránskej línie je známa už dávnejšie. Muránska planina s ostrou synklinálou Tesnej skaly (Bystrický, 1959) a vejár Stratenskej hornatiny (Maheľ, 1957) znakmi svojej stavby aj sukcesívnym postavením v štruktúrnom vývoji sú ve-



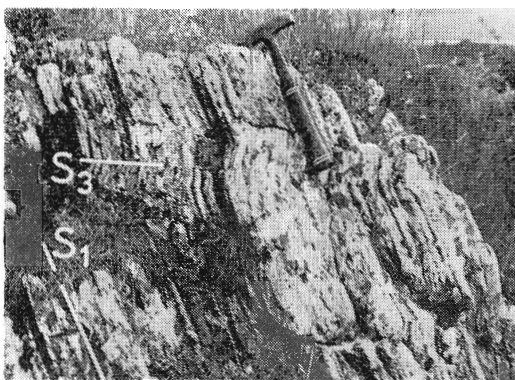
Obr. 4. Graficky znázornená hodnota skrátenia podložia tuhárskeho mezozoika. a — synklinálne uloženie tuhárskej skupiny pred vznikom vejára, b — dnešný stav. Blížšie vysvetlenie v texte

Fig. 4. Graphical presentation of the shortening rate in the basement of the Tuhár Meso-ozoic. a — synclinal position of the Tuhár Meso-ozoic before the generation of its fan-shaped structure, b — present state. Explanations in the text



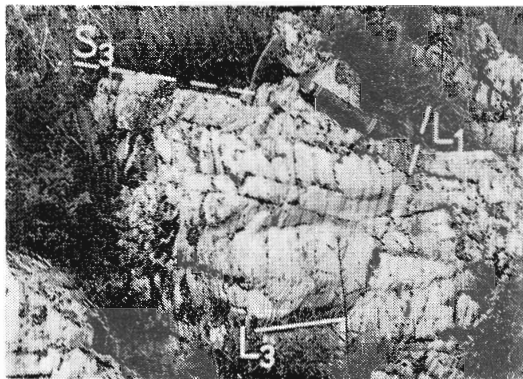
Obr. 5. Plochy S_1 a lineácie L_1 rotované do subvertikálnej a plochy S_3 do subhorizontálnej pozície (smer sklonu a sklon en face plôch S_1 196/80, lineácií L_1 130/64 a plôch S_3 55/14). Vápenec stredného triasu (?), Divínska hradná skala

Fig. 5. S_1 surfaces and L_1 lineations rotated into subvertical position whereas S_3 surfaces into subhorizontal one (dip direction and dip value of en face S_1 surfaces are 196/80, of L_1 lineation 130/64 and of S_3 surfaces 55/14). Limestone, Middle Triassic (?), Divín castle cliff



Obr. 6. Plochy S_1 reorientované do strmej (spádnice 170/66) a osové roviny vrás V_3 (spádnice S_3 38/10) do subhorizontálnej pozície. Metamorfovaný vápenec — stredný trias (?), Divín — sv. Anna

Fig. 6. S_1 surfaces reoriented into high angle dips (dip direction/angle = 170/66) and V_3 fold axes (dip direction/angle = 30/10) into subhorizontal position. Metamorphosed limestone, Upper Triassic (?), Divín, Sv. Anna



Obr. 7. En face plochy S_1 (spádnice 165/80-85) a lineácie L_1 (210/78) v subvertikálnej a puklinová kliváž S_3 v plytkej (spádnice 55/27) polohe. Lineácie L_3 270/22. Metamorfovaný vápenec stredného triasu (?), Divín — sv. Anna

Fig. 7. S_1 en face surfaces (dip direction/angle = 165/80-85) and L_1 lineations (210/78) of subvertical attitude and S_3 joint cleavage dipping at low angle (55/27). The attitude of L_3 lineation is 270/22. Metamorphosed limestone, Middle Triassic (?), Divín, Sv. Anna

járu divínskej synformy veľmi blízke, z čoho vyvodzujeme ich jednotnú genézu. Ich osi sú kulisovite rozložené v pomerne úzkej zóne, ktorú neskôr narušili mierne diagonálne prebiehajúce veľké prešmykové dislokácie založené vo fundamente, ktoré upadajú strmo na JV (muránsky zlom s. s. v úseku Tisovec — Besník) alebo na SZ — dobročský zlom amputujúci zo SZ divínsku synformu medzi Mýtnou a Dobročskou Lehotou. Celý priestor muránskej poruchovej zóny sa svojou makroštruktúrnou a megaštruktúrnou stavbou odlišuje od iných významných tektonických zón prešmykového charakteru vo veporiku (lubeníckej, zdychavskej, pohorelskej a čertovickej), ktorých hlavná etapa aktivity (deformačné štádium D_2) spadá do paleoalpínskej epochy. Vek divínsko-muránsko-stratenskej vejárovitej štruktúry v konečnej forme je asi až laramský (cf. Maheľ, 1964 — severogemerické synklinorium), ako o tom svedčí napr. viaza-

nosť intenzívne tektonicky porušenej terigénnej vrchnokriedovej formácie pri Dobšinskej ľadovej jaskyni na juhovergentný prešmyk v podložnom mezozoiku Stratenskej hornatiny (Maheľ, 1957) alebo koincidencia jej osi s predpokladaným prielivom vrchnokriedového mora (cf. Mišík, 1978, obr. 3). Megadislokácie kryhovo prešmykového, resp. aj poklesového (Zoubek, 1969, Bezák, 1980) charakteru šikmo pretínajúce vejárovité synformy výrazne atakujú fundament a sú mladším, naloženým fenoménom sledujúcim oslabené zóny.

V sume doterajších poznatkov o stavbe muránskej poruchovej zóny sa len ťažko hľadajú dôkazy o jej funkcii ako veľkého bočného posunu (napr. Karagjuleva et al., 1980), vznik štruktúr tohto pásma možno skôr vysvetliť tangenciálnym stlačením.

Záver

Tuhárske mezozoikum leží v obalovej pozícii na granitoidno-migmatitovom (kráľovoholškom v zmysle Klinca, 1966) komplexe veporického kryštalinika. Predpokladaný stratigrafický rozsah je perm — vrchný trias ?. Litofácie nesú hlavne v strednom triase znaky hlbokovodnej sedimentácie. Prítomnosť členov mladších ako vrchný trias nie je pravdepodobná.

V paleoalpínskej tektonometamorfnéj epoche podľahla obalová skupina spolu s podložným kryštalinikom metamorfóze v podmienkach chloritovej zóny za tvorby metamorfných foliácií S_1 a lineácií L_1 . Neskôr v deformačnom štádiu D_2 a D_3 skupinu postihli strižné deformácie, predovšetkým penetratívna puklinová kriváň S_3 . Ale stavbu tuhárskeho mezozoika najvýraznejšie ovplyvnili pravdepodobne až laramské pohyby, ktoré spôsobili vznik vejárovitej megasynformy s makrošupinami opačnej vergencie v krídlach. Priebeh osi synformy korešponduje so smerom muránskej línie,

ktorá sa dnes prejavuje hlavne diagonálne prebiehajúcimi naloženými megadislokáciami prešmykového charakteru. Vplyv bočne posuvných pohybov sa nepreukázal.

Podakovanie

Táto práca vznikla ako súčasť úlohy II-4-5/1 a II-4-4/2 ŠPZV, ktorých koordinátorom je akademik Michal Maheľ. Jemu ako svojmu vedúcemu a školiteľovi a ostatným spolupracovníkom ďakujem za všestrannú pomoc pri práci.

Recenzoval M. Maheľ

LITERATÚRA

- Bezák, V. 1980: Priebeh muránskeho zlomu juhozápadne od Tisovca. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 74, s. 207—208.
- Biely, A. 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 5, s. 37—60.
- Biely, A. — Planderová, E. 1975: O triasovom veku vápencov obalovej série veporid (oblasť Struženika). *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 63, s. 91—93.
- Bystrický, J. 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 56, s. 5—53.
- Fusán, O. 1962: Stratigrafické postavenie karbonátového súvrstvia medzi Tuhárom a Ružinou, severne od Lučenca. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 62, s. 219—222.
- Gregor, T. 1964: K poznaniu geologickej stavby územia v okolí Podrečian a Tuhára. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 33, s. 31—42.
- Karagjuleva, J. — Kostadinov, V. — Bončev, E. 1980: The Carpatho-Balkan sigmoid in the context of shearing transite wrench — fault lines. *Geol. Balcan. (Sofia)*, 10, 1, pp. 3—14.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Zbor. geol. vied, rad ZK (Bratislava)*, 6, s. 7—28.
- Klinec, A. 1976: K vývinu hlavných štruktúr veporidného kryštalinika. In: *Česko-slovenská geológia a globálna tektonika. Bratislava, GUDS*, s. 87—90.
- Maheľ, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 48a, 201 s.
- Maheľ, M. 1964: Severogemeridné a hronské synklinorium v centrálnych Karpatoch.

- Čas. mineral. a geol., 9, 4, s. 393—401.
- Maheľ, M. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR. II — Západní Karpaty. Sv. 1. 1. vyd. Praha, Academia, 486 s.
- Mišík, M., 1978: Kontinentálne, brakické, a hypersalinické fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. In: J. Vozár et al., eds.: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, s. 35—48.
- Plančár, J. — Filo, M. — Šefara, J., 1976: Geofyzikálny model štruktúro-tektonických prvkov v Slovenskom rudohorí. In: *Československá geológia a globálna tektonika*. Bratislava, GÚDŠ, s. 91—94.

- Plašienka, D., 1980: Nappe position of the Hladomorná dolina group on the Foederata group in the Dobšiná half — window. *Geol. zbor. Geologica Carpath. (Bratislava)*, 31, 4, p. 609—617.
- Plašienka, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. *Manuskript — Geol. ústav SAV Bratislava*, 153 s.
- Straka, P., 1981: O veku série foederata. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 75, s. 57—62.
- Zoubek, V., 1969: K problému klasifikace zlomů a jejich grafického znázornění. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 47, s. 31—34.

Geological structure of the Tuhár Mesozoic (Central Slovakia)

DUŠAN PLAŠIENKA

A metamorphosed Permian to Mesozoic sequence (the so called Tuhár Mesozoic) occurs in cover ("envelope") position over the Veporic crystalline northwesternly from Lučenec town in Central Slovakia. The sequence is correlated with the Stružník unit the latter representing also a cover unit in southern zones of the Veporic. Based on investigations of the internal structure, lithologic features and correlations with similar cover units, the following succession is presumed.

Over a Permian arcose there are quartzite and shale layers and, higher up, a carbonate complex of Middle to Upper Triassic age. Biostratigraphic data are hitherto lacking from the carbonates but it is deduced from the position in the profile that the sequence of dark slaty argillaceous and cherty limestone with intercalations of dark shales, silicites, light massive limestones and dolomites represents the Anisian to Carnian stages. This sequence alternates laterally in middle parts with massive light limestone in places cherty and containing dolomite layers (Ladinian ?). Grey platy limestone represents probable Upper Triassic (Norian ?).

An assymetric fan-shaped megasyntroform (the Divín syncline) is the dominant structure in the area complicated by macroslices of

opposite vergency along its flanks. The structure originated, in its final shape, probably during the Laramian stage destroying the former homogeneity in fabric developed in the course of Palealpine deformation stages D₁, D₂ and D₃. The attitude of the synform axis coincides with the strike of the Muráň line, however, the latter is manifested mainly by slightly diagonal superimposed megadislocations of reverse fault character. The influence of considerable lateral transcurrent movements has not been proved.

The D₁ deformation stage is represented by S₁ penetrative surfaces of the metamorphic foliation (chlorite zone) and by L₁ lineations. To this stage is related also the overthrust of the Gemeric Carboniferous and its trust outlier is preserved within the core of the Divín syncline. Elements of the D₂ deformation stage with related well expressed thrust belts and S₂ cleavage planes dipping at high angles to the SE in the Veporic unit are weakly developed in the area in question. Penetrative nature has but the subvertical S₃ joint cleavage of NW—SE strike representing axial plane cleavage of F₃ folds and inducing the brachysynclinal structure of the Tuhár Mesozoic before the generation of its present fan-shaped one.

Exotický balvan v Krivej — zvyšok oravskej kordiléry?

JÁN KRÁL

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(2 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 24. 3. 1982

Экзотическая глыба-остаток оравской кордильеры?

Аксесорический апатит из глыбы гранитового сложения, залегающего в алювиальной ниве кривского ручья был датирован методом FT на 61 ± 3 мил. лет. Возраст апатита доказывает, что источником этих пород была территория выразительно мобилизованная ларамийской фазой орогенеза.

Exotic boulder in the Krivá locality (Orava county, Northern Slovakia) as remnant of the Orava Cordillera?

Accessory apatite from a granite boulder found in alluvial beds of the Krivá brook has been dated using fission track method as 61 ± 3 m. a. The age of apatite points to pronounced mobilization in the source area of the rock during the Laramian stage.

Zlepencové fácie a fácie wildflyšu umožňujú bádať pôvodné horniny, ktoré boli zdrojom sedimentov flyšového trogu. V týchto sedimentárnych štruktúrach sa zachovali bloky hornín rozličnej veľkosti, ktoré sa do sedimentačnej panvy zrútili z útesov rýchlo sa vynárajúcich kordilér. Tento jav nebol geograficky ani časovo obmedzený: v Západných Karpatoch je známy najmä z obdobia po kriedovom orogéne, keď na krátky čas vznikali neveľké wildflyšové fácie po okraji malých interných zdrojov dodávajúcich materiál do geosynklinály (Marschalko, 1968).

V aluviálnej nive Krivského potoka, cca 2,5 km na V od Krivej (Orava), ležia dva balvany granitoidného zloženia (obr. 1). Sú v doline, ktorú buduje typický paleogénny flyš a monotónne belopotocké súvrstvia (Andrusov, 1931, in Andrusov, 1965). Podobné horniny z vrchného eocénu zakopanských vrstiev už opísal Š. Kahan (1965). Pretože sa od tatranských granodioritov odlišujú, D. Andrusov (1965) spájal ich pôvod s existenciou kordiléry, ktorú v geografickej blízkosti dokázal Marschalko a Radomski (1960).

Na riešenie otázky proveniencie týchto hornín možno použiť F-T datovanie apatitu, ktorý je v nich prítomný. Fosilne stopy v apatite sa zachovávajú pri teplote 100—140 °C (Naeser, 1980), čo znamená, že F-T vek sa vzťahuje na prechod horniny cez túto teplotnú úroveň. Schladnutie hornín pod ňu mohol spôsobiť (pri hlbinných horninách) tektonický výzdvih

a erózia pôvodného povrchu. Preto F-T vek apatitu možno spájať s takým fenoménom, ako je vertikálny výzdvih, a interpretovať ho ako vek výzdvihov (Wagner — Reimer, 1972, Burchart, 1972, Král, 1977).

Analytický postup

Vzorka je z ľavej strany balvanu (obr. 1b). Balvan je z pevnej horniny a jeho čerstvý lom je svetlosivej farby. Makroskopicky sú viditeľné výrastlice draselného živca v rozmeroch až 3×1 cm a biotit, ktorý na niektorých miestach zachováva pôvodnú metamorfnú lineáciu. Mikroskopicky je hornina identická s opisom Š. Kahana (1965). Charakteristickou črtou je neundulózny kremeň a idiomorfný sericitizovaný plagioklas, ktorý je najčastejšie prítomný ako uzavrenina v pertitizovanom draselnom živci. Zo slúd je prítomný biotit a muskovit, z akcesorických minerálov bol identifikovaný apatit, zirkón a granát. Horninu možno kvalifikovať ako porfyritický granit a má takéto chemické zloženie:

SiO₂ — 69.91, TiO₂ — 0.52, Al₂O₃ — 14.30, Fe₂O₃ + FeO — 3.43, MnO — 0.04, MgO — 1.39, CaO — 1.97, Na₂O — 3.75, K₂O — 4.34, H₂O⁺ — 0.64, H₂O⁻ — 0.09, Suma = 100,38.

Z horniny sa bežným postupom (ťažké kvapaliny, elektromagnet) vyseparoval dostatočný počet apatitových zŕn (cca 50). Zrná sa zaliali do syntetickej živice, obnažil sa ich vnútorný povrch a leštili sa na

Obr. 1. Pozícia exotických balvanov v Krivskom potoku. Ide o 2 balvany a ich predpokladaný objem je väčší ako 1.5 m³. A — vzorka pochádza z prednej časti ľavého balvanu, B — celkový pohľad zo SZ

Fig. 1. Position of exotic boulders in the Krivský potok alluvium. The volume of two boulders exceeds 1.5 m³. A — sample from the frontal part of the left boulder, B — general view from the northwest



vysoký optický lesk. Takto pripravené sa leptali fosilne stopy po spontánnom rozpade ^{238}U . Potom sa povrch zŕn prikryl externým detektorom (Makrofol firmy Bayer hrúbky $80\text{ }\mu\text{m}$) a vložili sa do reaktora. Po ožiarení tepelnými neutrónmi sa Makrofol leptal štandardným postupom (6N roztok NaOH , $60\text{ }^\circ\text{C}$, 40 min), čím sa zviditeľnili stopy po indukovanom štiepení ^{235}U . Tak sa na každom individuálnom zrne počítaním v optickom mikroskope získali základné údaje na zistenie veku — počet spontánnych a indukovaných stôp.

Štandardy: Dávka tepelných neutrónov (2.84×10^{15}) bola určená pomocou sklíčka NBS 963 (Carpenter, 1974). Pri výpočte celkovej dávky sa bral ako štandard sekundový tok tepelných neutrónov zistený na Cu detektore. Spolu so vzorkou bol ožiarený apatitový koncentrát z tufu Fish Canyon, ktorý možno použiť priamo na vekový štandard (Naeser — Cebula, 1978).

Vek apatitu 61 ± 3 mil. rokov bol vypočítaný z neskráteného vzorca (Wagner, 1969), pričom sa ako pomer spontánnych a indukovaných stôp z jednotlivých zŕn použil regresný koeficient vypočítaný váženou párovou regresnou analýzou (York, 1969). Ako váhy bodov sa použili prevrátené štvorce analytických chýb odhadnutých z napočítaných trekov štatistikou Poissona. Je to v podstate aplikácia izochrónej metódy, ktorú možno použiť v tomto prípade (Burchart — Král, 1982). Na výpočet veku sa použili tieto konštanty: $\sigma_f = 580 \times 10^{-2} \cdot \text{cm}^{-2}$, $\lambda_f = 8.42 \times 10^{-17} \text{r}^{-1}$, $\lambda_\alpha = 1.551 \times 10^{-10} \text{r}^{-1}$ I = = 137.8.

Všetky získané analytické údaje sú v tab. 1. Obr. 2 predstavuje F-T izochrónový graf so všetkými získanými údajmi.

Diskusia

V podstate prichádzajú do úvahy štyri možné zdroje krivských balvanov:

1. Balvany môžu byť ľadovcového pôvodu, nepochádzajú zo Západných Karpát, ale napr. z Baltického štítu;
2. balvany pochádzajú z kryštalinika Tatier;
3. materiál pochádza z bazálneho paleogénu Oravy a je pozostatkom „oravskej kordiléry“ (Andrusov, 1965);
4. zdrojom tohto granitového materiálu sú olistostrómové fácie vrchnej kriedy bradlového pásma.

1. Výskyt exotických „blúdiacich“ balvanov granitoidného zloženia, ktoré sú zvyškami po ľadovcovej činnosti, je známy z územia našej republiky zo severnej časti Moravy. Za zdroj týchto hornín sa pokladá kryštalinikum Baltického štítu. Známe F-T datovania apatitu (Koark et al., 1978, Lehtovaara, 1976) sú významne vyššie (191—980 mil. r.) ako údaj v tejto práci. Iné geochronologické poznatky (Aberg, 1978), ako aj tektonický vývoj Baltického štítu vylučujú možnosť spájať krivský granit s takýmto zdrojom. Tento náhľad je podopretý aj faktom, že v doline niet nijakých stôp po ľadovcovej činnosti.

2. Aj keď oblasť v širšom okolí Krivského potoka je z monotónneho súvrstvia belopotockých vrstiev, geografická blízkosť kryštalinika Tatier môže zvädzať k úvahám o ich možnom zdroji. Ale pri takejto úvahe sa vynárajú problémy, ktoré nemožno vysvetliť známymi paleogeografickými poznatkami. Keby krivský balvan pochádzal z kryštalinika Tatier, musel by mať podobný vek výzdvihu ako vzorky in situ v kryštaliniku Tatier. Ale tento vek je miocénny (Burchart, 1972, Král, 1977). Okrem toho paleoprúdové analýzy dokázali, že Tatry v tom čase neboli vyzdvižené, ale naopak ponorené pod dnom paleogénneho mora (Marchalko — Radomski, 1960).

3. Podľa údajov D. Andrusova (1965) olistolity a olistostrómový zlepenec (typ šambronského zlepenca) sú vyvinuté vo

viacerých oblastiach vnútrokarpatského paleogénu. V týchto vrstvách, ktoré sú eocénneho veku sa môžu vyskytovať aj granitoidné horniny. D. Andrusov (l. c.) uvádza ako príklad lokalitu južne od Krivej. Balvany v Krivskom potoku ležia v aluviálnej nive a určiť ich pôvodnú stratigrafickú príslušnosť ani vek ich depozície nemožno. Ich zdrojom musela byť kordiléra s obnaženým kryštalinikom dodávajúca materiál do paleogénnej panvy. Podľa paleoprúdových analýz možno takýto

zdroj lokalizovať na SZ od Dolného Kubína (Marschalko — Radomski, 1960). D. Andrusov (l. c.) rozšíril jej oblasť výskytu východným smerom a nazval ju „oravskou kordilérou“. Krivský balvan od tejto kordiléry možno odvodzovať iba v prípade prijatia takéhoto interpretačného modelu: určený vek 61 mil. rokov určuje vek prechodu cez teplotnú hranicu 100 až 120 °C, čo pri priemernom geotermickom gradiente zodpovedá hĺbke 3,5—4 km. Vekový údaj presne zodpovedá laramskej

Namerané a vypočítané údaje pre izochrónový diagram p_s versus p_i zo 17 apatitových zŕn z exotického granitového balvanu z Krivského potoka (Orava)

Measured and calculated data for isochrone diagram p_s versus p_i of 17 apatite grains from the granite exotic boulder in Krivský potok alluvium (Orava county)

Tab. 1

Číslo kryštálu	N_i	$p_i \cdot 10^3, \text{cm}^{-2}$	$\sigma_{p_i} \cdot 10^5, \text{cm}^{-2}$	A_i	N_s	$p_s \cdot 10^3, \text{cm}^{-2}$	$\sigma_{p_s} \cdot 10^5, \text{cm}^{-2}$	A_s	U (ppm)
069—1	314	5.47	.308	211	260	4.53	.281	211	28
069—2	77	2.13	.242	133	62	1.71	.217	133	12
069—11	151	5.55	.451	100	132	4.85	.422	100	28
069—4	36	1.39	.232	95	30	1.16	.212	95	8
069—5	110	2.9	.285	135	98	2.67	.269	135	16
069—6	462	7.71	.359	220	425	7.10	.344	220	40
069—9	65	4.68	.581	51	52	3.75	.519	51	24
069—12	165	2.39	.186	254	106	2.24	.217	174	12
069—15	101	2.71	.269	137	87	2.33	.250	137	14
069—16	36	4.56	.760	29	29	3.67	.682	29	24
069—17	64	2.94	.367	80	52	2.39	.331	80	16
069—19	24	1.26	.257	70	22	1.15	.246	70	6
069—20	239	3.67	.238	239	207	3.18	.221	239	20
069—24	138	6.11	.520	83	93	4.12	.427	83	32
069—26	70	3.34	.399	77	60	2.86	.370	77	18
069—28	197	3.26	.232	222	171	2.83	.216	222	16
069—29	85	3.81	.413	82	67	3.00	.367	82	20

SUMA $N_i = 2334$, SUMA $N_s = 1953$, SUMA $A_i = 6.04 \cdot 10^{-3}, \text{cm}^{-2}$, SUMA $A_s = 5.82 \cdot 10^{-3}, \text{cm}^{-2}$, $r = 0.976$

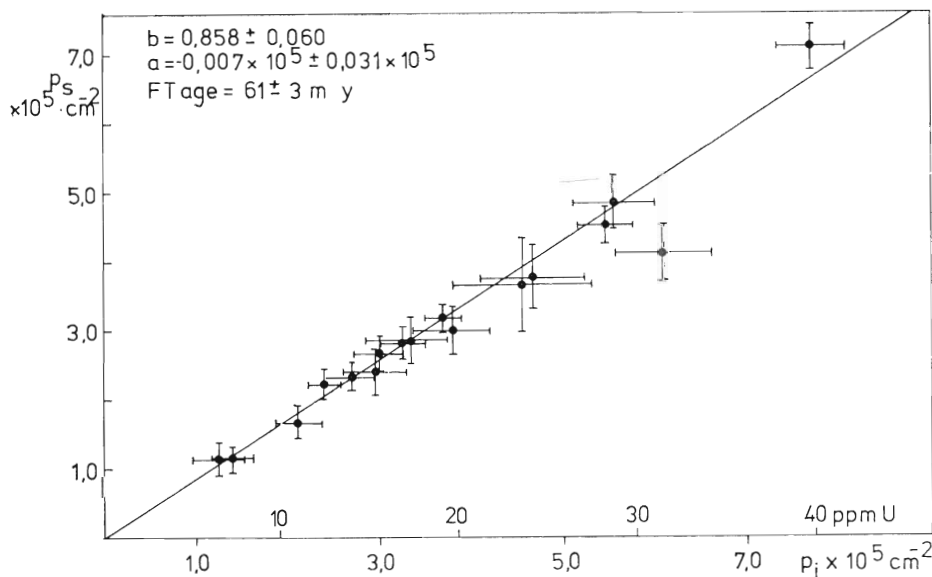
N_i — počet napočítaných indukovaných trekov z jedného zrna, p_i — počet trekov na cm^2 , σ_{p_i} — smerodajná odchýlka p_i , A_i — analyzovaná plocha vyjadrená v jednotkových poliach; rozmer jedného poľa: $2.72 \cdot 10^{-6}, \text{cm}^{-2}$. N_s , p_s , σ_{p_s} , A_s — analogické údaje pre spontánne treky, U (ppm) — koncentrácia uránu v $\text{g} \cdot \text{t}^{-1}$, r — korelačný koeficient

N_i — induced track number counted in a single grain, p_i — track number on cm^2 , σ_{p_i} — standard deviation, A_i — analyzed surface expressed in unit fields, unit field surface = $2.72 \cdot 10^{-6}, \text{cm}^{-2}$, N_s , p_s , σ_{p_s} , A_s — analogous data for spontaneous tracks, U (ppm) — uranium concentration in $\text{g} \cdot \text{t}^{-1}$, r — correlation coefficient

fáze vrásnenia. Pokiaľ sa táto hornina dostala na zemský povrch a bola denudovaná do lutétskych, resp. priabónskych vrstiev, uplynulo viac než 11 mil. rokov. Je otázka, či by pri takejto rýchlosti výzdvihu vynárajúca sa kordiléra poskytla dostatočné množstvo materiálu na vznik hornín centrálno-karpatského paleogénu v tejto oblasti.

4. posledná alternatíva uprednostňuje ako zdroj krivských balvanov olistostrómové fácie vrchnej kriedy známe z oblasti Oravy (Marschalko — Samuel, 1977, Marschalko — Haško — Samuel, 1979). V obliakoch tohto zlepenca sa vyskytujú granitoidné horniny v rozličnom stupni opracovania a iba vo výnimočných prípadoch ich možno paralelizovať s granitoidnými horninami centrálnych Západných Karpát (Krivý, 1969). Ak sa prijme táto alterna-

tíva, treba prijať model rýchleho výzdvihu, pri ktorom by prechod horniny cez teplotnú hranicu, jej erózia a depozícia boli prakticky okamžité. Takýto prípad je opísaný z oligocénu Álp. F-T vek apatitu z bergelských žúl in situ je rovnaký, ako majú oligocénne obliaky bergelských žúl z geograficky blízkej lokality (Wagner et al., 1979). K/Ar vek granitoidných obliakov z upohlavského zlepenca kolíše z rozličných lokalít od 118 do 137 mil. rokov (Rybár — Kantor, 1978), a to naznačuje, že zdrojová oblasť týchto obliakov bola tektonicky mobilná už v tom čase (za predpokladu, že získaný vek je vekom schladnutia, a nie vekom kryštalizácie týchto hornín). Ak by mal krivský balvan podobnú provenienciu, potom by veková diskordancia K/Ar a F-T vekov bola prejavom tempa schladnutia týchto hornín.



Obr. 2. Isochrónový diagram p_s versus p_i . b — vypočítaný uhol, a — vypočítaný intercept. Na osi x je okrem hustoty indukovaných stôp znázornený aj uránový obsah jednotlivých zŕn. Chyba veku je 1σ vypočítaného uhla

Fig. 2. Isochrone diagram p_s versus p_i . b — calculated angle, a — calculated interception. Induced track density is indicated together with uranium content on the x -axis

Záver

Štyri úvahy o zdroji asi vyčerpávajú pravdepodobné možnosti pôvodu „exotických“ blokov neďaleko Krivej. F-T datovanie dokázalo, že balvany a ich tektonická história (cca od 120 °C) sú úzko späté s laramskou fázou vrásnenia, ktorá sa v Západných Karpatoch dokázateľne a výrazne prejavila. Súvislosť jasne naznačuje spojitosť týchto hornín s existenciou kordiléry tohto veku, ktorá dodávala aj granitoidný materiál do vrchnokriedovo-paleogénneho bazénu. Ale nie je jasné, aký čas uplynul od schladnutia horniny od 120 °C až po jej denudáciu a depozíciu v sedimentačnom bazéne. Vzhľadom na objem materiálu, ktorý teraz tvorí flyšové sekvencie paleogénu, je pravdepodobnejší model, ktorý počíta s rýchlym výzdvihom a rýchlou eróziou paleoreliéfu.

Takáto interpretácia získaného veku naznačuje ďalšie možnosti F-T datovania a jeho využitia pri paleogeografických rekonštrukciách. Na základe datovania apatitu z obliakov vrchnej kriedy, resp. paleogénu z jednej lokality, stratigraficky spoľahlivo doložených, bude pravdepodobne možno získať cenné informácie o rýchlosti výzdvihov a o paleomorfológii už neexistujúcich kordilér.

Ďakovanie: Dr. P. Grossovi (GÚDŠ Bratislava) som zaviazaný za upozornenie na tento problém a za pomoc pri jeho riešení.

Recenzoval: R. Marschalko

LITERATÚRA

Åberg, G. 1978: Precambrian geochronology of south-eastern Sweden. *Geol. Fören. (Stockholm), Förh.*, 100, pp. 125–154.

- Andrusov, D. 1965: Geológia československých Karpát. Zv. 3. Bratislava, Vyd. SAV, 392 s.
- Burchart, J. 1972: Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mts., Poland. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 15, pp. 418–422.
- Burchart, J. — Král, J. 1982: Application of the fission-track isochrons method to accessory minerals of the crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 2, pp. 141–146.
- Carpenter, B. S. 1974: National Bureau of Standards Certificate. Washington, *Standard Reference Material*, 963 p.
- Kahan, Š. 1965: Über das Vorkommen interessanter exotischer Blöcke in den Zakopané Schichten in Paläogen bei Krivá in der Orava. *Geol. zbor. Slov. akad. vied (Bratislava)*, 16, S. 143–147.
- Koark, H. J. — Märk, T. D. — Pahl, M. — Purtscheller, F. — Vartanian, R. 1978: Fission-track dating of apatites in Swedish Precambrian apatite iron ores. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. (Uppsala)*, N. S., 7, pp. 103–108.
- Král, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 28, pp. 269–276.
- Krivý, M. 1969: Exotické valúny magmatických hornín záp. časti bradlového pásma. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 18, s. 165–197.
- Lehtovaara, J. 1976: Apatite fission track dating of Finnish Precambrian intrusives. *Am. Acad. Sci. Fennicae, ser. A*, 117, pp. 1–94.
- Marschalko, R. 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysch of Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 19, pp. 69–94.
- Marschalko, R. — Haško, J. — Samuel, O. 1979: Zászkalské brekcie a proces vznikuolistostrómov (Bradlové pásmo na Dolnej Orave). *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 73, s. 75–88.
- Marschalko, R. — Radomski, A. 1960: Wstępne wyniki badań nad kierunkami transportu materiału w basenie fliszowym centralnych Karpat. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 30, s. 259–271.
- Marschalko, R. — Samuel, O. 1977: Olistostrómové fácie kriedového flyšu bradlového pásma pri Širokej a Krivej na Orave. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 67, s. 53–71.
- Naeser, C. W. 1980: The fading of fission tracks in the geologic environment — data from deep drill holes. In: *Fission Track Dating Workshop, Pisa, G. Bigazzi ed. (abstract)*.

- Naeser, C. W. — Cebula, G. T. 1978: Fission-track Dating of Apatite and Zircon: an Interlaboratory Comparison. *U. S. Department of the Interior, Geological Survey, Denver, Open-File, Report*, 78—107, 12 p.
- Rybár, M. — Kantor, J. 1978: Rádio-metrické datovanie vybratých formácií Záp. Karpát. $^{40}\text{A}/^{40}\text{K}$ veku eruptív z upohlavských zlepenčov bradlového pásma (I). *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- York, D. 1969: Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 5, pp. 320—324.
- Wagner, G. A. — Miller, D. S. — Jäger, E. 1979: Fission track ages on apatite of Bergell rocks from central Alps and Bergell boulders in Oligocene sediments. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 45, pp. 355—360.
- Wagner, G. A. — Reimer, G. M. 1972: Fission track tectonic; The tectonic interpretation of apatite fission track ages. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 14, pp. 263—268.

Exotic boulder in the Krivá locality (Orava county, Northern Slovakia) as remnant of the Orava Cordillera?

JÁN KRÁL

Boulders of granite composition occur in alluvial beds of the Kriváň brook (Orava county, Northern Slovakia) while wider surroundings of the site consists of monotonous sediments of the Biely Potok member. Essentially four possible sources do exist for the boulders:

a) The rocks did not originate in the Carpathians and have been carried from the Baltic shield by plateau glacier.

b) The rocks are derived from the Tatric crystalline which occurs in geographic proximity (the High Tatra Mts.).

c) The material comes from basal beds of the Orava Paleogene and represents remnants of the "Orava Cordillera" (Andrusov 1965).

d) Boulders were derived from olistostrome facies of Upper Cretaceous age in the Pieniny Klippen Belt.

The 61 ± 3 m. a. age result of accessory apatite dating by fission track method points to a close relationship between the tectonic history of granite and the Laramian phase of folding which had well expressed manifestations in the Carpathians. However, the age of deposition remains unclear therefore the age interval between the rock cooling under 120°C temperature and its denudation into the sedimentary basin may be not deduced. If one prefers the model of rapid uplift and concomitant erosion of the paleorelief then the source area of rocks may be presumed in olistostrome facies of Upper Cretaceous age participating in the Pieniny Klippen Belt.

Preložil I. Varga

RECENZIA

Qido Záruba — Vojtěch Mencl: **Landslides and their Control**, 2. vyd. Praha, Academia, 1982. 326 s., 362 obr.

Prvé vydanie tejto knihy roku 1969 sa stretlo s takým obrovským záujmom odbornej verejnosti, že v niekoľkých týždňoch zmizla z knižného trhu. Medzičasom bola preložená do japončiny a rumunčiny. V druhom vydaní autori zachovali pôvodnú koncepciu, t. j. v prvom rade je v nej prehľad teoretických a praktických poznatkov o svahových pohyboch a ich výsledných deformáciách, metodike ich prieskumu a spôsoboch sanácie. Názory na svahové pohyby podopierajú autori mnohými veľmi dobre vybratými a ilustrovanými príkladmi zo sveta aj z našej republiky.

V teoretických kapitolách sa analyzujú mechanizmy prírodných aj umelých zosuvov vo vzťahu k stavu napätosti horninových masívov, k mobilizácii ich šmykovej pevnosti, k hydrogeologickým pomeroch a k mechanizmu zvetrávacích procesov.

V praktických kapitolách je podrobný opis starých aj nových metód prieskumu stability svahov a starších aj moderných metód saná-

cie. Pretože problémy zosuvov späté s radikálnejšími zásahmi do prírodného prostredia u nás aj v iných krajinách rastú, skoro všetky kapitoly, ktoré sa ich dotýkajú, autori prepracovali a doplnili. Týka sa to najmä kapitoly o mechanizme a vývoji svahovej poruchy (4), o metódach prieskumu zosuvov (6), a kapitoly o stabilitnej analýze (7).

Nové kapitoly sú o stabilitných problémoch, napr. vodných diel (kapitola 10), cestných stavieb (11), urbanizácie krajiny (12) a ťažby nerastných surovín (13).

Monografia je bohatým zdrojom informácií pre inžinierskych geológov, stavebných inžinierov, architektov, banských a lesných inžinierov, geológov mapovačov, geomorfológov, študentov týchto odborov, ako aj pre širokú verejnosť v oblastiach, ktoré intenzívne postihujú svahové pohyby. Na dokonalé poznanie a technické zabezpečenie porušených svahov sú nevyhnutné vedecké poznatky, ale aj dlhodobá inžinierska skúsenosť a práve to čitateľ v hojnej miere nájde práve v recenzovanom diele.

Arnold Nemčok

Hydratácia acidných vulkanických skiel pri zvýšenej teplote

ANNA LAJČÁKOVÁ*, JAROSLAV ŠEVC**, JÁN TURAN**

* Katedra nerastných surovín PFUK, Žižkova 2, 811 02 Bratislava

** Geologický ústav UK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava

(3 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 12. 2. 1982

Гидратация кислотных вулканических стёкол при повышенной температуре

Гидратация вулканических стёкол влиянием поверхностных вод для возникновения месторождений перлитов имеет лишь второстепенное значение. Экспериментальной гидратацией обсидиана, перлита и смолка при температуре 110 °C в течении 840 часов было установлено, что при гидратации принимает участие молекулярная вода и также вода гидроксильная. В случае обсидиана получается быстрая реакция при минимальных структурных изменениях, которые наблюдаются при рентгенодифракционном анализе. В перлите и смолке реакция происходит медленнее, но наблюдаются значительные структурные изменения.

Hydratation of acidic volcanic glass at higher temperatures

Volcanic glass hydration by surficial water has only subordinated influence on the generation of perlite deposits. Experiments aimed at the hydration of obsidian, perlite and pitchstone at 110 °C temperature during 840 hours resulted in that molecular as well as hydroxyl water participates on hydration. In the case of obsidian, the reaction rate is the highest by minimal structural changes that are identifiable by X-ray diffraction records. Reactions in perlite and pitchstone are slower and structural changes are evident.

Nejednotnosť náhľadov na genézu acidných, vodu obsahujúcich vulkanických skiel vyžaduje skúmať problematiku hydratacie v terénnych aj laboratórnych podmienkach.

Aj keď sa vo väčšine prípadov hydratacii pod vplyvom povrchovej vody pri vzniku veľkých ložísk hydratovaných vulkanických skiel (perlít, smolok) neprípisuje veľký význam, zvýšenie teploty roztokov

hydratačný proces evidentne urýchľuje (Marshall, 1961, Friedman et al., 1966, Nasedkin, 1975, Hoder, 1977, a i.). Preto sa veľa autorov pri interpretácii genézy prikláňa k hydratácii vplyvom hydrotermálnych roztokov.

Podľa V. V. Nasedkina (1975) sa pri 200 °C rýchlosť hydratácie pohybuje od $2 \cdot 10^{-3}$ do $2,5 \cdot 10^{-3}$ mk/min. Na základe experimentálnych výsledkov J. Friedmana et al. (1966) je na hydratáciu 20 mk hrubého skla za povrchových podmienok potrebných 40 tisíc rokov, ale pri teplote 100 °C iba 8 rokov.

Množstvo vody, ktoré je vulkanické sklo schopné pohltiť, nezávisí len od teploty hydratácie, ale aj od jeho štruktúry. Štruktúru skla podľa V. V. Nasedkina (1975) determinuje jeho chemizmus a teplota predchádzajúca tvorbe skla. Tieto hodnoty podľa N. S. Manuljovej et al. (1962) ovplyvňujú objem medzimolekulárnych priestorov, ktoré sa zaplňajú H_2O i OH.

Reakcie v oblasti teploty 100—350 °C, pri ktorej môže vznikať perlit z obsidiánu, sú zároveň charakteristické pre premenu skla na zeolit, montmorillonit, príp. ďalšie ílové minerály (Yagi, 1961). C. Collella et al. (1978) podľa experimentálnych prác a pozorovaní v regióne Campanian usudzujú, že zeolity predstavujú druhý stupeň premeny skla, kým prvým stupňom je hydratácia.

Na zmenu indexu lomu pri hydratácii na vyššie hodnoty upozornilo už viacero autorov (Ross — Smith, 1955, Kaškaj — Mamedov, 1961, a i.). V. V. Nasedkin — V. I. Paneš (1967) experimentálne zistili, že aj pri nízkoteplotnej hydratácii, pri ktorej je v skle pohlcovaná molekulárna aj hydroxylová voda, sa môže pri dlhšom trvaní reakcie index lomu znížiť.

Pre obmedzené možnosti experimentovania v oblasti vyššej teploty sme zvolili nízku (110 °C) teplotu. Tá podľa nášho ná-

zoru umožňuje lepšie interpretovať genézu časti perlitových ložísk, s ktorými ložiská zeolitu aj ílových minerálov (Jastrabá v juhozápadnej časti Kremnických vrchov) priestorovo aj geneticky úzko súvisia.

Lokalizácia a opis vzoriek

O — obsidián (Kašov, okr. Trebišov). Tmavosivé až čierne vulkanické sklo masívnej textúry s lastúrnatým lomom a podradným množstvom mikrolitov. Obsah vody 0,24 %, index lomu $1,496 \pm 0,002$.

P — perlit (Jastrabá, okr. Žiar n/Hronom). Sivé sklo „cukrovitej“ textúry s množstvom okrúhlych trhliniek bez mikrolitických zárodkov. Obsah vody 3,66 %, index lomu $1,499 \pm 0,002$.

M — smolok (Merník, okr. Vranov n/Topľou). Zelenkaste rozpadové sklo s množstvom okrúhlych a priečných trhliniek. Obsah vody 6,12 %, index lomu $1,497 \pm 0,002$.

Podmienky experimentu

1 g práškoveho skla (pod 1 mm) reagoval s 0,5 ml destilovanej vody v zatavených kremenných ampulách pri 110 °C počas 840 hodín. Po uplynutí tohto času sa vzorky podrobili infračervenej spektroskopii, rtg analýze a DTA analýze.

Výsledky

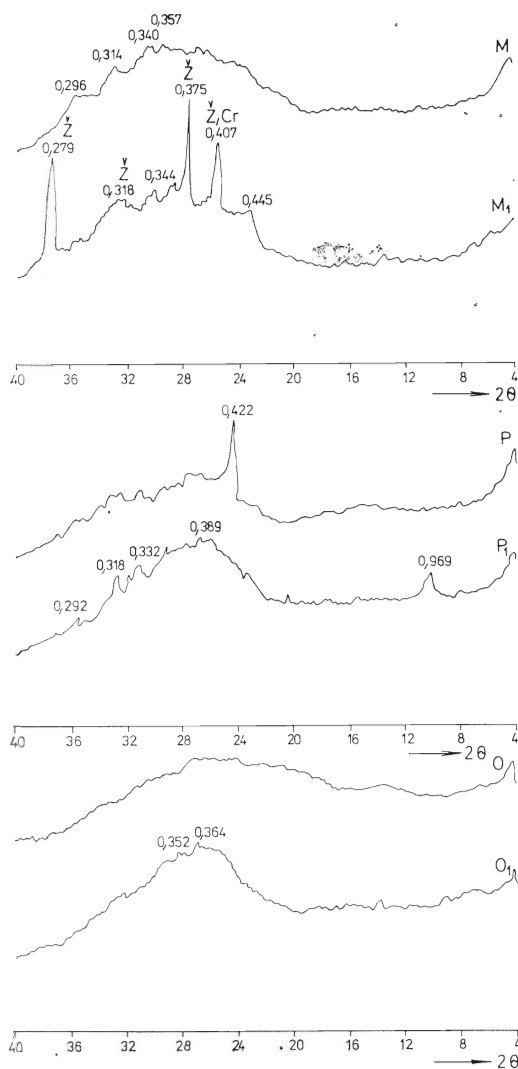
Pôvodné vulkanické sklá sa na difrakčných záznamoch prejavujú rozličným stupňom štruktúrneho usporiadania (obr. 1). Za najvyšší stupeň, bez ohľadu na výrazný reflex kremeňa (Q) v perlite, možno pokladať prejav štruktúry smolku (M), ktorého difrakčný záznam je charakteristický pomerne vysokým a mierne rozčleneným pozadím v oblasti hodnoty d 0,435 nm až 0,290 nm.

Naopak najnižší stupeň kryštalickosti predstavuje obsidián (O), ktorý má difrakčný záznam so širokým a nízkym difúznym pozadím. Prechodným typom je perlit. Výrazný reflex kremeňa patrí vyrastlici, ktorá sa pri separácii prehliadla.

Aj DTA krivky (obr. 2) vzoriek obsidiánu, perlitu a smolku sú odlišné. Najtypickejšia je krivka obsidiánu, ktorá obsahuje endotermu v oblasti uvoľňovania molekulárnej — perlitovej vody (300°C) a v oblasti uvoľňovania hydroxylovej — obsidiánovej vody (800°C). Na krivke perlitu je už endoterma obsidiánovej vody spornejšia. Ale zaujímavý je náznak endotermy obsidiánovej vody pri smolku, ktorý by podľa klasifikačných podmienok M. A. Kaš-

kaja — A. I. Mamedova (1961) obsidiánovú vodu nemal obsahovať. Infračervená spektroskopia ako citlivejšia metóda na určovanie prítomnosti najmä obsidiánovej vody vo vulkanickom skle poukazuje na jej prítomnosť v obsidiáne, perlite aj smolku (obr. 3).

Valentné vibrácie väzby OH v oblasti vlnovej dĺžky $3630\text{--}3610\text{ cm}^{-1}$ sú pri vulkanickom skle iba málo výrazné. Naopak veľmi výrazná je poloha pohltienia infračerveného spektra, ktorá sa prejavuje najmä v oblasti deformačných vibrácií OH v molekulách vody (1650 cm^{-1}), menej v oblasti valentných deformácií (3290 cm^{-1} , $3450\text{--}3550\text{ cm}^{-1}$). Tieto dve polohy zároveň signalizujú nerovnorodosť väzieb v molekulách vody. Obdobná situácia je aj na spektrograme perlitu. Obsidiánové sklo vo svetle infračervenej spektroskopie predstavuje odchýlku len v oblasti deformač-



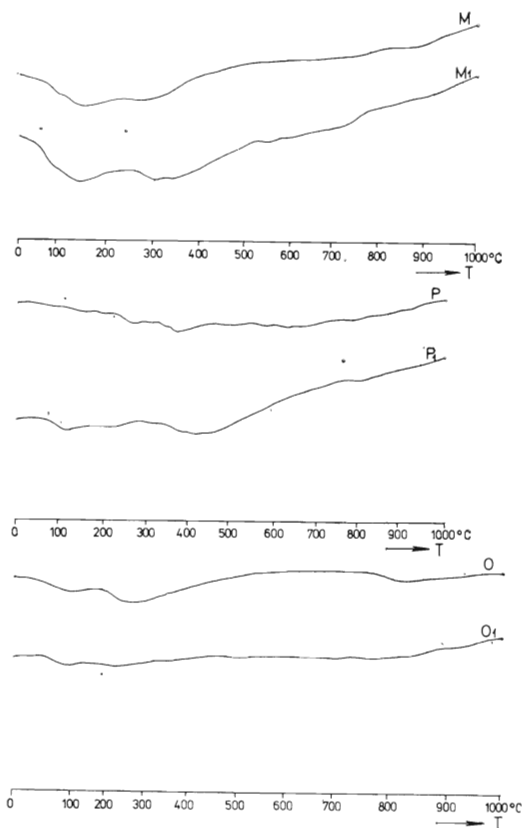
Obr. 1. Rtg záznamy obsidiánu pred hydrataciou (O) a po hydratacii (O_1), perlitu pred hydrataciou (P) a po hydratacii (P_1), smolku pred hydrataciou (M) a po hydratacii (M_1). O — mierne zvýšené difúzne pozadie difrakčného záznamu, O_1 — zvýšené difúzne pozadie difrakčného záznamu, P — mierne zvýšené difúzne pozadie, P_1 — mierne rozčlenené pozadie difrakčného záznamu v oblasti hodnôt d živcov, kremeňa, tridymitu a cristobalitu, M — mierne rozčlenené pozadie difrakčného záznamu v oblasti hodnôt d živcov, kremeňa, tridymitu a cristobalitu, M_1 — výrazne rozčlenené pozadie difrakčného záznamu na reflexy živcov (Z) a cristobalitu (Cr)

Fig. 1. X-ray diffraction record of obsidian before (O) and after (O_1) hydration, of perlite before (P) and after (P_1) hydration and of pitchstone before (M) and after (M_1) hydration. O — slightly higher scattered background of the record, O_1 — higher scattered background, P — slightly higher scattered background of the diffraction record in the domains of d -values for feldspar, quartz, tridymite and cristobalite, M — slightly dismembered background of the diffraction record in the domains of d -values for feldspar, quartz, tridymite and cristobalite, M_1 — well dismembered background with reflections of feldspar (Z) and cristobalite (Cr)

ných vibrácií OH v molekulách vody, ktorá je oproti ostatným vzorkám oveľa me-

nej výraznejšia. V oblasti valentných deformácií možno opäť pozorovať znaky nerovnorodosti väzieb vody (3200 cm^{-1} , 3420 cm^{-1}) a malú výraznosť polohy pohltienia infračerveného spektra, charakteristickú pre hydroxyl (3610 cm^{-1}).

Vyšší obsah vody po hydratácii (tab. 1) sa prejavil aj na infračervených spektrách zvýraznením polôh pohltienia predovšetkým pri vibráciách nielen deformačných väzieb molekulárnej vody, ale aj valentných. Najvýraznejšie sa to prejavilo pri obsidiáne, ktorý hydratáciou získal najväčšie množstvo prevažne molekulárnej vody. Pri smolku sa prejavilo zvýraznenie polohy pohltienia infračerveného spektra v oblasti deformačných vibrácií v mo-



Obr. 2. DTA záznamy obsidiánu (O) pred hydratáciou a po hydratácii (O₁), perlitu pred hydratáciou (P) a po hydratácii (P₁), smolku pred hydratáciou (M) a po hydratácii. Endotermické efekty v oblasti teploty 300–600 °C patria molekulárnej vode, nad 600 °C sa prejavila hydroxylová voda

Fig. 2. DTA record of obsidian before (O) and after (O₁) hydration, of perlite before (P) and after (P₁) hydration and of pitchstone before (M) and after (M₁) hydration. Endothermic peaks in the 300–600 °C range indicate molecular water whereas over 600 °C hydroxyle water content

Obsah vody (‰) a index lomu vulkanických skiel pred hydratáciou a po hydratácii

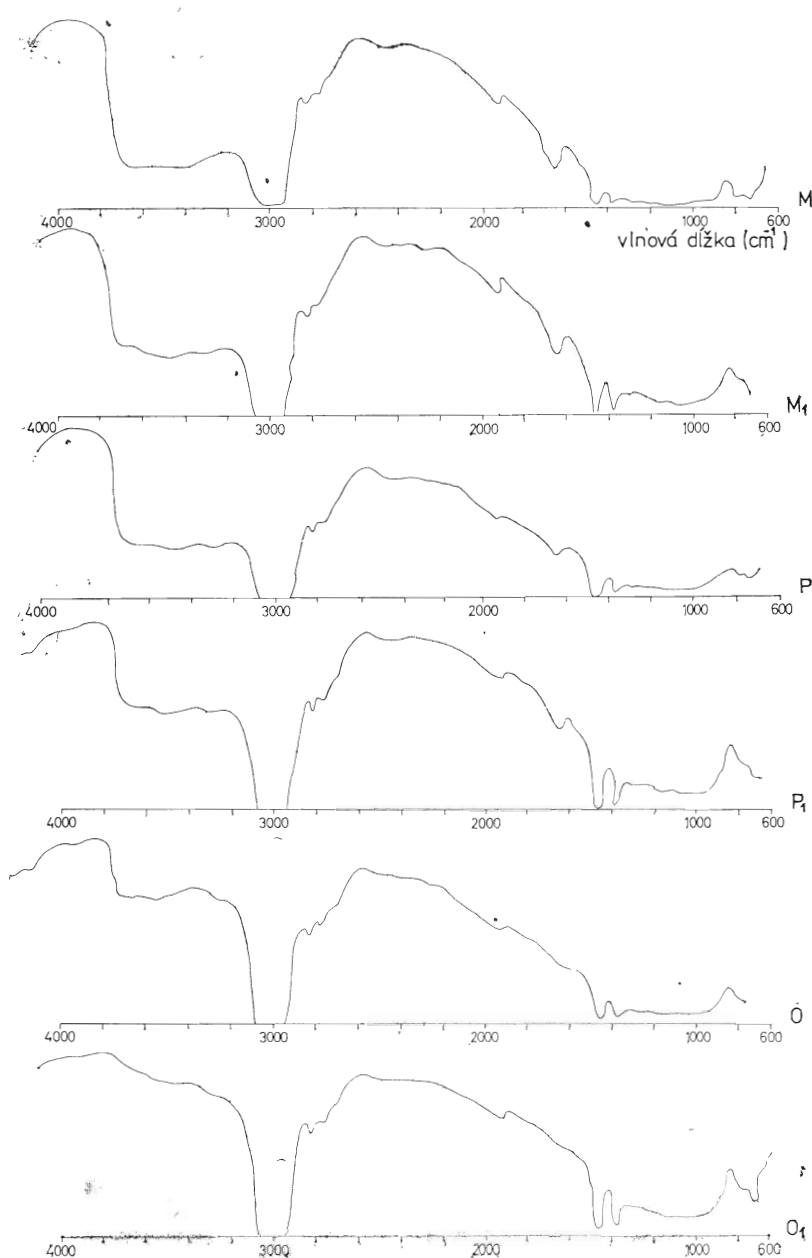
Water content (in ‰) and refractive index of volcanic glass before and after hydration

Tab. 1

Vzorka	O	O ₁	P	P ₁	M	M ₁
Obsah vody pred hydratáciou	0,24		3,66		6,12	
Obsah vody po hydratácii		4,18		4,16		8,81
N _d pred hydratáciou	1,486		1,499		1,498	
N _d po hydratácii		1,491		1,496		1,496

O — obsidián, O₁ — hydratovaný obsidián, P — perlit, P₁ — hydratovaný perlit, M — smolok, M₁ — hydratovaný smolok, N_d — index lomu $\pm 0,002$.

O — obsidian, O₁ — hydrated obsidian, P — perlite, P₁ — hydrated perlite, M — pitchstone, M₁ — hydrated pitchstone, N_d — refractive $\pm 0,002$



Obr. 3. Infračervené spektrá obsidiánu pred hydratáciou (O) a po hydratácii (O₁), perlitu pred hydratáciou (P) a po hydratácii (P₁), smolku pred hydratáciou (M) a po hydratácii (M₁). Vysvetlivky v texte

Fig. 3. Infrared spectrum of obsidian before (O) and after (O₁) hydration, of perlite before (P) and after (P₁) hydration and of pitchstone before (M) and after (M₁) hydration. Explanations in the text

lekulách vody (1630 cm^{-1}). V oblasti valentných vibrácií OH v hydroxyle a molekulách vody nastala akási homogenizácia väzieb oproti spektrogramu pôvodnej vzorky. Túto zaujímavosť zatiaľ nevieme vysvetliť.

Na spektrogramoch perlitu nemožno pozorovať výraznejšiu zmenu v intenzite pohltienia infračerveného spektra v oblasti deformačných vibrácií väzieb v molekulách vody. Pozoruhodná je väčšia výraznosť hydroxylovej vody v tejto oblasti na spektrograme hydratovaného perlitu.

Zaujímavé informácie o sprievodných javoch hydratácie poskytujú difrakčné záznamy experimentálne hydratovaných skiel v porovnaní s východiskovými vzorkami (obr. 1). Ide najmä o zjavnú „kryštalizáciu“, resp. devitrifikáciu najviac hydratovaného skla — smolku, na ktorého úkor sa sformovali živce a pravdepodobne cristobalit. V porovnaní s výsledkami H. Zwahra (1978), ktorý za vyššej teploty v podobných podmienkach získal kaolinit, z difrakčného záznamu vz. M₁ prítomnosť kaolinitu nevyplýva. Zaujímavý je reflex $0,969\text{ nm}$ na difraktograme hydratovaného perlitu (P₁), ktorý sa nedá jednoznačne identifikovať, ale jeho prítomnosť poukazuje na zmenu vulkanického skla smerom k ílovým (?) minerálom, príp. zeolitom. V oblasti difúzneho pozadia možno v porovnaní s pôvodnou vzorkou pozorovať istý stupeň zdokonalenia štruktúrnej usporiadanosti skla jeho rozčlenením na výraznejšie reflexy ($0,318\text{ nm}$ a $0,332\text{ nm}$). Teda v prípade hydratácie smolku sa zmenila štruktúra skla s menším prírastkom vody. Pri obsidiáne, ktorý pohltí najväčšie množstvo vody, podstatné zmeny (pozorovateľné rtg analýzou) nenastali.

Záver

Z výsledkov vychodí, že v rámci prejavu sklovitej fázy existuje postupnosť preme-

ny čiže zdokonaľovania štruktúrneho usporiadania stavebných častíc, ktorú vyvoláva prítomnosť molekulárnej a hydroxylovej vody. Kvalitatívna zmena nastáva v bode, ktorý závisí nielen od množstva vody, ale aj od typu skla.

Najmenej hydratované vulkanické sklo — obsidián ($0,24\text{ ‰}$) podľahlo štruktúrnym zmenám najmenej a jeho obsah vody sa zvýšil na $4,18\text{ ‰}$. Ako vyplýva z infračervenej spektroskopie, pri hydratácii sa uplatnila najmä molekulárna voda. Hydratácia na perlitový obsah vody sa pozitívne prejavila aj na hodnote indexu lomu, ktorý sa z $1,486$ zmenil na $1,491$. Takéto zistenie nadväzuje na všeobecne známy náhľad o možnej hydratácii obsidiánu na perlit za súčasného narastania indexu lomu.

Perlitové sklo pri rovnakých podmienkach hydratácie zmenilo svoj obsah vody z $3,66$ na $4,18\text{ ‰}$ a index lomu sa znížil z $1,499$ na $1,496$, čo pravdepodobne spôsobila rekryštalizácia vulkanického skla pozorovateľná rtg analýzou. Na hydratácii sa okrem molekulárnej zúčastnila aj hydroxylová voda.

Výraznejšia zmena a s ňou súvisiace zníženie indexu lomu nastalo aj pri hydratácii smolku. Pôvodný obsah vody ($6,12\text{ ‰}$) sa zmenil na $8,81\text{ ‰}$ a index lomu sa znížil z $1,498$ na $1,496$. Podobne ako pri perlite sa na hydratácii zúčastnila molekulárna aj hydroxylová voda. Z toho vyplýva, že vulkanické sklo s obsidiánovým obsahom vody pohlcuje vodu v najväčšej miere. V procese hydratácie sa uplatňuje molekulárna aj hydroxylová voda a zároveň sa zvyšuje index lomu. Štruktúrny prejav hydratovaného obsidiánu sa na rtg zázname mení len v malej miere. Pri hydratácii perlitu a smolku je situácia odlišná. Vulkanické sklo pohltilo menšie množstvo vody, znížil sa index lomu a zdokonalil štruktúrny prejav. V procese hydratácie teda je hranica, v ktorej aj pri menšom

vonkajšom zásahu nastáva intenzívnejšia zmena.

Veľká schopnosť hydratácie obsidiánu pri zvýšenej teplote, potvrdená experimentom, umožňuje pri interpretácii genézy perlitu pripísať najväčší význam reakciám prebiehajúcim pri zvýšenej teplote.

Pri riešení genézy perlitových ložísk v Západných Karpatoch to znamená, že prioritné postavenie majú hydrotermálne procesy. Na ložisku Jastrabá, kde sme zatiaľ nezistili prítomnosť obsidiánu, je tento proces najpravdepodobnejší tým skôr, že tu s perlitom vystupujú aj ílové a zeolitové minerály v širšom rozsahu.

Zistené štruktúrne zmeny vyvolané hydrataciou pokladáme za potrebné sledovať najmä z hľadiska využívania, lebo môžu mať význam v prípadoch, keď ide o zjavnú devitrifikáciu až premenu na ílové minerály.

Recenzoval I. Varga

LITERATÚRA

Collella, C. — Aiello, R. — Porcelli, C. 1978: Hydration as an aerly stage in the zeolitization of natural glass. Natural zeolites. Occurence, Properties,

Use. Oxford, pp. 345—350.

Friedman, J. — Smith, R. L. — Long, W. 1966: Hydration of natural glass and formation of perlit. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70, pp. 323—328.

Hoder, R. I. 1977: Refractive index and hydration of rhyolitic glass from Holocen tephra, North Island, N. Z. *J. Geol. Geoph. (Wellington)*, 21, No 2, pp. 155—166.

Kaš kaj, M. A. — Mamedov, A. I. 1961: Perlity, obsidiany, pechštejny i ich mineralogo-petrografičeskije i fizicko-chimičeskije osobnosti. *Baku, AN Azerb. SSSR, Manuljova, M. S. — Stolovickaja, M. M. — Beber, S. I.* 1962: O vlijaniji struktury perlitových porod na ich vspuščivajemost. *Sb. trudov nauč. issled.*, No 25, Gosstroizdat.

Marshall, R. R. 1961: Devitrification of natural glass. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, pp. 1493—1520.

Nasedkin, V. V. 1975: Petrogenezis kislých vulkanitov. *Moskva, Nauka*. 206 s.

Nasedkin, V. V. — Paneš, V. I. 1967: Gidroxil i voda v nekotorych raznovidnostjach prirodnyh i isskustvennyh silikatnyh stekol. Vodnyje vulkaničeskije stekla i postvulkaničeskije mineraly. *Moskva, Nauka*, s. 26—56.

Ross, C. S. — Smith, R. L. 1955: Water and other volatiles in volcanic glasses. *Amer. Mineralogist*, 40, pp. 1071—1089.

Yagi, K. 1966: Experimental study on pumice and obsidian. *Bull. volcanol.*, 129, pp. 559—571.

Z wahr, J. 1980: Zur experimentellen hydrothermalen Umwandlung von Pechstein im Schicht — und gerustsilikate. *Wiss. Z. Ernst — Moritz — Arndt — Univ. (Greifswald)*, 1—2, S. 169—185.

Hydration of acidic volcanic glass at higher temperatures

ANNA LAJČÁKOVÁ — JAROSLAV ŠEVC — JÁN TURAN

Experiments in the domain of acidic volcanic glass hydration contribute to the understanding of hydrous volcanic glass genesis and of its alteration products (zeolites, clay and others). Some interesting results were obtained by hydration of obsidian, perlite and pitchstone samples at 110 °C temperature during 840 hours.

The less hydrous glass treated was an obsidian sample with 0.24 p. c. water content.

From structural point of view, this obsidian changed the least despite of its water content increased to 4.18 p. c. According to the data of infrared spectroscopy, mostly molecular water participates on the hydration. Refractive index value of this sample increased from 1.486 to 1.491.

Perlite glass at similar conditions changed the water content from 3.66 to 4.18 p. c. and the refractive index decreased from 1.499 to

1.496 value. Besides molecular water, also hydroxyl water participates on hydration.

Pronounced changes and refractive index decrease were proved to occur in the case of pitchstone hydration as well. The original water content (6.12 p. c.) increased to 8.81 p. c., whereas the refractive index decreased from 1.499 to 1.496. Molecular as well as hydroxyl water participated on the hydration. According to the results of X-ray diffraction, most pronounced structural alterations occurred in the case of pitchstone and perlite

samples but almost no changes were proved in the case of hydrated obsidian. Accordingly, a break do exist in the process of hydration at which also lesser outer influence results in more intense alteration.

The high ability of obsidian to underwent hydration at higher temperatures was proved by the experiments. Results allow to ascribe importance to the reactions under higher temperatures being responsible for perlite genesis.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Zakladáme odbornú skupinu zberateľov nerastov

Pri Slovenskej geologickej spoločnosti SAV vzniká odborná skupina zberateľov nerastov, ktorá má sústreďovať záujemcov z radov odborných pracovníkov a zberateľov nerastov. Má zlepšiť stav zberateľstva a propagácie geológie v čase, keď na celom svete rastie záujem o nerastné suroviny a geológiu ako vedný odbor.

Úlohou odbornej skupiny zberateľov nerastov je sústrediť vážnych záujemcov a organizačne ich podchytiť s cieľom prehĺbiť ich odborné vedomosti a organizovať zberateľskú činnosť.

Hlavnou náplňou odbornej skupiny bude prehľbovanie odbornej výchovy slovenských zberateľov nerastov prostredníctvom Slovenskej geologickej spoločnosti (ďalej SGS) formou odborných prednášok, besied, seminárov, praktík a kurzov. Veľký dôraz sa bude kládať na činnosť pobočiek, ktoré sa vytvoria v niektorých vybraných oblastiach Slovenska. Očakávame, že nás podporia závody a podniky geologických organizácií, vysoké a stredné školy, oblasťné a miestne múzeá.

Vlastná činnosť bude spočívať v exkurziách, v zbieraní a štúdiu nerastov, v pomoci pri odbornom určovaní, uchovávaní materiálu v súkromných zbierkach, dobrovoľnom ponechávaní unikátnych vzoriek zbierkam múzeí, vysokých škôl, v konaní výstav, stretnutí a výmenných búr s prípadnou účasťou zahraničných zberateľov.

O svojej činnosti a poznatkoch budú členovia odbornej skupiny informovať prostredníctvom časopisu *Mineralia slovaca* v rubrike *Aktuality*.

Ďalšou úlohou organizácie zberateľov budú návštevy našich a zahraničných prírodovedec-

kých múzeí, exkurzie po ČSSR a susedných krajinách, nadviazanie odborných a priateľských stykov so zberateľmi u nás aj v zahraničí.

Členom odbornej skupiny zberateľov nerastov sa môže stať každý občan SSR, ktorý má vážny záujem o zber a štúdium nerastov. Členstvo odporúčame najmä dlhoročným aktívnym zberateľom, vedúcim a členom záujmových geologických krúžkov pri múzeách, stredných odborných a vysokých školách s geologickým zameraním, ako aj ostatným záujemcom zo širokej verejnosti.

— Riadnym členom odbornej skupiny zberateľov nerastov sa môže stať ten, kto riadne vyplní prihlášku, zaplatí zápisné a členský príspevok SGS za príslušné obdobie.

Vstupom do SGS získate okrem iného napr. — 25-percentnú zľavu pri nákupe publikácií vydavateľstva Veda

— písomné informácie o všetkých akciách usporadúvaných SGS, resp. Čs. spoločnosťou pre mineralógiu a geológiu

— ako riadny člen SGS právo zúčastňovať sa na zjazdoch a exkurziách v rozličných lokalitách v ČSSR

— zvýhodnené predplatné časopisu *Mineralia slovaca* a *Časopisu pro mineralogii a geologii*.

Blížšie informácie dohodnú registrovaní zberatelia poštou. Prihlášku do SGS na vyžiadanie zašle: RNDr. Ján Miškovíc, Katedra nerastných surovín PFUK, Žižkova č. 2, PSČ 811 02 Bratislava.

Prípravný výbor odbornej skupiny zberateľov nerastov pri SGS Bratislava

Ložiská a perspektívnosť výskytu bauxitu Vietnamskej socialistickej republiky

TOMÁŠ FURIEL

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

(1 obr. v texte)

Doručené 24. 2. 1982

Месторождения и перспективы бокситов Вьетнамской Социалистической Республики

Бокситы находятся в областях базальтовых площадей. Бокситы осадочной формации (диаспоровый боксит) менее пригодны для промышленного использования. Перспективными являются месторождения бокситов остаточной формации (резидуальные), которые располагаются на площади 26 000 км². Перспективные районы. Кон плонг, Гуанг Нгаи, Конг Тум-Плаи Цу, Кон Га Нунг, Дак Лак, Ван Гоа, Мнонг и Бао Лок. Содержание Al₂O₃ колеблется в пределах 31,7 до 59,9 %, SiO₂ 0,7 — 8,8 %.

Deposits and prospects of bauxite occurrences in the Vietnam Socialist Republic

Bauxite occurrences are confined to the regions of plateaubasalts. The bauxite raw material from sedimentary formations (diaspore bauxite) is less suitable for industrial use. Deposits and occurrences of residual bauxite (gibbsite bauxite) are prospective and wide-spreaded over an area of 26,000 sq. km. The hopeful areas are near Kon plong, Quang Ngai, Cong-Tum, Play Cu, Kon Ha Nung, Dac Lac, Van Hoa, Mhong and Bau Loc. The raw material contains 31.7—59.9 p. c. of aluminium oxide and 0.7—8.8 p. c. of silica.

Bauxitové rudy VSR sa zaraďujú do dvoch základných formácií. Jednu reprezentuje sedimentárny diasporový bauxit v odhadnutej zásobe okolo 60 mil. ton, ale pre zložité geologické pomery ho nateraz nemožno priemyselne využívať. Dru-

há formácia je zastúpená reziduálnym gibsitovým bauxitom a súvisí s lateritizáciou mladých bazaltov neogénno-kvartérneho veku.

Oblasti s bauxitom majú veľmi výraznú morfológiu. Pôvodné veľké bazaltové plo-

šiny postihnuté lateritizáciou boli rozčlenené na menšie samostatné celky s výškou 20—70 m nad reliéfom. Plocha týchto separátnych území je od niekoľkých ha do desiatok km².

Rudné prejavy lateritizácie sa sústreďujú v oblastiach ohraničených 11.—15.° severnej šírky. Údaje o celkovej ploche bazaltových výlevov sú rozdielne, a to od 20 000 do 26 000 km² a z tejto plochy je perspektívnych okolo 1700 km².

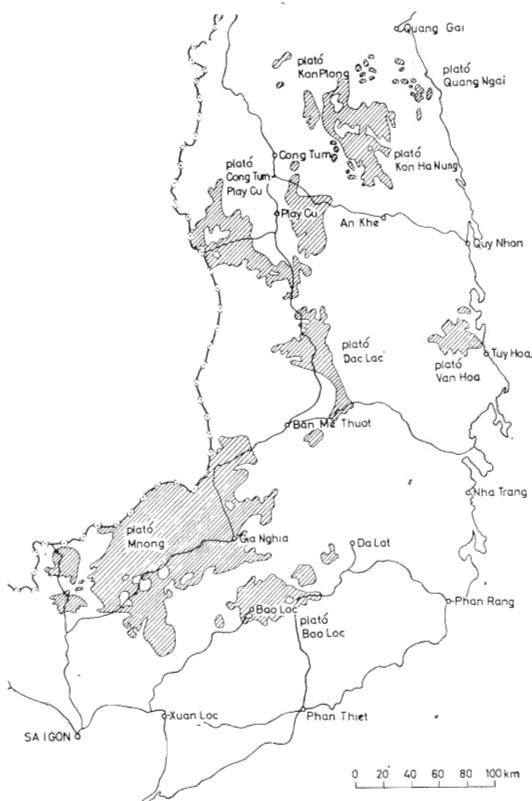
Podľa regionálneho mapovania sa vyčleňujú tieto územia s bazaltmi (obr. 1): Kon plong, Quang Ngai, Cong Tum-Play Cu, Kon Ha Nung, Dac Lac, Van Hoa, Mnong a Bao Loc. Vyčlenené plochy s bauxitovým zrudnením majú 30 až 40-percentnú produktivnosť.

Doteraz vykonané geologické práce potvrdzujú, že zrudnenie je horizontálne, prikrýva ho maximálne 2—3 m mocná vrstva a miestami je odkryté. Mocnosť produktívnej zóny je od 3—6 m. Aj kvalita vo vertikálnom a horizontálnom smere kolíše a stredná hodnota lokalít je od 41 do 53 ‰. Stredná hodnota Al₂O₃ vo frakcii zŕn nad 10 mm sa mení od 45 do 55 ‰.

Ako ukazujú doterajšie chemické analýzy, priemerný obsah Al₂O₃ juhovietnamského bauxitu je nižší ako v podobných svetových ložiskách (Austrália 50,7 ‰, India 40—60 ‰).

Mineralogický rozbor ukázal, že ide o gipsitový bauxit, pričom obsah diasporu a böhmitu dovedna je iba niekoľko ‰. V goethite je zmena železa na hliník 22—24 mol. ‰.

Vo vertikálnom smere má bauxitové zrudnenie takýto sled: Nad čerstvým bazaltom je všeobecne vývinutý horizont (tzv. litomáž) obsahujúci aj pri intenzívnej bauxitizácii ešte bazalt. Vo vrchnej časti bauxitového horizontu je subhorizont pevného bauxitu, ale iba v malej mocnosti. Reprezentuje ho prevažne červenohnedý nesúdržný materiál s úlomkami kompak-



Obr. 1. Oblasti s výskytmi bazaltu a bauxitu
Fig. 1. Areas with the occurrences of basalt and bauxite

ného bauxitu rozmanitej zrnitosti.

Podľa toho, čo sme uviedli, možno predpokladať, že na J VSR je niekoľko miliárd ton zrudnenej bauxitovej masy, ktorá môže mať v niektorých oblastiach priemyselný význam aj bez využitia úpravných procesov.

Charakteristika prognóznych oblastí

Ložisková oblasť Bao Loc: Je to doteraz najlepšie prebádaná oblasť. Plocha s lateritizáciou a bauxitovým zrudnením bazaltového prikrovu je okolo 1400 km² a z nej je perspektívnych na bauxit okolo

430 km². Geologická služba VSR geologicokoprieskumnými prácami zistila na ploche okolo 165 km² priemernú mocnosť bauxitového horizontu 3,7 m s objemovou váhou 1,6. Zrnitostná frakcia nad 10 mm dosahuje 35—40 hmotnostných %, priemerný obsah Al₂O₃ je 40 %, obsah SiO₂ od 3,5—4 % (údaje sú asi z 2000 chemických analýz). Obsah Al₂O₃ z vytriedeného rudného materiálu je 42—52 %. Obsah Al₂O₃ podľa chemických analýz vzoriek, ktoré odobral Vörös z MLR, je od 39,3 do 59,9 %, SiO₂ 0,7—8,8 %, Fe₂O₃ 2,7—31,0 %, TiO₂ 1,9—4,0 %. Kvalita bauxitu vyjadrená vzťahom Al₂O₃ : SiO₂ je 4,6—61. Ale údaje sú z bodových vzoriek, a preto sú orientačné.

Platón Mnonng : Na základe geomorfologickej interpretácie mapy 1 : 50 000, ako aj podľa okolo 100 chemických analýz je vyčlenená plocha s bazaltmi približne 7000 km². Predpokladá sa, že bauxitové zrudnenie je na veľkej časti tejto plochy (napr. lokalita Nhan Co má produktívnu plochu 36 %, Bunard 40 %, Soc Bom Bo 29 %). Podľa údajov z prirodzených odkryvov je v oblasti Dag Nong mocnosť zrudnenia 4—6 m.

Kvalita bauxitu vyjadrená v moduloch je od 4,1 po 23,6, obsah Al₂O₃ 31,7—49,8 %, SiO₂ 2,3—7,5 %, Fe₂O₃ 18,1—37,7 %, TiO₂ 2,4—6,2 %.

Podľa mineralogického výskumu troch

vzoriek bauxitu z lokality Dac Nong je obsah gipsitu 46,2—65,9 %, böhmitu 1,5—2,7 %, diasporu 0,6—1,3 %, kaolínu 4,5—11,4 %, goetititu 9,7—20,1 %, hematitu 8,4—11,4 %, ilmenitu 2,9—3,8 %, anatasu 1,2—2,7 %, rutilu 0,5 a alunitu 1,6 %.

Rajón Kon Plong : V tejto oblasti sú práce iba v začiatkoch. Analýza 23 šachtíc ukazuje, že rozšírenie bauxitu je menšie ako v iných oblastiach a aj jeho kvalita je nižšia ako v území Bao Loc a Mnonng.

Menej prác sa vykonalo aj v oblasti Van Hoa a Quang Ngai, v ktorých sa výskyt bauxitu tiež predpokladá.

O lateritizácii bazaltových plošín Cong Tum, Play Cu a Dac Lac (okolo 3000 km²) a o výskyte ložísk bauxitu v nich doteraz niet údajov.

LITERATÚRA

- Fromaget, J. 1941: Indochine Française, sa structure géologique, ses roches, ses mines et leurs relations possibles avec la tectonique. *Bulletine du Service géologique de l'Indochine. Volume 26, Fasc. 2, Hanoi.*
- Rousek, O. — Furiel, T. — Holub, M.: Cestovní zpráva ze zasedání expertů v Hanoji ve dnech 15.—30. 7. 1979 k návrhu SRV o zintenzívnění geologicko-průzkumných prací na území SRV společnými silami země — členmi RVHP.
- Furiel, T. — Tréger, M.: Geologicko-ekonomické pohľady na výrobu Al na základe skúseností na svete. *Manuskript — GP Spišská Nová Ves.*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Jozef Michalík: **Vývoj mezozoických karbonátových platií (ostrov Capri, západná Sicília).** Bratislava 21. 1. 1982

Ostrov Capri je časťou jednej z najvyšších apeninských jednotiek, ktoré boli na adriatický kratón nasunuté v ranom miocéne. Mohutný komplex karbonátov je z tmavých megalodontových dolomikritov (vrchný trias až hetanž), sivých riasových a foraminiferových

biomikritov s *Lithotis* a *Palaeodasycladus* (lias), koralovo-riasových elipsaktíniových vápencov (jura — spodná krieda) a červenkastých rohových vápencov s planktonickými foraminiferami prechádzajúcich do vrchnokriedovo-paleocénnej fácie Scaglia. Vertikálny vývoj komplexu indikuje postupné zatlačanie facií karbonátovej platformy pelagickými faciami (od back rifu cez marginálny komplex a svahové vývoje až po typické batyálne sedimenty).

Sicília patrí v mediteránnom priestore medzi najjužnejšie segmenty alpinskeho orogénu. Rozsiahlá karbonátová platforma pri okraji severoafrického šelfu sa koncom triasu rozpadla na systém prahov (panormidy, trapanidy, saccidy, ibleidy) oddelenými panvami (Imerese, Sicani). V strednom liase sa na úkor karbonátových platforiem rozšírili pelagické oblasti, na vrcholoch vyvýšení vznikali kondenzované vrstvé sledy (aj fácia Ammonitico Rosso). Nové splytčenie nastalo v malme. Postupné prehĺbovanie indikované kriedovo-eocénnou hlbokomorskou faciou Scaglia vyvrcholilo sedimentáciou numídskeho flyšu s telesami olistostromov a megabrekcií (oligocén — spodný miocén).

Jozef Michalik: Paleogeografia, paleotektonika a stratigrafia triasu Južných Álp (Bratislava 10. 4. 1980)

Oblasť Južných Álp bola v mezozoiku časťou západotetýdneho šelfu rozčlenenou synsedimentárnymi zlomami na prahové (insubrickú, tridentinskú, friulskú) a priekopové (canaveskú, lombardskú, bellunskú, juľskú) zóny. Vrchnopermské more (Formazione a Bellerophon) transgredovalo od V cez aridné nížiny (Arenaria Val Gardena) a aluviálne planiny (F. di Verrucano). Začiatkom triasu plytké more zaplavilo celú oblasť (F. di Werfeniano) okrem Z (suchozemsko-lagunárna F. del Servino). Po regresii v spodnom anise sa reliéf dna rozpadol na karbonátové platformy (Calcare di Esino, Dolomia dello Sciliar) postupne prerastajúce cez panvy (C. di Angolo, C. di Prezzo, Gruppo di Buchenstein). V ladine zaplňali depresie produkty vulkanickej činnosti (Pietra verde) a klastiká (G. di Wengen, Arenaria di Zoppé, A. di Val Sabbia). Karnickú regresiu sprevádzalo rozširovanie rifovo-lagunárnych komplexov (F. di Breno, F. di Gorno), vo zvyškových panvách sedimentovala F. di S. Cassiano, neskôr tiež prekrytá plytkovodnými cassianskými dolomitmi. Karnická sekvencia sa končí terigénno-evaporitickými uloženinami (C. di Raibliano, F. di S. Giovanni Bianco). Norik je zastúpený mohutným komplexom Dolomia Principale (hlavný dolomit) s lagúnami Calcare di Zorzino a terigénnou epizódou Argillite di Riva di Sotto. Triasový vrstvomý sled ukončujú plytkovodné sedimen-

ty Calcare di Zu, Dolomia a Conchodon a Strati a Triasina.

Triasový vrstvomý sled Južných Álp indikuje sedimentačné prostredia v blízkosti aktívneho subdukčného okraja paleozoicko-sta-romezozoického oceánu Paleotethys vyznačujúce sa výraznou subsidenciou, živou synsedimentárnou tektonikou a epizodickou vulkanickou aktivitou.

Miroslav Novotný: Problémy injektáže aluviálnych náplavov v sústave vodných diel Gabčíkovo — Nagymaros (Bratislava 7. 10. 1982)

Inžinierskogeologické prieskumné práce ukázali, že je v sústave vodných diel Gabčíkovo — Nagymaros v tesniaciach ochranných vaniach nevyhnutné zakladať objekty. Tesniaca ochranná vaňa je z dvoch prvkov: zvislý prvok tvorí podzemná tesniaca stena a vodorovný prvok injektované tesniace dno. Injektované dno, ktoré má chrániť vaňu pred prítokom podzemnej vody, sa vytvára preinjektovaním dunajských náplavov cementovobentonitovou zmesou a následne chemickou zmesou na báze vodného skla.

Štrkové náplavy majú svoje charakteristické osobitosti. Prieskum ukázal, že sa čistý štrk na predmetnom území vyskytuje zriedkavo a zväčša obsahuje piesčitú prímes. Porušené vzorky sa odberali po jednom metri, takže granulometrické zloženie predstavuje iba akési priemerné hodnoty. Pri pokusnom hĺbení vrtov serliftom sa v oblasti injektovanej zóny často zachytávalo striedanie polôh štrku bez piesčitej frakcie s polohami prachovitého piesku.

Prieskumné práce zistili priemernú pórovitosť štrku 30 %. V skutočnosti sa na injektáž rovinného dna uvažuje s 35 % a pri tesniaciach stenách až 40 % injekčnej zmesi. Takéto vysoké množstvo zmesi spôsobuje kľakážne javy a s tým späté sprievodné javy, ako sú výrony zmesi mimo injektovaného tesniaceho dna. Takýmto javom sa zabráňuje tak, že sa do zmesi pridáva vodné sklo. Straty alebo tzv. havárie vrtov sú v prvom rade zapríčinené polohami štrku, kde nenastáva také kvalitné opláštenie vrtov zálievkou.

Kvalita tesniacej vane sa kontroluje čerpacími pokusmi a priebehom tlaku pri prenikaní zmesi do okolitého prostredia.

Sedimentární formace ve vztahu k typu zemské kůry

ZDENĚK KUKAL

Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

(2 obr. a 4 tab. v textě)

Doručené 29. 6. 1982

Осадочные формации в зависимости от типа земной коры

Осадконакопление влияет на тип коры лишь косвенно, а именно через тектогенез, который способствует строению различных седиментационных сред. Основным фактором является скорость и время погружения дна осадочного бассейна (впадины) и соответствующее поднятие источниковых областей. Самые мощные осадки накапливаются на коре переходного типа. Кластические материалы из платформенной коры могут транспортироваться на большие расстояния и могут перекрывать даже кору океаническую. Самыми древними известными осадками (более чем 3,4 миллиарда лет) содержат детрит из континентального типа коры.

Sedimentary formation in relation to the type of Earth's crust

The type of Earth's crust has only indirect influence on sedimentation by the variety of tectogenesis involved and creating various sedimentary environments. Main influence is due to the velocity and duration of subsidence of the basin bottom together with corresponding elevation in source areas. Thickest sedimentary strata do accumulate over transitional type of crust. Clastic material derived from the continental crust may be transported to a great distance and so overlay also the oceanic crust. The oldest known sediments (older than 3.4 thousand million years) contain detritus derived from continental type of crust.

Hlavním tématem této práce je rekonstrukce typu kůry podle typu fosilní sedimentace. Tento problém však úzce souvisí i s otázkou vlivu typu kůry na sedimentaci. Ve světové literatuře byl tento problém probírán většinou z hlediska tektoniky, sedimentogeneze se dotýkal jen rámcově. Geosynklinály bývají děleny na ensialitické

(založené na kontinentální kůře) a ensimatické (založené na kůře oceánské). Soudí se také, že alpínský orogen spočíval na kůře oceánské, zatímco hercynský a všechny starší na kůře kontinentální (viz např. Anderson, 1978). Na fosilní kontinentální nebo oceánskou kůru se soudí podle hloubky pánve nebo podle přítom-

nosti bazaltů a ofiolitů (např. Folk — McBride, 1978, McBride — Folk, 1979). V potaz bývají brány i mocnosti sedimentů, způsob deformací a vulkanismus.

Je známo, že kromě ostře vyhraněných typů kůry — oceánského a kontinentálního — existuje řada typů přechodných (viz Kukal, 1973, Cháb et al. v tisku). Tyto typy se nazývají též subkontinentální (bližší pevninskému) a suboceánský (bližší oceánskému). V této práci jsou všechny ostatní typy kromě kontinentálního a oceánského nazývány přechodními.

Mezi typem tektogeneze a typem zemské kůry jsou úzké vztahy. Nejsou však ještě příliš vyjasněné a jsou nesporně značně složité. Další vztahy, o nic méně složité, jsou mezi tektogenezí a sedimentací. Je známo, že tektogeneze neovlivňuje složení sedimentů přímo, ale přes celou řadu jiných faktorů. Tektonika může ovlivnit velikost pánve, dobu její existence, hloubku pánve, energii reliéfu v pánvi samotné i v jejím okolí (tj. výšku přilehlého horstva a charakter zdrojové oblasti). V pánvích se podle toho vytvářejí různá sedimentační prostředí, která pak na složení sedimentů působí již přímo. Termín tektofacie byl zaveden proto, aby se vyjádřil vztah mezi sedimentací a tektonikou. Podle autorů tohoto termínu (Krumbein et al., 1949) je tektofacie soubor sedimentů, vznikající za určitých tektonických podmínek. Pro různé tektofacie jsou typické různé asociace sedimentů, určité převládající typy i určité mocnosti. W. C. Krumbein et al. (1949) zavedli základní klasifikaci tektofacií, které se používá dodnes. Definovali tyto typy: stabilní šelf, nestabilní šelf, intrakratonní pánev, eugeosynklinála, mioeugeosynklinála. O typech kůry, na kterých jsou tyto tektofacie založeny, se však autoři nezmiňují.

I když tektofacií určují převládající druhy sedimentů, nelze v žádném případě říci, že ten nebo onen sediment se vysky-

tuje jen v určitém a jediném tektonickém prostředí. Máme mnoho příkladů toho, že třeba droba může být uloženinou hlubokých orogenních pánví, ale právě tak kontinentálním říčním sedimentem platformem. Křemenné pískovce můžeme nalézt jak v molasových sedimentech pozdně orogenního vývoje, tak na štitech, kde sedimentovaly v neritickém prostředí. Mikritový vápenec může sedimentovat v neritiku na platformě, ale i v hlubší oceánské pánvi. I tak speciální sedimenty, jako sádrovce, mohou sedimentovat ve slaných jezerech na platformách i v hlubokých pánvích na oceánské kůře z hydrotermálních roztoků (např. v riftových pánvích Rudého moře). Silicity, fosfority, všechny tyto sedimenty se mohou vyskytovat v různých tektofaciích a tak bychom mohli pokračovat s dalšími a dalšími příklady. Důkazů z recentních i fosilních pánví k tomu máme dost.

Tímto stručným úvodem jsme chtěli zdůraznit, že tektonika neovlivňuje složení sedimentů přímo, ale přes vývoj různých sedimentačních prostředí. Vztahy mezi typem kůry a sedimentací budou proto ještě složitější.

Rychlost subsidence a sedimentace

Podle autorů pojmu tektofacie W. C. Krumbeina et al. (1949) mají z tektonických faktorů na složení a mocnosti sedimentů největší vliv intenzita poklesů v místě depozice a zdvihů zdrojových oblastí. Intenzita poklesů ovlivní hloubku pánve a také dobu její existence, intenzita zdvihů zdrojových oblastí pak určí množství a zrnitost terigenního detritu přinášeného do pánve. Je nesporné, že právě typ kůry ovlivňuje subsidenci a její rychlost. Byla publikována řada teorií, podle kterých změny ve složení hlubších částí kůry a svrchního pláště ovlivňují

vznik pánví a jejich typ (viz např. Bott, 1976). Podle rychlosti současných pohybů zemské kůry, podle mocností sedimentů ve fosilních pánvích a doby jejich sedimentace byly vypočteny rychlosti subsidence dna pánví v různých oblastech a různých tektonických režimech. Generalizované údaje na tabulce 1 jsou shromážděny z různých zdrojů (podrobnosti viz Kukal, 1983). V tabulce jsou sledovány závislosti rychlosti subsidence na typu kůry. Údaje jsou rozděleny do čtyř skupin: kontinentální kůra, oceánská, přechodná kůra a subsidence ve fosilních pánvích.

Údaje v tabulce dokazují, že nelze jednoznačně říci, že kontinentální kůra způsobuje rychlejší pokles než oceánská, nebo naopak. Je však možno posoudit, že subsidence je v průměru nejrychlejší na přechodné kůře. Vnitřní a okrajová moře, zaobloukové pánve, to všechno jsou prostory s neobyčejně rychlými poklesy. Příkladem jsou části Středozemního moře,

Černé a Kaspické moře, Mexický záliv, západoasijská okrajová moře, neboť tam všude jsou přechodné typy kůry. Podle některých teorií je přechodný typ kůry stadiem přeměny pevninské kůry v oceánskou, což způsobuje nestabilitu a zrychlení subsidence. I rifty, které se vyznačují nejrychlejší subsidencí vůbec (viz tab. 1), jsou na přechodném typu kůry, jak dokazuje přítomnost astenolitu, neobyčejně „zředený“ svrchní plášť a pozvolné přechody mezi kůrou a pláštěm. Jak v pevninských, tak oceánských riftech jsou neobyčejně rychlé poklesy. Naše údaje o kontinentálních riftech jsou z riftu bajkalského, hornorýnského a dolnorýnského i východoafrického, z oceánských riftů z Islandu i podmořských částí středoatlantického hřbetu. Oceánské příkopy jsou také známy rychlou subsidencí. Údaj 400 cm/1000 let je však anomální a byl publikován z kurilsko-kamčatského příkopu. Jinak se hodnoty pohybují mezi 30 a 50 cm/1000

Rychlost subsidence recentních a fosilních pánví v závislosti na typu kůry. Uvedeny jsou průměrné hodnoty, nebo typické rozmezí. Převzato z různých zdrojů, podrobnosti viz Z. Kukal (1983)

Subsidence velocity of recent and fossil basins depending on the type of crust. Average values or typical ranges are indicated. Adopted from various sources, in detail see Z. Kukal (1983)

Tab. 1

Typ kůry	Tektonická pozice	Rychlost subsidence cm/1000 let
kontinentální	stabilní oblasti	ca 1
přechodný	pevninské rifty	20—500
	pevninské okraje (šelf, svah upatí)	10—40
	vnitřní a okrajová moře	50—100
	zaobloukové pánve	až 100
oceánský	oceánské pánve	2—9
	elevační struktury	4—10
	(hřbety, podmořské hory, prahy, plató)	(výjimečně 200)
	podmořské příkopy	30—400
	oceánské rifty	až 800
fosilní pánve	geosynklinály (průměr)	5—8
	platformy (průměr)	2
	preorogenní etapa geosynklinálního vývoje	7
	postorogenní etapa (pozdně orogenní) geosynklinálního vývoje	10—100

let. Podle současných představ tektoniky litosférických desek není na rychlém poklesu dna podmořských příkopů nic divného, protože jejich spodní části jsou strhávány do hloubky při subdukcii — podsunování oceánské kůry pod kontinentální. Přihlédneme-li ke změnám, ke kterým přitom dochází, můžeme říci, že i podmořské příkopy jsou zčásti založeny na přechodném typu kůry. V případě podmořských příkopů je ovšem zajímavé, že rychlá subsidence není ve většině případů kompenzována stejně rychlou sedimentací.

Překvapující jsou nízké rychlosti subsidence na okrajích pevnin. Dno pevninského šelfu, svahu i úpatí klesá pomalu, hodnoty se pohybují nejčastěji kolem 10 cm/1000 let, jen výjimečně dosahují 40 cm/1000 let. Rychlost poklesu pevninských okrajů se příliš neliší od rychlosti poklesů dna oceánských pánví. Podle přesných výpočtů, získaných hlavně hlubokomořským vrtáním programu DSDP (Deep Sea Drilling Project), je rychlost poklesu oceánské dna největší hned po vzniku oceánské kůry. Tehdy, po dobu asi 10 miliónů let, dosahuje hodnoty 9 cm/1000 let. Pak postupně klesá a v současné době je v Atlantiku jen 3 cm/1000 let. Extrapolací lze vypočítat, že za 10 miliónů let klesne rychlost na 2 cm/1000 let. Oceánské elevační struktury klesají kupodivu rychleji. Podle stáří podmořských dedičových hor (i guyotů) a jejich sedimentárního pokryvu vychází rychlost jejich subsidence na 5 cm/1000 let. Části hřbetů, a to seismických i aseismických (k seismickým náleží středooceánské hřbety s riftovými zónami, k aseismickým příčné hřbety a prahy), poklesávají podobnými, nebo mírně zvýšenými rychlostmi. Nejvyšší údaje jsou publikovány ze středoatlantského hřbetu. Hodnota 200 cm/1000 let je však naprosto anomální, jinak se rychlosti pohybují kolem 10 cm/1000 let.

Výpočty dlouhodobé rychlosti subsiden-

ce geosynklinál a platform jsou z pera S. von Bubnoffa (1948), podle kterého jsou poklesy v geosynklinálách přibližně třikrát rychlejší než na platformách. S tím souhlasí i výpočty Nalivkina (1975) pro ruskou platformu. Další údaje na tabulce 1 jsou pro různá stadia vývoje geosynklinál a jsou převzaty od E. M. Spencera (1974). Vidíme, že během preorogenního stadia není rychlost o nic větší než průměrná subsidence platform. Při synorogenním stadiu (což odpovídá sedimentaci flyše) však rychlost stoupá na 7 cm/1000 let a při stadiu postorogenním (některými autory nazývaném pozdně orogenním), které odpovídá sedimentaci molasy, se zvýší na 100 cm/1000 let. Všechny tyto údaje pro geosynklinály a platformy i pro různá stadia vývoje geosynklinál jsou hodnotami průměrnými, vypočtenými pro dlouhé časové úseky a jen těžko je můžeme srovnávat s údaji o rychlostech poklesů ze současných pánví. Bylo totiž mnohokrát ověřeno, že jak rychlosti subsidence, tak sedimentace jsou tím nižší, čím je delší uvažovaná jednotka času (viz Kukal, 1971, 1983).

Všechny tyto údaje potvrzují, že nejrychlejší subsidence je v pánvích založených na přechodném typu kůry. V těchto oblastech jsou tedy největší předpoklady pro vznik mocných sérií sedimentů. Aby byl tento předpoklad splněn, záleží ještě samozřejmě na rychlosti sedimentace. O rychlosti sedimentace máme ještě podrobnější údaje než o rychlosti poklesů. Byly získány přímým měřením, různými stratigrafickými a geochemickými metodami nebo srovnáváním mocnosti s dobou trvání sedimentace. Řadu údajů publikoval autor (Kukal, 1971, nové údaje Kukal, 1983). Základní údaje, rozdělené do skupin podobně jako u tabulky 1, jsou na tabulce 2.

Pro rychlost sedimentace platí totéž, co již bylo řečeno o rychlosti subsidence.

Těžko můžeme srovnávat současnou rychlost sedimentace v různých prostředích s dlouhodobými průměry pro geosynklinály. V nich se totiž za desítky miliónů let mohlo vystřídat mnoho prostředí s nej-různějšími rychlostmi sedimentace. Jisté však je, že na přechodných typech kůry bývá sedimentace obvykle neobyčejně rychlá. Třeba ve vějířích hlubokomořských delt na pevninských okrajích, v různých vnitřních a okrajových mořích, někdy i v podmořských příkopech. Rychlost sedimentace není ovšem ovlivňována jen rychlostí subsidence, ale i energií reliéfu, tj. výškovými rozdíly mezi oblastí snosu a depozice.

U dlouhodobých průměrů vychází, že pro geosynklinály je rychlost sedimentace přibližně dvakrát vyšší než pro platformy (podrobné shrnutí údajů je u Kukala, 1983). Údaje E. M. Spencera (1974) o rychlostech sedimentace v různých etapách vývoje geosynklinály ukazují, že rychlost stoupá napřed mírně do flyšového orogenního stadia a pak lavinovitě do stadia postorogenního (nebo pozdně orogenního — molasového). To odpovídá výše uvedeným

údajům o rychlosti subsidence. U molasového stadia může rychlost sedimentace přesáhnout rychlost subsidence, a proto bývají mořské pánve sedimenty vyplněny tak, že se z nich stávají pánve kontinentální.

Velmi schematický návod na rekonstrukci typu kůry podle mocnosti sedimentárních sérií a charakteru sedimentů (tj. jejich sedimentačního prostředí) je podán na tabulce 3.

Údaje na této tabulce potřebují některá další objasnění. V prvním případě je situace jasná, malá mocnost mělkomořských nebo kontinentálních sedimentů ukazuje jasně na kontinentální kůru. Druhý případ je zajímavější, i když ve fosilních sériích zřejmě není často zastoupen. Nepatrné mocnosti pelagických sedimentů (např. foraminiferového, nanoplanktonového kalu) mohou sedimentovat i v malých hloubkách na temenech podmořských hor nebo jiných elevací. V tomto případě jde o oceánský typ kůry. Třetí případ je ve fosilních sedimentech jeden z nejnějnějších. Velké mocnosti různorodých sedimentů převážně mělkomořského půvo-

Rychlosti sedimentace v recentních a fosilních pánvích v závislosti na typu kůry. Uvedeny jsou typické hodnoty nebo rozmezí. Převzato z různých zdrojů, podrobnosti viz Z. Kukal (1983)

Velocity of sediment accumulation in recent and fossil basins depending on the type of crust. Typical values or ranges are indicated. Adopted from various sources, in detail see Z. Kukal (1983)

Tab. 2

Typ kůry	Tektonická pozice a sedimentační prostředí	Rychlost sedimentace cm/1000 let
kontinentální	platformy (jezera)	10—100
	pevninský šelf, svah	20—30
	delt	100—1000
přechodný	vnitřní a okrajová moře	10—50
	pevninské úpatí	20—50
	podmořské příkopy	5—20
oceánský	oceánské pánve	0,5—5
	abysální roviny	10—20
	preorogenní	3—5
průměrná rychlost geosynklinální sedimentace	synorogenní	10—15
	postorogenní (pozdě orogenní)	30—100

Rekonstrukce typu kůry podle mocnosti sedimentů a jejich složení
Reconstruction of the type of crust according to the thickness and composition
of sediments

Tab. 3

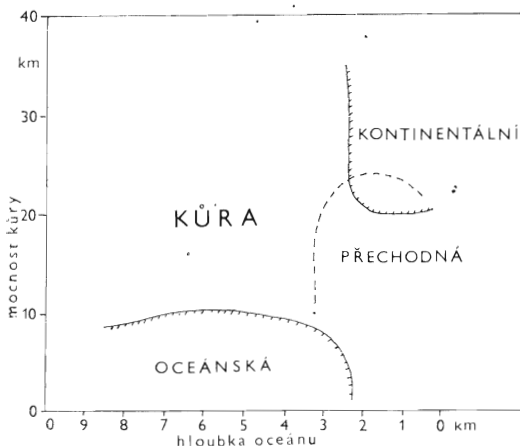
Mocnost sedimentů	Typ sedimentů	Typ kůry
malá	mělkovodní, mořské i kontinentální	pevninský
malá	pelagické, vápnité kaly, křemité kaly, fosfority, slepence z čedičových valounů	oceánský
velká	mělkovodní mořské, převážně pískovce, prachovce, jílovce i karbonáty	pevninský nebo přechodný
velká	pelagické, hemipelagické, hlubokomořské	přechodný nebo oceánský

du jsou typické pro vnitřní moře, zálivy, okrajová moře apod. Zde může být kůra buď typicky kontinentální, nebo přechodná. Je také možné, že se během sedimentace měnila z kontinentální na přechodnou. V posledním případě z tabulky, kdy máme velké mocnosti převážně hlubokomořských sedimentů (např. turbiditů), je nejpravděpodobnější sedimentace na pevninských okrajích (např. ve vějířích hlubokomořských delt), na abysálních rovinách nebo i v různých depresích, odpovídajících snad našim dnešním podmořským příkopům. V tomto případě převládá přechodná kůra, která může přecházet do oceánské.

Údaje o mocnosti sedimentů v tabulce 3 jsou relativní. Do značné míry totiž závisí na tom, po jakou dobu a jakou rychlostí sedimentace probíhala. Rozumíme-li „velkou“ mocností sedimentů mocnost více kilometrů, bývá rychlost sedimentace větší než 10 cm/1000 let po dobu několika desítek milionů let. U fosilních sedimentů, kdy počítáme s dlouhodobými průměry, činí hodnota 10 cm/1000 let jakousi hranici mezi pomalejší a rychlejší sedimentací. Jak známo, větší rychlostí sedimentují synorogenní (flyšové) sedimenty a hlavně postorogenní (pozdně orogenní — molasové) sedimenty.

Hloubka pánve a typ zemské kůry

Obrázek 1 může být dobrým pomocníkem při interpretaci typu kůry v podloží fosilních sedimentárních sérií. Vyjadřuje vztah mezi hloubkou pánve, mocností kůry a hlavně typem kůry. Diagram byl původně navržen H. W. Menardem (1969), později bylo však získáno mnoho nových údajů, zejména z vrtů programu DSDP (Deep Sea Drilling Project). Náš obrázek je uveřejněn již v modifikované formě. Na diagramu, na jehož jedné ose je hloubka pánve, na druhé mocnost kůry, se nám do ostře vyhraněných polí rozpadne kůra kontinentální a oceánská. Kůra přechodná nemá již pole tak ostře omezené a i na diagramu tvoří jakýsi přechod mezi kůrou kontinentální a oceánskou. Z diagramu můžeme vyčíst, že oceánská kůra není mocnější než 12 km a nevyskytuje se v menších hloubkách než 2200 m. Jsou sice určité výjimky. Oceánská kůra je totiž v podloží oceánských ostrovů, podmořských hor, guyotů a atolů, které jsou v menších hloubkách, ba dokonce vyčnívají nad mořskou hladinu. Plocha těchto oblastí je však zanedbatelná proti celkové ploše dna rozprostírající se hlouběji než je izobata 2200 m. Pole kontinentální kůry na obrázku 1 ukazuje, že její mocnost ne-



Obr. 1. Vztah mezi typem kůry, její mocností a hloubkou oceánu. Diagram byl navržen H. W. Menardem (1969), tato forma je na podkladě údajů programu hlubinného vrtání programu Deep Sea Drilling Project. Bližší vysvětlení v textu

Fig. 1. Relation between crustal type, thickness and ocean depth. Diagram proposed by H. W. Menard (1969). This presentation is based on DSDP data, further details in the text

klesá pod 20 km, a že se nevyskytuje v hloubkách větších než 2100 m. U kontinentální kůry výjimky nejsou. Objevují se sice v literatuře zprávy, že pevninská kůra byla nalezena na některých aseismických hřbetech, ale ve skutečnosti jde vždy o typ kůry přechodné. Kontinentální kůra končí přibližně tam, kde na kontinentálním okraji přechází kontinentální svah do úpatí. Přechodný typ kůry tvoří velmi široké a nevýrazné pole. Tento typ se vyskytuje v různých hloubkách a mocnosti takové kůry jsou různé, obvykle větší než kůry oceánské.

Z popisovaného diagramu vyplývá důležitý závěr. Hloubnice 2100 m (popřípadě 2200 m) může být důležitá pro interpretaci typu kůry v podloží fosilních sedimentárních sérií. Platí-li současný obraz aspoň pro neoidní etapu vývoje zemské kůry, můžeme prohlásit toto: Máme-li důkazy o tom, že určitá sedimentární série

sedimentovala v menších hloubkách než 2100 m, musila sedimentovat na kůře pevninské (s výjimkou podmořských hor a oceánských ostrovů). Naproti tomu, sedimentovala-li v hloubce větší, ukládala se na kůře oceánské, nebo přechodné. Tato závislost platí i opačně: Máme-li důkazy o tom, že v určité době existovala v sedimentačním prostoru kůra oceánská, musila být hloubka pánve větší než 2200 m (s výjimkou podmořských hor a oceánských ostrovů). Největší potíže jsou v tom, že absolutní batymetrické údaje z fosilních sedimentů jsou dost vzácné a velmi těžko určitelné. Nemůžeme zde zabíhat do problémů rekonstrukce sedimentačního prostředí, uvedeme jen, že se obvykle omezujeme jen na velmi hrubé odhady hloubky a tím vlastně jen na odhady typu kůry. Jen v některých třetihorních sériích byly určeny přesněji paleobatymetrické podmínky podle asociací bentózních foraminifer. Řadu příkladů z pánví, ve kterých byly rekonstruovány hloubky pod 2 km, uvádí např. H. G. Reading (1978). Pravděpodobná je zde proto oceánská kůra.

Kontinentální a oceánský zdroj klastického materiálu

Detrit bývá transportován daleko od svého zdroje, a proto mohou mít sedimenty na mnoha místech zcela jiný charakter než podložní kůra. Jinými slovy, i sedimenty ukládající se na oceánské kůře sestávají obvykle z detritu, který pochází z kůry kontinentální. Obrovské a mocné vějíře hlubokomořských delt, tvořené kontinentálním detritem, překrývají oceánskou kůru kontinentálního úpatí. Na oceánských abysálních rovinách se hromadí turbidity tvořené silikátovým kontinentálním detritem. I v hlubokomořských eupelagických sedimentech se projevuje přítomnost křemenného pevninského detri-

tu. V rudém jílu je přibližně 30–50 ‰ křemenného eolického materiálu, ve vápnitých kalech méně, asi 10–20 ‰ (viz Berger, 1974).

Na oceánské kůře se kupí menší i větší mocnosti křemeno-živcového pevninského detritu. Mocnosti byly počítány podle seizmického výzkumu, nověji přesně určovány hlubokomořským vrtáním (většina vrtů prošla 1. sedimentární vrstvou až do 2. bazaltové vrstvy oceánské kůře). Některé údaje o mocnosti sedimentů na oceánské kůře jsou shrnuty na tabulce 4. V této tabulce nejsou uvedeny velké mocnosti sedimentů, usazené na přechodné kůře vnitřních a okrajových pánví. Podle některých představ (podrobnou diskusi viz Kukal, 1973) mohou několikakilometrové mocnosti sedimentů způsobit přestavbu zemské kůry. Po zpevnění sedimentů a mobilizaci jejich složek mohou být homogenizovány, může vzniknout hornina granitoidového složení, čímž se oceánská kůra změní napřed v přechodnou a popřípadě i kontinentální. Jsou i představy opačné. Dlouhodobá denudace kontinentů je tak intenzivní, že by mohla být odstraněna svrchní granitová vrstva a obnažena vrstva bazaltová. Ztrátou charakteristické granitové vrstvy a zmenšením mocnosti by se tak mohla kontinentální kůra změnit v oceánskou.

Velké mocnosti sedimentů, uvedené na tabulce 4, vznikají z hlediska koncepce tektoniky litosférických desek v různých typech pánví. Atlantský kontinentální šelf je pasívním okrajem kontinentu a v nejbližší geologické budoucnosti se nestane součástí tektogenu. Naproti tomu Bengálský záliv je tzv. reliktní pánví, která vzniká při nerovnoměrné kolizi desek, v tomto případě při nárazu indické desky na eurasijskou. Naproti tomu jsou podmořské příkopy součástí prostoru subdukce. V posledních dvou případech, v oblastech divergentního pohybu desek (kdy dochází ke kolizi a subdukci), je pravděpodobnost brzkého, ne-li z geologického hlediska okamžitého přetvoření oceánské kůry přes přechodnou na pevninskou. V otázce geotektonické klasifikace pánví z hlediska tektoniky litosférických desek odkazujeme na práci J. Chába et al. (v tisku).

Sedimentologická rekonstrukce typu kůry podle složení klastického materiálu bývá obtížná. Nejsnazší je sledování materiálu ve valounech slepenců, v zrnech pískovců, složitější je již studium některých minerálů jako amfibolů či pyroxenů a slíd. Pokud je v sedimentech přítomen křemenný detrit a draselné plagioklasy, je v podstatě prokázána přítomnost kontinentální kůry stejného nebo většího stáří

*Mocnosti křemeno-živcového detritu, usazené na oceánské kůře
(podle různých údajů)
Thicknesses of quartz-felspar detritus deposited over oceanic crust
(according to various data)*

Tab. 4

Oblast	Mocnost v km
pevninské úpatí (atlantský pevninský okraj Severní Ameriky)	prům. 3–5 maxim. 12
abysální roviny (severní Atlantik)	prům. 0,5–0,7 maxim. 1,2
podmořské příkopy	prům. 0,5 maxim. 3 (?)
hlubokomořské delty (Bengálský záliv)	prům. 1,5–2 maxim. 4

než odpovídajících sedimentů. Velmi vzácné jsou případy, kdy jsou sedimenty tvořeny čistě oceánským detritem. Jde o slepenice a pískovce tvořené zrny ofiolitů, tj. ultrabazitů, čedičů, i tmavých silicitů. Podobné sedimenty, odvozené údajně z oceánské kûry, se vyskytují v oblastech subdukce nebo i tam, kde jsou údajně ofiolity vytrhávány a přesmykávány přes kontinentální kûru podél hlubinných zlomů.

I když jsou pískovce velmi vhodnou horninou pro určení typu kûry ve zdrojových oblastech, omezují se autoři spíše jen na rekonstrukci paleotektonického režimu ve zdrojových oblastech. Příkladem je práce K. A. Crooka (1974), který podle obsahu křemene, procenta SiO_2 a poměru $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ dělí pískovce na

(a) křemenem bohaté, sedimentující na pevninském úpatí pasivních okrajů pevnin atlantského typu,

(b) křemenem středně bohaté, sedimentující v oblastech subdukce andského typu,

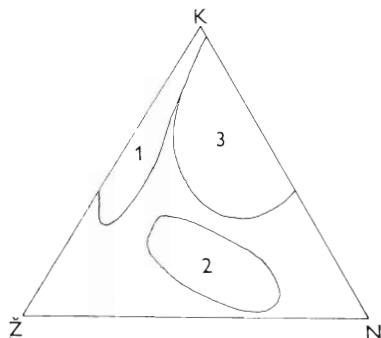
(c) křemenem chudé, sedimentující také v oblasti subdukce, ale v okolí vulkanických ostrovních oblouků.

U těchto typů není podstatný typ kûry, ale pozice vzhledem k divergentnímu nebo konvergentnímu pohybu litosférických desek. Pískovce typu (a) mohou sedimentovat jak na kontinentální, tak na oceánské kûře, typy (b) a (c) na všech typech kûry, podle vzdálenosti od pevniny nebo ostrovních oblouků.

Podobnou klasifikaci pískovců navrhl F. L. Schwab (1975). Nedávno ji pozměnili a rozpracovali W. R. Dickinson — Ch. A. Suczek (1979). Podle nich lze pomocí několika klasifikačních trojúhelníků rozlišit tři základní typy pískovců (nejcharakterističtější trojúhelník je na obr. 2):

(a) Pískovce se zdrojovou oblastí na štítech nebo platformách,

(b) pískovce se zdrojovou oblastí na aktivních pevninských okrajích, tj. ostrovních obloucích, kolizních orogenech. Je-



Obr. 2. Klasifikační trojúhelník pro pískovce s vyznačenými oblastmi určujícími různé zdrojové oblasti. K — křemen (monokrystalický i polycrystalický), Ž — živce, N — úločky nestabilních hornin. 1 — zdrojové oblasti na štítech a platformách, 2 — zdrojové oblasti na aktivních pevninských okrajích, 3 — zdrojové oblasti v orogenech, ve kterých převládají vyzdvížené starší sedimentární komplexy. Podle W. R. Dickinsona — Suczeka (1979), upraveno

Fig. 2. Classification triangle of sandstones with indicated various source areas. K — quartz (monocrystalline and polycrystalline), Ž — feldspar, N — fragments of unstable rocks. Source areas: 1 — over cratons and platforms, 2 — on active continental margins, 3 — in orogenic belts where older elevated sediment complexes prevail. Modified from W. R. Dickinson — Ch. A. Suczek (1979)

jich hlavní součástí je materiál z magmatitů,

(c) pískovce se zdrojovou oblastí v orogenech, kde převládají starší vyzdvížené sedimentární komplexy.

U této klasifikace jsou zdrojem klastického materiálu všech tří typů pískovců kontinentální horniny, tj. kontinentální typ kûry. Sedimentace však může probíhat na kûře různého typu. Nejblíže oceánské kûře jsou pískovce typu (b), avšak i pískovce typu (a) mohou zasahovat do hlubokomořské oblasti s oceánským typem kûry. Pískovce typu (a) mají materiál z kontinentálních bloků — vysoké procento křemene s menší příměsí živců (přičemž K-živce převládají nad plagioklasy),

což odpovídá intenzivnímu zvětřování na platformách. Z tohoto typu vyčleňují W. R. Dickinson — Ch. A. Suczek (1979) ještě podtyp pískovců se zdrojem na vyzdvížených částech spodní stavby. Sem patří pískovce riftových zón i transformních pánví na kontinentálních strukturách. U nich rychlá eroze žul i rul spodní stavby dodává do pánve větší množství živců a vznikají klasické arkózy. Pískovce typu (b) se zdrojovou oblastí v orogenech ostrovních oblouků jsou typické nedostatkem křemene a proměnlivým poměrem živců k úlomkům hornin. V prvních etapách vývoje vznikají hlavně litické droby, které jsou později vystřídány droby živcovými. To se odehrává v době, kdy jsou obnažovány horniny spodní stavby. V mnoha případech se objevují tzv. vulkanoklastické pískovce, přecházející do hornin pyroklastických. Vulkanoklastické droby jsou tvořeny směsí zrn vulkanických hornin a plagioklasů. Pískovce typu (c) se zdrojovou oblastí v sedimentárních orogenech mají složení přechodné. Jejich pole v klasifikačním trojúhelníku je protaženo mezi křemenem a úlomky hornin. Mezi nimi převládají silicity, prachovce, jílovité břidlice a jiné sedimenty, spolu s metamorfovanými horninami. Z pískovců jsou nejhojnější drobové pískovce, které mohou na jednu stranu přecházet do křemenných pískovců, na druhou stranu do drob.

O podobné rekonstrukce zdrojové oblasti podle složení pískovců se pokoušeli i jiní autoři, jejich klasifikace se však týkají jen rozčlenění tektogenů buď z hlediska klasické geosynklinální koncepce, nebo tektoniky litosférických desek. I zde však, jak bylo ukázáno, můžeme vyvozovat určité závěry o charakteru kůry. Při všech těchto rekonstrukcích, zvláště u nejstarších sedimentů, musíme kromě tektoniky brát v úvahu i paleoklima. Jak dokázal třeba P. E. Potter (1978), může být tektonický faktor překryt zcela faktorem klimatic-

kým. Pro rekonstrukci typu kůry z toho vyplývá, že nejméně stabilní detrit z bazitů a ultrabazitů může být z pískovců postupně zcela odstraněn a stopy po existenci oceánské kůry mohou být setřeny. Můžeme tak říci, že při pokračujícím rozkladu klastického materiálu je při zvětřování a transportu materiál stále obohacován detritem z kůry kontinentální na úkor detritu z kůry oceánské.

Rekonstrukce vývoje zemské kůry podle složení sedimentů

Podle složení nejstarších sedimentů (starších než 3 miliardy let) můžeme soudit, že již tehdy existovala kontinentální kůra (např. Lowe — Knauth, 1977, McCall, 1977). Detrit z oceánské kůry je nestabilní a navíc oceánská kůra jako zdroj klastického materiálu je omezena jen na malé oblasti, a proto můžeme těžko podle složení sedimentů soudit na zvětšování nebo zmenšování plochy pevninské kůry během geologické historie. Proto se na charakter zdrojových oblastí soudí spíše podle vývoje chemického složení sedimentů. Průkopníkem těchto studií byl R. A. Daly (1909), velmi podrobné údaje publikoval R. W. Clarke (1924), nověji, pak např. A. B. Ronov — A. A. Migdisova (1971) a J. Vejzer (1979). Z jejich výzkumů vyplývá, že v karbonátových horninách od prekambria do třetihor ubývá MgO a přibývá CaO. To se obvykle vysvětluje úbytkem bazických hornin ve zdrojových oblastech. To by prakticky značila zmenšování plochy tvořené oceánskou kůrou. J. Vejzer (1979) dochází k podobnému závěru na podkladě změn obsahu alkálií a některých stopových prvků. Z. Kukul (1965) však upozorňuje, že podobné změny není nutno vysvětlovat jen změnou plošného zastoupení hornin ve zdrojových oblastech. Například v Barrandienu ve středních Čechách při-

bývá v karbonátech od kambria do devonu CaO na úkor MgO i FeO. Tyto změny vysvětluje autor zvyšující se salinitou a rostoucí biochemickou produkcí karbonátu (se zvyšující se salinitou až na úroveň normální mořské vody a se zvyšující se účastí organismů na sedimentaci karbonátů roste podíl CaO na úkor MgO i FeO).

I vývoj složení jílovitých sedimentů ukazuje na zvyšující se podíl kyselých kontinentálních hornin na zemském povrchu během geologické historie (viz např. Ronov — Migdisova, 1971). Vývoj pískovců je složitý a závisí jak na tektonickém vývoji, tak na paleoklimatu.

Celkově můžeme říci, že soudit na vývoj zemské kůry podle vývoje složení sedimentů by bylo dosud předčasné. Dosavadní údaje nejsou tak podrobné, abychom mohli potvrdit nebo zavrhnout oblíbenou hypotézu o tom, že během geologické historie se zvětšoval objem kontinentální kůry na úkor kůry oceánské.

Závěr

Účelem tohoto příspěvku bylo hlavně ukázat, že vztahy mezi sedimentací a typem zemské kůry jsou nesmírně složité. Typ kůry ovlivňuje tektogenezi a ta pak nepřímo přes vytváření různých sedimentačních prostředí složení a mocnost sedimentů. Nejdůležitější vztahy mezi sedimentací a typem kůry, které jsou v článku rozebrány, jsou tyto:

1. Nejrychlejší poklesy i nejrychlejší sedimentace jsou na přechodném typu kůry.

2. Podle vztahu mezi mocností sedimentárního sledu a typem sedimentů je do jisté míry možno odvodit typ kůry (viz tab. 3). Malé mocnosti pelagických sedimentů značí sedimentaci na kůře oceánské, zatímco velké mocnosti hemipelagických sedimentů ukládání na kůře přechodné až oceánské.

3. V současných oceánech je pod hloubnicí 2200 m kůra oceánská, v menších hloubkách kůra pevninská. Tuto závislost je do jisté míry možno aplikovat i na fosilní sedimenty. Máme-li prokázanu hloubku pánve větší než 2200 m, byla v podloží pánve kůra oceánská. Výjimkou jsou oceánské ostrovy a podmořské hory.

4. Kontinentální kůra jako zdroj klasického materiálu převládá značně nad kůrou oceánskou. Téměř všechny současné sedimenty, pokrývající oceánskou kůru, obsahují materiál z kůry pevninské, ve většině z nich dokonce pevninský materiál převládá. Překrytí oceánské kůry velkou mocností detritu kontinentálního může posléze změnit oceánskou kůru na přechodnou, ba i kontinentální.

5. Podle složení pískovců je možno rekonstruovat tektogenní typ zdrojové oblasti a částečně i typ kůry.

6. Složení nejstarších sedimentů (starších než 3 miliardy let) dokazuje existenci staré pevninské kůry. Některé údaje o vývoji složení karbonátových a jílovitých sedimentů svědčí o zvětšování plochy kontinentální kůry na úkor kůry oceánské během geologické historie. Údaje nejsou však tak průkazné, aby mohly být brány za důkaz zvětšování objemu pevninské kůry.

LITERATÚRA

- Anderson, J. G. C. 1978: The structure of eastern Europe, *Oxford-New York-Toronto-Sydney-Paris-Frankfurt*, Pergamon Press, 250 p.
- Berger, W. H. 1974: Deep-sea sedimentation. In: *The geology of continental margins*, editoři C. A. Burk, C. L. Drake, Berlin-Heidelberg-New York, Springer Verlag, p. 213—245.
- Bott, M. H. P. 1976: Mechanism of basin subsidence — an introductory review, *Tectonophysics (Amsterdam)*, 36, p. 1—4.

- Bubnoff, S. von 1948: Rhythmen, Zyklen, und Zeitrechnung in der Geologie. *Geol. Rdsch. (Stuttgart)*, 35, S. 6—22.
- Clarke, R. W. 1924: Data of geochemistry. *US Geol. Surv. Bull. (Washington)*, 770, p. 1—914.
- Crook, K. A. 1975: Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variation in flysh arenites (greywackes). In: *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, editoři R. H. Dott, R. H. Shaver. *Soc. Econ. Mineral. Paleont., (Tulsa)*, 19, p. 304—310.
- Daly, R. A. 1909: First calcareous fossils and the evolution of limestones. *Bull. Amer. Geol. Soc. (Baltimore)*, 20, 153—170.
- Dickinson, W. R. — Suczek, Ch. A. 1979: Plate tectonics and sandstone compositions. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., (Tulsa)*, 63, p. 2164—2182.
- Folk, R. L. — McBride, E. F. 1978: Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy. *J. sed. Petrology (Menasha)*, 48, p. 1069—1102.
- Cháb, J. — Kukul, Z. — Jakeš, P. — Tomek, Č. (v tisku): Tektonika litosferických desek. *Knihovna Ústř. Úst. geol. (Praha)*, sv. 60.
- Krumbein, W. C. — Sloss, L. L. — Dapples, E. C. 1949: Sedimentary tectonics and sedimentary environments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Tulsa)*, 33, p. 1859—1891.
- Kukul, Z. 1965: Geochemical development of Early Paleozoic sediments of Central Bohemia and its relation to the changes of sedimentary environment. *Geochemie v Československu, sbor. prací I. geochem. konf. Ostrava*, s. 209—218.
- Kukul, Z. 1971: Geology of Recent sediments. *London—Paris—New York, Academic Press*, 490 p.
- Kukul, Z. 1973: Vznik pevnin a oceánů. *Academia, Praha*, 254 s.
- Kukul, Z. 1983: Rychlost geologických procesů. *Academia, Praha*.
- Lowe, D. R. — Knauth, L. P. 1977: Sedimentology of the Onverwacht Group (3.4 billion years), Transvaal South Africa, and its bearing on the characteristics and evolution of the early Earth. *Jour. Geology (Chicago)*, 85, 699—725.
- McBride, E. F. — Folk, R. L. 1979: Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust. *J. sed. Petrology (Menasha)*, 49, p. 1—37.
- McCall, G. J. H. 1977, ed.: The Archean. Search for the beginning. *Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg*, 505 p.
- Menard, H. W. (1969): The deep-ocean floor. *Scientific American (Washington)*, 221, p. 127—142.
- Potter, P. E. 1978: Petrology and chemistry of modern big river sands. *Jour. Geology*, 86, 423—439, *Chicago*.
- Reading, H. G. 1978, ed.: Sedimentary environments and facies. *Blackwell, Oxford*, 557 p.
- Ronov, A. B. — Chain, V. E. 1957: Istoriya osadkonakopleniya v srednem i vrchnem paleozoje v svyazi s gercinskim etapom tektoničeskogo razvitiya zemnoj kory. *Relat. entre la tectonica y la sedimentación. Congr. Geol. Internat., Sess. (Mexico)*, 5, s. 113—138.
- Ronov, A. B. — Migdisova, A. A. 1971: Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian and North American platforms. *Sed. Geol. (Amsterdam)*, 16, 137—187.
- Seilold, E. — Berger, W. H. 1982: An introduction to marine geology. *Berlin—Heidelberg—New York, Springer Verlag*, 288 p.
- Schwab, F. L. 1975: Framework mineralogy and chemical composition of continental margin type sandstones. *Geology (Boulder)*, 3, p. 487—490.
- Spencer, E. M. 1974, ed.: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. Data for orogenic studies. *Geol. Soc. London, Scot. Acad. Press. (Edinburgh)*, 809 p.
- Vejzer, J. (1979): Secular variations in chemical composition of sediments: a review. In: *The origin and evolution of elements*, L. H. Ahrens ed., 269—278, *Pergamon Press, London*, p. 269—278.

Sedimentary formation in relation to the type of Earth's crust

ZDENĚK KUKAL

The relation between the composition and thickness of sedimentary formations and the

types of the Earth's crust are discussed. It is shown that this interrelationships are very

intricate. The type of the Earth's crust affects the tectogenesis which, on the other hand, affects the composition and thickness of sedimentary formations through the sedimentary environments. The most important relations between the composition of sediments and the types of the Earth's crust are as follows:

1. The transitional types of the Earth's crust are the places of the most rapid subsidence and highest rate of sedimentation.

2. The thickness of the sedimentary sequence together with the sediment type can help in the reconstruction of the types of the Earth's crust. Small thickness of pelagic sediments means deposition on the oceanic crust, whereas great thickness of hemipelagic sediments means deposition on the transitional or oceanic crust.

3. Judging from the situation in the recent oceans, marine sediments deposited below the 2200 m isobath overlie the oceanic crust. The continental crust appears beyond this isobath. This means that in the case of the proved sedimentation on the oceanic crust the depth must have been greater than 2200 m and vice

versa. Oceanic islands and tops of submarine basalt mountains might be the only exception.

4. The continental crust as a source material for sediments strikingly prevails over the oceanic source. Almost all the sediments covering the oceanic crust contain the continental components in their detritus. The deposition of great thickness of continental detritus on the oceanic crust might change the oceanic crust into the transitional type, eventually into the continental one.

5. Sandstones are useful indicators of the tectonic character of a source area, in some cases also of the type of the Earth's crust in the source area.

6. The oldest sediments (older than 3.0 billions years) contain the detritus derived from the continental crust. The evolution of a chemical composition of carbonate and clayey sediments might indicate the increase of volume of the continental crust on the account of the oceanic one through the geological ages.

Preložil autor

Fórum mladých

Michal Zacharov: Geologickoštruktúrne pomery Jasovskej skaly (Košice 10. 12. 1982)

Úlohou detailného geologickoštruktúrneho výskumu v rokoch 1979—1982 bolo objasniť príčiny rupturálnych deformácií betónovej výstuže vstupnej chodby a sintrovej výzdoby v Jasovskej jaskyni.

Analýza deformácií mala v prvom rade vysvetliť geologicko-litologické, a najmä štruktúrne podmienky formovania sa okoliťého územia Jasovskej skaly a v nej vzniknutejšej jaskyne.

Na základe terénnych výskumov sa zostavila geologická mapa okolia Jasovskej skaly v mierke 1 : 5000 a Jasovskej skaly v mierke 1 : 1000. Bezprostredné okolie skaly tvoria horniny rožňavsko-železnicekej skupiny (perm), meliatskej skupiny (perm — vrchný trias) a karbonáty silického príkrovu (trias). Tie sa zúčastňujú aj na stavbe skaly. Stratigraficko-litologickým bádáním sa vyčlenili tieto typy karbonátov, ktoré skalu tvoria (zoradené sú v stratigrafickom slede): 1. svetlosivý lavico-

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

vitý dolomit s polohou hnedočerveného dolomitu — spodný anis (bityn); 2. svetlý kalový a organodetrítický vápenec (steinalmský) s polohami organogénneho vápenca s ramenonožcami a tmavosivého dolomitu — vrchný anis (pelsón — spodný ilýr); 3. svetlý, ružový a červený hľuznatý vápenec s hlavonožcami (schreyeralmský) — vrchný anis (vrchný ilýr); 4. tmavosivý, čierny kalový a organodetrítický vápenec — spodný ladin (fasan), 5. svetlý (wettersteinský) vápenec — spodný ladin (fasan); 6. sivý, sivohnedý dolomit neistého stratigrafického postavenia — spodný anis (bityn ?), ladin ?.

Zo štúdia štruktúrnych prvkov vyplýva, že jednotky tvoriace Jasovskú skalu a jej okolie majú spoločnú subhorizontálnu a izoklinálnu stavbu typickú pre povrchový tektonický štýl. Stavba je rozblokovávaná podľa strmých až kolmých zlomov smeru V—Z, S—J, SV—JZ, SZ—JV a na ne sa viažúce identické smerovo aj sklonom puklinové systémy poukazujú na geometrický a symetrický vzťah a z neho vychodiaci aj genetický vzťah medzi tvorbou puklín a zlomov. Kým subhorizontálna izoklinálna príkrovová stavba vznikla počas alpín-

ských horotvorných procesov vedúcich k niekoľkonásobným nasunutiam, blokovú stavbu podmienila prítomnosť zlomov a súvisí pravdepodobne s terciárnymi pohybmi súvisiacimi s vyzdvihovaním jadra Spišsko-gemerského rudohoria a tvorbou rožňavského zlomu.

Lubomír Divinec: Geochemia severnej časti Slanských vrchov (Košice 10. 12. 1982)

V centrálnych zónach vulkanických aparátov Zlatá Baňa, Makovica a Strechov sú situované hlboké vrty KSV-15, MAK-1 a STR-1, ktoré poskytli materiál na geochemické štúdium hornín v severnej časti Slanských vrchov. V horninách sme sledovali tieto stopové prvky: Cu, Pb, Zn, Ni, Co, As, Sb, Bi, Ag, Sn, Mo, W Cr a Ba. Aby sa dali porovnať centrálné zóny vulkanických aparátov, spracovali sme výsledky analýz len tých prvkov, ktorých obsah v horninách bol vyšší ako medzi citlivosti použitej analytickej metódy. Tejto podmienke vyhovovali iba prvky Cu, Pb, Zn, Ni, Co a Ba.

Hodnoty analýz sa spracovali na počítači Výpočtového strediska Geologického prieskumu Spišská Nová Ves. Vypočítali sa: priemerné hodnoty, štandardné a smerodajné odchýlky, disperzie, variačné koeficienty, 95 % interval spoľahlivosti určenia priemerných hodnôt, korelačné matice párových lineárnych koeficientov, a to pre každý petrografický typ hornín osobitne.

Získané výsledky sa spracovali graficky a stali sa východiskom pre ďalšie úvahy. Vyplynuli z nich nasledujúce závery.

— analýzy prvkov Co a Ni majú približne rovnaké hodnoty vo všetkých troch vrtoch

— prvky Cu, Pb, Zn a Ba majú vo vrte KSV-15 oveľa väčšie hodnoty analýz ako vo vrtoch STR-1 alebo MAK-1, hodnoty sú vo vrte MAK-1 dokonca hlboko pod klarkami týchto prvkov pri bežných typoch hornín,

— distribúcia prvkov Cu, Pb, Zn a Ba je veľmi podobná vo vrte KSV-15 a STR-1, ale veľmi odlišná vo vrte MAK-1,

— spôsob distribúcie prvkov Pb a Zn a ich anomálne hodnoty vo vrte STR-1 naznačujú možnosť výskytu význačnej polymetalickej mineralizácie v blízkosti tohto vrty.

Lubomír Divinec: Výpočet zásob rúd metódou matematickej pravdepodobnosti (Košice 10. 12. 1982)

Problematika výpočtu zásob rúd ložísk, pri ktorých v ranom štádiu prieskumu nemožno zostrojiť kontúry telies úžitkových zložiek, je veľmi zložitá.

Na výpočet zásob rúd takéhoto ložiska (ako model nám slúžilo ložisko polymetalických rúd Zlatá Baňa) sme použili metódu založenú na niektorých postupoch známych z teórie matematickej pravdepodobnosti.

Metóda spočíva vo vyčíslení pravdepodobnosti výskytu vzoriek (v skúmanom objeme hornín) s väčším obsahom úžitkovej zložky, ako je ľubovoľne zadany obsah. Výpočet sa robí pomocou Laplaceovej integrálnej funkcie, ktorej hodnoty možno nájsť v bežne dostupných učebniciach matematickej štatistiky a teórie pravdepodobnosti.

Pri výpočte sme použili nasledujúce vzorce:

$$z = \frac{a - x'}{s} ; \text{ a } P = 0,5 - \varphi(z),$$

kde a — požadovaný minimálny obsah úžitkovej zložky, x' — aritmetický priemer obsahu úžitkovej zložky, a — štandardná odchýlka, $\varphi(z)$ — Laplaceova integrálna funkcia, P — pravdepodobnosť výskytu vzoriek s obsahom úžitkovej zložky väčším ako požadovaný minimálny obsah a .

Tieto vzorce platia pre normálne rozdelenie obsahu úžitkovej zložky, pre lognormálne rozdelenie treba použiť dekadické logaritmy ($\log a$, $\log x$).

Získaným pravdepodobnostným koeficientom P násobíme hmotnosť bloku skúmaných hornín, čím dostaneme zásobu rúd.

KRONIKA

Zomrel akademik Jaromír Koutek



Dňa 5. februára 1983 zomrel v Prahe nositeľ Radu práce akademik Jaromír Koutek. RNDr., doktor geologicko-mineralogických vied, profesor Prírodovedeckej fakulty Karlovej univerzity, zakladajúci člen Československej akadémie vied, laureát štátnej ceny, nositeľ zlatej cestnej plakety CSAV „Za zásluhy o vedu a ľudstvo“, zlatej čestnej plakety CSAV F Pošepného za zásluhy v geologických vedách, zlatého odznaku Prírodovedeckej fakulty UK, medaily Karlovej univerzity v Prahe, zlatej čestnej plakety SAV D. Štúra za zásluhy v prírodných vedách,

zlatej medaily Hornická Příbram a ďalších vyznamenaní.

Tažko by sme hľadali iného vysokoškolského učiteľa a vedca, ktorý by sa tešil takej hlbokkej úcte a úprimnej vďačnosti svojich odchovancov, spolupracovníkov a priateľov ako akademik J. Koutek. Úctu si nezískal iba vynikajúcimi výsledkami vedeckej práce, ani neučil iba „ex katedra“. Na žiakov prenášal nesmierny záujem o poznávanie prírodných javov, o všestranné bádanie geologickej stavby, postavenie ložísk nerastných surovín v nej, ako aj o ich význam v civilizačnom a hospodárskom rozvoji ľudskej spoločnosti. Akademik J. Koutek bol a ostal vzorom nesmierne poctivého vzťahu k vedeckej práci, učil a vychovával vlastným konaním v živote.

J. Koutek sa narodil 1. apríla 1902 v Trebíči ako syn učiteľa, ktorý v ňom už od detstva pestoval a rozvíjal záujem o poznávanie prírody. To ho po maturite roku 1921 priviedlo k štúdiu na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity. Tu naplno rozvinul svoj talent v štúdiu, ale aj v geologickom bádani a už ako študent publikoval viac menších prác a napísal aj výbornú dizertačnú prácu z oblasti moldanubika a stredočeského plutónu a na základe osobitného povolenia ministerstva školstva ešte v rámci štúdia zložil rigorózne skúšky. Potom dostal štipendium na francúzskych univerzitách, najskôr v Strasbourgu u prof. M. Gignoux a J. de Lapparenta, neskôr v Grenobli u prof. L. Moreta a P. Lorya roku 1931 na Collège de France v Paríži u prof. Cayeuxa. Pritom získal hlboké vedomosti o geológii Alp a sedimentárnej petrografii, ktoré bohato použil pri ďalších výskumoch v oblasti slovenských Karpát, najprv v menších štúdiách o mezozoických a pa-

Spomienková fotografia z účasti J. Koutka na X. zjazde ČSMG v Košiciach, 1956 (lok. Veľký Folkmár).

leogénnych formáciách, potom v rozsiahlej komplexnej štúdií o geologickej stavbe západnej časti Nízkych Tatier, ktorou sa ako pracovník Štátneho geologického ústavu v Prahe na Karlovej univerzite habilitoval za docenta.

V rokoch pred druhou svetovou vojnou riešil J. Koutek rad problémov z oblasti Českomoravskej vrchoviny, ale najrozsiahlejšie výskumy robil na Slovensku, najmä v Liptovskej kotline, v bradlovom pásme, ale hlavne v Nízkych Tatrách, v okolí Starých Hôr, v Malých Karpatoch a i. Tieto práce znamenali veľký pokrok v karpatskej geológii a zachovali si svoj význam dodnes. Široké spektrum jeho výskumov v regionálnom, tematickom a metodickom zmysle je skutočne obdivuhodné (sedimentárna petrografia, paleontológia, geológia a petrografia kryštalinika, tektonika, rudné a nerudné ložiská).

Po oslobodení bol J. Koutek vedúcim oddelenia rudných ložísk na Štátnom geologickom ústave, odkiaľ ho roku 1945 prof. R. Kettner povolal na miesto vedúceho nevozaložného ložiskového oddelenia Geologicko-paleontologického ústavu Karlovej univerzity a v nasledujúcom roku ho vymenovali za mimoriadneho profesora geológie ložísk a paleogeografie. Roku 1952 sa zriadila samostatná katedra nerastných surovín pod vedením prof. Koutka. V tomže roku bol zároveň medzi prvými vymenovaný za riadneho člena novoorganizovanej Československej akadémie vied. Žiaľ, čoskoro nato postihlo akademika Koutka vážne ochorenie, z ktorého sa len vďaka obdivuhodnej sebadisciplíne pozvoľna zotavoval a vrátil sa k pedagogickej aj vedeckej práci. V nej sa už trvale orientoval prednostne na geológiu rudných ložísk. Spracoval hlavne početné rudné revíry v oblasti moldanubika (za štúdiu o skarnovom ložisku Vlas-

tšovice mu bola udelená Štátna cena K. Gottwalda), skúmal železnorudné ložiská v Nízkom Jeseníku, ale naďalej aj ložiská Nízkych Tatier a špaňodolinsko-starohorského revíru. Ani v ostatnom čase, po odchode na odpočinok, neprerušil vedeckú prácu. Pri nej ho bolo možno vždy zastihnúť či na fakulte alebo v jeho byte a vždy s ním bolo možno podiskutovať aj o najnovších a najzložitejších problémoch ložiskovej geológie. Rozsah jeho vedeckej práce je skutočne úctyhodný — za 63 rokov (od prvej práce ešte na gymnáziu) je ich 211. Teší nás, že sa takmer 50 dotýka problematiky geológie a rudných ložísk Slovenska. Týmito prácami, ako aj pedagogickou činnosťou (prednáškami na bratislavskej fakulte aj výchovou početných študentov zo Slovenska na pražskej fakulte) prispel významnou mierou k rozvoju slovenskej geológie. Vyjadrením vďaka za to bolo aj jeho vymenovanie za čestného člena Slovenskej geologickej spoločnosti, Zlatá medaila Dionýza Štúra, ktorú mu udelilo predsedníctvo Slovenskej akadémie vied roku 1979, Zlatá medaila Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského pri príležitosti jeho osemdesiatych narodenín a ďalšie vyznamenania a ocenenia od slovenských geologických inštitúcií.

V akademikovi Jaromírovi Koutkovi stráca geologická verejnosť vzácneho človeka, obetavého učiteľa a priateľa nevšedných kvalít. Zanechal nám veľkú hodnotu, ale i odkaz, aby sme pokračovali v diele so zánietením a zápalom, ktoré boli charakteristické pre jeho bohatý a plodný život.

Češť jeho pamiatke!

Cyril Varček

Na šesťdesiatiny univ. prof. RNDr. Zdenka Pouba, DrSc.



V júni 1981 sa dožil šesťdesiatich rokov univ. prof. RNDr. Zdeněk Pouba, DrSc., vedúci Katedry ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty Karlovej univerzity v Prahe.

Narodil sa 8. júna 1922 vo Zvolene, gymnázium ukončil roku 1941 v Prahe, ale na vysokoškolské štúdiá mohol nastúpiť až po obnovení činnosti vysokých škôl v Čechách po druhej svetovej vojne. Už počas štúdií bol pomocným asistentom na geologicko-paleontologickom ústave prof. R. Kettnera a aktívne sa zúčastňoval na geologickom výskume, najmä v pražskej časti Barrandienu. Po získaní titulu RNDr. roku 1948 sa stal odborným asistentom na oddelení ložiskovej geológie, ktoré viedol prof. J. Koutek. Z oddelenia roku 1952 vznikla samostatná katedra a Z. Pouba sa stal jej prvým docentom. Po ochorení prof. Koutka ho roku 1953 vymenovali za vedúceho katedry, ktorú úspešne vedie dodnes. Vďaka mimoriadne intenzívnej vedeckovýskumnej a publikačnej aktivite si Z. Pouba veľmi rýchlo zvyšoval vedecko-pedagogickú

kvalifikáciu. Titul kandidáta vied získal roku 1957, riadnym profesorom sa stal roku 1961, a titul doktora geologických vied získal roku 1967. Jubilant sa stal všeobecne uznávanou vedúcou osobnosťou československej ložiskovej geológie.

Pre vedeckovýskumnú činnosť prof. RNDr. Z. Pouba, DrSc., je charakteristická mimoriadna tematická pestrosť, veľký regionálny rozsah, novátorský prístup, precíznosť a metodická všestrannosť. Okrem vlastného výskumu ložísk sa v širokej miere zaoberal aj riešením geologickej stavby rozličných oblastí Českého masívu a Západných Karpát, problémami zlomovej a globálnej tektoniky v aplikácii na Český masív, petrologickými a geochemickými otázkami magmatizmu a metamorfizmu, využíval geofyzikálne poznatky pre širšie geologické a metalogenetické koncepcie. Niektoré jeho práce sú cenným prínosom aj v paleontológii, sedimentológii a speleológii. Veľkú pozornosť venoval histórii geológie a baníctva, výučbe geológie na vysokých školách, ako aj popularizácii geologických poznatkov v širšej verejnosti. Veľmi významnú úlohu pri výchove mladých geológov zohrala a zohráva jeho rozsiahla a precízna metodická príručka *Geologické mapování* (Praha, ČSAV 1959. 524 s.).

Z problematiky geológie ložísk nerastných surovín možno z množstva jubilejových prác vyzdvihnúť z prvej etapy súbor o geológii a nerudných surovinách plzenskej panvy, o geológii a rudných výskytoch Muránskej planiny a priľahlej oblasti Horehronia, o rudných ložiskách Jasenie a Magurka v Nízkych Tatrách. Zároveň začal a v druhej etape zavŕšil dlhodobý systematický výskum stavby rudných ložísk Hrubého Jesenika. V ďalšej etape venoval pozornosť prvotným problémom metalogenetického vývoja Českého masívu, ako je polycyklickosť a zonálnosť plutogénnej mineralizácie, úloha hlbokéj stavby a transkrustálnych zlomov pre distribúciu rudných ložísk a vzťah metalogenézy k hlavným elementom globálnej tektoniky.

V poslednom desaťročí ďalej rozšíril komplexný výskum stratiformných rudných koncentrácií na rozsiahlu oblasť českého protero-

zoika, pričom dosiahol mimoriadne cenné výsledky v objasňovaní úlohy litologických faktorov, vulkanizmu, a najmä biolitogenézy (stromatolitov) pri vzniku syngenetických koncentrácií uránu, vanádu, železa a ďalších prvkov. Orientácia na zložité a len polydisciplinárnym komplexným prístupom riešiteľné metalogenetické problémy sa výrazne prejavuje v najnovších výskumných projektoch Geotravers a Au-travers, ktoré prof. Z. Pouba vedie. Nemožno obísť ani jeho významný podiel na zostavovaní radu syntetických geologických, tektonických a ložiskovo-metalogenetických máp a štúdií. Nezvyčajnú intenzitu vedeckovýskumnej práce Z. Poubu možno dokumentovať tým, že zoznam jeho publikovaných prác je okolo 230.

Vysoká úroveň vedeckej a pedagogickej práce získala jubilantovi v našej aj zahraničnej geologickej verejnosti vysoké uznanie. Preto ho poverovali mnohými významnými vedeckými a odbornými-organizačnými funkciami na vysokoškolskom poli, ako aj v rezorte československej geológie a v oblasti medzinárodnej vedeckej spolupráce. Je predsedom alebo členom mnohých kvalifikačných komisií na fakulte, v ČSAV a rezorte ČGÚ, vo vládnej komisii pre udeľovanie štátnych cien K. Gottwalda a i. Z členstva v odborných orgánoch možno uviesť vládnu komisiu pre klasifikáciu zásob nerastných surovín, komisiu pre projekty na ČGÚ, vedecké kolégium geológie a geografie ČSAV, vedeckú a publikačnú radu ÚG a i.

Vyjadením všeobecnej vážnosti jubilanta a jeho príkladných konštruktívnych postojov bolo zvolenie do funkcie predsedu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, ktorú vykonáva od roku 1972. Je zároveň členom re-

dakčnej rady časopisu tejto spoločnosti a predsedom čs. pobočky IAGOD. Medzinárodné renomé prof. Z. Pouba potvrdzuje jeho členstvo v dvoch medzinárodných geologicko-ložiskových spoločnostiach (IAGOD, SGA), práca v niektorých komisiách a projektoch IUGS, pozvania na početné študijné a prednáškové pobyty na zahraničných univerzitách, aktívna účasť na mnohých zahraničných kongresoch, konferenciách a sympóziách a pôsobenie vo viacerých zahraničných expediciách. Navštívil okolo 20 krajín sveta a oboznámil sa s ich geológiou a ložiskami, a to od Indonézie, Indie a Mongolska až po Mexiko, USA a Kanadu, čím získal vynikajúci prehľad vo svetovej ložiskovej problematike a nadviazal bohaté osobné kontakty s poprednými zahraničnými odborníkmi.

Na záver nemožno nespomenúť naozaj blízky a hlboký vzťah prof. Z. Pouba k Slovensku. Od prvých rokov svojej vedeckej aktivity tu robil mnoho sezón výskumnej práce a takmer tri desiatky jeho publikovaných prác sa dotýkajú problematiky geológie a ložísk Slovenska. Veľmi často tu usporadúva exkurzie a terénne kurzy pre študentov, často tu trávi chvíle oddychu a nechýbal na takmer nijakom významnejšom vedeckom podujatí usporiadanom slovenskými geologickými inštitúciami. Aj preto sa pri príležitosti jeho významného životného jubilea k ostatným gratulantom s úprimnou vďakou a úctou pridáva aj celá slovenská geologická verejnosť, osobitne výbor Slovenskej geologickej spoločnosti a redakčná rada nášho časopisu so želaním pevného zdravia, entuziazmu a mnohých ďalších vedeckých aj osobných úspechov.

Cyril Varček

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 15, číslo 1, február 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 11. 2. 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 details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51. Košice, Czechoslovakia

Zdeněk Kůkal

Sedimentární formace ve vztahu k typu Sedimentary formation in relation to the
zemske kůry 79 type of Earth's crust

KRONIKA

CHRONICLE

Cyril Varčeka

Zomrel akademik Jaromír Koutek 93 Academician Jaromír Koutek died

Cyril Varčeka

Na šesťdesiatiny univ. prof. RNDr. Zden- Sixty years of Univ. Prof. RNDr. Zdeněk
ka Poubu, DrSc. 95 Poubu

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Zakladáme odbornú skupinu zberateľov Establishment of a Special Group for the
nerastov 74 Collection of Minerals

Jozef Michalík

Vývoj mezozoických karbonátových plat- Development of Mesozoic carbonate plat-
foriem (ostrov Capri, západná Sicília) 77 forms (Isle of Capri, Western Sicily)

Jozef Michalík

Paleogeografia, paleotektonika a stratigra- Paleogeography, paleotectonics and strati-
fia triasu Južných Alp 78 graphy of Triassic in the Southern Alps

Miroslav Novotný

Problémy injeckáže aluviálnych náplavov Problems of alluvial deposit grouting in
v sústave vodných diel Gabčíkovo — Nagy- the Gabčíkovo — Nagymaros waterwork
maros 78 system

Michal Zacharov

Geologickoštruktúrne pomery Jasovskej Geological and structural relations of the
skalý 91 Jasovská skala cliff

Lubomír Divinec

Geochemia severnej časti Slanských Geochemistry of the northern part of Slan-
vrchov 92 ské vrchy Mts.

Lubomír Divinec

Výpočet zásob rúd metódou matematickej Ore reserves calculation using mathema-
pravdepodobnosti 92 tical probability method

RECENZIE

BOOK REVIEW

Dušan Hovorka

R. P. Petrov et al.: Petrografičeskij slovar 47 R. P. Petrov: Petrographical dictionary

Arnold Nemček

Quido Záruba — Vojtěch Mencl: Landslides
and their Control.

VÝDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

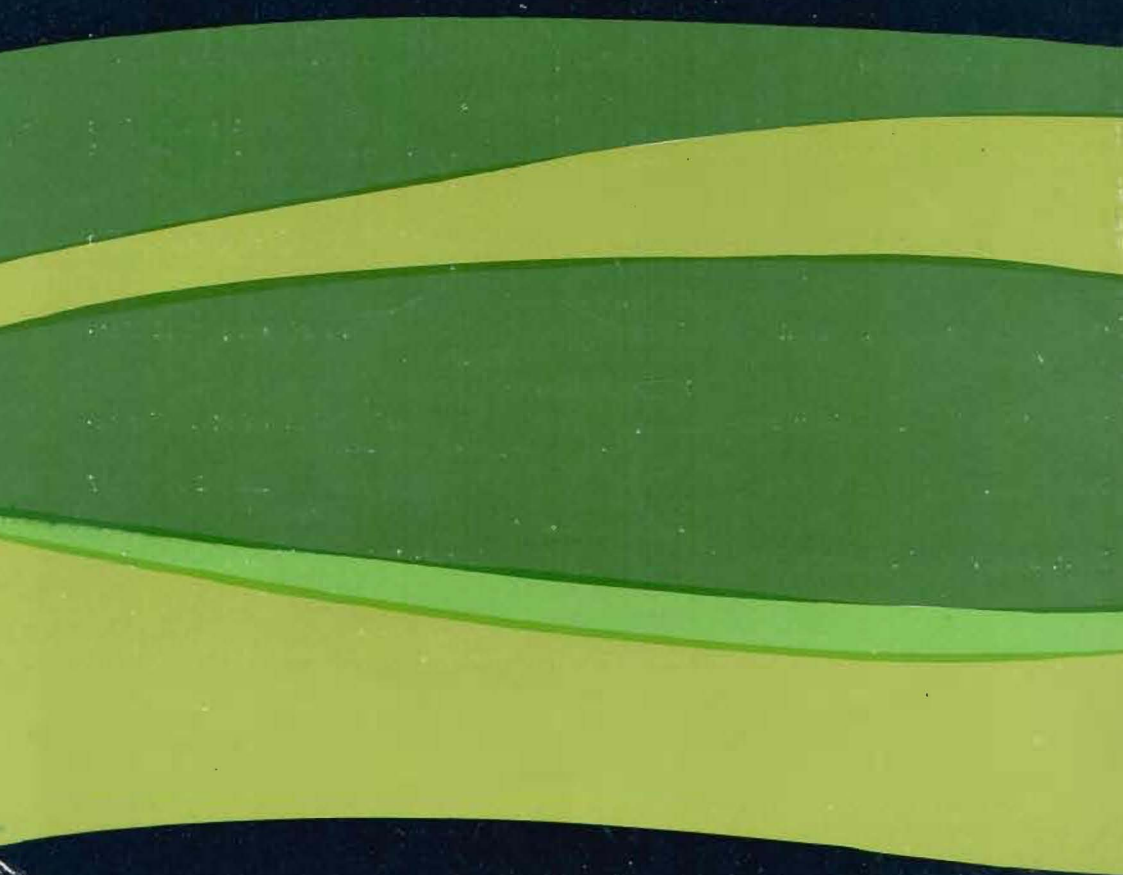
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

The lower half of the page features a large, abstract graphic design. It consists of several thick, wavy, horizontal bands of color. The colors are various shades of green and yellow, creating a layered, geological effect. The bands are set against a dark, textured background that matches the top half of the page. The overall composition is modern and minimalist.