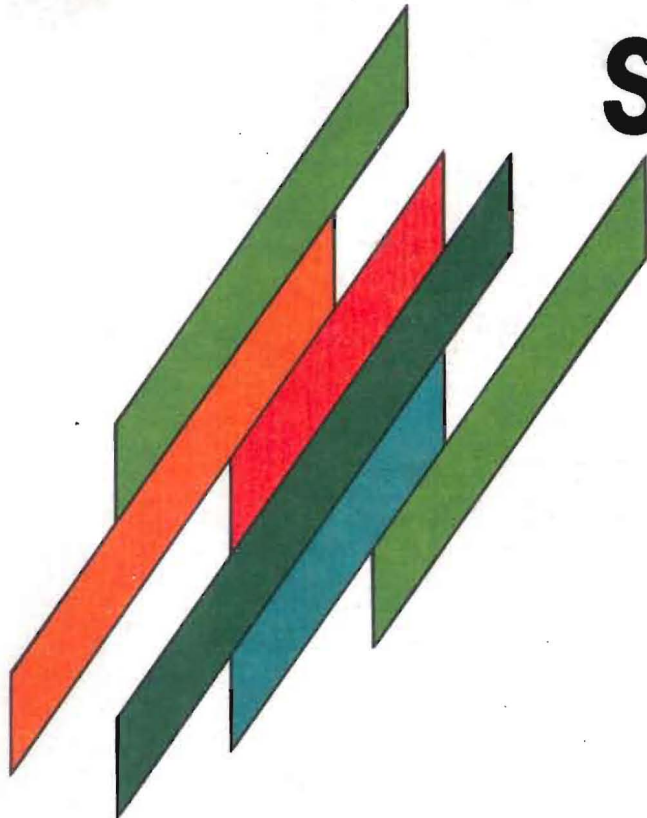


5/22/1990

Mineralia slovaca



vydavateľstvo **alfa** publisher

MINERALIA SLOVACA

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

Vydáva Zdrúženie Mineralia slovaca:

Published by Mineralia slovaca corporation:

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves; Geofond Bratislava; Geofyzika, š. p., Brno; Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina; Štátny podnik Naftový a plynárenský priemysel, koncern Bratislava; Rudné bane Banská Bystrica; Slovenská geologická spoločnosť Bratislava; Slovenský geologický úrad Bratislava; Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice; Železorzudné bane Spišská Nová Ves

REDAKTORI — EDITORS

Vedúci redaktor — Chief editor

Ing. Ján Bartalský, CSc.

Geologický prieskum
052 40 Spišská Nová Ves

Vedecký redaktor—Scientific editor

RNDr. Pavol Grecula, DrSc.

Geologický prieskum
Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakcia — Office

Geoprieskum—Mineralia slovaca

p. p. 13, Garbanova 1
040 11 Košice, ČSFR

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady — Chairman of Editorial board

RNDr. Ing. Ján Burian, CSc.

Slovenský geologický úrad
Bukurešťská 4, 817 62 Bratislava

RNDr. Rudolf Ďuďa

Geologický prieskum Košice

Ing. Ivan Pagáč, CSc.

Naftový a plynárenský priemysel Bratislava

RNDr. Karol Együd

Geologický prieskum Spišská Nová Ves

RNDr. Eduard Köhler, CSc.

Geologický ústav SAV Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.

Slovenský geologický úrad Bratislava

RNDr. Miroslav Harman, CSc.

Slovenský geologický úrad Bratislava

prof. RNDr. Ivan Kraus, DrSc.

Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.

Nafta Michalovce

prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc.

Geologický ústav PF UK Bratislava

prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc.

Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

Geologický ústav D. Štúra Bratislava

Ing. Mikuláš Ingr

IGHP Žilina

Ing. Alfonz Mihalič

Geologický prieskum, ATNS, Košice

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.

Geologický ústav D. Štúra Bratislava

Ing. Marián Jančura, CSc.

Železorzudné bane Spišská Nová Ves

prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc.

Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik

IGHP Žilina

Ing. Jozef Karch

Slovenské magnezitové závody Košice

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.

Geofyzika, závod Bratislava

RNDr. Imrich Varga

Geologický prieskum Košice

RNDr. Vlastimil Konečný, CSc.

Geologický ústav D. Štúra Bratislava

Ing. Peter Ondříš

Rudné bane Banská Bystrica

RNDr. Dionýz Vass, DrSc.

Geologický ústav D. Štúra Bratislava

REDAKCIA — EDITORIAL STAFF

Technická redakcia

Mária Greculová

Jazyková redakcia

Magdaléna Čiková

Administrácia

Mária Dryjová

Časopis Mineralia slovaca uverejňuje dosiaľ nepublikované originálne články, súhrnné referáty, recenzie, diskusie a krátke správy z regionálnej, ložiskovej, inžinierskej geológie, hydrogeológie a geofyziky. Príležitostne publikuje aj tematicky zameraný súbor článkov.

Podmienkou na uverejnenie článku je, že článok nie je súčasne zaslaný inému časopisu.

Zaslaním rukopisu do redakcie autor vyjadruje súhlas (za predpokladu, že článok bude uverejnený), že copyright preberá vydavateľstvo Alfa. Žiadna časť publikácie sa nesmie reprodukovať bez písomného súhlasu vydavateľstva Alfa.

The Journal Mineralia slovaca publishes up to now unpublished original papers, general reports, book reviews, discussions and short news on regional, economic and engineering geology and hydrogeology. The journal occasionally publishes also thematic selections of papers. The condition for publication of the paper is that it has not been contemporaneously submitted to other journal. By submitting the paper to the Editor the Autor expresses his agreement that in the case of publication the copyright is taken by the Alfa publishing company. No part of publication should be reproduced without written permission of the Alfa publishing company. Manuscripts should be mailed to the scientific Editor.

Časopis vychádza šesťkrát ročne. Vydáva Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves vo Vydavateľstve Alfa, Garbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava.

Tlačia Východo-slovenské tlačiarne, š. p., Štefanova 47, 040 67 Košice.

Objednávky vybavuje redakcia. Cena jednotlivého čísla Kčs 38,—, ročné predplatné Kčs 228,—.

The Mineralia slovaca is published six times a year.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

Inžinierska geológia v ochrane a tvorbe životného prostredia

MILAN MATULA, RUDOLF ONDRÁŠIK

Katedra inžinierskej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 16. 1. 1990)

Engineering Geology in Rational Exploitation and Protection of the Human Environment in Czecho-Slovakia

Optimal exploitation of geological potentials and resources always was the principal subject and aim of the Engineering Geology. Along with this the tendencies of a rational geoenvironmental protection subsequently increased being developed mainly in following areas: protection of the society against detrimental impacts of geological hazards; preparation of data for economically and ecologically desirable interactions between engineering works and geological environments, protection of the natural environment against by man induced devastation. Methodological and terminology problems are dealt with and the contribution of engineering geology to the environmental protection and rational land-use in Czecho-Slovakia are reported.

Vzrastajúci význam inžinierskej geológie v racionálnom využívaní a ochrane prostredia

Ľudstvo sa už oddávna vždy snažilo svoje technické diela začleniť do geologického prostredia tak, aby boli ochránené pred deštruktívnymi procesmi (napr. zemetraseniami, vulkanickými erupciami a veľkými zosunmi) a aby bola zabezpečená aj ich trvácnosť a bezpečná prevádzka. Toto úsilie pretrváva aj dnes, o to viac, že sme nútení budovať náročné diela v čoraz horších inžinierskogeologických podmienkach. Možnosti výstavby v dobrých základových pomeroch nepodmáčaných nížin a riečnych nív, širokých terasových stupňov a stabilných miernych svahov sú u nás už minimálne. Prísne zákony na ochranu pôdneho fondu nás nútia usmerňovať novú výstavbu aj do podmáčaných území, málo stabilných a erodovaných svahov alebo na skalné základové pôdy, kde sa značne zvyšujú stavebné náklady.

Optimálne využívanie možností a zdrojov, ktoré poskytuje zemská kôra pre investičnú výstavbu, bolo vždy hlavným poslaním inžinierskej geológie. Ako sa v našom odbore postupne presadzoval vývoj od hodnotenia základových pomerov určitého staveniska ku komplexnému hodnoteniu širších regionálnych súvislostí a ku systematickej príprave inžinierskogeologických podkladov pre územné plánovanie, tak sa popri hľadiskách využitia geologického prostredia do popredia stále viac dostávali aj aspekty ochrany prírodného prostredia.

Keď sa koncom šesťdesiatych rokov aj u nás začalo viac hovoriť o životnom prostredí a jeho zhoršujúcom sa vývoji, inžinierska geológia bola z geologických odborov najkonkrétnejšie pripravená považovať moderné a vzrušujúce trendy starostlivosti o zdravý vývoj prostredia za vlastnú a reálnu úlohu. Prejavilo sa to v uplatňovaní určitých nových pohľadov v lokálnom prieskume stave-

nísk, ale najmä v rýchlom rozvoji regionálneho inžinierskogeologického výskumu a mapovania – predovšetkým na účely územného plánovania a ochrany prostredia.

Moderné územné plánovanie a široko založená investičná výstavba spolupracujú s inžinierskou geológiou nielen aby sa vyvarovali dopadov nebezpečných geologických živlov alebo len aby si zabezpečili potrebné stavebné materiály, ale čoraz viac sa sústreďujú na prognózovanie správania technických diel a zabezpečenie ich optimálnej koexistencie s geologickým prostredím, ktorá neprodukuje rôzne nepriaznivé environmentálne a ekologické následky. Výskum a hodnotenie interakcií medzi stavebnými, ťažobnými a inými dielami a ich geologickým prostredím sa stalo hlavným predmetom modernej inžinierskej geológie, ktorá je dnes preto jednou z najangažovanejších a najefektívnejších disciplín v rámci vied o životnom prostredí.

Ochrana a tvorba životného prostredia sa však netýka len inžinierskej geológie. Vo všetkých geologických disciplínach i praktických geologických činnostiach si treba hlboko uvedomovať „environmentálne“ aspekty a prispôbovať im metodologické prístupy i špeciálne pracovné postupy. Problémy životného prostredia však možno úspešne riešiť iba rozumnou a účelne organizovanou interdisciplinárnou spolupracou geovedných odborov. Motiváciou takejto spolupráce nesmú byť krátkodobé konjunkturálne zábery disciplín alebo jednotlivcov, ale snaha o hlboko fundované a komplexné riešenie problémov. Jednotlivé disciplíny a interdisciplinárne tímy musia v záujme spoločnej veci zjednocovať svoje teoreticko-metodologické pozície, pracovné postupy i nový pojmový aparát a terminológiu.

Dôležitou úlohou je, aby sa aj pri vykonávaní geologických výskumných a prieskumných prác starostlivo dodržiavali také postupy a opatrenia, ktoré zabraňujú po-

škodeniu a trvalému znehodnoteniu prírodného a životného prostredia.

Geológovia musia čoraz viac vstupovať do interdisciplinárnej spolupráce so špecialistami iných vedeckých a profesionálnych odborov. Našou významnou celospoločenskou úlohou je vypracovávať kvalitné podklady i poskytovať vyčerpávajúce a zodpovedné informácie pre širokú oblasť štátnej starostlivosti o životné prostredie, pre orgány územného plánovania, ochrany prírody, pre investorské a projektové organizácie atď. Aby sa zvýšila efektívnosť riešení v tejto oblasti, treba zdokonaľovať a modernizovať tiež spôsoby výmeny informácií (špeciálne mapy, rozbor, vstupy a výstupy databáň atď.).

V súbore vied o Zemi má inžinierska geológia v súvislosti s ochranou a tvorbou životného prostredia už tradične osobitné postavenie a vďaka svojmu novodobému teoreticko-metodologickému i technologickému vývoju je na konkrétne riešenie úloh racionálneho využívania i ochrany geologického prostredia najlepšie pripravená (najmä v interdisciplinárnej spolupráci s geotechnikou a hydrogeológiou).

Základné trendy vo využívaní inžinierskegeologických podkladov na rozvoj a ochranu životného prostredia

Ako vyplýva z materiálov svetových kongresov a konferencií takých medzinárodných organizácií, ako sú ISSMFE – Medzinárodná spoločnosť pre mechaniku zemín a zakladanie stavieb, ISRM – Medzinárodná spoločnosť pre mechaniku hornín a IAEG – Medzinárodná asociácia inžinierskej geológie, význam inžinierskegeologických podkladov o geologickom prostredí vzrastá najmä v týchto smeroch:

1. Ochrana spoločnosti pred priamymi dopadmi ničivých geologických procesov, akými sú vulkanické erupcie, zemetrasenia, veľké zosuny, záplavy a pod. (bežne sú známe ako „geological hazards“).

2. Príprava komplexných podkladov o geologickom prostredí pre ekonomicky i ekologicky priaznivé ovládanie jeho interakcií s technickými dielami, najmä takými, ako sú náročné občianske i priemyslové stavby, hydroenergetické a jadrove-energetické diela, veľké stavby autostrád, mostov a viaduktov, podzemné stavby, ale tiež celé sídlíštno-priemyslové aglomerácie vyžadujúce premyslené územno-urbanistické plánovanie.

3. Ochrana geologického prostredia a krajiny pred rozrušením a znečisťovaním, ktoré je čoraz viac spojené s rozsiahlou ťažbou nerastných surovín a s odkladaním ťažobného, priemyslového a komunálneho odpadu.

Aby sa získal lepší prehľad o charaktere, rozsahu a dôsledkoch uvedených procesov, radi by sme túto problematiku ilustrovali niekoľkými príkladmi.

Ochrana spoločnosti proti geologickým prírodným živlom

Našťastie sme krajina, ktorú neohrozujú vulkanické

erupcie. Určité obavy sú zo zemetrasení. Hoci sme aj v nedávnej minulosti v ČSFR mali ničivé zemetrasenia, seizmicita sa tu nepovažuje za hrozivý „geologický hazard“. Na území štátu však máme dosť veľké seizmické oblasti s intenzitou 7 až 9° MSK – 64 (i Mercalliho stupnice) a naše stavebné normy tu prikazujú rôzne stupne antiseizmického projektovania.

Česko-Slovensko je známe ako krajina zosunov a iných svahových pohybov, ktoré u nás predstavujú hlavný zdroj geokatastrof. Sú tu dobre skúmané, zmapované a jednotne pasportizované od známeho katastrofálneho zosunu r. 1960 v Handlovej, ktorý sa stal impulzom k rozhodnutiu vlády o systematickom sledovaní, registrovaní a technickej kontrole zosunov v ČSFR.

Také živelné procesy, akými sú zemetrasenia a mohutné katastrofálne svahové pohyby hornín, sú vzbudzované dlhodobými geologickými procesmi, pričom v našich pomeroch sa najintenzívnejšie prejavuje pokračujúce tektonické vyzdvihovanie pohorí a poklesávanie kotlín a nížin. Neotektonické pohyby a prestavba polí napätosti v horninovom prostredí sú základným faktorom exogénnej geodynamiky, ktorá v mnohých prípadoch veľmi nepriaznivo pôsobí na životné prostredie spoločnosti.

Nepriaznivé dôsledky interakcií medzi stavbou a jej geologickým prostredím

Takéto dôsledky môžu spôsobiť rozsiahle poruchy stavieb a ich prírodného prostredia, dodatočné vysoké náklady na sanačné práce a veľké ekonomické straty v dôsledku dočasného vyradenia technického diela z prevádzky.

Veľa ťažkých poškodení budov a iných stavieb spôsobilo nadmerné stlačenie až porušenie únosnosti základovej pôdy, intenzívne napúčanie a zmrašťovanie ťavivých zemín, presadnutie spraší alebo náhle zdvihnutie hladiny podzemnej vody. Často sa stretávame dokonca s porušením stability skalných svahov v hlbších odrezoch a zárezoch ciest a železníc, najmä ak sa správne neuvážili vplyvy diskontinuit masívu, zmeny v jeho vodnom režime alebo vplyvy dynamických otrások dopravy. V urbanistickej výstavbe je mnoho príkladov, kde veľmi vysoké náklady vyvolala dodatočná sanácia svahu, ktorého stabilitu geotechnici zhodnotili nesprávne – bez uváženia geologickej povahy základových pôd (napr. značne zvetraných pliocénnych terasových štrkov). Podobných prípadov je veľa tam, kde sa zle prognózovala interakcia sídlíštných budov s ich geologickým prostredím.

Značnú časť nášho územia pokrývajú eolické spraše; pri nadmernom premočení v nich dochádza ku kolapsu štruktúry a k náhlemu presadnutiu základov – s katastrofálnymi dôsledkami pre stavby.

Riskantné situácie spôsobujú krasové dutiny v podloží budov, železníc a iných stavieb – najmä ak ich prieskum včas neodhalí. Poučné je odhalenie celého systému krasových dutín v dne hornej nádrže prečerpávacej vodnej elektrárne Čierny Váh – našťastie ešte pred vytvorením

tesniaceho asfaltobetónového koberca. Každý inžinier si vie predstaviť, k čomu by došlo pri prevalení dna nádrže v skrasovatenom vápencovom masíve – pri hydraulickom spáde vyše 400 m.

Jedným z draho zaplatených poučení o dôsledkoch nedostatočného prieskumu staveniska a regionálneho mapovania širšej oblasti bolo oneskorené objavenie agresívnej artézskej vody v podloží gravitačnej betónovej priehrady v Nosiciach na Váhu. V štádiu, keď už značná časť betónových blokov bola vybudovaná, dodatočné podstatné zmeny projektu zakladania spôsobili 3-ročné predĺženie výstavby, veľké zvýšenie nákladov a ekonomické škody oddialením výroby elektriny.

Charakter náhlej živeľnej pohromy môže nadobudnúť porušenie filtračnej stability jemnozrnného podložia stavieb, napr. podložia ochrannej hrádze, ktorá chráni priľahlú nížinu Žitného ostrova pred zatopením v prípade rozvodnenia Dunaja. V roku 1965 takáto katastrofa spôsobila rozsiahle záplavy a obrovské škody. Okrem poľnohospodárskej pôdy boli zničené tisíce domov a priemyslových prevádzok.

Porušenie krajiny a geologického prostredia v dôsledku ekonomicko-technickej činnosti

K rozsiahlemu narušeniu prostredia najčastejšie dochádza pri ťažbe nerastov, čerpaní vody, nafty a zemného plynu, pri ukladaní odpadov. Uvedieme aspoň niekoľko príkladov.

Obrazy totálnej devastácie sú dnes charakteristické pre veľkú oblasť severných Čiech v dôsledku povrchovej ťažby energetického hnedého uhlia. Vláda však vyčleňuje veľké prostriedky na komplexnú rekultiváciu tejto oblasti, ktorá sa tu postupne uskutočňuje.

Ceľá obec Podhradie bola ohrozená a sčasti zničená aktiváciou obrovského zosunu, ku ktorému došlo vtedy, keď sa k nemu priblížilo podzemné dobývanie uhlia v nováckom revíre (Horná Nitra).

Ku katastrofálnej deštrukcii hrádze zložiska popolčkov z blízkej tepelnej elektrárne Nováky došlo v dôsledku nerešpektovania geotechnických odporúčaní ohľadne spoľahlivej drenáže dna i prípustnej výšky a stability hrádze. Údolie rieky Nitry bolo zaplavené toxickými materiálmi, ktoré sa v podzemnej vode rozšírili až vyše 100 km po toku. Ani nová skládka vybudovaná priamo v údolnej rýve rieky Nitry nespĺňa inžinierskogeologické zásady a znečisťuje pôdu a vody.

Možno uvádzať stovky ďalších príkladov, ktoré svedčia o potrebe ochrániť spoločnosť i ekonomiku včasným prognózovaním interakcií geologického prostredia diel človeka, ktorý geologicko-geografické prostredie nielen využíva, ale aj narúša jeho prírodné rovnováhy.

Jednoznačne prichádzame k dnes už všeobecne prijímanému záveru, že vyvarovať sa geologickým hazardom, poruchám technických diel a devastácii geologického i krajinného prostredia – to vyžaduje predovšetkým v rámci územného plánovania a projektovania včas využívať inžinierskogeologické podklady.

Niektoré metodologické aspekty štúdia vzťahov medzi geologickým prostredím a technickými dielami

Všeobecne je dobre známa – i draho zaplatená – skúsenosť, že účelná a múdra prax musí byť vždy založená na dobrej teórii a metodológii. Preto tu treba uviesť aspoň niekoľko aktuálnych a podstatných metodologických pripomienok.

Geologické prostredie a jeho hlavné zložky

Termín „geologické prostredie“ sa udomácnil v geológii len nedávno a ťažko ho nájsť dokonca v pomerne nových geologických učebniciach a slovníkoch. Definovať ho možno ako tú časť litosféry, ktorá sa dostáva do interakcie s ľudskými dielami a zásahmi, vytvára materiálne prostredie pre priamu látkovo-energetickú výmenu medzi človekom a biotickou prírodou. Geologické prostredie stáva sa tak rovnako dôležitou súčasťou životného prostredia spoločnosti, ako sú hydrosféra, atmosféra a biosféra.

Najpodstatnejšími zložkami geologického prostredia (ako dynamického a veľmi zložitého prírodného systému) sú:

1. horninové prostredie – ktoré látkovo i štruktúrne vytvára základnú zložku predmetnej časti zemskej kôry;
2. podzemná voda – predstavuje prienik zemskej hydrosféry s litosférou, podstatne ovplyvňuje vlastnosti i správanie horninových mas, vytvára tiež osobitný druh nerastnej suroviny podmieňujúcej život človeka;
3. reliéf – ako významné rozhranie litosféry s vonkajšími sférami Zeme (atmosféra, hydrosféra a i.), vývoj ktorého je výsledkom pôsobenia endogénnych, exogénnych a antropogénnych geologických procesov;
4. pôda – najvrchnejšia vrstva litosféry, vznikla vzájomným prenikaním a spolupôsobením s atmosférou, hydrosférou a biosférou;
5. nerastné suroviny – tuhé, tekuté a plynné akumulácie (ložiská) užitočných nerastov v horninovom prostredí.

Medzi jednotlivými zložkami geologického prostredia – za významnej účasti pôsobenia vonkajších zemských sfér – prebiehajú neustále interakcie, prejavujúce sa v rôznych endogénnych i exogénnych geologických procesoch. Čoraz intenzívnejšie sú prejavy spolupôsobenia medzi geologickým prostredím a technosférou (antroposférou).

V súčasnosti sa v geológii všeobecne uznáva, že geologické prostredie vo vyššie uvedenom zmysle a jeho vzťahy k technickým aktivitám človeka sú najvlastnejším predmetom inžinierskogeologického výskumu. Výsledky 27. a 28. medzinárodného geologického kongresu v Moskve a Washingtone (1989) s plnou vážnosťou upozorňujú, že popri stále zložitejších problémoch vyhľadávania nerastných surovín v centre pozornosti súčasnej geológie stoja úlohy racionálneho využívania geologického prostredia a ochrany jeho dynamických rovnôh pred čoraz drastickjšími zásahmi modernej spoločnosti.

Pojem geofaktorov životného prostredia

V súvislosti s formovaním úloh geológie v tvorbe a ochrane životného prostredia v ČSFR bol začiatkom sedemdesiatych rokov zavedený termín „geofaktory životného prostredia“, ktorého definícia však nie je presná a všeobecne uznávaná, o čom svedčia rôzne interpretácie v smernici ČGÚ a SGÚ, v slovníkoch a učebných príručkách. Niekedy sa pod geofaktormi uvádzajú veľmi nesúrodé pojmy, niekde sú vytrhnuté len určité objekty a procesy alebo len ich niektoré vlastnosti. Ešte horšie je, ak pod pojmom geofaktorov životného prostredia sú zahrnuté takmer všetky javy, ktoré tvoria predmet štúdia jednotlivých geologických disciplín (inžinierskej geológie, hydrogeológie, geochemie atď.), pričom s ochranou a tvorbou životného prostredia nemajú ani priamu súvislosť. Tu sa už pociťuje akási konjunkktúra a nedomyšlená snaha autorov nahradzovať základné geologické disciplíny a im vlastné predmety štúdia akousi novou geologickou „superdisciplínou“ (napr. Náuku o geofaktorochoch) miesto toho, aby sa „environmentálne“ problémy, stále viac znepokojujúce ľudstvo, riešili aj v geológii predovšetkým prehĺbenou a účelne organizovanou interdisciplinárnou súčinnosťou špecialistov z jestvujúcich odborov vedy a praxe.

Na základe dlhodobého štúdia a komplexného zhodnotenia doterajších skúseností najvhodnejšou sa nám javí takáto definícia: „Geofaktory životného prostredia sú tie geologické objekty a procesy, ktoré podstatným spôsobom pozitívne či negatívne ovplyvňujú kvalitu životného prostredia spoločnosti a stávajú sa tak limitujúcimi činiteľmi jeho vývoja“.

Geologické faktory, ktoré priaznivo alebo nepriaznivo

pôsobia na kvalitu a účelný rozvoj životného prostredia spoločnosti, sú prehľadne zhrnuté v tab. 1. Ako z tejto tabuľky vidno, popri vyhľadávaní kvalitných základových pomerov a stavebných materiálov – ktoré rovnako ako iné nerastné a surovinové zdroje reprezentujú významné potenciály geologického prostredia – k úlohám inžinierskej geológie patrí hlavne snaha o úspešné prekonávanie vplyvu tzv. geobariér.

„Geopotenciály“ predstavujú rôzne prírodné zdroje a možnosti, ktoré je geologické prostredie schopné poskytnúť pre priaznivý rozvoj spoločnosti. Medzi geofaktory tejto skupiny patria nielen tradičné nerastné suroviny a podzemné vody, ale aj úrodná pôda, dobrá základová pôda, ako aj stavebné materiály, ktoré už od začiatku podmieňovali civilizačný rozvoj ľudstva. V súčasnosti sa začínajú vysoko hodnotiť aj také potenciály geologického prostredia, ako sú napr. vhodné možnosti na odkladanie odpadov.

Pod „geobariérami“ rozumieme rôzne prekážky a obmedzenia geologickej povahy, ktoré významne obmedzujú alebo úplne znemožňujú účelné využívanie prírody na priaznivý rozvoj života spoločnosti. Takéto „bariérové“ účinky môžu byť spôsobené:

– geologickými faktormi ohrozujúcimi život a diela ľudí,

– geofaktormi vyvolávajúcimi nepriaznivé interakcie medzi geologickým prostredím a technickými dielami, a preto významne znižujúcimi efektívnosť, trvácnosť a bezpečnú prevádzku technických diel,

– geofaktormi predstavujúcimi spätné negatívne vplyvy technických diel a zásahov, ktoré vážne poškodzujú geologické a prírodné prostredie a vyvolávajú potrebu jeho ochrany a rekultivácie.

TAB. 1

Geologické faktory priaznivo a nepriaznivo ovplyvňujúce rozvoj životného prostredia
Geological factors influencing positively and negatively the development of environment

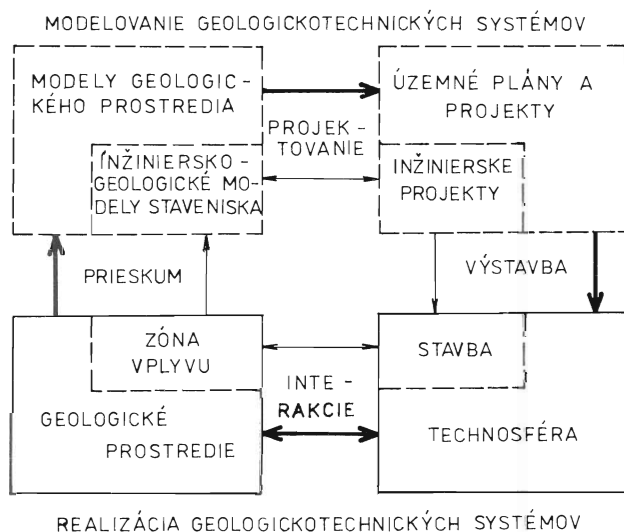
GEPOTENCIÁLY (zdroje a možnosti využívania geologického prostredia)		GEOBARIÉRY (geologické prekážky a obmedzenia nepriaznivo limitujúce racionálne využívanie prostredia)	
1. Faktory umožňujúce priaznivý rozvoj spoločnosti	2. Faktory ohrozujúce život a diela človeka	3. Faktory znižujúce efektívnosť a bezpečnú prevádzku technických diel	4. Faktory poškodzujúce prostredie negatívnymi vplyvmi technických diel
<ul style="list-style-type: none"> — rudné a nerudné suroviny — zdroje energie (uhlie, ropa, zemný plyn, rádioaktívne suroviny, zemské teplo a i.) — podzemné vody — úrodné pôdy — dobré základové pôdy — stavebné materiály — vhodné prostredie pre skládky odpadov 	<ul style="list-style-type: none"> — vulkanické erupcie — zemetrasenia — katastrofálne zosuny, zrútenia a bahenno-kamenné prúdy (mury) — záplavy (riečne, pobrežné, v dôsledku tektonických poklesov) — toxické, radiačné a i. nebezpečné pôsobenie geologického prostredia a minerálnych materiálov na zdravie ľudí 	<ul style="list-style-type: none"> — veľmi stlačiteľné a neúnosné základové pôdy — nestále horniny — skrasovatené horniny — málo stabilné svahy — vysoká hladina podzemnej vody a premáčané základové pôdy — seizmické územia a pod. 	<ul style="list-style-type: none"> — poklesy poddolovaného územia — poklesy územia po vyťažení vody, ropy a zemného plynu — devastácia krajiny povrchovým dobývaním nerastov, haldovaním hlušiny, odkaliskami ap. — podmáčanie alebo vysušenie územia výstavbou (napr. vodohospodárskou) — znečistenie podzemnej vody a hornín nesprávnym ukladaním odpadu, poľnohospodárskou výrobou atď.

Pojem geologicko-technický systém

Štúdium interakcií medzi geologickým prostredím a technosférou musí byť založené na systémových prístupoch. Tu sa sformovala nová koncepcia, v ktorej popri staronovom pojme „geologický systém“ vedecky i technicky nesmierne dôležitým sa stal nový pojem „geologicko-technický systém“. Tento systém vzniká pretváraním geologického prostredia vplyvom akéhokoľvek technického diela (stavby, ťažobného diela, urbanizačno-priemyselovej aglomerácie atď.) a jeho spolupôsobením s geologickým prostredím.

Vzájomná podmienenosť a interakcia medzi dvomi základnými zložkami jednotného geologicko-technického systému nadobúda mnohotvárne formy postupných vzájomne vyprovokovaných zmien – a práve v ich hodnotení, modelovom prognózovaní a cieľavedomom ovládaní spočíva aktuálne poslanie inžinierskej geológie ako vedy.

Miesto a funkcia inžinierskej geológie v zložitých a postupných operáciách projektového modelovania a potom i konkrétneho vytvárania reálnych materiálnych geologicko-technických systémov je vyjadrená touto schémou (obr. 1):



– prieskumnými prácami získavame údaje o charaktere a parametroch vlastností reálneho geologického prostredia v záujmovej oblasti;

– na ich základe vytvárame a etapovite presňujeme inžinierskogeologické podklady (inžinierskogeologickú informáciu, inžinierskogeologické modely);

– v interakčnom procese technického modelovania vznikajú podklady (systémy informačných dát) jednotlivých stupňov predprojektovej a projektovej prípravy;

– optimalizované projektové varianty sa potom výstavbou, resp. inými inžiniersko-technickými operáciami premieňajú z projektových modelov na skutočnosť, na materiálnu objektívnu realitu.

Takýmto spôsobom sa abstraktné inžinierskogeologické a technické modely materiálne realizujú ako určitý konkrétny geologicko-technický systém (napr. priehrada v jej prírodnom inžinierskogeologickom prostredí). Funkčnosť a správanie tohto reálneho geologicko-technického systému sa od projektových predstáv (modelov) vždy odlišuje do takej miery, do akej sme nedokázali vystihnúť jeho objektívne systémové vlastnosti, resp. do akej miery sme modelovou simplifikáciou zdeformovali štruktúrno-funkčné parametre podobnosti medzi modelom a originálom.

Geoekológia či ekogeológia?

V poslednom čase sa začali vynárať rôzne nové pojmy a termíny, ktoré by rady nahradili síce presné a výstižné, ale dosť dlhé a deskriptívne pojmy „ochrany a tvorby životného prostredia“, resp. „racionálneho využívania (a ochrany) geologického prostredia“. V našich jazykoch chýba najmä stručný ekvivalent pojmu „environmental“ v súvislostiach environmental science, e. problems, e. investigation, e. geology ap. Objavili sa pokusy používať ako substitúciu v tomto zmysle pojem „geoekológia“, geoekologický ap. (Kozlovský a kol.: Geoekologičeskije issledovaniija v SSSR. Vsegingeo, 1989). Toto musíme striktno zamietnuť, pretože geoekológia (geografická ekológia) je disciplína dávno konštituovaná na rozhraní geografických vied s ekológiou (Troll v polovici 20. storočia) a považuje sa za synonymum krajinnej ekológie. Ponúka sa tiež termín „ekogeológia“ (ekologická geológia), ktorý je však značne zúžený a mohli by sme ho nanajvýš považovať za hraničný odbor študujúci väzby medzi geologickým prostredím a ekologickými potrebami živých organizmov, resp. za odbor obhajujúci pôsobenie geologického prostredia na funkcie organizmov, na fyziologické procesy v rastlinách a živočíchoch vrátane ľudskej populácie. To však je na prvý pohľad niečo iné, než oveľa širší pojem „geologické aspekty ochrany a tvorby životného prostredia“. Tam, kde sa to ukazuje účelným, môžeme použiť radšej zmedzinárodnený a v našom slovníku už dosť udomácnený termín „environmentálny“ (napr. v súvislostiach e. výskum, e. prístup, e. aspekty ap.). Takéto riešenie je vhodné z hľadiska priamej nadväznosti na svetovú odbornú literatúru (najmä anglickú a francúzsku) a je v súlade aj s našim Slovníkom cudzích slov (napr. Ivanová-Šalínová a Maníková, SPN 1979).

Príspevok našej inžinierskej geológie k riešeniu problémov racionálneho využívania a ochrany prostredia

Podstatný prínos sme dosiahli najmä: a) vo výskume, prieskume a sanácii geodynamických procesov; b) v regionálnom inžinierskogeologickom výskume na účely územného plánovania; c) v príprave inžinierskogeologických podkladov pre investičnú výstavbu; d) vo vypracovávaní podkladov na ochranu geologického prostredia

pred devastáciou spôsobenou hospodársko-technickými dielami a zásahmi.

Geodynamické procesy ohrozujúce diela a životy ľudí

Ako sme už uviedli, na našom území ide najmä o seizmické procesy a o gravitačné svahové pohyby hornín. V prvej skupine sa do popredia dostali – najmä v súvislosti s výstavbou jadrovoenergetických zariadení – otázky regionálnej seizmickej rajonizácie, prípravy novej ČSN 73 0036 a vykonávania seizmickej mikrorajonizácie s prihliadnutím na lokálne inžinierskogeologické pomery. V oblasti ďaleko pokročilejšieho výskumu svahových pohybov čoraz viac pozornosti sa sústreďuje na exaktné hodnotenie parametrov a faktorov, ktoré v konkrétnych situáciách rozhodujú o stabilite svahu.

Treba sa hlbšie zaoberať mnohými doteraz nedostatočne objasnenými aspektami objektívneho prognózovania a navrhovania efektívnejších protopatrení v súvislosti so seizmicitou konkrétnych stavenísk a stabilitou konkrétnych svahov. Nízku úroveň má u nás poznanie regionálnych a vývojových zákonitostí neotektonických

pohybov a mechanickej prestavby napätostno-deformačných režimov v horninových masívoch. Ďaleko sme od toho, aby prognózovanie geodynamických procesov bolo podložené bilanciami látkovo-energetických vstupov a výstupov v jednotlivých geosystémoch.

Skôr sa tuší, ako vie, aké zhubné dôsledky má toxické, radiačné a iné pôsobenie prírodného geologického prostredia a minerálnych stavebných materiálov na zdravie ľudí.

Regionálny inžinierskogeologický výskum a mapovanie

O rozvoji a súčasnom stave inžinierskogeologického mapovania v ČSFR a o jeho metodologických a vývojových trendoch vyčerpávajúcimi spôsobom pojednávajú mnohé nedávno publikované práce, medzi inými aj v osobitnom čísle Mineralia slovac venovanom problematike inžinierskogeologických máp (1, 1988).

Úspešne sa presadzuje zásada, že jednotný systém inžinierskogeologickej informácie musí byť založený najmä na systematickom a unifikovanom inžinierskogeologickom výskume, prieskume a mapovaní. To vyúsťuje napr. do vydávania dvoch základných druhov inžinierskogeologických máp oficiálnej edície SGÚ:

TAB. 2
Klasifikácia inžinierskogeologických máp
Classification of engineering geological maps

Mapy	mnohoúčelové			špeciálne		
	ig-pomerov	ig-rajonizácie	ig-valorizácie	ig-pomerov	ig-rajonizácie	ig-valorizácie
syntetické (komplexné)	POSKYTUJÚ ÚDAJE O VŠETKÝCH STRÁNKACH PROSTREDIA A SLÚŽIA NA URČITÝ ŠPECIFICKÝ ÚČEL (napr. územné plánovanie, urbanizmus a pod.)			POSKYTUJÚ ÚDAJE O VŠETKÝCH STRÁNKACH PROSTREDIA A SLÚŽIA NA URČITÝ ŠPECIFICKÝ ÚČEL (napr. výstavbu ciest, priehrad, alebo ťažbu, ochranu prostredia a pod.)		
	VŠETKY ZLOŽKY GEOLOGICKÉHO PROSTREDIA (tzn. horniny, podzemné vody, geomorfologické a geodynamické javy)					
	sú znázornené superpozíciou na jednom liste mapy	sú zhodnotené vyčlenením rovnorodých rajonizačných jednotiek (regiónov, oblastí, rajónov, okrskov)	sú zhodnotené valorizáciou (posúdením hodnoty) územných celkov z hľadiska ich mnohoúčelového využitia	sú zhodnotené z hľadiska daného účelu a znázornené superpozíciou na jednom liste	sú zhodnotené vyčlenením rajonizačných jednotiek rovnorodých z hľadiska daného účelu	sú zhodnotené valorizáciou (posúdením hodnoty) územných celkov pre určitý špeciálny účel
analytické	POSKYTUJÚ ÚDAJE O VYBRANÝCH CHARAKTERISTIKÁCH PROSTREDIA A SLÚŽIA NA MNOHÉ ÚČELY A POTREBY			POSKYTUJÚ ÚDAJE O JEDNOTLIVÝCH CHARAKTERISTIKÁCH PROSTREDIA A SLÚŽIA NA URČITÝ ŠPECIFICKÝ ÚČEL		
	JEDNOTLIVÉ ZLOŽKY GEOLOGICKÉHO PROSTREDIA, PRÍPADNE ICH VLASTNOSTI (napr. puklinovitost hornín, agresivita podzemnej vody, stabilita svahu a pod.)					
	sú znázornené oddelene na jednom liste mapy	sú zhodnotené vyčlenením rajónov s rovnakým charakterom danej zložky (javu)	sú zhodnotené valorizáciou (posúdením hodnoty) územných celkov z hľadiska ich mnohoúčelového využitia	sú zhodnotené z hľadiska daného účelu a oddelene znázornené na jednom liste mapy	sú zhodnotené vyčlenením rajónov s rovnakým charakterom danej zložky (javu) z hľadiska daného špecifického účelu	sú zhodnotené valorizáciou (posúdením hodnoty) územných celkov pre určitý špeciálny účel

a) Prehľadná inžinierskogeologická mapa SSR 1 : 200 000 vyšla (1989) ako súborný atlas 12 mapových listov s vysvetlivkami. Je adresovaná najmä územným plánovačom, projektantom a iným špecialistom – negeológom, pričom do popredia sa v nej dostávajú zásady a hľadiská racionálneho využívania geologického prostredia i jeho ochraňu.

b) Využívajúc rovnakú, ale podrobnejšiu metodiku, vydávajú sa základné inžinierskogeologické mapy 1 : 25 000 (resp. 1 : 10 000). Paralelné listy máp inžinierskogeologických pomerov a rajonizácie sa však zhotovujú len pre oblasti sústredenej investičnej výstavby.

Veľmi dôležitú úlohu v unifikácii inžinierskogeologického mapovania u nás zohrávajú smernice ČGÚ a SGÚ novelizované na základe získaných mnohoročných skúseností. Sú v súlade s medzinárodnými odporúčaniami IAEG a UNESCO (1976).

Zjednocujúcim podkladom pre výskum a mapovanie na celom území štátu je novospracovaná Regionálna inžinierska geológia ČSSR (Matula a Pašek, 1986).

Druhým významným trendom v inžinierskogeologickom regionálnom výskume je úsilie o zvýšenie exaktnosti v opise, klasifikácii i vo vyhodnocovaní rôznych javov a procesov geologického prostredia. Tomu napomáha príprava Slovníka inžinierskej geológie, obsahujúceho dôležité termíny a ich upresnené definície. Vydá ho Slovenská geologická spoločnosť pri SAV. V súčasnosti vychádza nová norma (ČSN 72 1001), ktorou sa zjednocuje a spresňuje spôsob inžinierskogeologickej klasifikácie a opisu hornín. Tento jednotný klasifikačný systém sa zavádza tiež v príslušných častiach ďalších noriem (napr. ČSN 73 1001, 73 1002).

Dobré skúsenosti a výsledky sme získali so zavedením exaktnejších multikritériálnych metód hodnotenia (valorizácie) územných jednotiek v inžinierskogeologických rajonizačných mapách. Umožňuje to optimalizačné a prognostické operácie. Takéto postupy sa naplno zhodnotia, len čo bude možné masovejšie využívať počítačovo-grafické systémy.

Výrazne sa začína uplatňovať trend uprednostňovať špeciálne inžinierskogeologické mapy pred mnohoúčelovými (tab. 2). Nesporné výhody i prednosti mnohoúčelových komplexných máp aj naďalej platia najmä pre oficiálne edície základných a prehľadných máp, čoraz viac sa však uplatňujú na ich základe zostavené a z nich odvodené špeciálne (účelové) mapy na najrozličnejšie účely technickej praxe.

Syntetické špeciálne mapy znázorňujú všetky základné zložky inžinierskogeologického prostredia (horniny, podzemné vody, geomorfologické a geodynamické javy), tieto sú však klasifikované, zhodnotené, príp. rajonizované podľa účelu, pre ktorý má mapa slúžiť (napr. na výstavbu ciest alebo priehrad, na ťažbu, ochranu prostredia a pod.). Analytické špeciálne mapy poskytujú údaje len o vybraných zložkách, aspektoch a charakteristikách prostredia, ktoré sa na osobitných mapových listoch analyzujú, hodnotia, alebo tiež rajonizujú z hľadiska

daného účelu. Môžu to byť napr. mapy (a rezy) puklinovitosti a priepustnosti hornín v podloží priehrad, mapa agresivity podzemnej vody vzhľadom na vystrojenie tunelovej rúry, mapa stability svahu z hľadiska budovania zárezov a násypov cestnej komunikácie a pod.

Okrem špeciálnych máp inžinierskogeologických pomerov a máp rajonizácie osobitný význam sa dnes pripisuje rôznym inžinierskogeologickým mapám zhodnotenia územia, najmä aplikáciou multikritériálnych valorizačných, optimalizačných a prognostických metodík (pozri nové Smernice ČGÚ a SGÚ na inžinierskogeologické mapovanie, článok 2).

Bezprostredný význam pre orgány zabezpečujúce ochranu a tvorbu životného prostredia môžu mať mapy geofaktorov životného prostredia. Predstavujú špeciálny druh inžinierskogeologických máp, zostavených na základe zhodnotenia širokého súboru podkladov o geologickom prostredí a kartograficky vyjadrujúcich závažné geologické javy, ktoré majú podstatný a limitujúci vplyv na racionálne využívanie a ochranu prostredia (tab. 1). Sú to tzv. „problémové mapy“ alebo „mapy stretu záujmov“, ktoré sa bežne používajú v územnom a urbanistickom plánovaní i projektovaní (Řezníček et al., 1980, s. 201). V tomto zmysle majú byť v mapách geologických faktorov životného prostredia vyznačené najdôležitejšie údaje, vyplývajúce z inžinierskogeologického rozboru faktorov obmedzujúcich racionálne využívanie geologického prostredia (geopotenciály a geobarriéry v zmysle tab. 1), a zdôraznené strety a disproporcie v možnostiach ochrany a tvorby životného prostredia.

Inžinierskogeologické podklady pre investičnú výstavbu

Inžinierskogeologické podklady na úspešné ovládanie interakcií konkrétnych technických diel s ich geologickým prostredím, ktoré vždy predstavovali hlavnú činnosť v našom odbore, sa intenzívne modernizujú a obsahovo obohacujú environmentálnymi a systémovo-prognostickými prístupmi. Všeobecné uznanie získava drahá zaplatená skúsenosť, že každá geotechnická vopred nezvládnutá interakcia medzi stavbou a jej inžinierskogeologickým prostredím môže spôsobovať rozsiahle poruchy technických diel, dodatočné vysoké náklady na sanačné práce a veľké ekonomické straty v dôsledku dočasného vyradenia diel z prevádzky. V takých prípadoch však spravidla nejde len o ekonomické straty, ale tiež o často ďalekosiahle poškodenie životného prostredia.

Podklady na ochranu pred devastáciou geologického prostredia hospodársko-technickými zásahmi

Štvrtou oblasťou uplatnenia inžinierskej geológie na prospech životného prostredia je jeho ochrana pred negatívnymi spätnými vplyvmi technických diel a činností, ktoré vyúsťujú do devastácie krajiny, dlhodobého zníženia geologického prostredia, i do poškodenia rastlínosti a živočíšnych ekosystémov.

Inžinierska geológia sa aktívne podieľa na rôznych sanačných a rekultivačných opatreniach. Je však jej čoraz naliehavejšou úlohou, aby spolu s inými odborními vedy i praxe uplatňovala svoje poznatky najmä pri navrhovaní profilaktických a rekultivačných opatrení už pri projektovaní takých diel, ako sú povrchové i podzemné bane, skládky hlušiny a iných priemyslových a komunálnych odpadov.

Veľmi aktuálnou otázkou všeobecného významu v súčasnosti je zdokonalenie smerníc a metodických návodov na inžinierskogeologické hodnotenie vhodných podmienok na uskladnenie zvyšujúceho sa objemu tuhého komunálneho odpadu, ako aj ich masové uplatnenie v praxi.

Vyvarovať sa treba aj poškodenia prírodného režimu a chemizmu podzemných vôd, ku ktorému môže dochádzať najmä pri ťažbe a skládkovaní úpravnickeho odpadu v odkaliskách, ťažbe ropy a zemného plynu, ale aj pri nesprávnom skládkovaní priemyslového a komunálneho odpadu. Veľké znečistenie vôd a pôd v nížinách spôsobuje poľnohospodárska výroba (hnojivá, pesticídy, živočíšna výroba). Osobitný význam nadobúda správne prognózovanie podmáčania alebo vysušenia územia, ako

aj tým vyvolaných ekologických a iných dopadov veľkých stavieb, najmä hydrotechnických.

Záver

Napredujúci civilizačný rozvoj spoločnosti zvyšuje potrebu budovať čoraz zložitejšie systavy stavebných, ťažobných a iných technických diel, ktoré sa musia uskutočňovať v stále nepriaznivejších inžinierskogeologických podmienkach. Transformácia poznatkov geologických vied, ktorú v prospech výstavby realizuje inžinierska geológia, vyžaduje čoraz náročnejšie prístupy, ktoré spoľahlivejšie než dosiaľ zabezpečujú harmonické včleňovanie technických diel do prírodno-geologického prostredia, ako aj odstránenie alebo aspoň maximálne možné zníženie nežiadúcich dopadov investičnej výstavby na životné prostredie. Preto aj stratégia budúceho rozvoja inžinierskej geológie je založená predovšetkým na správnom identifikovaní, exaktnom hodnotení a prognózovaní javov v oblasti prieniku technosféry a geologického prostredia, ako aj na realizácii racionálnych ochranných, melioratívnych i sanačných opatrení v záujme zachovania žiadúcich kvalít životného prostredia spoločnosti.

Vertikálna distribúcia neogénnych sedimentov v transkarpatskej depresii

RUDOLF RUDINEC

Nafta Gbely, Prieskumný závod, 071 01 Michalovce

(Doručené 12. 1989, revidovaná verzia doručená 14. 3. 1990)

Vertical distribution of Neogene sediments in the Transcarpathian depression

In the NW part of the Transcarpathian depression where Egerian, Eggenburgian and Karpatian sediments prevail, total thicknesses of Neogene sediments attain 8–9 km. To the contrary, only 2.5–2.7 km thick sediments of Neogene age are found in the SE part of the depression what is shown on a set of geological profiles. From the viewpoint of hydrocarbon geology, the wedging-out portions (non-structural traps) of sedimentary complexes are similarly hopeful as the intrabasinal structures.

Úvod

Transkarpatská depresia zaberá územie na pomedzí Západných a Východných Karpát (neogénna výplň) juv. časti ČSFR a juv. časti ZSSR. V ČSFR jej súčasťou je východoslovenská neogénna panva, na území ZSSR zakarpatský vnútorný priehyb (obr. 1). Neovulkanické pohoria (Slanské a Gutinské vrchy) ju u nás členia na Košickú kotlinu a Východoslovenskú nížinu, v ZSSR na čopsko-mukačevskú a solotvinskú depresiu.

Výrazné rozdiely v hrúbke neogénnej výplne dokumentuje štruktúrna mapa bázy (obr. 1) a geologických rezov (jedného pozdĺžneho a dvoch priečných). Profily poskytujú podrobnejšiu predstavu o vertikálnej distribúcii neogénnych súvrství, a tým aj o charaktere jednotlivých bazénov. Vzhľadom na dĺžku transkarpatskej depresie (220 km) a aby sme vytvorili ilustratívnejšiu predstavu o zastúpení jednotlivých neogénnych súvrství je hĺbková mierka oproti dĺžkovej podstatne zväčšená.

Z obr. 1, 2 a 3 vidno podstatný rozdiel vo výplni východoslovenského neogénu a v zakarpatskom vnútornom priehybe (rádove ide o dvoj- až trojnásobok). V predkladanej interpretácii maximálna hĺbka neogénnej výplne na východnom Slovensku je okolo 8 km, najnovšie seizmické profily však ukazujú, že môže byť ešte väčšia (až 9 km; Čverčko, ústna informácia).

Podľa paleogeografických rekonštrukcií (Rudinec, 1976–1989) neogénny bazén sa tu postupne rozvíjal od SZ na JV pozdĺž synsedimentárne zaklesávajúcich zlomov, ktorých intenzita a rozsah rástli tiež v tomto smere. Dnešnú podobu nadobudla transkarpatská depresia zväčša po kulminácii štajerských pohybov vo vrchnom bádene až sarmate. Doformovala sa čiastočne v panóne (ukončená sopečná činnosť) a v pliocéne.

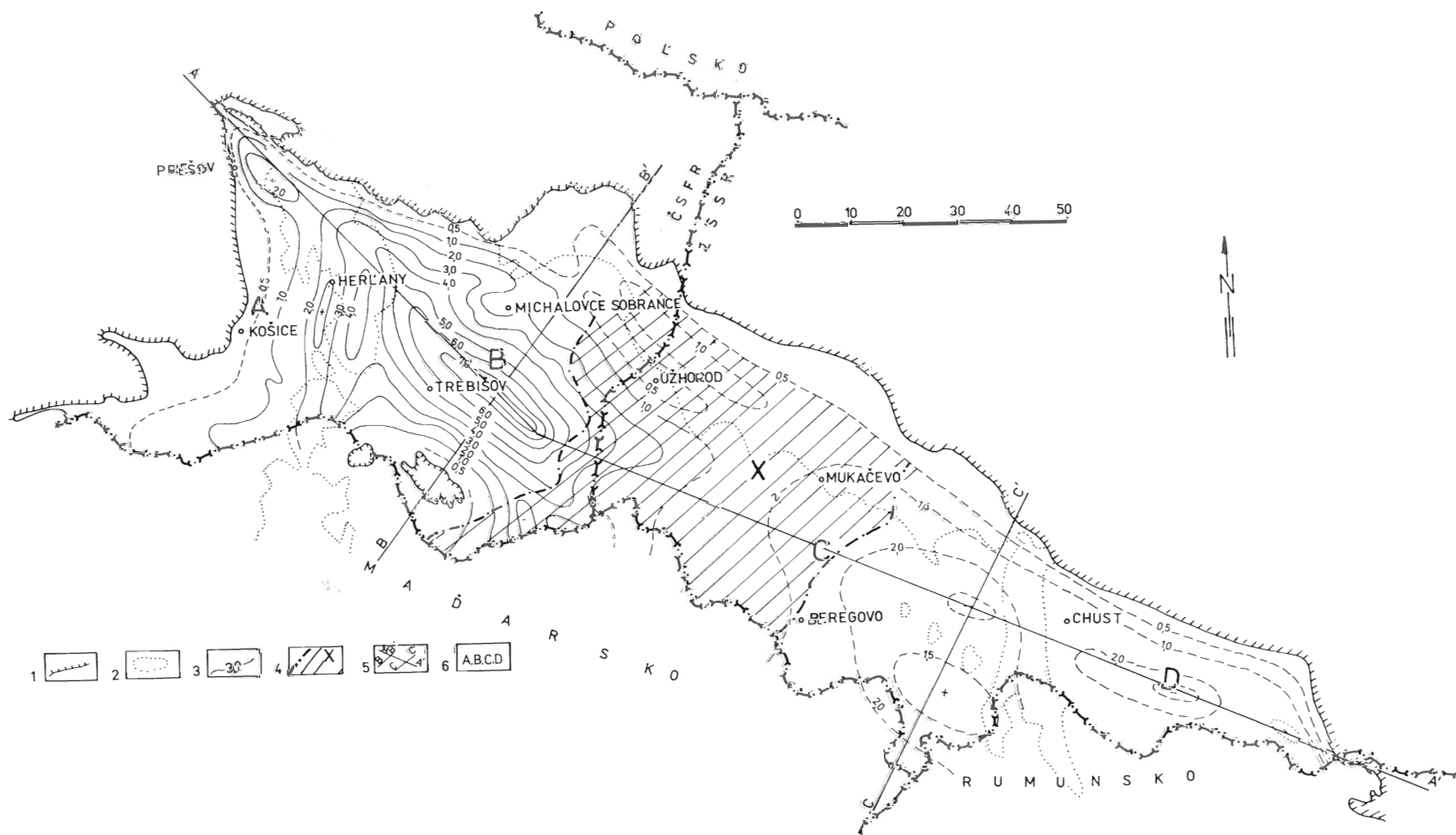
Počas horizontálneho a vertikálneho formovania jednotlivých bazénov významnú rolu hrali niektoré dnes prekryté morfoštruktúrne elevácie: drienovsko-hanušovský, seredniansky a chutský hrast (obr. 2). ďalej zem-

plínsky ostrov, humensko-užhorodský a ptrukšiansko-beregovský hrast ako súčasť serednianského hrastu, ktorý bol do stredného bádenu vynorený (obr. 3).

Vertikálna distribúcia výplne

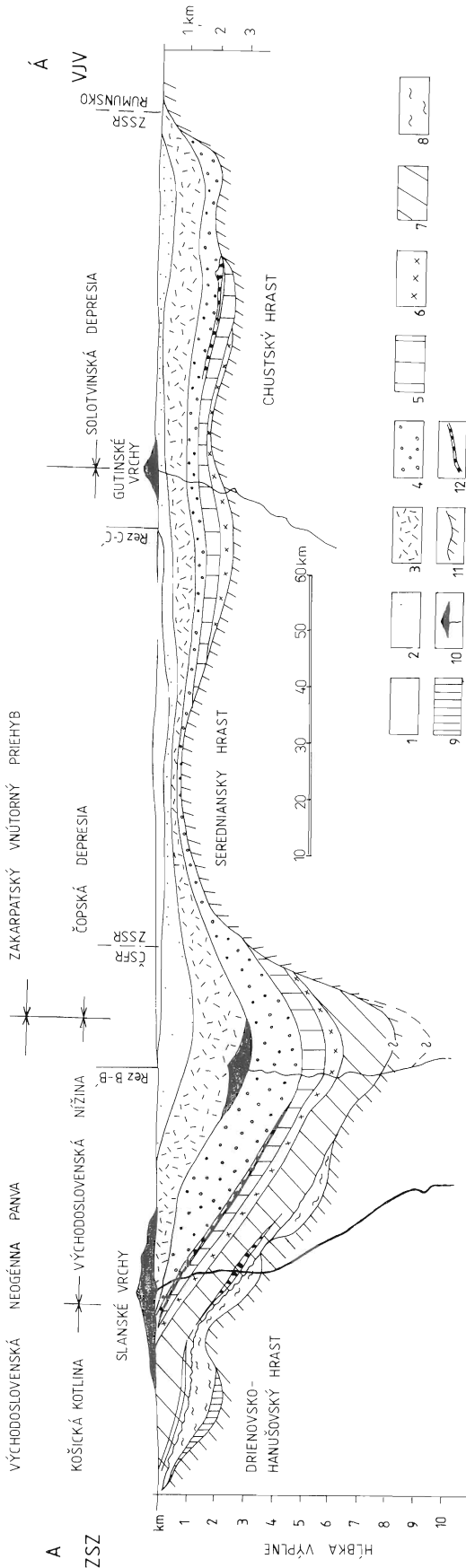
Podrobný litofaciálny vývoj jednotlivých neogénnych súvrství, ako aj zdrojové oblasti, smer transportu materiálu atď. podáva práca Rudinca (1989). V ďalšej časti stručne poukážeme iba na vertikálnu distribúciu výplne s prihliadnutím na geologické rezy (obr. 2, 3).

Najspodnejším súvrstviem v transkarpatskej depresii je eger (500 m), rozšírený iba v jej sz. časti (prešovská depresia, rez A–A'). Vyššie súvrstvie egenburgu, prešovské súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985; 1 000 m), je zastúpené v sv. časti panvy a iba v malej mocnosti (80 m), búrkalovské súvrstvie (Petraškevič in Gluško et al., 1971) sa nachádza pri sv. okraji solotvinskej depresie (rez B – B'). Po hiáte počas otnaegu zaberajú takmer celú sz. časť panvy súvrstvia karpatu – teriakovské, solnobajské a kladzianske súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985; 1 700 m) s veľmi intenzívnou subsidenciou, vyklíňujúc na severných a sv. svahoch zemplínskeho ostrova a sz. svahoch serednianskeho hrastu. Iba v reliktoch je toto súvrstvie zastúpené pri severnom okraji solotvinskej depresie – terešulský konglomerát (Petraškevič in Gluško et al., 1971). Spodnobádenské nižnohrabovské súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985) má u nás 500 m, v solotvinskej depresii až 700 m. Novosielecké (tiež spodnobádenské) súvrstvie (Petraškevič in Gluško et al., 1971) je rozšírené na celom území okrem serednianskeho hrastu. Stredný báden prezentuje vranovské a zbudzianske súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985). Spolu so solonosným súvrstviem s celkovou hrúbkou 750–900 m prekrýva viac seredniansky hrast, naopak na severných a sv. svahoch zemplínskeho ostrova vyklíňuje (rez B – B'). V zakarpatskom vnútornom priehybe ide o tereblianske a časť solotvinského súvrstvia (Petraškevič in Gluško et al., 1979). Sopečnú



Obr. 1 Štruktúrna mapa predneogénneho podložja zakarpatskej depresie (Rudinec, 1989) zostavená podľa Rudinca (1978–1989) a Sviridenka (1976). 1 – okraj predneogénnych súvrství, 2 – kontúry neovulkanitov, 3 – štruktúrne línie bázy neogénu v km, 4 – sereďniansky hrast, 5 – geologické rezy, 6 – rozdelenie transkarpatskej depresie. A – Košická kotlina, B – Východoslovenská nížina, C – čopsko-mukachevská depresia, D – solotvinská depresia.

Fig. 1 Structural map of the Transcarpathian depression basement (Rudinec, 1989) compiled from data by Rudinec (1978–89) and Sviridenko (1976). 1 – limit of Pre-Neogene unit, 2 – contour of Neogene volcanite, 3 – structural line of the Neogene basement in km, 4 – Sereďne horst, 5 – geological profile, 6 – partial depression: A – Košice basin, B – East Slovakian lowland, C – Chop – Mukachevo depression, D – Solotvino depression.



Obr. 2. Schematický pozdĺžny geologický rez neogénnej výplňou transkarpatskej depresie (Rudinec, 1989). 1 – pliocén, 2 – panón a pont, 3 – sarmat, 4 – vrchný bádén, 5 – stredný bádén, 6 – spodný bádén, 7 – karpat, 8 – eger, 9 – eger, 10 – neovulkanity, 11 – predneogénne podložie vcelku, 12 – sol.

Fig. 2. Schematic longitudinal profile of the Neogene basin filling in the Transcarpathian Depression (Rudinec, 1989). 1 – Pliocene, 2 – Pannonian to Pontian, 3 – Sarmatian, 4 – Upper Badenian, 5 – Middle Badenian, 6 – Lower Badenian, 7 – Karpatian, 8 – Egerian, 9 – Egerian, 10 – volcanite of neogene age, 11 – Pre-Neogene basement, 12 – salt.

činnosť v celom tomto období reprezentuje hlavne kyslý vulkanizmus.

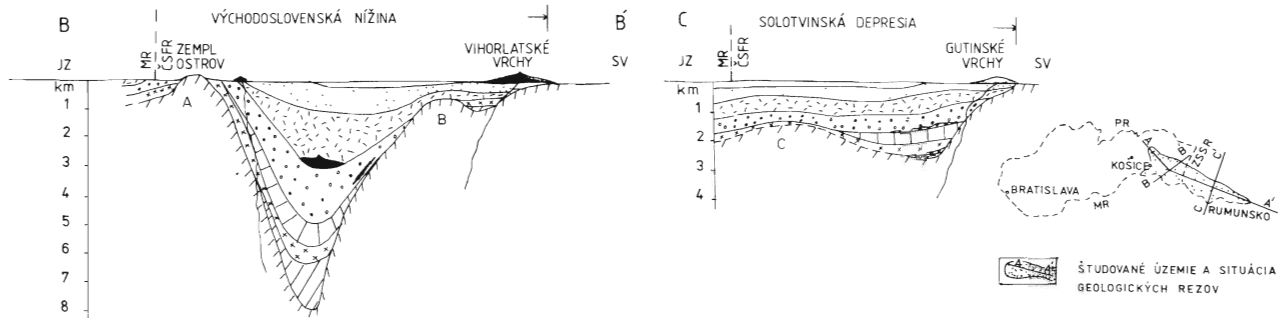
Mohutná subsidencia vo vrchnom bádene (lastomírské a kolčovské súvrstvie; 2 000 m), predovšetkým v sz. časti transkarpatskej depresie, spôsobuje, že postupne je zaplavená aj väčšia časť sereďnianskeho hrastu, vynorená ostáva iba jeho sv. časť (humensko-užhorodský hrast, rez B – B'). Pomerne výrazne je zastúpené toto súvrstvie aj v solotvinskej depresii (900 m), kde ho predstavuje teresvianske, baschevské a časť dobratovského súvrstvia (Petraškevič in Gluško et al., 1971). Podobne aj sarmatské stretavské a ptrukšianske súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985) v sz. časti dosahuje až 2 000 m hrúbku v jv. časti, kde zaberá časť dobratovského, lukavského a almašského súvrstvia (Petraškevič in Gluško et al., 1971) má až 1 200 m hrúbku. Sarmatská transgresia zaplavuje postupne celý sereďnianský hrast. Na toto obdobie sa viaže hlavne intermediárny vulkanizmus – andezity (Slanské vrchy, Vihorlatsko-gutinské vrchy, pochované zemplínsko-beregovské pohorie atď.). V sarmate, tak isto aj v panóne a ponte sa sedimentačný priestor posúva viac na JV, s maximálnou subsidenciou v jv. časti Východoslovenskej nížiny (1 000 m) – sečovské a senianske súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985). V solotvinskej depresii majú sedimenty 500 m hrúbku – izovské, košelevské, gutinské a bužovské súvrstvie (Petraškevič in Gluško et al., 1971). Zánik neogénneho bazénu predstavuje sedimenty pliocénneho vysladzujúceho sa jazera v tzv. čop-skvej depresii s maximálnou hrúbkou 500 m – čopské súvrstvie (Petraškevič in Gluško et al., 1971), na našom území sú to iba relikty (200 m) – čečehovské súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985).

Poznámky k výskytu uhľovodíkov vo vzťahu k vertikálnej distribúcii uhľovodíkov

Uhľovodíky, hlavne plynné, s hospodárskym významom sa v sz. časti transkarpatskej depresie (východoslovenský neogén) zistili v súvrstviach vrchného bádenu, spodného sarmatu (Rudinec, 1976) a tiež vyššieho sarmatu (Čverčko et al., 1984), v zakarpatskom vnútornom priehybe v strednom bádene a spodnom sarmate (Gluško et al., 1971) a tiež panóne (Magyar, ústna informácia). Väčšie prejavy plynu boli pozorované tiež v strednom a spodnom bádene (málokapacitné ložiská, Rudinec, 1976; Magyar, 1988).

Z predložených profilov možno dedukovať, že pre ropnú prospekciu môžu byť okrem vnútropanvových štruktúr nádejné (deformácie viazané na zlomy) aj okrajové – vyклиňujúce časti takmer všetkých súvrstvií od egeru až po sarmat, event. to môže byť panón (plynové ložisko pri Vinogradove).

Najvhodnejším objektom v tomto smere sa ukazuje byť sereďnianský hrast, ktorého svahy sú pomerne mierne (podvihorlatská a beregovsko-mukačevská oblasť). Táto situácia je priaznivá pre existenciu neštruktúrnych typov pascí, na našej strane od vrchného bádenu po sar-



Obr. 3. Priečne schematicke geologické rezy Východoslovenskou nížinou a solotvinskou depresiou (Rudíneck, 1989). A – zemplínsky ostrov, B – humensko-užhorodský hrast, C – ptrukšiansko-beregovský hrast. Vysvetlivky ako pri obr. 2.

Fig. 3. Transversal schematic geological profiles of the East Slovakian lowland and Solotvino depression (Rudíneck, 1989). A – Zemplín Inselberg, B – Humenné – Uzhgorod horst, C – Ptrukša – Beregovo horst. Explanations as in Fig. 2.

mat, snáď aj panón (Čierna n. Tisou), v zakarpatskom vnútornom priehybe od spodného bádenu po panón.

Geochemické štúdie organickej hmoty vo východoslovenskom neogéne (Francú, 1986; Francú et al., 1986) ukázali, že hlavná fáza tvorby uhľovodíkov v jeho centrálnej a južnej časti je v hĺbke 2–3,5 km, kde sa dajú očakávať aj najväčšie akumulácie. Tieto štúdie tiež ukázali, že na vrte Prešov-1, ktorý sa nachádza v sz. časti skúmaného územia, neogénne (hĺbka 2 390 m), ale ani paleogénne sedimenty (2 810 m) neprešli ešte hlavnou fázou tvorby uhľovodíkov. Z toho vychádza, že približne od spojnice Sečovce – Michalovce na sever sa hĺbková hranica generovania uhľovodíkov, a tým aj ich uchovanie, posúva hlbšie (3–5? km).

Pri modelových predstavách o premene organickej hmoty na uhľovodíky pri meniacich sa termobarických podmienkach v priestore a čase pri vertikálnom zaklesávaní neogénnych sedimentov spolu s podlozím (paleogén, mezozoikum aj paleozoikum) môžeme uvažovať, že tu prebehlo viacero cyklov, resp. etáp „hlavnej fázy tvorby uhľovodíkov“ (HFTU).

Toto územie bolo pôvodne súčasťou panónskeho masívu (sv. výbežok). Paleogénne sedimenty, ktoré sa uložili na jeho sv. okraji, rozhodne neboli pred formovaním neogénneho bazénu vystavené kritickým teplotno-tlakovým podmienkam. Niektoré mezozoické súvrstvia, príslušajúce k viacerým tektonickým jednotkám, rovnako aj paleozoické súvrstvia, ktoré boli obnažené už pred neogénom, event. pred paleogénom a dodávali materiál do centrálnej časti bazénu, keď sa ako hrasty vynorili (zemplínsky ostrov, humensko-užhorodský hrast?), mohli byť čiastočne vystavené týmto podmienkam.

Aj keď proces tvorby uhľovodíkov je viac-menej nepretržitý a plynulý, vzhľadom na celkovú hrúbku neogénnej sedimentárnej výplne uvažujeme tu o troch významnejších etapách tvorby uhľovodíkov.

V bazéne, ktorý sa stále prehľboval, sa časť neogénnych, ale aj podložných súvrství dostala v určitom období (prvá etapa) do vhodných teplotno-tlakových podmienok tvorby uhľovodíkov. Takýmto obdobím pre naj-

spodnejšie neogénne sedimenty (egenburg, karpat), ale aj pre paleogén a mezozoikum mohlo byť obdobie spodného bádenu. Druhou etapou pri stálom zaklesávaní bazénu mohlo byť obdobie vrchného bádenu, keď súvrstvia časti karpatu a hlavne spodného a stredného bádenu prekonávali hlavnú fázu tvorby uhľovodíkov. Poslednou, treťou etapou, je súčasný stav, kde hlavná fáza tvorby uhľovodíkov zahŕňa predovšetkým vrchný bádenu a sarmat.

Prirodzene stále hlbšie sa ponárajúce spodnejšie súvrstvia, pokiaľ „nevyprodukovali“ všetky uhľovodíky (voľné aj viazané) už predtým, mohli ešte „doprodukovať“ uhľovodíky, ktoré sa v nich mohli uchovať, pokiaľ nedošlo k otvoreniu pasív v dôsledku mladších deštruktívnych pochodov (tektonika, vulkanizmus).

V spodnejších súvrstviach neogénu, ale aj v jeho podloží predpokladáme tiež ložiská predovšetkým plyných uhľovodíkov s vyšším podielom hlavne CH_4 , event. CO_2 a N_2 . Vo východoslovenskom neogéne sú známe výskyty ropy aj vo väčších hĺbkach (vrt Lastomír-1 v hĺbke 2 800 m – 154 °C, vrt Albinov-4 v hĺbke 3 100 m – 168 °C; Rudíneck, 1989) v podmienkach, ktoré nie úplne koincidujú s modelmi organického pôvodu uhľovodíkov a HFTU.

V každom prípade pri zaklesávaní neogénnych sedimentov mohlo tiež dochádzať k obojstrannej bočnej migrácii, hlavne z neogénnych sedimentov, predovšetkým do navetralých a rozpukaných častí predneogénnych morfológických elevácií. Nemožno však vylúčiť čiastočnú migráciu z predneogénnych súvrství do neogénu. Preto aj pomerne hlboko zaklesnuté štruktúry (4–6 km) východoslovenskej neogénnej panve, zvlášť jej sz. časti, nemusia byť bez perspektív.

Literatúra

- Čverčko, J. et al. 1984: Výročná geologická správa závodu za r. 1983. Manuskript – archív MND Michalovce.
 Francú, J. 1986: Katagénza organických látok a ťvých minerálov a hlavné zóny tvorby uhľovodíkov vo východoslovenskej neogénnej

- panve. [Kand. dizertačná práca.] Manuskript – Geol. ústav SAV Bratislava.
- Francú, J., Rudinec, R. a Šimánek, V. 1989: Hydrocarbon generation zone in the East Slovakian neogene basin, Model and geochemical evidence *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 40, 155–384.
- Gluško, V. V., Kruglov, S. S. et al. 1971 Geologičeskoe strojenie i gorjučie iskopaemy Ukrajinских Karpat. *Moskva, Nedra*, 388 s.
- Magyar, J. 1988: Geologicko-ropoplynosná analýza súvrství neogénu východoslovenskej nížiny – nízkokapacitné ložiská. [Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript – archív MND Michalovce.
- Rudinec, R. 1976: Ložiská uhľovodíkov vo východoslovenskom neogéne. *Mineralia slov.*, 6, 289–318.
- Rudinec, R. 1989: Nový pohľad na paleogeografický vývoj transkarpatskej depresie v neogéne. *Mineralia slov.*, 21, 27–42.
- Sviridenko, N. G. 1976 Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej prehlbeniny *Mineralia slov.*, 8, 395–406.
- Vass, D. a Čverčko, J. 1985 Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny *Geol. Práce, Spr.*, 82

Vertical distribution of Neogene sediments in the Transcarpathian depression

Significant differences in the thicknesses of Neogene sediments do occur within the Transcarpathian depression (NW part of it in Czechoslovakia called East Slovakian Basin and the SE part in the USSR named the Transcarpathian Internal Trough) and are demonstrated in structural map (Fig. 1) and geological profiles (Figs. 2, 3). Assuming the length of the Transcarpathian depression (220 km), the vertical scale in profiles has been significantly exaggerated.

Paleogeographic reconstructions (Rudinec, 1989) point to gradual development of the basin from NW toward SE along synsedimentary normal faults and the present state has been achieved after culminating Styrian movements in Badenian to Sarmatian time with slight subsequent deformations in the Pannonian (terminating volcanism) and Pliocene.

Several morphostructural elevations, which are today buried, acted in the time when single partial basins originated. The most significant transversal elevations are the Drienov – Hanušovce horst (fig. 2, profile 1) but namely the Seredne horst (Rudinec, 1989). This was a dry area located between Sobrance – Kráľovský Chlmec–Beregovo–Mukachevo. Longitudinal elevations are represented by the Zemplín Inselberg, the Humenné–Uzhgorod and the Ptrukša–Beregovo horsts representing partial units of the Seredne horst. The Khust horst is roughly in the centre of the Transcarpathian Internal Trough.

Between the NW and SE portions of the Transcarpathian depression there are considerable differences in thicknesses of Neogene complexes within the basin filling. So long as 8–9 km total thickness is representing the NW part and Egerian, Eggenburgian and Karpatian sequences prevail there, the SE part is either devoid (Egerian) of, or containing only in remnants, the older Neogene stages (Eggenburgian and Karpatian) and the total thicknesses attain there 2.5–2.7 km. Other complexes from the Badenian till Pontian are overall known although in various thickness.

The Seredne horst became gradually flooded from the Karpa-

tian to the Upper Sarmatian. During Pliocene time the sedimentation centre shifted into the recent central area of the Transcarpathian depression.

In respect of the hydrocarbon forecasts, the shown geological profiles allow to deduce that beside the intrabasinal traps (deformations along the faults) forecasts could be located even in marginal portions where sedimentary complexes are wedging out from the Egerian to the Pannonian age.

Examinations of the organic matter from the East Slovakian Neogene (Francu, 1986, Francu et al. 1989) disclosed that the main stage of hydrocarbon generation occurs in 2–3.5 km depths in the central and southern portions of the basin. In the NW part (Prešov-1 drilling) neither Neogene sediments (2,390 m thick) nor the Paleogene ones (2,810 m) did not arrive to such depth yet. Accordingly, the optimal depth of hydrocarbon generation shifts to deeper levels (3–5 km?) roughly from the line Sečovce–Michalovce to the NW.

Model assumptions on changes of organic matter into natural hydrocarbons are counting with several stages under the gradually changing p-t conditions when the Neogene sediments underwent burial together with their basement. Three main phases are here presumed: first in Lower Badenian for units of Egerian, Eggenburgian and Karpatian (part) age, the second one in Upper Badenian for Karpatian (part), Lower and Middle Badenian sediments and the third phase representing the present state including Upper Badenian and Sarmatian sediments.

The steadily burying lower sedimentary units could have produced subsequently all kinds of natural hydrocarbons (free and bounded) as well as preserve them in the lower and deeper Neogene units or in the basement till the traps become open (volcanism or tectonics). Gaseous hydrocarbons would prevail there with main constituents as CH₄ or N₂ and CO₂. In the course of gradual burial also lateral migrations were possible namely from Neogene sediments into the jointed Pre-Neogene units of morphological elevations.

Paleontologický seminár s exkurziou

V rámci paleontologickej odbornej skupiny SGS sa v dňoch 4–7. 6. 1990 formou exkurzie uskutočnil paleontologický seminár. Hlavnými usporiadateľmi boli pracovníčky biostratigrafického oddelenia GÚDŠ v Bratislave (Planderová a Zlinská). Seminár bol tematicky zameraný na biostratigrafické problémy neogénu vnútorných kotlín, viedenskej, juhoslovenskej a podunajskej panvy.

V oblasti viedenskej panvy odzneli prednášky na lokalitách Sandberg a v tehelni Devínska Nová Ves. Litologicky ide o pieskovec s bohatou faunou mäkkýšov vrchnobádenského veku, ktoré ležia v pozícii na jurských a kriedových vápencoch. Okrem fauny mäkkýšov, napr. *Pecten* (0.) *aduncus* Eichwald a *Palliolum* (P.) *bittneri* (Toula), sa z týchto vrstiev získali typické asociácie foraminifer s *Uvigerina venusta liesingensis* Toula, riasy (*Lithophyllum*, *Lithothamnium*), ostrakódy (*Aurila*, *Loxochona*, *Falunia*, *Senesia*), vertebrata a makroflóra.

Z lokalít Bánovskej kotliny navštívili účastníci exkurzie Krásnu Ves a Dežerice, kde na povrch vystupujú vrstvy karpátu a egenburgu.

Egenburské sedimenty v Krásnej Vsi litologicky predstavujú konglomeráty s chudobnou faunou mäkkýšov. V pelitickej fácií sa našla bohatá foraminiferová mikrofauna a nanoplanktón, ktoré presvedčivo preukázali karpatský vek nadložných aleuritov.

V Dežericiach možno sledovať už len vrchnú časť spomínaného vrstvomého sledu, t. j. karpatské aleurity, ktoré obsahujú planktonické a bentonické foraminifery s indexovým druhom zóny N 7–8 *Uvigerina graciliformis* Papp et Turn. a bohatú mikroflóru a mikroplanktón silikoflagelát.

V Turčianskej kotline sme navštívili tehelňu v Martine a oboznámili sme sa s celkovou stavbou sedimentačnej výplne tejto kotliny (egenburg, báden – pliocén). Keďže v tehelni ide o sladkovodné, príp. len mierne brakické sedimentačné prostredie, väčšia pozornosť bola venovaná mikro- a makrofloristickým výsledkom, nálezom fauny mäkkýšov a ostrakód. Jednotlivé etáže ílov s vložkami lignitu obsahovali mikroflóru, ktorá smerom do nadložia postupne doložila strednosarmatský až pliocénny vek sedimentov.

Na lokalite Polerieka sme sa oboznámili s druhovým zložením makroflóry a ostrakód sarmatských, resp. vrchnobádenských piesčitých ílov.

V oblasti Kremnických vrchov sme navštívili lokalitu pri dedinke Ihráč, kde na základe mikro-, makroflóry a diatomaceí bol doložený sarmatský vek sedimentov (? spodný sarmat).

Lokalita Močiar v oblasti Štiavnických vrchov zaujala svojím floristickým obsahom. Dobre zachované rozsievky a makroflóra z diatomitov poukazujú na limnickú sedimentáciu (druhy rodov *Acer*, *Alnus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Salix*).

Neogénne morské, brakické, terestrické a limnické sedimenty

juhoslovenskej panvy (egenburg – spodný báden) sa prezentovali na lokalitách v Lipovanoch, Čakanovciach, Malom Krtfši, Čebovciach a Horných Príbelciach.

Filakovské a bukovianske súvrstvie egenburgu (prevažne pieskovce) Lučenskej kotliny vystupujú na povrch v oblasti Lipovian a pozdĺž náučného chodníka v Čakanovciach. V Lučenskej kotline je zastúpený aj otnang, a to terestrickým šalgotarjanským súvrstvom a brakickými rzehakiovými (*Rzehakia* = *Oncophora*) vrstvami stratigrafického rozsahu až spodný karpát. Marinné sedimenty egenburgu sú doložené početnými nálezmi mäkkýšov, ako *Pecten hornensis* Dep.-Rom., *P. pseudobeudanti* Dep.-Rom., *Chlamys palmata* (Lmk.) a foraminiferových asociácií s *Uvigerina bononiensis primiformis* Papp-Turn., ktoré charakterizujú infralitorál normálnej salinity. Makroflóra je bohatá na druhy subtropickej zóny typické pre egenburg. Egenburg a otnang tejto oblasti možno navzájom korelovať s lokalitou Ipolytarnóc v Maďarsku.

Na lokalitách Malý Krtfš a Čebovce v Ipelskej kotline je vyvinuté modrokamenské súvrstvie karpátu v nadloží rzehakiových vrstiev. Okrem typických druhov mäkkýšov rodov *Nucula*, *Nuculana*, *Yoldia* a *Lentipecten* obsahuje nanoplanktón, makroflóru, ostrakódy a foraminiferové asociácie s *Uvigerina graciliformis* Papp-Turn. charakteristické pre tento stratigrafický stupeň.

Z príbelských vrstiev sme z lokality Horné Príbelce získali foraminiferové asociácie karpátu až spodného bádenu, doteraz považované za bezfosílné.

Tufitické íly v okolí Bajtavy obsahujú bohatú marinnú faunu foraminifer s typickými druhmi spodného bádenu: *Lenticulina echinata* (Orb.) a *Vaginulina legumen* (L.), doplnenú hlbokovodnou (okolo 600 m) faunou mäkkýšov (*Bivalvia*, *Scaphopoda*, *Gastropoda*), úlomkami echinodermát, hexakorálov a rybiech otolitov.

Striedanie aleuritických a piesčitých sedimentov s konglomerátmi možno pozorovať v Kováčove pri Štúrove. Spoločenstvo mäkkýšov (rody *Glycymeris*, *Turritella*, *Panopea*, *Cardium*) a foraminifer s *Almaena osnabrugensis* (Roemer) a *Cribronion hiltermanni* (Hagn) dokumentujú marinný infralitorál s brakickými vrstvami (rod *Cyrena*). Na základe štúdia nanoplanktónu možno tento eger zaradiť do zóny NP 25/NN 1 alebo do zóny planktonických foraminifer N 4.

S geologickou stavbou viedenskej panvy nás oboznámil dr. Nagy, so stavbou juhoslovenskej panvy dr. Vass a dr. Elečko. Na jednotlivých lokalitách odprednášali ich paleontologický obsah nasledovní špecialisti: mäkkýše dr. Ondrejčková a dr. Forđinál, foraminifery dr. Zlinská a dr. Šutovská, ostrakódy dr. Tuba, makroflóru doc. Sitár, mikroflóru dr. Planderová, nanoplanktón dr. Raková, rozsievky dr. Čierna, riasy doc. Schaleková, vertebrata dr. Holec.

A. Zlinská, E. Planderová

Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie)

FRANTIŠEK MARKO¹, MICHAL KOVÁČI¹, LÁSZLÓ FODOR², KATARÍNA ŠUTOVSKÁ³

¹ Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

² Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, Múzeum Krt. 4, Budapest

³ Katedra základnej geológie a paleontológie PFUK, Mlynská dolina 6, 842 14 Bratislava

(Doručené 19. 8. 1989, revidovaná verzia doručená 6. 6. 1990)

Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern part of the Little Carpathians (Buková Furrow, Hrabník Formation)

In the northern Little Carpathians and in the southern part of the Buková Furrow, three compressive and a youngest extensive stage have been discerned in Post-oligocene tectogenesis. Age relations of single stages are derived from coincidences of paleostress directions in the Buková Furrow with that of known paleostress directions in the southwestern part of the West Carpathians. During the oldest Lower Miocene stage the structures developed due to NW-SE compression. The direction of compression changed to N-S during the Karpatian-Badenian stage and to NE-SW during the Upper Miocene. Beginning from the Pannonian, the area occurred in extensional stress regime with extension orientated to NW-SE. Strongest influences were induced during the Lower Miocene stage when even Oligocene sediments became folded and Palealpine structures in the northern Little Carpathians have pronouncedly been reworked. The Buková Paleogene partly together with its Mesozoic basement has tectonically been included into the Little Carpathian structures along reverse faults of NE-SW strike within a dextral shear zone of ENE-WSW orientation. Similar structures are present also in Mesozoic rocks of the northern part of the Little Carpathians which may be the product of the same tectonic stage. During subsequent stages of tectonic development these structures underwent further complications into their recent state reflecting dynamics of the Pieniny Klippen Belt and the Peri-Klippen Zone.

Úvod

Používanie moderných metód paleonapätovej a deformačnej analýzy otvára nové možnosti pri riešení geologickej stavby zložitých území, ako aj pri zostavovaní paleogeografických a geodynamických rekonštrukcií. Prvé výsledky z jz. časti Západných Karpát priniesli práce Kováč et al., 1988 a, 1989; Nemčok et al., 1989, ktoré poukázali na rotáciu maximálneho kompresného napätia zo smeru SZ–JV do smeru SV–JZ počas neogénu.

Bukovská brázda

V areáli jz. časti Západných Karpát sa nachádza i Bukovská brázda, vyplnená paleogénnymi sedimentami. V klasickej ponímaní sa považovala za synklinálny pruh vnútrokarpatského paleogénu (Andrusov, 1965; Buday et al., 1962), ktorý leží transgresívne na mezozoických príkrovoch Malých Karpát. Už v tomto období sa poukazuje na zložitú tektonickú poruchu (Matějka in Buday et al., 1967), ktoré bolo potvrdené systematickejšim výskumom výplne Bukovskej brázdy v 80. rokoch (Köhler, 1985; Gross et al., 1986), ktorí ju definujú ako priekopovú prepadlinu, postihnutú germanotypnou zlomovou tektonikou. Tá rozbila horninové celky na rad krých so vzájomnými vertikálnymi i horizontálnymi posunmi (Gross et al., 1986). Tieto práce prinášajú množ-

stvo prekvapujúcich poznatkov o stavbe, ktoré indikujú podstatne dynamickéjšie procesy, než sme doposiaľ v súvislosti s Bukovskou brázdou predpokladali. Nápadné sú najmä sklony vrstiev bazálneho paleogénu v blízkosti zlomov (50 až 70° a viac podľa Köhlera, 1985) a ich smery paralelné so zlomami. Tiež detailné zvrásnenie vrstiev paleogénu v blízkosti porúch poukazuje na intenzívne pohyby pozdĺž zlomov obmedzujúcich depresiu (Gross et al., 1986). Výrazné popaleogénne pohyby tiež indikujú veľké bloky sedimentov bazálneho paleogénu v nadložných neogénnych sedimentoch (Köhler, 1985). Zo západu je Bukovská brázda ohraničená výrazným sv.–jz. zlomom, ktorý bol už v minulosti definovaný ako spätný prešmyk mezozoických jednotiek na paleogénnu výplň s úklonom na SZ (Chmelík in Buday et al., 1967). Matějka (in Buday et al., 1967) uvádza spätné prešmyky mezozoických jednotiek smerom na JV pri sz. okraji Bukovskej brázdy v štajerskej fáze. Interpretácia tejto poruchy ako prešmyku umožňuje vysvetliť faciálne rozdiely medzi východným a západným pruhom sedimentov bazálneho paleogénu, ktoré depresiu lemujú. V prípade spätného prešmyku sa blízke susedstvo týchto odlišných facií dá vysvetliť skrátením priestoru, teda tektonickým zblížením. Napriek týmto argumentom sa Gross et al. (1986) prikláňajú k názoru o poklesovom charaktere tohto zlomu so strmým úklonom na JV, čo je v súlade s ich koncepciou priekopovej prepadliny. V každom prí-

pade uvažujú o strmom úklone porúch, ktorých vergenciu nemohli vierohodne posúdiť pre nedostatok údajov.

Z výsledkov faciálneho štúdia paleogénnej výplne Bukovskej brázdvy vyplýva, že v súčasnosti predstavuje len tektonické a denudačné torzo pôvodných sedimentačných priestorov.

Bazálny vývoj zlepcov, pieskocov, detritických a rifových vápencov (paleocén – spodný eocén) obsahuje faunu, ktorá sa líši od paleogénnej fauny v oblasti centrálnych Západných Karpát aj flyšových príkrovov a ktorú môžeme porovnávať s faunou južnejších oblastí, napr. waschberskou zónou (Köhler, 1985). Gross et al. (1986) preto dokonca pripúšťajú možnosť vysunutia bloku Malých Karpát z alpskej oblasti do dnešnej pozície, keďže paleogénne sedimenty považujú za ich autochtónny pokryv. (Autochtónnosť sedimentov paleogénu dokladajú výskytmi ich denudačných zvyškov a neptunických dajok v mezozoických príkrovoch Malých Karpát i za tektonickým ohraničením Bukovskej brázdvy.)

Štúdiom drobných štruktúr sme získali ďalšie poznatky, ktoré stavajú problematiku stavby Bukovskej brázdvy do nového svetla.

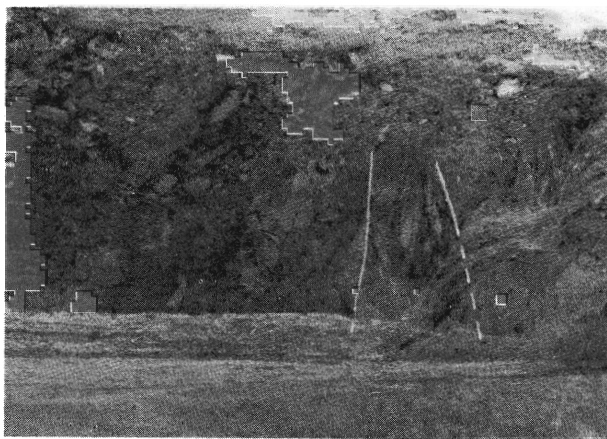
Metodika

Vychádzali sme z drobnoštruktúrnej analýzy centimetrových až dekametrových, teda mezoskopických tektonických štruktúr, ktoré sme na odkryvoch pozorovali. Cieľom analýzy bolo určiť orientáciu napätového tenzora, počas ktorého tieto štruktúry vznikli. Pri analýze boli využité informácie o napätovom stave kôry, ktorého odrazom sú najmä disjunktívne štruktúry nižších rádo, na odkryvoch bežne rozšírené. Ide predovšetkým o tektonické zrkadlá s ryhovaním, pukliny, trhliny. Vychádzame z predpokladu, že tieto štruktúry boli generované pri regionálnom napätovom poli, a z princípu, podľa ktorého majú presne definovaný priestorový a kinematický vzťah k hlavným napätiam (Anderson, 1951). Z toho vyplýva, že okrem registrácie geometrických parametrov porúch je veľmi dôležité určiť aj ich kinematický typ, t. j. zmysel pohybu na tektonických zrkadlách. Napriek množstvu prác venujúcich sa tejto problematike (Dzulinski a Kotlarczyk, 1965; Hancock, 1985; Means, 1987; Petit, 1987; Rascvetajev, 1987, . . .) je to náročná úloha, ktorá si vyžaduje značné terénne skúsenosti. Od správneho rozlíšenia kinematického typu porúch závisí tiež správnosť určenia osí hlavných napätí. Tie sme pre jednotlivé odkryvy určili buď deskriptívnymi metódami (Guščenko, 1973; Gzovskij, 1954; Price, 1981), alebo boli namerané údaje spracované grafickou metódou Angeliera a Mechlera (1977). Po určení kvalitatívnych parametrov polí napätí (najmä smeru σ_1) analýzou drobných štruktúr bolo možné odvodiť kinematický režim a funkciu veľkých porúch danej oblasti. Sukcesia jednotlivých etáp (obr. 10, 13, 14) vyplynula jednak z vektu deformovaných hornín, jednak z koincidencie smerov nami zistených hlavných napätí so smermi regionálnych

napätí v neogéne, ktoré už boli pre jz. časť Západných Karpát dešifrované.

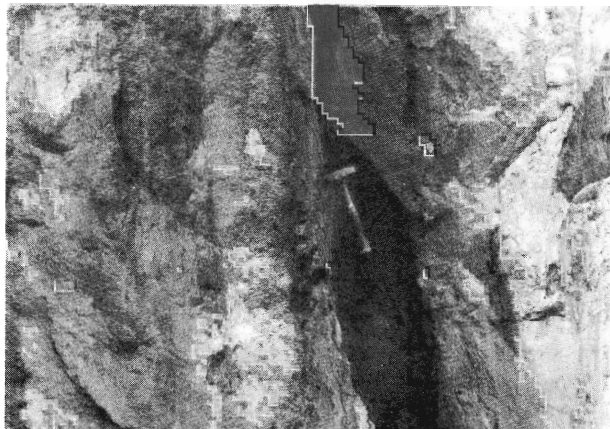
Lokalita Hrabník

Ťažobná jama Hrabník leží asi 500 m jz. od obce Sološnica. Pozdĺž zlomovej poruchy smeru VSV–ZJZ ($60\text{--}240^\circ$), ktorú sme nazvali dúbravská porucha (obr. 10) je tu odkrytý tektonický styk zvrásneného oligocénneho flyša Bukovskej brázdvy a panónskych sedimentov viedenskej panvy. Výplň poruchy tvorí subvertikálna, priemerne 1,5 m hrubá poloha čierneho tektonického ílu, z oboch strán ohraničená diskretnými zlomovými plochami (obr. 1). Íl je silne tektonizovaný, vyšmýkaný, s množstvom lesklých plôch (zrkadiel). Obteká šošovky rozložených pieskocov bielej farby, čo vytvára dojem dobre prepracovanej tektonickej brekcie (obr. 3). Väčšie úlomky a šošovky pieskocov majú dlhé osi zhruba paralelné so smerom poruchy. Veľkosť úlomkov sa pohybuje od cm do 1 m. Na dynamiku poruchy okrem mo-



Obr. 1 Priečny rez dúbravskou poruchou.

Fig. 1 Transversal section of the Dúbrava dislocation.



Obr. 2. Strmo sa ukláňajúce vrstvy panónskych sedimentov v blízkosti dúbravskej poruchy.

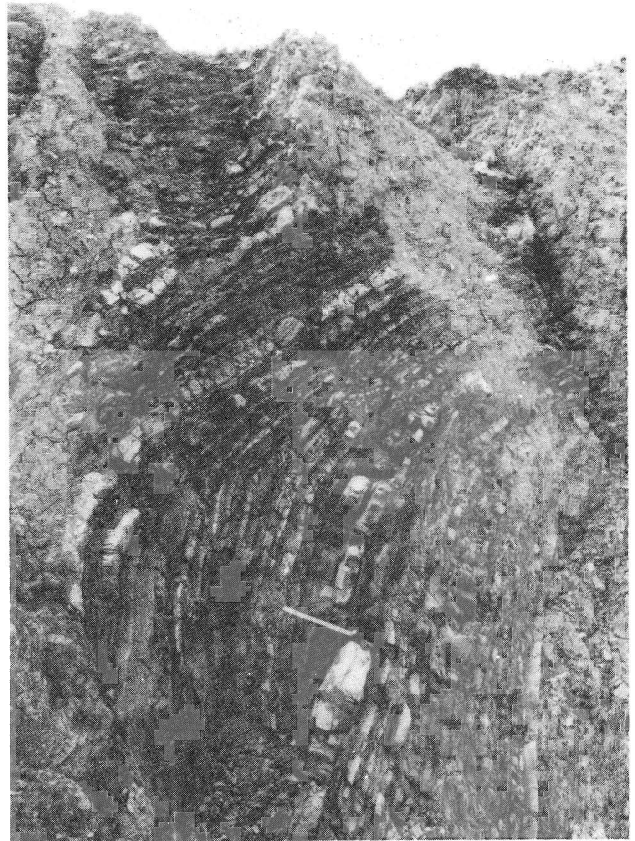
Fig. 2. Pannonian strata steeply dipping near the Dúbrava dislocation.



Obr. 3. Detail výplne hrabníckej poruchy, čierny íl obteká rozložené úlomky pieskocov

Fig. 3. Detail of the filling of the Hrabník dislocation. Black clay “flowing” around sandstone fragments.

hnutosti výplne poukazuje aj porušenie sedimentárnych súborov po jej oboch stranách. Severne od poruchy sú panónske sedimenty – íly, piesky a štrky, ktorých vrstvy v blízkosti poruchy sú takmer vertikálne a smerovo s poruchou paralelné (obr. 2). Na rozhraní ílov a pieskov sú stopy po subhorizontálnych posunoch. So vzdáľovaním sa od poruchy sa úklon panónskych vrstiev zmiernuje na 35–40° s úklonom na SZ do vienedskej panvy (obr. 8). Zároveň sa vrstvy stáčajú do smeru SZ–JV, ktorému zodpovedá 3 % maximum v treťom kvadrante stereogramu pólov vrstiev (obr. 5). Toto vejárovité stáčanie panónskych vrstiev interpretujeme ako dôsledok ľavostranného horizontálneho posunu na dúbavskej poruche. Ostatné maximá v diagrame č. 3 tvoria póly vrstiev flyšového súvrstvia z jv. okraja poruchy. Jeho vrstvy sú tiež v blízkosti poruchy vztýčené, subparalelné s poruchou. Súvrstvie je intenzívne zvrásnené, čo nemá v Bukovskej brázde obdobu. Bolo petrograficky, stratigraficky aj tektonicky definované a nazvané hrabnícke súvrstvie (Kováč et al., 1988b). V nadloží zvrásneného flyšového súvrstvia s výraznou uhlovou diskordanciou nasadajú íly a piesky obsahujúce zmiešané spodnomio-



Obr. 4. Hrabnícke súvrstvie – striedanie pieskovcových lavíc a ílovcov

Fig. 4. The Hrabník Formation represented by alternating sandstone banks and claystone levels.

cénne spoločenstvo foraminifer (karpat, Gašparíková, 1988; tab. 1). Flyšové súvrstvie má charakteristické znaky turbiditových sedimentov. Tvoria ho striedajúce sa vrstvy pieskocov a ílovcov (obr. 4), pričom sú pozorovateľné všetky intervaly Boumovej sekvencie, časté sú mechanoglyfy na spodnej vrstevnej ploche pieskocov (obr. 6). Ílovce prevládajú nad pieskocami.

Ílovce usadené z turbiditného prúdu obsahujú bohaté diverzifikované spoločenstvo vápničného nanoplanktónu, typické pre hranicu stredný/vrchný eocén, prislúchajúce biochrónu NP 16–17, indikujúce hlbšiu časť okrajového mora s normálnou salinitou a pomerne teplou klímou. Okrem toho sa tu vyskytujú redepozície kriedových a paleogénnych druhov (NP 9, tanet; tab. 2). V tanetocenózach foraminifer prevládajú planktonické druhy vrchnej časti stredného eocénu. Bentózne foraminifery vyskytujúce sa v niektorých vzorkách indikujú ako hlbokovodné, tak plytšie vodné prostredie. Predpokladáme, že fauna foraminifer je redeponovaná (tab. 3). V hemipelagickej medzivrstve Boumovej sekvencie sa okrem redepozícií sporadicky vyskytuje chudobné spoločenstvo vápničného nanoplanktónu biochrónu NP 22 až NP

TAB. 1

Biostratigraficky významné foraminifery (Gašparíková, 1988, podľa Cícha et al., 1982)

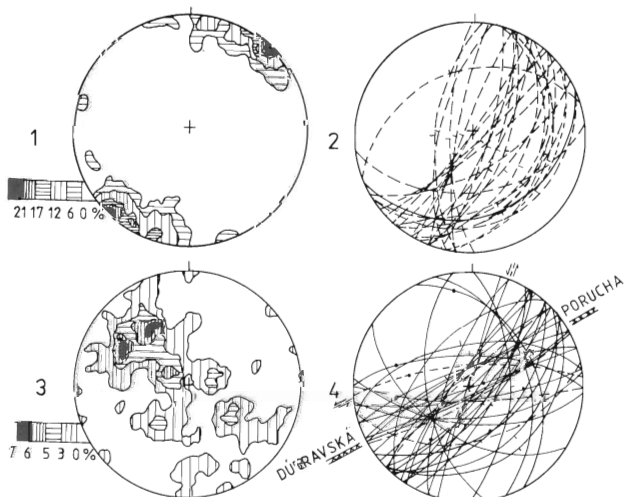
Foraminifers important for biostratigraphy (Gašparíková, 1988 according to Cícha et al., 1982)

	EGER	EGEN- BURG	OT- NANG	KAR- PAT	MORAV
Uvigerina cf. bononiensis Fornasini					
U. farinosa Hantken					
U. ex gr. graciliformis Papp et Turn.					
U. parviformis Papp					redep.
U. posthantkeni Papp					redep.
Globigerina cf. brevispira Subb.					redep.
G. dubia Egger					redep.
G. aff. balli lentiana Rogl					
G. ex gr. bulloides Orb.					
Globigerinoides trilobus trilobus Rss					

23 (výsledky Šútovskej sú v zhode s výsledkami Nagymarosya, 1989), poukazujúce na šíromorské prostredie, v ktorom pôsobili stresové podmienky pre rozvoj nanoplanktónu. V súlade s tým je aj častá neprítomnosť foraminifer vo vzorkách. Podobné ochudobnené spoločenstvá nanoplanktónu sú opísané z oligocénu vonkajšieho flyša na Morave, v Poľsku, Rumunsku, ako aj v bavorskej molase (Stránik et al., in Bubík, 1987). Predpokladáme, že ochudobnené spoločenstvá z oblasti Hrabníka by mohli predstavovať časový ekvivalent týchto tanatocenóz, a považujeme ich za autochtónne. Hrabnícke súvrstvie zaraďujeme do oligocénu, kišcelu (NP 22).

Deformácia hrabníckeho súvrstvia

Hrabnícke súvrstvie je porušené disjunktívnymi, ale aj vrásovými deformáciami. Zlomy sú buď o niečo mladšie ako vrásová deformácia, alebo sú syngenetické. Dokazovala by to skutočnosť, že osi drobných vlečných vrások pri zlomoch sú paralelné s ostatnými vrásami. Zlomy



Obr. 5. Stereogramy štruktúrnych prvkov na lokalite Hrabník. 1 - vrásové osi, 2 - osové roviny vrás, 3 - póly vrstiev, 4 - stopy porúch a smery ryhovaní.

Fig. 5. Stereograms of structural elements in Hrabník locality. 1 - fold axes, 2 - fold axial planes, 3 - bedding poles, 4 - dislocation traces and strane orientation.



Obr. 6. Mechanoglyfy na spodnej vrstvejnej ploche pieskovec v hrabníckom súvrství.

Fig. 6. Mechanical glyphs on lower bedding surface in sandstone of the Hrabník Formation.



Obr. 7. Zvrásnené hrabníckeho súvrstvia.

Fig. 7. The folded Hrabník Formation.

majú generálne smer SV-JZ s úklonmi na JZ aj SV (obr. 5). Pozor, niektorých sú panónske piesky zakles-

TAB 2
Nanoplanktón hrabníckeho súvrstvia (Šútovská a Nagymarosy, 1989, podľa Perch-Nielsenovej, 1986)
Nannoplankton of the Hrabník Formation (Šútovská and Nagymarosy, 1989 according to Perch-Nielsen, 1986)

	KRIEDA	TANET	YPRES					LUTÉT		BARTÓN			PRIABÓN			KIŠCEL		EGER		
			NP 8	NP 9	NP 10	NP 11	NP 12	NP 13	NP 14	NP 15	NP 16	NP 17	NP 18	NP 19	NP 20	NP 21	NP 22	NP 23		NP 24
Arkhangelskiella sp																				KRIEDA
Micula sp.																				REDEPOZÍCIE
Watzenueria sp																				REDEPOZÍCIE
Discoaster multiradiatus Bramlette et Riedel																				PALEOGEN, NP9-10
Fasciculithus richardii Perch-Nielsen																				REDEPOZÍCIE
Criboecentrum reticulatum/Gartner et Smith/Roth et Thierstein																				STREDNÝ / VRCHNÝ EOCÉN
Discoaster barbadiensis Tan																				REDEPOZÍCIE
D. saipanensis Bramlette et Riedel																				
D. tani nodifer Bramlette et Riedel																				
Chiasmolithus grandis/Bramlette et Riedel/Hay, Mohler et Wade																				
C solitus Bramlette et Sullivan																				
Ericsonia formosa/Kamptner/Hag																				
Reticulofenestra callida																				NP 16
Sphenolithus radians Deflandre																				NP 17
S. cf. spiniger Bukry																				
Transversopontis pulcheroides Sullivan/Báldi-Béke/																				
Blackithes spinosus Perch Nielsen																				
Coronocyclus nitescens/Kamptner/Bramlette et Wilcoxon																				
Pontosphaera multipora / Kamptner/Roth																				
Thoracosphaera sp.																				
Zygrhablithus bijugatus Deflandrei																				
Discoaster deflandrei Bramlette et Riedel																				
Coccolithus pelagicus/Wallich/Schiller																				
C. eopelagicus/Bramlette et Riedel/Bramlette et Sullivan																				DRUHY SPOLČNÉ PRE REDEP A AUTOCHTÓN- NE SPOLČNÉ- STVÁ
Helicosphaera bramlettei Müller																				
Reticulofenestra bisecta Hay, Mohler et Way																				
Reticulofenestra umbilica/Levin/Martini et Ritzkowski																				
R. sp.																				
Sphenolithus moriformis/Bronnimann et Stradner/Bramlette																				
Helicosphaera reticulata Bramlette et Wilcoxon																				
Reticulofenestra cf. lockeri Müller																				
Cyclicargolithus floridanus/Roth et Hay/Bukry																				DRUHY VYSKY- TUJÚCE SA LEN V AUTOCH. SPOL. NP-22

TAB. 3

Redeponovaná foraminiférová fauna hrabníckeho súvrstvia (Šútovská, 1989, podľa Toumarkine a Luterbacher, 1986)
Redeposited foraminifers of the Hrabník Formation (Šútovská, 1989, according to Toumarkine and Luterbacher, 1986)

DRUHY	STUPNE		LUTÉT				BARTÓN		PRIABÓN						
	NANOPLANKTÓNOVÉ BIOZÓNY PL.FORAMINIFER	BIOZÓNY	NP 9	NP 10	NP 11	NP 12	NP 13	NP 14	NP 15	NP 16	NP 17	NP 18	NP 19	NP 20	NP 21
Globigerina eocena Guembel															
G. linaperta Finlay															
G. venezuelana Cushman															
Acarinina spinuloinflata/Bandy/															
A. spinulosa Cushman															
"Hastingerina" cf. holivariana Petfers															
Globigerinotrocha subconglobata Chalilov															
Trichamminoides sp.															
Haplophagmoides sp.															
Plectofrondicularia sp.															
Stilostomella sp.															
Rotalia sp.															
Gyroldina sp.															
Cibicidoides sp.															

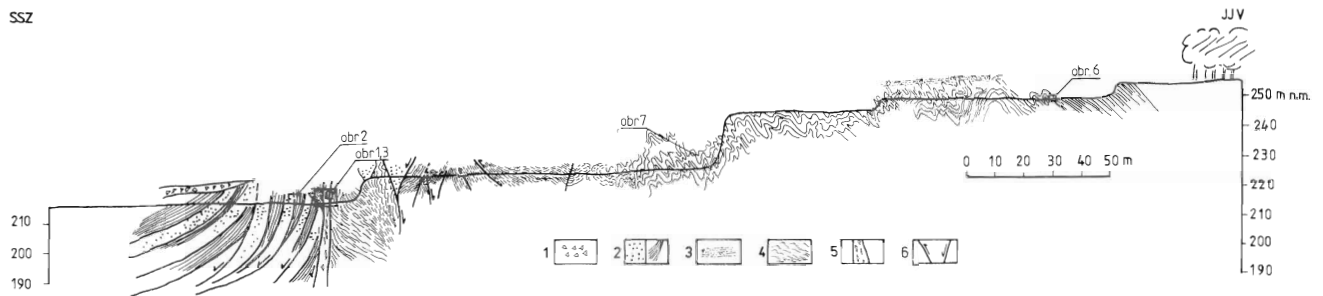
nuté do flyšového súvrstvia, iné sú prešmykmi vo flyši (obr. 8). Poruchy teda časom menili svoj kinematický režim. V hrabníckom súvrství sme zistili aj smerné posuny, ktoré vytvárajú párový systém zodpovedajúci pôsobeniu hlavného kompresného napätia v smere SZ-JV.

Typickými štruktúrami v zóne lemujúcej dúbavskú poruchu vo flyšovom súbore je budináz kompetentných pieskovcových lavíc. Budiny pieskovcov majú väčšinou rombický tvar. Vznikli plastickým roztekaním nekompe-

tentných flyšovcov, sú často rotované. Predpokladáme, že v zóne susediacej s dúbavskou poruchou vznikli rozbitými ramien a zámok vrás, ktoré sú ďalej od poruchy zachované. Nedá sa jednoznačne rozhodnúť, či je budináz tektonickým fenoménom, alebo ide o štruktúru gravitačného sklzu. Budináz môže totiž v takom kontrastnom materiáli vzniknúť tak stláčaním, ako aj sklzávaním.

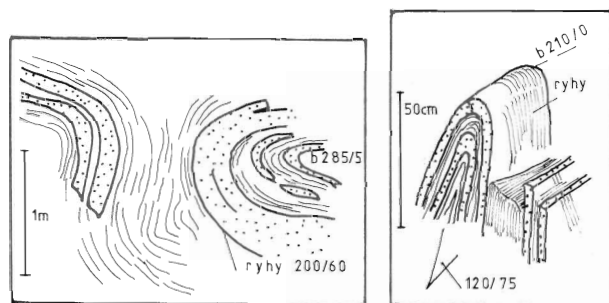
Vrásové deformácie flyšového súvrstvia na lokalite Hrabník naznačujú značné skrátenie priestoru (viac ako 60%). Deformácia súvrstvia bola kontrolovaná kompetentnými vrstvami pieskovca. Ide o systém paralelných vrás, ktoré sú typické pre súbory s veľkými viskóznymi kontrastmi. Vo vrásach je zachovaná hrúbka vrstiev, v pieskovcových laviciach nedošlo k stenčeniu ramien a k zhrubnutiu zámok vnútorným tokom materiálu (obr. 7). Vrásové osi sú subhorizontálne a vytvárajú výrazné maximum smeru SSV-JJZ až SV-JZ (obr. 5).

Z morfológického hľadiska je vrásový komplex silne heterogénny. Vrásy sú angulárne, pomerne otvorené, ďalej tesne až izoklinálne, zriedkavo koncentrické. Ich tvar je funkciou hrúbky kompetentných pieskovcov. Čím sú pieskovce hrubšie, tým majú vrásy menšiu amplitúdu a sú otvorenejšie. Aj úklony osových rovín vrás sú variabilné (vztýčené, šikmé, prevrátené až ležaté vrásy; obr. 5). Vrásy sú asymetrické. Osové roviny sú uklopené prevažne na VJV. Vrásy dosahujú veľkosť v rozpätí od niekoľkých cm do niekoľkých metrov. Predpokladáme,



Obr. 8. Schematický rez štruktúrami na lokalite Hrabník (Marko, 1988) 1 – náplavový kužel (kvartér), 2 – piesky, íly (panón) – viedenská panva, 3 – íly, piesky (karpat) – Bukovská brázda, 4 – flyšové súvrstvie pieskovec a ílovcov (oligocén) – Bukovská brázda, 5 – dúbavská porucha, 6 – zlomy
 Fig. 8. Schematic profile of structures in Hrabník locality (Marko, 1988). 1 – fluvial cone, Quarternary, 2 – sand and clay, Pannonian of the Vienna basin, 3 – clay and sand, Karpatian of the Buková Furrow, 4 – flysch sandstone and claystone, Oligocene of the Buková Furrow, 5 – Dúbrava dislocation, 6 – other faults.

že takáto heterogenita typov vznikla naložením viacerých morfológicky odlišných vrásových generácií toho istého smeru, komplikovaná reologickými odlišnosťami vrásnených vrstiev. Mechanizmus vzniku niektorých vrás dokumentujú šmykové lineácie (ryhovania) na vrstevných plochách pieskovec v zámkoch vrás, ktoré sú kolmé na b osi vrás (obr. 9). Spolu so strižnými a tenznými puklinami v ramenách vrás dokladajú mechanizmus ohybového sklzu. Ako strižné plochy boli v ňom použité medzivrstevné rozhrania. V kompetentných vrstvách pieskovec bol tento mechanizmus kombinovaný jednoduchým ohybom, čo indikuje množstvo žiliek žltého kalcitu, ktorý vyplňa drobné pukliny a strihy v zámkoch a ramenách vrás. Tento kalcit bol redeponovaný zo stlačených jadier vrás ako prebytočný materiál. Inkompetentné ílovce boli zvrásnené plastickým tokom. Preto majú vrásy pieskovcových lavíc často potrhane ramená.



Obr. 9. Vrásy ohybového sklzu v hrabníckom súvrství so striáciami kolmými na b osi vrás.

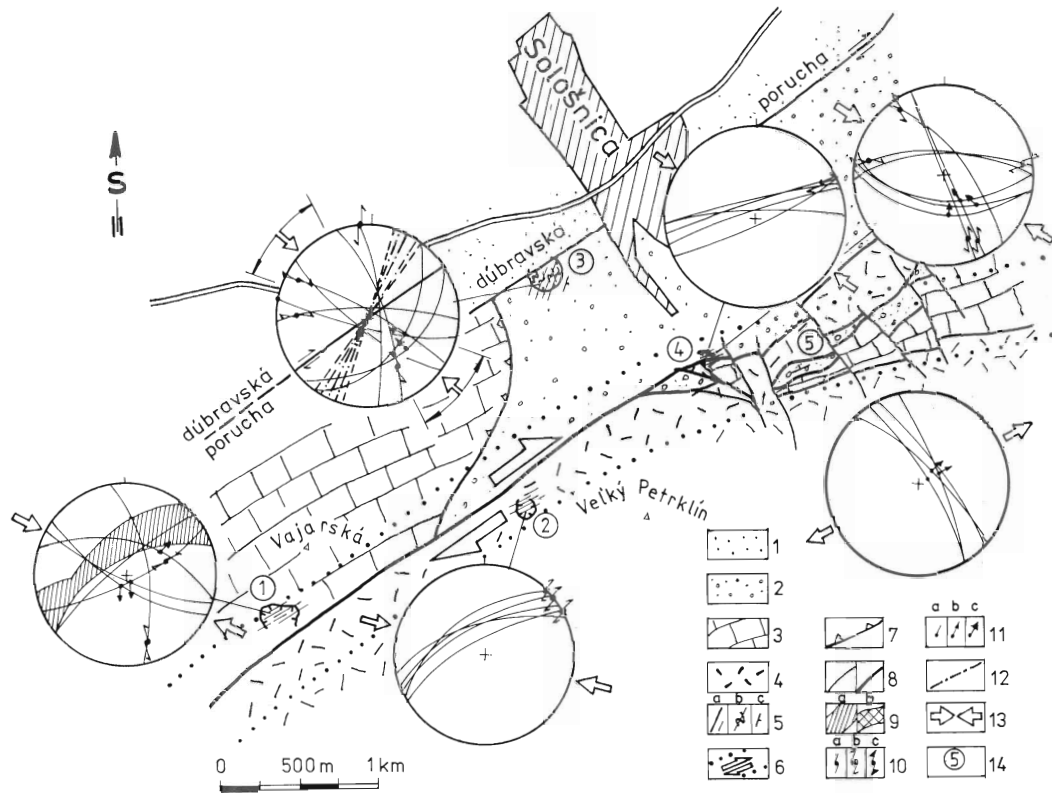
Fig. 9. Flexural slip folds in the Hrabník Formation with striae normal to the b-axes of folds.

Interpretácia štruktúrnych meraní

Okrem lokality Hrabník sme analyzovali aj štruktúry na ďalších lokalitách v areáli a okolí Bukovskej brázdy (obr. 10), čo nám umožnilo vyčleniť niekoľko etáp vývoja oblasti Bukovskej brázdy v neogéne.

Na lokalite Peterklín, ktorá sa nachádza v melafýroch blízko styku s vyššími príkrovmi, sme zistili výrazný systém porúch VSV–ZJZ, strmo upadajúcich k severu, na ktorých sú stopy pravostranných horizontálnych pohybov. Tieto štruktúry považujeme za prejavy zlomu, resp. zlomovej zóny, ktorá lemuje severný okraj chočskej jednotky. Stopy takýchto pohybov sme zaregistrovali aj v lome pri Sološnici a na Vajarskej, kde je výrazný strižný systém porúch smeru VSV–ZJZ. Predpokladáme, že dúbavská porucha ohraničujúca Bukovskú brázdu zo severozápadu sa vplyvom sz.–jv. kompresie aktivizovala tiež ako pravostranný smerný posun smeru VSV–ZJZ. Vrásové štruktúry na lokalite Hrabník potom interpretujeme ako vrásy typu en-echelon, ktoré vznikli v transpresnej zóne medzi dúbavskou poruchou a tektonickým stykom chočskej jednotky s vyššími príkrovmi pri pravostranných smerných posunoch (obr. 11). Počas tejto etapy boli generované spätné (juhovýchodovergentné) prešmyky sv.–jz. smeru zistené v hrabníckom súvrství, ktoré sa v regionálnom rozsahu uplatnili pri formovaní Bukovskej brázdy a celej severnej časti Malých Karpát. Zlomové ohraničenie bukovského paleogénu sv.–jz. smeru, ale aj sv.–jz. ohraničenie mezozoických jednotiek sa v tejto etape vývoja formovalo na spätných prešmykoch s úklonmi k SZ. Ich význam pre stavbu severnej časti Malých Karpát bol zdôrazňovaný už v minulosti (Mahef et al., 1967), neskôr boli opísané ako prešmyky sávsko-štajerského veku (Michalík, 1984), čo je v dobrej zhode s našimi výsledkami. Predtým problematické interpretácie zlomových okrajov Bukovskej brázdy ako spätných prešmykov považujeme preto za pravdepodobné. Podľa tohto modelu bukovský paleogén predstavuje spätnými prešmykmi ohraničenú šupinu, resp. torzo paleogénneho bazénu (obr. 12).

Význam spätných prešmykov v stavbe Západných Karpát potvrdila aj interpretácia reflexne seizmického profilu 2T (Tomek et al., 1989), kde je opísaná výrazná, až 55 km široká zóna spätných prešmykov, ktoré postihujú jednotky vonkajších aj vnútorných Karpát. Autori túto zónu interpretujú ako zónu skrátenej vrchnej kôry v období vrchného oligocénu – spodného miocénu, ale



Obr. 10. Orientácia maximálnej kompresnej zložky hlavného napätia a štruktúry ním generované v období spodného miocénu. 1 – viedenská panva, 2 – výplň Bukovskej brázd, 3 – havranická jednotka, 4 – chočská jednotka, 5 – tektonické prvky: a – zlomy, b – vrásové osi, c – vrstevnatosti, 6 – vymedzenie strižnej zóny s vyjadrením zmyslu pohybu, 7 – prešmyky, 8 až 13 – vysvetlivky k diagramom (stereografická projekcia, spodná hemisféra), 8 – stopa zrkadla, porucha, 9 – pole stôp puklín: a – strižné, b – tenzné, 10 – stopa ryhovania s vyjadrením zmyslu pohybu na smerných posunoch: a – predpokladaného, b – pravdepodobného, c – overeného, 11 – stopa ryhovania s vyjadrením zmyslu pohybu nadložnej kryhy pozdĺž prešmykov a poklesov: a – predpokladaného, b – pravdepodobného, c – overeného, 12 – smer vrásových osí, 13 – smer maximálnej kompresnej zložky hlavného napätia, 14 – lokality využité pri drobnoštruktúrnej analýze: 1 – lom Vajarská (karbonáty triasu), 2 – lom Peterklín (melafýry), 3 – ťažobná jama Hrabník (flovce a pieskovce oligocénu, íly, piesky panónu), 4 – lom Sološnica (sedimenty eocénu, karbonáty triasu), 5 – Malé Paseky (bazálny paleogén).

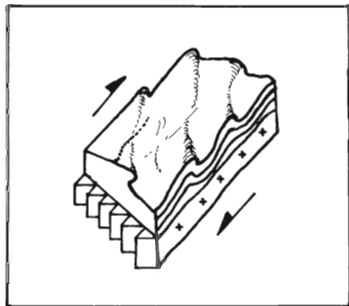
Fig. 10. Orientation of the maximum compressive component of the principal stress tensor and structures generated in Lower Miocene time. 1 – the Vienna basin, 2 – filling in the Buková Furrow, 3 – Havranica unit, 4 – Choč unit, 5 – tectonic elements: a – fault, b – fold axis, c – bedding, 6 – limits of the shear zone and direction of movement, 7 – reverse faults; 8–13 explanations to structural diagrams (stereographic projection, lower hemisphere): 8 – trace of fault, 9 – field of joint traces a – shear, b – tensional, 10 – striae trace with the sense of movement on strike slips a – presumed, b – probable, c – known, 11 – striae trace with the sense of movement of the hanging tectonic block along reverse and normal faults, a – presumed, b – probable, c – known, 12 – fold axis orientation, 13 – orientation of the maximum compressive component of the principal stress, 14 – locality where structural investigation was realized 1 – Vajarská quarry (Triassic carbonate), 2 – Peterklín quarry (melaphyre), 3 – Hrabník trench quarry (Oligocene claystone and sandstone, Pannonian clay and sand), 4 – Sološnica quarry (Eocene sediment, Triassic carbonate), 5 – Malé Paseky (Paleogene basal sequence).

v transpresnom režime ľavostrannej strižnej zóny bradlového pásma. My považujeme spätné prešmyky Malých Karpát za produkt transpresného režimu pozdĺž pravostrannej strižnej zóny smeru VSV–ZJZ – hrónskéto systému (v zmysle Pospíšila et al., 1986).

Za najstaršiu etapu považujeme obdobie, keď pôsobilo maximálne hlavné kompresné napätie (σ_1) v smere SZ–JV. Štruktúry generované týmto napätím boli zistené na všetkých lokalitách (obr. 10) a sú veľmi výrazné, čo dokazuje intenzitu tejto etapy. Napätie pritom smerovo zodpovedá regionálnej kompresii SZ–JV, zistenej pre západnú časť Karpát (Kováč et al., 1989). Časový rozsah jeho pôsobenia je oligocén – spodný miocén (deformuje oligocénne hrabnícke súvrstvie).

Štruktúry generované v napätovom režime sj. kompresie sme zaregistrovali najmä na lokalite Vajarská, kde je výrazný systém sj. poklesových a tenzných porúch (obr. 13). Na lokalite Hrabník je sj. napätie indikované strižnými poruchami, podobne na Malých Pasekách. Táto kompresná etapa je menej výrazná, nezanechala toľko stôp ako predchádzajúca. Analogicky podľa časovej korelácie s regionálnymi napätiami jej vek považujeme za karpatsko-spodnobádenský. V dôsledku rotácie hlavného kompresného napätia v tomto období sa mení aj kinematický režim dúbavského zlomu, ktorý sa aktivoval ako ľavostranný horizontálny posun.

Od stredného bádenu sme zistili rotáciu hlavného kompresného napätia do smeru SV–JZ (obr. 14). Obdo-



Obr. 11. Mechanizmus vzniku en-echelon vrás v pravostrannej strižnej zóne (podľa Nicolasa, 1984).

Fig. 11. Mechanism of en-echelon fold origin in a dextral shear zone (after Nicolas, 1984).

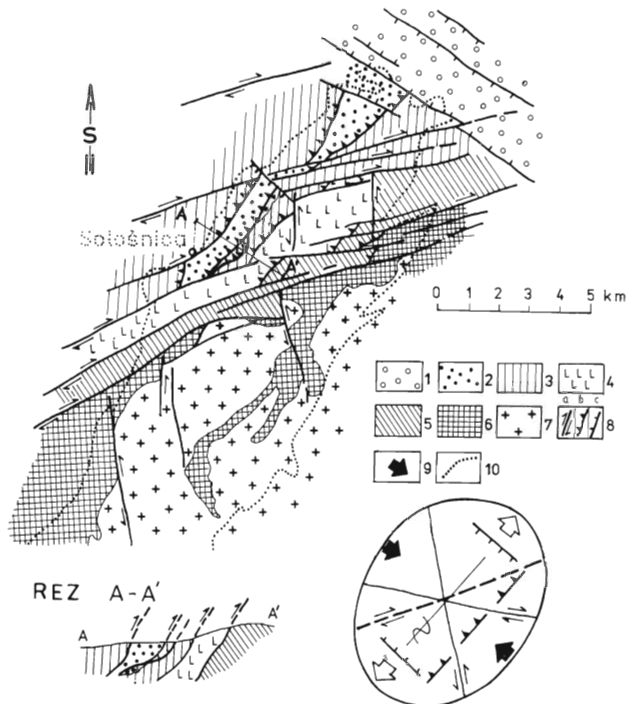
bie sv.–jz. kompresie zanechalo výrazné stopy na lokalitách, čo dokazuje jej intenzitu. Na lokalite Vajarská okrem výrazného strižného systému porúch smeru S–J do tejto etapy zaraďujeme aj tenzné poruchy smeru VSV–ZJZ, ktoré sa uplatnili a vznikali aj pri zmene kompresie do smeru VSV–ZJZ, resp. pri sz.–jv. extenzii. Najvýraznejším prejavom pôsobenia sv.–jz. kompresie je vejárovité ohnutie panónskych vrstiev viedenskej panvy pozdĺž dúbavskej poruchy, ktoré sme zaregistrovali na lokalite Hrabník. V závere tejto etapy, vo vrchnom miocéne, pokračovala rotácia napätia v smere hodinových ručičiek, až došlo k zmene kompresného režimu na režim sz.–jv. extenzie. V tomto období fungujú sv.–jz. a vsv.–zjz. poruchy ako dilatáčnne šikmé poklesy (v zmysle Mandla, 1989), resp. poklesové zlomy. Pozdĺž dúbavskej poruchy tak došlo k výraznému poklesu sedimentárnej výplne viedenskej panvy voči bukovskému paleogénu a Malým Karpatom.

Diskusia

Vrásové štruktúry

Na lokalite Hrabník, ktorá je oporným bodom našej analýzy, sme vrásy interpretovali ako tektonické štruktúry, ktoré vznikli v dôsledku kompresie sz.–jv. smeru. Rozpoznanie pôvodu (genézy) vrás, ale aj iných štruktúr je zložitým problémom. Existuje totiž pozvoľný prechod medzi deformáciami čerstvo uložených nespevných sedimentov gravitačnými sklzmi a deformáciami litifikovaných sedimentov tektonickými silami (Elliott a Williams, 1988). V záujme objektivity a v súlade so súčasným trendom viacvariantnosti riešenia uvádzame aj ďalšie alternatívy pôvodu vrás, o ktorých sme uvažovali.

1. Vrásy sú tektonického pôvodu, vznikli kompresiou smeru SZ–JV, a to: a) v transpresnej zóne medzi tektonickým okrajom chočskej jednotky a dúbavskou poruchou ako vrásy typu en-echelon v dôsledku pravostranných smerných posunov na týchto poruchách a s nimi paralelnými v podloží depresie (obr. 11), b) vysunutím



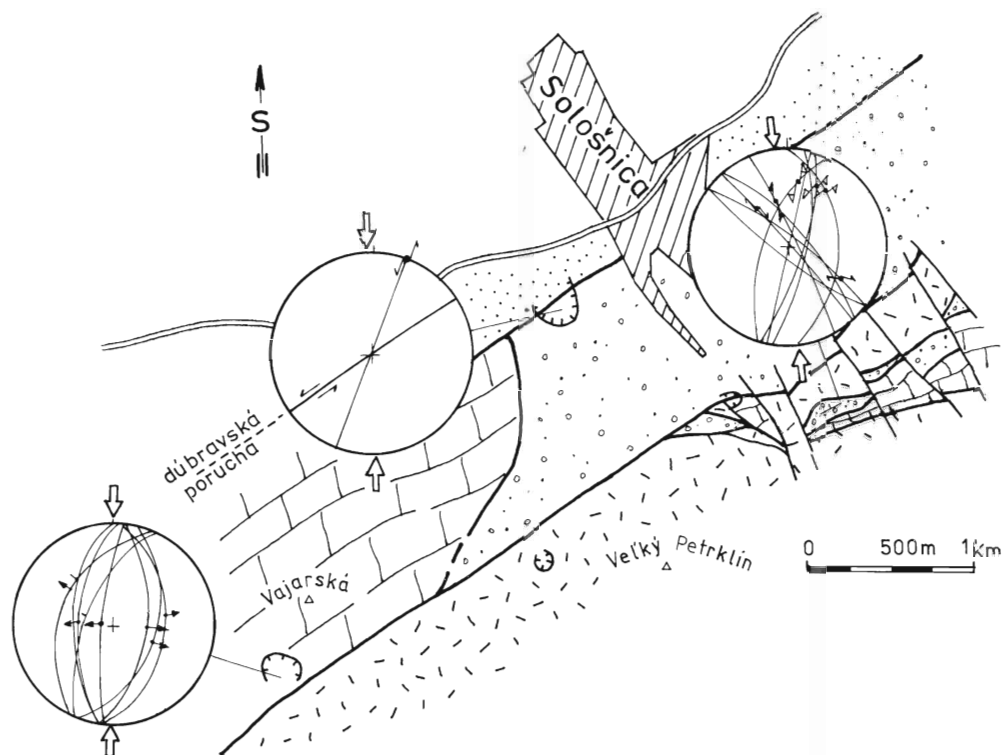
Obr. 12. Schéma formovania severnej časti Malých Karpát počas spodnomiocénnej kompresie. 1 – egenburské sedimenty, dobrovodská depresia, 2 – sedimenty bukovského paleogénu, 3 – vyššie subtranské príkrovy, 4 – chočská jednotka, 5 – krížňanská jednotka, 6 – obalová jednotka, 7 – kryštalické jadro, 8 – zlomy: a – smerné posuny, b – prešmyky, c – poklesy, 9 – smer kompresie, 10 – dnešné obrysy Malých Karpát.

Fig. 12. Scheme of the northern part of the Malé Karpaty Mts. in the time of Lower Miocene compression. 1 – Eggenburgian sediments in the Dobrá Voda depression, 2 – sediments of the Buková Paleogene, 3 – higher subtransic nappes, 4 – Choč unit, 5 – Krížna unit, 6 – cover unit, 7 – crystalline basement, 8 – fault, a – strike-slip, b – reverse, c – normal, 9 – orientation of compression, 10 – recent limit of the Malé Karpaty Mts.

bloku Vajarská na sv. v strižnej zóne smeru VSV–ZJZ a jeho nasunutím na paleogénnu výplň Bukovskej brázd, c) klasickým spôsobom kolmo na smer maximálnej kompresie, d) násunom bloku Malých Karpát na SZ na paleogén Bukovskej brázd, resp. rotáciou tohto bloku proti hodinovým ručičkám.

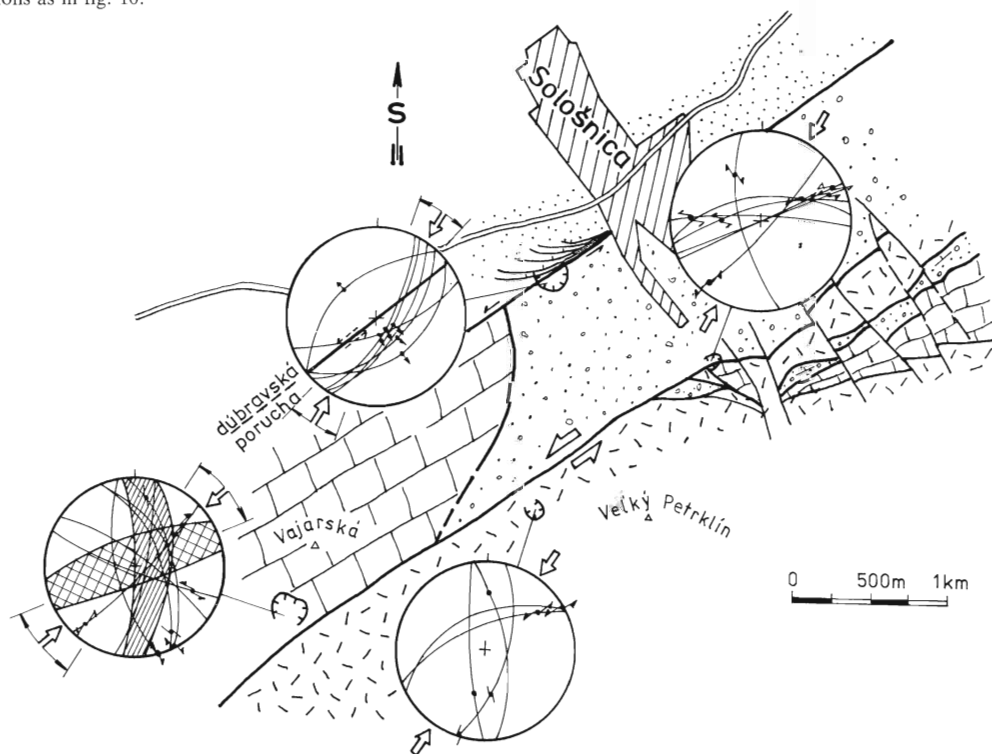
2. Vrásy sú produktom podmorských gravitačných sklzov na svahoch panvy.

Zvrásnené hrabnicke súvrstvie má také reologické vlastnosti (plastické ílovce, rigidné pieskovce), že morfológicky podobné vrásy môžu vzniknúť gravitačnými aj tektonickými silami. My sa prikláňame k tektonickému pôvodu vrás podľa týchto indícií: a) vrásové osi v Hrabníku sú orientované naprieč hlavnej kompresii, ktorá v období ich vzniku pravdepodobne pôsobila, b) mnohé vrásy aj veľkých amplitúd sú vzpriamené, c) boli zistené vrásy, ktoré vznikli mechanizmom ohybového sklzu, teda po čiastočnej litifikácii pieskovcov, d) strižné pukliny a trhliny v ramenách vrás pieskovcových lavíc vznikli po litifikácii a sú s tvorbou vrás syngenetické, e) k budinácii a potrhaniu ramien vrás došlo po litifikácii lavíc pieskov-



Obr. 13. Orientácia maximálnej kompresnej zložky hlavného napätia a štruktúry ním generované v období karpát a spodného bádenu. Vysvetlivky ako na obr. 10.

Fig. 13. Orientation of the maximum compressional component of the principal stress and the structures generated in Karpatian and Lower Badenian time. Explanations as in fig. 10.



Obr. 14. Orientácia maximálnej kompresnej zložky hlavného napätia a štruktúry ním generované v období vrchného miocénu. Vysvetlivky ako na obr. 10.

Fig. 14. Orientation of the maximum compressional component of the principal stress and the structures generated in Upper Miocene time. Explanations as in Fig. 10.

cov, f) osi vrás prísne dodržiajú smer SSV–JJZ, nie sú chaoticky usporiadané, ako to pri gravitačných sklzoch býva, g) aj na tektonických zrkadlách párového systému v hrabníckom súvrství je zaregistrovaná kompresia smeru SZ–JV.

Vďaka vysokému viskóznemu kontrastu pieskocov a ílovcov je však pravdepodobné, že po tektonickom zvrásnení súvrstvia došlo v neskorších etapách k ďalším deformáciám (budináž pieskocových lavíc, rotácie budín). Nie je vylúčené, že v hrabníckom súvrství sa uplatnili aj gravitačné sklzy, ktoré skomplikovali tektonickú stavbu. Deformácie hrabníckeho súvrstvia totiž vykazujú aj niektoré črty gravitačného pôvodu:

- hrabnícke súvrstvie je turbiditovým sedimentom, ktorý je náchylný na tvorbu gravitačných sklzov,
- vrstvy sú budinované, budiny sú rotované,
- vrásky sú morfológicky veľmi variabilné, sú tu aj ležaté vrásky.

Jedine v prípade, že by bol najvrchnejší nezvrásnený horizont na hrabníckom súvrství rovnakého veku ako hrabnícke súvrstvie, bola by opísaná vrásová deformácia hrabníckeho súvrstvia dokázateľne gravitačného pôvodu. Podľa našich indícií je však nadložné súvrstvie mladšie (karpat) a ušadilo sa na hrabníckom súvrství po jeho tektonickej deformácii.

Poznámky k stavbe širšej oblasti

Štruktúry na lokalite Hrabník odrážajú zložitú dynamiku vývoja Bukovskej brázdy. Flyšové, hrabnícke súvrstvie oligocénného veku (prvýkrát opísané z oblasti Malých Karpát) je intenzívne zvrásnené v dôsledku spodnomiocénnej kompresie sz.–jv. smeru, ktorá sa prejavovala aktivizáciou spätných prešmykov a pravostranných smerných posunov smeru VSV–ZJZ. Amplitúdy týchto pohybov boli väčšie ako v neskorších obdobiach neogénu. Podobný štýl stavby v severnej časti Malých Karpát, zistený mapovaním a štruktúrnou analýzou v mezozoických obalových jednotkách, uvádza aj Plašienka (1990). Smernými strihmi je ovplyvnená tiež vnútorná stavba vysokej jednotky (Maheľ, ústna informácia), čím by sa dal vysvetliť jej zložitý šošovkovitý štýl nezrelých bradiel opísaný Maheľom (1963). Podobné štruktúry môžeme očakávať aj vo vyšších príkrovoch (Michalík, ústna informácia).

V dôsledku rotácie hlavných napätí po spodnom miocéne došlo k zmene kinematického režimu porúch. Spodnomiocénne prešmyky smeru SV–JZ ohraničujúce Bukovskú brázdú sa koncom karpatu a v spodnom bádene aktivizovali ako ľavostranné smerné posuny. Neskôr v strednom a vrchnom miocéne počas kompresie smeru SV–JZ nadobudali charakter poklesových zlomov, ktorý si udržali aj v extenznom režime sz.–jv. smeru koncom miocénu a v poliocéne.

Poznanky o dynamickom vývoji najjužnejšej časti Bukovskej brázdy môžeme extrapolovať na celú štruktúru Bukovskej brázdy. Predpokladáme, že po zahustení do-

kumentačných bodov aj v iných častiach depresie by sa nami načrtnutý obraz podstatne nezmenil.

Hoci v našom príspevku považujeme hrabnícke súvrstvie za súčasť Bukovskej brázdy, jeho genetická príslušnosť k sedimentom bukovského paleogénu je otázna. Je totiž zarážajúci úplne odlišný tektonický štýl tohto súvrstvia od nezvrásneného tektonického štýlu sedimentov bukovského paleogénu a ťažko vysvetliteľný stratigrafický hiát, ktorý by bol medzi spodným eocénom bukovského paleogénu a kišcelom hrabníckeho súvrstvia. Nápadný je tiež faciálny kontrast medzi nimi. Hrabnícke súvrstvie v typicky flyšovom vývoji, ktorý nebol doposiaľ v Bukovskej brázde dokázaný, je faciálne podobné skôr sedimentom z predpolí a vonkajšieho flyšového pásma ako vnútrokarpatského paleogénu (Köhler, ústna informácia). Núka sa nám tak ďalšia alternatíva. Nie je hrabnícke súvrstvie cudzorodou tektonickou šupinou včlenenou do Bukovskej brázdy pozdĺž poruchovej zóny? Kde však hľadať jeho domovskú oblasť? Podľa jediného odkryvu v hrabníckom súvrství (lokalita Hrabník) sa nemôžeme k tejto úvahe ani prikloniť, ani ju zamietnuť.

Odhliadnuc od týchto nejasností môžeme konštatovať, že dynamickými dejmi počas neogénnej tektonogenézy sa sformovala dnešná stavba Bukovskej brázdy a boli dotvorené a modifikované paleoalpínske štruktúry sz. časti Malých Karpát. Neoidná dynamika, najmä spodnomiocénna, podstatnou mierou ovplyvnila staroalpínske štruktúry a sformovala ich do dnešnej podoby.

Záver

Metódami drobnoštruktúrnej analýzy sme v jz. časti Bukovskej brázdy určili smery hlavných paleonapätí v miocéne. Vyčlenili sme tri kompresné etapy, pri ktorých maximálna kompresná zložka napätia pôsobila v subhorizontálnej rovine.

V najstaršej, spodnomiocénnej etape kompresia pôsobila v smere SZ–JV. Vo vrchnom karpate až spodnom bádene maximálna kompresia pôsobila v smere S–J. V najmladšej kompresnej etape tektonogenézy, v strednom a vrchnom miocéne, napätie rotovalo do smeru SV–JZ. Tieto etapy sú dobre korelovateľné s regionálnymi paleonapätiami, ktoré boli pre zistené obdobie miocénu jz. časti Západných Karpát (Kováč et al., 1988, 1989; Nemčok et al., 1989). Rozdelenie toho deja na etapy je umelé, predpokladáme, že medzi etapami existujú plynulé prechody. Kompresia v jednotlivých etapách produkovala tektonické štruktúry (tektonické zrkadlá, zlomy, pukliny, vrásky, . . .), ktoré sme na odkryvoch zaregistrovali. Rotáciou napätí dochádzalo k zmene funkcie porúch a pohybov pozdĺž nich, k tzv. kinematickej fluktuácii porúch (Montenat et al., 1987).

Literatúra

- Anderson, E. M. 1951 The dynamics of faulting. *Edinburgh, London, 199 s.*

- Andrusov, D. 1965. Geológia československých Karpát III. Bratislava, SAV, 392 s.
- Angelier, J. a Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie. La méthode des dièdres drits. *Géologique de France, Bull.*, 19, 1 309–1 318.
- Bubík, M. 1987. Oligocenný vápnitý nanoplankton menilitového souvrství s jasielskymi vápenci z Bystrice na Olši. *Zem. Plyn Nafta*, III/2, 43–70.
- Buday, T., Cambel, B. a Mahel, M. 1962. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Wien–Bratislava. Bratislava. *Geofond*, 248 s.
- Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. II. Západní Karpaty, 2. Praha, ÚÚG, 651 s.
- Cicha, I., Zapletalová, I., Molčíková, V. a Brzobohatý, R. 1982. Stratigraphical range of Eggenburgian–Badenian foraminifera in West Carpathians basins. *Zem. Plyn Nafta*, 4, 99–144.
- Dzulinsky, S. a Kotlarczyk, J. 1965: Tectoglyphs on slicken-sided surfaces. *Bull. Acad. Polon., Sci. Sér. Geogr.*, XIII, 2, 149–154.
- Elliot, C. G. a Williams, P. F. 1988. Sediment slump structures – a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. *J. Struct. Geol.*, 10, 2, 171–182.
- Gross, P., Köhler, E. a Peterčáková, M. 1986. Paleogénne sedimenty Malých Karpát. *Manuskript – archív GÚDS Bratislava*.
- Guščenko, O. I. 1973: Analiz orientorovok skolvovych tektoničeskich smeščenij a ich tektonofizičeskich interpretacij pri rekonstrukcii paleonaprjaženij. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 210, 2, 331–334.
- Gzovskij, M. V. 1954: Tektoničeskije poła naprjaženij. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Sér. Geofiz.*, 5, 391–410.
- Hancock, P. L. 1985. Brittle microtectonic. principles and practice. *J. Struct. Geol.*, 7, 437–457.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. a Túnyj, I. 1988a. Stratigrafická a paleogeografická korelácia vývoja egenburských sedimentov SV časti malých Karpát, Trnavskej tabule a Považia. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 227 s.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. a Túnyj, I. 1989. Basin opening in the lower miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 1, 37–62.
- Kováč, M., Marko, F. a Baráth, I. 1988b. Geologická dokumentácia hliniska na ložisku Sološnica–Hrabník. *Manuskript – archív GÚ CGV SAV Bratislava*, 21 s.
- Köhler, E. 1985. Postavenie paleogénu bukovskej depresie a jej vzťah k príbradlovému vývinu. *Manuskript – archív GÚ CGV SAV Bratislava*, 52 s.
- Mahel, M. 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overthrust in Central Carpathian Mesozoic. *Geol. Práce, Spr.*, 28, 39–58.
- Mahel, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR II: Západní Karpaty, sv. 1, Praha, ÚÚG, 486 s.
- Means, W. D. 1987. A newly recognized type of slickenside striation. *J. Struct. Geol.*, 9, 516, 585–587.
- Michalík, J. 1984: Some remarks on developmental and structural interpretation of the Northwestern part of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. geol. carpath.*, 35, 4, 489–504.
- Montenat, Ch., Ott D'Estvou, P. a Masse, P. 1987: Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurent shear zone (SE Spain). *Soc. Nat. Elf Aquitaine, Pau-France*, 1–22.
- Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. a Fodor, L. 1989: Neogene tectonic and paleostress changes, eastern part of Vienna Basin. *Jb. Geol. Bundesanst.*, 132/2, 443–458.
- Nicolas, A. 1984: Principles of rock deformation. Paris, Masson, 203 s.
- Plašienka, Ď. 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát. *Mineralia slov.*, 22, 1, 55–62.
- Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. a Doktor, S. 1986: Príspevek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpat. *Mineralia slov.*, 18, 5, 385–402.
- Rascvetajev, L. M. 1987: Paragenetičeskij metod strukturnogo analiza disjunktivnych tektoničeských narušenij. In *Problemy strukturnoj geologii i fiziky tektoničeskich processov*, II. časť. Moskva, AN, 173.
- Tomek, Č., Ibrmajer, I., Koráb, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J. a Zbořil, A. 1989: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T. *Mineralia slov.*, 21, 3–26.
- Tourmakine, M. a Luterbacher, H. 1986. Paleocene and eocene planctonic foraminifera. In *Bolli, H. M., Saunders, J. B. a Perch-Nielsen, K. Planctonic stratigraphy*. Cambridge, Univ. Press, 87–154.

Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern Little Carpathians (Buková Furrow, Hrabník Formation)

First studies dealing with paleostress analysis in the SW part of the Czechoslovak Carpathians have been completed recently (Kováč et al., 1988a, 1989; Nemčok et al., 1989). Methods of structural analysis terminated in the definition of qualitative parameters of the regional stress field in Neogene time within the area under investigation. The present paper submits analysis of the Buková Furrow filled up by sediments of Paleogene age with mostly tectonic contacts toward the basement made of Mesozoic nappes. There are the original transgressive contacts only preserved as relics. Structures were investigated in several outcrops in the Paleogene filling of the Buková Furrow and in the surrounding Mesozoic rocks. Data disclosed the character of the stress field (compression or extension) and its parameters (direction of the main compression or extension), in which the analyzed structures developed. Paleostress directions are assumed from the orientation and character of observed slickensides using the Angelier – Mechler's (1977) method or, in more simple cases, graphic procedures (Gzovskij, 1954; Price, 1981). This allowed to distinguish several tectogenetic stages differing them by the stress field character and by directions of main stresses but also by types of structures. Successive relations are deduced from the age of the rock suite in which the respective structures do occur (lower age boundary) and from the coincidence of established

main stresses with regional stress directions already known from wider area.

The oldest and most significant tectogenetic stage resulting in frequent deformations is assumed to be represented by Lower Miocene compression in NW-SE direction (Fig. 10). During this stage the Hrabník Formation within the Buková Furrow, composed of alternating claystone and sandstone, has been folded. Folds are here en-echelon ones generated in a dextral shear zone of ENE-WSW orientation (Fig. 11). Even thrusts of NE-SW strike with SE vergencies and considerable displacements along N-S sinistral slips developed synchronously. These Lower Miocene faults overprinted the original transgressive contacts between the Buková Paleogene and its Mesozoic basement and influenced also the Paleozoic structure of the entire northern Little Carpathians (Fig. 12). Slickensides of ENE-WSW strike with significant markers of dextral movements have frequently been registered in the outcrops. Similar movements are presumed to occur even along large faults of similar orientation mapped in the area. The same deductions are made for successive stages in which kinematics of large-scale movement along large structures are indirectly inferred from the detailed structural record.

Recent knowledge of the filling within the Buková Furrow

points to anomalous features of the Hrabník Formation in respect of its stratigraphy, facies and even tectonics. Biostratigraphic data point to Kiscellian age of the formation (NP-22) what represents an age hitherto unknown from the Buková Furrow. Up to present the youngest Paleogene sediments of this unit were assumed the basal Eocene developments. Moreover, the Hrabník Formation does not suit, by its facies, into the Paleogene sedimentation area of the Buková Furrow due to its typical flysch development unknown elsewhere in this furrow up to present. Similarly, the filling of the furrow is anomalous in respect of its tectonic style (unfolded) as long as the Hrabník Formation is folded elsewhere. Differences between the Eocene sequences in the furrow and that of Oligocene lithologies are explainable by décollement due to dissimilar rheological properties of both horizons.

Reasons for the stratigraphical gap between the Eocene filling of the Buková Furrow and the Hrabník Formation of Oligocene age or else the facial dissimilarity of the Hrabník Formation within the sedimentation area of the Buková depression are much more difficult to explain. This problem would be solved by assuming the Hrabník Formation to represent a tectonic „slice“ incorporated into the Buková sedimentation area (Köhler, personal information) yet without further proofs.

In a subsequent and less important stage of tectogenesis the main compression stress acted in N-S direction (Fig. 13). This stage is thought to be of Karpatian – Badenian age according to the coincidence with regional N-S compression. Kinematic regime of dislocations changed in the stage and sinistral slips of ENE-WSW as well as NE-SW strike activated. These faults became namely significant during Upper Miocene time (Middle Badenian to Pannonian?) when the main compressive stress acted in NE-SW direction (Fig. 14). The most important product of this stage was the fan-like bending of Pannonian strata along the NE-SW oriented sinistral slip. Pannonian sequences along the contacts of this dislocation are erected (Fig. 2) what is explained by the movements along the sinistral slip and subsequent significant downfaulting of Pannonian sediments in respect with the contacts of this dislocation are erected (Fig. 2) what is explained by the movements along the sinistral slip and subsequent

Dynamic events during the Neogene tectogenesis created the contemporaneous structure of the Buková Furrow and completed the Palealpine structures in the northwestern Little Carpathians. The Neogene geodynamics which influenced the preexisting Palealpine structures acted here in fact reflecting the dynamics along the Pieniny Klippen Belt running in nearby area to this part of the Little Carpathians.

Vek pestrých piesčitých bridlíc z oblasti meďonosného ložiska v Španej doline

EVA PLANDEROVÁ¹, IVAN ČILLÍK²

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

² Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, 974 01 Banská Bystrica

(Doporučené 26. 6. 1989, revidovaná verzia doručená 7. 11. 1989)

The age of variegated sandy shales from the area of copper deposit in the Špania dolina Valley, Middle Slovakia

Microflora from variegated sandy shales from surrounding of the Špania dolina deposit consists from species which witness their Lower and/or Middle Permian age (Nuskoisporites klausii Grebe, Marsupollenites striatus (Balme et Henn), Foster, Latensina triletus Alp. and others). Associations from the Špania dolina Valley are older and worse preserved in comparison with the Upper Permian associations of the Staré Hory Permian (the Uppermost Thuringian) from the Harmanec locality

Úvod

Rodovou a druhovou identifikáciou fosilnej mikroflóry sme zisťovali vek pestrých piesčitých bridlíc z okolia ložiska v Španej Doline (lokalita štôľňa Ivan, štôľňa Piesky). V asociáciách prevláda peľ kordaitovej vegetácie, čo by oprávňovalo zaradiť súvrstvie do spodného permu. Vyskytli sa však aj pele rodu Lueckisporites, ktoré sú typické pre vrchný perm. Predpokladáme preto, že pestré bridlice majú saxónsky vek, resp. tvoria bázu türinského veku. Mikroflóra je korelovateľná s asociáciami formácie Predajnej z oblasti Lubietovej.

Vek pestrých piesčitých bridlíc z oblasti Španej Doliny, tzv. špaňodolinského súvrstvia v zmysle Vozárovej a Vozára (1988), sme určovali na základe vyhodnotenia mikroflóry. Z asi 50 vzoriek bola časť pozitívna na rodovo a druhovo identifikovateľné sporomorfy. Na základe získaných asociácií sporomorf sme určovali vek skúmaných sedimentov.

Stručná geologická charakteristika skúmanej oblasti

Starohorské vrchy ležia na tektonicky mimoriadne exponovanom mieste vnútorných Západných Karpát (Čillík, 1980). Kryštálické jadro Starohorských vrchov patrí podľa Koutka (1937) a Zoubka (1964) subtatranskému kryštaliniku (podľa Zoubka je to pokračovanie kryštalinika Lubietovskej zóny) a bolo presunuté na S až SZ na nízkotatranské kryštalinikum s obalom. Hoci Kubínyi (1965) zdôrazňuje látkovú i litologickú jednotu oboch typov kryštalinika, hydrogeologický vrt v priestore krytého kúpaliska v Banskej Bystrici navštívil v podloží granatických svorov horniny keupru so sadrovcem, pravdepodobne krížňanskej jednotky. To by skôr potvrdzovalo tektonické interpretácie Koutka a Zoubka.

V obale starohorského kryštalinika je kontinentálny

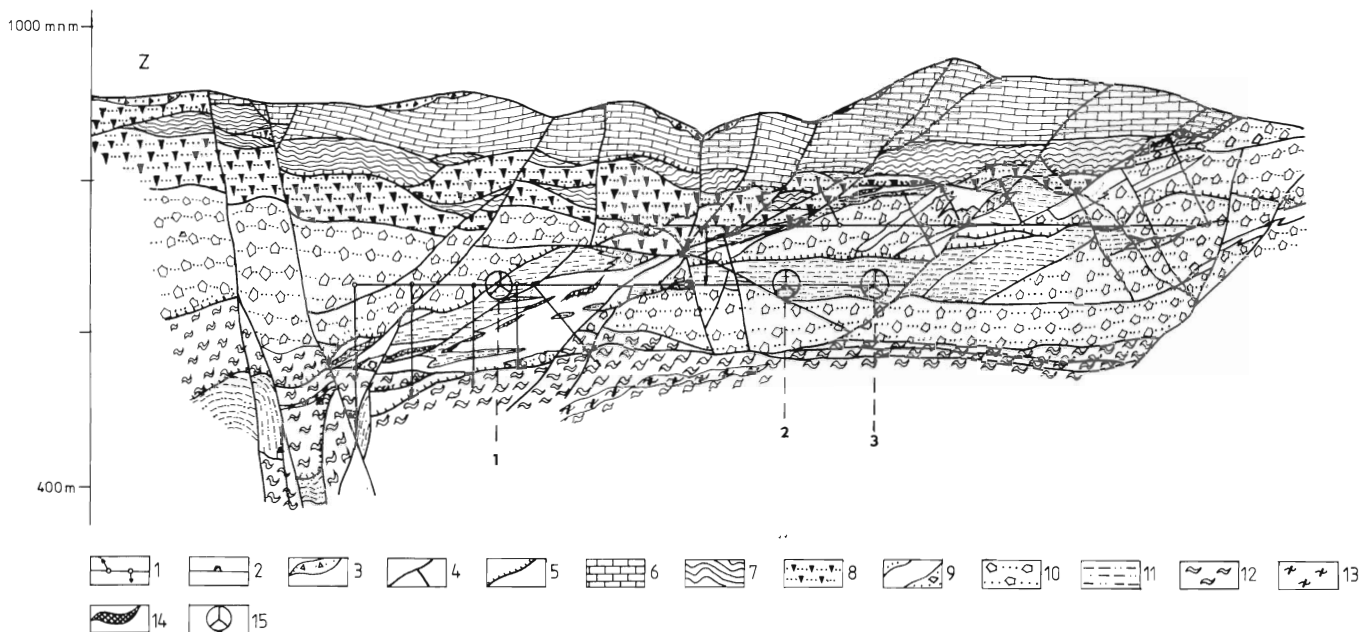
vývoj permu a zvrásnené horniny mezozoika krížňanskej jednotky v stratigrafickom rozpätí spodný trias – neokóm v autochtónnej až paraautochtónnej tektonickej pozícii. Vyššou jednotkou sú denudačné zvyšky chočskej jednotky. Na vrchu Glezúr (974 m n. m.) sa nachádza erozívny zvyšok sedimentov vrchnej kriedy gosauského typu (Čillík, 1985), ktoré Koutek (1947) priradil k paleogénu. Územie leží blízko krížovania severojužnej – centrálnokarpatskej i donovalskej a západovýchodnej – pohronskej sústavy zlomov (Čillík, 1975, 1978), a preto je intenzívne rozblokovévané do megabrekcie počas polaramských tektonických procesov.

Vozárová a Vozár (1988) vymedzili špaňodolinské súvrstvie v starohorskej skupine a charakterizovali ho ako súbor klastických sedimentov, v ktorom smerom do vrchných častí sa pozvoľne zmenšujú zrná, zvyšuje sa množstvo jemnozrnnějších sedimentov (piesčitých bridlíc, prachovcov) a pomaly sa vytrácajú vrstvy s polohami obliakov (pozri aj Čillík, 1985).

Stručný opis hornín permu

Terigénne sedimenty obalu starohorského kryštalinika, označované v minulosti ako verukáno (Koutek, 1947; Kubínyi, 1965), patria podľa Vozárovej a Vozára (1975, 1980) severnej sedimentačnej oblasti mladšieho paleozoika Západných Karpát. V tejto oblasti príbrežné klastické sedimenty vyplňali bazén trogového typu s prínosom materiálu z blízkej pevniny. Vznik bazénu sa môže odvodzovať od intrapermských tektonických procesov. Aluviálne náplavy sú hlavným sedimentačným typom príbrežných častí bazénov severnej sedimentačnej oblasti. Stratigrafické údaje (vrchný perm) sa opierali o nálezy spór v okolí Harmanca (Planderová, 1974).

Mimoriadne zložité, nepravidelné až chaotické litologické pomery v celom súvrství, ktoré navyše komplikujú



Obr. 1. Priečný rez ložiskom Špania Dolina (Čillík a Prčina, 1988). 1 – podzemné vrtý, 2 – štólne, 3 – hlinito-kamenitá sutina, 4 – zlomy, 5 – násuny, 6 – tmavosivé dolomity stredného triasu, 7 – ílovité bridlice s vložkami kremencov namalu, 8 – kremenité pieskovce a zlepenec griesbachu, 9 – hydrotermálne premenené horniny, 10 – drobové pieskovce a droby vrchného permu, 11 – červenohnedé hematitové a biotitové piesčité bridlice a drobnozrnné sfudnaté pieskovce vrchného permu, 12 – migmatity kryštalinika, 13 – polohy a vložky metavulkanitov kryštalinika, 14 – staré banské práce, 15 – vzorky na palinológiu sú zo štólne Ivan, prekop P-12: lok. 1 – západ, lok. 2, 3 – východ.

Fig. 1 Cross-section through the Špania dolina deposit (Čillík and Prčina, 1988). 1 – underground holes, 2 – adits, 3 – loamy stony debris, 4 – faults, 5 – overthrusts, 6 – dark grey dolomites, Middle Triassic, 7 – clay shales with intercalations of quartzites, Nammalian, 8 – quartz sandstones and conglomerates, Griesbachian, 9 – hydrothermally altered rocks, 10 – subgraywackes and graywackes, Upper Permian, 11 – red-brown hematite and biotite sandy shales and fine-grained micaceous sandstones, Upper Permian, 12 – migmatites of crystalline complex, 13 – beds and intercalations of metavolcanites in crystalline complex, 14 – old mining works, 15 – palynological samples are from the Ivan adit, P-12 cross-cut. loc. 1 – west, loc. 2, 3 – east.

opakované tektonické pohyby, sťažujú podrobnejšie rozdelenie hornín permu. Preto, podobne ako to už urobil Hynie (1923), vyčleňujeme nasledujúce súvrstvia permu (Čillík, 1978; 1985):

– vrchné súvrstvie striedajúcich sa červenohnedých a sivých drobových až arkózových pieskocov s polohami a hniezdami drôb vo vrchnej časti; hrúbka súvrstvia je od 100 m do 300 m,

– stredné súvrstvie masívnych drobnozrnných pieskocov a polohy sivých piesčitých bridlíc s faciálnymi prechodmi do sivých arkózových až drobových pieskocov, ojedinele zlepenecov v strednej časti; do týchto hornín, ktorých hrúbka je 10–15 m, je koncentrované maximum tetradritovo-chalkopyritového zrudnenia – rudná zóna,

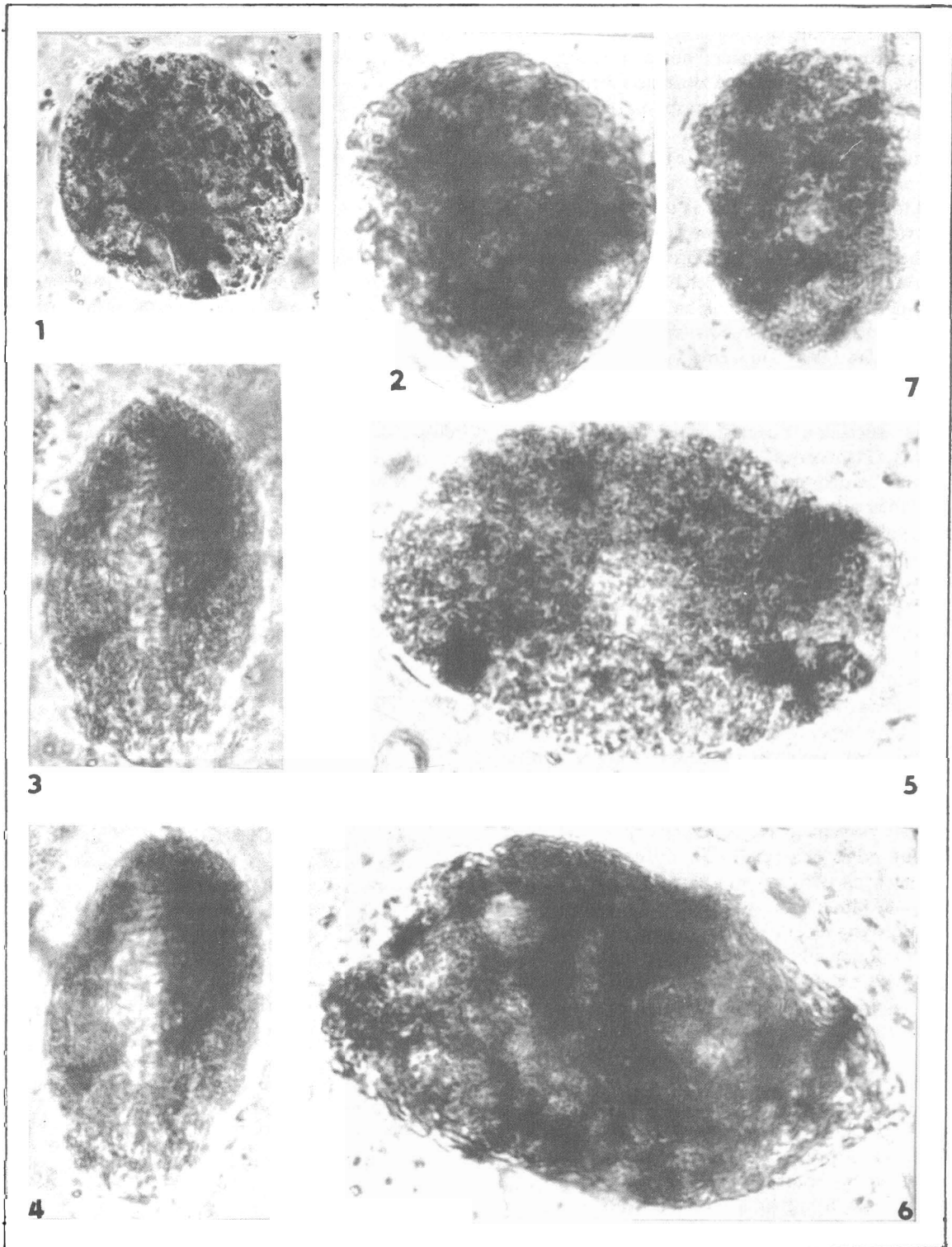
– spodné pestrofarebné a šikmo gradačne zvrstvené kremenité drobové pieskovce až zlepenec a droby s polohami a hniezdami brekcií, kremenitých pieskocov až piesčitých bridlíc, gradačne zvrstvených, prevažne červenohnedej farby, šikmé zvrstvenie je uklonené na sever s odchýlkami na SZ a SV; tieto horniny tvoria chrbát so severojužným priebehom (nánosová delta?) a ich hrúbka kolíše okolo 200 m.

Jednotlivé súvrstvia hornín permu nie sú litologicky ohraničené, ale spojené s postupnými prechodmi. Najvýznamnejším súvrstviem, ktoré môžeme spoľahlivo vy-

členiť, sú len červenohnedé sfudnaté až hematitové piesčité bridlice pod stredným súvrstviem permu. Zložitosť geologickej stavby ilustruje obr. 1.

Palinologické vyhodnotenie pestrých bridlíc

Vzorky na mikrofloristické vyhodnotenie sme odobrali zo štólne Ivan (príl. 1) z červenohnedých sfudnatých až hematitových piesčitých bridlíc. Červenohnedé bridlice (prítomnosť hematitu) nebývajú nádejné na organické zvyšky. To, že sa v červených bridliciach našli zachované sporomorfy, dokazuje tú skutočnosť, že organické zvyšky sedimentovali v limnickom alebo lagunárnom priestore v redukčnom prostredí a pravdepodobne len po diagenéze došlo k vynoreniu sedimentov, pôsobeniu aridnej, teplej klímy a k vzniku hematitu. Za týchto okolností sa mohli zachovať sporomorfy v pestrých piesčitých bridliciach. Vzorky z lokality štólňa Ivan (ŠP-P-ŠO-2, S-3-P-252, S-1-P-344) a z lokality štólňa Piesky (PP-1 364, PP-1 430), obsahujúce asociácie sporomorf, sú pestré piesčité bridlice. Hlavné zloženie sporomorfnych asociácií: *Punctatisporites* sp., *Osmundacidites wellmani* Couper, *Nuskisporites klausii* Grebe, *Lueckisporites virkkiae* Pot. Klaus, *Marsupipollenites striatus* (Balme et Henn.) Foster. Zastúpené boli druhy radu *Cordaitales*, rôznymi druhmi, napr. *Potonieisporites* no-



Obr. 2. 1 – *Punctatisporites* sp., 2 – *Osmundacidites wellmani* Couper, 3–4 – *Marsupipollenites striatus* (Balme et Henn.) Foster, 5 – *Cordaitales* sp., 6 – *Potonieisporites* sp., 7 – *Lueckisporites* sp. *Zv* 1 000x.

Fig. 2. 1 – *Punctatisporites* sp., 2 – *Osmundacidites wellmani* Couper, 3 – *Marsupipollenites striatus* (Balme et Henn.) Foster, 5 – *Cordaitales* sp., 6 – *Potonieisporites* sp., 7 – *Lueckisporites* sp. *Magn.* x 1,000.

vicus Bharadw., *Latensina triletus* Alp. a iné. Toto spoločenstvo sporomorf jednoznačne dokladá permský vek sedimentov. Druhové aj rodové zloženie sporomorf poukazuje na stredopermský vek, resp. na spodný türing alebo vrchný autun.

Druh *Marsupipollenites striatus* je rozšírený v saxóne. Prevalha monosakkátnych peľov avizuje, že nejde o vrchný türing. Kordaitová flóra sa už v žiadnom prípade nevyskytuje vo vrchnom perme autochtónne. Na základe vyššie uvedenej asociácie sporomorf môžeme teda vylúčiť vrchnotürinský vek pestrých bridlíc. Porovnaním s asociáciami zo šedých pelitov z lokality Harmanec, ktorý tiež patrí do špaňodolinského súvrstvia v zmysle Vozárovej a Vozára (1988), môžeme vylúčiť sedimentáciu v rovnakom období permu. Kým asociácie sporomorf z lokality Harmanec sú najvrchnejšie türinského veku, s výraznou asociáciou *Lueckisporites*, *Karpatisporites*, *Cycadopites* (Planderová, 1974), asociácie z pestrých bridlíc sú staršie, ako už bolo vyššie uvedené. Kordaitová flóra, ktorá je z hľadiska veku permských asociácií dôležitá, poukazuje na možnosť korelácie s flórou z predajnianskeho súvrstvia v zmysle Vozárovej a Vozára (1988).

Asociácie z vrchného permu z lokality Harmanec sú vekovo korelovateľné s mikroflórou niektorých lokalít z chočského permu (Planderová, 1973; Spišský Štiavnik 1, 2) a z podložia viedenskej panvy z vrtovej Z-74, Z-75, Z-87 (Snopková, 1988).

Z hľadiska paleoekologického zhodnotenia sedimentačného prostredia suchozemskej flóry zo Španej Doliny predpokladáme, že sedimentácia spór a peľov prebehla v malých jazierkach aluviálnej nížiny. Tie vplyvom veľmi aridnej klímy vysychali, čím by tiež mohlo dôjsť k uloženiu hematitu po diagenéze. Ďalšia možnosť je, že vplyvom tektonických pohybov sa sedimenty vydvihli a potom v aridnej klíme vznikol hematit. Aj druhovo chudobné rastlinstvo svedčí o aridnej klíme a obmedzených vegetačných podmienkach.

V období sedimentácie šedých pelitov z lokality Harmanec boli úplne iné paleoekologické podmienky, ktoré nedokazujú spojitosť so špaňodolinským súvrstviem na lokalite Špania Dolina. Bohatá mikroflóra v šedých íloch lokality Harmanec svedčí o vyvinutej vegetácii okolo jazera alebo sústavy jazier. Najčastejšie druhy peľov konifer rodov *Lueckisporites*, *Karpatisporites*, *Klausipollenites* poukazujú na prítomnosť vyšších vrchov, z ktorých boli vetrom alebo potokmi splavené do jazier. Veľmi hojne zastúpené druhy rodu *Cycadales* hovoria o pobrežných podmienkach, či už riek alebo jazier. Malé rozmery konifer a bohaté zastúpenie malých bisakkátnych peľov rodu *Karpatisporites* svedčia o suchej horúcej klíme, všeobecne snáď len s vlhšími medziobdobiami, ktoré postačili na vývoj vyššie uvedenej vegetácie.

Z mikrofloristického hľadiska nie je veková spojitosť medzi mikroflórou zo Španej Doliny a mikroflórou z lokality Harmanec. Spoločným znakom je, že v žiad-

nom zo skúmaných sedimentov oboch lokalít sa nezistila prítomnosť morského planktónu.

Záver

Zistením mikrofloristických asociácií, ako aj koreláciami s permskou flórou z lokality Harmanec, Ľubietová, viacerých lokalít chočského permu sme dospeli k nasledujúcim záverom:

a) Sporomorfné asociácie z pestrých bridlíc permu zo Španej Doliny dokazujú ich stredopermský vek s dominujúcou kordaitovou flórou, ale aj prítomnosťou rodu *Lueckisporites*.

b) Z hľadiska posúdenia sedimentačného prostredia predpokladáme lagunárne alebo jazerné prostredie, v aluviálnych nížinách s osciláciou suchších a vlhších období, ale s prevažujúcou aridnou až semiaridnou klímou.

c) Mikroflóra zo Španej Doliny je v zásadných rysoch (kordaitovou flórou) korelovateľná s mikroflórou formácie Predajná (z vrtovej v Ľubietovej).

d) Ak do toho súvrstvia patrí vrchná časť špaňodolinského súvrstvia z lokality Harmanec-papieren, je iného mikrofloristického zloženia a je korelovateľná s mikroflórou časti chočského vrchného permu a podložja viedenskej panvy.

Literatúra

- Čillík, I. 1975: Štruktúrna schéma centrálnej časti tatroveporíd a rozmiestnenie prognózných zásob rúd v oblasti. In: *Problémy geol. a metalogen. tatroveporíd. Banská Bystrica, GP*, 38–60.
- Čillík, I. 1978: Prognózy nerastných surovín v tatroveporiádach stredného Slovenska. In: *Teoretické základy prognóz nerastných surovín v ČSFR. Praha, PF UK*, 86–92.
- Čillík, I. 1980: Primárne geochemické pole na ložisku Špania Dolina. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Čillík, I. 1985: Geologická stavba kryštalinika a permu v Starohorskomo pohorí. In: *Spr k XXV cel. geol. konf Bratislava, SGS*, 29–32.
- Hynie, O. 1923: Montanisticko-geologické pomery rudného obvodu starohorsko-špaňodolinského na Slovensku. *Sbor. geol. ústavu (Praha)*, III., 283–321.
- Koutek, J. 1937: O tektonickém okně starohorském u Banské Bystrice. *Sbor. Stát. ban. Mus. D. Štúra (Banská Štiavnica)*, 102–182.
- Koutek, J. 1947: Předběžné výsledky studia rudních ložisek revíru Staré Hory – Špania Dolina. *Věst. stát. geol. Úst.*, XXII., 121–124.
- Kubíný, D. 1965: Niektoré poznatky o geológii širšieho okolia Španej Doliny. *Geol. práce, Spr.*, 37, 113–125.
- Planderová, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč Unit in the NE part of Nízke Tatry Mts. between Spišský Štiavnik and Vikartovec. *Geol. práce, Spr.*, 60, 143–168.
- Planderová, E. 1974: Poznámky k veku starohorského paleozoika na základe palinologického výskumu. *Mineralia slov.*, 6, 63–72.
- Snopková, P. 1988: Palinologický výskum sedimentov z podložja neogénu viedenskej panvy. *Západ. Karpaty, Geol.*, 11, 93–105.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. *Geol. práce, Spr.*, 64, 57–80.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1980: Late Paleozoic of West Carpathians. In: *Permian of the West Carpathians. Bratislava, GÚDŠ*, 11–23.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ*, 314 s.
- Zoubek, V. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSFR 1 : 200 000 M-34-XXIV, list Banská Bystrica. *Bratislava*.

The age of variegated sandy shales from the area of copper deposit in the Špania dolina Valley, Middle Slovakia

The paper is aimed for solution of the age of variegated sandy shales in the geologically complicated area of the Špania dolina copper deposit. Palynological investigation of sediments of the Špania dolina Member (in the sense of Vozárová and Vozár 1988) has enabled more detail analysis of studied sediments. We have ascertained, by the evaluation of microfloral assemblages and their correlation with assemblages from the Harmanec locality, the Lubietová locality (LU-1, 2, 3 boreholes) and the Choč Upper Permian, following facts:

a) Assemblages of sporomorphs from variegated Permian shales have Lower to Middle Permian age with dominated Cordaites, but the Upper Permian species of Lueckisporites genus are also present.

The main composition of sporomorphic assemblages is the following: Punctatisporites sp., Osmundacidites wellmani Couper, Nuskoisporites klausii Grebe, Lueckisporites virkikiae Pot.

Klaus. Marsupipollenites striatus (Balme et Henn.) Foster. Species of the Cordaitales order are present, e.g. Potonieisporites novicus Bharadw., Latensina triletus Alp.

The above assemblage of sporomorphs points out unambiguously the Permian age of sediments

b) We assume, from the standpoint of sedimentation environment, lagoon or lake environment in alluvial lowlands with oscillation of dry and wet periods, but with predominant arid to semiarid climate

c) Microflora from the Špania dolina Valley (Cordaites flora) can be correlated, in main features, with microflora of the Predajná formation (Lubietová).

d) The upper part of the Špania dolina Member has different microfloristic composition (Lueckisporites, Klausipollenites, Karpatisporites) and it can be correlated with the uppermost Choč Permian.

ZO ŽIVOTA SGS

Seminár Nové poznatky vo flyši Západných Karpát

Seminár usporiadala sedimentologická sekcia SGS 5. decembra 1989 na počesť 75. narodenín doc. RNDr. Zdenka Rotha, DrSc.

V úvodnom príhovore sa stručne načrtli životné osudy jubilanta s osobitným zreteľom na jeho vedeckú činnosť, ktorá prispela k výskumu Slovenska a poznaniu Karpát takou mierou ako práca máloktorého iného geológa.

Z odborných prednášok na seminári prinášame stručné abstrakty:

Z. Roth, D. Procházková: Neotektonické pohyby ve střední Evropě a jejich vztah k seismogenezi

Neotektonické pohyby zahrnujú mladoterciérny vývoj epivarské tabule v závislosti na vývoji Alp a Karpat, ktoré prenášajú do tabule africké tangenciálne napätia (Bergerat, 1987). První hlavnú udalosť neotektoniky alpid ve střední Evropě byla pyrenejská komprese alpid (40–36 Ma) provázená výrazným napětím i v jejich předpolí. Nasledovalo pyrenejské uvoľnenie (35–22 Ma) s príkrovovými pohyby alpid (Roth a Procházková, 1988b). V tabuli byl založen rýnský, podkrušnohorský a j. příkrovy (Bergerat, l. c.). Druhou hlavnú udalosť je sávsko-staroštýrská diferenciace v alpidách (18–17 Ma): Karpaty – Dinaridy oddeľila od Alp priečná zóna Kvarnerský záliv – Vídeň–Kroměříž, postupně rozevíraná k J. Podél ní se méně stlačovaný karpatsko-panonský blok začal sinistrálně vysouvat vůči Alpám k SV a vlevo pootáčet (Roth, 1980). Diferenciaci vyvolal zesílený coupling (spřažení) Alp s předpolím po eggenburgu. Při anexi části tabule Alpami (vznik helvetid) se fundament molasové pánve k pohybu Alp připojil a došlo k výzdvihu kerných pohoří Českého masívu (Roth a Procházková, l. c.). Již za sávsko-staroštýrské diferenciace alpid narazil centrální blok Západních Karpat na podsouvající se sudetsko-malenický práh tabule a začalo mírné levé pootáčení bloku charakteristické pro mlá-

doštýrsko-moldavský vývoj Západních Karpat (14 Ma až recent). Sunutí čela Alp a Moravských Karpat spojeného s tabulí se zastavilo. Pokračuje odlepování platformního pokryvu („příkrov Jury“) a vzdouvání vogézske-schwarzwaldského dómu (Laubscher, 1987). Sudetsko-malenický práh se pod náporom Karpat, který na sv. Moravě a v Polsku pokračuje (Žebera a Ambrož, 1955; Liszkowski, 1982), ohýbá (Krs, 1982) a posouvá k SV (Thurm et al., 1977) za vzniku s prahem rovnoběžných poklesů (Hornomoravský úval; Roth a Procházková, 1988; Coubal, 1989) a bazaltových výlevů (Nízký Jeseník, Železnobrodsko; Shrbený et al., 1986). Levým pootáčením karpatsko-panonského bloku klesá vídeňská a podunajská pánev (Roth, 1980). Sunutí Jižních Alp k S přechází z drávske linie na diagonální posuny Mur–Leitha–Žilina a rábskou linii – revúcko-závržské zlomy. Východně od Žiliny ústí do podélné stavby vnějších Karpat (Roth a Procházková, l. c., Procházková a Roth, 1989). Spřažení (coupling) centrálního bloku Západních Karpat s podsunutým sudetsko-malenickým prahem se projevuje výzdvihem a klopením jaderných pohoří (Grecula a Roth, 1978). Seismogenní jsou zlomové kraje kerných polí.

Z. Stráník, O. Krejčí, R. Marschalko, E. Menčík, M. Vůjta: Základní rysy geologie bělokarpatské jednotky a její postavení v rámci magurského flyše

Bělokarpatská jednotka je týlovou faciálně-tektonickou strukturou magurského flyše. Na JZ mezi Sobotištěm a Skalici se vynojuje zpod neogénu vídeňské pánve a na SV končí mezi údolím Biele Vody a Marikovského potoka. Na SZ se stýká s vnějšími jednotkami magurského flyše, na JV s bradlovým pásmem. V bělokarpatské jednotce jsou vymezovány litofaciální vývoje hlucký a vlárský, spojené přechody. Nově vymezovaný vývoj kopanický (Stráník, Menčík, Krejčí, 1988) přiřazujeme k bradlovému pásmu. Bělokarpatská jednotka pokračuje smě-

rem k JZ v podloží neogénu vídeňské pánve do rhenodanubika Wiernerwaldu (labský příkrov). V Polsku a na v. Slovensku jí odpovídá krynická jednotka.

Ve stratigrafickém sledu bělokarpatké jednotky byly prokázány vrstvy spodní křídý až středního eocénu. V hluckém a vlárském vývoji bylo provedeno nové litostratigrafické členění. Stáří jednotlivých vrstevních členů je doloženo nanoplanktonem. Stavba bělokarpatké jednotky má charakter volných struktur, které jsou typické pro oblasti nad subdukční zónou (Roth, 1980). Sedimentologickým výzkumem byl zjištěn převládající přínos materiálu od JV. Sedimentologická studia ukazují, že bazén bělokarpatké jednotky byl k SZ otevřený. Tento poznatek vysvětlujeme tektonickou amputací sv. části bělokarpatského bazénu, s kterou souvisí i velký rozdíl v litofacii mezi vnějšími jednotkami (račanská a bystrická jednotka) a vnitřní (bělokarpatskou) jednotkou magurského příkrovu.

L. Švábenická: Biostratigrafie v hluckém vývoji bělokarpatské jednotky (vápnitý nanoplankton)

V sedimentech hluckého vývoje bělokarpatské jednotky byla vypracována biostratigrafie podle foraminifer a vápnitého nanoplanktonu. Tělíška nanofosilií byla zjištěna ve všech vápnitých sedimentech pestrých i flyšového vývoje (T_d – T_e) a jejich výzkum přinesl nové výsledky. Jednotlivé litostratigrafické jednotky můžeme vymezit následovně:

- Hlucké vrstvy: ? barrem až spodní alb.
- Gbelské vrstvy: nanofosilie prozatím nezjištěny (většinou nevápnité sedimenty).
- Púchovské slíny: svrchní kampan až hranice kampan/maastricht CC22b–CC23 (sensu Sissingh, 1977).
- Svrchní křída od sv. Antonínka: spodní kampan, otázka svrchního kampanu a maastrichtu zůstává zatím otevřená.
- Švodnické souvrství
 - a) filipovská facie: vymezeno 6 lokálních biozón od svrchního maastrichtu (CC25–CC26) přes bazální sedimenty paleocénu s *Cruciplacolithus primus* a *Lanternithus duocavus* až po biochron NP4–NP5 (sensu Martini, 1971).
 - b) suchovská facie: vymezeny 2 lokální biozóny v rozsahu zón NP5 až NP8 (svrchní paleocén).
- Nivnické souvrství: svrchní paleocén až báze spodního eocénu; vymezeno 5 lokálních biozón v rozsahu NP5 až NP10.
- Kuželovské souvrství: nejvyšší část svrchního paleocénu až spodní eocén NP9–NP11 (až ? NP13). Na základě studia vzorků z výchozu vymezeno 5 lokálních biozón (NP9 až NP11). Ve vrtu Hluk V3 zjištěny sedimenty kuželovského souvrství biochronu NP12–NP13.
- Flyšové vrstvy z vrtů Blatnička-1 a Hluk V3: střední eocén, biochron NP15–NP16.

Pestré vrstvy byly studovány v hluckém vývoji bělokarpatské jednotky v těchto stratigrafických úrovních:

1. spodní část svrchního paleocénu NP6,
2. nejvyšší paleocén, případně báze eocénu, biochron NP9–NP10,
3. spodní eocén NP11,
4. vyšší spodní eocén NP12 s *Discoaster lodoensis* (Hluk V3),
5. spodní část středního eocénu NP15.

Sedimenty paleogénu bělokarpatské jednotky jsou charakteristické hojnými redepozicemi ze svrchní křídý, a to i z několika stratigrafických hladin. Jejich množství od paleocénu do spodního eocénu klesá a náhle stopá ve vyšším spodním eocénu (NP12). Ve středním eocénu se redepozice z křídý téměř nevyskytují. V sedimentech hluckého vývoje bělokarpatské jednotky

nebyl prozatím zjištěn biochron vyšší části zóny NP13 a NP14 (vyšší spodní eocén až báze středního eocénu).

M. Adamová: Geochemie pestrých vrstev flyšového pásma Západních Karpat

Sedimenty pestrých vrstev flyšového pásma Karpat na Moravě a západním Slovensku reprezentují svrchnokřídovou a paleogenní sedimentaci, která se vyskytuje téměř ve všech tektonických jednotkách studované oblasti, t. j. slezské, podslezské, ždánické, račanské, předmagurské a bělokarpatské jednotce a příbradlovém vývoji. Sedimenty těchto vrstev, zastoupené převážně jílovcí, vápnitými jílovcí až slínovci, mají polyminerální složení. Vedle křemene, živců a ev. kalcitu obsahují tyto horniny hlavně slídové minerály (zejména minerály skupiny illitu) a kaolinit. Ve svrchnokřídových pelitech (především cenomansko-turonského stáří) jsou typické minerály skupiny chloritu. V nejvyšší části křídové sedimentace (kampán-maastricht) a paleocénno-eocenních sedimentech jsou často přítomny minerály skupiny smektitu.

Z hlediska chemické zralosti sedimentů jsou nejzralejší (střední stupeň chemické zralosti) jílovce pestrých belovežských vrstev račanské jednotky, pestrých vrstev podmenilitového souvrství předmagurské a slezské jednotky.

Podle geochemických údajů (hodnoty poměrů K/Rb, K/Cs, La/Th, Th/Yb, trojúhelníkové diagramy La – Th – Sc a Th – Hf – Co) jsou sedimenty studovaných pestrých vrstev odvozeny z geochemicky vyvinuté kontinentální kůry.

Obsahy B jsou vždy podstatně vyšší ve svrchnokřídových sedimentech všech tektonických jednotek ve srovnání se sedimenty paleogenního stáří a s největší pravděpodobností indikují vyšší salinitu sedimentačního prostředí křídových sedimentů.

Pro sedimenty svrchní křídý všech tektonických jednotek jsou charakteristické nízké obsahy Zr, které mohou být vysvětleny bazičtější povahou zdrojového materiálu transportovaného do křídových sedimentačních bazénů.

Na základě všech získaných geochemických dat je patrný určitý trend zvyšování podílu hornin kyselějšího charakteru ve zdrojovém materiálu sedimentů pestrých vrstev ve směru od bradlového pásma (příbradlový vývoj) k vnějšímu okraji flyšového pásma (ždánická jednotka).

P. Ondra, J. Hanák: Korelace a členění flyšových souvrství na podkladě statistiky petrofyzikálních parametrů

Autoři se zabývají statistickým zpracováním laboratorních měření fyzikálních vlastností hornin – mineralogické hustoty, střední magnetické susceptibilitě a parametrů přirozené radioaktivity t. j. obsahů Th, U a K. Tyto parametry byly systematicky měřeny na vzorcích z povrchových odkryvů jednotlivých souvrství magurského flyše východního Slovenska i Oravy a Kysuc, paleogénu podtatranské skupiny Levočských vrchů a Skorušiny. Ke statistickému zpracování použili multivariačních metod shlukové (clusterové) a lineární diskriminační analýzy. Do celkového zpracování bylo dosud pojata asi 1 000 ks vzorků. Shluková analýza dává možnost rozčlenit především vymezený souhrn na soubory dílčí (tedy členit jednotlivá souvrství). Výsledkem diskriminační analýzy je stanovení „vzdálenosti“ (t. zv. Mahalanobisova zobecněná „vzdálenost“ D^2) mezi jednotlivými souvrstvími pro petrografický typ.

Shluková analýza, aplikovaná na vzorcích pískovců odebraných asi z 80 lokalit střížovského souvrství východodávanského

Stopové prvky v ílových mineráloch ako indikátory geologických procesov v sedimentoch permu severného gemerika

VLADIMÍR ŠUCHA, JÁN MEDVEĎ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 9, 814 73 Bratislava

(Doručené 26. 6. 1989, revidovaná verzia doručená 9. 10. 1989)

Trace elements in clay minerals as indicators of geological processes in the Permian sediments of the North Gemericum, Eastern Slovakia

Clay fraction from pelitic to aleurite sediments of the Permian in the northern Gemericum has been analysed using optical emission spectroscopy. Sixteen trace elements have been determined in clay fraction. These were compared with contents of trace elements in whole rock samples. We have ascertained distinct tendency of concentration in clay minerals, above all for V and Mo. The necessity of separation from non-clay source have been confirmed for boron. We can state that sediments of the northern Gemericum originated under conditions, which were different in the Upper and Lower Permian respectively. The influence of the environment with higher salinity manifested more distinctly in the Upper Permian. In spite of the fact that source material for the origin of the Permian sediments was probably the same, the transport length was different in the Upper and Lower Permian respectively

Úvod

Štúdium stopových prvkov má nezastupiteľný význam pri poznávaní geochemie geologických procesov najmä pre schopnosť mnohých stopových prvkov citlivo reagovať na zmeny v horninovom systéme. Keďže podobné vlastnosti sa pripisujú aj ílovým minerálom, môžeme sledovaním obidvoch týchto indikátorov posudzovať priebeh procesov v geologickom cykle.

V tejto práci sledujeme distribúciu stopových prvkov a ich vzájomné vzťahy v pelitických až aleurolitických horninách permu severného gemerika. Naším cieľom bolo sledovať vzťah medzi horninou a ílovou frakciou z hľadiska koncentrácie stopových prvkov, porovnať súvrstvia spodného a vrchného permu a pokúsili sme sa aj bližšie ozrejmiť genézu sedimentov v tejto oblasti.

Geologická pozícia

Zaoberali sme sa predovšetkým vzorkami pelitických sedimentov, zriedkavejšie aleurolitov severogemerického permu, konkrétne krompašskej skupiny (Bajaník et al., 1981), ktorá sa delí na tri základné súvrstvia. Novoveské prislúcha vrchnému permu a petrovohorské s knolským tvoria spodný perm. Podrobné litostratigrafické členenie tejto oblasti spracoval Novotný a Mihál (1987). Litologická náplň vrchného a spodného permu je rozdielna. Vo vrchnom perme – v novoveskom súvrství – prevládajú jemné sedimenty, ktoré v bielovodských vrstvách sprevádzajú aj evapority. Spodnopermské sedimenty tvorí hrubší klastický materiál (zlepence, brekcie, pyroklastiká, menej prachovce).

Väčšina študovaných vzoriek pochádza z vrtných jadier vrtov Uránového prieskumu a Geologického prieskumu Spišská Nová Ves (RHV-5, RHV-6, RHV-8, RHV-15, 1018, 1111, SM-2, GP-13), ďalej z haldy štôlne 30 (Malý Muráň) a zo šachtice 109 (Poráč). Povrchové vzorky (odoberané len doplnkovo) pochádzajú z oblasti Krompách, Petrovej hory, Kurtavej skaly a Richnavy.

Metódy štúdia stopových prvkov v ílovej frakcii

Študovali sme len frakciu menšiu ako 2 mikrometre, aby sme zamedzili skresleniu výsledkov vplyvom neílových minerálov. Frakciu sme separovali klasickou sedimentačnou metódou vo valcoch s destilovanou vodou.

Stopové prvky sme stanovili metódou optickej emisnej spektroskopie (OES). Použili sme nový analytický postup vypracovaný na našom pracovisku v spolupráci s GÚ UK (Medveď et al., 1989). Vzorky ílových minerálov obsahujú rôzne viazanú vodu, preto ich bolo treba vopred vyžíhať pri 600 °C po dobu 2 hodín. Aby sa eliminoval vplyv variability chemického zloženia, najmä prvkov alkalických kovov, vyžíhané vzorky sa riadili spektrochemickou prímiesou – grafitovým práškom SU-602 a Li₂CO₃ – v pomere 3 : 6 : 1. Vzorky zhomogenizované spektrochemickou prímiesou obsahujúcou zlúčeniny porovnávacích prvkov Ge, Pd a Eu s koncentráciou 1 000 ppm (prepočítané na prvky) sa plnili do špeciálnych nosných elektród so stredným výstupkom SU-219. Ako protielektródy sa použili elektródy SG-359. Uvedené typy elektród a spektrochemická prímies zabezpečujú stabilné podmienky budenia spektier po celý čas vyparo-

vania sa vzorky (nedochádza k vyhadzovaniu vzoriek z krátera elektródy a putovaniu plameňa po obvode protielektródy).

Spektrá vzoriek spolu so syntetickými kalibračnými štandardami sa snímali na mriežkovom spektrografe PGS-2 po dobu 90 s. Ako zdroj budenia spektier slúžil oblúk jednosmerného prúdu pri anodickej polarizácii nosnej elektródy s intenzitou 6 A (generátor UBI-2).

Analytické čiary stanovovaných stopových prvkov sa volili tak, aby zaručovali čo najlepšiu reprodukovateľnosť a dôkazoschopnosť. Sčernania príslušných spektrálnych čiar sa merali mikrofotometricky a previedli sa na hodnoty Y ($\log I$) pomocou kalibračných kriviek emulzie. Tie sa konštruovali pre vlnové dĺžky 250, 300, 350, 450 nm na základe výsledkov získaných z predbežných kriviek. Kalibračné analytické krivky sa zostrojovali v súradniciach Y versus $\log C$. Snímkovalo sa v ultrafialovej a viditeľnej oblasti.

Presnosť stanovenia vyjadrená relatívnou štandardnou odchýlkou sa vypočítala z výsledkov paralelných meraní vykonaných na 40 vzorkách ílovej frakcie – pohybuje sa okolo $\pm 10\%$.

Správnosť analytických výsledkov sa kontrolovala analýzou štandardnej referenčnej vzorky KK (kaolinit Karlove Vary). Okrem toho sa pri niektorých prvkoch (Mn, Cu, Sr) urobili kontrolné analýzy metódou AAS. V obidvoch prípadoch možno konštatovať pomerne dobrú zhodu výsledkov, takže použitá spektrochemická metóda poskytuje spoľahlivé výsledky, ktoré možno výhodne využiť pri štúdiu ílových minerálov, resp. s nimi spätých geologických procesov.

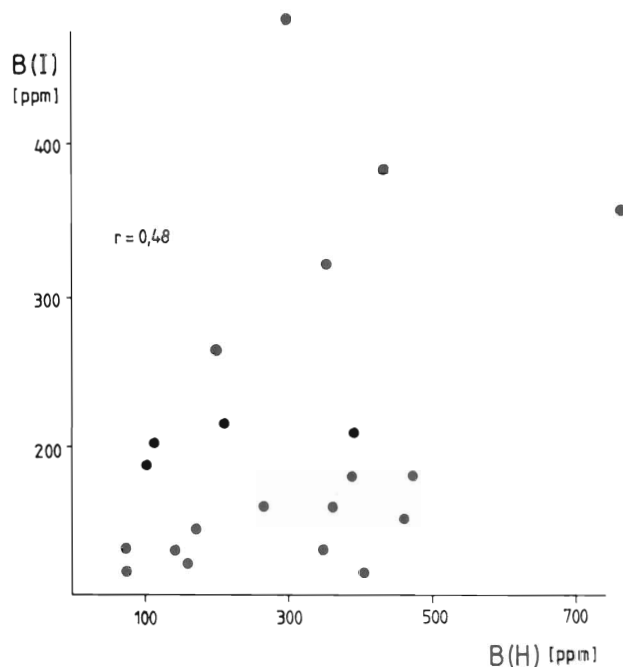
Distribúcia stopových prvkov v ílovej frakcii

V ílovej frakcii, ktorá bola zložená prevažne z illitu, menej z chloritu, sme sledovali distribúciu 15 stopových prvkov.

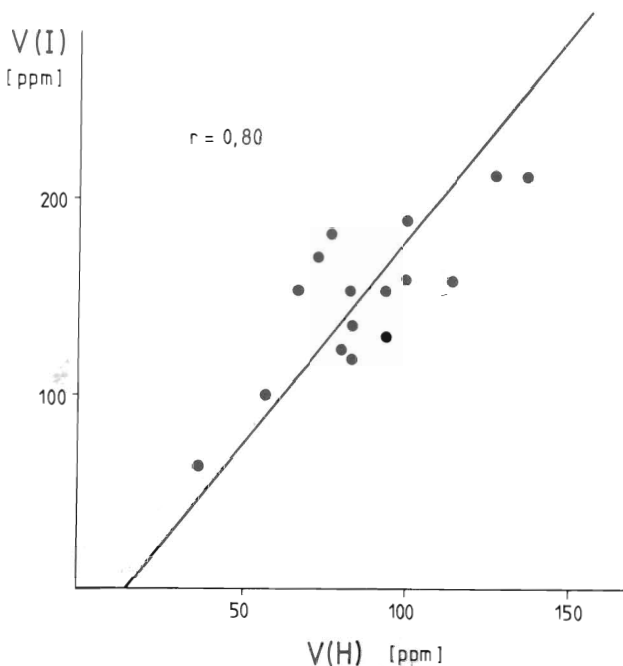
Podmienky sedimentácie najlepšie odráža B, Ga, Sr, prípadne Zn. Z nich sa pravdepodobne najviac pozornosti venuje bóru (Reynolds, 1965; Cody, 1971; Akuľšina, 1971; Kraus, 1975; Bouška a Pešek, 1982; Čurlík et al., 1984; Schreier, 1988). Rôzne, často aj protichodné, sú názory predovšetkým na jeho úlohu indikátora salinity. Myslíme si, že na základe viacerých prác, najmä experimentálnych, nie je potrebné pochybovať o vplyve salinity na obsah bóru v íloch, osobitne illitických. Treba však zohľadniť aj iné faktory, ktoré jeho obsah ovplyvňujú. Je to predovšetkým pôvod ílového materiálu, jeho zrnitosť, podmienky zvetrávania a tiež prítomnosť organickej hmoty. Dôležité je tvrdenie Codyho (1971), že väčšina bóru získaného v jednom sedimentačnom cykle sa zachováva aj v ďalších cykloch. Podobne aj Dunoyer de Segonzac a Hickel (1972) pozorujú zachovávanie sa bóru v illite aj v podmienkach anchimetamorfózy. Opodstatnenosť takéhoto tvrdenia podporuje aj skutočnosť, že bór je pevne viazaný v illite, konkrétne v jeho tetradrickej sieti (Stubičan a Roy, 1962). Z nej môže byť

vytesnený len pri extrémnych podmienkach (metamorfóza). Dunoyer de Segonzac a Hickel (1972) zároveň upozorňujú na nebezpečenstvo nepredvídateľného vplyvu prínosu vulkanického materiálu na obsahy bóru.

V študovaných vzorkách sa pri porovnaní obsahu bóru



Obr. 1 Vzťah medzi obsahom bóru v ílovej frakcii a v celej honine
Fig. 1. Relation between content of boron in clay fraction and the whole rock.



Obr. 2 Vzťah medzi obsahom vanádu v ílovej frakcii a v celej hornine
Fig. 2. Relation between content of vanadium in clay fraction and the whole rock.

v celej hornine a v ílovej frakcii (obr. 1) prejavila veľmi nízka korelácia (0,48), hoci logicky by sme mohli predpokladať koreláciu značne vyššiu, ako je tomu napríklad pri vanáde (obr. 2). Myslíme si, že túto nízku koreláciu spôsobujú už spomenuté faktory, ako aj prítomnosť turmalínu v študovaných horninách (Rojkovič, 1967). S tým súvisí aj nízka hodnota koeficientu koncentrácie bóru (tab. 1). Priemerný obsah bóru sa výrazne líši, pre spodný perm predstavuje hodnotu 163 ppm, pre vrchný perm 245 ppm (tab. 1). Pozoruhodný je aj rozdiel v hodnote pomeru B : Ga. Pre vrchný perm je to 10 a pre spodný perm 5,5.

Gálium, ako ďalší prvok schopný podľa viacerých autorov (Kraus, 1973; Akulšina, 1971; Schreier, 1988) odrážať faciálne podmienky, je prítomné vo vrchnom perme aj v spodnom perme približne v rovnakej koncentrácii (tab. 1).

TAB. 1

Priemerný obsah stopových prvkov a koeficienty ich koncentrácie v ílovej frakcii

Mean content of trace elements and their concentration coefficient in clay fraction

Prvok	Priemerný obsah		Koeficient koncentrácie	
	vrchný perm	spodný perm	vrchný perm	spodný perm
B	245	163	0,80	0,68
V	153	140	1,80	1,58
Ga	28	31	—	—
Ba	340	348	—	—
Mn	116	86	—	—
Zr	88	92	0,32	0,35
Y	26,8	36	0,73	0,88
Sc	4,2	4,6	0,28	0,52
Cr	67	78	—	—
Sr	62	70	0,72	1,23
Ni	28	34	—	—
Cu	17	22	0,44	0,37
Pb	9,6	8,9	0,60	0,44
Mo	6	5,8	2,72	4,22

Koeficient vypočítaný ako pomer obsahu prvku v ílovej frakcii a v celej hornine.

Stroncium síce dosahuje približne rovnakú priemernú koncentráciu v oboch častiach permu, ale koeficient koncentrácie je v spodnom perme oveľa vyšší ako vo vrchnom. Podľa nášho názoru tu nejde o prípad, že by sa v spodnopermských sedimentoch stroncium viazalo výraznejšie na ílovú frakciu ako vo vrchnom perme. Táto väzba je s najväčšou pravdepodobnosťou rovnaká, ale vo vrchnopermských sedimentoch existuje výrazný zdroj stroncia, ktorým sú evapority. Ide o podobný prejav vplyvu neflovej zložky, ako sme to pozorovali pri bóre. Výrazný obsah stroncia v evaporitických polohách v tejto oblasti stanovil Kvaček a Novotný (1966).

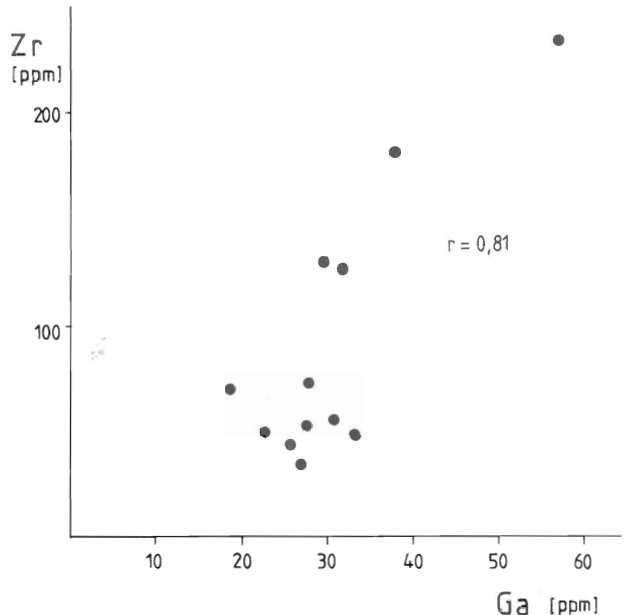
Vanád, nikel, chróm, meď, prípadne bárium sa viažu predovšetkým na materské horniny a poskytujú informácie o zdrojových horninách, z ktorých ílové materiály

vznikli. Vanád sa značne koncentruje v ílovej frakcii, o čom svedčí koeficient koncentrácie (tab. 1). Výrazný rozdiel v priemernej hodnote obsahu vanádu v íloch medzi spodným a vrchným permom nebol zistený. Pozoruhodná je však značná korelácia medzi obsahom vanádu v hornine a v ílovej frakcii (obr. 2). Dokazuje, že väčšina vanádu je sústredená v ílovej frakcii a v hornine sa nenachádza iný zdroj vanádu.

Z ostatných analyzovaných prvkov sa v ílovej frakcii výraznejšie koncentruje ešte molybdén. Lantán, aj napriek určitým predpokladom, sa v ílovej frakcii našich vzoriek prakticky nekonzcentruje. Jeho obsah je vo väčšine prípadov pod medzou stanovenia. Priemerné obsahy niklu, chrómu, meď a bária nevykazujú výraznejšie rozdiely medzi spodným a vrchným permom, možno teda predpokladať zhodu zdrojových hornín pre sedimenty spodného a vrchného permu (Kraus, 1975, 1986).

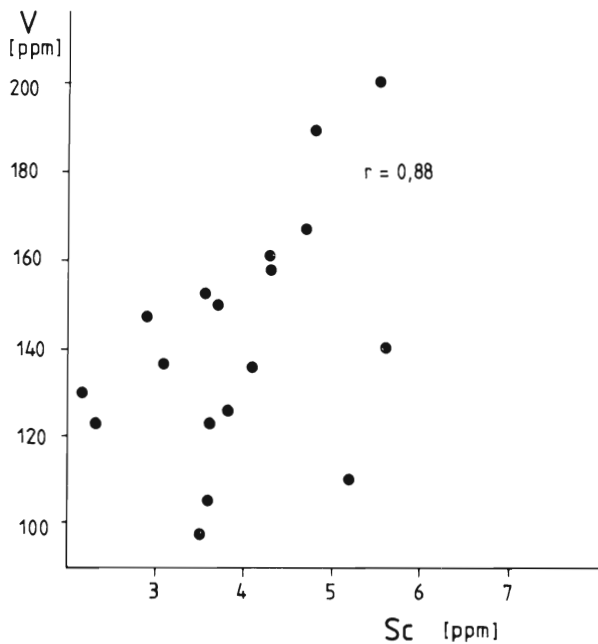
Vzájomné vzťahy medzi prvkami

Medzi jednotlivými analyzovanými prvkami sme sledovali vzájomné vzťahy a väzby pomocou jednoduchej lineárnej regresie a opísali sme ich korelačným koeficientom (hladina významnosti 96 %). Vypočítali sme korelačnú maticu pre všetky prvky celého permu a aj pre spodný a vrchný perm oddelene. Je zaujímavé, že pri spojení súborov predstavujúcich vrchný a spodný perm do jedného celku sa prakticky všetky významnejšie korelačné vzťahy porušili, čo sa prejavilo znížením hodnôt korelačných koeficientov. Výnimku tvorí vzťah medzi obsahom Ga a Zr, ktorý predstavuje hodnotu 0,81 pre spodný perm (obr. 3) a 0,54 pre vrchný perm. Najvyššie



Obr. 3. Korelačný vzťah medzi obsahmi gália a zirkónia v ílovej frakcii spodného permu.

Fig. 3. Correlation between content of gallium and zirconium in clay fraction of Lower Permian.



Obr. 4. Korelačný vzťah medzi obsahmi skandia a vanádu v ílovej frakcii vrchného permu.

Fig. 4. Correlation between contents of scandium and vanadium in clay fraction of Upper Permian.

korelačné koeficienty medzi stopovými prvkami v ílovej frakcii vrchného permu (obr. 4) boli vypočítané pre dvojice: B – Sr (0,62), Ni – Zr (0,78), V – Sc (0,88). Pre spodný perm sú to dvojice Ba – Mn (0,90), Pb – Cu (0,71), Pb – Sr (0,80), Ga – Zr (0,81), Mo – Y (0,74).

Kraus (1986) porovnal korelačné vzťahy medzi prvkami analyzovanými v kaolinitoch kôry zvetrávania a u kaolinitových ílov odobratých v sedimentačnom bazéne, ale preukázateľne pochádzajúcich z tejto kôry zvetrávania. Prakticky ani v jednej dvojici prvkov sa významný korelačný koeficient nezachoval, čo umožňuje aj nám vysvetliť korelačný nesúlad medzi vrchným a spodným permom gemerika nerovnakou dĺžkou transportu.

Diskusia a závery

Zistilo sa, že v sedimentoch gemerika na ílovú frakciu sa výrazne viaže vanád a molybdén. Naopak lantán sa na ílovú frakciu prakticky neviaže. Výrazná väzba bóru a stroncia na ílové minerály (predpokladali sme ju podobne ako pri vanáde) sa neprejavila, lebo bola zastretá prítomnosťou neílových zdrojov týchto prvkov v hornine.

Najvýraznejší rozdiel v priemernom obsahu sme zistili u bóru. Výrazne zvýšený obsah bóru vo vrchnom permu (245 ppm) oproti spodnému permu zapríčinilo podľa nášho názoru zvýraznenie salinity prostredia sedimentácie. Značne vyššie hodnoty pomeru B : Ga vo vrchnom permu rovnako indikujú morské prostredie a vzdalovanie sa prostredia akumulácie sedimentu od zdrojovej oblasti (Akuľšina, 1971). Spomenuté fakty naznačujú nesú-

lad v dĺžke transportu v spodnom a vrchnom permu. Túto skutočnosť podporuje tiež rôznosť dvojíc s významnou koreláciou pre oba permské súbory. Prakticky ani jedna dvojica s významnou koreláciou nie je pre spodný a vrchný perm totožná. Ak si zároveň uvedomíme, že také prvky ako V, Ni, Cr, Cu, Ba, ktorých obsahy sú približne rovnaké a svedčia o zhodnosti zdrojových hornín, nemôžeme stratu významných korelácií vysvetliť inak ako nerovnakou dĺžkou transportu.

Je dosť možné, že pri detailnejšom štúdiu ešte väčšieho množstva vzoriek rozdelených do súborov pre jednotlivé súvrstvia spodného a vrchného permu by sme dostali kontrastnejšie výsledky. No aj na základe predložených výsledkov možno o sedimentoch permu severného gemerika povedať, že podmienky vzniku sedimentov boli v spodnom a vrchnom permu odlišné, s výrazným vzrastom salinity prostredia vo vrchnom permu, ďalej, že zdrojový materiál, ktorý bol pravdepodobne zhodný, prekonal dlhší transport pri formovaní sedimentov vrchného permu.

Podakovanie. Za cenné rady pri diskusi o výsledkoch a za prečítanie textu ďakujeme prof. I. Krausovi. Za vykonanie kontrolných analýz metódou AAS ďakujeme Ing. E. Martínymu a v neposlednom rade patrí naša vďaka pani H. Beličkovej za veľké množstvo práce pri analýzach vzoriek.

Literatúra

- Akuľšina, E. P. 1971. Veščestvennyj sostav glinistoj časti porod paleozoja Sibirskej i Russkoj platform i jeho evolucija. *Moskva, Nauka*.
- Bajanik, Š., Vozárová, A. a Reichwalder, P. 1981. Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 27–55.
- Bouška, V. a Pešek, J. 1982: Boron in the Permo-Carboniferous aleuropolites of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. *9th Conf. on Clay Miner. and Petrol. Zvolen 1982*, 209–216.
- Cody, R. D. 1971: Adsorption and the reliability of trace elements as environment indicators for shales. *J. sed. Petrology*, 41, 2, 461–471.
- Čurlík, J., Veselský, J. a Forgáč, J. 1984: Geochemia bóru v horninách severogemerického permu v oblasti Novoveskej Huty. *Acta montana (Praha)*, 68, 87–96.
- Dunoyer de Segonzac, G. a Hickel, D. 1972: Cristalochimie des phengites dans les quartzites micacés métamorphiques du Permo-Trias des Alpes Piémontaises. *Sci. Géol. Bull.*, 25, 4, 201–229.
- Kraus, I. 1973: Možnosti mineralogicko-geochemického štúdia ílových sedimentov v neogénnych panvách Západných Karpát pri riešení ich genézy. *6th Conf. on Clay Miner. and Petrol.*, Praha 1973, 229–243.
- Kraus, I. 1975: Distribúcia mikroprvkov v íloch neogénnych panví Západných Karpát. *Nauka o Zemi, Sér. Geol.*, 9, 167 s.
- Kraus, I. 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen.*, 13, s. 288.
- Kvaček, M. a Novotný, J. 1966: Príspevek ke geochemii slezských a slovenských sedimentárnych sádrovců a anhydritů. *Sbor. Geol. Věd, Technol., Geochem.*, 7, 217–229.
- Medveď, J., Pliško, E., Martiny, E. a Šucha, V. 1989: Spektrochemické stanovenie vedľajších a stopových prvkov v ílových mineráloch. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (v tlači)*.
- Novotný, L. a Mihál, F. 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine. *Mineralia slov.*, 19, 97–113.
- Reynolds, R. C. 1965: The concentration of boron in Precambrian seas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 1–16.
- Schreier, Ch. M. 1988: Geochemie und Mineralogie oberkretazischer und alttertiärer Pelite der östlichen Wüste Ägyptens und ihre geologische Interpretation. *Berliner geowiss. Abh.* 97, Berlin, 124 s.
- Stubičan, V. a Roy, R. 1962: Boron substitution in synthetic micas and clays. *Amer. Mineralogist*, 47, 1 166–1 173.

Aerogeofyzikální obraz styčné zóny veporika s gemerikem mezi Lučencem a Revúcou

IVAN GNOJEK

Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno 12

(Doručené 13. 4. 1989, revidovaná verzia doručená 15. 5. 1990)

Airborne geophysical manifestations in the contact zone of the Veporic and Gemic units between Lučenec and Revúca, West Carpathians

Airborne geophysical maps of the contact zone between the Veporic and Gemic units bear significant amounts of information on magnetic and gamma-spectrometric behaviour of rock complexes. Geological interpretation of the anomalous magnetic zone between Lučenec and Lubeník and along the SW margin of the Gemic unit is presented, anomalous sources in the SE part of the Veporic crystalline are delimited and thickness of andesitic volcanics of Miocene age is estimated. Rocks of the Ochtiná Formation (Carboniferous) are supposed to represent the prevailing magnetic source in the Lučenec–Lubeník marginal belt of the Gemic unit. Mica-schist and amphibolite of the Ostrá complex yield the magnetic anomalies within the Veporic crystalline. Several hundreds of meters thick overburden of volcanics (Miocene), filling a N-S graben structure trending northerly from Rimavská Sobota, also represents an important magnetic source.

Úvod

Území tektonického styku veporika s gemerikem podél lubenícko-margecanské linie patří v celé své známé délce k rajónům geofyzikálně velmi atraktivním. Nejinak je tomu i v z. úseku tohoto veporicko-gemerického pomezí počínaje na JZ širším j. a z. okolím Lučence a konče na SV v údolí říčky Muráň na spojnici obcí Muráň – Revúca – Lubeník – Jelšava. Aeromagnetická mapa i mapy letecky měřených koncentrací draslíku, uranu a thoria poskytují v tomto území velkou četnost anomálií i pestrost anomálních typů.

Styčná zóna gemerika s veporikem

Lubenícká linie je prvořadou tektonickou, převážně přesmykovou zónou, podél níž se odehrál násun gemerika na veporikum. Hraniční litostratigrafickou jednotkou na straně gemerika je dobšinská skupina, na straně veporika pak revúcká skupina.

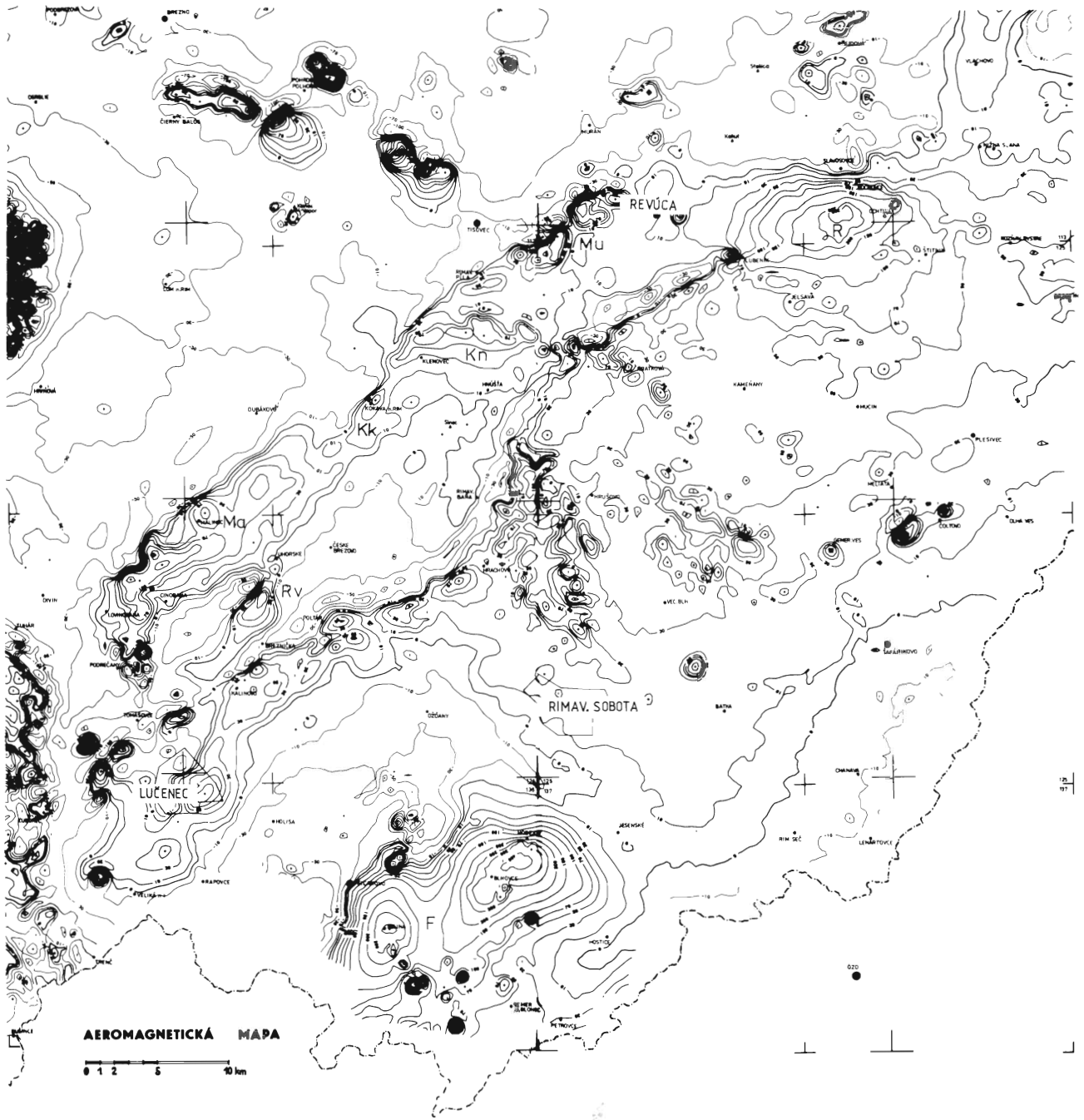
Dobšinskou skupinu karbonského stáří definovali Bajani et al. (1981) a vymezili v ní čtyři souvrství – ochtinské, rudňanské, zlatnické a hámořské. V jz. gemeriku má největší zastoupení souvrství ochtinské, které v úseku mezi Rochovcemi až Poltárem představuje současně hraniční souvrství s veporikem. Vedle slepenců, písčivců, břidlic a magnezitů obsahuje též diabasové tufy a tufity, přeměněné do facie zelených břidlic, dále sericiticko-chloritické fylity s polohami metabazaltových tufů a ve vyšším sledu též tělesa bazických vulkanitů, regionálně metamorfovaná ve facii zelených břidlic i albiticko-epidotických amfibolitů. Uvedené bazické metavul-

kanity považujeme za zřetelné zdroje magnetických anomálií.

Revúckou skupinu územně i obsahově vymezili Vozárová a Vozár (1982). Obsahuje dvě souvrství – karbonické slatvinské a permské rimavské. V kontaktu s gemerikem je na povrchu převážně souvrství rimavské, v námi hodnoceném území většinou tvořené metamorfovanými pískovci s polohami fylitických břidlic, méně časté jsou metamorfované písčité slepence, vzácné jsou metamorfované ryolity, ryolitové tufy a tufity. Podobnou skladbu sedimentů má i souvrství slatvinské, navíc s grafitickými břidlicemi a fylity. Metamorfované bazalty a jejich vulkanoklastika obsahuje slatvinské souvrství podstatněji až v území mezi Lubeníkem a Rejdovou. Ve vymapovaném úseku od Lubeníku po Poltár tedy revúcká skupina nemá typické zdroje magnetických anomálií.

Na aeromagnetické mapě se sledem kladných anomálií projevuje zřetelně celý úsek dobšinské skupiny, známý na povrchu mezi Lubeníkem a Poltárem (obr. 1). Účinek hornin dobšinské skupiny je tak výrazný, že ještě i v. a vsv. od Lubeníku způsobuje na jz. části mohutné rochovecké anomálie zřetelné superponované deformace ve formě sigmoidálního ohybu izochar. Jednotlivé dílčí aeromagnetické anomálie (mezi Turčokem a Sirkem, 1 až 2 km z. od Sirku, v z. okolí Brádna a s. od osady Kadlub a dále po zakrytí dobšinské skupiny miocenními vulkanity pak zjz. od Hrachova, v okolí Hrnčiarске Vsi a v. od Poltáru) zřejmě představují největší akumulace bazických metamorfovaných paleovulkanitů ochtinského souvrství této skupiny.

Jelikož revúcká skupina neobsahuje zdroje magnetických anomálií, promítají se v jejím území jen záporné

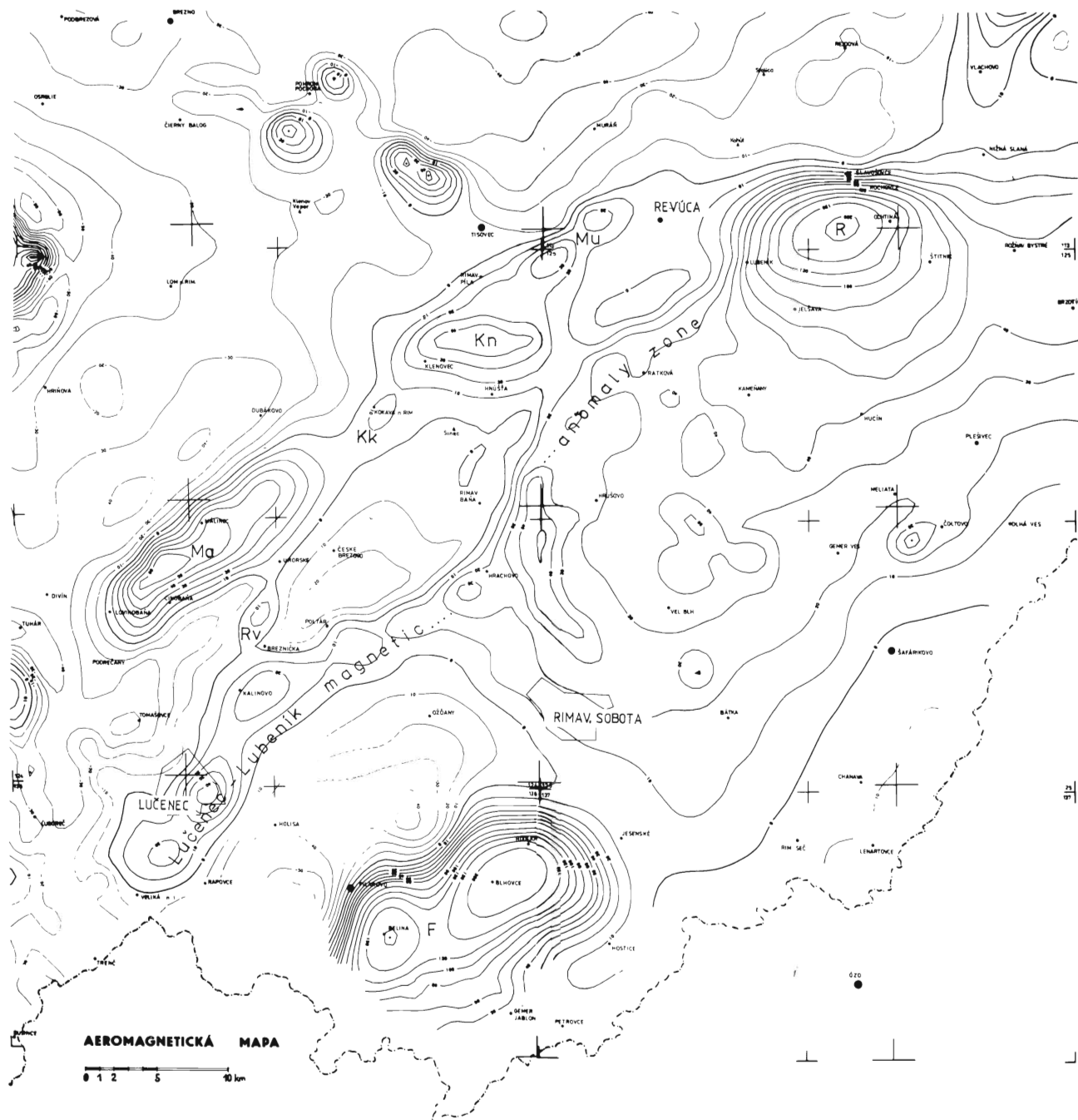


Obr. 1. Aeromagnetická mapa anomálií ΔT z území styku veporika s gemerikom podle měření v letové výšce 80 m nad terénem (Gnojek a Mutlová, 1988).

Fig. 1. Aeromagnetic map of ΔT anomalies at the ground clearance of 80 m in the contact zone between the Vepor and the Gemer tectonic units (Gnojek and Mutlová, 1988).

části anomálií dobšinské skupiny. Strmým gradientem magnetického pole v okolí inflexních úseků anomálií (v rozpětí -20 až $+30$ nT) je tedy zřetelně a téměř souvisle vymezeno rozhraní veporika a gemerika v úsecích od Lubeníku po Brádno (Kadlub) a po přerušení neovulkanity pak dále od Hrachova až po Kalinovo. Jeden až dva km úzký pruh anomálií mezi Lubeníkem a Brád-

nem svědčí o relativně strmém postavení dobšinské skupiny, zatímco širší (3 až 4 km) anomální pásmo mezi Hrachovem a Kalinovem vypovídá o mírnějších úklonech této skupiny k J a JV. Z aeromagnetické mapy lze rovněž vyčíst celou řadu příčných zlomů, převážně směru SSZ – JJV (SZ – JV až S – J), které dislokují a posouvají dobšinskou i revú-



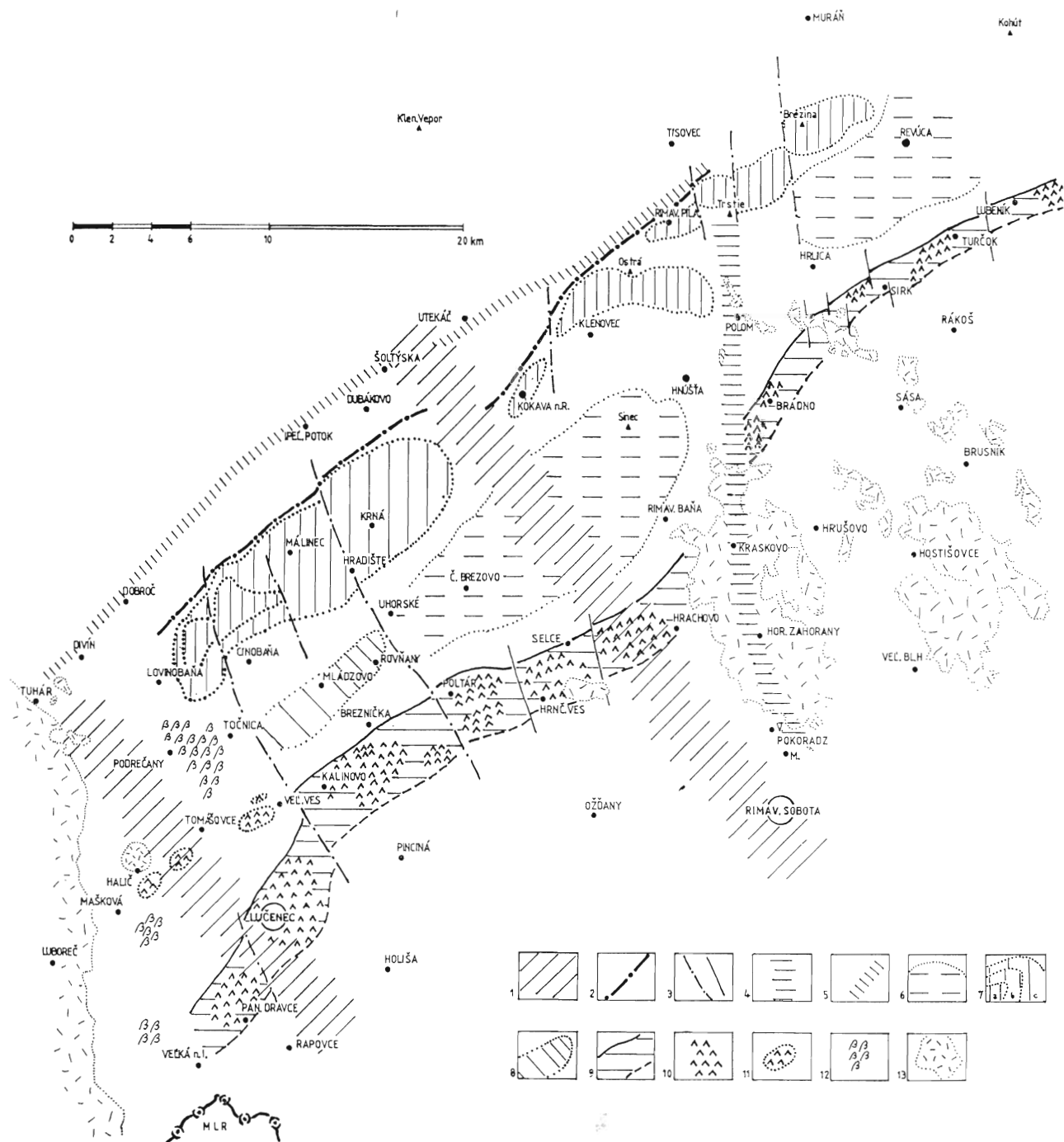
Obr. 2. Analytické pokračování letecky měřeného magnetického pole anomálií ΔT na obr. 1. do výšky 1 000 m nad terénem (Gnojek a Mutlová, 1988): Mu – magnetická zóna muráňská, Kn – klenovecká anomálie, Kk – kokavská anomálie, Ma – málinecká anomálie, Rv – rovňanská anomálie, R – rochovcká anomálie, F – fil'akovská anomálie.

Fig. 2. Analytical continuation of the airborne magnetic field at the height of 1 000 m above the ground (the same area as in Fig. 1; Gnojek and Mutlová, 1988). Mu – Muráň magnetic anomaly zone, Kn – Klenovec magnetic anomaly, Kk – Kokava magnetic anomaly, Ma – Málinec magnetic anomaly, Rv – Rovňany magnetic anomaly, R – Rochovce magnetic anomaly, F – Fil'akovo magnetic anomaly.

kou skupinu o stovky metrů až jednotky kilometrů.

Sporný však začíná být průběh lubenícké linie dále k JZ od Poltáru. Do tohoto území již zasahují „šlívové“ sedimenty egeru lučeneckého souvrství, a hlavně dácké souvrství poltárské se šterky, písky a pestrými jíly (Vass

et al., 1987), které spolu s kvartérem většinou zakrývají horniny gemerika, částečně i veporika. Vedle již zmíněných méně strmých úklonů gemerika zde Vozár (in Vass et al., 1987) konstatuje společné provrásnění gemericých i veporických komplexů, čímž zbytky hornin geme-



Obr. 3. Interpretáční schéma aerogeofyzikálních indikací v území styku veporika s gemerikem (Gnojek, 1989). 1 – sz.-jv. diskontinuity magnetického pole v hlubinné regionální stavbě, 2 – muráňská zlomová zóna indikovaná magnetometrií, 3 – příčné diskontinuity magnetického pole, 4 – tektonicko-lubeničná jizva, vyplněná v j. části vulkanitami o několikasetmetrové mocnosti, 5 – rozhraní litogeochemicky odlišných částí kráľovohorského komplexu, definované rozdílnou koncentrací thoria, mezi Dobroč a Útekáčem též rozdílnou koncentrací draslíku, 6 – monotónní neanomalní magnetické pole, 7 – magnetické anomálie vyvolané horninami komplexu Ostré: a – v příprchovché úrovni (do hloubky 200 m), b – v hloubkách od 200 do 1 000 m, c – v hloubkách větších než 1 000 m; 8 – zdroj rovňanské anomálie (buď slatvinské souvrství, nebo komplex Ostré), 9 – lučenecko-lubeničná anomální zóna, podmíněná převážně ochtinským souvrstvím dobšinské skupiny gemerika, 10 – akumulace metamorfovaných bazických paleovulkanitů dobšinské skupiny, 11 – přítkrovové trosky magneticky anomálních hornin, 12 – magneticky anomální bazaltoidy, 13 – magneticky anomální miocenní vulkanity andezitového typu.

Fig. 3. Airborne geophysical manifestations of the geological structure of the contact zone between the Vepor and the Gemer tectonic units (Gnojek, 1989). 1 – NW-SE trending discontinuity indicating the regional magnetic field structure, 2 – the Muráň fault zone indicated according

to magnetometry, 3 – transverse faults indicated in magnetic maps, 4 – tectonic breach filled, in the southern part, with volcanics several hundreds of meters thick, 5 – boundary between lithogeochemically different parts of the Kráľova hoľa complex, defined by a different concentration of thorium and between Dobroč and Utekáč also by a different concentration of potassium, 6 – monotonous non-anomalous magnetic field, 7 – magnetic anomalies caused by the rocks of the Ostrá complex: a – at the near surface level (up to the depth of 200 m), b – in the depth interval from 200 to 1 000 m, c – at the depth of more than 1 000 m, 8 – Rovňany anomaly source (either the Slatvina Formation or the Ostrá complex), 9 – Lučenec–Lubeník anomalous zone caused mostly by the Ochtiná Formation of the Dobšiná Group of the Gemer tectonic unit, 10 – accumulation of metamorphosed basic paleovolcanics of the Dobšiná Group, 11 – nappe relics of anomalous magnetic rocks of the Gemer tectonic unit, 12 – anomalous magnetic basalts, 13 – anomalous magnetic Miocene volcanics of andesite composition.

rika – převážně ochtinského souvrství dobšinské skupiny – jsou zachovány jen v jádrech synklinál. Vymapované trosky gemerického příkrovu vystupují v. od Poltáru, v okolí Brezňičky, j. od Cinobaně, mezi Točnicí a Velkou Vsí (Vozárová a Vozár, 1988). Nejzazší z. trosku gemerického karbonu v jádře divínské synformy tuhárského mezozoika pak popsal Plašienka (1983).

Vymezení jz. pokračování lubenícké linie se tedy stává poněkud vágním. Máme však k dispozici zřetelné magnetometrické indikace anomálního pásma pokračujícího k JZ, které vsv. od Poltáru bylo jednoznačně přiřazováno dobšinské skupině. Toto anomální pásmo, vymezené Gnojkem (1988) jako lučenecko-lubenická magnetická zóna, pokračuje k JZ od Poltáru až do j. okolí Kalinova, kde je pravděpodobně dislokuje příčný zlom ssz. – jjv. směru na spojnici obcí Točnica – Velká Ves, odpovídající čakanovskému a s ním speřeným zlomům ve strukturním schématu lučenecké kotliny a Cerové vrchoviny podle Vasse a Elečka (in Bodnár et al., 1988), za nímž po cca 1 km posunu pokračuje toto pásmo přes Lučenec, dále k JJZ na Panické Dravce a ztrácí anomální projevy v sv. okraji Velké n. I. (obr. 3).

Vedle této anomální magnetické zóny, kterou chápeme jako okrajovou součást kompaktního gemerika, lze za zmíněnou dislokací dále k JZ vymezit také čtyři lokální magnetické anomálie, a to dvě zjz. od Velké Vsi a dvě mezi Tomášovcemi a Maškovou, které interpretujeme jako zakryté příkrovové trosky magneticky aktivních hornin dobšinské skupiny gemerika. Metabazaltoidy těchto zakrytých příkrovových trosk by se měly nacházet v hloubkách do 200 m pod povrchem. Skutečnost, že většina Vozárovou a Vozárem (1988) vymapovaných příkrovových trosk gemerika mezi Kalinovem a Tuhárem nevyvolává aeromagnetické anomálie, vysvětlujeme tak, že obsahují převážně sedimentární členy ze souvrství dobšinské skupiny bez podstatné účasti vulkanitů. Výjimku tvoří jen drobná troska ssz. od Velké Vsi, která vykazuje lokální aeromagnetickou anomálii do 50 nT.

V polozakryté a zakryté části dobšinské skupiny kompaktního gemerika nacházíme celou řadu dílčích magnetických anomálií, pod nimiž lze očekávat větší soustředění vulkanogenních hornin bazického charakteru. Takovéto indikace sledáváme zjz. od Hrachova, v okolí Hrnčiarské Vsi, ve třech tělesech v., sv. a jjz. od Poltáru, v rozsáhlém tělese mezi Brezňičkou a Kalinovem, jehož nejvrchnější část vystupuje v území kóty Bôrčok na povrch a byla již detailně zkoumána magnetometricky Filem (in Plančár et al., 1977) a petrograficky Hovorkou

(1985), pak v poměrně velkém tělese lučeneckém a nejjižněji u Panických Dravců.

Magneticky velmi výrazným objektem je zdroj anomálie lučenecké, nacházející se převážně v katastru stejnojmenného města. Filo (in Bodnár et al., 1988) jej interpretuje jako těleso ultrabazických hornin v hloubce 300 až 400 m. S ohledem na výsledky vrtů H-2 a HGL-1 je musíme situovat do hloubky (minimálně) 400 m a větší. Zdroj nejjižnější anomálie této lučenecko-lubenické magnetické zóny u Panických Dravců by se měl nacházet minimálně v hloubce 500 až 600 m.

Jednotlivé anomální zdroje dobšinské skupiny mezi Kalinovem a Hrachovem generelně upadají mírně (do 50°) k JV až k J. V úseku Brezňička – Hrnčiarska Ves představují dvě paralelní polohy, z nichž podložní, která se nachází blíže k veporiku, je svým sz. okrajem místy velmi mělce uložena. Kromě kóty Bôrčok j. od Brezňičky je tomu tak např. mezi Hrnčiarskou Vsí a Selcemí i částečně ve v. okolí Poltáru. Většina ostatních zdrojů tohoto úseku je situována v hloubkách do 300 m, nanejvýš do 400 m. V sv. úseku mezi Brádnem a Lubeníkem interpretujeme méně intenzivní aeromagnetické anomálie této zóny jako strmější postavené a případně méně mocné polohy metapaleovulkanitů dobšinské skupiny.

Krystalinikum jižního veporika

Území krystalinických hornin přimknutých k obalové skupině revúcké mezi Lovinobaní a Revúcou studoval v nedávné době Bezák (1980, 1982, 1988). V posledních dvou pracích zde vymezil pět komplexů, a to:

a) kráľovoňolský granitizovaný komplex migmatitů s enklávami pararul a granitoidů hercynského stáří (původně pararuly);

b) komplex Ostré, budovaný granátovými svory s amfibolity (původně jílovci s bazaltoidními vulkanity);

c) klenovecký komplex albitizovaných biotitických pararul (původně převážně pískovců s intermedieárními vulkanity); oba komplexy (b) i (c) jsou staropaleozoické, hercynsky metamorfované v granátové zóně;

d) sinecký komplex muskoviticko-chloritických fylitů s bazickými metavulkanity a s metakonglomeráty;

e) lovinobaňský komplex slabě metamorfovaných sedimentů a vulkanitů s polohami břidlic; oba komplexy (d) i (e) jsou mladopaleozoické, metamorfované nanejvýš v chloritové zóně.

Uvedených pět komplexů metamorfítů doplňuje rimačický komplex světlých granitoidů.

Z konfrontací přehledné geologické mapy jz. části veporika (in Bezák, 1988) s aeromagnetickými mapami předloženými Gnojekem a Janákem (1986) (výsek je na obr. 1) vyplývá, že nejvýraznějším zdrojem magnetických anomálií jsou horniny komplexu Ostré, slabším zdrojem magnetických anomálií je lovinobaňský komplex, výjimečně i komplex klenovecký, zatímco kráľovoľhoľský, sinecký a rimavický komplex jsou vůči geomagnetickému poli zcela netečné. Uvedená fakta jsou v souladu s výše uvedenou horninovou náplní jmenovaných komplexů, s výjimkou komplexu sineckého, který, ač zahrnuje bazické metavulkanity, nevyvolává magnetické anomálie. Tuto skutečnost lze vysvětlit buď velmi malým zastoupením bazických metavulkanitů, nebo přítomností takových metavulkanitů, jejichž specifickou vlastností je absence feromagnetických akcesorií.

Veporickou část hodnoceného území v celé délce provází řada aeromagnetických anomálií. Jsou to (od SV k JZ) výrazně členitá magnetická zóna Brezina – Trstie (Mu), táhnoucí se od Muránské Dlhé Lúky po Rimavskou Pílu, anomálie klenovecká (Kn), drobná anomálie kokavská (Kk) a rozlehlá anomálie málinecká (Ma) provázená v j. části výraznou paralelní anomálií rovňanskou (Rv). Původ téměř všech uvedených anomálií připisujeme horninám komplexu Ostré (obr. 2 a 3).

Výraznému seskupení lokálních intenzivních anomálií (v rozpětí -150 až $+300$ nT) 13 km dlouhé muránské zóny, vystupující z. a jz. od Revúce v prostoru kót Brezina–Trstie–Ostrá, byl donedávna přisuzován původ ve svorech typu Brezina. Dnes je zahrnuje Bezák (1988) do komplexu Ostré. Anomální zóna představuje sérii rozptýlených, převážně povrchových a připovrchových zdrojů, zřejmě amfibolitů a příbuzných metabazaltoidů, dislokovaných a vzájemně posunutých alespoň dvěma s.-j. až ssz.-jzv. zlomy. Pouze jz. část anomální zóny u Rimavské Píly představuje poněkud zúžený a hlouběji, v prvních stovkách metrů situovaný zdroj.

Téměř v.-z. protažená, 10 km dlouhá anomálie klenovecká je vyvolána rovněž svorovo-amfibolitovým komplexem Ostré, který je v j. části anomálie překryt rulami klenoveckého komplexu. Z charakteristických črt anomálie vyplývá, že magnetické horniny jsou uspořádány obloukovitě v z. a s. okolí Klenovce, mají mírný úklon (30 až 40°) se zapadáním k J pod klenovecký komplex, který je jejich tektonickým nadložím. Klenovecký granit, zjištěný vrtem KS-1 na j. okraji stejnojmenné obce, není původcem této magnetické anomálie. Důkazy o jeho nízké susceptibilitě i nízké remanentní magnetizaci v dostatečně velkém souboru vzorků (44 ks) podala Stránska (in Ardová et al., 1988). Klenovecký granit tedy není z hlediska magnetických vlastností analogem rochoveckého granitu.

Podobně i menší, 3 km dlouhá anomálie kokavská je způsobena úzkým pruhem komplexu Ostré, protaženým ve směru SV-JZ, ukloněným pod cca 50° k J a JV. Jeho tektonickým nadložím je opět klenovecký a sinecký komplex.

Nejrozlehlejším anomálním magnetickým objektem oblasti je málinecká anomálie. Nasazuje na SV na spojnici Dubákovo–Zlatno, na JV vyznívá u Lovinobaně. Je tedy 18 km dlouhá a až 7 km široká. Lze ji rozdělit na tři části, s různou hloubkovou úrovní zdrojů. Aeromagnetická mapa naznačuje, že tyto tři části jsou od sebe odděleny příčnými zlomy směru SZ-JV až SSZ-JJV. V jz. části anomálie mezi Lovinobaní a obcí Ozdín vystupují zdroje anomálie na povrch nebo jsou zcela připovrchové. Zde skutečně Bezák (1988) v širším okolí Cinobaně vymapoval opět komplex Ostré, vystupující zpod lovinobaňského komplexu. Ve střední části, mezi příčnými zlomy procházejícími přibližně Ozdínem a Hradištěm, se zdroje anomálie ponořují do několikasetmetrových hloubek (až do 1 km), a konečně v sv. části anomálie – od Hradiště k SV – se zdroj anomálie nachází již v hloubce větší než 1 km (1,5–4 km). Jako původce anomálie interpretujeme opět především horniny komplexu Ostré, zde spolu s přidavným účinkem slabě metamorfovaných vulkanitů komplexu lovinobaňského, a to i přesto, že v s. části anomálie (sv. od Málinece) již na povrch vystupuje kráľovoľhoľský komplex. Bezák (1988) totiž zjistil, že v mladopaleozoické etapě tektonického vývoje oblasti mohly na duktilních strižných zónách směru SV-JZ probíhat násuny již zkonsolidovaného kráľovoľhoľského migmatitového komplexu všeobecně na J (či JZ) na zónu slaběji metamorfovaných komplexů. Proto i v sv. části málinecké anomálie považujeme za její zdroj horniny komplexu Ostré, uložené v hloubce asi 1,5–4 km pod magneticky sterilním komplexem kráľovoľhoľským.

Poněkud méně zřejmý je původ výrazné anomálie rovňanské. Nachází se v prostoru terénní elevace mezi dolinami Iplu (Rovňany) a Banského potoka (Mládzo). Nejnovější geologickou mapu odtud předkládají Vozárová a Vozár (1988). Uvádějí v ní především obalové jednotky veporika, a to jak skupinu revúckou, tak ve větším rozsahu též federátskou. V s. částech pak vystupují krystalinické komplexy veporika. Přisouzení původu anomálie konkrétnímu souvrství komplikuje značná zakrytost území kvartérními usazeninami v nivách Iplu a jeho přítoků. Z parametrů rovňanské anomálie vyplývá, že by měla mít zdroj celkově nehluboký, uložený v sv. části u Rovňan snad přímo pod kvartérem (do 100 m pod povrchem), v jz. části v okolí Mládzo hlouběji, a protažený ve směru SV-JZ. Za pravděpodobný zdroj této anomálie považujeme slatvinské souvrství revúcké skupiny, o němž jsme již konstatovali, že v úseku Poltár – Lubeník aeromagnetické anomálie téměř nevyvolává. Původ rovňanské anomálie v tomto souvrství by tedy znamenal podstatnější podíl metabazaltoidů a magneticky aktivních fylitů ve zdejších slatvinském souvrství, podobně jak v něm byly zaznamenány v území mezi Lubeníkem a Rochovcemi Stránskou (in Ardová et al., 1988). Bezák (ústní sdělení) také připouští původ rovňanské anomálie v horninách komplexu Ostré. V tomto případě by však zde mapované slatvinské sou-

vrství muselo mít nepatrnou mocnost, aby komplex Ostré v jejím podloží ještě mohl představovat připo-
vrchový zdroj.

Zcela fádni, neanomální magnetické pole se rozprostírá v území rimavického komplexu světlých granitoidů, pronikajících převážně v místech styku krystalinika s jeho obalem a v území budovaném komplexem sineckým.

Liniové diskontinuity magnetického pole

Geofyzikálně-geologická interpretace hlubinné stavby vnitřních Západních Karpat Šefary et al. (1987) uvádí v daném území dvě hlubinné zlomové zóny II. řádu, obě směru SZ-JV. Jedna probíhá od Starého Haliče přes Lučeneč a Rapovce k JV, druhá s. okolím Klenovce na Hnúšťa – Hrušovo – Velký Blh a dále k JV. Regionální črtu magnetického pole zřetelně odrážejí prvně jmenovanou jz. hlubinnou zlomovou zónu lučeneckou, výrazněji však než druhá hnúšťačká je v aeromagnetických mapách patrná jiná hluboká diskontinuita, probíhající j. od Kokavy n. R., přes okolí Hrachova k Rimavské Sobotě a dále k JV. Uvedené dvě hluboké magnetické diskontinuity omezují z jz. i sv. strany rozlehlou anomálii málineckou, rimavskosobotská diskontinuita pak dále odděluje dva velké magnetické zdroje, a to středně hlubokou anomálii filakovskou (belinsko-blhovecké dvojče) od velmi hluboké regionální anomálie rožňavské.

Muráňský zlom

Přehledné geologické mapy z 60. a 70. let uváděly předpokládaný průběh muráňského zlomu jz. od Tisovce, vychýlený od přímočarého průběhu mírnou sigmoidou k Z, s pokračováním k JZ do údolí Iplu s dále na Dobroč a Divín (Fusán, 1964, in Mahel' et al., 1967). Zpřesněný názor na jeho průběh v tomto úseku vyslovil Bezák (1980). Aeromagnetická mapa jednoznačně potvrzuje průběh tohoto zlomu nově definovaný Bezákem jz. od Tisovce v úseku od Rimavské Píly až do jz. okolí Kokavy n. R., kde na křížení s hlubokou sz.-jz. diskontinuitou rimavskosobotskou je jeho projev posunut o 2 až 3 km k SZ a pokračuje ve strmém gradientu magnetického pole sz. okrajem málinecké anomálie dále k JZ do j. okolí Dobroče. Jz. od Kokavy n. R. se tedy průběh zlomu vymezený Bezákem s aeromagnetickou indikací zcela neshoduje.

S dříve předpokládaným sigmoidálním průběhem muráňského zlomu jz. od Tisovce je však konformní průběh rozhraní letecky mapovaných koncentrací draslíku a thoria. Interpretujeme je jako litologické rozhraní hornin. Sz. od něho byla letecky vmapována podstatně větší četnost koncentrací thoria nad 12 ppm Th a draslíku nad 2 % K; jv. od rozhraní převládají koncentrace 8 až 10 ppm Th a okolo 1,5 % K. Z dosavadních poznatků vyplývá, že regionálně vmapované radio-geochemické charakteristiky mohou posloužit v dalších výzkumech kráľovohofského komplexu.

Příčné dislokace

Již výše v tomto článku bylo uvedeno, že letecké geofyzikální mapy odhalují řadu příčných dislokací převážně sz. až s.-j. směrů. Mnohé z nich jsou naznačeny v interpretačním schématu na obr. 3. Všimněme si na závěr podrobněji s.-j. zlomového pásma, probíhajícího z v. okolí Tisovce k J územím kóty Trstie na osadu Polom, kótu Cigáň, přes obec Kraskovo až k V. a M. Pokoradzi u Rimavské Soboty. Zaznamenala ho v minulosti řada autorů. V posledních výzkumech krystalinika veporika jej mezi kótami Ostrá a Trstie vymežil Bezák (1988) a v území styku veporika s gemerikem mezi Hnúšťou a Hrachovem tuto sérii s.-j. zlomů – t. j. „bradňanský a souběžné zlomy až po údolí Rimavy“ – vymapovali Vozárová a Vozár (1988). Hodnotí je jako zlomy s nejvýraznějším s.-j. posunem, podobným, jaký známe v oblasti štítnického zlomového systému.

Přesto, že v tomto území je styk veporika s gemerikem zakryt miocenními vulkanogenními horninami, způsobujícími pestré, mozaikovitě členité magnetické pole, pro ně typické, je v aeromagnetické mapě patrný několikakilometrový posun pásma zdrojů dobsinské skupiny mezi Hrachovem a Bradnem, čímž se potvrzuje funkce tohoto zlomového pásma. Z analýzy vyhotovených odvozených magnetometrických map pak vyplývají další poznatky o neovulkanitech vystupujících v jz. části gemerika. Východní hostišovský ostrov vulkanogenních hornin představuje pravděpodobně denudační relikv vulkanogenních hmot o mocnosti nanejvýš v prvních stovkách metrů (max. 100–200 m). V západním ostrově zahoranském však lze vymežit s.-j. jizvu (příkopovou propadlinu) s osou spojující kótu Cigáň, obec Kraskovo, v jz. okolí Hor. Zahoran a sv. okraj V. a M. Pokoradze, v níž jsou hlouběji v několikasetmetrové mocnosti zakořeněny magnetické vulkanity. Za povšimnutí stojí, že v jejím j. ukončení u Pokoradze vymežil Lexa (in Vass et al., 1986) tři sopouchy explozivního typu, v jednom případě s andezitovou žilou. Není vyloučeno, že v magnetometricky indikované propadlině mohou být severněji nalezeny další přírodní kanály tohoto bádenského (až sarmatského?) andezitového vulkanismu. Drobné ostrůvky vulkanogenních hornin sv. od Hnúšťa a v okolí osady Polom se nacházejí v s. pokračování této jizvy.

Literatura

- Ardová, M., Filo, A., Kurkin, M. a Štránska, M. 1988: Geofyzikálny výskum metalogenetickej zóny Rochovce–Chyžné. *Manuskript – archív Geofyzika Brno*.
- Bajaník, Š., Vozárová, A. a Reichwalder, P. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Spr.*, 76, 27–56.
- Bezák, V. 1980: Priebeh muránskeho zlomu juhozápadne od Tisovca. *Geol. Práce, Spr.*, 74, 207–208.
- Bezák, V. 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd (Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr.*, 78, 65–70.
- Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mine-ralia slov.*, 20, 131–142.

- Bodnár, J., Elečko, M., Filo, M., Halmešová, S., Husák, L. a Zeman, I. 1988: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií, región Lučenská kotlina a Cerová vrchovina. *Manuskript – archív Geofyzika Brno*.
- Gnojek, I. a Janák, F. 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítko 1 : 50 000. *Manuskript – Geofyzika Brno*.
- Gnojek, I. 1988: Přehled magnetických anomálií a jejich zdrojů ve vnitřních Západních Karpatech. In *M. Suk (red.) Sborník referátů 3. semináře „Interpretace geofyzikálních dat“ Geofyzika Brno*.
- Hovorka, D. 1985: Ultramafic Rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Mahel, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. *Západní Karpaty, svazek 1 Praha, Academia*.
- Plančár, J., Filo, M., Šefara, J., Snopko, L. a Klinec, A. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 2, 7–144*.
- Plašienka, D. 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. *Mineralia slov., 15, 49–58*.
- Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, L., Janoščík, M., Král, M., Kubeš, P., Kucharič, L., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. a Velich, R. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk. geofyzikálne interpretácie. *Manuskript – Geofyzika Brno, Geofond Bratislava*.
- Vass, D., Bodnár, J., Elečko, M., Gaál, L., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J. a Vozárová, A. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Vass, D., Elečko, M., Pristaš, J., Konečný, V., Vozár, J., Vozárová, A., Straka, P., Škvarka, L. a Bodnár, J. 1987: Stručné vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr., 78, 169–194*.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ*.

Airborne geophysical manifestations in the contact zone of the Veporic and Gemeric units between Lučenec and Revúca, West Carpathians

Airborne geophysical maps of primary fields, i. e. aeromagnetic map at 80 m ground clearance and airborne gamma-spectrometric maps of potassium, uranium and thorium concentrations (Gnojek and Janák, 1986) together with derived maps (e.g. map of analytical continuation of the magnetic field to the upper half-space, Gnojek, and Mutlová, 1988) revealed several significant geophysical anomalies in the contact zone between the Veporic and Gemeric units. In the first place, the aeromagnetic indications have assumed the latest geological data by Bajanič et al. (1981) from the area in question.

Accepting the interpretation of the geological structure by Bajanič et al. (1981), the anomalous magnetic zone between Lučenec and Lubeník has been interpreted as representing the extent of the Ochtiná Formation of the Dobšiná Group (Carboniferous) along the NW margin of the Gemeric unit. The belt is indicated by anomalous magnetic sources induced by metamorphosed basic paleovolcanics in the NE portion of the area. Conspicuous anomalies indicate the continuation of the Dobšiná Group about 20 km farther to SW where it is already covered by younger sediments in the Lučenec Basin. Apart from this continuous magnetic zone, three covered and a single outcrop-

ping relic of anomalous magnetic rocks create remnants of formerly larger Gemeric nappe.

Especially the work by Bezák (1988) allowed up to date interpretation of geophysical data from the southern part of the Veporic unit. Mica-schist and amphibolite of the Ostrá complex seem to be the most conspicuous sources of magnetic anomalies in the unit, unlike the Sinec phyllite, the Kráľova hoľa migmatite or Rimavica granitoids which are completely non-magnetic. The aeromagnetic map also confirmed the definition of huge Muráň strike-slip fault by Bezák (1980) in the NE part of the area. On the other hand, this was impossible for the SW part of the area. Gamma-spectrometric data, namely the thorium and partly even potassium abundances, indicate the possibility to differentiate the vast Kráľova hoľa complex according to its litho-geochemical pattern.

The latest information by Vozárová and Vozár (1988) on the dislocation and displacement to several kilometers distance of the tectonic contact zone between the Veporic and Gemeric units below the overburden of Miocene andesite volcanics has been confirmed together with the delimitation of a N–S trending graben structure filled by andesite volcanoclastics attaining several hundreds of meters thickness.

Paragenetické vzťahy zlato-kremenného zrudnenia s antimónovými rudami ložiska Pezinok

PETER ANDRÁŠ¹, STANISLAV JELEŇ¹, FRANTIŠEK CAŇO²

¹ Geologický ústav SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica

² Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 6. 12. 1989, revidovaná verzia doručené 27. 12. 1989)

Paragenetic relations between gold-quartz ore mineralization and antimonite ores of the Pezinok deposit, Western Slovakia

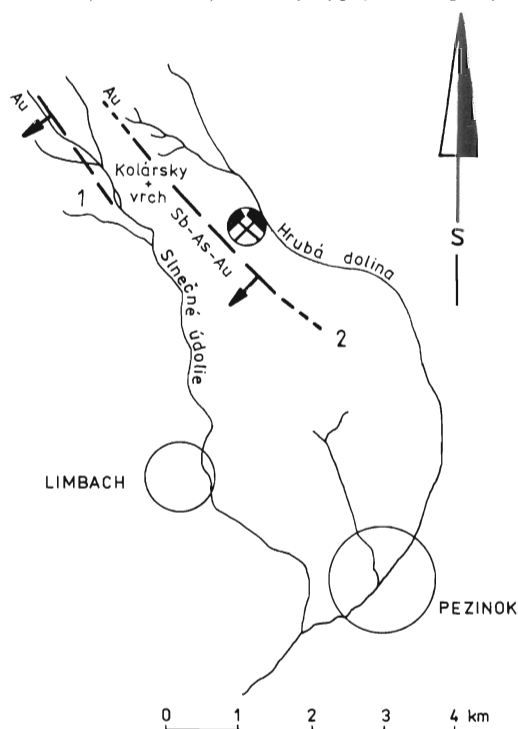
Gold mineralization on the Pezinok deposit in the area of the Pezinok-Pernek crystalline complex is formed by younger vein gold-quartz ore mineralization in two mica granodiorite in the Slnéčné údolie Valley, and by older goldbearing sulphidic mineralization of disseminated character, which spatially reaches into antimonite ore mineralization in the area of Kolársky vrch Mt., which is younger than gold-bearing mineralization. Gold-quartz mineralization is formed by pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, polybasite, Ag-tetrahedrite and electrum. Electrum forms veinlets in quartz, with the thickness of 0.X mm and the length of X mm, or isolated gold-leaves with the size of 0.X mm. It is marked by distinct inhomogeneity. The relation of Au/Ag is 2.4 : 1 in it. The size of silver minerals does not reach 0.0X mm.

Úvod

V oblasti Pezinka sú známe dva typy zlatého zrudnenia. Prvý typ tvoria zlato-kremenné žily s viditeľným voľným zlatom na lokalite Pezinok-Staré mesto v Slnéčnom údolí, exploatované v stredoveku a neskôr v rokoch 1773–1862 (Döll, 1899). Druhý typ je zastúpený zlato-

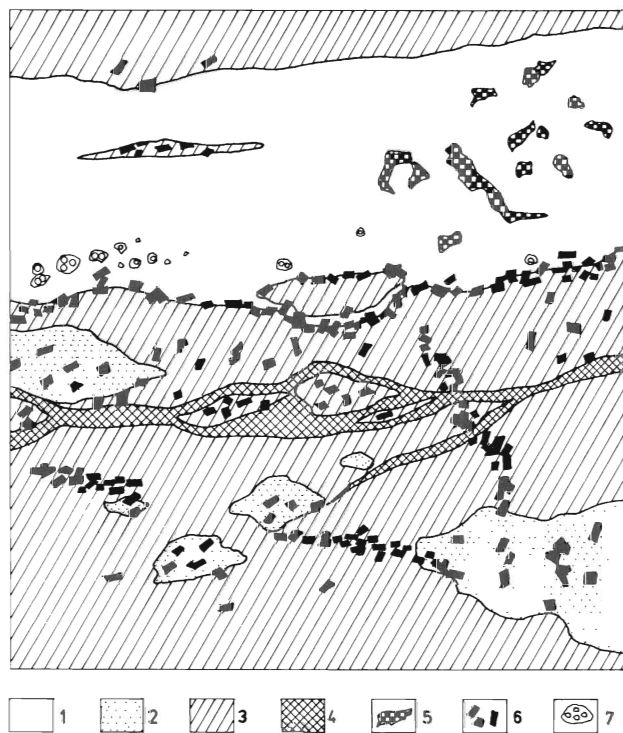
nosnou sulfidickou mineralizáciou, tvorenou arzenopyritom a pyritom so submikroskopickým zlatom, ktorá kryštalizovala z roztokov s relatívne nízkym obsahom arzenu a vysokým potenciálom síry (Andráš et al., 1988a). Výskyt tohto typu rúd sa potvrdil v blízkosti starých banských prác v Slnéčnom údolí severne od Limbachu a jeho rozšírenie zasahuje okrajovo aj do oblasti vystupovania mladších antimónových rúd na ložisku Pezinok-Kolársky vrch (obr. 1).

Ako už upozornil Cambel (1959) a Polák et al. (1979, 1986) na porovnanie oboch typov mineralizácie niet dost geologických, ložiskových a mineralogických informácií o zlato-kremennom zrudnení a nebolo ani možné doplniť ich súčasným výskumom. Staré banské práce nie sú dostupné a haldový materiál neposkytuje napriek intenzívnemu prieskumu žiadne nové údaje. Okrem izolovaných zlatiniek z roku 1775 uchovávaných v Štátnom slovenskom ústrednom archíve v Banskej Štiavnici sa nezachovali zo starej banskej ťažby žiadne vzorky. Až vďaka porozumeniu pracovníkov Katedry mineralógie a petrografie Přírodovědecké fakulty UJEP v Brne sa naskytla možnosť bližšie preštudovať unikátnu vzorku tohto typu z ložiska Pezinok so zlato-striebornou mineralizáciou.



◀ Obr. 1. Zlaté zrudnenie severozápadne od Pezinka. 1 – zlato-kremenná mineralizácia v Slnéčnom údolí, 2 – antimónová mineralizácia na ložisku Kolársky vrch (Polák, 1986).

Fig. 1. Gold mineralization northwest of Pezinok. 1 – gold-quartz mineralization in the Slnéčné údolie Valley, 2 – antimonite mineralization on the Kolársky vrch deposit (Polák, 1986).



Obr. 2. Náčrt študovanej vzorky kremeňa so zlato-striebornou mineralizáciou z ložiska Pezinok-Slnčné údolie. 1 – biely kremeň, 2 – útržky alterovaného granodioritu, 3 – zelený kremeň, 4 – karbonát, 5 – zlatinky, 6 – zlatoносné sulfidické minerály (arsenopyrit a pyrit), 7 – sfalerit so striebornou mineralizáciou.

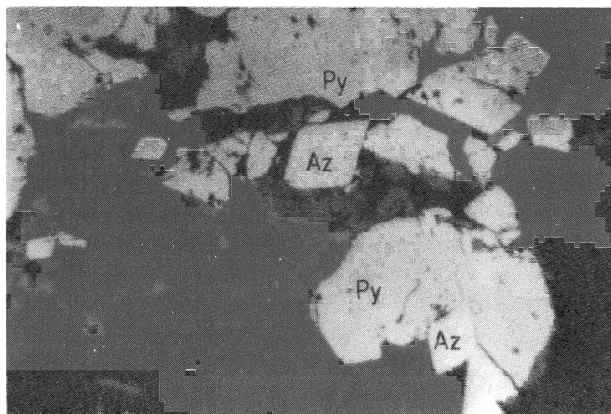
Fig. 2. Sketch of investigated sample of quartz with gold-silver mineralization from the Pezinok-Slnčné údolie deposit. 1 - white quartz, 2 - shreds of altered granodiorite, 3 - green quartz, 4 - carbonate, 5 - gold-leaves, 6 - gold bearing sulphidic minerals (arsenopyrite, pyrite), 7 - sphalerite with silver mineralization.

Makroskopický opis vzorky

Vo vzorke sa nachádza zelenkavý žilný kremeň s útržkami alterovaného granodioritu (obr. 2) s impregnáciami zlatoносného arsenopyritu a pyritu. Diaklázy v kremeňi sú vyplnené karbonátom. Zelenkavý kremeň so zlatoносnými sulfidickými minerálmi pretína 9–10 mm mocná žilka mláčikého bieleho kremeňa s drobnými zrnami sfaleritu a s viditeľným zlatom. Zlato v tejto žilke výrazne prevláda nad uvedenými sulfidickými minerálmi i nad minerálmi striebra. V celistvom mláčikne bielom kremeňi možno pozorovať hexagonálne prierezy zonálnych kryštálov kremeňa, kolmých na optickú os c , s priemerom až 1 mm.

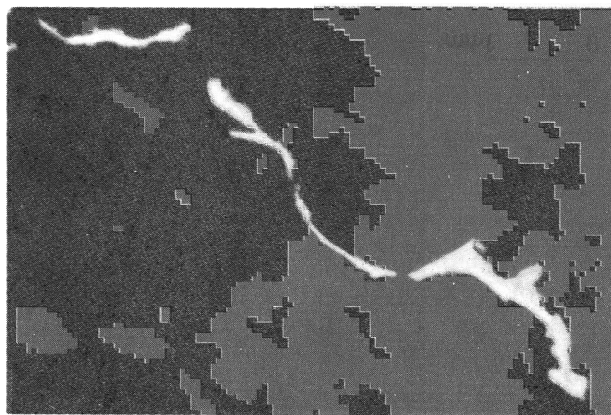
Mikroskopický opis

Zlatoносnú sulfidickú mineralizáciu tvoria impregnácie drobnozrnných idiomorfných až hypidiomorfných zrn arsenopyritu a jeho šošovkovité agregáty, prerastené idiomorfnými alebo výrazne korodovanými zrnami pyritu v kremeňi (obr. 3). Mineralizácia sa vyznačuje vtrúse-



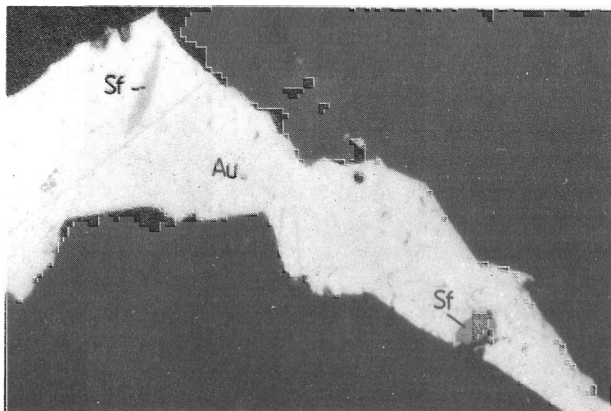
Obr. 3. Zlatoносná arsenopyritovo (Az)-pyritová (Py) mineralizácia v kremeňi. Zv. 32X, 1 nikol.

Fig. 3. Gold-bearing arsenopyrite (Az)-pyrite (Py) mineralization in quartz, magn. $\times 32$, 1 nicol.



Obr. 4. Žilka viditeľného zlata (svetla) v kremeňi (tmavá). Zv. 32X, 1 nikol.

Fig. 4. Veinlet of visible gold (light) in quartz (dark), magn. $\times 32$, 1 nicol.



Obr. 5. Zlatinka (Au) s inklúziami sfaleritu (Sf) v kremeňi (čierny). Zv. 100X, 1 nikol.

Fig. 5. Gold-leaf (Au) with inclusions of sphalerite (Sf) in quartz (black), magn. $\times 100$, 1 nicol.

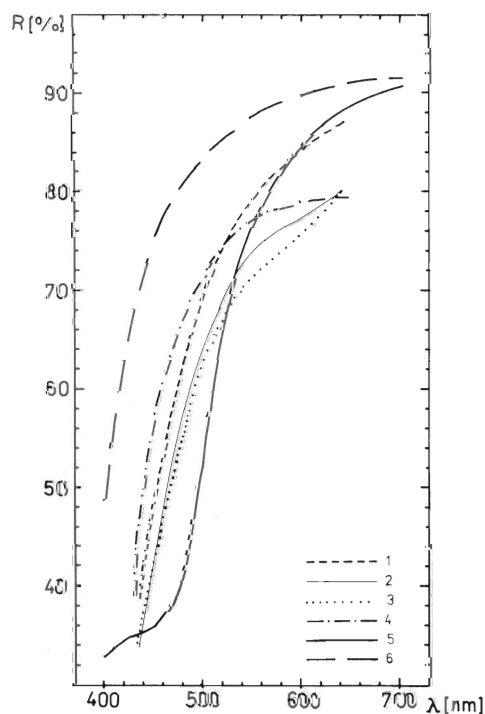
nými a kataklastickými textúrami (obr. 2, 3). Štruktúra je panidiomorfne a hypidiomorfne zrnitá (obr. 3).

Zlato vytvára v kremeň samostatné zlatinky nepravidelného tvaru. Často preniká tenkými žilkami po hraniciach kremenných zŕn (obr. 4), prípadne zaplňa interstície v kremeň. Vo väčších zlatinkách prevládajú zrná predĺžené v jednom smere, menšie zlatinky bývajú väčšinou izometrické. Rozmer jednotlivých zlatiniek sa pohybuje v rozmedzí $0,1 \times 0,1$ až $0,2 \times 2,0$ mm; žilky dosahujú dĺžku do 5 mm. V niektorých zlatinkách sme pozorovali drobné inklúzie sfaleritu (obr. 5).

V odrazenom svetle je zlato sýtožlté, izotropné a vyznačuje sa vysokou odraznosťou. Hodnoty odraznosti (R) sa zmerali na mikrospektrofotometri firmy Leitz (mikroskop Orthoplan, standard WTIC, objektív $50 \times 0,85$, rozmer fotometrovaného poľa $10 \times 10 \mu\text{m}$). Výsledky meraní sú uvedené v tab. 1.

Na obr. 6 sú znázornené spektrálne krivky odraznosti štyroch rôznych zŕn zlata. Vo všeobecnosti majú krivky odraznosti výrazný anomálny typ disperzie vo viditeľnej oblasti spektra (odraznosť vzrastá súčasne s vlnovou dĺžkou svetla). Tvar kriviek 1, 2, 3 (obr. 6) svedčí o vyššej rýdzosti meraných zlatiniek ako charakter krivky č. 4 inej zlatinky, obsahujúcej v porovnaní s predchádzajúcimi viac striebra, čo sa potvrdilo aj výsledkami mikroröntgenospektrálnych analýz.

V niekoľkých zrnách zlata sa zmerala mikrotvrdosť na mikrotvrdomeri PMT-3 pri štandardných podmienkach (závažie 10 g). Z desiatich takto získaných údajov sa



Obr. 6. Spektrálne krivky odraznosti štyroch rôznych zŕn elektruma z Pezinka (1-4), zlata (5), elektruma (6) (Čvileva et al., 1988).

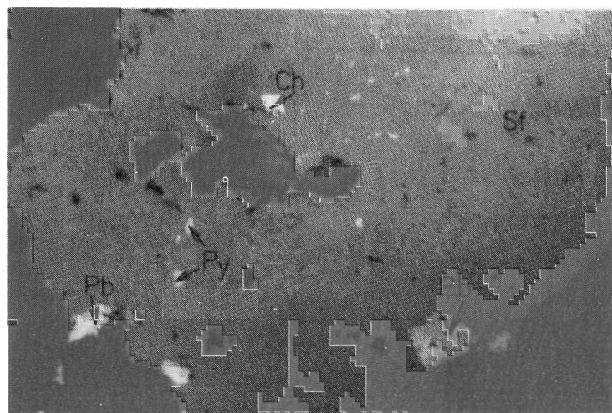
Fig. 6. Spectral curves of reflectance of four different electrum grains from the Pezinok locality (1-4), gold grain (5), electrum (6).

vypočítala priemerná hodnota $VHN_{10} = 77,3$, pričom minimálna hodnota mikrotvrdoosti zaregistrovaná pri jednotlivých meraniach bola 71,5 a maximálna 83,5. Uvedené hodnoty mikrotvrdoosti zlata a elektruma veľmi dobre korelujú s údajmi uvedenými v literatúre (Čvileva et al., 1988; Lebedeva, 1977).

Z minerálov striebra sa v skúmanej vzorke identifikovali Ag-tetraedrit a polybázit. Obidva minerály vystupujú v agregátoch sulfidických zŕn chalkopyritu, sfaleritu, galenitu a pyritu v kremeň. Rozmery týchto strieborných minerálov sú 0,01-0,05 mm.

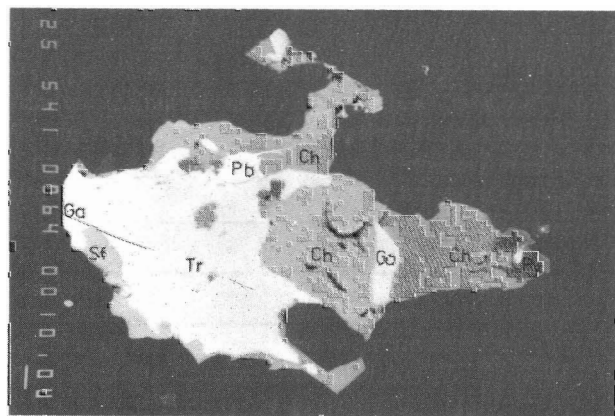
Ag-tetraedrit je izotropný, má sivobielu farbu, pri porovnaní s galenitom sa vyznačuje slabým zelenkavo-žltouhnedým odtieňom. Jeho odraznosť je stredne vysoká (pri $\lambda = 545$ nm $R = \sim 30\%$). Pri skrížených nikoloch možno pozorovať hojné hnedé vnútorné reflexy.

Galenit je v tejto minerálnej asociácii zastúpený len zriedkavo. Vytvára drobné zrná a lemy na okrajoch zŕn sfaleritu, chalkopyritu a pyritu (obr. 7).



Obr. 7. Kompozícia (mikrogram) agregátu tvoreného sfaleritom (Sf) Ag-tetraedritom (Tr), polybázitom (Pb), galenitom (Ga), pyritom (Py) a chalkopyritom (Ch). Zv. $540\times$.

Fig. 7. Composition (microgram) of aggregate consisting of sphalerite (Sf), Ag-tetraedrite (Tr), polybasite (Pb), galena (Ga), pyrite (Py) and chalcopyrite (Ch), Magn. $\times 540$.



Obr. 8. Sfalerit (Sf) zatláčaný polybázitom (Pb). Py - pyrit, Ch - chalkopyrit. Zv. $100\times$, x nikoly

Fig. 8. Sphalerite (Sf) replaced by polybasite (Pb) Py - pyrite, Ch - chalcopyrite, Magn. $\times 100$, crossed nicols.

TAB. 1
Hodnoty odraznosti (R) v rôznych zrnách elektra
(1—4) pri rôznych vlnových dĺžkach
Reflectance values (R) in different electrum grains
(1—4) at different wave lengths

λ (nm)	Elektrum — R (%)			
	1	2	3	4
436	38,8	33,8	34,0	39,2
473	61,5	56,3	54,7	67,0
545	78,4	72,8	70,8	76,7
583	83,0	76,6	74,8	78,6
645	87,0	80,1	80,2	79,3

Sukcesia vzniku minerálov

Zlatonosný pyrit len zriedka uzatvára zrná zlatonosného arzenopyritu, takže možno predpokladať, že kryštalizoval súčasne s arzenopyritom, prípadne je o niečo mladší.

Skúmaním vzťahov sulfidických minerálov a minerálov drahých kovov zlato-kremenného zrudnenia sa nezistili zjavné príznaky vzájomného zatláčania týchto minerálov, čo oprávňuje vysloviť predpoklad, že všetky zistené minerály (pyrit, sfalerit, chalkopyrit, galenit, polybázit, Ag-tetraedrit, elektrum a karbonát) vytvárajú jednu paragenetickú minerálnu asociáciu. Pozícia sulfidických minerálov, hlavne pyritu a sfaleritu, a ich vzájomné zras-

ty na okraji kremennej žilky naznačujú, že sa vylúčili spolu s kremeňom na začiatku formovania zlato-kremennej mineralizácie. Minerály drahých kovov: polybázit, Ag-tetraedrit, ale hlavne elektrum, ktoré tak ako aj karbonát kryštalizovali na hraniciach kremenných zrn, prípadne v ňom vyplňajú interstície, završujú proces tvorby mineralizácie.

Chemické zloženie minerálov

Priemerné bodové analýzy rudných minerálov zlatonosnej sulfidickej mineralizácie a rudných minerálov zlato-kremenného zrudnenia sú uvedené v tab. 2.

Zvýšené obsahy zlata v arzenopyrite (v priemere 120 ppm) opísal Polák a Rak (1979) a Andráš et al. (1988a) a v pyrite zlatonosnej sulfidickej mineralizácie (v priemere 41 ppm) Andráš (1988b).

V mineráloch zlato-kremennej mineralizácie sa okrem voľného zlata zvýšené obsahy zlata (0,05 % Au) potvrdili len v pyrite (tab. 2).

Elektrum sa vyznačuje výraznou nehomogenitou. Obsah zlata v ňom kolíše medzi 62,28 až 73,77 % a striebra medzi 25,54 až 30,93 % (tab. 3). Pomer Au : Ag = 2,4 : 1. Stredné časti zlatiniek sú v porovnaní s okrajovými časťami mierne obohatené o striebro (stred Au : Ag = 2,4 : 1, okraj Au : Ag = 2,5 : 1). Vyššie obsahy zlata sa potvrdili v okrajových častiach zlatiniek, ktoré sú zároveň pomerne výrazne obohatené o prímеси Cu, Hg, Se, Te a Bi (tab. 3).

TAB. 2
Priemerné bodové analýzy zlatonosnej mineralizácie
Mean point analyses of gold-bearing mineralization

Minerál	Počet analýz	ppm ⁺ Au	Ag	Fe	S	Sb	Cu	As	Co	Σ %	
1 Arzenopyrit ¹	12	121,00	—	35,03	21,70	0,33	0,21	42,10	0,05	99,54	
2 Pyrit ¹	5	40,91	—	46,11	52,60	0,07	0,06	0,56	0,02	100,00	
		Au	Ag	Fe	S	Sb	Cu	Pb	Zn	As	Σ %
3 Ag-tetraedrit	2	—	17,71	2,79	22,48	25,59	24,64	2,83	3,98	0,81	100,83
4 Polybázit	3	—	73,16	0,19	14,54	8,19	3,28	0,63	0,21	0,78	101,00
5 Chalkopyrit	2	—	0,003	29,57	35,08	—	33,95	0,13	0,17	N.D.	98,90
6 Galenit	1	—	0,13	0,13	14,02	0,13	0,80	83,25	1,04	N.D.	100,10
7 Pyrit	1	0,05	0,02	46,53	51,73	—	0,23	0,46	—	N.D.	99,02
		Mn	Ag	Fe	S	Sb	Cu	Zn	Cd	Σ %	
8 Sfalerit ²	6	0,03	0,11	2,08	34,91	0,18	0,29	60,53	0,30	98,43	
		Au	Ag	Hg	Se	Sb	Cu	Te	Bi	Σ %	
9 Elektrum ³	15	70,34	28,70	0,11	0,02	—	0,02	0,01	0,08	99,28	

+ — stanovené atómovou absorpčnou spektroskopiou, ¹ — obsahy Ni, Ti, Pb, Bi a Zn sú pod medzou stanoviteľnosti, ² — obsahy Au a Pb sú pod medzou stanoviteľnosti, ³ — obsahy Fe a S sú pod medzou stanoviteľnosti, N.D. — nebolo stanovované. Typ mineralizácie: 1 — 2 — zlatonosná sulfidická; 2 — 9 — zlato-kremenná.

Analýzované rtg mikroanalýzátorom Jeol Superprobe 733. Analýzoval F. Caňo. Podmienky merania: napätie nižšie ako 25 kV; vzorkový prúd 3×10^{-9} A; použitý program ZAFM, korekcie na atómové číslo, atómovú hmotnosť a fluorescenciu; použité štandardy: spektrálne čisté kovy, S z pyritu a chalkopyritu.

TAB. 3
Bodové analýzy elektra
Point analyses of electrum

Analyz. bod	Au	Ag	Cu	Hg	Se	Te	Bi	Σ %
S	68,27	30,93	0,01	0,06	—	—	—	99,27
S	70,57	28,83	0,01	—	0,01	—	—	99,42
S	73,56	26,42	—	—	0,03	—	—	100,01
S	73,77	25,54	—	0,11	—	—	—	99,42
O	68,44	30,05	0,08	0,45	0,06	0,04	0,14	99,26
O	71,75	27,70	0,06	0,20	0,03	—	—	99,74
S	71,64	25,97	0,05	0,28	0,04	—	0,02	98,00
O	72,77	25,75	—	0,05	0,02	—	0,11	98,70
S	70,31	28,97	0,01	0,11	0,02	0,02	—	99,44
O	69,04	27,89	—	0,07	0,09	0,04	0,88	98,01
S	62,28	37,08	—	0,06	—	—	—	99,42
S	68,56	30,95	—	—	—	—	—	99,51
O	71,44	27,70	0,01	0,14	0,01	0,02	0,02	99,34
S	71,81	28,28	0,01	0,13	—	—	—	100,23
O	70,96	28,48	0,01	0,13	0,03	—	—	99,61

S — bodová analýza strednej časti zlatinky, O — bodová analýza okrajovej časti zlatinky. Súbor bodových analýz z jednotlivých zlatiniek je oddelený horizontálnou líniou.

TAB. 4
Bodové analýzy polybázitu a Ag-tetraedritu a sfaleritu
Point analyses of polybasite, Ag-tetrahedrite and sphalerite

Minerál	Analýza	Ag	Cu	Zn	Fe	Pb	Sb	As	S	%
Polybázit	1	75,31	2,02	0,32	0,10	0,96	7,19	0,74	13,12	99,76
	2	74,63	1,70	0,30	0,46	0,92	7,83	0,78	14,76	101,38
	3	69,55	6,13	—	—	—	9,55	0,82	14,74	100,79
Ag-tetraedrit	4	17,98	25,25	4,38	2,07	2,18	25,69	0,81	22,35	100,71
	5	17,71	24,64	3,98	2,79	2,83	25,59	0,81	22,48	100,83
Sfalerit		Ag	Cu	Zn	Fe	Mn	Sb	Cd	S	%
	6	0,03	0,03	57,19	3,58	0,03	0,48	0,50	38,23	100,07
	7	0,21	—	67,37	2,28	0,02	0,02	0,41	31,15	101,46
	8	0,13	0,28	63,55	2,00	0,03	0,10	—	33,90	99,99
	9	—	—	60,61	1,04	0,04	—	0,30	37,13	99,12
	10	0,10	0,30	58,53	2,16	0,05	0,26	0,32	38,92	100,64
11	0,20	1,13	58,99	1,42	0,02	0,22	0,29	34,13	96,40	

Podmienky merania sú uvedené pod tab. 2. Analyzoval F. Caňo.

Empirický vzorec elektra, prepočítaný na Au_3Ag , kolíše medzi $Au_{1,92}Ag_{2,08}$ až $Au_{2,42}Ag_{1,55}$. Priemerné chemické zloženie možno vyjadriť takto: $Au_{2,29}Ag_{1,71}$.

Pre chemické zloženie polybázitu je charakteristické pomerne značné kolísanie obsahov medi (1,70 až 6,13 %), izomorfne zastupujúcej striebro (tab. 4). Z polokovov prevláda antimón, ktorého obsahy sú v rozmedzí 7,19 až 9,55 %. Obsahy arzenu predstavujú 0,74–0,82 %, z ostatných prvkov sa potvrdilo železo do 0,46 %, zinok do 0,32 % a olovo do 0,56 %. Po prepočítaní údajov priemernej röntgenospektrálnej mikroanalýzy

možno vyjadriť empirický vzorec polybázitu takto: $(Ag_{15,60}Cu_{1,19})_{16,79}(Sb_{1,55}As_{0,24})_{1,79}S_{10,20}$.

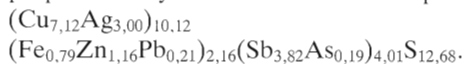
Dve analýzy Ag-tetraedritu potvrdili relatívne vysoký obsah striebra v tomto mineráli (17,98 až 17,71 %), ktoré izomorfne zastupuje meď (tab. 4). Z dvojmocných kovov prevláda zinok (3,98–4,38 %) nad železom (2,07–2,79 %) a olovom (2,18–2,83 %). Medzi ďalšie typomorfné prvky patria antimón (25,55–25,65 %) a arzén. Obsahy arzenu sú nepatrné a dosahujú maximálne 0,81 %, takže obsah tennantitovej molekuly v Ag-tetraedrite neprevyšuje 5 %. Analyzovaný Ag-tetraedrit pri

TAB. 5

Empirické vzorce polybázitu, Ag-tetraedritu a sfaleritu, vypočítané na základe analýz 1 — 11 uvedených v tab. 4
 Empirical formulae of polybasite, Ag-tetraedrite and sphalerite, calculated on the basis of 1 — 11 analyses given in Tab. 4

Minerál	Analýza	Empirický vzorec
Polybázit	1	(Ag _{16,60} Cu _{0,76}) _{17,36} (Sb _{1,40} As _{0,23}) _{1,63} S _{9,73}
	2	(Ag _{15,79} Cu _{0,61}) _{16,40} (Sb _{1,47} As _{0,24}) _{1,71} S _{10,50}
	3	(Ag _{14,49} Cu _{2,17}) _{16,66} (Sb _{1,76} As _{0,24}) _{2,00} S _{10,34}
Ag-tetraedrit	4	(Cu _{7,21} Ag _{3,02}) _{10,23} (Zn _{1,22} Fe _{0,67}) _{1,89} (Sb _{3,83} As _{0,19}) _{4,02} S _{12,65}
	5	(Cu _{7,03} Ag _{2,98}) _{10,01} (Zn _{1,10} Fe _{0,91}) _{2,01} (Sb _{3,81} As _{0,20}) _{4,01} S _{12,72}
Sfalerit	6	(Zn _{0,817} Fe _{0,060} Cd _{0,004}) _{0,881} S _{1,114}
	7	(Zn _{1,006} Fe _{0,040} Cd _{0,004}) _{1,050} S _{0,948}
	8	(Zn _{0,938} Fe _{0,035} Cu _{0,004}) _{0,977} S _{1,020}
	9	(Zn _{0,880} Fe _{0,018} Cd _{0,003}) _{0,901} S _{1,099}
	10	(Zn _{0,829} Fe _{0,036} Cu _{0,004} Mn _{0,001} Cd _{0,003}) _{0,873} S _{1,124}
	11	(Zn _{0,895} Fe _{0,025} Cu _{0,018} Cd _{0,003}) _{0,941} S _{1,056}

prepočte analýz na 29 atómov má empirický vzorec:



Sfalerit vykazuje podobnú nehomogénnosť ako elektrum (tab.4). Jeho nehomogénnosť je spôsobená rozdielne výrazným kolísaním obsahu železa, striebra, zinku, meďi, antimónu a síry. Obsah kadmia je v porovnaní s obsahom kadmia vo sfalerite sprevádzajúcom antimónovú mineralizáciu (Andráš, 1983) znížený (v priemere 0,30 % oproti 0,71 % Cd). Naopak, obsah mangánu (v priemere 0,03 %) je vyšší ako vo sfalerite parageneticky sprevádzajúcom antimonit (v priemere 0,015 % Cd).

Diskusie

Podľa Dölla (1899) sa voľné zlato vyskytovalo na ložiskách v pomerne tenkých kremenných žilách v dvojsľudnom granodiorite blízko povrchu. Sprevádzali ho bližšie neurčené zlatonosné kýzy, o ktorých predpokladal, že zlato sa v nich neprecipitovalo súčasne s kremeňom, ale vzniklo až pri hypergénnom rozpade sulfidických minerálov. Súčasný výskum potvrdil existenciu zlatonosného pyritu, ale formu vystupovania zlata v pyrite sa nepodarilo objasniť. Výskyt kremenných žíl s lúčovitým antimonitom s jemne vtrúseným zlatom, ktorý opisujú Cotta a Fellenberg (1862), sa nepotvrdil.

Paragenéza drahokovovej mineralizácie zlato-kremenného zrudnenia zastúpená elektrum, polybázitom a Ag-tetraedritom umožňuje na základe názorov Boyla (1979) a viacerých ďalších autorov vysloviť predpoklad, že ide o asociáciu, ktorá vznikala v stredne až nízkotermálnych podmienkach v stredných až pripovrchových hĺbkach. Vysoké obsahy striebra vo voľnom zlate podľa Polanského a Smulikowského (1978) naznačujú, že zdroj mineralizácie bol od ložiska pomerne vzdialený a je málo pravdepodobné, že by súvisel s granodioritovou intrúziou, v ktorej zrudnenie vystupuje. Ščerbinová (1956) uvádza, že podobné zlaté zrudnenia obohatené

o striebro vznikali zo sulfidických roztokov acidného charakteru. Zvýšený pomer Au/Ag na okrajoch zlatiniek v porovnaní s pomerom Au/Ag v centrálnych častiach zlatiniek môže byť dôsledkom procesov, ktoré elektrum sekundárne postihli.

Zlato-kremenné zrudnenie v oblasti Slniečného údolia a antimónová mineralizácia v oblasti Kolárskeho vrchu boli oddávna považované za dve samostatné zrudnenia. Polák a Rak (1979) hovoria o možnosti ich vzájomnej kontaminácie. Predpoklad existencie genetického vzťahu medzi obidvomi zrudneniami, ktorý vyslovil Cambel a Khun (1979) na základe výskytu antimónovej mineralizácie v granodioritoch, potvrdilo aj štúdium primárneho geochemického poľa, kde zvýšené koncentrácie antimónu a arzenu korelujú so zvýšenými obsahmi zlata a ostatných kovov hlavne v čiernych bridliciach a hydrotermálne alterovaných horninách, čo zároveň svedčí o epigenetickom charaktere uloženia rúd (Andráš, 1983). Obohatenie gudmunditu o zlato, ktoré opísal Háber a Mlynárová (1984), a archívne záznamy o zlatonosnom antimonite z oblasti Slniečného údolia (Cotta, Fellenberg, 1862) túto predstavu len potvrdzujú.

Podakovanie. Autori ďakujú prof. RNDr. B. Fojtovi, CSc., za láskavé poskytnutie vzorkového materiálu a RNDr. M. Háberovi, CSc., za pomoc pri meraní mikrotrvdosti zlata a za mnohé podnetné pripomienky.

Literatúra

- Andráš, P. 1983: Problémy genézy antimónového a zlatého zrudnenia na ložisku Pezinok. [Kandidátska dizertačná práca.] Manuscript, 159 s.
- Andráš, P., Caňo, F., Nagy, G. a Ďurža, O. 1988a: Goldbearing arsenopyrite of the Pezinok antimonite deposit. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 1, 87–98.
- Andráš, P., Caňo, F. a Nagy, G. 1988b: K charakteristike zlatonosného pyritu na ložisku Pezinok-Kolársky vrch, Vinohrady. *Mineralia slovacca*, 20, 463–471.
- Boyle, R. W. 1979: The geochemistry of gold and its deposits. *Bull. Geol. Surv. Canad.*, 280, s. 584.

- Cambel, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochemia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geogr.*, 3, s. 538.
- Cambel, B. a Khun, M. 1979: Distribúcia a korelácia stopových prvkov v čiernych bridliciach kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia slov.*, 11, 507–520.
- Cotta, B. a Fellenberg, E. 1862: Die Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens, Gangstudien., IV. *Freiberg*, 236 s.
- Čvileva, T. N., Bezsmertnaja, M. C. a Spiridonov, E. M. 1988: Spravočník – Opredelitel' rudnych mineralov v otryazennom svete. *Moskva, Nedra*, 504 s.
- Döll, E. 1899: Das Gold von Bösing. *Vehr. Vereins für Natur und Heilkunde zu Pressburg (Bratislava)*, 43 s.
- Háber, M. a Mlynárová, G. 1984: K problematike distribúcie zlata na Sb ložisku Pezinok-Cajla. In *Komplexní výzkum a využití Ag-Au surovin. Ústí nad Labem*, 11–12.
- Lebedeva, S. I. 1977: Mikrotverdosť mineralov. Moskva, Nedra, 118 s.
- Polák, S. a Rak, D. 1979: Zlato v antimonitovom ložisku v Pezinku. *Mineralia slov.*, 11, 553–554.
- Polák, S. 1986: Au a Au-Sb zrudnenie v oblasti Pezinka. *Mineralia slov.*, 18, 517–524.
- Polanski, A. a Smulikowski, K. 1978: Geochemia. Bratislava, SPN, 607 s.
- Ščerbin, V. V. 1956: O geochemickom značení množstvenného obošenia Au-Ag. *Geochimija*, 3, 65–73.

Paragenetic relations between gold-quartz ore mineralization and antimonite ores of the Pezinok deposit, Western Slovakia

Two types of gold mineralization are known in the area of the Pezinok–Pernek crystalline complex (Fig. 1). The first type is represented by older gold-bearing sulphidic mineralization of disseminated character (Fig. 3), which is spatially reaching as far as antimonite mineralization in the Kolársky vrch Mt. area (Andraš et al., 1983, 1988 a, b; Polák, 1986). The second type is formed by younger vein gold-quartz mineralization in two-mica granodiorite in the Slnečné údolie Valley (Fig. 1, 2; Cotta and Fellenberg, 1862; Döll, 1899).

Gold-quartz mineralization is formed by pyrite, chalcopyrite, galena, Ag-tetrahedrite (Fig. 7), sphalerite, polybasite (Fig. 8) and electrum (Fig. 5). Electrum forms veinlets with thickness of 0.5 mm and length of 5 mm in quartz (Fig. 4), or isolated

gold-leaves with the size of 0.5 mm. It is marked by distinct inhomogeneity (Tab. 3). Mean value of microhardness $VHN_{10} = 77.3$ (Tab. 1). The ratio of Au/Ag is 2.4 : 1 in it.

Average chemical composition of individual minerals is given in Tab. 2 and 4.

Gold-quartz and antimonite mineralization respectively were believed to be two separate mineralizations for long time. Geochemical investigation of primary geochemical field (Andraš, 1983) and enrichment of gudmundite by gold (Háber and Mlynárová, 1984), as well as archive records on gold-bearing antimonite in the Slnečné údolie Valley area (Cotta and Fellenberg, 1862) have confirmed the imagination about possible existence of genetic relation between these two types of ore mineralization.

Pokračovanie zo s. 416

magurského flyše, vydělila oblasti s významně vyšší střední susceptibilitou a mineralogickou hustotou. Tyto oblasti interpretujeme jako distálnější facie pšefitů.

Výpočet „vzdálenosti“ D^2 ve všech kombinacích mezi zpracovanými souvrstvími magurského flyše, bradlového pásma a vnitrokarpatkého paleogénu jsme došli k závěru, že jsou si vzájemně petrofyzikálně velmi blízká následující souvrství: malcovské na Oravě (Potfaj, 1983), východoslovenské malcovské, paleogén u Kremné na v. Slovensku – zuberecké souvrství Levočského pohoří a zuberecké Skorušiny. Blížkost se projevuje jak u pískovců, tak i jílovců flyšových sekvencí. Souvrství náležejí střednímu eocénu až spodnímu oligocénu. Je pravděpodobné, že charakter zdrojů jejich klastického materiálu byl velmi blízký.

F. Hrouda, M. Potfaj: Mikrostrukturní rozdíly mezi jednotkami magurského flyše

Pomocí anizotropie magnetické susceptibility (AMS) byla studována přednostní orientace magnetických minerálů v pískovcích západního segmentu magurského flyše; bylo prostudováno více než 1 000 vzorků z 88 lokalit. Naměřená data byla interpretována na základě znalosti AMS hornin usazených uměle v sedimentačních vanách, recentních sedimentárních hornin, matematického modelování změn AMS v důsledku plastické deformace, a deformovaných sedimentárních hornin.

Analýza ukázala, že většina studovaných hornin má AMS charakterizovanou superpozicí deformace na sedimentární stavbu.

Jen menšina lokalit má buď převážně sedimentární, nebo naopak převážně deformační AMS. Statistické zpracování dat ukázalo, že nejméně deformovány jsou pískovce bělokarpatské a oravsko-magurské jednotky, poněkud více pískovce bystrické jednotky a nejvíce pískovce račanské jednotky. Je však třeba zdůraznit, že duktilní deformace indikovaná pomocí AMS je i v nejvíce deformované račanské jednotce poměrně malá. Deformace je reprezentována kombinací zkrácování a prostého stříhu, což je typické pro deformaci příkrovů.

Výsledky měření AMS podporují výsledky dosažené jinými metodami a prezentované na semináři (Marschalko, Koráb), že pravděpodobně skutečným trenchovým příkrovem je příkrov račanský, zatímco příkrov bělokarpatský reprezentuje jizvový příkrov, který nepodléhal větší deformaci a „plaval“ na ostatních příkrovech.

R. Rudinec: Niektoré zaujímavosti z ropno-geologického prieskumu flyšových súvrství východného Slovenska

Ropný prieskum vo flyšových súvrstviach východného Slovenska sa robí takmer 20 rokov, a to jednak na úrovni základného výskumu, vyhľadávacieho a predbežného prieskumu. Doposiaľ tu bolo realizovaných 13 vrtov hlbokých od 3–6 km. Vykonalo sa aj množstvo geofyzikálnych prác, predovšetkým seizmických, ktoré, žiaľ, severne od bradlového pásma v dôsledku zložitých seizmo-geologických podmienok sú málo reprezentatívne.

Doterajšími prácami boli v paleogéne zistené hospodárske prítoky plynu a ropy, ale vzhľadom na charakter kolektorov

(izolované telesá) ide o menšie akumulácie. Najnádejším sa z doterajších materiálov zdá byť neznáme „obalové“ súvrstvie mezozoika a paleozoika v podloží mezozoika a kryštalinika krížňanského príkrovu zachyteného vrtem Šariš-1.

Vo vonkajšom flyši pod plastickými súvrstviami magurského príkrovu a duklianskej jednotky bolo zistené mohutné (1 000–2 000 m) súvrstvie kremenitých rozpukaných pieskovecov (dobrý kolektor). Toto súvrstvie má regionálne rozšírenie od Zboja cez Zborov až po Polhoru. Zo súvrstvia boli zistené prítoky solí, kyseliek spolu s nehorľavým aj horľavým plynom. Ak sa podarí geofyzikálne bližšie identifikovať jeho stavbu, pôjde o jeden z veľmi významných objektov ropného prieskumu.

Z pohľadu ropnej geológie sú zaujímavé nízke teploty vo vnútrokarpatskom paleogéne (vo vrte Šariš-1 v hĺbke 4 000 m iba 101 °C), táto situácia vytvára predpoklad výskytu uhľovodíkov v hĺbke 6–8 km. Ďalej sú v paleogéne nevyjasnené otázky nízkych ložiskových tlakov, o 6–33 % nižších ako hydrostatické. Raritný je výskyt horľavých plynov (nad 97 % uhľovodíky), ale aj s 50 % podielom N₂ a tiež ropy a čistého CO₂ vo vrte Lipany-5 na štruktúre Lipany.

T. Koráb, T. Ďurkovič : Je jednotka Obidovej–Slopníc v čs. Karpatoch?

Jednotku Obidovej–Slopníc vo východnej časti čs. flyšových Karpát sme zistili v hlbokých vrtoch pod dukelskou a magurskou jednotkou (vrty Zboj-1, Zborov-1, Oravská Polhora-1). Najviac poznatkov máme z vrtu Oravská Polhora-1. Tu sme prevrtali dva členy jednotky Obidovej–Slopníc, a to vrstvy zbojské a časť menilitovo-krosnianskej série. Vo vrtoch Zboj-1 a Zborov-1 sme prevrtali len zbojské vrstvy.

Sedimenty zbojských vrstiev nemajú charakteristické znaky turbiditov (Boumave intervaly). Pri ich depozícii uvažujeme o iných mechanizmoch gravitačného transportu, ktoré sú charakteristické pre fácie situované bližšie k zdrojovej zóne (podmorské zosuvy, pieskotoky a pod.).

Charakteristickým litotypom pre zbojské vrstvy sú kremenné pieskovce, arkózové pieskovce a arkózy. Tie majú zvýšený obsah živcov a úlomkov granitov. Predpokladáme, že ide o sedimenty prvého cyklu a zdroj klastického materiálu pochádza z kryštalinika a granitoidov. Z ťažkých minerálov dominuje zirkón. V ílovcach zbojských vrstiev sa vyskytuje kaolinit a illit. Typický je zvýšený obsah K₂O (4–5 %).

V paleogeografickom pláne situujeme sedimenty zbojských vrstiev (vrchný eocén – spodný oligocén) ako proximálne fácie krosniansko-menilitovej série.

J. Nemček : Problém rogoznických brekcií

V Poľsku sa v bradlovom pásme nachádza lokalita rogoznických vrstiev Rogozník. Keď Mojsisovics 1867 opisuje rogoznické vrstvy z tejto lokality a z oblasti Czorstyna, nie celkom presne sa zmiňuje o tomto súvrství ako o brekciách. Viac sa venuje faune, ktorú tieto vrstvy obsahujú. Potom aj neskorší autori – Uhlig, Neumayer, ale aj Birkenmajer a Gasiorovskí – pokračovali v takomto trende výskumu. Len málokto z geológov, čo robili výskum v Rogozníku, sa zaoberali brekciami zo sedimentologického hľadiska. Nikto si nepoložil otázku, ako asi brekcie, v ktorých sú rogoznické faunistické krinoidové brekcie, brachiopodové brekcie a iné prevládajúce faunistické vápence (brekcie) vznikli. Túto otázku sa pokúsil objasniť prednášajúci. Oddelil dva geneticky odlišné pohľady na rogoznické brekcie. Faunistické brekcie (krinoidové brekcie, brachiopodové brekcie, anti-

monitové brekcie, atď.) oddelil od litologických, ktorých základy tvoria zväčša monomyktné úlomky hornín (lumachelové vápence, sliene, atď.). Tým aj vek faunistických brekcií a litologických brekcií má inú stratigrafickú hodnotu. S tým súvisí aj genéza dvoch typov brekcií.

P. Snopková : Preplavené palinomorfy z paleogénu Západných Karpát a ich význam pre paleogeografiu

V jednotlivých litologických sekvenciách paleogénu Západných Karpát Slovenska prevládajú preplavené pelové zrnká z vrchnej kriedy skupiny Normapolles v sedimentoch veku priabón, vrchný priabón až spodný oligocén a rupel. Paralelne s nimi, ale v menšom zastúpení, sa vyskytujú aj palinomorfy preplavené z vrchného triasu až spodnej kriedy. Ich hojnejšie zastúpenie sme zistili v rupeli v budínskom vývoji. Staršie palinomorfy so stratigrafickým diapazónom vrchný perm až spodný trias sme našli preplavené hlavne v lupkovských vrstvách duklianskej jednotky na východnom Slovensku. Na základe sledovania preplavených palinomorf sa dá predpokladať, ako sa to už zistilo sedimentologickým výskumom, že ich zdrojovou oblasťou bola súš rozprestierajúca sa medzi vnútrokarpatským paleogénom na jednej a paleogénom v budínskom vývoji na druhej strane. Časť materiálu mohla byť prinesená aj z bradlového pásma. Vo vonkajšom paleogéne na východnom Slovensku bola znosovou oblasťou pravdepodobne rozsiahla sliezka kordiléra.

J. Krhovský : Paleoeologické a sedimentologické zájmovosti dynowských slínů ždánické jednotky

Vysoký obsah CaCO₃, ktorý odlišuje dynowské slíny od ostatných členů menilitového souvrství souvisí s vysokým podílem tělísek vápňitého nanoplanktonu, především druhu Reticulofenestra ornata. Bouřlivý rozvoj fytoplanktonu vyžaduje intenzivní přísun živin. Absence stenohalinních organismů (např. planktonických foraminifer) anoxický režim u dna (doložený mimo jiné nepřítomností bentózních foraminifer) svědčí o stratifikaci vodního sloupce a výskyt hypohalinních rozsivek – to jsou ukazatele snížení salinity ve foticke zóně v době sedimentace dynowských slínů. Z toho lze usuzovat, že intenzivní přísun živin pochází ze splachů z přilehlé souše a ne ze vzestupných proudů. Stejný původ živin lze předpokládat i pro bouřlivý rozvoj hypohalinních rozsivek, který je charakteristický pro období sedimentace rohovcového členu menilitového souvrství. Zvýšení přínosu sladké vody z přilehlé souše souvisí s klimatickými změnami, především s ochlazením, ke kterému došlo počátkem oligocénu. Vliv na snížení salinity měla i částečná či úplná izolace vznikajícího solenovského moře (sensu Rusu, 1988).

Zajímavý doklad sezónních rozdílů v salinitě byl zjištěn ve spodní části dynowských slínů v Křepicích. V silicifikovaných polohách bylo zjištěno střídání tenkých lamin silicifikované kolkolitévé křídly a lamin rohově. Toto pravidelné střídání odpovídá změnám v dominantách asociací fytoplanktonu. V době maximálního snížení salinity a zvýšení přínosu živin převládaly rozsivky (po diagenézi rohovcové lamíny), v ročním období s nižšími srážkami se salinita zvýšila a ve fytoplanktonu dominovaly jednoznačně kolkolítky. Tyto sezónní změny svědčí pro závislost rozvoje rozsivek na proměnlivém přínosu živin (včetně rozpuštěného SiO₂) ze souše a proměnlivé salinitě. Významná je i eliminace kompetice ostatních skupin fytoplanktonu v eutrofizovaném prostředí se sníženou salinitou. S tím je v souladu i paleogeografický výskyt menilitových rohovců v severních sedi-

Petrofyzikální korelace mezozoických a paleogenních souvrství některých vrtů v Západních Karpatech

PAVEL ONDRA¹, JAROMÍR HANÁK¹, JOZEF SALAJ²

¹ Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno 12

² Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 5. 1. 1990, revidovaná verzia doručená 26. 2. 1990)

Petrophysical correlation between Mesozoic and Paleogene formations of some boreholes in the West Carpathians

The paper deals with statistical processing of physical properties of Mesozoic and Paleogene rocks in some boreholes in the Klippen Belt, Central Carpathian Paleogene and on the margin of the Central Carpathians, measured in laboratory. Further division of some intervals, or the degree of their mutual affinity or diversity, is searched using multivariate statistical methods – cluster and discriminant analysis respectively. The aim of this paper is to contribute to elucidating of stratigraphic and tectonic definition, so far problematic, of some drilled depth boundaries, and inform about possibilities of use of petrophysical methods for such purposes.

Úvod

V naší studii zveřejňujeme výsledky petrofyzikální korelace souvrství v některých vrtech, které zastihly bradlové pásmo, centrální Karpaty a paleogén podtatranské skupiny. K tomu účelu užíváme asi 1 400 hodnot petrofyzikálních parametrů, které byly laboratorně měřeny na odebraných vrtných jádrech a počítačově zpracovány multivariacními statistickými metodami. Do hodnocení zahrnujeme mineralogickou hustotu (D_M), střední magnetickou susceptibilitu (κ) a obsahy Th a K. Tyto parametry jsme získali měřením na cca 350 ks vzorků.

Cílem naší práce není polemizovat s některými názory o stratigrafickém zařazení jednotlivých vrtných intervalů, které je možno podrobně prostudovat v níže citované literatuře. Geologické veřejnosti předkládáme pouze data o petrofyzikální příbuznosti jednotlivých intervalů, které jsou výsledkem dosud netradičního studia fyzikálních vlastností, tedy nové metodiky, poměrně málo závislé na subjektivním přístupu autorů.

Mineralogická hustota byla měřena tzv. metodou trojího vážení při použití petroleje jako sycícího média, střední magnetická susceptibilita na střídavém mostě KLY-2 (výrobce Geofyzika, s. p., Brno), obsah Th, U a K byl určen gamaspektrometricky.

Jádra zpracovaných vrtů, podrobená měřením, jejichž výsledky jsou obsaženy v rukopisných zprávách Miteové, Píchové a Uhmanna ze s. p. Geofyzika Brno, byla doplněna dodatečnými odběry ze skladů vrtných jáder Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislavě roku 1989 a měřeními provedenými autory tohoto příspěvku (vrty Lubina-1 a SMB-1, Soblahov). Všechna použitá měření byla provedena v laboratořích s. p. Geofyzika Brno.

Stratigrafie vrtů a metodika statistického zpracování dat

V práci se zabýváme těmito hlubinnými vrty: Lubina-1 (u Myjavy), SBM-1, Soblahov (jv. od Trenčína). Ve východoslovenském segmentu bradlového pásma a podtatranské skupině východního Slovenska zpracováváme dále vrty MLS-1, Podskalka u Humenného, Hanušovce-1, Šariš-1 a Lipany-1 a 3. Smyslem práce je ukázat možnosti použití petrofyziky ke srovnávacímu litologickému studiu a přispět touto metodikou k zařazení, resp. paralelizaci některých dosud sporných hloubkových intervalů.

Vrt Lubina-1 byl zevrubně zpracován Leškem et al. (1978, 1982). Některými aspekty se též zabýval Salaj (in Salaj et al., 1987). Podle Leška et al. (1982) zastihl v intervalu 0–1 876 m flyšové sekvence myjavského paleogénu. Vápence v rozmezí 1 876–2 270 m lze podle Leška et al. (1978) přiřadit k manínské jednotce. Podle novější práce tohoto autora (1982) představuje interval 2 195–2 270 m prokazatelně spodnoeocenní sedimenty. Pelitické vrstvy v úseku 2 270–2 603 m jsou Leškem et al. (1982) považovány za paleogén bradlového pásma (beňatinský flyš), nejnižší interval 2 507,0–3 230,0 m pak pravděpodobně náleží k flyšovým sekvencím bělokarpatské jednotky. Podle Salaje (l. c.) je třeba sedimenty albu až spodního cenomanu, interpretované vzhledem k přítomnosti pískovců a písčitéch slínů jako manínské, přefadit do drietomské jednotky (str. 120). U flyšového souvrství drietomské jednotky byly studovány vzorky z hloubky 2 399, 2 455, 2 456, 2 659 a 2 805 m. K tomu lze dále poznamenat, že pro drietomskou jednotku svědčí nejen přítomnost skvrnitých slinitých bezrohovcových vápenců neokomu, ale i polohy lavic tmavých vápenců aptu. Z hloubky 2 211 m jde o tmavé

organogenní vápence, intrabiosparit s ojedinělými zrny glaukonitu a průřezy bentózních a vzácně i planktonických foraminifer. Přítomné jsou *Ticinella robertis* (Gandolfi), *Hodbergehla* sp., *Dorothia oxycona* (Roys), *Gavelinella* sp., *Spiroplectamina* sp. Nejde o facií urgonských vápenců, ani o facií biomikritických tmavých rohovcových vápenců spodního albu, které jsou známé z manínské jednotky. Rohovcové vápence neokomu, stejně tak jako faciie urgonských vápenců, které jsou charakteristické pro manínskou jednotku, ve vrtu Lubina-1 chybějí. Podle Salaje a Priehodské (1987) patří paleogenní flyšové sekvence v nehlubším intervalu vrtu Lubina-1 (2 607,0–3 230,0 m) k myjavskému (vnitrokarpatiskému) paleogénu. Byly studovány vzorky z hloubky 3 080, 3 083 a 3 190 m. Jde o jemnozrnný vápenný pískovec. Přebývá karbonátový detritus, který v dobře vytříděných nekarbonátových pískovcích magurského flyše není znám.

Ve vrtu SBM-1, Soblahov (u Trenčína) se zabýváme intervalem 160–1 317 m a 1 346–1 803 m podle členění Kullmanové (1978). Horní z nich nelze zatím korelovat z žádným příkrovem Západních Karpat (dále jej nazýváme problematickým), spodní je s největší pravděpodobností shodný s liasem „obalové série“ Inovce. V poslední době černý vývoj spodní až střední jury v tomto vrtu zařazuje Salaj (1989) k váhiku.

Vrtem MLS-1, Podskalka u Humenného, se zabývají zejména Mahel et al. (1975) a Kullmanová (1973).

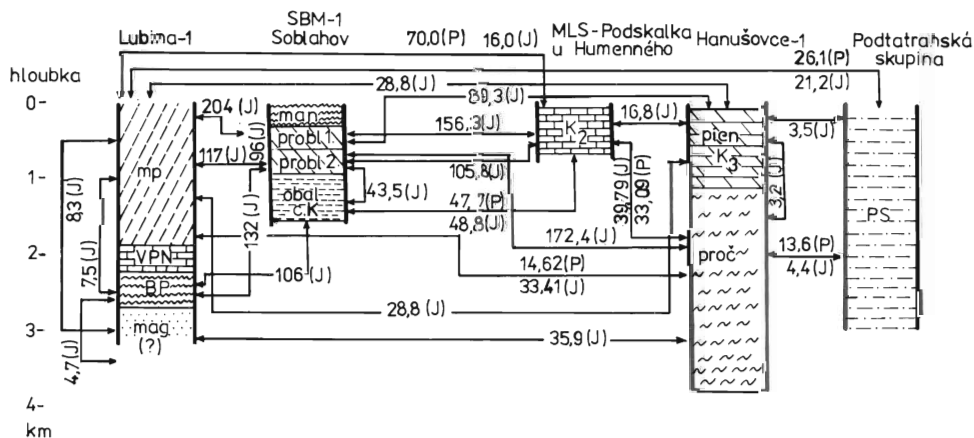
S intervaly ostatních vrtů srovnáváme u vrtu MLS-1 hloubkové rozmezí 20,6–466,0 m, řazené uvedenými autory do albu až spodního cenomanu Humenského pohorí. Toto souvrství tvoří hlavně pískovce a jílovce na rozdíl od jurských a triasových, převážně karbonátových hornin, které byly navrtány v podloží. Mahel et al. (1975) uvádí, že problém „manínských ker“ v tomto vrtu je zatím nevyřešen, celý profil náleží spíše k centrálním Karpatům.

Ve vrtu Hanušovce-1 (Ľeško et al., 1984) zahrnujeme do hodnocení hloubkové rozmezí 0–3 999,0 m, náležející k bradlovému pásmu. Interval 136–1 268 m je řazen ke kampánu až maastrichtu, v intervalu 1 269–3 990 m pak byly provrtány eocenní až paleocenní pročské vrstvy (beňatinský flyš, povážsko-hanušovský paleogén; Samuel, 1972).

Do zpracování jsou dále zahrnuty vzorky z jader vrtů Lipany-1 a 3 a Šariš-1, které náležejí k vnitrokarpatiskému paleogénu (podtatranské skupiny) východního Slovenska (Gross et al., 1984) a jsou situovány poblíž jižního okraje bradlového pásma mezi Starou Lubovňou a Prešovem.

Ve zpracovaných vrtech se zabýváme pouze těmi intervaly, kde převládají psamity a pelity, nikoli karbonáty.

Při hodnocení naměřených dat statistickými metodami sledujeme dvojí cíl: a) hledáme další eventuelní členění intervalů, z nichž každý je reprezentován určitým poč-



Obr. 1. Schematické vyjádření Mahalanobisovy „vzdálenosti“ D^2 mezi jednotlivými intervaly ve studovaných hlubinných vrtech, vypočtené na základě čtyř petrofyzikálních parametrů. Vrt v bradlovém pásmu, na okraji centrálních Karpat a ve vnitrokarpatiském paleogénu. Vrt Lubina-1 mp – myjavský paleogén, VP – vápence manínské jednotky (?) klapské jednotky drietomské sekvence (?), BP – pelitický vývoj paleogénu bradlového pásma (?), mag – magurský flyš (?), paleogén. Vrt SBM-1, Soblahov: man – manínská jednotka, probl – problematické souvrství, vápence, jílovec – alb-cenoman (?) obal c.K. – „obalová jednotka“ centrálních Karpat, liasový komplex, ekvivalent Inovce. Vrt MLS-1, Podskalka: K₂ – středně-křídový komplex, jílovec – pískovec, vápence, centrální Karpaty. Vrt Hanušovce-1 pien K₃ – svrchní křída pieninského bradlového pásma, proč – paleogén pročského souvrství. PS – paleogén podtatranské skupiny ve vrtech Šariš-1, Lipany-1, 3, (J) – „vzdálenost“ D^2 vypočtená pro jílovce, (P) – „vzdálenost“ D^2 vypočtená pro pískovce.

Fig. 1. Schematic expression of Mahalanobis' D^2 "distance" between individual intervals in investigated deep boreholes, calculated on the basis of four petrophysical parameters. Boreholes in the Klippen Belt on the margin of the Central Carpathians and the Central Carpathian Paleogene. The Lubina-1 borehole: mp – the Myjava Paleogene, VP – limestones of the Manín unit (?), of the Klape unit of the Drietoma sequence (?), BP – pelitic development of the Klippen Belt Paleogene (?), mag – the Magura Flysch (?), Paleogene. The SBM-1 borehole, the Soblahov locality: man – the Manín unit, probl – problematic formation, limestones, claystones – Albian – Cenomanian (?), obal c.K. – "envelope unit" of the Central Carpathians, the Lias complex, equivalent of the Inovce Mts. The MLS-1 borehole, the Podskalka locality: K₂ – the Middle Cretaceous complex of claystone – sandstones, limestones, the Central Carpathians. The Hanušovce-1 borehole: pien K₃ – Upper Cretaceous of the Klippen Belt, proč – Paleogene of the Proč Member, PS – Paleogene of the Subtatric Group in the Šariš-1 and Lipany 1, 3 boreholes, (J) – the D^2 "distance" calculated for claystones, (P) the D^2 "distance" calculated for sandstones.

tem vzorků (statistickým souborem dat) a byl vymezen citovanými autory na základě sedimentologických, paleontologických kritérií či tektonické příslušnosti; b) mezi těmito intervaly, ve všech jejich vzájemných kombinacích, charakterizujeme jejich příbuznost, tj. zjišťujeme, jsou-li vzájemně „vzdálené“, nebo „blízké“. Pro tyto účely používáme jednak sdružovací, jednak diskriminační analýzu. Obě metody hodnotí současně více naměřených parametrů pro každý vzorek odebraný z vrtného jádra, tj. D_M , κ , a obsahy Th a K (tedy v našem případě čtyři parametry).

Sdružovací analýza (cluster analysis) seřazuje na základě „proměnných“ (tj. parametrů D_M , κ , Th, K) jednotlivé vzorky v souboru podle vzájemné podobnosti. Výsledek je graficky vyjádřen v tzv. dendrogramu, podle kterého lze daný soubor rozčlenit na dvě, nebo více skupin.

Diskriminační analýza umožňuje mj. určit „vzdálenost“ mezi dvěma předem vymezenými statistickými výběry na základě určitého počtu „proměnných“. Mírou odlišnosti mezi soubory vzorků (v našem případě intervaly ve vrtném profilu) je tzv. Mahalanobisova zobecněná vzdálenost D^2 . Použitý program umožňuje výpočet veličiny D^2 ve všech vzájemných kombinacích mezi výběry. Při našem dosavadním experimentování s daty fyzikálních parametrů u jednotlivých stratigrafických celků paleogénu a svrchní křídly flyše jsme dospěli k závěru, že za použití zmíněných čtyř parametrů je možno dva soubory, jejichž „vzdálenost“ $D^2 < 15$, považovat za fyzikálně velmi blízké až totožné, při $D^2 > 45$ za relativně vzdálené. Velikosti D^2 mohou v praxi kolísat řádově od jednotek do stovek (což platí ovšem pouze pro uvedené formace a použité parametry). Veličina D^2 tedy velmi citlivě reaguje na změnu velikosti průměrů jednotlivých fyzikálních veličin. Autorem výpočetních programů obou metod je Pavlík z Geofyziky, s. p., Brno.

Při srovnávacích úvahách předpokládáme, že použité naměřené fyzikální parametry – tj. mineralogická hustota, střední magnetická susceptibilita a obsahy Th a K – jsou jedny z charakteristických pro provenienci, příp. diagenetický vývoj studovaných komplexů klastik.

Ve statistickém zpracování pro litologické účely používáme mezi jinými sériově měřeními petrofyzikálními parametry pouze takové, které závisejí na modálním složení, nikoli na struktuře a textuře horniny.

Mineralogickou hustotu, tj. hustotu pevné fáze horniny, zvyšuje příměs detritu nebo pojiva Mg-Fe karbonátů, dále oxidů Fe, slídk, příp. přítomnost sírníků Fe. Snižuje ji naopak např. kaolinit, montmorillonit, organická substance. Kolísání ve složení detritu (kromě dolomitického) působí již změny v D_M méně výrazně např. vzájemný poměr křemen-živce).

Magnetická susceptibilita hornin křídových až paleogenních je převážně relativně nízká (obvykle v desítkách až několika stovkách 10^{-6} j. SI), v průměru nižší u písčivců, vyšší u jílovců. V kladném smyslu ji nejvíce mohou ovlivňovat i nepatrné příměsi magnetitu a pyritu. Zvyšuje ji též podíl biotitu, Fe-karbonátů, hydroxidů a chloritů; u písčivců způsobuje relativní zvýšení též rostoucí podíl jílových minerálů, nejvíce illitu, snížení naopak rostoucí podíl diamagnetického křemene a živců v klastické části, resp. Ca-Mg karbonátů.

Velikost přirozené radioaktivity určují koncentrace Th, U a K. Každý z těchto prvků se řídí svými zákonitostmi migrace. V klastikách je Th jednak vázáno na některé těžké minerály (např. zirkon), jednak je sorbováno na jílové částice. Thorium se vyznačuje nízkou těkavostí, čímž se liší od U. Uran může být rovněž vázán na těžké minerály, daleko více se však na jeho celkových koncentracích podílejí sloučeniny vzniklé chemickými pochody v sedimentech, často v průběhu epigenese. U^{6+} tvoří komplexy, které snadno přecházejí do roztoků. Při redukcí U^{6+} na U^{4+} (např. na organické komponentě) vypadá z roztoku v podobě komplexů. Uran proto ze statistického zpracování vypouštíme, protože vzhledem k možnostem sekundární migrace nemusí být jeho koncentrace pro provenienci klastických uloženin charakteristická.

Výsledky statistického zpracování

Sdružovací (clusterovou) analýzu jsme aplikovali v případě problematického souvrství u vrtnu SBM-1, Sob-

TAB. 1
Statistické charakteristiky fyzikálních parametrů souvrství ve vrtnu
SBM-1, Soblahov, 197 – 1 336,9 m
Statistical characteristics of physical parameters of formations in the
SBM-1 borehole, the Soblahov locality, 197 – 1,336.9 m

Vzorky z rozmezí hloubek (m)	D_M	s	κ	S_G	Th	s	K	s	n
	g/cm ³		10^{-6} j. SI		ppm		%		
197 — 744	2,733	0,023	161,9	1,63	7,1	3,0	0,61	0,43	34
754 — 1 336,9	2,762	0,030	287,4	1,48	13,5	3,0	1,20	0,41	42

D_M — mineralogická hustota, κ — střední magnetická susceptibilita, Th, K obsahy thoria a kalía. Pro D_M , Th, K udány aritmetické průměry, pro κ průměr geometrický, s — směrodatná odchylka aritmetického průměru, S_G — směrodatná odchylka geometrického průměru, n — počet měřených vzorků.

TAB. 2
Výsledky diskriminační analýzy
Results of discriminant analysis

Vrt, metráž	Formace, Stupeň	2		3		4		5		6		7		8		9		10		n		
		P	J	P	J	P	J	P	J	P	J	P	J	P	J	P	J	P	J	P	J	
Lubina-1 0—1 876,0	myjavský paleogén	—	7,5	—	8,3	—	204,5	—	117,9	128,4	83,2	14,6	33,4	70,0	16,0	—	28,8	26,1	21,2	16	15	
Lubina-1 2 200—2 603	pelitický paleogén			—	4,7	—	300,0	—	203,2	—	165,3	—	41,6	—	28,9	—	43,3	—	29,0	—	20	
Lubina-1 2 607—3 230	magurský flyš (?)					—	190,9	—	132,3	—	106,6	—	35,9	—	21,4	—	28,5	—	27,4	—	13	
SBM-1 197—744,5	problematické souvrvství							—	96,1	—	59,0	—	90,9	—	156,3	—	29,3	—	199,9	—	34	
SBM-1 754—1 336,9	problematické souvrvství									—	43,5	—	172,4	—	105,8	—	65,5	—	255,3	—	42	
SBM-1 1 346—1 803	„obalová jednotka“											85,2	102,8	47,7	48,8	—	42,2	71,6	169,7	8	35	
Hanušovce-1 1 200—3 871	pročské souvrvství?													33,1	39,8	—	3,2	13,6	4,4	12	26	
MLS-1 Podskalka 0—466	alb až cenoman															—	16,8	41,2	30,1	15	29	
Hanušovce-1 510—1 620	svrchní křída BP																		—	3,5	—	9
Šariš-1 Lipany-1, 3	PS paleogén																				16	35

Mahalanobisova „vzdálenost“ D^2 pro kombinace mezi jednotlivými výběry, vypočtená na základě čtyř petrofyzikálních parametrů — vrty v bradlovém pásmu, vnitrokarpatiském paleogénu a centrálních Karpatech. BP — bradlové pásmo, PS — podtatranská skupina, paleogén, P — pískovce, J — jílovce, n — počet měřených vzorků.

blahov, 160—1 336,9 m. Ve zpracovaném materiálu se nalézají převážně vzorky vápnicových jílovců (76 vzorků), což reprezentuje i celkový litologický charakter tohto intervalu. Podle dendrogramu, v němž jsou zahrnuty tyto vzorky jílovců, je možno interval rozdělit na dva úseky, které se od sebe výrazně fyzikálně liší. Rozdíly průměrů (u D_M , Th, K jsou udávány průměry aritmetické, v případě α průměr geometrický a směrodatná odchylka geometrického průměru) vyplývají z tab. 1. Udávané průměry všech čtyř parametrů obou úseků se po zhodnocení testem významně vzájemně statisticky liší s pravděpodobností vyšší než 99,9 %. Prvý, svrchní úsek, je reprezentován vzorky z hloubky 197 až 744 m, podložní úsek pak vzorky z hloubky 754,5 až 1 336,9 m. Jílovce svrchního úseku mají výrazně nižší D_M , α a přibližně dvojnásobně nižší obsahy Th a K.

Hlavním cílem naší práce je posoudit relativní petrofyzikální „vzdálenost“ intervalů v jednotlivých vrtech. Domníváme se, že podle petrofyzikální příbuznosti je možno uvažovat i o jejich vzájemné náležitosti stratigraficko-tektonické. Jak ukázaly naše předchozí zkušenosti ze zpracování jednotlivých souvrství flyšového paleogénu, je pro tyto účely vhodná diskriminační analýza.

Tab. 2 ukazuje její výsledky, aplikované na zde zkoumaných vrtech. V tabulce jsou uvedeny „vzdálenosti“ D^2 pro všechny kombinace studovaných vrtných intervalů. Zmíněné problematické souvrství vrtu SBM-1, vymezené Kullmanovou (1978), je rozděleno na dvě části (horní 1 a spodní 2). Zvláště jsou vždy hodnoceny pískovce (P) a jílovce (J). Hodnoty D^2 zde kolísají od jednotek do stovek, takže kritéria pro posouzení relativní příbuznosti souborů vzorků jsou velmi markantní. „Vzdálenosti“ D^2 uvedené v tab. 2 lze vyčíst též z obr. 1, kde je kolonkami ilustrována stratigrafie jednotlivých vrtů spolu s uvedením vzájemných „vzdáleností“ D^2 jednotlivých intervalů pro pískovce (P) a jílovce (J).

Nejdůležitější výsledky hodnocení petrofyzikální „příbuznosti“ jednotlivých vrtných intervalů lze shrnout do několika bodů:

1. Ve vrtu Lubina-1 jsou hodnoceny tři intervaly: 0—1 876 — myjavský paleogén; 2 200—2 603 m — pelitický vývoj bradlového paleogénu; 2 607—3 230 m — magurský flyš (bělokarpatiská jednotka?). Jílovce těchto intervalů jsou vzájemně petrofyzikálně velmi blízké ($D^2 = 4,7$ až 8,5), až totožné. Naše zjištění je v souladu se zařazením pelitického vývoje k bradlovému paleogénu (Leško et

al., 1982), poněkud však zpochybňuje předpokládanou příslušnost nejnižšího intervalu 2 607–3 300 m k bělokarpatské jednotce.

V této souvislosti je třeba uvést, že podle publikovaných analýz modálního složení (Đurkovič in Leško et al., 1982) není ve složení pískovců myjavského paleogénu a předpokládané bělokarpatské jednotky významný rozdíl (viz trojúhelníkový diagram, str. 30). Naše výsledky tedy spíše nasvědčují správnosti názoru, že šupina paleogenních hornin naznačená v profilu okolí vrtu Lubina-1 v rozmezí 2 607–3 230 m (Leško a Potfaj in Leško et al., 1982, str. 56) je pokračováním nadložního paleogénu brezovské deprese ve flyšovém vývoji.

2. Oba úseky problematického intervalu ve vrtu SBM-1, Soblahov (197 až 744,5 a 754 až 1 336,9 m), nelze petrofyzikálně paralelizovat s žádným zde zpracovaným souborem, tj. intervalem ve studovaných vrtech. Oba úseky problematického intervalu jsou přitom vzájemně petrofyzikálně vzdálené, představují pravděpodobně stratigraficky či tektonicky oddělené celky, nelze je slučovat.

3. Pienidní (?) svrchní křída a údajně pročské souvrství(?) ve vrtu Hanušovce-1 (východní Slovensko) jsou petrofyzikálně totožné. Výsledek je v souladu s naším předchozím zjištěním na základě vzorků z povrchu (Ondra a Hanák, 1989). Jílovce i pískovce svrchní křída a pročského souvrství vrtu Hanušovce-1 jsou relativně blízké paleogénu podtatranské skupiny ve vrtech Šariš-1, Lipany-1 a 3.

4. Středněkřídový komplex ve vrtu MLS-1, Podskalka u Humenného (0 až 466 m), řazený k centrálním Karpatům, má relativně blízko ke svrchní křídě obalu bradlového pásma ve vrtu Hanušovce-1.

5. Pískovce myjavského paleogénu ve vrtu Lubina-1 (0–1 876,0 m) jsou poměrně blízké pískovcům pročského souvrství (?) ve vrtu Hanušovce-1.

6. Obalová jednotka ve vrtu SBM-1 (1 346–1 803 m) je petrofyzikálně vzdálená všem ostatním srovnávaným intervalům jak v souboru pískovců, tak i jílovců.

Tyto závěry, jakož i ostatní údaje o příbuznosti jednotlivých intervalů, které obsahuje tabulka 2, předkládáme jako příspěvek k diskusi o zařazení některých hloubkových rozmezí studovaných vrtů. Náš článek může též sloužit jako metodická ukázka použití petrofyziky pro srovnávací litologické studium.

Literatura

- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O. 1984: Nové litostratigrafické členění vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr.*, 81, 103–117.
- Kullmanová, A. 1973: Rukopisné zhodnotenie stratigrafie vrtu Humenné MLS-1. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Kullmanová, A. 1978: Výskyt pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrtu SBM-1 Soblahov. *Geol. Práce, Spr.*, 71, 157–160.
- Mahel, M. et al. 1975: Geologické hodnotenie vrtu MLS-1, Podskalka. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 12.
- Leško, B. et al. 1978: Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1. *Geol. Práce, Spr.*, 70, 35–56.
- Leško, B. et al. 1982: Oporný vrt Lubina-1. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 17.
- Leško, B. et al. 1984: Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1. *Mineralia slov.*, 16, 217–255.
- Ondra, P. a Hanák, J. 1989: Petrofyzikální studium sedimentů východoslovenských vnějších Karpat a jeho aplikace při korelaci souvrství. *Geol. Práce, Spr.*, 89.
- Salaj, J. 1989: Geologická stavba bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia kriedových sedimentov novovymedzených sekvencií. *Mineralia slov.*, 21.
- Salaj, J. et al. 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *Bratislava. GÚDŠ*.
- Salaj, J. a Priečhodská, Z. 1987: Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp. *Mineralia slov.*, 19, 499–521.
- Samuel, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr.*, 59, 285–289.

Petrophysical correlation between Mesozoic and Paleogene formations of some boreholes in the West Carpathians

The paper deals with statistical processing of petrophysical parameters, measured in laboratory on cores of some boreholes, which drilled Mesozoic and Paleogene clastic sediments of the Klippen Belt, Central Carpathian Paleogene and the margin of the Central Carpathians. The Lubina-1 borehole was situated in the Myjavská pahorkatina Mts., the SBM-1 borehole in Soblahov, near Trenčín. Boreholes in Eastern Slovakia, the MLS-1 Podskalka borehole near Humenné, the Hanušovce-1 borehole, the Šariš-1 borehole and the Lipany-1 and 3 boreholes respectively have been also processed. Grain density and mean magnetic susceptibility (D_M and κ) were measured on cores of these boreholes and the content of radioactive elements – Th, U, K was analysed by gamma-ray spectrography. About 350 samples were evaluated. The aim of our investigation is to contribute to the solution of stratigraphic-tectonic problems of some questionable intervals of investigated boreholes and point out possibilities of using of petrophysical methods for comparative lithological study.

Investigated samples from cores of individual boreholes were arranged into individual statistical sets, which correspond to presumed tectonic-stratigraphic units. Measured results were processed using multivariation statistical methods – linear discriminant and cluster analysis respectively.

Discriminant analysis was used mainly for solution of problems of affinity of groups of individuals (in our case of samples). Each individual (sample) is characterized by certain number of features (here by measured values of D_M , κ , and by contents of Th and K). The expression in numbers of the "distance" between assumed stratigraphic-tectonic units of individual boreholes (so called Mahalanobis' "distance" D^2) is the result of application of discriminant analysis. We have ascertained that if the value is $D^2 < 15$, these sets can be considered very near ones or even identical, on the contrary, if the D^2 value is > 45 , both compared stratigraphical-tectonic units are relatively distant. This scale is valid, however, only for parameters used by us for investigated clastic sediments of Mesozoic and Paleogene of the

West Carpathians. In this way it is possible to evaluate the level of stratigraphic-tectonic individualization of successive depth boundaries. The calculated D^2 "distances" between stratigraphic-tectonic units of individual boreholes in all mutual combinations are given in Tab. 2. The D^2 values are also schematically depicted in Fig. 1. The D^2 value is calculated separately for claystones (J) and sandstones (P) respectively. It follows from the analysis that e.g. 2,607–3,230m interval in the Lubina-1 borehole, which is classified with the Magura Flysch is very near to the overlying interval with overwhelming pelites (2,200–2,603 m), which is classified with Paleogene of the Klippen Belt (the D^2 "distance" of these intervals for claystones is 4.7). It follows from this that the correspondence of the depth interval 2,607–3,230 m with the Magura Flysch is not probable. It is probably

flysch development of Paleogene of the Klippen Belt.

We have applied cluster analysis, which classifies individual samples according to reciprocal similarity in one statistical set, on the SBM-1 Soblahov borehole near Trenčín, at the depth interval of 197–1,337 m. Up to now, this interval is named as "problematic", because it is not analogical to any well-known complex of the West Carpathians, as to facial sedimentologic development. Using cluster analysis, we have divided this interval into two sections, 197–744 m and 1,346–1,337 m. Both sections differ petrophysically very distinctly (see Tab. 1 and Fig. 1). Following application of discriminant analysis not brought any result in case, because both sections are far away from all other compared intervals in boreholes. Individual deformation, from the facial standpoint, was also proved petrophysically.

Návrh ochrany objektov Trojičného námestia v Banskej Štiavnici proti účinkom podzemnej vody

ONDREJ ŤAVODA¹, JÁN VLČKO¹, MARIÁN SKAVINIÁK², ANNA HYÁNKOVÁ¹, TATIANA DURMEKOVÁ

¹ Katedra inžinierskej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

² Geologický prieskum, š. p., stredisko Banská Štiavnica

(Doručené 4. 10. 1989)

Influence of hydrogeological conditions on the maintenance of buildings at the Trinity Square in Banská Štiavnica, Central Slovakia

The maintenance aimed at saving historic buildings in Banská Štiavnica started in the seventies however several buildings of the Trinity Square, namely their underground parts, could not fully be used due to the permanent negative influence of groundwater. Beside the detailed engineering geological zoning map (1 : 1 000 scale) of the historic town centre further remedial measures have been initiated e. g. the reconstruction of the sewage network, individual maintenance of buildings by sealing injection and drainage (drillings realized from underground space for drainage purposes) as well as by cleaning out and made accessible the underground spaces (adits, cellars) renewing the natural ventilation. For the improvement of these measurements it is possible to complete them by supplementary injection or by electro-osmosis.

Úvod

Mestská pamiatková rezervácia Banská Štiavnica patrí medzi najvzácnejšie historicko-architektonické klenoty Slovenska. Obnova pamiatkových objektov v historickom jadre sa začala koncom sedemdesiatych rokov, keď už zub času veľmi poškodil kultúrne dedičstvo a každé ďalšie oŕtálenie s obnovou mohlo priniesť obrovské straty pre súčasné i ďalšie generácie.

Vyhlásenie vlády SSR č. 58 z roku 1978 bolo počiatčným impulzom pre komplexný prístup k záchrane historického jadra s cieľom prinavrátiť mestu pôvodnú identitu.

Napriek tomu, že od onoho vyhlásenia uplynulo viac ako desaťročie a sanačné práce pokročili do takej miery, že viaceré objekty mestskej pamiatkovej rezervácie na Trojičnom námestí sú už obnovené, neslúžia na plnú spokojnosť svojich užívateľov.

Predovšetkým podzemné priestory, súčasť takmer každého interiéru objektu, sú permanentne vystavované negatívnym účinkom podzemnej i povrchovej vody, čím sa nielen stávajú nefunkčnými (podľa projektových zámerov mali slúžiť kultúrno-spoločenským cieľom), ale zhoršuje sa aj celkový stav objektov. Pri objektoch, ktoré sa pamiatkovo obnovujú, sú nutné dodatočné zmeny v projektovej dokumentácii, v dôsledku čoho vznikajú neúnosné časové i materiálové straty.

Problém ochrany podzemných priestorov objektov Trojičného námestia pred účinkami podzemných, prípadne povrchových vôd riešia pracovníci Katedry inžinierskej geológie PF UK, ktorí od r. 1987 v rámci prípravy komplexnej územnoplánovacej dokumentácie pre mestskú pamiatkovú rezerváciu Banská Štiavnica v spo-

lupráci s IGHP, š. p., závod Žilina zostavujú inžinierskogeologickú mapu v mierke 1 : 1 000. Stručné zhrnutie doterajších výsledkov, ktoré sa dosiahli pri riešení tejto problematiky, je predmetom predkladaného príspevku.

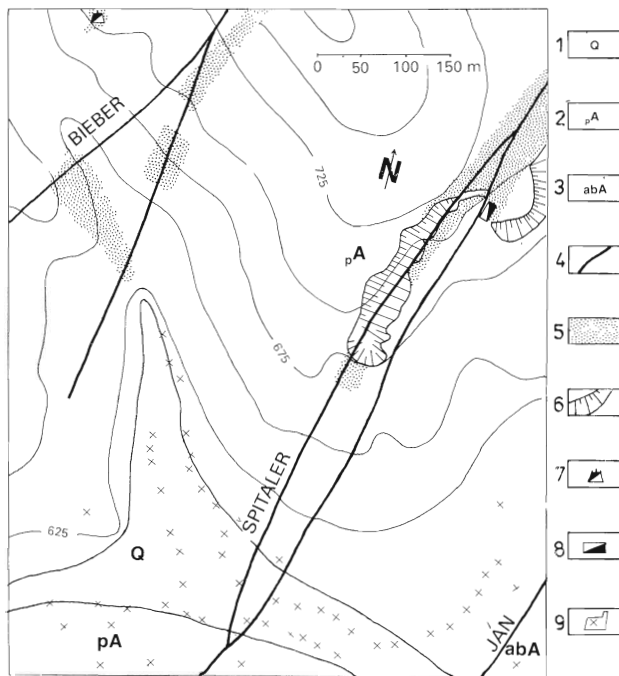
Fyzickogeografické pomery

Trojičné námestie – ústredná časť historického jadra – sa nachádza v severnej časti mesta, ktoré ako celok orograficky patrí Štiavnickým vrchom. Rozprestiera sa v údolí sz.–jv. smeru s pomerne strmými svahmi, najmä vo východnej časti. Sklony svahov dosahujú v priemere 15–25°, s maximom 40° za objektom Banského múzea. Nadmorská výška v severnej časti dosahuje 624 m n. m., smerom na juh klesá na úroveň 599 m n. m. Generálny sklon námestia je 6°. Západnou (ľavou) časťou námestia preteká potok, pritekajúci z oblasti Červenej studne, ktorý je v súčasnosti kanalizovaný. Pred objektom (Ludová škola umenia) 15/II sa stoka rozdeľuje a pri kostole sv. Kataríny napája na Štiavnický potok.

Geologické pomery

Na geologickej stavbe územia sa podieľajú neogénne vulkanické horniny a kvartérne sedimenty.

V dôsledku zložitého geologicko-tektonického vývoja záujmového územia i jeho okolia v postvulkanickom období, spätého s tektonickým porušením zlomovými systémami SSV a JJV smeru (s menším zastúpením systémov SZ–JV a SSZ–JJV smeru), ako i výstupom hydrotermálnych roztokov a Au–Ag a Pb–Zn–Cu zrudnením, sú efuzívne horniny intenzívne premenené.

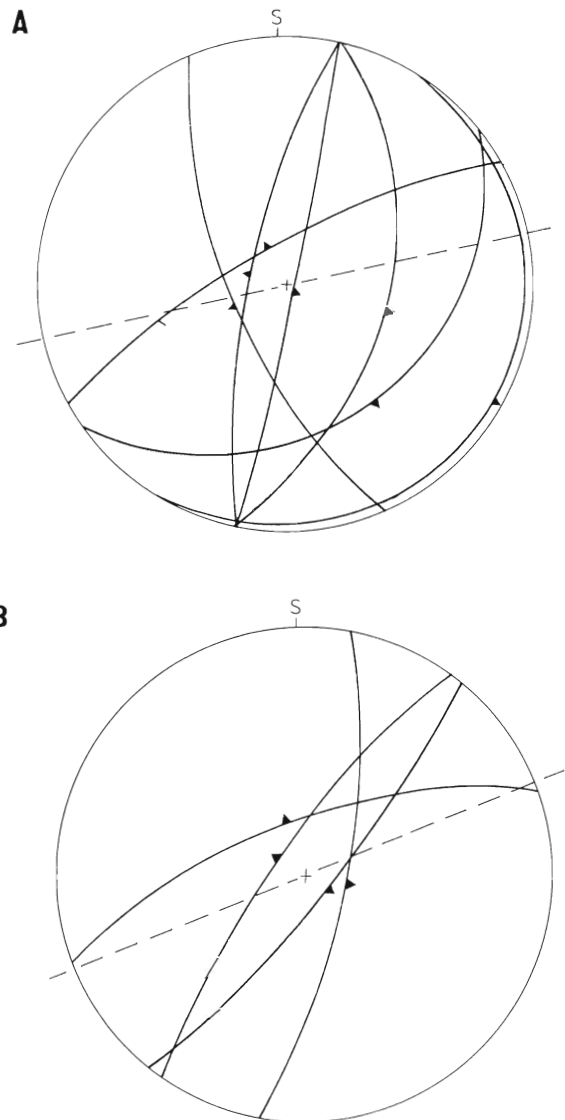


Obr. 1. Schematická geologická mapa Trojičného námestia. 1 – horniny formácie kvartérnych pokryvných útvarov (nerozlíšené), 2 – pyroxenické andezity, 3 – amfibolicko-biotitické andezity, 4 – rudné žily, 5 – podrúbané územie do hĺbky 40 m, 6 – banské haldy, odvaly, 7 – opustené štólne, 8 – banská šachta, 9 – porušené objekty.

Fig. 1. Schematic geological map of the Trinity Square. 1 – Quaternary, 2 – pyroxene andesites, 3 – hornblende-biotite andesite, 4 – ore veins, 5 – undermined area up to 40 m, 6 – dump and heap, 7 – abandoned adit, 8 – shaft, 9 – damaged buildings.

Z vulkanických hornín sú v priestore Trojičného námestia zastúpené najmä pyroxenické andezity 1. etapy vývoja štíavnického polygénneho stratovulkánu (obr. 1), ktoré v zdravom stave, čo je skôr výnimočným zjavom, predstavujú veľmi pevné, sivé až sivočierne, často tmavozelené, jemno- až strednoporfyrické horniny, masívne, ojedinele s náznakmi primárnej odlučnosti. Oveľa častejšie sú však v dôsledku postgenetického vývoja oslabené pomerne hustou nepravidelnou sieťou puklín, miestami i rozsiahlejšími poruchovými pásmami. Najvýraznejšie smery sklonov, namerané v podzemných priestoroch objektov na Trojičnom námestí, sú: $100\text{--}110^\circ/70\text{--}80^\circ$, $130^\circ/80\text{--}90^\circ$, $300\text{--}310^\circ/80\text{--}90^\circ$, $340^\circ/70\text{--}80^\circ$ (obr. 2). Prítomnosť viacerých puklinových systémov podmieňuje polyedrický rozpad masívu, v niektorých jeho častiach je pozorovateľná výrazná hranolovitá odlučnosť. Pukliny sú zovreté, sfarbené limonitovými zátkami alebo roztvorené do šírky 1 až 3 cm a vyplnené ílovitou hlinou tuhej až mäkkej konzistencie s prímiesou hrubých zŕn a drobných úlomkov žltohnedej a hrdzavej farby. Pukliny jedného systému sa často vyskytujú opakovane po 10 až 20 cm alebo obmedzujú väčšie bloky veľkosti 50 až 120 cm.

Tektonické poruchy, vyskytujúce sa v andezitoch, majú premenlivú šírku od 0,5 do 1,2 m a sú v centrálnej

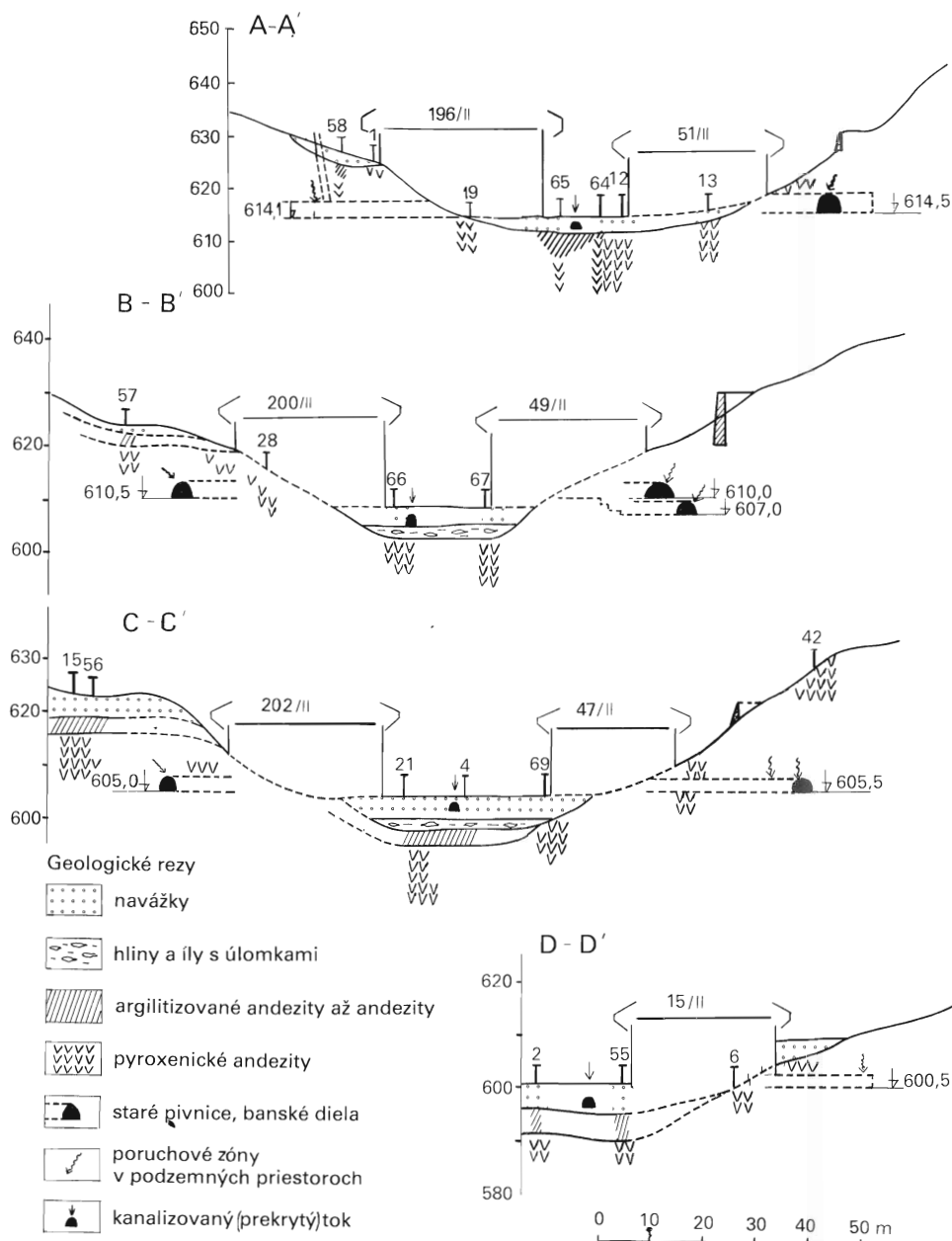


Obr. 2. Vyhodnotenie puklinatosti andezitového masívu v oblasti Trojičného námestia. A – západná strana námestia, B – východná strana námestia. Preručovanou čiarou je naznačený azimut priebehu banských diel razených z pivničných priestorov objektov na Trojičnom námestí

Fig. 2. Jointing of the andesite mass at Trinity Square. A – western side, B – eastern side. Dashed line indicates underground workings driven from cellars of buildings.

zóny najčastejšie vyplnené prachovitým ílom sivobielej farby (argilitom⁺). Čez intenzívnejšie rozpukávaný a tlakovo deformovaný andezit prechádzajú do zdravších častí masívu. Puklinové a poruchové systémy sú sledovateľné na dĺžku niekoľkých metrov napr. v Banskom múzeu – 47/II, v Joergesovom dome 51–162, v budove SZM – 202/II. Pozdĺž nich sú vyhlbené niektoré úseky pod-

⁺ Pod pojmom argilit chápeme označenie hydrotermálne alebo hypergéne alterovaných hornín, v ktorých sú hojne zastúpené ílové minerály

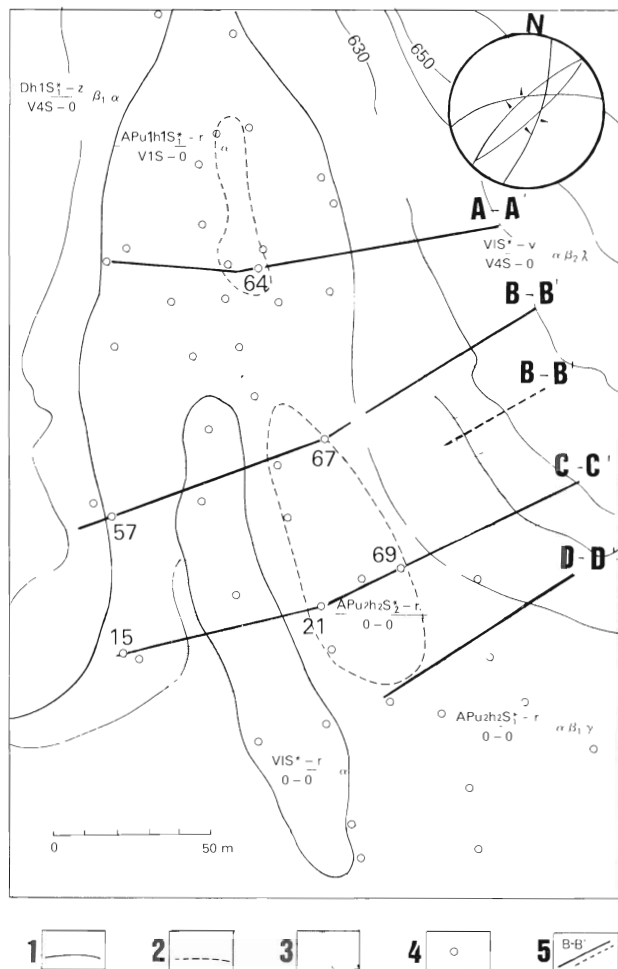


Obr. 3. Geologické rezy Trojičným námestím.
Fig. 3. Geological profiles of the Trinity Square.

zemných priestorov (pivníc i starých banských diel). Tektonické poruchy v andezitovom masíve predstavujú potenciálne šmykové plochy, pozdĺž ktorých môže dôjsť k posunu jednotlivých blokov hornín, resp. k ich vypadávaní (napr. objekty 202/II a 47/II), s následnými statickými poruchami hornej konštrukcie (nadzemných častí objektov).

Výraznú úlohu pri degradácii horninového prostredia, popri tektonickej porušenosti, zohrali i procesy alterácie, ktoré podmienili inžinierskogeologickú heterogenitu horninového masívu. V závislosti od stupňa premeny nachádzame pyroxenické andezity od najintenzívnejšie

premenených, tzv. argilitov, ktoré majú charakter piesčitých ílov, ílov až hĺn tuhej až pevnej konzistencie (objekty 202/II a 47/II), cez argilitizované pyroxenické andezity so zachovanou pôvodnou štruktúrou, zodpovedajúce poloskálnym horninám a zeminám pevnej a tvrdej konzistencie, až po relatívne zdravé skalné horniny, často s impregnáciou pyritu. Vertikálny i laterálny rozsah alterovaných hornín, ako ho máme možnosť sledovať v pivničných priestoroch i starých banských dielach na Trojičnom námestí, je veľmi premenlivý; často na veľmi krátku vzdialenosť a v rôznych hĺbkových úrovniach sa striedajú všetky tri opísané litologické typy hornín.



Obr. 4. Rájónová inžinierskogeologická mapa. 1 – hranice rájónov. 2 – hranice okrskov, 3 – podzemné priestory (pivnice, staré banské diela), 4 – vrty a kopané sondy, 5 – línie geologických rezov.

Fig. 4. Engineering geological zoning map. 1 – boundary of zone, 2 – boundary of subzone, 3 – underground structures (cellar, abandoned working), 4 – test pit and drilling holes, 5 – geological profile line.

Z litologických komplexov formácie kvartérnych pokryvných útvarov majú v priestore Trojičného námestia najväčšie zastúpenie navážky, ďalej hlinito-kamenité zeminy deluviálneho, proluviálneho, resp. fluviálneho pôvodu, ako i eluviálne hlinito-ílovité zeminy. Vzhľadom na charakter riešenej problematiky venujeme ich opisu iba obmedzený priestor.

Navážky sa nachádzajú takmer v celom priestore záujmového územia a tvoria základovú pôdu, aj keď nie v celom rozsahu všetkých objektov Trojičného námestia. Ich hrúbka je premenlivá a kolíše od 2,8 do 3,2 m, pred budovou Banského múzea dosahuje až 5,5 m (obr. 3). Predstavujú veľmi nehomogénnu základovú pôdu, ktorú možno na základe excerpce starších prieskumných prác charakterizovať ako hliny, resp. piesčité íly s obsahom cca 40 % navetraných až rozvetraných úlomkov andezitov veľkosti 5 až 30 cm. Charakteristický je vysoký podiel stavebného odpadu, hlinitých črepov, kostí, popola

zuhlnotených zvyškov dreva a pod. (Osláč, 1980). Konzistencia hlín a ílov je tuhá, zriedkavejšie pevná, prípadne mäkká, stredná plasticita prevláda nad vysokou. Navážky sú stredne uľahnuté zeminy.

Pod vrstvou navážok sa v priestore Trojičného námestia nachádzajú piesčité a ílovité hliny so 40 % podielom zvetraných až rozvetraných úlomkov andezitov. Hliny sú často mäkkejšie, zriedka tuhej konzistencie, ich hrúbka je do 3,5 m. Podľa ich charakteru možno usudzovať, že sa jedná o zeminy proluviálneho alebo fluviálneho komplexu.

Na prilahlých svahoch sa nachádzajú deluviálne piesčité hliny hrúbky do 2,5 m s premenlivým obsahom úlomkov pomerne zdravých andezitov. Konzistencia hlín je obvykle pevná.

Bezprostredný kontakt s predkvartérnym podkladom tvoria horniny eluviálneho komplexu. Sú to pyroxenické andezity postihnuté vysokým stupňom hydrotermálnych a hypergénnych premien. Najčastejšie sú žltohnedej farby, na čerstvom lome rýpatelné, pri údere kladivom majú drobnouľomkovitý rozpad. Materiál má charakter piesčitej hliny s rôznym podielom úlomkov andezitu. V miestach najintenzívnejších premien má elúvium charakter piesčitého ílu pevnej konzistencie s rôznym podielom úlomkov. Vzhľadom na ich veľmi obtiažne rozlíšenie od nadložných deluviálnych, príp. i fluviálnych sedimentov je problematické z archívnych údajov určiť ich skutočnú hrúbku. Dá sa predpokladať, že môže dosiahnuť až 6 m (vrt J-55, obr. 3). Rájónová inžinierskogeologická mapa (princípy jej zostavenia uvádzajú autori v príspevku Vlčko et al., 1988) z okolia Trojičného námestia s vyznačenými líniami rezov je na obr. 4.

Hydrogeologické pomery

Hydrogeologické pomery ovplyvňuje celý rad faktorov, z ktorých najvýznamnejšie sú geologicko-tektonická stavba, geomorfologické a klimatické pomery. Navyše celé územie Banskej Štiavnice a jej okolie je poddolované, čo výrazne ovplyvňuje režim podzemných vôd.

Horniny, ktoré sa vyskytujú v záujmovom území, môžeme z hydrogeologického hľadiska rozdeliť do dvoch skupín: neogénne vulkanické horniny a kvartérne sedimenty.

Určujúcim faktorom hydraulických vlastností efuzívnych hornín, reprezentovaných pyroxenickými, v menšej miere amfibolicko-biotitickými andezitmi, je charakter puklinovitosti (priebežnosť, rozvtorenosť, šírka puklín a charakter výplne) a stupeň alterácie. Priepustnosť andezitov je predovšetkým puklinová. Pukliny sú často vyplnené produktami hydrotermálnych premien a zvetrávaním, čo podstatne znižuje priepustnosť. Dôležitú úlohu pritom zohráva aj vzájomné prepojenie puklinových systémov.

Charakter a stupeň zvodnenia andezitov závisí okrem priepustnosti aj od plošného rozsahu infiltračnej oblasti. Väčšia časť zrážok infiltruje do pestrých a slabo vytriede-

ných litologických typov kvartérnych pokryvných útvarov. Časť zrážok sa v nich akumuluje a časť infiltrovaných vôd vyteká na povrch v podobe sutinových prameňov s malou výdatnosťou (0,01 až 0,5 l · s⁻¹).

Hladina podzemnej vody v kvartérnych sedimentoch má prevažne charakter voľnej hladiny, pri výskyte slabopriepustných polôh (zvýšený podiel fľovitej frakcie) je mierne napätá.

Podľa Atlasu SSR (Mazúr et al., 1980) priemerné ročné zrážky dosahujú 841 mm s maximom v júni a minimom v januári a februári. Priemerné mesačné úhrny zrážok z poslednej dekády zo zrážkomernej stanice Banská Štiavnica udáva tab. 1, z ktorej je zrejmé, že s výnimkou roku 1984 nedosiahli ročné úhrny zrážok hodnoty dlhodobého normálu.

V horninách skalného podkladu môžeme podľa hĺbky výskytu podzemnej vody vyčleniť plytký a hlbší obeh. Z hľadiska riešenia daného problému nás zaujímajú podzemné vody s plytkým obehom, ktorý sa viaže na podpovrchovú zónu andezitov, do ktorej zrážková voda infiltruje cez kvartérne sedimenty alebo priamo po puklinách. Mineralizácia nepresahuje 0,2 g · l⁻¹ a teplota sa pohybuje od 6 do 10 °C. Aj keď väčšia časť zrážkovej vody odteká, čo je podmienené najmä strmým reliéfom územia, výskyt priepustných poruchových zón umožňuje časti zrážok prenikať do väčších hĺbok a vytvárať hlbší obeh, pričom sa zvyšuje teplota i mineralizácia.

V zdravých andezitoch dosahuje koeficient prietochnosti $T = 1,0 \cdot 10^{-5}$ až $6,5 \cdot 10^{-6}$ m²s⁻¹ a koeficient filtrácie $k = 1,84 \cdot 10^{-7}$ až $4,1 \cdot 10^{-8}$ m s⁻¹. V tektonicky porušených andezitoch $T = 1 \cdot 10^{-3}$ a 10^{-1} m²s⁻¹ a $k = 1 \cdot 10^{-5}$ až 10^{-6} m s⁻¹ (Tavoda et al., 1988).

Z klasifikácie vôd neovulkanitov vyplýva, že v plytko-povrchových podmienkach obehu prevažuje podzemná voda výrazného a nevýrazného Ca-(Mg)-HCO₃ typu. Celková mineralizácia je nízka ($M = 0,07$ až $0,22$ g · l⁻¹) a pri anomálnom výskyte sulfidickej síry je zvýšený obsah síranov ($M = 0,2$ až $0,4$). Hlbší obeh indikuje zvýšená mineralizácia prevažne $M = 0,22$ do $0,85$ g · l⁻¹, znížený obsah síranov a zvýšené zastúpenie zložky Na-HCO₃. Na základe archívnych materiálov i z chemických analýz vôd z podzemných priestorov Trojičného námestia (tab. 2) možno získať predstavu o zastúpení niektorých iónov a pH. Vo vzorkách vody odobraných z vrtov sa zistil tiež agresívny CO₂, a to uhličitanová agresivita na základové betóny a vysoká agresivita na ocelové konštrukcie. Portlandský cement sa musí sekundárne chrániť izoláciami voči uhličitanovej agresivite. U ostatných vzoriek vôd sa agresívny CO₂ nezistil.

Záverom možno zhrnúť, že záujmové územie, tvorené horninovým masívom pyroxenických andezitov, predstavuje puklinové prostredie, v ktorom sa uplatňuje predovšetkým plytký obeh podzemných vôd. Tento sa viaže na podpovrchovú zónu andezitov, ktoré sú značne tekto-

TAB. 1
Mesačný a ročný úhrn zrážok (v mm) zo zrážkomernej stanice Banská Štiavnica
Monthly and annual precipitation in Banská Štiavnica rain gauge station

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Spolu
1980	39	43	48	65	61	94	75	32	59	108	111	36	771
1981	56	31	49	36	52	116	47	51	78	65	66	131	778
1982	33	3	17	9	55	61	98	37	19	45	44	98	514
1983	43	79	60	46	79	67	27	24	31	37	40	46	579
1984	85	84	36	33	194	59	14	47	217	35	54	21	879
1985	21	31	70	41	174	70	48	76	11	13	104	39	698
1986	88	46	26	45	33	164	52	75	9	55	24	92	709
1987	85	27	40	70	147	52	18	38	84	33	67	40	701
1988	64	75	100	34	95	61	49	105	81	16	21	73	774
1989	12	33	39	76	96								

TAB. 2
Chemizmus vzoriek vody odobranej z Trojičného námestia
Chemical composition of water sampled on Trinity Square

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
pH	7,0	7,1	7,2	7,4	7,7	7,1	7,5	7,75	6,8
Ca ²⁺ (mg · l ⁻¹)	72,95	175,75	68,1	75,27	30,52	62,04	44,75	30,52	67,13
Mg ²⁺ (mg · l ⁻¹)	35,99	36,48	12,2	20,98	32,10	24,07	16,05	7,41	14,81
HCO ₃ ⁻ (mg · l ⁻¹)	183,00	189,10	287,7	1 280,01	207,70	68,28	110,93	19,89	139,42
SO ₄ ²⁻ (mg · l ⁻¹)	131,68	149,37	134,5	147,72	35,39	187,64	74,48	90,94	106,14
HCO ₃ ⁻ (mg · l ⁻¹) (Heyer skúška)	2,2	2,2	9,9						

Lokalizácia odberu vzoriek: 1 — vrt J-64 — pred objektom 51/162, 2 — vrt J-65 — pred objektom 196, 3 — pred objektom 197, 4 — podzemné priestory objektu 20, 5 — podzemné priestory objektu 13/2, 6 — podzemné priestory objektu 51/162, 7 — pivnica domu č. 2, ul. Pod Červenou studňou, 8 — potok ul. Pod Červenou studňou, 9 — štôlna Cherubín, kutnohorská ulica.

nicky porušené, lokálne i hydrotermálne premenené (argilitizované andezity až argility) a zvetrané. V dôsledku geomorfologickej pozície do andezitového masívu infiltruje iba menšia časť zrážkovej vody, prevažná časť rýchlo odteká a je predpoklad, že väčšie akumulácie podzemných vôd sa v záujmovom území nevyskytujú. Veľmi vážnym problémom je však navrhnutie čo najúčinnšieho spôsobu odvedenia povrchových zrážkových vôd z príľahlých svahov študovaného územia.

Ideový návrh ochrany podzemných priestorov objektov časti Trojičného námestia

Objekty na oboch stranách Trojičného námestia zasahujú pomerne hlboko do príľahlých svahov a vytvárajú umelú prekážku rýchlemu a prirodzenému odtoku zrážok. Čiastočne tomu napomáha aj uzavretie tzv. susedských uličiek medzi jednotlivými objektami. Pretože uličný systém povrchového zachytávania a odvádzania zrážok je tiež zanedbaný a porušený, značná časť zrážok vsakuje do podlažia, dotuje plytký obeh podzemnej vody a atakuje príľahlé priestory objektov. Prirodzený režim podtekania podzemnej vody popod objekty mohol byť čiastočne nepriaznivo ovplyvnený aj spevňovacou injektážou podlažia realizovanou v počiatočných fázach sanačných prác.

Zložitá morfológia územia, geologické a hydrogeologické pomery, ako aj rozmanitosť objektov a požiadaviek na ich využitie nevytvárajú vhodné podmienky pre budovanie jednotného ochranného systému objektov. Odporúčame preto individuálny prístup k ochrane jednotlivých objektov, pričom požadovaný rozsah ochrany bude úmerný zamýšľanému využitiu objektu. Navrhujeme použiť tzv. observačnú metódu, pri ktorej sa ochrana bude realizovať vo viacerých etapách, prípadne aj viacerými metódami. Podľa efektu, ktorý navrhnuté a realizované technické riešenie na zmenu sledovaného javu (zníženie, resp. zamedzenie priesakov) prinesie, sa bude v ňom pokračovať, alebo sa riešenie bude kombinovať s iným spôsobom ochrany.

Na ochranu podzemných priestorov proti nepriaznivým účinkom vody možno všeobecne použiť viaceré spôsoby, resp. ich kombinácie:

- znížiť vsakovanie zrážkových vôd primeranou povrchovou úpravou ulíc a verejných priestorov,
- zrekonštruovať a doplniť povrchové a podpovrchové odvodnenie verejných priestorov na urýchlenie odtoku vody do kanalizácie,
- chrániť podzemné priestory tesniacimi prvkami,
- vybudovať vhodný odvodňovací systém (ryhu, štôľňu, vrty, resp. ich kombinovať),
- vytvoriť účinnú klimatizáciu (obnoviť a doplniť najmä prirodzené vetranie),
- lokálne využiť tesniacu injektáž, prípadne elektroosmotické vysušenie muriva.

Pre podmienky Trojičného námestia odporúčame takýto postup ochrany:

1. Zrekonštruovať a doplniť povrchové a podpovrchové odvodnenie ulíc, všetkých dláždených dvorov a iných plôch a obnoviť funkciu susedských uličiek. Urýchliť tak povrchový odtok zrážkových vôd, zmenšiť vsakovanie do podlažia v najbližšom okolí ohrozených priestorov a relatívne priaznivo ovplyvniť režim plytkého obehu podzemnej vody. Pretože morfológia sledovaného územia je veľmi zložitá, sklony ulíc sú extrémne vysoké, osobitnú pozornosť treba venovať rozmiestneniu pouličných vpustí zrážkovej vody.

2. Pri individuálnej ochrane objektov možno použiť metódy odvodnenia alebo chrániť objekty tesniacou clonou. Odporúčame uprednostniť metódy odvodnenia. Ochrana tesnením by nasmerovala priesak do nižšie položených objektov, preto ju možno použiť len ojedinele. Pri odvodnení masívu sa voda zachytí pred priesakom k objektu a gravitačne sa odvedie, alebo sa prečerpá do kanalizácie. Pri objektoch, kde je možný prístup k zadnému obvodovému múru (napr. objekt LŠU 15/II), možno na odvodnenie výhodne použiť pomerne nenáročnú ochranu hĺbkovou drenážou.

Z ďalších spôsobov odvodnenia (štôľňa, vrty) odporúčame použiť odvodňovacie vrty, razené priamo z ohrozených podzemných priestorov, prípadne z pomocných rozrážok.

Toto riešenie má niekoľko výhod:

- drenážne vrty bude možné optimálne orientovať vzhľadom ku prevládajúcemu smeru puklín a tak zvýšiť ich účinnosť,
- vrty bude možné podľa potreby dopĺňať,
- odvodnenie vrtmi bude oproti odvodňovacej štôľni účinnejšie a aj ekonomicky výhodnejšie.

3. Súčasne s odvodnením horninového masívu treba obnoviť, prípadne doplniť prirodzené vetranie podzemných priestorov, čo vyžaduje vyčistiť a sprístupniť všetky štôľne, komíny a zabezpečiť ich funkciu. To spolu s vyhrievaním vybraných priestorov vytvorí optimálnu klímu pre ich postupné vysušenie.

4. Na základe predchádzajúcich technických opatrení sa dostaví efekt, ktorý bude možné vylepšovať doplnkovými metódami, menovite dotsňovacou injektážou a elektroosmotickým vysušaním. Najmä posledná metóda však bude efektívna len vtedy, ak sa budú realizovať vyššie opísané, resp. iné odvodňovacie opatrenia.

Prí každom objekte treba individuálne formulovať požiadavky na vysušenie priestorov a úmerne k tomu vypracovať v spolupráci s dodávateľom stavebných prác rozsah odvodňovacích, prípadne iných sanačných opatrení.

Záver

Doterajšie skúsenosti z obnovy historického jadra Banskej Štiavnice ukazujú, že nedostatočné rešpektovanie zásad komplexnosti a etapovosti prieskumných prác môže viesť k tomu, že niektoré javy geologického prostredia zostanú úplne neodhalené, alebo sa objavia až v priebehu rekonštrukčných prác. Ješ bezprostredný

vplyv na úspešnú realizáciu vytýčených cieľov je obvykle spojený s neúmernými finančnými nákladmi.

Je pravdepodobné, že projektanti a investori neakceptovali výsledky vykonaného inžinierskogeologického prieskumu z Trojičného námestia v plnom rozsahu, a to spôsobilo súčasnú neutešenú situáciu. Jej riešenie je také zložité, že pre ňu nemožno nájsť definitívne riešenie. Z toho aspektu sme vychádzali aj pri vypracovaní ideového návrhu ochrany. Observačná metóda však dáva záruky, že aj nepredvídané okolnosti, ktoré sa môžu pri realizácii sanačných opatrení vyskytnúť, bude možné včas a úspešne vyriešiť. O správnosti navrhovaných opatrení sa dozvieme už v najbližšom období, keď pracovní-

ci IGHP, š. p., závod Žilina budú realizovať sanačné práce na objekte Ľudovej školy umenia.

Literatúra

- Mazúr, E. a Jakál, J. 1980: Atlas SSR. Bratislava, Veda.
 Osláč, J. 1980: Banská Štiavnica – Trojičné námestie. Záverečná správa. Manuskript – archív IGHP Žilina.
 Ťavoda, O., Vlčko, J., Skaviniak, M., Hyánková, A. a Trabalíková, T. 1988. Štúdia ochrany podzemných priestorov Trojičného námestia v B. Štiavnici. Manuskript – archív KIG PFUK Bratislava.
 Vlčko, J., Ťavoda, O., Hyánková, A. a Trabalíková, T. 1988: Special engineering geological zoning related to restoration works in Banská Štiavnica. In: P. G. Marinos, G. C. Koukis, A. A. Balkema (Eds.) *The Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites*. Rotterdam, Brookfield.

Pokračovanie zo s. 436

mentačných oblastiach solenovského moře priléhajúcich k soši, zatímco např. v paleogénu Centrálních Karpát, v intrakarpatské pánvi nebo v Transylvánii chybějí, i když zde jsou místy mocné polohy pyroklastického materiálu (např. v tardských jílovcích).

J. Soták : Prínos štúdia karbonátového detritu zlepcov magurskej a ždánickej jednotky k poznaniu paleogeografie predflyšového fundamentu

V referáte odznela interpretácia poznatkov o charaktere valúnových asociácií a blokových bradiel vo flyšových jednotkách vonkajších Západných Karpát (Morava) vychádzajúca z predložených faktov, svedčiacich o existencii sliezskej kordiléry (látkové zloženie zlepcov, litorálne, lakustrické i hypergénne sedimenty strednej kriedy a paleogénu vo valúnoch, proximalita zlepcov viazaná na vonkajší zdroj, protismerné paleoprúdové systémy v susedných žlaboch, biofaciálne osobitosti mezozoika a pod.). Zmeny paleogeografických predstáv si vyžiadalo najmä preukázanie pelagických facií stredného a vrchného triasu, gres-tenských, algäuských a hierlatzských facií liasu, bositrových bridlíc a krinoidových facií dogeru, facií typu „Ammonitico Rosso“, radiolaritov a silicitov zo spodnejšieho malmu, majolikových facií typu pieninských vápencov a krinoidovo-kalpionelových facií typu falsztynských a lysanských vápencov, pestrej škály facií karbonátových platforiem (foraminiferové vápence norika – rétu, vápence s *Protopenoplis striata*, klypeinové vápence, štramberské vápence a pod.), ale aj produktov mezozoického vulkanizmu (ofikalcity s neptunickými dajkami červených vápencov vrchného triasu? – liasu, kremenné porfýry, ryolity, andezity, amygdaloidné spility, vitrofirické tufy, vulkanopсамитické horniny atď.) vo valúnoch sliezskej kordiléry. Z cha-

rakteru skúmaného mezozoika vyplýva, že pieninsko-magurský priestor sa do albu vyvíjal ako jednotné paleogeografické pásmo. Predstavoval okrajovú traverzu oceánskej domény váhika a meliatika. Jeho difenciácia sa začala už v strednom triase, keď sa listrickým poklesom zahľbovali priestory založené na mobilnejšej kôre. Tento proces vo vrchnom triase a jure prerástol do aktívneho spredingu hlavne v areáloch váhika a meliatika. Oceánsky priestor meliatika s pieninsko-magurskou podzónou, ktorá sa podobne ako severné vetvy penníd a východných dacíd vyvíjala na paleotektonicky členitej kôre, bol karpatským analógom penninského a siretského oceánu. Tieto diachronne otvárané oceánske priestory separovali šelfové fragmenty alpsko-karpatského systému od stabilnej Európy. Pieninsko-meliatsky oceán bol uzatváraný bočne sunutým centrálnokarpatským segmentom, pričom sa na kolíznej hrane v albe vytvorila akrečná pyramída – pieninská kordiléra (Adrusovohrbát). Externejšie sa sformovala sliezska kordiléra, ktorá už od albu ovplyvňovala vývoj flyšových Karpát ako význačný paleogeografický fenomén. Samotný zdvih sliezskej kordiléry bol výsledkom krustálnej kolízie v spodnej kriede, ktorá zrejme predstavovala fenomén platňovej tektoniky. Stratigrafické anomaly materiálového zloženia flyšových zlepcov nasvedčujú, že sliezska kordiléra sledovala priebeh transformného rozhrania, na ktorom sa formou aktívnej hrany dvíhali anektované časti brunie a zaklinené časti predflyšového fundamentu. V etape flyšovej paleogeografie sa vo vnútornom pásme externíd vytvorili okrajové trenče s akrečnými prizmami subdukčnej jazvy (napr. bielokarpatsko-krynický príkrov; Roth, 1980). Vrchnokriedové a paleogénne flyše po sformovaní do pyrenejských laramských a sávsko-štajerských štruktúr prakticky vymazali staršie vývojové fenomény tohto pásma.

RECENZIA

Topografická mineralógia Slovenska, II. a III. diel, a 2. vyd. I. dielu. Vydalo nakladateľstvo Veda v náklade 2 500 ks. Autorský kolektív: Koděra et al. Rozsah: II. diel, str. 585–1098, cena 89 Kčs; III. diel, str. 1105–1590; cena 80 Kčs; 2. vyd. I. dielu, str. 1–577, cena 105 Kčs.

V tomto roku sa objavili v predajniach ďalšie dva zväzky Topografickej mineralógie Slovenska.

Obidva diely autori zostavili podľa rovnakej osnova, aká sa použila pre I. diel. Mimo opisu lokalít na str. 607–1098 a 1121–1458 má každý diel aj úvodný zoznam obcí a typov mineralizácií. Obidva diely majú nielen vysokú kvalitu tlače, ale vidno aj veľmi dobrú redakčnú prácu. Je potešiteľné zvýšenie nákladu na 2500 ks, ako aj rozšírenie publikácie o III. diel, čo je veľmi záslužný čin nielen od autorského kolektívu, ale aj od vydavateľstva Veda.

Treba vysoko hodnotiť, že okrem veľkého úsilia pozbierať všetky údaje o ložiskách, výskytoch a indíciách, autorský kolektív významne prispel pri zostavovaní publikácie aj vlastnou tvorivou prácou, úvahami a interpretáciami. K jednotlivým údajom autorský kolektív pristupoval analyticky, výsledkom čoho sú mnohé návrhy na škrtnutie minerálov, ktoré sú buď zastaralé, málo vierohodné, alebo pochádzajú z inej lokality, ako sa doteraz uvádzalo. Autori správne posúdili niektoré zdiskreditované názvy minerálov (napr. pettkoit = voltait, trombolith = zmes minerálov alebo feropalidit = szomolnokit). Rovnako upozorňujú na niektoré minerály uvádzané na niektorých lokalitách viac-menej iba zo zvyku (napr. Lovinobaňa – magnezit sa tu nikdy nevyskytoval). V ojedinelých prípadoch autori opisujú mimo obcí aj orografické celky (napr. Poľana, Vysoké Tatry), zvlášť keď nie vždy je jasná presná poloha lokality. Treba vydvihnúť, že sa začali uvádzať názvy lokalít nad čiarou každej stránky textu, čo podstatne urýchľuje orientáciu v knihe. Tretí diel zahŕňa doplnok literatúry do roku 1980, ktorú prvý diel

nepodchytil, ako aj doplnky k lokalitám prvého dielu. Na str. 1469–1590 sú zoradené registre minerálov, lokalít, genetických typov mineralizácií s lokalitami a registrom autorov. Žiaľ, tretí diel neobsahuje avizované mapky lokalít, regiónov aj genetických typov. Snáď by autori mohli uvážiť, či by sa nemali doplniť v prípadnom ďalšom zväzku, ktorý by zahrňoval aj doplnky k Topografickej mineralógii Slovenska po roku 1980. Obdobie 10 rokov si takéto doplnky vyžaduje (k ich príprave a vydaniu určite uplynie ďalších cca 5 rokov), predtým avizovaná mapová časť (najmä lokalitná) by tiež veľmi prispela k plnohodnotnému významu diela.

V obidvoch zväzkoch pri opise geologického prostredia mineralizácie sa užívajú aj staršie, neplatné názvy, resp. oboje. Podobne je to aj s prezentáciou novších zistení, názorov a interpretácií litostratigrafického a tektonického vývoja, ako aj genézy žilných a stratiformných ložísk. To síce nie je podstatné pri topografickej mineralógii, avšak toto trojzväzkové dielo v súčasnosti supluje aj modernejšiu publikáciu o ložiskách nerastných surovín Slovenska. Preto aj geologicko-tektonickej a metalogenetickej problematike bolo treba azda venovať väčšiu pozornosť, ako obyčajne býva pri takomto druhu prác.

Veľmi záslužným činom vydavateľstva Veda je druhé vydanie 1. dielu Topografickej mineralógie Slovenska, ktorý po vyjdení sa rýchlo rozobral. Jeho terajší náklad je 1 000 ks, takže všetky tri diely majú rovnaký náklad. Upozorňujeme na 2. vydanie I. dielu všetkých, ktorým ho nekúpili po jeho prvom vydaní.

Druhý a tretí zväzok Topografickej mineralógie Slovenska ukončil mnohoročnú, veľmi záslužnú právu autorského kolektívu pod vedením prof. M. Koděru. Sme presvedčení, že geologická verejnosť vysoko oceňuje toto dielo a jeho hodnota neobyčajne vzrastie pre nastupujúce a ďalšie generácie slovenských geológov.

Rudolf Ďuďa, Pavol Grecula

Skorodit z Sb ložiska Pezinok

PAVEL UHER

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Doručené 6. 11. 1989, revidovaná verzia doručená 22. 2. 1990)

Scorodite from the Pezinok antimony ore deposit, Western Slovakia

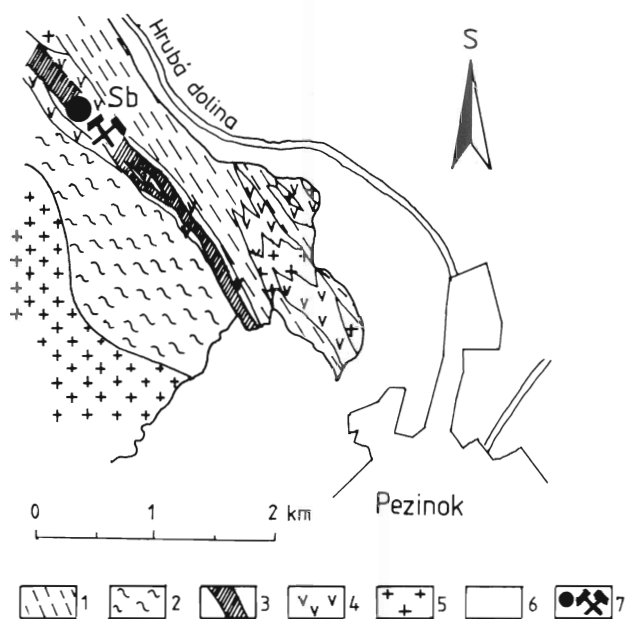
Scorodite, $\text{Fe}^{3+}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, has been identified in sample from the Pezinok antimony ore deposit. The mineral is identified in X-ray diffraction record, by electron microprobe analysis, using SEM micrographs, DTA, TGA as well as DTG records. Scorodite occurs as pale green fine coating on arsenopyrite or as thin veinlets and compact masses in quartz gangue. The mineral originated as secondary oxidation product of arsenopyrite.

Úvod

Pri prehliadke opustenej povrchovej dobývky na Sb ložisku Pezinok pod Kolárskym vrchom (obr. 1) sa v sutine sz. časti jamy a na svahu nad severným okrajom dobývky našiel neznámy svetlozelený sekundárny minerál, identifikovaný ako skorodit $\text{Fe}^{3+}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Na Slovensku sa skorodit uvádza z viacerých lokalít: z Lubietovej a Dobšinej (Tóth, 1882), Rožňavy (Zimányi, 1905), Nižnej Slanej (Abonyi et al., 1963), Štôsu (Varček, 1973), Dúbravy (Chovan, 1979) a Zlatej Bane (Ďuďa a Kaličiak, 1979). Za jednoznačne mineralogicky potvrdené skorodity však možno považovať len nálezy Zimányiho (1905) a Ďuďu a Kaličiaka (1979), skúmané kryštalograficky, resp. pomocou röntgenovej difrakcie a spektrálnej analýzy. V ostatných prípadoch ide len o zmienky o výskyte skoroditu, mineralogicky presne neurčené. V tejto súvislosti nie je bez zaujímavosti, že dokonca na samotnej lokalite Pezinok-Kolársky vrch sa v štôlni Budúcnosť zistili sekundárne olivovozelené povlaky v puklinách čiernych bridlic i granitoidných hornín, predbežne pokladané za zmes ílových minerálov so skoroditom, po ich mineralogickom určení (röntgenová difrakcia, spektrálna analýza) sa však ukázalo, že je to arzénonosný chapmanit $\text{SbFe}_2[\text{OH}/(\text{SiO}_4)_2]$ (Polák, 1983). Z toho dôvodu možno skorodit opísaný v tomto článku pokladať za novozistený minerál pre túto lokalitu.

Antimónové ložisko Pezinok-Kolársky vrch je situované v prvej produktívnej zóne pezinoko-perneckého kryštalinika (Cambel, 1959). Produktívnu zónu tvorí pestrý komplex herečnysky metamorfovaných staropaleozoických hornín (metabázika a ich pyroklastiká, čierne bridlice so zvýšeným obsahom pyritu), ktoré sú najmä na SZ od ložiska prerázané granitoidnými horninami. Po oboch stranách produktívnej zóny vystupujú metapelity – metapsamity (biotické fylity, svorové ruly až pararuly). Na ložisku sa okrem exploatovaného epigenetického Sb zrudnenia vyskytuje metamorfované pyritovo-pyroti-



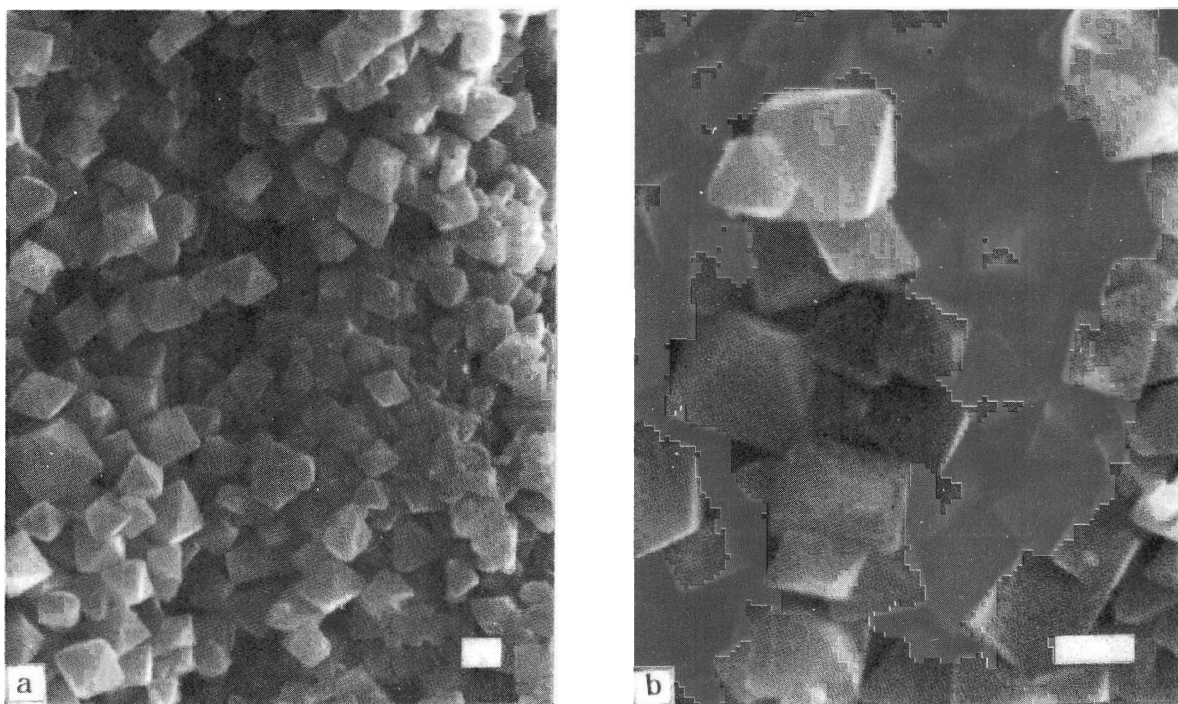
Obr. 1. Lokalizácia náleziska skoroditu na Sb ložisku Pezinok. 1 – biotické fylity, 2 – svorové ruly a pararuly, 3 – aktinolitické a čierne bridlice produktívnej zóny, 4 – amfibolity, pyroklastické amfibolity, 5 – granitoidné horniny, 6 – terciér, kvartér vcelku, 7 – lokalita skoroditu (upravené podľa mapy Maheľa a Cambela, 1972).

Fig. 1. Localization of scorodite occurrence in the Pezinok antimony ore deposit. 1 – biotite phyllite, 2 – mica-schist and paragneiss, 3 – actinolite and black shale of the ore-bearing zone, 4 – amphibolite and amphibole metapyroclastics, 5 – granitoids, 6 – Cenozoic to Quaternary cover, undivided, 7 – scorodite occurrence (geological background from Maheľ and Cambel's maps, 1972).

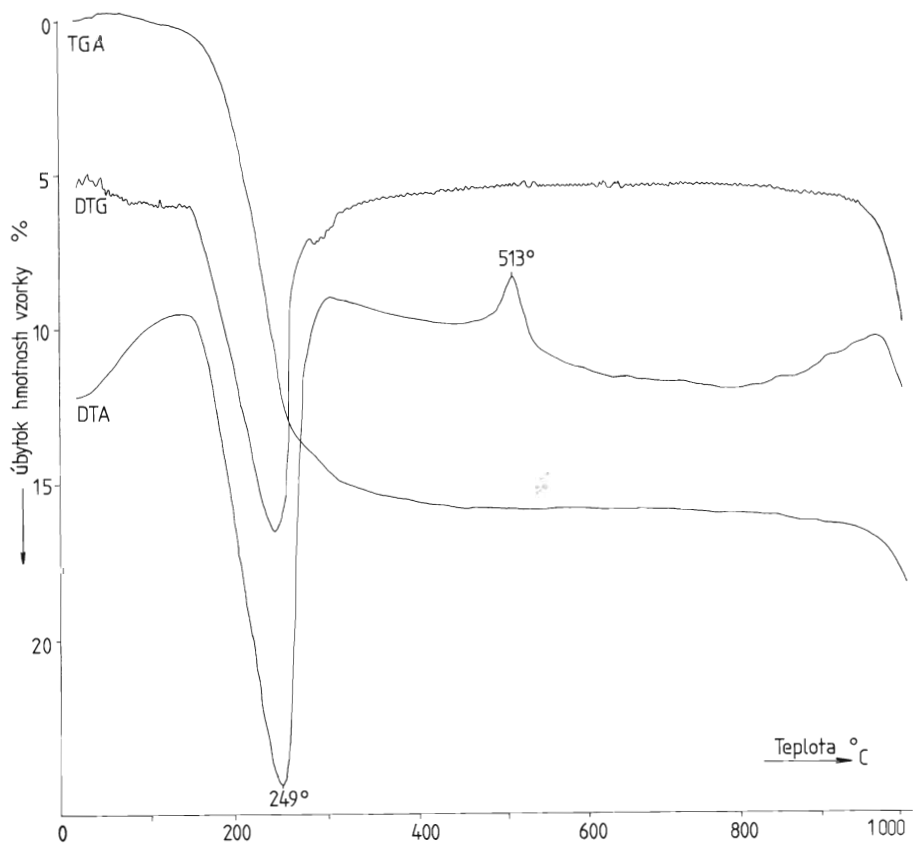
nové zrudnenie exhalčno-sedimentárneho charakteru, viazané predovšetkým na horniny so zvýšeným obsahom organického uhlíka (Cambel, 1. c.).

Metódy štúdia

Na identifikáciu skoroditu sa použili tieto metódy:



Obr. 2. Morfológia kryštalických povlakov skoroditu na arsenopyrite z Pezinka. Dĺžka bielej úsečky v pravom dolnom rohu zodpovedá 1 μm , SEM
 Fig. 2. Morphology of scorodite crystalline coatings on arsenopyrite from Pezinok. White bar for scale represents 1 μm , SEM micrograph.



Obr. 3. DTA, TGA a DTG krivky skoroditu z Pezinka.
 Fig. 3. DTA, TGA and DTG record of scorodite from Pezinok.

Rtg difrakčná prášková analýza na prístroji firmy Philips s parametrami: Cu antikatóda, napätie 40 kV, prúd 15 mA, clony 1-0,2-1, 400 imp./s., rýchlosť posunu goniometra 1°/min, rozsah meraného 2θ : 4–71°. Analytik Toman, Geologický ústav SAV Bratislava.

Diferenčná termická analýza (DTA), termogravimetrická analýza (TGA) a diferenčná termogravimetria (DTG) na derivatografe Q 1 500 D firmy MOM: navážka 200 mg, teplotný interval 20–1 000 °C. Analyzovala Kubranová, Ústav anorganickej chémie SAV Bratislava.

Kvantitatívna elektrónová mikroanalýza na prístroji EDAX PV 9 100 firmy Philips: urýchľovacie napätie 15 kV, priemer lúča 3 μm , korekcia ZAF. Analyzoval Siman, Centrálné laboratórium elektrónovej mikrosondy, GÚDŠ Bratislava.

Elektrónový rastrovací mikroskop (SEM) typ Tesla BS 300: urýchľovacie napätie 26 kV. Obsluha Holický, Geologický ústav SAV Bratislava.

Výsledky štúdia

Skorodit sa na lokalite Pezinok našiel v dvoch podobách:

1. Jemné (0,0X–0,X mm) povlaky na „liatom“ arzenopyrite, tvoriacom až niekoľko cm hrubé polohy spolu s pyritom v čiernom kremeň I (sensu Cambel, 1959). Povlaky s plochou do 10 cm² sú makroskopicky zdanlivo celistvé, ale zo štúdia pomocou SEM vyplýva, že ide o jemnokryštalické povlaky tvorené veľkým množstvom idiomorfnych, rombicky dipyramidálnych kryštálov s veľkosťou iba 1–2 μm (obr. 2a, b). Spolu so skoroditom sa vyskytujú aj jemné povlaky limonitu.

2. Celistvé svetlozelené masy veľkosti 1–5 cm a 0,X–1 mm výplň puklín v čiernom kremeň I s rozptýleným idiomorfným arzenopyritom (s priemernou veľkosťou zrn 0,2–0,5 mm). Arzenopyrit je v nábrusoch hojne zatláčaný skoroditom, miestami temer úplne premenený na skoroditovú masu, len s drobnými reliktmami pôvodného arzenopyritu. Veľká časť skoroditu je však už viacmenej premigrovaná a vystupuje v podobe spomínaných výplní puklín a nepravidelných mäs v čiernom kremeň I (kremeň I; Cambel, l.c.).

V jednom prípade bola na masívnom svetlozelenom skorodite s trieskovitým lomom pozorovaná koncentricky zonálna textúra v podobe niekoľkých tenkých (do 1 mm) pášikov tmavozelenej farby. Ak má takýto celistvý a pekne sfarbený skorodit dobre vyvinutú koncentrickú kresbu, môže sa využívať aj ako ozdobný kameň, napr. na ložisku Tsumeb v Namíbii (Gübelin, 1976).

Rtg difrakčná analýza (tab. 1) jasne potvrdila identitu minerálu s tabelovaným skoroditom, pričom sa hodnoty d podľa Michejeva (1957) a iných autorov (Kostov, 1971; Kühn et al., 1972) lepšie zhodujú s nameranými než hodnoty d podľa JCPDS (Berry ed., 1974).

Na zázname krivky DTA (obr. 3) vidno hlboký endotermický efekt s maximom pri $t = 249$ °C, ktorý zodpovedá strate kryštálovej vody. Pre skorodit je typický aj

slabší exotermický efekt pri 513 °C (porovnaj Kostov, 1971). Na základe krivky TGA činí celkový pokles hmotnosti vzorky do 950 °C 15,8 %, čo dobre zodpovedá teoretickému podielu H₂O v skorodite (teoreticky 15,5 hmot. % H₂O). Ďalší, menej výrazný pokles TG krivky v intervale 950–1 000 °C (o ďalších 1,9 %) už zrejme súvisí s tepelným rozkladom bezvodého Fe(AsO₄).

Chemické zloženie skoroditu (tab. 2) potvrdili aj bo-

TAB. 1

Rtg-difrakčný záznam skoroditu z Pezinka v porovnaní s tabelovanými údajmi. Hodnoty sú v 10^{-10} m
X-ray diffraction record of scorodite from Pezinok compared with labelled data. Values in 10^{-10} m

Skorodit z Pezinka		Skorodit podľa Michejeva (1957)		
d_{mer}	I_{mer}	d_{tab}	I_{tab}	hkl
5,567	10	5,56	10	111
4,972	4	(4,95)	6	002 β ; 201 β
4,439	10	4,44	10	002; 201
4,055	3	4,06	5	121; 102
3,774	3	3,78	5	112
		(3,50)	5	031 β
3,322	8	3,36	5	030; 202
3,163	8	3,16	10	031
3,043	6	3,05	8	311
2,988	4	2,98	6	131
		2,84	4	013; 320; 103
2,741	1	2,75	4	113; 231
2,668	3	2,67	5	321; 032
2,574	5	2,58	9	203; 132; 400
2,448	4	2,50	6	040; 213; 410
2,309	2	2,31	4	331
2,252	1			
2,233	1			
2,183	1	2,18	4	133; 104; 412
2,140	1	2,13	4	114
2,115	1	2,11	4	332
		2,04	4	422; 024
2,003	2	2,00	5	
1,831	1	1,836	4	
1,814	1			
1,787	1	1,797	4	
1,754	1	1,753	4	
1,663	2	1,664	6	
		1,655	4	
1,583	1			
1,537	1	1,538	4	
1,512	1	1,513	4	
1,472	1	1,473	5	
1,399	1	1,401	4	
1,370	1			

TAB. 2
Chemické zloženie skoroditu
Chemical composition of scorodite

	1	2	3	4	Teor.
As ₂ O ₅	58,90	57,78	58,30	57,33	59,00
Fe ₂ O ₃	41,10	42,22	41,70	42,67	41,00

(Fe : As)_{at} 1,00 : 1 1,05 : 1 1,03 : 1 1,07 : 1 1 : 1

dové mikroanalýzy na prístroji EDAX (suma oxidov je prepočítavaná vždy na 100 % bez ohľadu na prítomnosť H₂O v mineráli). Antimón, ktorý sa vo zvýšenej miere izomorfne i heterogénne viaže na arzenopyrit (0, X–9,17 % Sb; Dadák, 1983; Andráš et al., 1988) nebol v skorodite zistený.

Diskusia a záver

Skorodit patrí medzi typické sekundárne minerály, za-
stúpené najmä v oxidačnej zóne rudných ložísk. Preto
aj na ložisku Pezinok, podobne ako inde, možno tvorbu
skoroditu spájať s oxidáciou primárneho arzenopyritu
v hypergénnych podmienkach. Časť skoroditu vznikala
in situ priamo na úkor primárneho arzenopyritu a vystu-
puje v podobe jemnokryštalických povlakov, kým druhá
časť migrovala v podobe roztoku na malú vzdialenosť
a vyplnila trhliny v čiernom hydrotermálnom kremeň
v podobe žiliek a celistvých más.

Literatúra

Abonyi, A., Beňo, J. a Furiel, T. 1963: Geologické pomery metasoma-
tického ložiska sideritu v Nižnej Slanej. *Geol. Práce, Zpr.*, 29, 57–67
Andráš, P., Caňo, F., Nagy, G. a Ďurža, O. 1988: Gold-bearing arse-
nopyrite of the Pezinok antimonite deposit. *Geol. Zbor Geol. car-
path.*, 39, 87–98.

Berry, L. G. (ed.) 1974: Selected powder diffraction data for minerals.
Philadelphia, JCPDS.
Cambel, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, minera-
logia a geochemia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 3,
338 s.
Dadák, V. 1983: Antimonem bohatý arzenopyrit z ložiska Pezinok
v Malých Karpatech. *Čas. Mineral. Geol.*, 28, 89–92.
Ďuďa, R. a Kaličiak, M. 1979: Asociácia sekundárnych minerálov na
antimonitovom ložisku Zlatá Baňa. *Zbor Východoslov. Múz., Prír.
Vedy*, 20, 9–19.
Gübelin, E. 1976: Scorodite – a new gemstone from Tsumeb, southwes-
tern Africa. *Gems and Gemology*, 15, 130–136.
Chovan, M. 1979: Mineralógia antimonitového ložiska Dúbrava. *Ma-
nuskrift – Geofond Bratislava*, 156 s.
Kostov, I. 1971: Mineralogija. *Moskva, Mir*, 584 s.
Kühn, P., Scharm, B., Kocian, J. a Gebouský, J. 1972: Ein Vorkom-
men von Pharmakosiderit und Skorodit in den Konglomeraten der
Staré Sedlo – Schichten der Umgebung von Sokolov. *Čas. Mineral.
Geol.*, 17, 163–169.
Mahel, M. a Cambel, B. 1972: Geologická mapa Malých Karpát,
1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*
Michejev, V. I. 1957: Rengenometričeskij opredelitel mineralov. *Mo-
skva, Gosgeoltechizdat*, 868 s.
Polák, M. 1983: Chapmanit z Pezinka. *Mineralia slov.*, 15, 565–566.
Tóth, M. 1882: Magyarország ásványai különös tekintettel termöhelye-
ik megállapítására. *Budapest*, 509 s.
Varček, C. 1973: Paragenetické a geochemické pomery hydrotermál-
nych ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. In: *Geologicko-ložisková
štúdia SGR, 3 – Ložisková časť Manuskrift – Geofond Bratislava*,
122 s.
Zimányi, K. 1905: Adatok Gömör és Abaúj – Torna vármegyék ásvá-
nytani ismeretéhez. *Földt. Közl.*, 35, 491–495.

SÚHRNNÝ REFERÁT

Panafrické (starokaledónske) udalosti v Karpatoch z pohľadu vývoja kambricko-ordovických sekvencií v karpatsko-balkánskej a východoalpskej oblasti

PAVOL GRECULA

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 6. 11. 1989, revidovaná verzia doručená 16. 2. 1990)

Pan-African (Old Caledonian) events in the Carpathians from the viewpoint of the development of Cambrian – Ordovician sequences in the Carpathian-Balkan and Eastern Alps regions

Obscure tectonic and chronological position of low-grade metamorphosed complexes in the Carpathian-Balkan region makes difficult to identify pre-Variscan tectonic processes. Late Cadomian orogenic events of plate-collision character are assumed in the Balkan region. Late Proterozoic development of the basin with oceanic crust had preceded them. Upper Cambrian and Ordovician sequences have molassoide character, Silurian formations develop from them locally.

Pan-African (Old Caledonian) events were proved convincingly only in the Eastern Alps, but there are no such proves in the West and East Carpathians. It was caused by strong Variscan and Alpine reworking. Despite of this, it is possible to assume pan-African events in the Carpathians, mainly on the basis of the presence of high-grade metamorphosed pre-Silurian complexes and on the basis of few radiometric data and results of structural-geological analysis.

Úvod

Nejasné tektonické a vekové postavenie nízko metamorfovaného kryštalinika karpatsko-balkánskej oblasti sťažuje identifikovanie prejavov tektonických procesov tejto oblasti, a to tak vývojových, ako aj deformačno-metamorfnych a magmatogénnych udalostí. Aby sa mohlo usudzovať o kadomských a panafrických či starokaledónskych udalostiach v karpatskej oblasti, treba sumarizovať poznatky o výskytoch horninových súborov, ktoré sa považujú za vrchnoproterozoicko-kambrické až ordovické.

Kambrium a ordovik v karpatsko-balkánskej oblasti nie je dostatočne preukázaný ani faunisticky ani geochronologicky. Horninové súbory považované za kambrium, sú obyčajne najvrchnejšími časťami prekambrických kryštalinických komplexov a ku kambriu, resp. vrchnému proterozoiku až kambriu sa zaraďujú najmä pre nižší stupeň metamorfózy (fácia zelených bridlíc). Novšie sa však ukazuje, že časť týchto nízkych metamorfítov predstavuje mylonitizované ruly, migmatity, amfibolity a pod., a preto nie je dôvod považovať ich za paleozoické. Na druhej strane napr. v rodopskom masíve v prekambrických komplexoch sa zistili mezozoické radiolárie. Niektoré rádiometrické údaje zo zirkónov rhyolitov potvrdili kambrický vek.

Je však charakteristické, že v celej oblasti Balkánu sa do vrchného proterozoika – kambria zaraďujú diabázovo-fylitoidné komplexy, lokálne s ofiolitovými suitami. Ich vzťah k podložnému kryštaliniku sa interpretuje rôzne. V nadloží diabázovo-fylitoidného komplexu väčšinou nekonformne ležia terigénne súbory hornín, ktoré sa však zachovali iba lokálne. Ich vek – vrchné kambrium až ordovik – je potvrdený nálezmi graptolitov a konodontov. Vrchná hranica je limitovaná paleontologicky doloženým silúrom.

V karpatskom regióne sa ku kambriu – ordoviku dost jednoznačne začleňujú horniny v Južných a Východných Karpatoch, ako aj v Apusenských vrchoch. Dôvodom pre začlenenie do

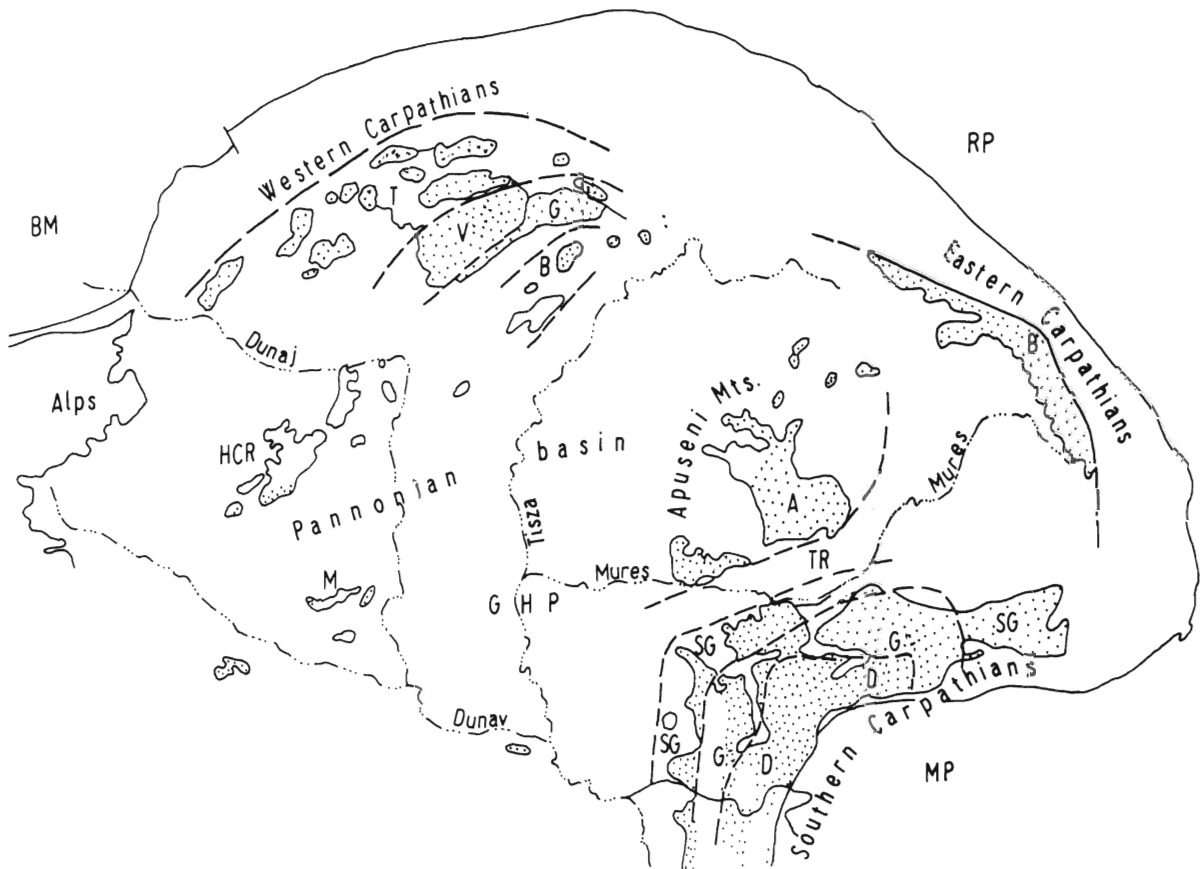
kambria až ordoviku je metamorfna diskonformita voči podložíu aj nadložiu (metamorfóza vo fácií zelených bridlíc), ďalej sú to palinologické a rádiometrické údaje. Pre Južné Karpaty je tiež typická prítomnosť diabázových hornín v kambrických komplexoch, kým pre Apusenské vrchy je menej charakteristická a vo Východných Karpatoch sa bazické horniny vyskytujú už iba zriedkavo. Zo Západných Karpát máme o prítomnosti kambria a ordoviku najmenej údajov. Mohli by mu patriť niektoré komplexy kryštalinika centrálnych Karpát, ktoré niektorí autori považujú za prekambrické. V gemeriku je tendencia horninové súbory staršieho paleozoika považovať za silúrko-devónske, a to na základe palinologických a rádiometrických údajov.

V panónskom bazéne sa kambrické a ordovické sedimenty nachádzajú iba na niekoľkých odkryvoch. Väčšina údajov je z vrto.

Horniny s rozličným stupňom metamorfózy, začleňované do vrchného proterozoika až spodného kambria, sa vyskytujú v celom karpatsko-balkánskom pruhu a budeme ich charakterizovať po jednotlivých regiónoch (obr. 1, 2, 3).

Charakteristika kambricko-ordovických (?) sekvencií*Srbsko-macedónsky a rodopský masív*

Srbsko-macedónsky masív (obr. 3) má dve základné litostratigrafické jednotky: ograždenskú superskupinu (Ograždenian Supergroup = Ograždenian complex = Lower complex of the Precambrian) a vlasinskú superskupinu (Vlasina Supergroup = Diabase-Phyllitoid Complex alebo Formation = Upper Complex). V rodopskom masíve hlbšie je prerodopská (Prerhodopian Supergroup), vyššie rodopská superskupina (Rhodopian Supergroup), a najvyššie superskupina Kulidžik (Kulidžik Supergroup). Ograždenská a prerodopská superskupina sa považujú za spodné proterozoikum, rodopská za vrchné proterozoikum a vlasinská, ako aj superskupina Kulidžik za vrchné proterozoi-



Obr. 1. Tektonická skica karpatského pásma a panónskeho bazénu (oblasti s výskytom proterozoika a paleozoika) zostavená podľa Tektonickej mapy KBGA (Maheľ, 1973). BM – Český masív, RP – ruská platforma, MP – moesiánska platňa, HCR – Maďarské stredohorie, GHP – Veľká maďarská nížina, T – tatrikum, V – veporikum, G – gemerikum, B – bukovicum, Z – zemplínikum, Bu – bukovinikum, SG – supragetikum, Gt – getikum, D – danubikum, TR – transylvanidy, A – Apusenské vrchy, M – Mecsek.

Fig. 1. Tectonic sketch of the Carpathian chain and Pannonian basin (Proterozoic and Paleozoic terrains) compiled after Tectonic map CBGA (Maheľ, 1973). BM – Bohemian Massif, RP – Russian Platform, MP – Moesian plate, HCR – Hungarian Central Range, GHP – Great Hungarian plain, T – Tatric units, V – Veporic units, G – Gemic units, B – Bukvic units, Z – Zemplin units, Bu – Bucovinian units, SG – Supragetic units, Gt – Getic units, D – Danubian units, TR – Transylvanides, A – Apuseni Mts., M – Mecsek Mts.

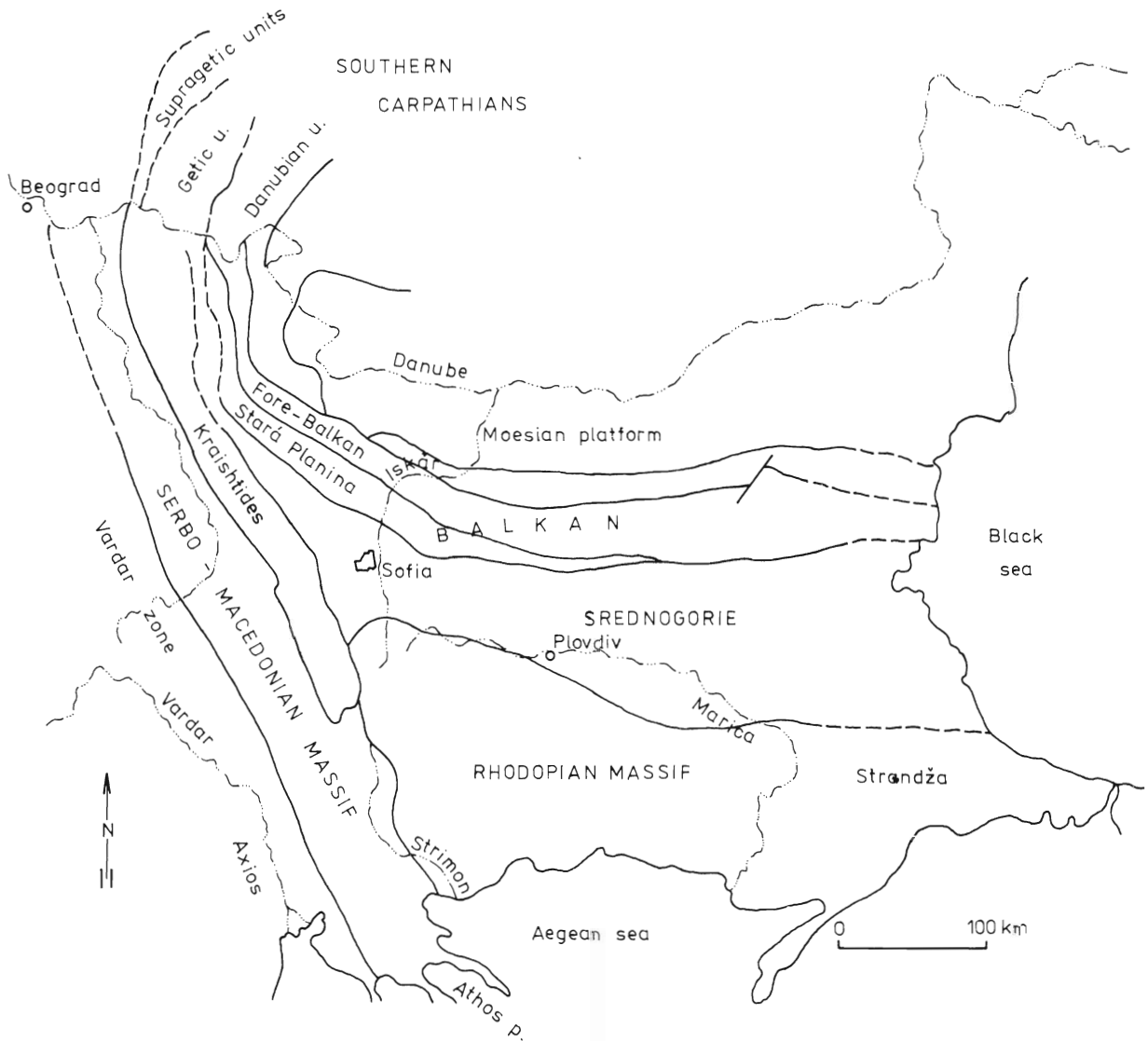
kum až kambrium (Vergilov et al., 1963; Kozhoukharov et al., 1978; Zagorčev, 1988; Aleksič et al., 1988).

Za kambrické, resp. najvrchnejšie proterozoikum – kambrium považuje väčšina autorov diabázovo-fylitické komplexy a ofiolitové suity (vlasinská superskupina), v ktorých sa našiel spodnokambriový Archeocyathus (Kalenič, 1966) a mikrofosílie veku vrchný rifej – kambrium (Dimitrijevič, 1967). V nadloží týchto komplexov sa v oblasti Lisina (východné Srbsko) našla už tremadocká fauna v pieskovech, ktoré diskordantne prekrývajú podložné série (Pavlovič, 1959).

V severnej časti srbsko-macedónskeho masívu v pásme Moravy (obr. 4; oblasť Crni Vrh, Bagrdanski Tesnjač a Resavské vrchy), sa k vendu a kambriu zaraďujú pelity, dolomity a bazické horniny metamorfované v amfibolitovej fácií. Podobné horninové komplexy sa nachádzajú aj v bloku medziriekami Mlava, Pek a Dunaj, ďalej vo vrchoch Bukovik a Rožanj, kde sa skupina Vrh (metadiabázy, zelené bridlice, diority, kremenité keratofýry, albitofýry) a skupina Crna Bara (breckie, zlepenec, metapelite a metaargility) zaraďujú do spodného paleozoika. Obidve skupiny majú charakter metaofiolitovo-fylitoidného komplexu (Aleksič, 1965). Podobný vývoj je aj v pohorí Selicevica a Babička Gora, ďalej v oblasti Vlasina a Crna Trava.

Centrálna časť srbsko-macedónskeho masívu sa skladá z viacerých superponovaných tektonických jednotiek. V poslednom čase sa zistilo, že najvyššiu časť komplexov v Osogovských vrchoch tvorí diabázovo-fylitoidný komplex vlasinskej superskupiny (Zagorčev a Ruseva, 1982), ďalej strumské súvrstvie (Struma diorite Formation) a paleozoické bridlice a granity. Všetky tieto horninové komplexy sú súčasťou príkrovu Elešnica.

Vlasinská superskupina má najväčšie rozšírenie v bloku Vlasina (tak v Juhoslávii, ako aj v Bulharsku), ďalej na okraji bloku Verilá v Bulharsku, v príkrovoch Elešnica, Kamenica a Plačkovica, ako aj v bloku Bučim v Juhoslávii. Horniny vlasinskej superskupiny sa často vyskytujú iba vo forme zavrásnených zvyškov v prekambriickom kryštaliniku. Metamorfné prepracovanie hornín vlasinskej superskupiny, ako aj podložných komplexov, je významné a viacetapové, čo spôsobuje ťažkosti pri regionálnej korelácií hornín vlasinskej superskupiny, ktoré sa zachovali vo forme úzkych synklinál medzi veľkými blokmi fundamentu alebo v alochtónnej pozícii a sú silne postihnuté mladšími deformačnými procesmi. Niektorí autori k vlasinskej superskupine priradujú aj osogovské súvrstvie pre jeho podobný litologický obsah a celý súbor hornín. Nazývajú ju ako vlasinsko-osogovský komplex (Dimitrova, 1974, Zagorčev a Stojanov, 1988).



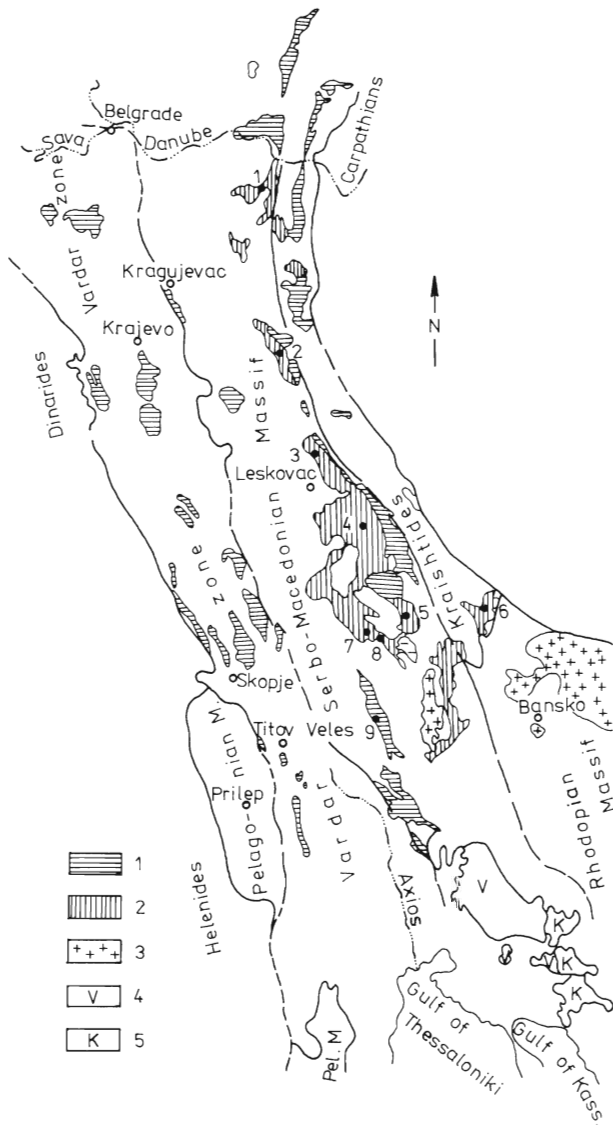
Obr. 2. Mapová skica tektonických jednotiek južnej časti karpatského a balkánskeho regiónu (podľa Maheľa, 1973 a Bončeva, 1987).

Fig. 2. Sketch map of tectonic units, southern part of the Carpathian and Balkan region (after Mahel, 1973 and Bončev, 1987).

Vo vlasinskej superskupine vyčlenil Zagorčev (1980) dve súvrstvia, spodné frološské (Frološ Fm.), ktoré má veľké rozšírenie, a vrchné súvrstvie Kadiyca, zachované iba lokálne. Frološské súvrstvie pozostáva z aktinolitických a chloritických bridlíc s polohami metadiabázov. Zriekdavejšie sú sericiticko-chloritické fylity, metapsamity a kvarcity. Z intruzívnych hornín sú prítomné peridotity, pyroxenity a gabroidné horniny. Do horninového frološského súvrstvia intrudoval tzv. strumský diorit, ako aj paleozoické a mladšie granitoidy. Súvrstvie Kadiyca pozostáva zo slabometamorfovaných pieskovcov, zlepcov, pelítov (chloritické bridlice, fylity, aktinoliticko-chloritické bridlice) s polohami diabázov a andezitov. Zlepence obsahujú oblaky rúl, migmatitov, granitoidov, grafitických rúl a pod.

V južnej (gréckej) časti srbsko-macedónskeho masívu sú dve skupiny: spodná Kerdilion a vrchná Vertiscos (Kockel et al., 1977). Skupina Kerdilion pozostáva z biotitických migmatitizovaných rúl, podradne sú prítomné dvojsludné ruly a amfibolity. Skupina Vertiscos obsahuje dvojsludné ruly, očkaté ruly, amfi-

bolity, metadiabázy, metaandezit a bazalty, metagabro a serpentinizované ultramafity, lokálne aj mramory. Nachádza sa západne od rieky Strimon a zaberá asi 30 km široký pás od juhoslovensko-bulharských hraníc až po polostrov Athos. V skupine Vertiscos sú veľmi rozšírené bazické horniny a početné sú aj výskyty ultramafických hornín. Silná migmatitizácia a metasomatóza je typická pre skupinu Kerdilion. Časť autorov považuje kontakt medzi obidvoma skupinami za tektonický, resp. diskordantný (Neubauer, 1957), iní za konkordantný s prechodom jednej skupiny v spodnej časti do druhej (Kockel a Walther, 1968). Metamorfovaný maficko-ultramafický komplex Vertiscos sa interpretuje ako ofiolitová suita (Dimitriades, 1980) a býva označovaná ako komplex Therma-Volvi-Gomati. Suita má eholeitový trend a geotektonicky má afinitu k MORB-bazaltom (Christodoulou, 1980). Stratigrafické zaradenie oboch skupín je rozdielne. Skupina Vertiscos sa porovnáva s vlasinskou superskupinou (resp. diabázovo-fylitoidným komplexom) a priraduje sa jej teda vendsko-kambrický vek. Dimitriades (1988) považuje obe skupiny



Obr. 3. Výskyt vrchného proterozoika a paleozoika v srbsko-macedónskom masíve (podľa Maheľa, 1973 a Zagorčeva, 1988). 1 – paleozoické horniny, 2 – vlasinská superskupina (vrchné proterozoikum až kambrium), 3 – variské a staršie granitoidy, 4 – skupina Vertiscos, 5 – skupina Kerdilion. Charakteristické oblasti a lokality opísané v texte: 1 – Mlava a Pek, 2 – Bukovik a Rožanj, 3 – Seličevica a Babička Gora, 4 – Vlasina a Crna Trava, 5 – Osogovo, 6 – blok Verila, 7 – alochtón Elešnica, 8 – alochtón Kamenica, 9 – blok Bučina.

Fig. 3. Occurrences of the Upper Proterozoic and Paleozoic sequences of the Serbo-Macedonian Massif (according to the Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Mountain System: Maheľ, ed., 1973; Zagorčev, 1988). 1 – Paleozoic rocks, 2 – Vlasina Supergroup (Upper Proterozoic – Cambrian), 3 – Variscan and older granitoids, 4 – Vertiscos Group, 5 – Kerdilion Group. Characteristic regions or exposures described in text: 1 – Mlava and Pek, 2 – Bukovik and Rožanj, 3 – Seličevica and Babička Gora, 4 – Vlasina and Crna Trava, 5 – Osogovo, 6 – Verila block, 7 – Elešnica allochthon, 8 – Kamenica allochthon, 9 – Bučina block.

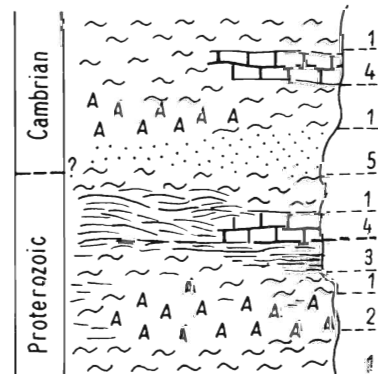
za prekambričné. Skupinu Kerdilion považuje za pokračovanie spodnej rulovej skupiny (lower gneiss series = Ograzdenian Sg.) a ofiolitovú suitu skupiny Vertiscos porovnáva s amfibolitovým komplexom (Troskovo G.). Zagorčev (1974) považuje skupiny

Kerdilion a Vertiscos za obal prerodopského ograždenského bloku. Urobili sa aj ďalšie korelácie, ale južná časť srbsko-macedónskeho masívu je intenzívnejšie metamorfovaná ako stredná a severná časť, takže hoci skupina Vertiscos má faciálny vývoj podobný s vlasinskou superskupinou, líši sa od nej vyššou metamorfózou (amfibolitová fácia).

Rodopský masív v Bulharsku (vrchné proterozoikum – kambrium) zastupuje superskupina Kulidžik, ktorá je litofaciálne podobná vlasinskej superskupine v srbsko-macedónskom masíve, resp. diabázovo-fylitoidnému komplexu. Nachádza sa na viacerých lokalitách v rodopskom masíve a leží nesúhlasne a transgresívne na prekambričných komplexoch. Hlavným horninovým typom sú zelené bridlice s vložkami fylitov, vápencov, arkóz a drobových pieskocov. Často sa vyskytujú diabázy a ich pyroklastiká, miestami aj gabro a serpentinity. Horniny sú metamorfované vo fácií zelených bridlíc. Superskupina Kulidžik sa podľa geologických kritérií zaraďuje do vrchného proterozoika až kambia (Kozhoukharov, 1988). Podľa palinomorf (Timofeev, 1982) by vek mohol byť vrchné prekambrium. Na základe nálezů rádiolárií v bridliciach a slieňoch v superskupine Kulidžik Lipman a Bojanov (1976) uvažujú o spodnokriedovom veku týchto komplexov. Nové nálezů rádiolárií pri obci Dolno Lukovo poukazujú na spodnojurský vek časti metamorfovaných súborov v kryštaliniku rodopského masívu (Tikhomirova et al., 1988).

Rodopský masív v Grécku sa člení na spodný a vrchný komplex (Pangeon Unit a Sidironeo Unit) s horninovými sekvenciami ako v Bulharsku. Vek kryštalinika rodopského masívu sa tu posudzuje rozdielne oproti bulharským autorom (Kozhoukharov et al., 1978, 1985). V mramoroch stredného súvrstvia (Pangeon unit) sa našli korály (Meyer a Pilger, 1963), ktoré, hoci sa nedali určiť druhy, poukazujú na paleozoicko-mezozoický vek. Ancirev et al. (1980) našiel v západnej časti severných Rodopov v Bulharsku v mramoroch tzv. strednej série prekambria mäkkýše, ktoré indikujú stredný ordovik – spodný karbón. Na základe toho, ako aj na základe rádiometrických vekov (Kokkinakis, 1978) považujú Papanikolaou a Panagopoulos (1981), Papanikolaou (1988) prekambričný vek hornín rodopského masívu za problematický.

Veľmi silné variské a alpínske tektonické a metamorfné prepacovanie zapríčinilo, že tak kryštalinické komplexy, ako aj paleozoické a mezozoické sekvencie prekrývajúce fundament sú veľmi podobné a ich odlišenie bez exaktných metód je veľmi zložité.



Obr. 4. Vrchné proterozoikum až kambrium srbsko-macedónskeho masívu (podľa Aleksiča a Kaleniča, 1988). Pásmo Moravy: Crni Vrh, Juhor, Stalač. 1 – svory, 2 – amfibolové bridlice, 3 – grafitické bridlice, 4 – karbonáty, 5 – kvarcity

Fig. 4. Upper Proterozoic – Cambrian lithology of the Serbo-Macedonian Massif (after Aleksič and Kalenič, 1988). Morava belt: Crni Vrh, Juhor, Stalač. 1 – Mica schists, 2 – amphibole schists, 3 – graphite schists, 4 – carbonate rocks, 5 – quartzite.

Strednogorie a Balkan

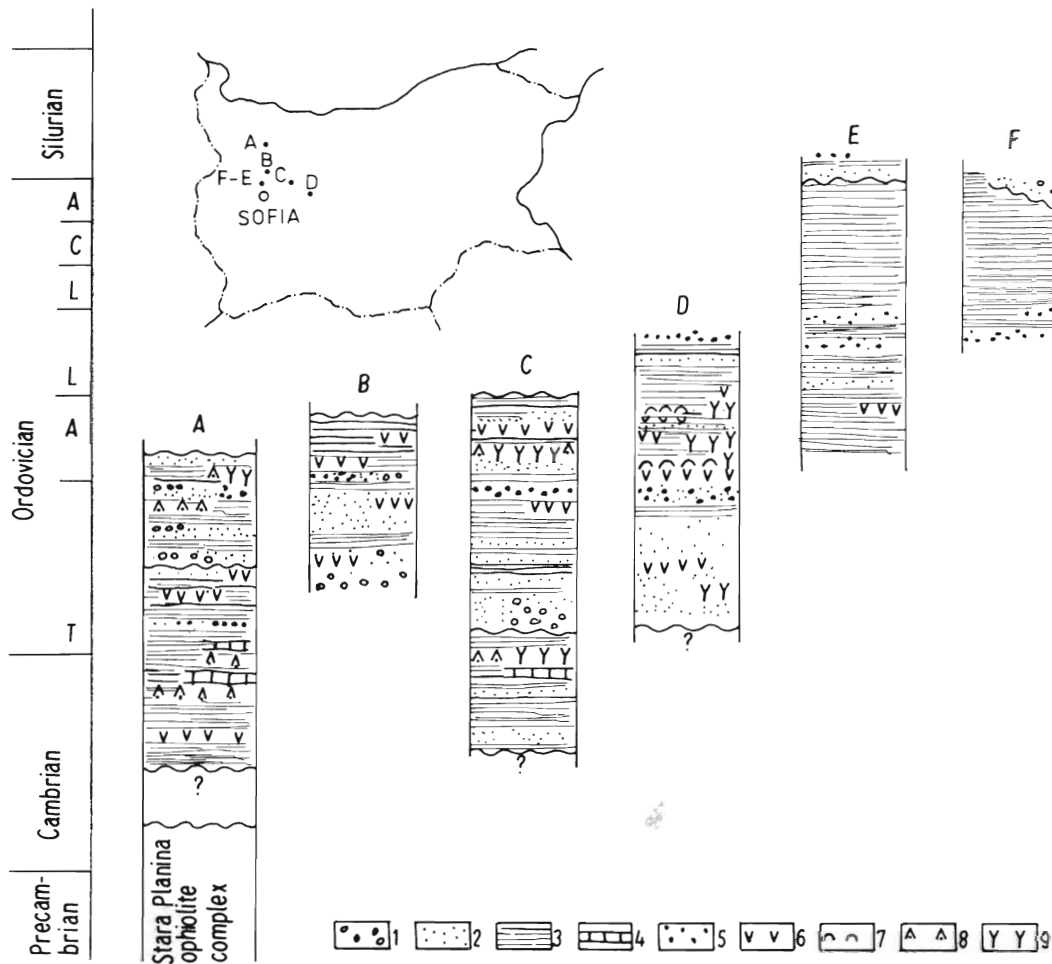
Horninové súbory kambria a ordoviku sa vyskytujú na mnohých miestach Bulharska. Najväčšie ich sústredenie je v zóne variscíd (Tenčov a Yanev, 1979), ktorá sa priestorovo nachádza v podloží alpínskych štruktúr balkaníd (Balkan) a Strednogoria.

Paleontologické dôkazy o kambrickom veku sedimentov tejto oblasti chýbajú, existujú iba zo severovýchodného Srbska z Vlasinských vrchov (vlasinská skupina).

Diabázovo-fylitoidný komplex (Dimitrov, 1929) je rozšírený v oblasti Starej Planiny (obr. 2) a vyskytuje sa na veľkej ploche v berkovickej antiklinále (obr. 5) v západnej časti Bulharska v doline Iskar (Haydutow, 1979, 1985; Ivanov, 1972, 1976, Dželepov 1983 a i.). Diabázovo-fylitoidný komplex v oblasti mesta Berkovica pozostáva z troch skupín (Haydutow et al., 1985): skupina Černi vrach sa nachádza v podloží ďalších skupín a jej hranice sú tektonické. Obsahuje stratifikovaný ofiolitový komplex. V berkovickej skupine (Berkovica Group) je striedanie pelitických hornín s diabázovými tufmi, výlevmi diabázov, albitofýrov a s polohou karbonátov. Najvyššia đalgodelská sku-

pina (Dalgi Djal G.) leží na eróznom povrchu predchádzajúcej skupiny. Obsahuje zlepenec s obliakmi podložných hornín a kryštalinika, siltovce, menej pelitov a vulkanické horniny. Haydutow (1983) považuje đalgodelskú skupinu zaolistostrómu solistolitmi hornín ofiolitového komplexu. Podobný vývoj, ako má berkovickej a đalgodelskej skupiny, sa nachádza aj na severnom krídle berkovickej a mihailovgradskej antiklinály (Thounev a Kozhoukharov, 1968).

Diabázovo-fylitoidný komplex v doline Iskar je široko rozšírený pri obci Bov (obr. 5), kde sa odlíšili tri súvrstvia: vulkanogénno-terigénne na báze so zlepenkami, vyššie sú arkózy, pieskovce, siltovce, diabázy, diabázové tufy a telesá ultrabazitov. Najvrchnejšia časť súvrstvia pozostáva zo striedania pieskovcov a aleurolitov. Vek vulkanogénno-terigénnej formácie nie je známy, môže byť kambrický. V nadloží je súvrstvie aleurolitov a kvarcitov a vrchnú časť litostratigrafickej sekvencie tvorí súvrstvie argilitov (Ivanov, 1972). V kvarcitoch Kalvacheva (1978) našla akritarchy lanvirnu. Magmatické horniny v spodnej časti komplexu sa interpretujú ako olistostrómy (Ivanov, 1983). Po-



Obr. 5. Kambrické a ordovické sekvencie Starej Planiny, balkánska zóna (Tenčov a Janev, 1987), zjednodušené. 1 – zlepenec a breccia, 2 – pieskovec, 3 – aleurolit a argilit, 4 – karbonát, 5 – lydit, kvarcit, 6 – kyslé a intermediárne vulkanity, 7 – ultrabázické horniny, 8 – pyroklastikum bázičického vulkanizmu, 9 – gabro; A – oblasť Berkovica, B – oblasť Bov, C – rieka Gabrovnic, D – vrchy Bilo, E – antiklinála Svoge podľa Tenčova a Janeva (1987), F – antiklinála Svoge podľa Spasova (1960).

Fig. 5. The Cambrian and Ordovician sequences of the Stará Planina region (Balkan zone) after Tenčov and Yanev (1987) – simplified. 1 – conglomerates and breccia, 2 – sandstones, 3 – aleurolites and argillites, 4 – carbonates, 5 – lydite, quartzite, 6 – acid and intermediate volcanics, 7 – ultrabasites, 8 – pyroclastics of basic rocks, 9 – gabbro; A – Berkovica area, B – Bov area, C – Gabrovnic river, D – Bilo Mts., E – Svoge anticline (after Tenčov and Yanev, 1987), F – Svoge anticline (after Spasov, 1960).

dobný vývoj diabázovo-fylitoidného komplexu je aj pozdĺž rieky Gabrovica a v pohorí Bilo.

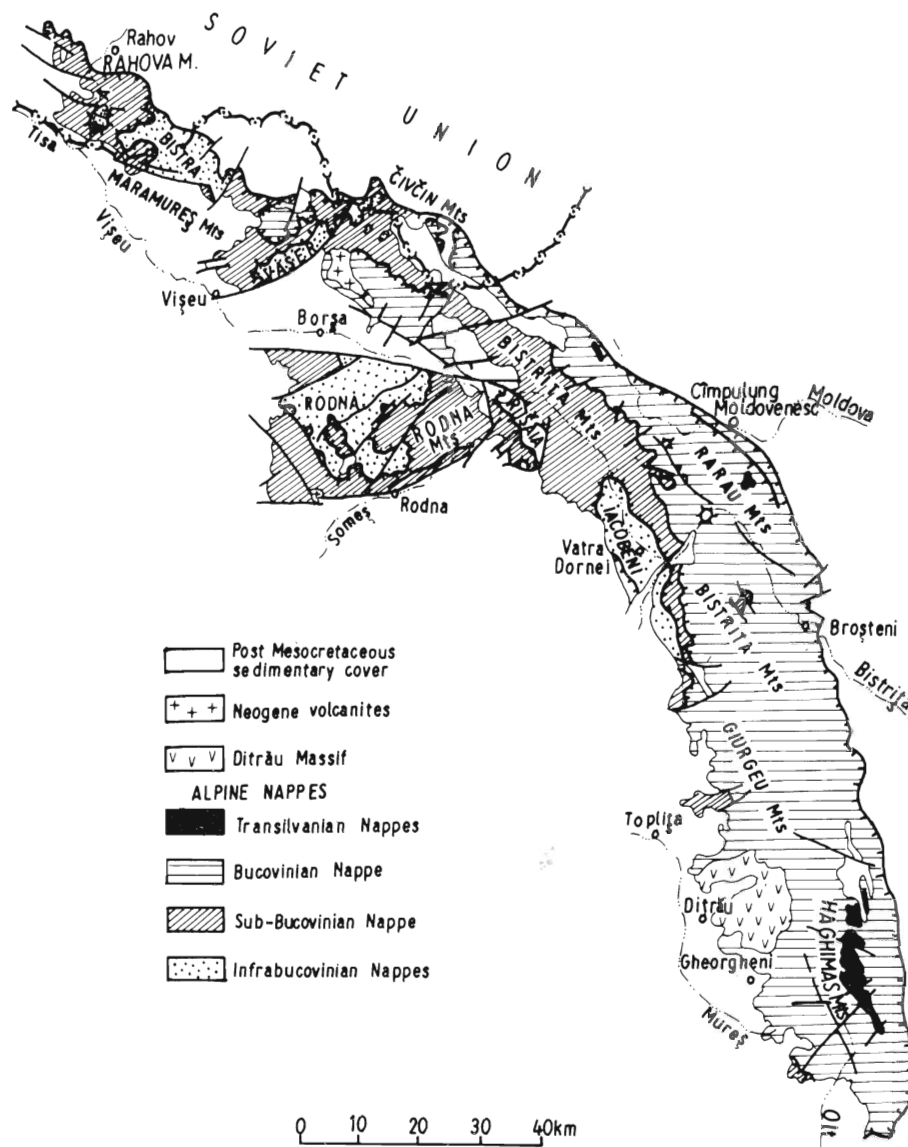
Diabázovo-fylitoidný komplex sa nachádza aj na ďalších miestach balkánu a Srednogoria, napr. v pohorí Lozen, Vakarel, ako aj v Strandži. V pohorí Lozen našla Kalvacheva (1979) v komplexe fylitov a kvarcitov arenigské akritarchy. Na južných svahoch pohoria Šipka v Balkáne, kde sa nachádzajú monotónne čierne metapelity s polohami vápencov, začleňované do diabázovo-fylitoidného komplexu, našli Kalvacheva a Prokop (1988) rádiolárie devónskeho veku. Z toho sa usudzujú, že opísaný komplex, ktorý sa predtým považoval za vrchnú časť diabázovo-fylitoidného komplexu (Thounev a Kozhoukharov, 1968), patrí do devónu, kým spodná časť (ako olistostróma) sa môže považovať za spodnoordovickú, a to na základe palinomorf z oblasti Botevgradu.

Ordovik v svogenskej antiklinále bol stanovený na základe nálezu graptolitov a trilobitov (Haberfelner a Bončev, 1934). *Didimograptus munchisoni* nepochybne poukazuje na vrchný

lanvinn. Súvrstvie tvoria sivé až čierne argility s vločkami hrubozrnných kvarcitov (grohotenské súvrstvie – Spasov, 1960). Vrchná časť formácie je viacej pelitická. Nové nálezy graptolitov a trilobitov determinujú grohotenské súvrstvie ako lanvinn až karadok (Spasov, 1960). Ordovické komplexy prechádzajú pravdepodobne plynule do silúrskych bridlíc s graptolitmi (cercelské súvrstvie), hoci medzi ordovickými kvarcitmi a cercelským súvrstviem sa opisuje aj stratigrafická medzera. Hranica medzi diabázovo-fylitoidným komplexom a ordovickým grohotenským súvrstviem je interpretovaná buď ako tektonický kontakt, buď sa považuje za transgresívnu, diskordantnú alebo za plynulý prechod

Východné Karpaty

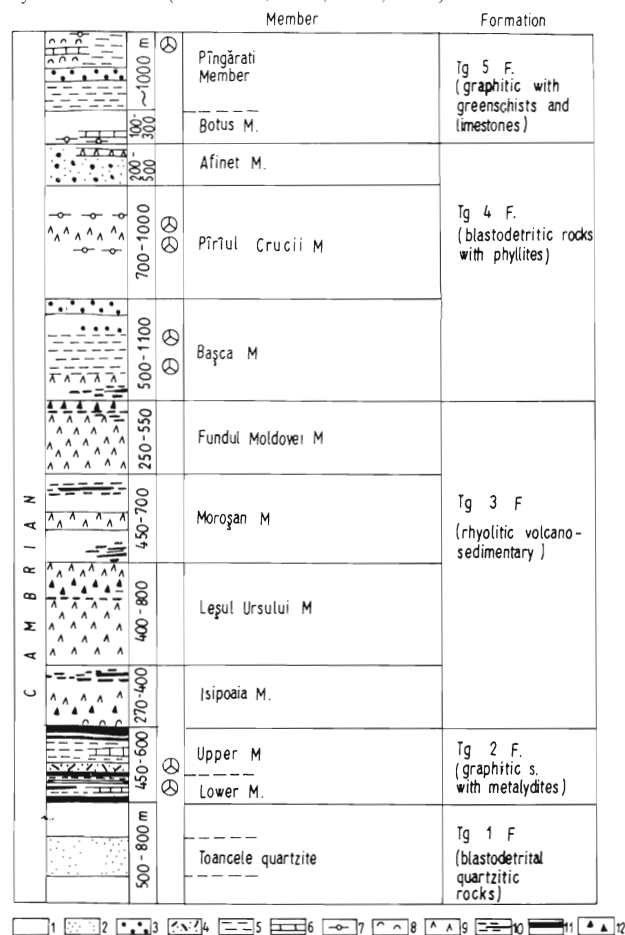
V centrálnych Východných Karpatoch (obr. 6) už Uhligom boli definované veľké alpínske krikrovy, ktoré v ostatnom čase boli podrobnejšie definované, a to (od hora): bukovinský, sub-



Obr. 6. Tektonická schéma Východných Karpát (kryštalínium, mezozoikum, zjednodušené podľa Berciu et al., 1976; Sandulesca et al., 1981 in Kräutner, 1988).

Fig. 6. Tectonic sketch of the East Carpathians Crystalline-Mesozoic Zone (simplified after Berciu et al., 1976; Sandulescu et al., 1981 in Kräutner, 1988).

bukovinský a infrabukovinský (Sandulescu et al., 1981). V rámci alpínskych príkrovov sa odlišili predalpínske príkrovy (Balintoni, 1981; Sandulescu et al., 1981), a to najmä v bukovinskom príkrove (od vrchu: Rarau, Chiril, Putna, Pietrosul Bistriței a Rodna). Horninové sekvencie príkrovov možno rozdeliť do dvoch litostratigrafických jednotiek, a to superskupina Carpian (spodná) a Marisian (vrchná) (Kräutner, 1980). Superskupina Carpian pravdepodobne zodpovedá strednému proterozoiku a Marisian vrchnému proterozoiku až kambriu. Hranica horninových sekvencií oboch superskupín je tektonická, vrchná hranica je určená sedimentárnou a metamófnou nekonformitou vyšších súvrství (Kräutner, 1980, 1987, 1988).



Obr. 7. Litostratigrafická kolónka skupiny Tulges (Kräutner, 1988 a Kräutner, ústna informácia, 1988). 1 – sericiticko-chloritické bridlice, 2 – kvarcity a živcové kvarcity, 3 – blastodetritické kremeňovo-živcové horniny, 4 – kremeňovo-živcové horniny s chloritom a biotitom, 5 – striedanie sericiticko-grafitických fylitov a sericitické kvarcity, 6 – karbonáty, 7 – chloriticko-sericitické bridlice s porfyroblastmi albitu, 8 – zelené bridlice, 9 – pyroklastikum ryolitov, 10 – sericiticko-grafitické bridlice, 11 – lydit (grafitický kvarcit), 12 – horizont stratiformného zrudnenia.

Fig. 7. Lithostratigraphy of the Tulges Group (after Kräutner, 1988 and Kräutner; personal communication, 1988). 1 – sericite ± chlorite schists, 2 – quartzites and feldspar quartzites, 3 – blastodetrital quartz-feldspar rocks, 4 – quartz feldspar rocks with chlorite and biotite, 5 – alternation of sericite-graphite phyllites and sericite quartzites, 6 – limestones, 7 – chlorite-sericite schists with albite porphyroblasts, 8 – greenschists, 9 – rhyolitic metavolcanics, 10 – sericitic-graphite schists, 11 – lydites (graphite quartzites), 12 – stratiform ore horizon.

Ku superskupine Marisian vo Východných Karpatoch patrí skupina Tulges, ďalej súvrstvia Muncel a Biharia v Apusenských vrchoch (Dimitrescu in Ianovici et al., 1976), súvrstvia Leresti a Bocsita-Drixoma v supragetických príkrovoch Južných Karpát a cibinská skupina v getickom príkrove. V južnom Banáte v danubských jednotkách sa vyskytuje súvrstvie Corbu. Najkompletnejší vývoj kambria a ordoviku je v bukovinskom a subbukovinskom príkrove. Reprezentuje ho skupina Tulges (obr. 7). Jej litostratografický sled podľa Kräutnera (1987, 1988) zo spodu začína blastodetritickým súvrstvom Tg₁, ktoré obsahuje kremeňovo-sericiticko-chloritické fylity s vložkami kvarcitov a kremeňovo-živcové horniny. Súvrstvie čiernych bridlíc (Tg₂) obsahuje aj polohy vápencov, sericiticko-chloritických bridlíc a 2 až 3 horizonty čiernych lydítov. Vulkanicko-sedimentárne súvrstvie (Tg₃) zahŕňa 5 fáz ryolitových extrúzií oddelených sedimentárnymi vložkami. V spodnej časti súvrstvia sú aj tenké polohy metabázických hornín a stratiformné Cu, Pb, Zn zrudnenie, ktoré sa vyskytuje aj v strednej a vrchnej časti súvrstvia. Čierne bridlice (miestami aj s lyditi) sú taktiež členmi sedimentárných komplexov, ktoré sa nachádzajú medzi polohami ryolitových metafuov – porfyroidov. Blastodetritické súvrstvie Tg₄ v spodnej časti pozostáva z kvarcitických fylitov, sericiticko-chloritických fylitov s porfyroblastmi albitu a vložkami zelených bridlíc (sú tu 3 významnejšie polohy diabázových metapyroklastí). Vrchnú časť Tg₄ reprezentujú kvarcitické členy. Najvrchnejšiu časť skupiny Tulges tvorí súvrstvie Tg₅ čiernych bridlíc s polohami zelených bridlíc, vápencov a miestami aj lydítov. Vek skupiny Tulges je určený palinologicky ako kambrium až spodný ordovik.

Rádiometrické údaje naznačujú vrchnoproterozoický až kambrický vek skupiny. Napr. U-Pb vek zo zirkónov z ryolitov „de loveckej série“ (Ukrajinské Karpaty) je 560–640 mil. rokov (Bokko et al., 1975); Pb-Pb vek z galenitu stratiformných ložísk je 540–610 mil. rokov (Vijde a Anastase, 1975). K-Ar veky metamorfítov sú od 135 po 458 mil. rokov a zodpovedajú mladším metamorfijným procesom (Kräutner et al., 1976; Kräutner, 1988).

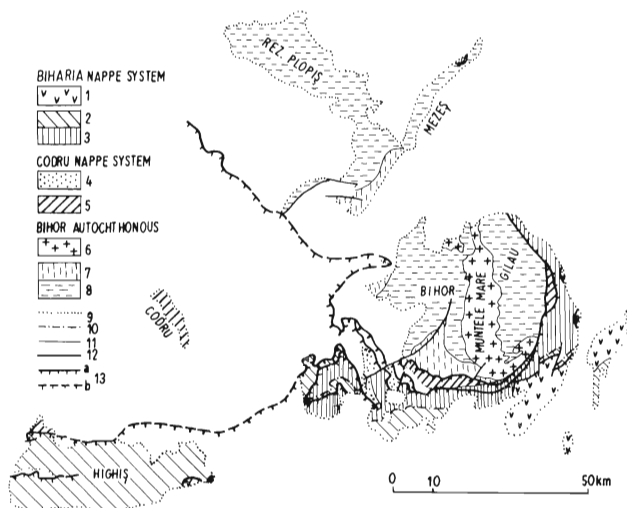
Metamorfóza skupiny Tulges sa považuje za kaledónsku (sardická fáza) a je charakterizovaná minerálnou asociáciou fácie zelených bridlíc (chloritová až biotitová zóna, lokálne až almandínová zóna). Všade sa významne uplatnila retrográdna variská metamorfóza (Balintoni a Chitimus, 1973; Maier, 1979 a i).

Apusenské vrchy

V Apusenských vrchoch (obr. 8) sa odlišili dva alpínske systémy príkrovov: Codru a Biharia a bihorský autochtón.

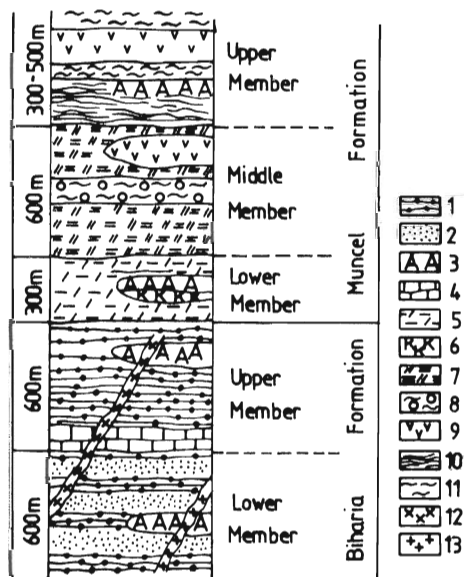
Bihorský autochtón tvoria prekambriky horniny skupiny Somes (superskupina Carpian) a aradské súvrstvie (Arada Fm.) staropaleozoického veku (Marian Sg.). Aradské súvrstvie v oblasti bihorskeho autochtónu pozostáva zo sericiticko-chloritických fylitov s polohami aktinolitických, chloriticko-epidotických a albiticko-porfyroblastických fylitov, porfyroidov, zriedkavo lydítov a jednej tenkej polohy vápenca (Giusca et al., 1968). Opísané súvrstvie nie je litostratigraficky rozčlenené a podľa asociácie pálnomorf zodpovedá vendsu – spodnému až strednému kambriu (Visarion in Kräutner, 1988). Aradské súvrstvie môže byť ekvivalentom súvrstvia Biharia a Muncel v bihorskom príkrovovom systéme.

Superskupina Marisian v príkrovoch Codru a Biharia zastupuje súvrstvia Biharia a Muncel (Pálffy a Rozložník, 1939). Súvrstvie Biharia (obr. 9) je litologicky podobné aradskému súvrstviu, obsahuje však charakteristické 1–2 polohy karbonátov a malé telesá ortoamfibolitov. Podľa palinologických údajov vek



Obr. 8. Tektonická skica Apusenských vrchov (zjednodušené podľa Kräutnera, 1988). 1 – bihorský autochtón, 2 – príkrovový systém Codru, 3 – bihorský príkrovový systém.

Fig. 8. Tectonic sketch of the Apuseni Mts. (simplified after Kräutner, 1988). 1 – Bihor autochthonous, 2 – Codru nappes, 3 – Biharia nappes.



Obr. 9. Litostratigrafická kolónka súvrstvia Biharia a Muncel (Kräutner, 1988). 1 – chloriticko-albitické bridlice, 2 – kremeňovo-albitické bridlice, 3 – bridlice s amfibolom, 4 – karbonáty, 5 – sericiticko-albitické bridlice, 6 – metakeratofýr, 7 – sericiticko-kremeňové bridlice, 8 – očkatá rula, 9 – porfýroid, 10 – grafitické bridlice, 11 – retrográdne svory, 12 – ortoamfibolit, 13 – metatrandhjemit

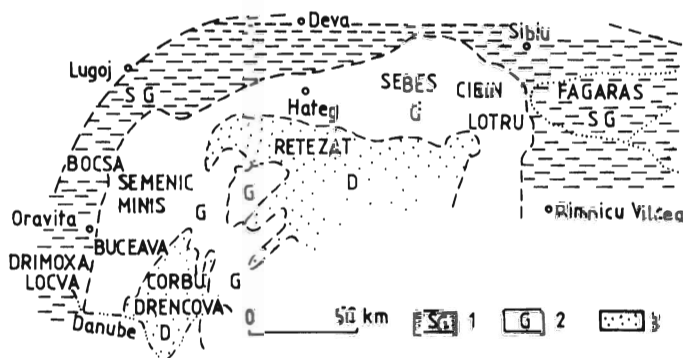
Fig. 9. Lithostratigraphical column of the Biharia and Muncel Formations (Kräutner, 1988). 1 – chlorite-albite schists, 2 – quartz-albite schists, 3 – hornblende schists, 4 – dolomite and limestone, 5 – sericite-albite schists, 6 – metakeratophyre, 7 – sericite-quartz schists, 8 – augen-gneiss, 9 – porphyroids, 10 – graphite schists, 11 – retrograde mica schists, 12 – ortoamfibolite, 13 – metatrandhjemite.

súvrstvia je vrchné proterozoikum – kambrium (Visarion in Kräutner, 1988). Nízke prográdne metamorfity bihorského príkrovového systému považuje Balintoni (1983) za kaledónske

a podobne Balász et al. (1986) nízko metamorfované komplexy z vrtovej veľkej maďarskej nížiny (Bácska-Csongrád jednotka) paralelizujú s horninami bihorských príkrovov. Súvrstvie Muncel (obr. 9) leží primárne na súvrství Biharia a je rozdelené na 3 členy: spodný (sericiticko-albitické bridlice s vložkami metakeratofýrov), stredný (sericiticko-kremeňové bridlice s polohou metaryolitov) a vrchný člen (čierne bridlice s lyditmi a s vložkami kyslých a bazických vulkanických hornín). Vek súvrstvia Muncel je na základe palinomorf spodné kambrium – spodný ordovik (Visarion in Kräutner, 1988). Súvrstvia Biharia a Muncel tvoria skupinu Muncel-Biharia (Dimitrescu, 1974).

Južné Karpaty

V Južných Karpatoch (od doliny Prahova na východe po dolinu Timoc na juhu) staropaleozoické a prekambričné komplexy sa vyskytujú v spodných a vrchných danubských jednotkách a getických a supragetických jednotkách (obr. 10).



Obr. 10. Tektonická skica Južných Karpát (zjednodušené podľa Kräutnera, 1988). 1 – supragetické jednotky, 2 – getické jednotky, 3 – danubské jednotky.

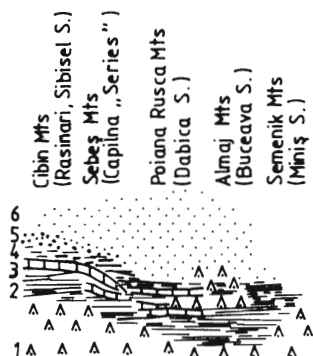
Fig. 10. Tectonic sketch of the South Carpathians (simplified after Kräutner, 1988). 1 – Supragetic units, 2 – Getic units, 3 – Danubian units.

V supragetických jednotkách je súvrstvie Leresti, ktoré je litologickým obsahom a metamorfným prepracovaním podobné súvrstviu Biharia v Apusenských vrchoch. Podľa tejto korelácie sa jeho vek odhaduje na vrchné proterozoikum alebo kambrium. Podobného veku by mohlo byť aj súvrstvie Bocsita-Drimoxa v jednotke Bocsia.

Getický príkrov (obr. 11) okrem mezozoického obalu obsahuje kryštalinické sekvencie. Naspodu je skupina Sebes-Lotru s horninami amfibolitovej fácie. Vyššie ležia nekonformne nízko metamorfované komplexy, novšie pomenované spoločným názvom cibinská skupina (Kräutner, 1980; obr. 11). Cibinská skupina je rozšírená po celej dĺžke getického príkrovu (v rozličných oblastiach má lokálne názvy, napr. skupina Minis a iné – pozri obr. 11) a pozostáva (odspodu) z vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia (metabazalty a bazické metapyroklastiká s vložkami vápencov a so syngenetickými rudnými horizontmi), z karbonátového súvrstvia s čiernymi bridlicami a blastodetritického súvrstvia (sericiticko-chloritické bridlice a kvarcicity). Na základe akritarch má cibinská skupina vek vrchné proterozoikum – kambrium (Codarcea-Dessila a Iliescu, 1969; Visarion in Kräutner, 1988). Metamorfóza cibinskej skupiny je vo fáci zelených bridlic a zodpovedá ranokaledónskym alebo assyntským udalostiam.

V danubských jednotkách v južnom Banáte sa vyskytuje súvrstvie Corbu (Bercia a Bercia, 1975, 1980) pozostávajúce z níz-

ko metamorfovaných albiticko-epidotických bridlíc a sericiticko-chloriticko-biotitických bridlíc a kryštalických vápencov. V ostatnom čase sa dokázalo, že sú to retrográdne metamorfované horniny – blastomylonity (Stan, 1984). Je preto sporné, či súvrstvie Corbu je kambrického veku (Andelkovič et al., 1967) alebo staršie.

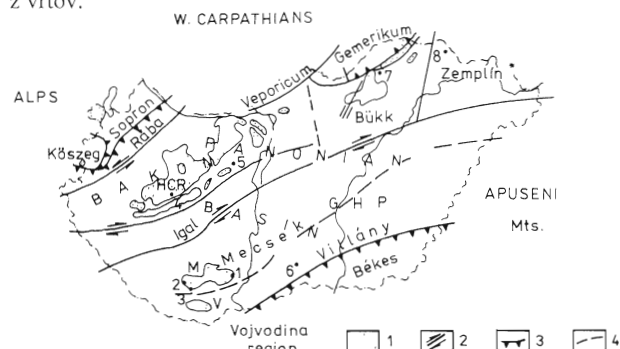


Obr. 11. Litostratigrafia kambrickej skupiny Cibin v getickom príkrove Južných Karpát (spracované podľa Codarcea-Dessila, 1969; Kräutner, Maier a Savu in Kräutner, 1988). 1 – amfibolové bridlice a zelené bridlice, 2 – sericiticko-chloritické bridlice, 3 – karbonáty a dolomit, 4 – vápnité bridlice, 5 – grafitické bridlice, 6 – kremeňovo-sericiticko-chloritické (biotitické) bridlice.

Fig. 11. Lithostratigraphy of the Cambrian Cibin Group in the Getic nappe of the South Carpathian (compiled after Codarcea-Dessila, 1969; Kräutner, Maier and Savu in Kräutner, 1988). 1 – amphibole schists and greenschists, 2 – sericite-chlorite schists, 3 – limestone and dolomite, 4 – calc-schists, 5 – graphite schists, 6 – quartz-sericite-chlorite (biotite) schists.

Panónsky bazén

V panónskom bazéne (obr. 12) na povrchu sú iba malé izolované výskyty paleozoických hornín v rozličných tektonických jednotkách. Početné nálezy paleozoických hornín sú však známe z vrtoch.



Obr. 12. Tektonické jednotky Maďarska – panónsky bazén (podľa Császár a Haasa, 1984 in Kazmér, 1986). 1 – predneogénne komplexy na povrchu, 2 – zlomy s horizontálnym posunom, 3 – príkrovy, 4 – neisté hranice tektonických jednotiek. Lokality komplexov staršieho paleozoika opísané v texte: 1 – Ófalu, 2 – Helesfa, 3 – Gyód, 4 – Balatón, 5 – Velence, 6 – Kiskunhalas, 7 – Upponské vrchy, 8 – Tokajské vrchy.

Fig. 12. Tectonic units in Hungary – the Pannonian basin (after Császár and Haas, 1984 in Kazmér, 1986). 1 – Pre-Neogene complexes on the surface, 2 – strike-slip fault, 3 – nappes, 4 – uncertain boundary of tectonic units. Localities of Early Paleozoic sequences described in text: 1 – Ófalu village, 2 – Helesfa, 3 – Gyód, 4 – Balatón Lake, 5 – Velence Lake, 6 – Kiskunhalas, 7 – Uppony Mts., 8 – Tokaj Mts.

Odlíšenie kambrických a ordovických sekvencií od prekambriických komplexov je veľmi problematické.

Paleozoický vek je udávaný iba na základe ich nízkeho stupňa metamorfózy. Najstaršie horniny panónskeho bazénu, metamorfované v amfibolitovej fácií, sa označujú aj ako spodná jednotka (Lower Unit) stredného a vrchného proterozoika. Vrchná jednotka (Upper Unit) obsahuje metapelity s vložkami bazických vulkanitov a karbonátov. Ultrabázické horniny s ofiolitovým trendom obsahuje však aj vrchná jednotka (Balla, 1981).

V severnej Vojvodine (Juhoslávia) sa nízkostupňové metamorfity (vrchná jednotka) vyskytujú v oblasti centrálnej Báčky a severného Banátu ako fundament panónskeho bazénu. Z vrtoch sú známe aj bazické vulkanity, metapsamity, metapelity s vložkami karbonátov (Kamenci, 1975).

V severnej Juhoslávii (Vojvodina – Báčka a severný Banát) sa horniny vrchného komplexu zistili iba vo vrtoch (Kemenci, 1975).

V pohorí Mecsek patria nízko metamorfované sekvencie fylitoidnej skupiny Ófalu (Szederkényi, 1977). Súvrstvie Goldgrund obsahuje metadiabázy, fylity, amfibolity a mramory. Súvrstvie Ófalu tvoria hlavne bazické metavulkanity a svory. Zriedkavo, napr. v oblasti Helesfa, Gyód a Ófalu, sú prítomné aj ultrabázické horniny (Szederkényi, 1977; Balla, 1981). Skupinu Ófalu považuje Szederkényi (l. c.) za spodnopaleozoickú, pretože v nadloží sa našli silúrske metapelity, kdežto Jantsky et al. (1988) ich dáva do vrchného proterozoika.

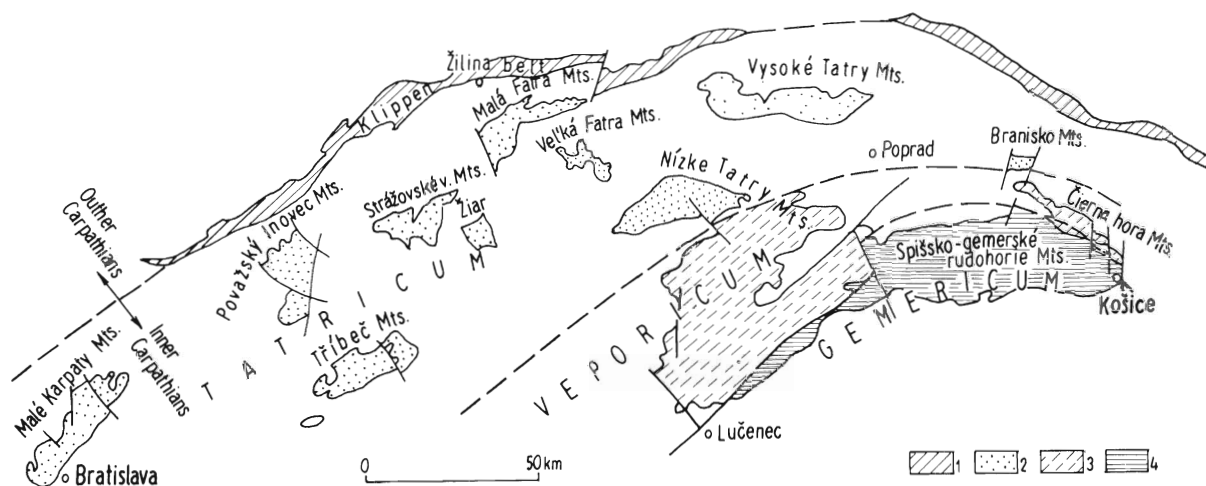
Kremenité fylity, karbonáty a čierne bridlice podobné metapelitom Ófalu-fylitoidnej skupiny sa našli vo vrtoch na Veľkej maďarskej nížine pri Kiskunhalas a Nagykörs-Törtel (jednotka Vilány).

V Maďarskom stredohorí tvorí podložie mezozoika a kenozoika paleozoický podklad (jednotka Bakony), vychádzajúci na povrch iba v niekoľkých odkryvoch, ale známy z početných vrtoch (Lelkes-Felvári, 1978, 1981). K spodnému ordoviku sa zaraďujú kőszárhégyské metasiltovce s vložkami sericitických bridlíc a metapieskovcov. Zriedkavo sa vyskytujú aj karbonáty a kyslé vulkanoklastiká (Árkaí a Lelkes-Felvári, 1987). Asociácia akritárch poukazuje na vrchný arenig (Albani et al., 1985).

Severne od Balatónu a Velence tvoria kyslé vulkanity a vulkanoklastiká jeden význačný horizont (Alsóórs porfyroid), ktorý asociuje s metasiltovcami a metapieskovcami. Zriedkavo sú prítomné aj metapelity. Porfyroidy sú charakteristické fenokrystmami kremeňa a živcov (do 5 mm) a jemnozrnnou základnou hmotou zloženou z kremeňa, sericitu a albitu. Lelkes-Felvári a Sassi (1981) korelujú horizont porfyroidov (Alsóórs porfyroid) s vrchnoordovickým kyslým vulkanizmom Východných Álp. Východne a južne od Balatónu sa nachádzajú metapelity s vložkami kyslých vulkanických hornín (Főkajar quartzphyllite) metamorfované v spodnej časti fácie zelených bridlíc (Árkaí a Lelkes-Felvári, 1987). Vek kambricko-ordovických komplexov je preukázaný akritarchami spodného ordoviku a konodontmi a graptolitmi z lyditov z okolia jazera Velence (silúr), ktoré sú v nadloží porfyroidov (Oravecz, 1964; Kozur, 1984).

V pohorí Uppony v severovýchodnom Maďarsku v spodnej časti jednotky Tapolcsány sa nachádza súvrstvie ragyinczvolgyských pieskovcov (Rágyinczvolgy Sandstone Formation), ktoré sa považuje bez paleontologických dôkazov za vrchný ordovik (Kovács, 1984 in Árkaí a Lelkes-Felvári, 1987).

V severovýchodnom Maďarsku v pohorí Tokaj (zemplínska jednotka) sú 2 skupiny hornín: jedna metamorfovaná v amfibolitovej fácií (Rb-Sr vek je 962 ± 39 Ma) a druhá skupina vo fácií zelených bridlíc (zaraďuje sa do paleozoika). Metapelity a acidné vulkanoklastiká druhej skupiny sa korelujú s paleozoickými porfyroidmi Maďarského stredohoria.



Obr. 13. Komplexy kryštalinika (proterozoikum?, staršie paleozoikum) Západných Karpát. 1 – bradové pásmo, 2 – tatricum, 3 – veporicum, 4 – gemericum.

Fig. 13. Crystalline complexes (Proterozoic ?, Early Paleozoic) of the West Carpathians. 1 – Klippen belt, 2 – Tatricum belt (core mountains), 3 – Veporicum belt. 4 – Gemicum belt.

Západné Karpaty

Ani kambrium, ani ordovik v Západných Karpatoch (obr. 13) nie sú jednoznačnejšie preukázané. Zoubek (1937) považoval kryštalinikum za staršie paleozoikum, neskôr (Máška a Zoubek, 1960) na základe rozdielného metamorfóneho a faciálneho vývoja zoradil väčšiu časť kryštalinických komplexov do prekambria.

Tento názor zastával aj J. Kamenický (1968), L. Kamenický (1973), Mahel (1986) a Kamenický a Kamenický (1988). Paleontologicky však prekambrium v Západných Karpatoch nebolo doložené. Ojedinelé geochronologické veky sú iba zo zirkónov z metasedimentov (835 a 650 mil. rokov, Cambel et al., 1977) a K-Ar údaje z amfibolitov a gabier (882 a 690 mil. rokov; Burchart et al., 1987).

V Malých Karpatoch (obr. 14) sa staršiemu paleozoiku (kambrium-silúr) pričleňuje pezinskobabská skupina (Grecula a Hovorka, 1987), ktorá obsahuje pezinské a pernecké súvrstvie (Cambel, 1954; Cambel označil túto skupinu ako pezinsko-pernecká). Vek skupiny je určený na základe palinologických údajov (Cambel a Čorná, 1974; Cambel a Planderová, 1985) a varíruje od kambria do devónu s užšie vyčleneným úsekom vrchný silúr – spodný devón. Pezinské súvrstvie sa skladá z jemnozrnných klasických sedimentov, ktoré sa striedajú s bázickými vulkanitmi a čiernymi bridlicami. Pernecké súvrstvie obsahuje lávové prúdy bazaltov, dolerity, gabra a extruzívne horniny. Vložky klastických sedimentov sú zriedkavé. Je veľmi pravdepodobné, že pezinské a pernecké súvrstvie reprezentuje laterálny ekvivalent spodnej časti harmónskeho súvrstvia, ktoré je považované za silúr a devón (Grecula a Hovorka, 1987). Veľmi podobný názor novšie zastáva aj Putiš (1990 – ústna informácia) s tým, že spodná časť je psamiticko-pelitická a vyššie sú bázické vulkanity zaujímajúce strednú, najhlbšiu časť bazénu. Metamorfóza je vo facií zelených bridlíc, lokálne vo facií amfibolických rohovcov. Je problematrické, čo patrí kambriu, resp. ordoviku, preto je lepšie označiť ich iba ako staropaleozoické.

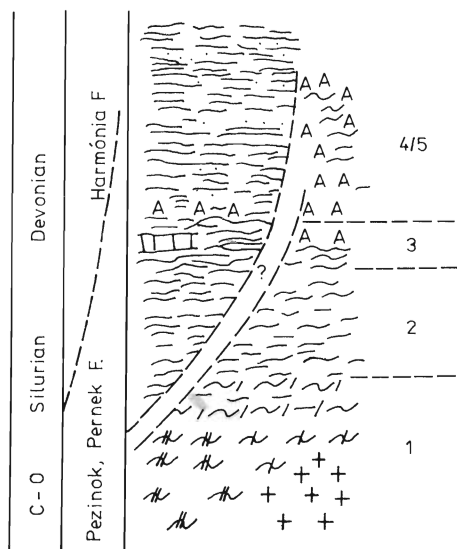
V Považskom Inovci sa k staršiemu paleozoiku bez paleontologických dôkazov zaraďujú metabazalty a ich metapyroklastická, ktoré sa striedajú s jemnozrnnými sedimentami metamorfovanými vo facií zelených bridlíc (Putiš, 1983). Novšie Putiš (1990 – ústna informácia) vyčlenil dve litostratigrafické jednotky, a to

spodnú s pararulami, amfibolitmi a s vložkami karbonátov. Podobné pomery sú aj v Strážovských vrchoch (1. c.). Horninové sekvencie kryštalinika sa do staršieho paleozoika zaďujú aj v Malej Fatre (Kamenický a Macek, 1984), kde sú však metamorfované v amfibolitovej facií.

Iné jadrové pohoria obsahujú metamorfity (jarabská skupina, obr. 15), ktorých vek nie je jasný. Predpokladáme, že časť tejto sekvencie môže byť spodnopaleozoická.

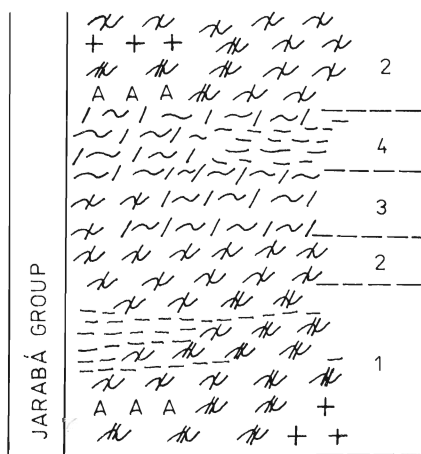
V Nízkych Tatrách a v Slovenskom rudohorí (veporikum) je staršie paleozoikum známe na veľkej ploche. Podľa palinologických údajov jeho vek by mal byť silúr – devón (Planderová a Miko, 1977; Planderová, 1982), lenže rádiometrické K-Ar veky z gabroamfibolitov sú 480 a 492 mil. rokov (Burchart et al., 1987). Je pravdepodobné, že časť komplexov staršieho paleozoika veporika môže patriť kambriu, resp. ordoviku.

Vo veporiku (obr. 16) sa vyčlenili nasledujúce litostratigrafické jednotky: hronský komplex, komplex Prednej hole, Čierneho Balogu, Kráľovej hole, Breziny, Hladomornej doliny, súvrstvia Jánovho grúňa, ďalej miklušovský, lodinský, bujanovský a muránsky komplex. Hronský komplex (Klinec, 1966) v spodnej časti obsahuje jemnozrnné klastické sedimenty s polohami čiernych bridlíc a bázických vulkanitov. Vrchnú časť hronského komplexu (súvrstvie Jánovho grúňa; Miko, 1981) tvoria prevažne kyslé vulkanity s prevahou extruzívnych typov (obr. 16). Vyššie metamorfované členy kyslých vulkanitov (leptitové ruly, pararuly, migmatity) sa označili ako komplex Čierneho Balogu (skupina či súvrstvie – Krist, 1976; Kamenický a Kamenický, 1983), ktorý by mohol byť ekvivalentom hronského komplexu (súvrstvie Jánovho grúňa). Komplex Prednej hole (Bajaník et al., 1979) obsahuje arkózy a droby s polohami pelitov, kvarcitov a ojedinele aj karbonátov. Bazalty a keratofýry sú typickým členom komplexu. Horniny sú metamorfované v strednej časti facií zelených bridlíc. Muránsky komplex (alebo muránske ortoruly, muránske žuloruly) reprezentujú kyslé vulkanity metamorfované v amfibolitovej facií (Kamenický, 1973). Prevládajú albitovo-mikroklínové ortoruly s polohami kremeňovo-turmalínových hornín (Hovorka et al., 1987), ktoré môžu byť ekvivalentom súvrstvia Jánovho grúňa. Komplex Hladomornej doliny (podľa Klinec et al., 1962, skupina) je litostratigrafickým ekvivalentom hronského komplexu situovaného v najjužnejšej časti



Obr. 14. Litostratigrafia staropaleozoických komplexov Malých Karpát (podklady pre kompiláciu kolónky sú z práce Cambela, 1954). 1 – ruly a migmatity, 2 – fylity a svory, 3 – čierne metapelity s karbonátmi a amfibolitmi, 4 – metapelity a metasiltovce (fácia zelených bridlíc) s polohami amfibolitov a metapsamitov, 5 – amfibolity, fylity a ruly (pernecký komplex).

Fig. 14. Lithostratigraphy of the Malé Karpaty Mts. (Tatric unit). 1 – gneisses and magmatites, 2 – phyllites and micaschists, 3 – black metapelites with carbonate and amphibolite lenses, 4 – metapelites and metasilts (greenschist facies) with interlayers of amphibolites and metapsamitic rocks. 5 – amphibolites, phyllites and gneisses (Perneck Complex). Data for compilation of the column taken from Cambel's paper (1954).



Obr. 15. Horninová náplň jarabskej skupiny. 1 – migmatity a ruly s granitoidmi a amfibolitmi, lokálne silne diaftorizované, 2 – ruly, 3 – svory a diaftority, 4 – fylonity.

Fig. 15. Lithology of the Jarabá Group (Tatric unit). 1 – migmatites and gneisses with granitoid rocks and amphibolites, locally intensively diaphthorised, 2 – gneisses, 3 – micaschists and diaphthoritic rocks, 4 – phyllonites.

veporika (kohútska zóna). Tvoria ho prevažne biotitické fylity, menej ruly (Bezák a Vozárová, 1982). Podľa posledných prác Bezáka (1988, 1989) v kohútskej zóne veporika možno vyčleniť

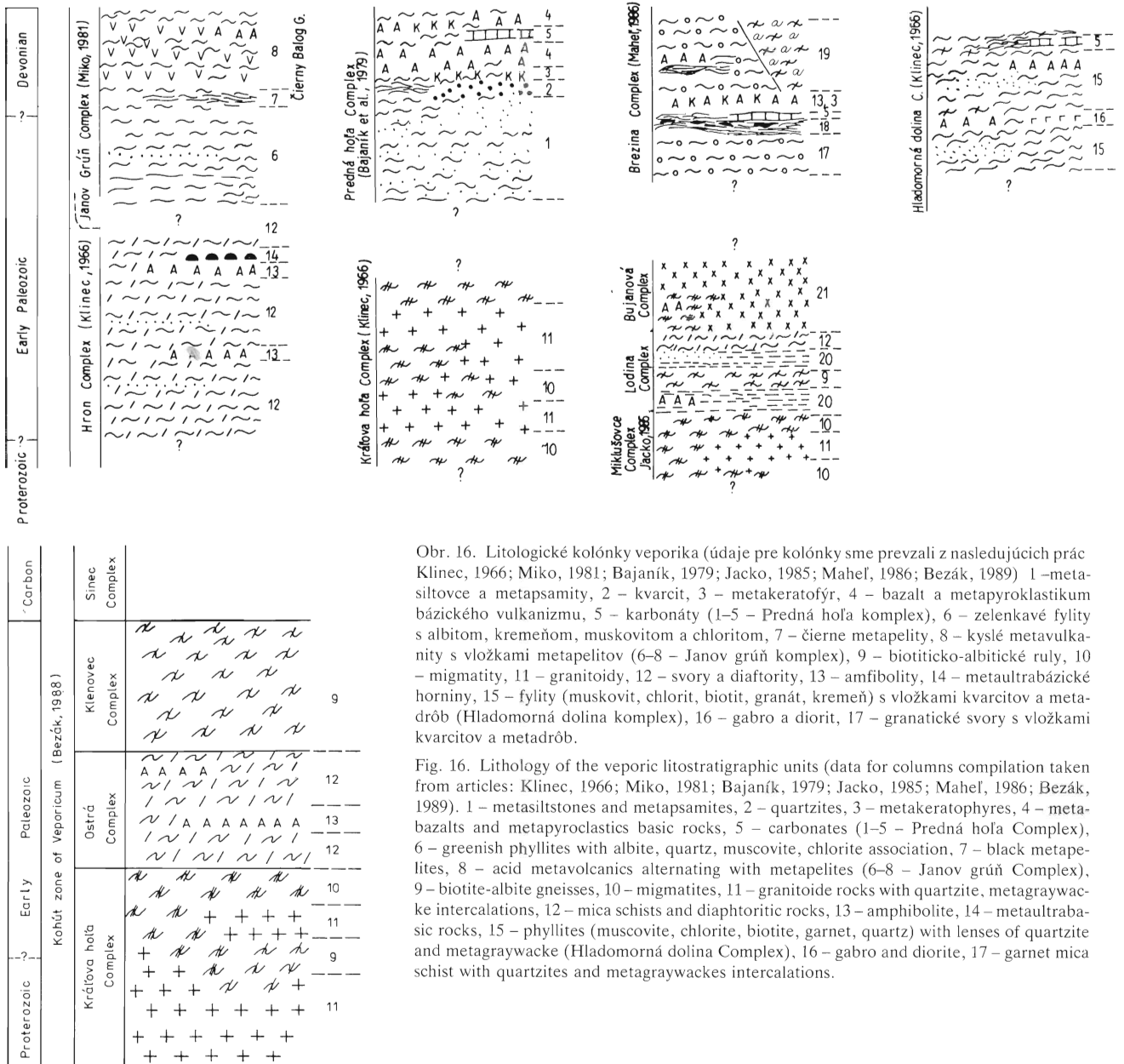
tri staropaleozoické komplexy (obr. 16). Kráľovoohľský komplex s migmatitmi, paralulami a granitoidmi je na spodu. Štruktúrne, ako aj intenzitou metamorfózy sa výrazne odlišuje od ostatných komplexov, takže by azda mohol byť aj vrchnoproterozoický s kadomskou metamorfózou (Bezák, 1968). Svorový komplex Ostrej s telesami amfibolitov, miestami silne diaftorizovaný, bol pôvodne pričlenený k hrónskému komplexu. Klenovecký komplex, ktorý by sa superpozične mohol považovať za najvyššiu jednotku staršieho paleozoika, tvoria albitizované biotitické pararuly.

V Čiernej hore sa odlišili 3 litostratigrafické jednotky (obr. 16). Míklušovský komplex obsahuje migmatity a pararuly, vyššie so svormi a fylonitmi je lodinský komplex a najvyššie sú granitoidy, migmatity a pararuly bujanovského komplexu (Jacko, 1986).

Spišsko-gemerské rudohorie (gemerikum) predstavuje klasické územie vývoja staršieho paleozoika v Západných Karpatoch. Nachádza sa na ploche vyše 1 000 km², avšak ani tu nie je jasné, či sú zastúpené všetky stupne od kambria do devónu alebo iba silúr – devón. Palinologické údaje (Snopková a Snopko, 1979; Planderová, 1982) dokazujú prítomnosť celého staršieho paleozoika. Najbohatšia asociácia palinomorfov je však zo súvrstvia čiernych bridlíc, a tá poukazuje na vek vrchný silúr – spodný devón. Rádiometrické veku na základe zirkónov z ryolitov (ktoré sú v nadloží čiernych bridlíc) sú 403 až 350 mil. rokov (Ščerbak et al., 1979; 1988). K-Ar veku z amfibolitov (gabroamfibolity a amfibolitické ruly) sú od 330 do 391 mil. rokov, ojedinele 448 mil. rokov (Cambel et al., 1980; Kantor et al., 1981; Burchart et al., 1987; Cambel et al., 1988). Geologické kritériá viacej poukazujú na vek silúr – devón až spodný karbón.

Staršie paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria reprezentuje volovská skupina (Grecula, 1982), ktorá zahŕňa už skor vyčlenenú gelnickú a rakoveckú „sériu“ (Andrusov a Matejka, 1931) alebo gelnickú podskupinu a rakovecké súvrstvie (Kamenický a Kamenický, 1988). Volovská skupina (obr. 17) sa skladá z troch súvrství (odspodu): betliarske, smolnícke a hňlecké (Grecula, 1982, 1984). Betliarske súvrstvie reprezentuje rozličné variety čiernych metapelitov a siltovcov, vo vrchnej časti s typickým horizontom lydítov a karbonátov. Smolnícke súvrstvie je litologicky veľmi pestré a obsahuje zelenkavé metapelity s pozvoľným prechodom až do metapsamitov (flyšový vývoj). Spodok tvorí pestrý vulkanický komplex bázaltovo-keratofýrovej formácie. Hňlecké súvrstvie obsahuje dva synchronne vulkanické komplexy (gelnický a rakovecký), ale priestorovo oddelené s pozvoľným prechodom. Gelnický komplex tvoria hlavne kyslé vulkanity (ryolit, zriedkavo čacit a veľké množstvo extruzívnych typov – porfyroidy), kým rakovecký ofiolitový komplex sa skladá z bazických hornín (bazyaly a ich pyroklastiká, menej ultrabazické horniny, zriedkavo gabrá, vločky jaspisov) a zo zelených a fialových pelitov, ktoré sa nachádzajú hlavne v spodnej časti komplexu. Litostratigrafické členenie staršieho paleozoika (gelnickej skupiny) podľa Snopka (1967) a Ivaničku et al. (1989) rozoznáva tri súvrstvia, ktorých vekové rozpätie podľa palinologických údajov je vrchné kambrium až spodný silúr (vlachovské), vrchný silúr zaberá súvrstvie Bystrého potoka a spodný devón drnavské súvrstvie.

V nadloží volovskej skupiny ležia diskordantne paleontologicky doložené karbónske horninové súbory. Metamorfóza hornín volovskej skupiny je väčšinou vo fácií zelených bridlíc, na viacerých miestach až vo fácií granatických amfibolitov (Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka et al., 1979; Faryad, 1989) s prejavmi granitizácie. Celá oblasť je silne postihnutá neskorovariskou diaftorózou, ale najmä alpínskou mylonitizáciou



Obr. 16. Litologické kolónky veporika (údaje pre kolónky sme prevzali z nasledujúcich prác Klinec, 1966; Miko, 1981; Bajanič, 1979; Jacko, 1985; Maheľ, 1986; Bezák, 1989) 1 – metasiltovce a metapsamity, 2 – kvarcit, 3 – metakeratofýr, 4 – bazalt a metapyroklastikum bázičského vulkanizmu, 5 – karbonáty (1–5 – Predná hoľa komplex), 6 – zelenkavé fylity s albitom, kremeňom, muskovitom a chloritom, 7 – čierne metapelity, 8 – kyslé metavulkany s vložkami metapelitov (6–8 – Janov grúň komplex), 9 – biotiticko-albitické ruly, 10 – migmatity, 11 – granitoidy, 12 – svory a diafiority, 13 – amfibolity, 14 – metaultrabázické horniny, 15 – fylity (muskovit, chlorit, biotit, granát, kremeň) s vložkami kvarcitolov a metadrôb (Hladomorná dolina komplex), 16 – gabro a diorit, 17 – granatické svory s vložkami kvarcitolov a metadrôb.

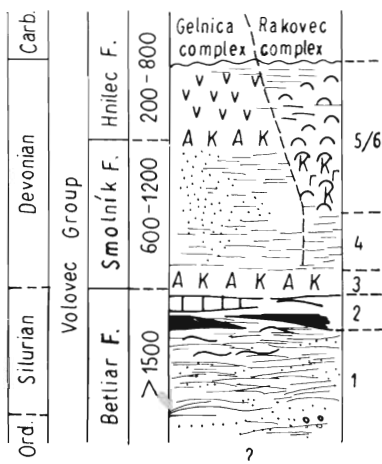
Fig. 16. Lithology of the veporic lithostratigraphic units (data for columns compilation taken from articles: Klinec, 1966; Miko, 1981; Bajanič, 1979; Jacko, 1985; Maheľ, 1986; Bezák, 1989). 1 – metasiltstones and metapsamites, 2 – quartzites, 3 – metakeratophyres, 4 – metabasalts and metapyroclastics basic rocks, 5 – carbonates (1–5 – Predná hoľa Complex), 6 – greenish phyllites with albite, quartz, muscovite, chlorite association, 7 – black metapelites, 8 – acid metavolcanics alternating with metapelites (6–8 – Janov grúň Complex), 9 – biotite-albite gneisses, 10 – migmatites, 11 – granitoid rocks with quartzite, metagraywacke intercalations, 12 – mica schists and diaphrotitic rocks, 13 – amphibolite, 14 – metaultrabasic rocks, 15 – phyllites (muscovite, chlorite, biotite, garnet, quartz) with lenses of quartzite and metagraywacke (Hladomorná dolina Complex), 16 – gabro and diorite, 17 – garnet mica schist with quartzites and metagraywackes intercalations.

Východné Alpy

Vo Východných Alpách sa podstatná časť kryštalinika spodného, stredného a vrchného austroalpinu (Tollmann, 1977) začleňuje do predstrednoordovického orogénno-metamorfného obdobia. Intraordovický metamorfizmus dosiahol úroveň krustálneho tavenia s následnými intrúziami granitov (Borsi et al., 1973; Sassi et al., 1984; Purtscheller a Sassi, 1976; Del Moro et al., 1984). Rozšírený vrchnoordovický ryolitový vulkanizmus sa vysvetľuje ako povrchový prejav acidného plutonizmu. Intraordovické kaledónske orogénno-metalogenetické pochody (stredoeurópske udalosti, Bögel et al., 1979, panafrický orogén, Sassi 1988) vyvolali diskusiu o vzťahu predstrednoordovického kryštalinika k fosilonosným slabom metamorfovaným alebo nemetamorfovaným súvrstviam vrchného ordovika až spodného karbónu. Vzťah komplikuje násunová tektonika, takže transgresívny

vzťah je známy iba z východnej časti drobovej zóny (Neubauer, 1985). V nadloží kryštalinika norického príkrovu (drobová zóna) sa našli zlepenec (obr. 18), ktoré sa považujú za bazálne zlepenec ordovicko-silúrskeho súvrstvia (lok. Kalvang a Ritting), obsahujúce oblíky podložného kaledónskeho kryštalinika (Daurer a Schönlaub, 1978; Neubauer, 1988). Ojedinelé nálezy bazálnych zlepenecov variských sekvencií naznačujú, že aj pri silnom tektonickom prepracovaní možno nájsť dôkazy o stredno-ordovických (panafrických) metamorfných a deformačných fázach. Naznačujú to aj rádiometrické veku z metamorfitov zóny Ťztal-Silvretta a Starých rúl, ako aj z juhoalpského fundamentu, ktoré poukazujú prevažne na strednoordovickú metamorfnú udalosť a na ňu nadväzujúce intrúzie granitov (Ebner et al., 1987).

Vrchnoordovické porfyroidy, resp. produkty acidného vulkanizmu, sa novšie vysvetľujú buď ako dôsledok subdukčných



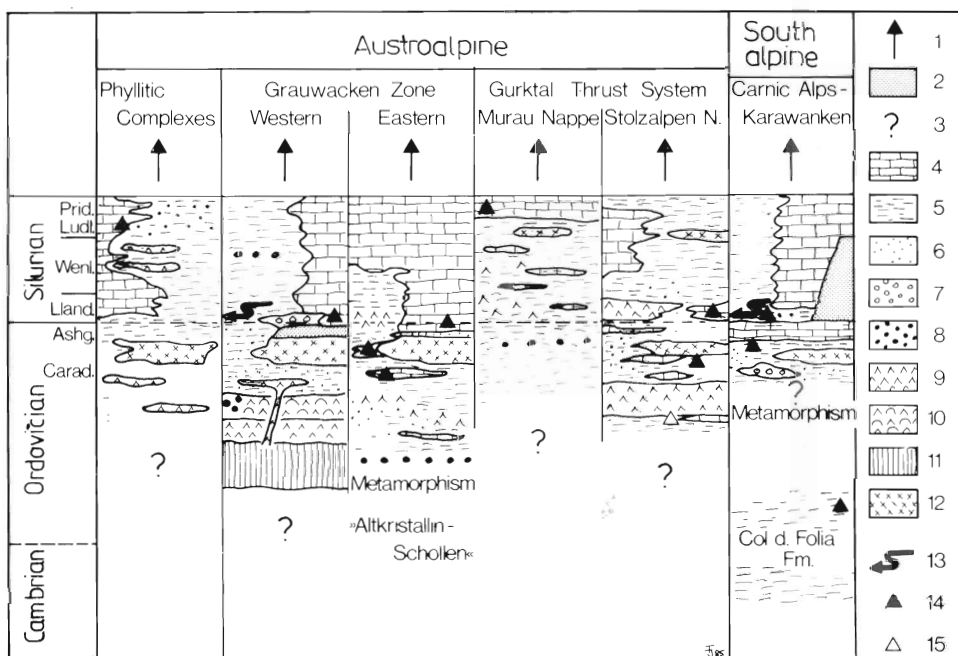
Obr. 17 Litostratigrafia volovskej skupiny gemerika (Grecula, 1982) 1 – súvrstvie čiernych hrubolaminovaných metapelitov až metapsamitov, 2 – čierne bridlice s vložkami lydítov a karbonátov, 3 – bazaltovokeraťofýrový horizont, 4 – zelenkavé metapelity, lokálne metapsamity – flyšový komplex, 5 – gelnický porfyroidový komplex s vysokodraselnými ryolitmi, 6 – rakovecký ofiolitový komplex.

Fig. 17 Lithostratigraphy of the Volovec group, Gemericum unit (Grecula, 1982). 1 – formation of black, coarse laminated metapelites and metasilstones, 2 – black shales with lydites and carbonates, 3 – volcanic basalt-keratophyre horizon, 4 – greenish metapelites, locally metapsamites – flysh complex, 5 – Gelnica porphyroid complex with high K-rhyolites, 6 – Rakovec ophiolite complex.

kambricko-ordovických udalostí (Leoschke, 1973; Pohl, 1984), alebo intrakontinentálnymi tenznými udalosťami (Colins et al., 1980, Heinisch a Schmidt, 1982), resp. panafrickým platňovotektonickým modelom (Frisch et al., 1984), ktorý zahŕňa staropaleozoickú subdukciu, ku ktorej sa časove a geneticky druzí kambrický a ordovický vulkanizmus. Subdukcia podľa toho modelu sa ukončila kolíznymi orogénno-metamorfnými a magmatickými udalosťami vo vrchnom ordoviku, kedy začal sedimentačný cyklus vrchný ordovik – karbón. Metamorfóza týchto udalostí sa datuje na 586 až 505 mil. rokov (Grauert, 1969; Borsi et al., 1973; Smid a Söllner, 1983), kým následné granity sú trochu mladšie – 440–425 mil. rokov (Hammerschmidt, 1981; Schmidt a Söllner, 1983).

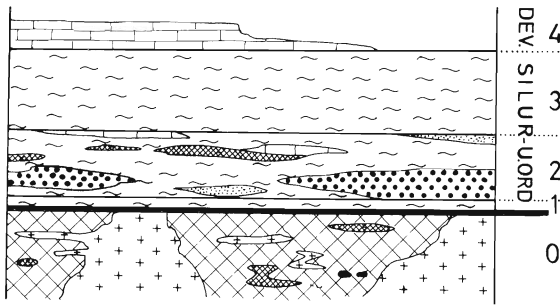
Aj v Južných Alpách sa predpokladá podobný vývoj (Sassi a Zirpoli, 1968; Sassi et al., 1980) s predvariským ryolitovým plátom s palinologicky preukázaným vekom spodné kambrium – spodný ordovik (súvrstvie Col di Foglia; Sassi et al., 1984). Intraordovickú metamorfózu preukázal Del Moro et al., (1984) rádiometrickým vekom 463 ± 36 mil. rokov zo súvrstvia kremennitých fylitov z oblasti Brixenu. Biostratigraficky dokázané sedimenty sú vrchnoordovické a spodnosilúrske (Jaeger et al., 1975).

Mnoho litostratigrafických problémov obsahujú fylitické komplexy (napr. Saualpe, Gaital, Kreuzek-Goldeck, Turntal, Innsbruck, Landeck atď.), ktoré siahajú od vrchného ordoviku do spodného devónu. Napríklad v západnej drobovej zóne spodná časť súvrstvia Wildschönau patrí kambricko-ordovickému fundamentu s bázikami a interpretuje sa pomocou riftového modelu (Mostler, 1968, 1970; Tarkian a Garbe, 1987). Sassi et al. (1986)



Obr. 18. Ordovicko-silúrske sekvencie Východných Álp (podľa Ebnera et al., 1987) 1 – pokračovanie vývoja sekvencie, 2 – stratigraficke kolonky, 3 – neznáme podložie, 4 – karbonátové horniny, 5 – pelity, 6 – psamity; 7 – zlepenec bez obliakov z kryštalinika, 8 – zlepenec s obliakmi kryštalinika, 9 – bázické vulkanity, 10 – vankúšové lávy, 11 – ultrabázické horniny, 12 – kyslé vulkanity, 13 – sklzové štruktúry, 14 – určiteľná fauna, 15 – neurčiteľná fauna.

Fig. 18. The Ordovician-Silurian sedimentary rock sequences in the Eastern Alps (according to Ebner et al., 1987) 1 – continuation of section 2 – stratigraphic gaps, 3 – unknown basement, 4 – carbonate rocks, 5 – pelites, 6 – psammites, 7 – conglomerates without crystalline pebbles, 8 – conglomerates with crystalline pebbles, 9 – basic volcanics, 10 – pillow lavas, 11 – ultrabasic rocks, 12 – acidic volcanics, 13 – slump structures, 14 – determinable fauna, 15 – undeterminable fauna.



Obr. 19. Generalizovaná schéma austrického podložía a jeho paleozoický obal (podľa Sassiho et al., 1987). 0 – „kaledónske“ podložie, 1 – spodná pelitická až semipelitická sekvencia, 2 – vulkanicko-sedimentárne sekvencie, 3 – vrchná pelitická až semipelitická sekvencia, 4 – karbonátová sekvencia.

Fig. 19. Generalized scheme of the Austroalpine basement and its Paleozoic cover (according to Sassi et al., 1987). 0 – “Caledonian” basement, 1 – Lower pelitic to semipelitic sequence, 2 – Volcano-sedimentary sequence, 3 – Upper pelitic to semi-pelitic sequence, 4 – Carbonate sequence.

uvádza veľkú faciálnu podobnosť medzi rozličnými časťami austríd, odlišujúcich sa najmä intenzitou metamorfózy, resp. ich príslušnosťou k rozličným tektonickým jednotkám. Podľa Sassiho et al. (1. c.) generalizovaná schéma vývoja staršieho paleozoika Východných Álp (obr. 19) začína kaledónskym fundamentom, vyššie je spodný pelitický až semipelitický súbor, nad ním vulkanicko-sedimentárny komplex vrchného ordoviku, potom vrchný pelitický až semipelitický súbor prevažne silúrska a významná karbonátová, resp. karbonátovo-pelitická sekvencia devónu. Podobnú litostratigrafickú schému vývoja staršieho paleozoika pre oblasť Štajerska zostavili Flügel a Neubauer (1985). Kaledónske granity sa nachádzajú pod spodným pelitickým komplexom a variské granitoidy (260–240 mil. rokov) sú iba lokálne (v dôsledku slabého výzdvihu sú málo erodované).

Paleogeografia

Paleogeografická rekonštrukcia kambricko-ordovického obdobia karpatsko-balkánskej oblasti je veľmi problematická, a to z viacerých príčin:

1. Kambricko-ordovické súbory hornín sú metamorfované vo fácií zelených bridlic až v amfibolitovej fácií. Určiť protolit takto metamorfovaných hornín nemožno jednoznačne a v tomto smere sa doteraz aj veľmi málo urobilo.

2. Zaradenie komplexov do kambria – ordoviku na väčšine územia karpatsko-balkánskej oblasti je iba pravdepodobné. Nie je vzácnosťou, že rozliční autori tie isté súvrstvia zaraďujú od prekambria až do devónu, ba dokonca do jury až kriedy. Vek hornín je preukázaný najčastejšie palinologickými údajmi. Radiometrický vek je stanovený prevažne K-Ar metódou, ktorá poskytuje údaje najmä o posledných metamorfných udalostiach. Je len málo údajov o veku stanovenom metódou Rb-Sr, Pb-U, Pb-Pb a Nd-Sm veku chýbajú.

3. Polymetamorfný vývoj je charakteristický pre celú oblasť. Silná mylonitizácia hornín spôsobila, že mnohé pôvodné prekambričné vysoko metamorfované komplexy majú minerálnu asociáciu spodnej časti fácie zelených bridlic. Nízka metamorfóza hornín (často ide o diafhority) je takto jedným z dôvodov pre zaradenie komplexov do kambria, resp. staršieho paleozoika.

4. Na mnohých miestach sa pre nedostatok paleontologických a radiometrických dôkazov horninové komplexy označujú ako

staropaleozoické, ale nemožno vylúčiť, že sú aj kambricko-ordovického veku.

Na základe vyššie uvedeného sa môžeme iba veľmi nespoko pokúsiť o paleogeografickú rekonštrukciu.

Balkánska oblasť (Balkán, Srednogorie, Rodopy, srbsko-macedónsky masív) sa vyznačuje tým, že vývoj kambria je pokračovaním vrchnoproterozoického vývojového cyklu. Vyznačuje sa prítomnosťou diabázových hornín, a v severozápadnom Bulharsku, vo východnej Juhoslávii a v juhozápadnom Rumunsku aj prítomnosťou ofiolitových komplexov, ktoré majú charakter MORB-bazaltov (Haydutow, 1987). Keďže oblasti majú príkrvovú a šupinovitú stavbu, ofiolitové komplexy sa zachovali iba miestami, väčšinou ako nekompletné ofiolitové suity. Diabázové (amfibolity) komplexy spravidlajú metapelite a metasiltovce (fylity, bridlice, ruly), zriedkavejšie aj 1–3 polohy karbonátov a kyslé vulkanity. Vrchná časť diabázových komplexov (diabázovo-fylitoidné komplexy) je prevažne peliticko-psamitická s početnými diabázovými pyroklastikami a má charakter olistostróm s blokmi podložných ofiolitov (Haydutow, 1987; Ivanov, 1984).

Vrchné kambrium – ordovik v oblasti Srednogoria a Balkánu (Západné Bulharsko), ale aj v srbsko-macedónskom masíve má prevažne už klastický vývoj sedimentov, na báze aj zo zlepenkami. Tieto komplexy sa zachovali iba miestami a obyčajne ich vrchná časť prechádza do sedimentov silúru.

Podobný vývoj, hoci je veľmi generalizovaný, možno pozorovať aj v panónskom bazéne, najmä v jeho južnej časti.

Vo Východných Karpatoch a v Apusenských vrchoch majú kambricko-ordovické komplexy prevažne vulkanicko-sedimentárny vývoj s prevahou detritického materiálu (metapelite až metapsamity) a s charakteristickým kyslým vulkanizmom (porfyroidy). Nepatrne je zastúpený bazaltovo-keratofýrový vulkanizmus. Typické sú aj súvrstvia čiernych metapelitov s lyditi a vložkami karbonátov. Podobný vývoj je aj v Západných Karpatoch a v Maďarskom stredohorí, kde je však silná tendencia takéto horninové súbory zaraďovať do silúru – devónu, prípadne do ordoviku a devónu.

Na základe uvedeného predpokladáme, že tektonické jednotky v terajšej oblasti Balkánskeho polostrova vznikali v období vrchného proterozoika až kambria v riftogénnom sedimentačnom priestore s prítomnosťou bazénov s oceánickou kôrou, prípadne až so stredoocéanským chrbtom (ofiolitové suity). Smerom do strán od stredoocéanských chrbtov sedimenty vznikali v okrajových bazénoch. Vrchné kambrium po strednokambrickej subdukcii predstavuje typ zvyšných bazénov alebo vyvíjajúcich sa ostrovných-obľukových bazénov.

Východnokarpatská a západokarpatská oblasť by na základe toho predstavovala v období kambria a ordoviku vývoj na tektonicky členitej kontinentálnej kôre s lokálnymi depresiami.

Korelácia kambricko-ordovických komplexov karpatskobalkánskej a východoalpskej oblasti

Korelácia oblasti staropaleozoických sekvencií a tektonicko-metamorfných udalostí aj v rámci Západných Karpát je dosť problematická, aj keď podobnosť vývoja staršieho paleozoika gemitika, napr. s Malými Karpatmi je značná. Niektorí autori podobný vývoj nachádzajú aj v sériách kryštalinika tatických jednotiek.

Je veľmi pravdepodobné, že veporikum by z geotektonického hľadiska mohlo byť súčasťou toho istého sedimentačného bazénu, kde vznikali aj komplexy gemitika (Grecula, 1982). Sedimentárno-vulkanické sekvencie veporika by reprezentovali vývoj severne od stredoocéanského chrbta. t. z., že by vznikali

	Srbsko-macedónsky masív			Rodopský masív	Stará Planina (Balkán)	Južné Karpaty	Apuseni	Vých. Karpaty	Západné Karpaty			panónsky bazén
	severná časť	stredná časť	južná časť						tatri-cum	veporicum	gemicum	
Proterozoikum	superskupina Vlasina diabáz.- fyl komplex	skup. Crna Bara	súv. Frološ	skupina Kerdilion	superskup. Kulidžik diabáz.- fyl komplex	Stará Planina ofiol kom	skup. Corbu skup. Minis	skup. Tulgeš (skup. Delovec)	jarabská skup	peziňské a pernecké súv. harmónske súv.	hrónský komplex - k. Jánov Grúň muráh komplex komp. Kráľova hola, Ostrá, Klenovec volovská skupina	skup. Ófalu fylitoidná plesk. Koszárh. s. porf. Alisoors P. Kvarát, Fokajar Q
Kambrium	skup. Vrh	súv. Kadyica	skupina Vertiscos		sk. Dalgj Djal sk. Berkovica sk. Cerni vrh	skup. Locva súv. Leresti Bocgita - Drimoxa skup. Cibin	súv. Arada súv. Biharia, Muncel					
Ordovik	komplex fylitov a metapsamitov				súv. Cerecel súv. Grohoten							
Silúr											hnilec. s. smol. s. betliar. s.	Velence Kékkut

Obr. 20. Možná litostratigrafická korelácia hlavných kambricko-ordovických sekvencií karpatsko-balkánskej oblasti.
 Fig. 20. Possible lithostratigraphic correlation of the main Cambrian-Ordovician rocks sequences from the Carpathian-Balkan region

severne od rakoveckého sedimentačného priestoru, pričom súvrstvia črmelského príkrovu by boli medzi rakoveckou a vlastnou veporickou časťou staropaleozoického bazénu (predpokladá to aj Maheľ, 1986). Litologická podobnosť, ale aj palinologické údaje (Planderová, 1981, 1984, 1985) by tomu nasvedčovali. Vyššia metamorfóza veporika by zodpovedala skoršiemu začiatku variských udalostí v tejto oblasti, ako aj relatívne väčšej hĺbke, v ktorej metamorfóza veporika prebiehala.

Pre časovú koreláciu gemicum s jadrovými pohoriami Západných Karpát nie sú okrem lokálnej litologickej podobnosti dostatočne presvedčivé údaje. Z porovnania rádiometrických vekov metamorfítov a granitov Západných Karpát vychodí, že sú dosť podobné, ale táto podobnosť poukazuje najmä na silné neskorovariské, ale najmä alpínske prepracovanie predmezozoických komplexov. Oveľa väčšia zhoda je medzi gemicumom a veporikom (iní vidia veľkú podobnosť predmetamorfického aj metamorfického vývoja medzi veporikom a tatrikom), zatiaľ čo medzi gemicumom a jadrovými pohoriami sú rozdiely nápadnejšie, a to najmä v prevahe karbónskych granitov v jadrových pohorciach, ako aj v trochu staršom veku metamorfózy ako v gemicum (nehovoriac o veľkej rozdielnosti v intenzite metamorfózy). Ale intenzita mylonitizácie je rovnaká vo všetkých jednotkách, a tá je výrazná a dosť regionálna.

Porovnávanie staropaleozoických súvrství Západných Karpát s Východnými Alpami a Východnými Karpatmi (obr. 20) sa urobilo viacerými autormi, napr. Maheľ (1975) a aj v súčasnosti je veľmi potrebné. Severná drobová zóna Východných Álp bola v päťdesiatych rokoch modelom pre litostratografiu gemicum. V ostatnom čase došlo k značným úpravám a doplneniam v litostratigrafii staršieho paleozoika oboch jednotiek. Kým kyslý vulkanizmus v gemicum sa kladie do devónu, vo Východných Alpách do ordovidu, kde je v podloží peliticko-karbonatického súvrstvia. (obr. 18). Takouto pozíciou porfyroidov a karbonátov sa staršie paleozoikum Východných Álp najviac podobá vývoju

v Maďarsku, a to tak oblasti Balatónu alebo aj v pohorí Sendrő a Uppony (najmä mocným vývojom karbonátov v devóne až spodnom karbone). Bázičky vulkanizmus v gemicum (rakovecký komplex) sa zaraďuje do devónu, vo Východných Alpách je v prevažnej miere v kambriu a ordoviku, teda vo fundamente ako súčasť kryštalinika. V ostatných rokoch sa však zistilo, že stovky m mocné komplexy bázičkových hornín patria aj do devónskych, resp. silúrsko-devónskych komplexov, v ktorých sú aj polohy porfyroidov. Podobné vývoje ako sme uviedli vyššie sú aj vo Východných a Južných Karpatoch.

V rumunských Karpatoch je taktiež vyčlenený starokaedónsky cyklus, ktorý zastupuje superskupina Marisian, a to najmä skupina Tulges vo Východných Karpatoch (bukovinský a subbukovinský príkrov centrálnych dacíd). Skupina Tulges je palinologicky datovaná ako vrchné proterozoikum až spodný ordovik. Po litologickej stránke je skupina Tulges veľmi podobná fylitovo-porfyroidovým súborom gemicum, ktoré sa však v gemicum dávajú do silúru - devónu. Podobný vývoj ako skupina Tulges má aj súvrstvie Muncel v bihorskom príkrovovom systéme Apusenských vrchov zodpovedajúce vrchnej časti skupiny Tulges. V supragetickej jednotke by vrchnej časti skupiny Tulges mohlo zodpovedať súvrstvie Leresti a Locva v južnom Banáte. V getickom príkrove niektorí autori do vrchného proterozoika až kambria dávajú aj skupinu Cibin s amfibolitmi, ktorá leží transgrezívne na staršej superskupine Carpien. Pre porovnanie uvedieme, že bázičkové horniny v infrabukoviku (pohorie Rodna - príkrovy Stiol, Anies, Valea Vinului) a v supragetickej jednotke Poiana Rusca a Locva, ako aj v skupine Lescovita sú dávané do devónu. Devónsky bázičky vulkanizmus je aj vo vrchnej danubskej jednotke marginálnych dacíd - drenčovské súvrstvie, ako aj v Apusenských vrchoch dacíd - skupina Paiuseni.

Z porovnania Západných a Východných Karpát vychodí (obr. 20), že v oboch regiónoch sú veľmi podobné vývoje, ktoré však vo Východných Karpatoch sú dávané do kambricko-ordovického

ho veku a v Západných Karpatoch sa pokladajú za vrchno-ordovické, silúrske, devónske, prípadne až spodnokarbonské. Naopak, kryštalinické sekvencie, ktoré by u nás pozíčne a intenzitou metamorfózy mohli byť kambricko-ordovické, vo Východných Karpatoch sa považujú za proterozoické, teda akoby posun o jeden vývojový cyklus. Ale vývoj, napr. Apusenských vrchov je azda najviac podobný gemeriku a v tomto prípade je aj najlepšia zhoda v ich litostratigrafickom zaraďovaní. Avšak bez podrobnej rekonštrukcie variského a alpínskeho vývoja a stavby nielen Karpát, ale aj európskych alpíd, akékoľvek korelácie na základe tzv. podobnosti vývojev (metamorfného, litologického a pod.) sú iba hrubými úvahami.

Z rozboru predchádzajúcich kapitol možno sumarizovať niektoré poznatky. Porovnanie vývojev predkarbonských súvrství Západných Karpát a ostatných alpíd iba na základe litologickej podobnosti, či na základe intenzity metamorfózy alebo množstva granitoidov je nedostatočné na to, aby sme mohli usúdiť, či v Západných Karpatoch sú kambricko-ordovické, resp. vrchnoproterozoicko-ordovické sekvencie, alebo nie. Rádiometrické údaje metódou K-Ar a Rb-Sr odrážajú iba metamorfne a magmaticko-intruzívne udalosti, a to tak variské, ako aj alpínske (v Karpatoch prevažná časť geochronologických údajov sa získala uvedenými metódami). Iba málo analýz vzoriek poskytlo vek kambrum – ordovik. Naproti tomu vo Východných Alpách analýzy z kryštalinika (metamorfity aj granity) dosť výrazne vyčlenili nielen kambricko-ordovické metamorfne a magmatické udalosti, ale aj variské a alpínske procesy mylonitizácie toho istého (kaledónskeho) kryštalinika. A takéto mylonity rúl sa zvykli považovať aj za porfyroidy, teda za slabšie metamorfované kyslé vulkanické horniny mladších komplexov. Príklady tohto druhu sú aj z rodopského a srbsko-macedónskeho masívu, kde tzv. nízke metamorfity, ktoré sa obyčajne zaraďovali do staršieho paleozoika, predstavujú široké mylonitové zóny vo vysokých metamorfitoch, ktoré mimo mylonitových zón sa zaraďujú do proterozoika. Početné sú však aj opačné prípady, keď z čiernych metapelitov a karbonátov kryštalinika sa získali devónske, resp. aj jurské paleontologické nálezy. Preto bez citlivých rádiometrických metód a podrobného štúdia kryštalinika je jeho litostratigrafické členenie málo vierohodné. Aj vyčleňovanie súborov s rozdielnou asociáciou štruktúrnych prvkov je iba orientačné a nemá veľkú litostratigrafickú hodnotu.

Žiaľ, aj v kryštaliniku Západných Karpát ťažko hovoriť o superpozícii vyčlenených litostratigrafických jednotiek, pretože väčšinou ide o jednotky s dominujúcimi metamorfnými znakmi, ako napr. svorový, migmatitový, rulovo-granitoidný, amfibolitový komplex a pod., ktoré môžu (nemusia) patriť pôvodne rovnakým litostratigrafickým jednotkám a odlišujú sa iba rozdielnou intenzitou metamorfózy (napr. tzv. klátovská a rakovecká skupina gemerika).

Západné Karpaty predstavujú sústavu veľkých strižných zón s intenzívnym tektonickým zošupinatením kryštalinických aj mezozoických sekvencií. Vedľa seba sa vyskytujú vysoké aj nízke metamorfity, granitoidy, aj karbonáty mezozoika. Takéto tektonické „zvrstvenie“ môže v jednom súbore zahrňovať tak predordovické, ako aj ordovicko-devónske či mladopaleozoické súbory podobne, ako sa to najnovšie zisťuje vo Východných Alpách, ale aj u nás v gemeriku. To nabáda k opatrnosti pri aplikácii určitého údaja na celé tektonické jednotky, či celé kryštalinikum Západných Karpát.

Vrchnoproterozoické až kambrické ofiolitové komplexy sa už identifikovali na viacerých miestach Balkánu, rodopského a srbsko-macedónskeho masívu, Južných Karpát a Východných Alp. Sú to väčšinou nekompletné ofiolitové suity, tvoriace izolo-

vané tektonické bloky. Sú však vážnym argumentom, že v alpsko-karpatskej a balkánskej oblasti treba očakávať starokaledónske, resp. panafrické orogénne procesy. Tieto udalosti indikujú aj rádiometrické údaje z metamorfítov a granitov Východných Alp. Je teda viac ako pravdepodobné, že by sa predvrchno-ordovické komplexy mali v „roztratenej“ forme nachádzať aj v jadrových pohoriach Západných Karpát. Ich identifikáciu však sťažuje silná variská a najmä alpínska diaforéza a mylonitizácia.

Výskyt zlepcov na báze menej metamorfovaného komplexu vrchného ordovika až devónu vo Východných Alpách, a to s obliakmi podložného kryštalinika, je pre koreláciu so Západnými Karpátmi upozornením na hľadanie podobnej situácie aj u nás, najmä ak prijmeme predstavu, že Západné Karpaty sú iba z alpského pásma vysunutými segmentami pozdĺž veľkých strižných zón.

Záver

Z porovnania vývojev komplexov, ktoré by mohli byť kambricko-ordovické, resp. vrchné proterozoikum až spodné paleozoikum vychodí, že v balkánskej a dinarickej oblasti sú prítomné horninové komplexy (ako aj metamorfne a magmatické prejavu), ktoré poukazujú na to, že tu prebehli neskorokadomské orogénne udalosti platňovokolízneho charakteru. Predchádzal im vrchnoproterozoický až spodnokambrický vývojový cyklus v sedimentačnom priestore, v ktorom ku koncu vývojového obdobia sa v určitej jeho časti vytvorila oceánska kôra. Náznaky podobného vývoja sú aj v Južných Karpatoch. Po ukončení neskorokadomských udalostí v uvedených oblastiach vrchné kambrum a ordovik má už klastogénny molasoidný vývoj a horninové komplexy sú väčšinou iba slabo metamorfované.

Vo Východných a Západných Karpatoch nie sú pre neskorokadomské udalosti dostatočné dôkazy, hoci niektorí autori im pripisujú veľký význam (Rudakov, 1987). Predovšetkým tu chýbajú ofiolitové komplexy a klastogénny postorogénny vývoj vrchného kambría. Vo Východných a Západných Karpatoch až vo vrchnom ordoviku a silúre sú znaky novej vývojovej etapy, podobne ako aj vo Východných Alpách, kde „kaledónske“ udalosti v ostatných rokoch boli preukázané nielen rádiometricky, ale aj geologicky (zlepcový horizont vrchného ordoviku na vysoko metamorfovanom kryštaliniku – Neubauer, 1985) a dešifrovaním metamorfných a magmatických procesov (Sassi a Zanferrari, 1972; Frisch et al., 1984; Schmidt a Söllner, 1982; Sassi et al., 1987 a i.). Ordovická orogéna sa v Alpách považuje za horotvorný proces s formovaním eklogitových komplexov vysokostupňovou metamorfózou a anatexiou (Sassi a Zanferrari, 1972). „Kaledónsky“ orogén viedol ku konsolidácii mobilnej zóny s oceánskou kôrou formou kolízie platní so subdukciou (Frisch et al., 1984), aj keď iní (napr. Schmidt a Söllner, 1982; Behr et al., 1984) zdôrazňujú, že ide skôr o riftogénny proces. Zdá sa teda, že riešenie problému existencie „kaledónskych“ procesov sa vyvíja v ich prospech, dokonca ako veľmi významných prejavov, a to tak deformačných, ako aj metamorfných a magmatogénnych. Vo Východných Alpách sú pre to exaktnejšie dôkazy, v Západných a Východných Karpatoch sú zatiaľ iba nepriame dôkazy. Zo štúdií vo Východných Alpách vyplýva, že sú to strednoordovické procesy, počas ktorých vznikli vysoko-metamorfované komplexy, a na ne nadväzujú granitoidné intrúzie. Tieto procesy možno označiť ako „starokaledónske“, hoci termín „kaledónsky“ sa javí ako problematický (kaledónsky orogén je typický ako vývojový a deformačný proces pre severnú Európu a panafrický ako rejuvenizačné udalosti pre Afriku). Preferuje sa termín panafrický, pretože ordovické orogénne

udalosti v južnej a strednej Európe sa diali v dôsledku pohybu severoafrického bloku, a to po vyvrcholení panafrického orogénu; Frisch, 1985. Z toho vychádza, že kratonizácia južnej a strednej Európy sa odohrala o 150–180 mil. rokov neskoršie ako kratonizácia severnej Afriky.

Z uvedeného rozboru by sme mali aj v Západných Karpatoch predpokladať prítomnosť nielen „starokaledónskych“ udalostí, ale aj kambricko-spodnoordovických kryštalinických komplexov sformovaných „kaledónskymi“ udalosťami. Žiaľ, v zošupinatej stavbe v alpínskej sústave strižných zón, ako aj v predchádzajúcom variskom metamorfnom prepracovaní nebude ľahké ich vyčleniť. A zda aj preto dnešný stav v rozpoznaní kaledónskych, variských (aj alpínskych) deformácií, metamorfných a magmatických prejavov v Západných Karpatoch je taký problematický.

Je však ešte aj iný problém, a to, či sú v Západných Karpatoch prejavy procesov, ktoré sú v balkánskom regióne (v balkanidách) registrované ako neskorokadomské. Podľa litofaciálneho vývoja od vrchného kambria vyššie na Balkáne a v Karpatoch sa dá usudzovať, že v Karpatoch tento vývoj nepoznáme, a teda ťažko predpokladať aj prejavy kadomskej orogenézy.

V rodopskom a srbsko-macedónskom masíve, ale aj v Južných a Východných Karpatoch sú prejavy aj predkadomských (dalslandských) orogénnych prejavov, a to vo forme vysokometamorfovaných a migmatitizovaných komplexov, na ktorých sa (obvyčajne tektonicky) nachádzajú nižšie metamorfované vrchnoproterozoicko-kambrické sekvenec. Ak nie sú v Západných Karpatoch kadomské procesy, sú potom predkadomské? Predpokladali sa, a aj viacerými autormi sa predpokladajú, ale zatiaľ sa s istotou nevyčlenili ani dalslandské, ani kadomské, ani panafrické (starokaledónske), aj keď prítomnosť posledných je veľmi pravdepodobná.

Literatúra

- Aleksič, V. a Kalenič, M. 1988: Northern part of the Serbo-Macedonian massif (Morava belt). In: Zoubek (ed.) *Precambrian in younger fold belts*. J. Wiley. 785–792.
- Albani, R., Lelkes-Felvári, Gy. a Tongiorgi, M. 1985: First record of Ordovician (Upper Arenigian), Acritarchs, beds in Bakony Mts., Hungary. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 170, 45–65.
- Ancirev, A., Gorozmanin, O., Velichkov, D. a Bogoyavlenskaya, O. 1980: About a find of faunistic remains in the metamorphic rocks of the Western Rhodopes. *Geol. Balc.*, 10, 29–32.
- Andelković, M. a Sikošek, B. 1967: General tectonic features. A geological survey of the East-Serbian part of the Carpatho-Balkan area. *8th Cong. KBGA, Belgrade*, 117–122.
- Árkai, P. a Lelkes-Felvári, Gy. 1987: Very low- and low-grade metamorphic terrains in Hungary. In Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (ed.) *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*, *Mineralia slov.-Monografia*. Alfa Bratislava, 51 až 68.
- Bajaník, Š., Biely, A., Miko, O. a Planderová, E. 1979: A Paleozoic volcano-sedimentary complex of Predná hofa (Nízke Tatry Mts.). *Geol. Práce, Spr.* 73, 7–28.
- Balla, Z. 1981: Plate tectonics interpretation of the South Transdanubian ultramafics. *Acta Min. Petr.*, 25/1, 3–24.
- Balász, E., Cserepes-Meszna, A., Nusser, P. a Szill-Gyémant, 1986: An attempt to correlate Plain and Transylvanian Central Mts. (Muntii Apuseni). *Acta Geol. Hung.*, 29, 317–320.
- Balintoni, I. 1981: The importance of the Ditrau Alkaline massif emplacement moment for the dating of the basement overthrusts in the Eastern Carpathians. *Rev. Roum. Geol., Geophys. Géogr., Série Géologie*, 25, 89–94.
- Balintoni, J. a Chitimus, V. 1973: The presence of rutile paramorphoses after brookite in the Tulghes Series, East Carpathians. *Stud. cerc. Geol., Geof., Geogr., Seria Geologie*, 18, 329–334.
- Bercia, I. a Bercia, E. 1975: Metamorphic formations from the Romanian bank of the Danube (Banat – South Carpathians) *An. Inst. Geol. Geof.*, XLIII, 5–64.
- Bercia, I. a Bercia, E. 1980: The crystalline of the Danube domain from the Banat (Romania). *Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr., Géologie*, 24, 3–13.
- Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov.*, 20, 131–142.
- Bezák, V. 1989: Predmetamorfný vývoj hornín kohútskej zóny veporika. *Mineralia slov.*, 21, 247–250.
- Bezák, V. a Vozárová, A. 1982: Geotraverse C: Lithostratigraphic column of the southern part of the Veporica. *Newsletter 4, IGCP No. 5*, 23–25.
- Boiko, A. K., Barnitzky, E. N., Eliseeva, G. P., Kasantzeva, A. I., Ubkovskaia, N. I., Obsienko, B. D. a Teretz, G. ĭ 1975: Results of the first zircon chronologie research of the crystalline formations from the-East Carpathians. *Geol. J.*, XXXV 112–116.
- Bončev, E. 1987: Main ideas in the tectonic synthesis of the Balkans. I. The lithospheric plates and the collision space between them. *Geol. balcan.*, 17, 9–20.
- Burchart, J., Cambel, B. a Král, J. 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 131–170.
- Cambel, B. 1954: Geologisch-petrographische Probleme im nördlichen Teile des Kristallinikum der Kleinen Karpaten. *Geol. Práce, Zoš.*, 36, 3–76.
- Cambel, B. a Čorná, O. 1974: Stratigrafia kristaličeského osnovanija massiva Malých Karpat v svetle palinologických isledovanij. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 25, 2, 241–257.
- Cambel, B., Shcherbak, N. P., Kamenický, L., Bartnickii, E. N. and Veselský, J. 1977: Nekotoryje svedeniya a po geokhronologii kristaliničeskuma Zapadnyh Karpat na osnove dannyh U-Th-Pb metoda. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 28, 2, 243–259.
- Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Veselský, J. a Gukasyan, R. Ch. 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 1–2, 27–48.
- Cambel, B. a Planderová, E. 1985: Biostratigraphic evaluation of meta-sediments in the Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carph.*, 27, 117–132.
- Codarcea-Dessila, M. a Iliescu, V. 1969: Nouvelles donnees microfloristiques sur l'age du complexe calcaise de la Série de Sibisel. *Stud. cerc. Geol. Geof. Geogr., Seria Geologie*, 14, 1, 279–282.
- Daurer, A. a Schönlaub, H. P. 1978: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. *Mitt. Österr. geol. Gesell.*, 69, 77–88.
- Dianiška, I. a Grecula, P. 1979: An amphibolite-gneiss complex as part of ophiolite suite in the Rakovec nappe of the Spišsko-gemerské rudohorie, Mts. – Eastern Slovakia. *Mineralia slov.*, 11, 405–425.
- Dimitrescu, R., Bordea, I. a Bordea S. 1974: Geological Map of Romania, 1 : 50 000, sheet 57e, Cimpeni. *Bucarest, Inst. Geol. geof.*
- Dimitriadis, S. 1980: A possible paleomargin evolution of the southernmost part of Serbo-Macedonian Massif. *Abstr. Proc. 26th Int. Geol. Con.*, 1, 335 p.
- Dimitriadis, S. 1988: Southern part of the Serbo-Macedonian massif. In: Zoubek (ed.) *Precambrian in younger fold belts*. 806–813.
- Dimitrijević, M. 1967: Some problems of the crystalline schists in the Serbo-Macedonian Massif. *Proc. VIII Congr. Carp. Balk. Geol. Assoc.*, 2.
- Dimitrov, A. 1929: Die Diabasegesteine im Iskardurchbruch zwischen dem Eisenbahnhaltstellen Bžow und Lakatnik. *Ann. Univ. Sofia, Phys.-math. fac.*, 25, 175–237.
- Dimitrova, E. 1974: Petrology of the crystalline basement of the Osogovo Mts. *Bull. geol. Inst.*, 13, 99–110.
- Dželepov, T. 1983: Lithostratigraphic peculiarities of the Diabase – phyllitoid Complex from Iskar – gorge region. *Ann. Univ. M. G. I.*, 20, 181–189.
- Ebner, F., Neubauer, F. a Stattegger, K. 1987: The Caledonian event in the Eastern Alps: A review. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (ed.) *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*. *Mineralia slov.-Monografia*. Alfa Bratislava, 169–182.

- Faryad, S. W. a Dianiška, I. 1989: Garnets from granitoids of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 715–734.
- Frisch, W., Neubauer, F. a Satir, M. 1984: Concept of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. *Geol. Rdsch.*, 73, 47–68.
- Frisch, W. 1985: Fossil oceans, island arcs and active continental margins in North Africa – Arabia and Central Europa. *Terra cognita*, 5, 61.
- Giusca, D., Savu, H. a Borcos, M. 1968: La stratigraphie des schistes cristallins des Monts Apuseni. *Rev. Roum. Géol.*, 12, 2, 143–159.
- Grecula, P. 1973: The homeland of the Gemic unit and its metallogenesis. *Mineralia slov.*, 5, 221–245.
- Grecula, P. 1982: Gemicum – segment of the Paleotethyan riftogenic basin. *Alfa Bratislava*, 263 p.
- Grecula, P. 1984: Lithostratigraphy of the Lower Paleozoic of the Eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Newsletter*, 6, IGCP No 5, 125–164.
- Grecula, P. a Hovorka, D. 1987: Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (ed.) *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Mineralia slov. – Monografia, Alfa Bratislava*, 251–270.
- Haberfelner, E. E. a Bončev, E. 1934: Der erste Nachweis von Ordovicium in Bulgarien: Didymograptus Schiefer mit Trilobiten im Zerie-Massiv. *Geol. Balk.*, 1, 28–33.
- Haydutow, I. 1979: Magmatic and anatectic events in the Stará Planina Paleozoic eugeosyncline (in bulg.). *Geotect., Tectonophys., Geodyn.*, 8–9, 39–54.
- Haydutow, I. 1983: Structure of the greenschist metamorphites from the Berkovica, Stara Planina Mountain. *Geotect., Tectonophys., Geodyn.*, 16, 3–18.
- Haydutow, I., Daieva, L. a Nedjalkova, S. 1985: Data on the composition and the structure of Stara Planina Ophiolite Association in Čiprovci Area. *Geotect., Tectonophys., Geodyn.*, 18, 3–27.
- Haydutow, I. 1987: Ophiolites and island arc igneous rocks in the Caledonian basement of South Carpathian-Balkan region. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (ed.) *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Mineralia slov. – Monografia, Alfa Bratislava*, 279–292.
- Heinisch, H. 1988: Indications for the existence of a passive continental margin within the Early Paleozoic of Northern Greywacke Zone – Eastern Alps. *Abstracts, IGCP No 276, Chania – Crete*, 16–17.
- Hovorka, D., Mihalov, J. a Ondrejko, K. 1979: Amphibolite facies metamorphites in the Rudňany area – Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Mineralia slov.*, 11, 481–504.
- Hovorka, D., Fejdi, P., Dávidová, Š., Gregorová, Z., Határ, J., Kátlovský, V., Pramuka, S. a Spišiak, J. 1987: Nappe with the amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians – its position, origin and interpretation. *Mineralia slov.*, 16, 73–88.
- Christodoulou, K. 1980: The geochemistry of porphyritic chromite deposits from two ophiolite complexes, Chalkidiki peninsula. *Thesis Univ. of Durham*.
- Ianovici, V., Borcos, M., Bleahu, M., Patrușiu, D., Lupu, M., Dimițescu, R. a Savu, H. 1976: La géologie des Monts Apuseni. *Acad. R. S. R.*, 631s.
- Îliescu, V. a Mureșan, M. 1972: Sur la presence du Cambrien inférieure dans les Carpatés Orientales – série épimétamorphique du Tulghes. *D. S. Inst. Geol., Geofyz. LVIII*, 4, 23–28.
- Ivanička, J., Snopko, L. a Snopková, P. 1989: Biostratigrafické výsledky z východnej časti gelnickej skupiny. *Geol. práce, Spr.*, 89, 119–136.
- Ivanička, J., Snopko, L., Snopková, P. a Vozárová, A. 1989: Gelnica Group - lower unit of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians) Early Palaeozoic. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 483–501.
- Ivanov, J. 1972: Structure du terrain paleozoique entre les gares Bov et Lakalnik. *Ann. Sof. Univ. Fac. Géol.-géogr.*, 64, 83–96.
- Ivanov, Ž. 1983: Particularité du basement calédonno-hercynien. Guide de l'excursion reun. extraord. *Soc. Geol. France*, 28–32.
- Ivanov, J., Kolcheva, K., Cholakov, P. a Kirov, K. 1976: On the geology of the Low Paleozoic from the Bilo Mts. *Rev. Bulg. geol. Soc.*, 37, 283–295.
- Iantsky, B., Balárs, E. a Cserepes-Meszéna, B. 1988: Precambrian in the basement of the Pannonian Basin. In: Zoubek (ed.) *Precambrian in Younger Fold Belts. J. Wiley, Chichester*, 687–711.
- Jantsky, B. 1976: Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im Pannonischen Becken. *Nova Acta Leopold.*, 45/224, 185–197.
- Kalenič, M. 1966: First find of Lower Cambrian in East Serbia. *Spis. Bulg. geol. druž.*, 27, 2, 219–220.
- Kalvacheva, R. 1978: Acritarch stratigraphy of Lower Paleozoic formations in the West Balkan Mountains, Bulgaria. *Palynologia, Num. extraord. 1*, 303–311.
- Kalvacheva, R. 1979: Palynological evidence for the age of the Lower Paleozoic rocks in the Vakarel hill, Bulgaria. *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 32, 10, 1397–1400.
- Kalvacheva, R. a Prokop, R. J. 1988: Fossil evidence (Devonian crinoids) for the age of metamorphic rocks in Šipka Balkan mountains, Bulgaria. *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 41, 91–94.
- Kamenický, J. 1968: Some problems of the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 19, 1, 7–20.
- Kamenický, L. 1973: Relation of the crystalline of the central West Carpathians to the adjacent areas. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 275–281.
- Kamenický, L. a Kamenický, J. 1983: Precambrian of the Carpathians. *Mineralia slov.*, 15, 289–302.
- Kamenický, L. a Macek, J. 1984: Ein Profil durch die lithostratigraphischen Schichtenfolgen des Kristallinikums des Gebirges Malá Fatra. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 157–160.
- Kamenický, L. a Kamenický, J. 1988: Precambrian of the West Carpathians. In: Zoubek (ed.) *Precambrian in younger fold belts. J. Wiley*, 675–685.
- Kantor, J., Bajaník, Š. a Ľurňák, J. 1981: Radiometric dating of metamorphites of the amphibolite facies from the Rudňany deposits. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 335–344.
- Klinec, A. 1966: Zum Bau und Entstehung des Vepor-Kristallin. *Zbor. geol. vied, ZK*, 6, 7–28.
- Kockel, F. a Walther, H. W. 1968: Zur geologischen Entwicklung des Südlichen Serbo-Mazedonischen Massivs (Nord-Griechenland). *Izvestia na Geol. Institut, ser. Geotect., Stratigr. and Lithol.*, 17, 133–142.
- Kockel, F., Mollat, H. a Walther, H. W. 1977: Erläuterungen zur Geologischen Karte Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100 000 Nordgriechenland. *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover*, 119 s.
- Kokkinakis, A. 1978: Das Intrusivgebiet des Symvolon – Gebirges und von Kavalla in Ostmakedonien, Griechenland. *Unpubl. Dr. Thesis, München*.
- Krätner, H. G. 1980b: Lithostratigraphic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 57, 229–296.
- Krätner, H. G. 1987: The metamorphic Paleozoic of the Romanian Carpathians. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (eds.) *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. Mineralia slov. – Monografia, Alfa Bratislava*, 329–350.
- Krätner, H. G., Sassi, F. P., Zirpoli, G. a Zulian, T. 1975: The pressure characters of the pre-Alpine metamorphisms in the East Carpathians (Romania). *Neu. Jb. Miner. Abh.*, 124, 3, 278–296.
- Krätner, H. G., Krätner, F., Tanasescu, A. a Neascu, V. 1976: Interpretation des ages radiométriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple – les Carpatés Orientales. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 50, 167–229.
- Krist, E. 1976: Occurrences of metamorphic tuffs and tuffites in the veporide crystalline complex of the central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 141–147.
- Kovács, S. 1989: Devonian olistostrome with limestone olistoliths and volcanic matrix from Strážsa Hill, Uppony Mts., northeastern Hungary. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 109–127.
- Kozhoukharov, D. 1978: Principles of the stratigraphic division of the Precambrian. The Precambrian in Bulgaria. *Materials of IGCP Project 22. Brno*, 6–15.
- Kozhoukharov, D. 1988: Precambrian in the Balkan Area. In: Zoubek, V. (ed.) *Precambrian in younger fold belts. J. Wiley, Chichester*, 720–722.

- Kozur, H. 1984: Fossilien aus dem Silur von Ungarn (Vorläufige Mitteilung) *Proc. Geoinstitute Beograd*, 17, 164–180.
- Lelkes-Felvári, G. 1978: Petrographische Untersuchung einiger präpermischen Bildungen der Balaton – Linie. *Geol. Hung. ser. Geol.*, 18, 193–211.
- Lelkes-Felvári, G. a Sassi, F. P. 1981: Outlines of the pre-Alpine metamorphism in Hungary. In: Karamata, S. and Sassi, F. P. (eds.) IGCP Project 5. Newsletter, 3, 89–99.
- Lipman, P. a Bojanov, I. 1976: Lower Cretaceous radiolarians in East Rhodopes, Bulgaria. *Paleont., Stratigr., Lithol.*, 4, 37–46.
- Mahel, M. 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan regions. *GUDŠ Bratislava*, 453 p.
- Mahel, M. 1975: Predalpínske vrásnenie v Karpatoch, na Balkáne a v Dinárskom pohorí. *Geol. Práce, Spr.*, 64, 57–80.
- Mahel, M. 1986: Geological pattern of Czechoslovak Carpathians. *Veda Bratislava*, 503 p.
- Máška, M. a Zoubek, V. 1960: The principal divisions of the West Carpathians and their pre-Neoidic basement. The pre-Neoidic Slovak block. In: Máška, M., Matějka, A. and Zoubek, V. (eds.) *Tectonic Development of Czechoslovakia. Ústř. Úst. Geol., Praha*, 139–176.
- Matějka, A. a Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Knihovna Stát, geol. Úst. ČSR*, 13A, 19–163.
- Mayer, W. 1979: The pre-Alpine metamorphosed formations from the Supraetic unit of the Banat (Romania). *Rev. roum. Géol. Géophys. Geogr., Ser. Géol.*, 23/2, 137–147.
- Meyer, W. a Pilger, A. 1963: Zur Geologie des Gebietes zwischen Strymon und Nestos (Rhodopen Massiv) in Griechisch Mazedonien. *Neu. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 118, 272–280.
- Mostler, H. 1984: Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone. *Geol. Jb.*
- Neubauer, W. H. 1957: Die Südgrenze der Rhodopen. Ein Beitrag zur stratigraphischen Auflösung des Kristallins auf des Halbinsel Chalkidiki. *Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Math. Naturw. Kl.*, 166, 1–18.
- Neubauer, F. 1985: Eine präoberordovizische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) und ihre Bedeutung für paläozoische Geodynamik und alpidischen Deckenbau. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh., Mh.*, 46–64.
- Neubauer, F. 1988: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel und des Gleinalm – Kristallins (Ostalpen). *Abh. geol. Bundesanstalt*, 42, 1–137.
- Neubauer, F. 1989: The leptinite-amphibolite complexes – a key for correlation of Mid-European Variscides? In: *Tectonostratigraphic expression of terrane accretion in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens. Abstracts, IGCP No 233. Athens, Georgia*, 79–82.
- Oravec, J. 1964: Silurabildungen in Ungarn und ihre regionale Beziehungen. *Földt. Közl.*, 94, 3–9.
- Pálffy, M. a Rozložník, P. 1939: Geologie des Bihar – und Beler Gebirges. *Kristallin und Paläozoikum*.
- Papanikolaou, D. J. 1988: The Southern parts of the Rhodope massif. In: Zoubek, V. (ed.) *Precambrian in younger fold belts. J. Wiley*, 765–771.
- Papanikolaou, D. a Panagopoulos, A. 1981: On the structural style of Southern Rhodope. *Geol. Balc.*, 11, 3, 13–22.
- Pavlović, P. 1959: Fossil find in the metamorphic terrain in the area of Bosilegrad. *Bull. Serbian Geol. Soc.*
- Planderová, E. 1982: Review of biostratigraphical research on epizonally metamorphosed sediments in the West Carpathians. In: Sassi, F. P., *IGCP, 5, Newsletter, 4, Univ. Padova*, 63–66.
- Planderová, E. a Miko, O. 1977: New information on the age of the Crystalline of the Veporides obtained on the basis of pollen analysis. *Mineralia slov.*, 9, 275–292.
- Putiš, M. 1983: Outline of geological-structural development of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 457–482.
- Rudakov, S. 1987: Classification of pre-Mesozoic zones of the Carpathian Balkan region according to the type of evolution during the Late Proterozoic and Paleozoic. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (eds.) *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine Mediterranean mountain belts. Mineralia slov. – Monografia. 1987, Alfa Bratislava*, 415–426.
- Sandulescu, M., Kräutner, H. G., Balintoni, I., Russo-Sandulescu, D. a Micu, M. 1981: The Structure of the East Carpathians. *Guidebook Series No. 21. Inst. Geol. Geof., Bucuresti*, 92 s.
- Sassi, F., Zanferrari, G. a Zirpoli, G. 1987: The Caledonian event in the Eastern Alps: a review. In: Flügel, Sassi a Grecula (eds.) *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Mineralia slov.-Monografia, Alfa*, 431–434.
- Sassi, F. P. 1988: Panafrican magmatic and metamorphic records along the Alpine-Mediterranean belt. *Abstracts, IGCP No 276, Chania, Crete*, 30.
- Sergeeva, L. A. 1974: The use of palynological date in the stratigraphical division of metamorphic rocks in the Paleozoic core of the Eastern Carpathians. *Proc. Xth Congr. Carp. Balc. Geol. Assoc., Sect. 1*, 199–204.
- Schlaegel-Blaut, P. a Heinisch, H. 1989: The Devonian intraplate volcanism of the Northern Graywache Zone, Eastern Alps. In: *Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys. Abstract book, IGCP No 276, Lausanne*.
- Schmidt, K. a Söllner, F. 1982: Proposal for the geodynamic interpretation of the „Caledonian event“ in central and southern Europe with special reference to the Eastern Alps. In: Sassi, F. P. a Varga, I. (eds.) *IGCP No 5, Newsletter*, 4, 82–93.
- Snopko, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 7, 103–152.
- Snopková, P. a Snopko, L. 1979: Biostratigraphy of the Gelnica Group in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. based on palynological data. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 5, 57–102.
- Spasov, Ch. 1960: Stratigraphie des Ordoviziums und Silurs im Kern der Svoje-Antiklinale. *Trav. geol. Bulg., ser. stratigr. tect.*, 1, 161–202.
- Spasov, Ch. 1960: Paläozoische Conodontenfauna aus Südwestbulgarien und Ostserbien. *Trav. geol. Bulg., ser. paleont.*, 2, 63–75.
- Stan, N. 1984: Polimetamorphisme des formations cristallophyllienées situées a est du granitoide de Cherbelezu (Monts Almăj). *D. Ș. Inst. Geol. Geof., LXVIII, 1* 293–300.
- Szederkényi, T. 1977: Geological evolution of South Transdanubian (Hungary) in Paleozoic time. *Acta Miner. Petrol. Szeged*, 13/1, 3–14.
- Ščerbák, N. P. et al. 1979: Rezultaty izotopno-geochemicheskich i mineralogicheskich issledovaniy kristalicheskich porod karpatskogo regiona vypolnennykh v IGFMA AN USSR. In: *Symposium Petrogenesis and geochemie of geological events. Bratislava*, 51–56.
- Tenchov, Y. a Janev, S. 1979: Variscan movements and molasse in Bulgarian. *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde*, 58, 177–196.
- Thounev, D. a Kozhukharov, D. 1988: Undated paleozoic formations. In: *Stratigraphy of Bulgaria, Sofia*.
- Tikhomirova, L. B., Boyanov, I. a Zagorčev, I. 1988: Early Jurassic Radiolarians from the Eastern Rhodopes: a revision of the age of Dolno Lukovo Formation. *Geologica Balc.*, 18, p. 58.
- Timofeev, B. V. 1973: Microfossils of the Ukrainian Precambrian. *Nauka, Leningrad*.
- Timofeev, B. 1982: Microphytofossils of the Early Precambrian. *Leninograd, Nauka*, 128 s.
- Tollman, A. 1977: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. *Wien*, 766 s.
- Vergilov, V., Kozhoukharov, D., Bojanov, I., Mavrudchev, B. a Kozhukharova, E. 1963: Notes on the pre-Paleozoic metamorphic complexes in the Rhodope Massif. *Bull. Geol. Inst. Sofia*, 12.
- Vijde, E. a Anastase, S. 1975: Age determinations with the common lead method of some ore deposits related to the crystalline massifs of the East Carpathians. *Proceed. Xth Congr., Carp. Balc. Geol. Assoc. IV (Min., Geochem. Metallog.)*, 253–260.
- Zagorčev, I. 1974: On some structural features of the Precambrian unconformities in Bulgaria. In: Zoubek, V. (ed.) *Precambrian des Zones Mobiles de Europe, Conference Liblice, 1972. Praha*, 253–261

TOPOGRAFICKÁ MINERALÓGIA SLOVENSKA

Vážení čitatelia!

Od roku 1991 zavádzame v časopise *Mineralia slovaca* novú rubriku „Topominerály Slovenska“, v ktorej by sme chceli uverejňovať nové nálezy a zistenia minerálov alebo mineralizácií zo slovenských lokalít (pozri *Topografická mineralógia Slovenska* I–III diel). Údaje o mineráloch musia byť stručné (rozsah maximálne 30 riadkov) a ich lokalizácia musí byť čo najpresnejšia.

Ďalej je treba uviesť spôsob určenia minerálu (chemická analýza, rtg. alebo DTA analýza atď.) s výsledkami, ktoré sa uvedú priebežne v texte bez tabuliek (!) s použitím 1 fotografie (mikro alebo makrofotografie). Požaduje sa uviesť aj miesto uloženia dokumentačnej vzorky (napr. VM Košice, súkromná zbierka, atď.).

Redakcia Mineralia slovaca

Nikelín z Dobšinej (azbestový lom)

RUDOLF ĎUĎA,

Východoslovenské múzeum, Košice

Pri zbere dokumentačného materiálu z povrchového lomu na azbest v Dobšinej sme našli ojedinelé drobné zrníčka rudných minerálov. Vyskytujú sa v kremeňovo-chalcedónových žilkách v silne mramorizovaných karbonátových horninách vystupujúcich z podložia serpentinitového telesa. Mikroskopicky sa zistili agregáty zrn pyritu, chalkopyritu a galenitu s ojedinelými izotermickými zrnkami ružovkastého minerálu, ktorý sme identifikovali pomocou Edaxu – Link AN 10 000 ako nikelín. Jeho zlože-

nie je blízke teoretickému zloženiu (Ni – 45,72 a 46,17 hmot. %, As – 55,22 a 54,01 hmot. %). Malá prímes Sb (0,42 a 0,34 hmot. %) a S (0,46 a 0,45 hmot. %) sa viaže na heterogénne zložky. Je to prvý nález nikelínu v azbestovom lome a má pravdepodobne genetickú spätosť s Ni–Co mineralizáciou v sideritových žilách dobšinského rudného poľa (výskyt nikelínu na lokalite Tešnárky). Dokumentačná vzorka je uložená v zbierkach Východoslovenského múzea v Košiciach pod číslom G – 10 426.

ŠKOLA GENETICKEJ PETROGRAFIE

Kumulátové štruktúry v acidných vulkanitoch paleozoika gemerika

DUŠAN HOVORKA, ŠTEFAN MÉRES

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, pavilón G, 842 15 Bratislava

(Doručené 13. 2. 1990)

Cumulate structures in acid volcanics of gemic Early Paleozoic

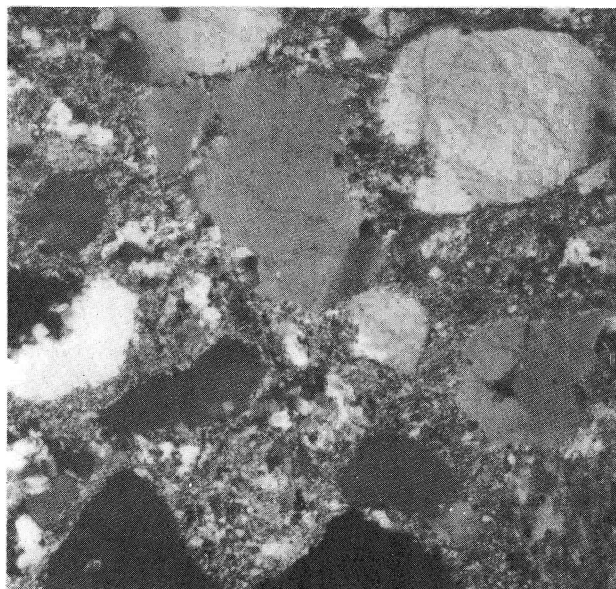
Within the complexes of acid volcanics of gemic Early Paleozoic on few places igneous cumulates have been found. In the past these phenomena have been described as „granite“ bodies.

V geologickej literatúre o Západných Karpatoch sa problematike kumulátov doteraz nevenovala žiadna pozornosť. Z toho dôvodu uvádzame ich základnú charakteristiku s aplikáciou na zistené kumuláty acidných vulkanitov staršieho paleozoika gemerika.

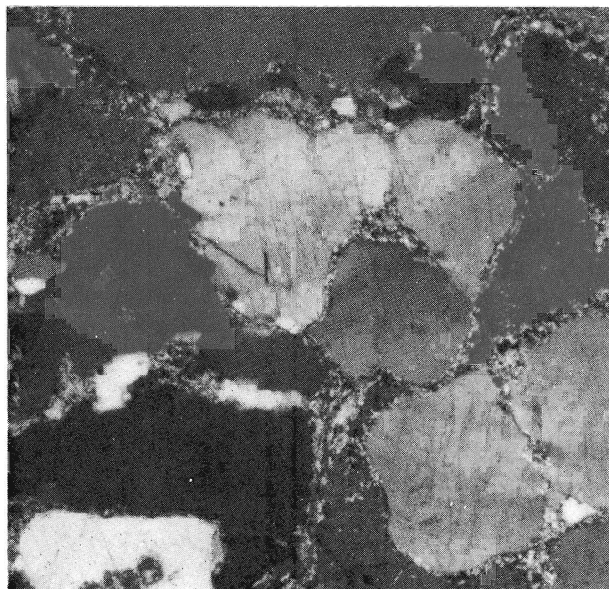
Pomenovanie kumulát do geologickej literatúry zaviedli Wager et al. (1960), ktorí takto označili špecifickú horninu (štruktúru), ktorá vznikla frakčnou kryštalizáciou magmatickej taveniny. V literatúre najčastejšie uvádzanou klasickou intrúziou s vývojom kumulátových štruktúr je skaergaardská intrúzia Grónska, ktorá sa súčasne chápe ako jeden z prototypov tzv. zvrstvených intrúzií štítov. Kumuláty (= kumulátové horniny) vznikajú akumuláciou jedného, resp. viacerých druhov kryštálov silikátových minerálov s nezonálnou stavbou, ktoré

sa hromadia v dôsledku gravitácie. Tieto minerály sa označujú ako *kumulus*. Zvyšková magmatická tavenina, ktorá kryštalizuje v medzpriestoroch medzi kumulom, sa označuje ako *interkumulus*. V časovom vývoji magmatickej taveniny môžu nastať rôzne konkrétne prípady. V prípade, že interkumulusová tavenina nekomunikuje s ostatnou magmatickou taveninou, dochádza k nárastu zrn odlišného zloženia, ako je zloženie kumulátových kryštálov – vzniká ich zonálna stavba. Poikilitické kryštály reprezentujúce interkumulovú hmotu (priestor) majú tiež nevýrazne zonálnu stavbu. Takáto hornina sa označuje ako *ortokumulát*.

V prípade, že zvyšková tavenina komunikuje s okolím, dorastajú okrajové zóny toho istého zloženia na kryštály kumulusu (tzv. *adkumulátový rast*), resp. sa vy-



Obr. 1. Prevala kremeňového adkumulátu nad drobnozrnným kremeňovo-sericitickým interkumulom. Zv. 35×, X pol.



Obr. 2. Kremeňovo-albitový adkumulát s nepodstatne zastúpeným interkumulom. Zv. 35×, X pol.

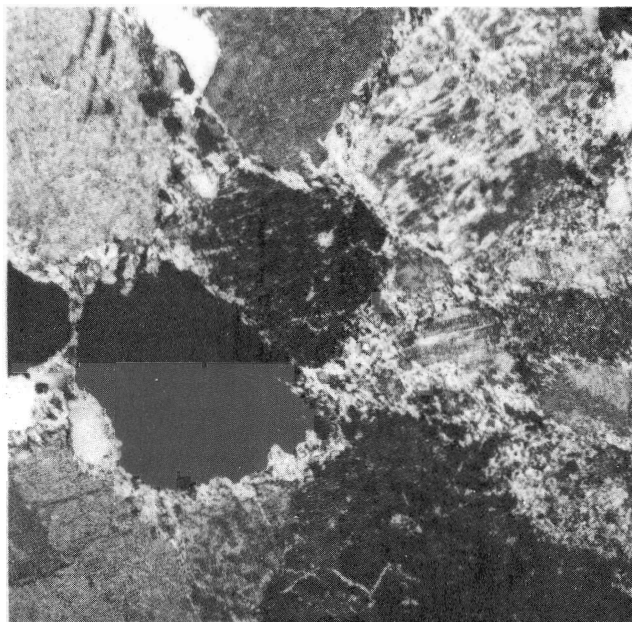
kryštalizovaný interkumulus svojím zložením prakticky neodlišuje od kumulusu. Takýto typ kumulátovú štruktúru sa označuje ako *adkumulát*. Niekedy tavenina interkumulusu vykryštalizuje vo forme poikilitických fáz, ktoré uzatvárajú kumulátové kryštály, pričom oboje sú nezonálne (resp. len veľmi nevyrazne zonálne). Hovoríme o *heteradkumuláte*.

I napriek tomu, že všetky uvedené fenomény boli spočiatku považované za charakteristické pre intrúzie kratogénnych oblastí, v posledných rokoch sa tieto štruktúry uvádzajú aj z intruzívnych, resp. aj efuzívnych telies hornín rôzneho zloženia bez ohľadu na ich geotektonickú pozíciu.

Staropaleozoický vulkanizmus mal v Západných Karpatoch najmohutnejšie a najrozmanitejšie prejavy v ich najvnútornejšej tektonickej zóne – v gemeriku. Pri štúdiu jeho produktov sme zistili niektoré fenomény, ktoré sú zaujímavé z genetického hľadiska a ktoré v minulosti boli pravdepodobne príčinou rôznych interpretácií.

Vo výbrusoch hornín z lokalít: 63/147, 8 – Bystrý potok; 65/113, 2 – Úhorná; 68/096 – Capkov vrch sme zistili horniny tvorené kremeňom, kyslými plagioklasmi a draselnými živcami. Ich zrnitosť je 1–4 mm. V prípade kremeňa ide o časté bipiramidálne „vysokoteplotné“ kremene acidných vulkanických hornín. Ďalšou fázou sú kyslé plagioklasy, prítomné prevažne vo forme mnohásobne zrastených tabuľkovitých kryštálov. Draselné živce majú najmä charakter vysokoteplotných sanidínov. Všetky uvedené fázy sú zreteľne magmaticky korodované. V sérii preštudovaných výbrusov sme nezistili ani reliktov, ani pseudomorfozy po tmavých mineráloch. Pre diskutované horniny je charakteristická prítomnosť drobnozrnito-drobnolupeňovitého „matrixu“ medzi uvedenými svetlými fázami (obr. 1, 2). Matrix tvorený živcami, sericitom a menej aj kremeňom má miestami prednostnú orientáciu, čo je dôsledok následnej metamorfnej rekryštalizácie v podmienkach nízkoteplotnej oblasti fácie zelených bridlíc (obr. 3), podmienenú prednostnou orientáciou drobnolupeňovitého sericitu. Výplň medzikryštálových priestorov zaberá 5–25 % celkového objektu týchto hornín.

Uvedenú morfológiu silikátových fáz a ich vzťah k drobnozrnito-drobnolupeňovitej výplni medzikryštálových priestorov interpretujeme ako vzťah kumulusu: interkumulusu. Predpokladáme, že fenomény magmatickej korózie vznikli už počas vzniku kumulátových fáz v priebehu výstupu, resp. ešte v magmatickom krbe danej taveniny. Malý objem interkumulovej taveniny medzi ku-



Obr. 3. Kremeňovo-živcový adkumulát metamorfne rekryštalizovaný spolu s interkumulom v nízkoteplotných podmienkach fácie zelených bridlíc. Zv. 20 \times , X pol.

mulátovými fázami už pravdepodobne nemal dostatočnú tepelnú, resp. chemickú aktivitu potrebnú na vznik uvedených fenoménov. Takto výrazne prevládajúce fázy kumulusu boli „vytlačené“ do ich súčasnej pozície, kde vznikli diskutované horniny kumulátového typu.

Opísané fenomény zistené v acidných vulkanitoch (metavulkanitoch) staršieho paleozoika gemerika boli v minulosti pravdepodobne dôvodom na opísanie zjavov „granitizácie“ acidných vulkanitov (Gubač, 1962) či prítomnosti početnejších „granitových“ telies v komplexoch „porfýroidov“ (metaryolitov) v gemeriku (Gubač a Klinec, 1959).

Literatúra

- Gubač, J. 1962. Niekoľko poznámok ku géneze gemeridných granitov. *Geol. Práce, Zpr.*, 25–26, 79–102.
- Gubač, J. a Klinec, A. 1959. Nové výskyty gemeridných granitov a granitizovaných hornín v centrálnej časti gemerid. *Geol. Práce, Zos.*, 56, 127–143.
- Wager, L. R., Brown, G. M. a Wadsworth, W. J. 1960. Types of igneous cumulates. *J. Petrology*, 1, 78–85.

Poznámky k teplotno-tlakovým pomeroch a geotermálnej energii východného Slovenska uverejneným v knihe R. Rudinca: Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku

MARIÁN FENDEK¹, MIROSLAV KRÁL²

Geofyzika. s. p., Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava
Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Recenziu celej monografickej práce urobil D. Vass (Mineralia slovacca, 21, 1989, s. 480). V nadväznosti na túto prvú recenziu sa chceme vyjadriť k problematike teplotno-tlakových pomerov a geotermálnej energie, ktorej autor venoval kapitolu 7 a 8.

Prvé, čo čitateľa zarazí, sú názvy týchto kapitol (kap. 7 Teplotno-tlakové pomery . . . kap. 8 Tlakové pomery), podľa ktorých by problematika tlakových pomerov mala byť hodnotená hneď v dvoch hierarchicky rovnocenných kapitolách. Po ich prečítaní však zistíme, že názov 7. kapitoly nezodpovedá jej obsahu, ktorý je venovaný iba hodnoteniu teplotných pomerov v rôznych geologických jednotkách východného Slovenska a tlakovým pomerom je skutočne venovaná iba 8. kapitola. V úvode kapitoly 7.1. uvedený prehľad literatúry, týkajúci sa problematiky „zemského tepla v Západných Karpatoch“, reprezentuje praktické práce realizované v tejto oblasti do r. 1980 okrem jednej práce M. Krála et al. (1985). Z toho vyplýva, že autor nebral do úvahy práce, ktoré boli urobené v tejto oblasti za posledných minimálne 8 rokov. Pritom do r. 1980 bol výskum v oblasti geotermálnej energie ukončený iba v komárňanskej vysokej kryhe a viacerými vrtmi bol rozpracovaný v centrálnej depresii podunajskej panvy. Za obdobie, z ktorého autor nevedel ani jednu citáciu, bol výskum ukončený v centrálnej depresii podunajskej panvy a vo viedenskej panve, ďalej bol pomocou geotermálnych vrtov rozpracovaný v topolčianskom zálive, Bánovskej kotline, Liptovskej kotline, Turčianskej kotline, Popradskej kotline a mnohé ďalšie regióny boli pre výskum geotermálnej energie zhodnotené (napr. piešťanský záliv, trnavský záliv, zlatomoravský záliv, Žilinská kotlina, Turčianska kotlina). Výsledky prác z vyššie menovaných regiónov sú dostupné v početných publikáciách a čiastkových záverečných správach. Keby bol autor bral do úvahy túto literatúru, neviem, či by potom napísal, že „ . . . skúmanie vrstvových tlakov má oveľa menšiu tradíciu a skromnejšie výsledky . . .“ (str. 78). Tento výrok možno platí pre ropné vrty, ale rozhodne nie pre geotermálne, pri ktorých hodnotenie tlakových pomerov je prvým krokom na určenie tepelno-energetického potenciálu skúmaného regiónu.

Formulácia uvedená na str. 78, že „Teplotné pole charakterizujú hodnoty tepelných tokov . . .“ je nesprávna, lebo teplotné pole je charakterizované teplotou, prípadne teplotným gradientom. Ako metódu výpočtu tepelných tokov ďalej autor uvádza násobenie geotermických gradientov tepelnou vodivosťou hornín. Ide o Fourierov vzťah, ktorý sa používa na výpočet tepelného toku vo vrtoch s neúplným teplotným meraním a pri nedostatočnom množstve vzoriek na meranie tepelnej vodivosti hornín. V praxi sa na tieto účely najčastejšie používa Bullardova metóda sumácie tepelných odporov.

Autor na str. 80 uvádza strednú hodnotu tepelného toku Zeme 50,2 mW/m². Ide o údaj z r. 1972, ktorý už v súčasnosti neplatí. Z takmer 10 000 údajov vypočítal H. N. Pollack a D. S. Chapman (1987) priemerný tepelný tok cez povrch Zeme 80 mW/m². Aj z oblasti Západných Karpát už existujú novšie

údaje, zhodnotené z podstatne väčšieho množstva vstupných údajov, ako uvádza autor podľa Čermáka z r. 1975.

Najzávažnejším praktickým nedostatkom kapitoly 7 sú chybné vypočítané teplotné gradienty vo všetkých vrtoch uvedených v tab. 2 na str. 85. Pri výpočte sa zrejme nebrala do úvahy teplota neutrálnej zóny. Hodnoty teplotných gradientov sú zrejme preto nadhodnotené o 7–12 °C/km. Z uvedeného vyplýva, že aj obr. 24 na str. 84 nezobrazuje reálne hodnoty priemerného teplotného gradientu do hĺbky 3 000 m na východnom Slovensku. Ide o závažnú chybu, pretože posúdenie geotermickej aktivity východného Slovenska prostredníctvom teplotného gradientu je nadhodnotené.

Názov kapitoly 7.2. „Možnosti využívania zemského tepla ako geotermálnej energie na východnom Slovensku“ nie je správny, lebo termín „zemské teplo“ je synonymom termínu „geotermálna energia“ a okrem toho nezodpovedá obsahu tejto kapitoly. V celej kapitole 7.2. je totiž využitie geotermálnej energie na východnom Slovensku spomenuté iba dvakrát, a to na str. 89, „ . . . na turisticko-rekreačné účely . . .“ a na str. 90: „ . . . aj na rekreačno-turistické účely . . .“, takže autor neprezentoval „široké spektrum“ využitia geotermálnej energie na východnom Slovensku. Okrem týchto dvoch prípadov nie je v súvislosti s východným Slovenskom ani zmienka o využívaní geotermálnej energie, pričom celá kapitola je rozpísaná na 4 stranách (87–91). Obsah kapitoly najlepšie vystihuje veta: „Ďalším spôsobom, ako získať geotermálnu energiu, je odber tepla zo suchých teplotných hornín (dry hot rocks)“ (str. 89), t. j. autor píše skôr o možnostiach získania, ako o možnostiach využívania geotermálnej energie. V kapitole 7.2.1. v zásade iba konštatuje, koľko vody, akej a z ktorého vrtu tieklo. Posledných 5 odstavcov kap. 7.2.2. s nezvyčajným názvom „suché horniny“ patrí obsahovo spolu s obr. 27 do kap. 7.2.1. „Termálne vody“, lebo sa v nich píše: „ . . . o možnom priestorovom rozložení perspektívnych oblastí pre výskyt termálnych vôd na východnom Slovensku . . .“ (str. 90), čo je problematika určite odlišná od „suchých hornín“. Okrem toho je problematika tepla suchých hornín (hot dry rock) na podstatne vyššej úrovni na území Slovenska (aj východného) rozpracovaná napr. v práci O. Franka, O. Fusána, M. Krála a D. Majcina (1986).

V úvode 8. kapitoly (str. 92) autor okrem iného uvádza nesprávnu definíciu hydrostatického tlaku, ako aj vzťah na jeho výpočet. Hydrostatický tlak vypočítaný podľa tohto vzťahu pre „hydrostatickú tlakovú výšku“ $H = 1\,000\text{ m}$ a mernú hmotnosť vody $1\,000\text{ kg/m}^3$ je údajne

$$P_{\text{hydrost}} = 1\,000 \cdot 1\,000 \cdot 9,81 = 9\,810\,000\text{ kPa},$$

čo samozrejme nie je pravda, lebo ten je v skutočnosti 9 810 kPa. Prevodový koeficient 9,81 nie je prevodovým koeficientom vo vzťahu k jednotkám, ktoré tu uvádza autor, ale je to normálne tiažové zrýchlenie (m/s²), ktoré závisí od zemepisnej šírky a pre oblasť Slovenska sa pohybuje v intervale 9,80845–9,81069 m/s².

Pre vody viazané na hlboké štruktúry s napätou hladinou podzemnej vody tiež neplatí, že: „Merná hmotnosť vody vplyvom stupňa mineralizácie je obyčajne vyššia ako $1\ 000\ \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ “. Autor chce zrejme povedať, že mineralizácia zvyšuje mernú hmotnosť vody, čo nie je ale to isté, lebo okrem toho na mernú hmotnosť týchto vôd vplývajú aj ďalšie činitele (teplota, tlak, obsah plynu), ktoré sa navzájom kompenzujú a výsledkom je často merná hmotnosť menšia ako $1\ 000\ \text{kg/m}^3$. Napríklad v centrálnej depresii podunajskej panvy sú v hlbkovom intervale $1\ 000\text{--}3\ 000\ \text{m}$ geotermálne vody, ktorých mineralizácia je $0,71\text{--}93,73\ \text{g/l}$, teplota $40\text{--}135\ ^\circ\text{C}$ a priemerná merná hmotnosť zodpovedajúca statickým hodnotám hydrostatického tlaku je $987\text{--}1\ 040\ \text{kg/m}^3$. Na lokalite Oravská Polhora bola mineralizácia vôd zachytených vrtom FPI-1 okolo $49\ \text{g/l}$, teplota v hĺbke $1\ 820\ \text{m}$ $54\ ^\circ\text{C}$, obsah plynu $5,56\ \text{m}^3/\text{m}^3$ a priemerná merná hmotnosť vody vo vrte zodpovedajúca statickej hodnote hydrostatického tlaku $1\ 029\ \text{kg/m}^3$. Merné hmotnosti „mineralizovaných vôd“, uvedené autorom pre východoslovenský neogén v rozmedzí $1\ 005\text{--}1\ 058\ \text{kg/m}^3$, sú vysoké. Ak vychádzame z toho, že mineralizácia vôd je $10\text{--}47\ \text{g/l}$ (ako to uvádza autor na str. 88), priemerná teplota v hĺbke $1\ 000\ \text{m}$ je $62\ ^\circ\text{C}$ a v hĺbke $3\ 000\ \text{m}$ je $152\ ^\circ\text{C}$ (Kráľ et al., 1985), potom priemerné hodnoty mernej hmotnosti týchto vôd sa pohybujú v intervale $990\text{--}1\ 028\ \text{kg/m}^3$. Táto skutočnosť má dopad aj na tlakový gradient, ktorého priemerné hodnoty v tom zmysle, ako to používa autor, sa potom pohybujú v intervale $9,71\text{--}10,08\ \text{kPa/m}$. To má dopad aj na ďalšie interpretácie, ktoré robí autor ďalej. Len na ilustráciu uvádzame, že zmena tlakového gradientu o $0,28\ \text{kPa/m}$ v hĺbke napr. $2\ 000\ \text{m}$ predstavuje zmenu tlaku $560\ \text{kPa}$, čo zodpovedá zmene piezometrickej výšky o $55,5\ \text{m}$.

Autorovu predstavu o hydrostatickom tlaku znázorňujú obr. 28 a 29. Je to predstava veľmi zjednodušená a sama osebe vytvára tlakové anomálie, pričom je plná nezrovnalostí s textom. Autor v texte píše o mernej hmotnosti vôd v intervale $1\ 005\text{--}1\ 425\ \text{kg/m}^3$ (str. 92 a 98 v tab. 3), ale na obrázkoch znázorňuje hydrostatický tlak zodpovedajúci mernej hmotnosti $1\ 000\ \text{kg/m}^3$. Dôsledky tohto počínania objasníme na príklade výpočtu hydrostatického tlaku pre hĺbku $2\ 500\ \text{m}$ a mernú hmotnosť vody $1\ 000\text{--}1\ 425\ \text{kg/m}^3$:

$$p_0 = 1\ 000 \cdot 2\ 500 \cdot 9,81 = 24\ 525\ 000\ \text{Pa}$$

$$p_1 = 1\ 005 \cdot 2\ 500 \cdot 9,81 = 24\ 647\ 625\ \text{Pa}$$

$$p_2 = 1\ 425 \cdot 2\ 500 \cdot 9,81 = 34\ 948\ 125\ \text{Pa}$$

Všetky tri tlaky sú vypočítané podľa rovnakého vzťahu. Tlak p_0 autor zobrazuje na obr. 28 a 29 ako hydrostatický. Vzhľadom na rovnaký postup výpočtu je logické, že aj tlaky p_1 a p_2 sú hydrostatické, len zodpovedajú iným merným hmotnostiam kvapaliny. Takéto tlaky sú však už na spomínaných obrázkoch znázorňované ako anomálne (nadhydrostatické), lebo sú väčšie ako tlak p_0 . Tlak p_2 je väčší ako tlak p_0 o $10,423\ \text{MPa}$, t. j. je vyšší ako hydrostatický (v zmysle autora) o $42,5\ \%$, a falošná anomália je na svete.

Okrem mernej hmotnosti na statickú hodnotu hydrostatického tlaku vplýva aj hodnota tlakovej výšky, čo opäť logicky vyplýva z definície hydrostatického tlaku. Myslíme si, že skôr výnimkou je prípad, v ktorom v hlbokých štruktúrach s napätou hladinou podzemnej vody sa tlaková výška zhoduje s terénom (t. j. s hĺbkou $0\ \text{m}$), ako je to znázornené na obr. 28 a 29. To, či sa hladina podzemnej vody z takejto štruktúry ustáli vo vrte pod terénom alebo nad terénom, závisí predovšetkým od typu hydrogeologickej štruktúry v zmysle O. Franka, S. Gazdu a M. Michalíčka (1975) a od ďalších vplyvov, ktoré sú opísané

v práci O. Franka a M. Fendeka (1985). Uvedieme príklady z niektorých štruktúr, v ktorých bol už realizovaný výskum geotermálnych zdrojov, ktorého neoddeliteľnou súčasťou je aj hodnotenie tlakových pomerov, čo autor vo svojej práci opomenul (pozri napr. str. 78, 94). V centrálnej depresii podunajskej panvy sú hladiny geotermálnych vôd od $124\ \text{m}$ pod terénom po $46\ \text{m}$ nad terénom, vo viedskej panve $65\text{--}146\ \text{m}$ nad terénom, v levicej kryhe $3\text{--}50\ \text{m}$ pod terénom, v Liptovskej kotline od $56\ \text{m}$ pod terénom až po $136\ \text{m}$ nad terénom. Z uvedených príkladov vidno, že rozdiel medzi terénom a hladinou podzemnej vody reprezentujúcej tlakovú výšku zodpovedajúcu statickej hodnote hydrostatického tlaku predstavuje rádo desiatky metrov.

Okrem toho tlakové anomálie môžu byť namerané ako dôsledok zlého odskúšania perforovaného úseku. Ako príklad môžeme uviesť opis výsledku overovania jedného hlbkového intervalu na opornom vrte Smilno-1 (Leško et al., 1987, str. 68). Citujeme: „V konečnej hĺbke $5\ 700\ \text{m}$ sa podarilo testerom s priemerom $152\ \text{mm}$ úspešne overiť úsek $5\ 639\text{--}5\ 700\ \text{m}$. Počas prítokovej periódy vytekala z vrtných tyčí voda ($600\ \text{l}$). Ďalšie vypúšťanie bolo z bezpečnostných dôvodov prerušené (veľká hĺbka a otvorený terén). Po vytiahnutí testeru sa zistil prítok $675\ \text{l}$ kvapaliny, z toho $530\ \text{l}$ preplyného hustého výplachu mernej hmotnosti $1\ 350\text{--}1\ 400\ \text{kg/m}^3$ a $145\ \text{l}$ filtrátu mernej hmotnosti $1\ 060\ \text{kg/m}^3$. Extrapolovaný ložiskový tlak bol $82,75\ \text{MPa}$ ($843,6\ \text{atm.}$). Vzhľadom na hustotu ložiskovej vody, ktorú zistil vrt Zboj-1 v zbojskom súvrství (Ďurkovič et al., 1982), je ložiskový tlak vo vrte Smilno-1 o $41,9\ \%$ vyšší než hydrostatický tlak“. (Koniec citátu.) Autormi kapitoly „Ložiskovo-geologické hodnotenie“, z ktorej je uvedený citát, sú: R. Rudinec, J. Smetana, L. Losík a B. Leško. Výsledok opísanej skúšky je nehodnotiteľný, lebo v čase jej trvania nebol dosiahnutý ani len prítok ložiskovej kvapaliny. Z opisu je jasné, že v testeri bol iba preplyný hustý výplach a filtrát. Autori ďalej uviedli iba extrapolovaný, a nie nameraný ložiskový tlak. Myslím, že výsledky takýchto skúšok sú jednou z hlavných príčin „existencie“ anomálnych vrstvom tlakov. Potvrzuje to aj obr. 29, kde hodnota vrstvom tlaku získaná opísaným spôsobom z vrty Smilno-1 má skutočne anomálne postavenie. To, že v hodnotách anomálnych vrstvom tlakov, ako ich chápe a vyčleňuje autor, je chyba, signalizuje aj tabuľka 3 na str. 98. Vybranú časť z tejto tabuľky uvádzame v tab. 1.

TAB. 1
Porovnanie tlakových gradientov

Tlak pásma	Tlak. gradient (kPa/m)	Merná hmotnosť vody ρ (kg/m^3)	Tlak. gradient zodpoved. ρ (kPa/m)
Rudinec (1989)	Rudinec (1989)	Rudinec (1989)	Fendek (1990)
Východoslovenský neogén			
I.	10,4–19,1	1 005–1 425	9,859–13,979
II.	10,3–12,5	1 015–1 301	9,957–12,762
III.	do 10,3	1 054–1 096	10,339–10,751
Magurský príkrov			
II.	11,6–14,6	1 029–1 039	10,094–10,192
Duklianska jednotka			
IV.–III.	9,4–10,1	1 029–1 039	10,094–10,192

Zarážajúce na tejto tabuľke (str. 98 – tab. 3) je, že pri rovnakej mineralizácii, mernej hmotnosti vody a hlbkovom intervale pre

magurský príkrov a dukliansku jednotku, t. j. prakticky pri rovnakých vstupných parametroch, kde sa podľa autora predpokladá analogická voda (pozri vysvetlivky k tab. 3). v oblasti smilnianskeho tektonického okna a Zbojského chrbta sú také rozdielne tlakové gradienty (tab. 1), že magurský príkrov autor zaraďuje do II. a dukliansku jednotku do IV.–III. tlakového pásma. Ďalej je zaradzajúce, že v tab. 3 (str. 98) sú všetky hodnoty II. tlakového pásma východoslovenského neogénu (napr. hĺbkový interval 1 000–2 000 m; mineralizácia 21,6–31,2 g/l; merná hmotnosť 1 015–1 018 kg/m³) vnútri intervalu hodnôt I tlakového pásma (napr. hĺbkový interval 700–3 800 m; mineralizácia 6,6–471,4 g/l; merná hmotnosť 1 005–1 425 kg/m³) a aj napriek tomu sú zvlášť vyčlenené v rámci II. tlakového pásma. Na základe uvedených hodnôt si myslíme, že vyčlenenie II. tlakového pásma vo východoslovenskom neogéne nemá logické opodstatnenie. Ďalej autor na str. 92 pre mernú hmotnosť vody 1 005 kg/m³ uvádza tlakový gradient 9,86 kPa/m, ktorý podľa tab. 3 (str. 98) zodpovedá III. tlakovému pásmu, ale v tab. 3 (str. 98) už pri mnej hmotnosti 1 005 kg/m³ uvádza tlakový gradient 10,4 kPa/m a zaraďuje ho do I. tlakového pásma. Navyše pre III. tlakové pásmo východoslovenského neogénu, hĺbkový interval 500–4 000 m a mineralizáciu 6,9–79,1 g/l uvádza mernú hmotnosť vody 1 054–1 055 kg/m³, ale už pre I. tlakové pásmo a približne rovnaký hĺbkový interval 700–3 800 m a mineralizáciu 6,6–80,3 g/l uvádza mernú hmotnosť v podstatne širšom intervale, a to 1 005–1 058 kg/m³ (pozri tab. 3 na str. 98). Na záver týchto nezrovnalostí treba ešte uviesť, že prakticky ani jeden tlakový gradient uvedený v tab. 3 (str. 98) nezodpovedá tým merným hmotnostiam vody, ktoré sú uvedené v tejto tabuľke. Tlakové gradienty zodpovedajúce týmto merným hmotnostiam uvádzame v tab. 1 (posledný stĺpec). Z tab. 1 vidieť, že autorom vyčlenené tlakové pásmo na základe tlakového gradientu nemajú praktické opodstatnenie, lebo pre všetky sa tlakový gradient nachádza v intervale hodnôt od 9,859 do 13,979 kPa/m. Posúdenie „dôsledkov zmien vrstvových tlakov

pre ropnú geológiu“ na základe tlakových gradientov tak, ako to robí autor na viacerých miestach svojej monografickej práce, resp. reinterpretáciu tlakových pomerov (tlakových pásiem) na základe skutočných tlakových gradientov aj s praktickým dopadom pre ropnú geológiu nechávame na čitateľa . . .

V celej práci je množstvo nedostatkov, ktoré často až dezorientujú čitateľa a vzbudzujú domnienku, že autor nemá zvládnuté základné pojmy, s ktorými narába. Príkladom môžu byť napr. autorom používané termíny – geozotermie priebehu geotermického stupňa, geozotermie gradientu, geotermálny gradient (porovnaj názov tab. 2 a obr. 24 s textom napr. na str. 80), zemský tlak, prevodový koeficient, suché teplotné horniny atď. Tiež napríklad nie je pravda, že: „Najvyšší tepelný tok 110 mWm⁻² sa v Československu nameralo vo Východoslovenskej nížine“ (str. 80. porovnaj s textom na str. 78), alebo: „Rovnako pozoruhodné je zistenie výborných kolektorov v mezozoic-kom súvrství vo vrte Plavnica-1 v hĺbke 3 335–3 360 m (dosiahnutý prítok mineralizovanej vody (9,2 g . l⁻¹) s výdatnosťou 3,6 l . s⁻¹)“ (str. 60). Aký by mali potom prívlastok kolektory, u ktorých je vrtom overená výdatnosť 3–14-krát vyššia? Výrazným formálnym nedostatkom celej práce je aj uvádzanie jednotiek v rôznom tvare, napr. g/l, g . l⁻¹; mWm⁻²; °C . km⁻¹, °C/km; prípadne kombinácia dvoch spôsobov, napr. „hustota kg/m³“ v tab. 3, ale nájdu sa aj zvlášťne jednotky, napr. na str. 67: „Plyn možno charakterizovať ako suchý až slabogazolinický (do 10 g . l⁻¹ Nm³ plynu)“. Zaujímavý je tiež výrok: „Pri ich prevrtávaní sa v intervale 5 000–5 700 m pozorovali intenzívne prejavy horľavého typu“, uvedený na str. 62.

Po prečítaní celej práce sme sa presvedčili, že nielen mnohé názvy kapitol nezodpovedajú svojmu obsahu, ale že to nie je inak ani s názvom monografie. Skutočnosť je taká, že autor sa pokúsil charakterizovať geotermickú aktivitu východného Slovenska, ale o geotermálnej energii na východnom Slovensku nie je v celej práci ani len zmienka. Z toho dôvodu si myslíme, že z názvu monografie je potrebné dodatočne geotermálnu energiu vypustiť.

Odpoveď na diskusiu M. Fendeka a M. Krála: Poznámky k teplotno-tlakovým pomerom a geotermálnej energii východného Slovenska uverejneným v knihe R. Rudinca : Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku.

Najskôr chcem poďakovať recenzentom za nevšedný záujem o moju monografiu. Nestáva sa u nás často, aby sa o publikovanej práci rozprúdila taká rozsiahla diskusia.

Ako som uviedol v úvode knihy, knižku som napísal v rokoch 1982–1984, vychádzajúc hlavne zo svojich publikovaných a nepublikovaných prác. Monografia obsahuje veľmi širokú škálu problémov, takže som v žiadnom prípade nemohol všetky perfektne zvládnuť. Preto možno na rôznej úrovni podrobiť kritike všetky kapitoly.

Nemal som možnosť vplývať na vydavateľskú prácu a skrátiti zdĺhavé putovanie knihy, kým konečne v roku 1989 uzrela svetlo sveta. Pri jej sporadických „návratoch“ som doplnil niektoré novšie údaje tak, aby to čo najmenej sťažovalo prácu v redakcii a tlačiarom. Rozsiahlejšie zásahy do pripraveného textu neboli možné.

Tak sa stalo, že v prvej recenzii v Mineralii slovac (1989/4) mi dr. Vass vyčítal, že som pre východoslovenský neogén nezohľadnil nové litostratigrafické jednotky neogénu (Vass a Čverčko, 1985). Iste by sa našli ďalší znalci flyša, ktorí by mohli kritizovať ďalšie okruhy.

Som rád, že recenzenti kapitoly 7 a 8 si ako špecialisti zobrali na mušku teplotné a tlakové pomery, ktoré podrobili podrobnej kritike, a práve k týmto okruhom by som mal uviesť niekoľko poznámok.

Aj keď sa danou problematikou v uvedenej oblasti zaoberám už 20 rokov, nečiním si nárok na „konečný súd“. Domnievam sa však, že mladší pracovníci veľmi často zabúdajú na pôvodné práce a predovšetkým výdatňodiskové podklady a ich pôvodné interpretácie, a to tak z teoretického, ako predovšetkým z praktického aspektu.

Najskôr sa dotknem okruhu zemského tepla, ktoré podľa recenzentov nie je hodnotené správne, aj keď som vychádzal zo skutočne nameraných podkladov. Čo sa týka výpočtu teplotného gradientu, nebral som zreteľ na neutrálnu zónu. To však nie je takou chybou, za akú to recenzenti vyhlásili. Hodnotím teplotné pole študovaného územia predovšetkým z aspektu skutočných teplôt a danej hĺbky z dvoch aspektov: 1. výskytu teplých vôd a celkovej geotermálnej energie (aj keď recenzentom to zrejme ušlo), 2. z pohľadu ropnej geológie.

Recenzenti zrejme nebrali ohľad na poznámku autora, že ak

zoberieme do úvahy požiadavky na ochranu životného prostredia, v súčasnosti sa nám javí využívanie teplých vôd najreálnejšie na rekreačno-turistické účely. Domnievam sa, že recenzenti nedocenili kapitolu o možnostiach získania zemského tepla zo suchých teplých hornín, kde autor na základe skutočných teplôt a poznatkov o geologickej stavbe túto problematiku rozvádza predovšetkým pre niektoré oblasti v podloží východoslovenského neogénu. Nikde v práci som sa nesnažil vypočítať hodnotu geotermálnej energie, čo recenzenti hľadali, alebo „nemohli nájsť“. Posudzovateľom zrejme ušlo, že v závere tejto kapitoly som vyčlenil štyri oblasti s možnosťou získať teplé vody, ako aj geotermálnu energiu zo suchých teplých hornín.

Druhým okruhom sú ložiskové tlaky, ktoré sú podľa recenzentov v práci prezentované nesprávne. V knihe uvádzané anomálne tlaky sú iba tlaky namerané, a nie, ako to chápu recenzenti, vypočítané. Naopak autor hneď v úvode kapitoly zdôraznil, že práve nameraný ložiskový tlak musíme vzťahovať na hydrostatický tlak, ktorý má v dôsledku mineralizácie vody rôznu hodnotu.

Na obr. 28 a 29 sú vynesené skutočne namerané ložiskové tlaky z jednotlivých štruktúr a z týchto hodnôt sú vypočítané tlakové gradienty, a nie, ako pochopili recenzenti, z hydrostatického tlaku vzhľadom na rôznu mineralizáciu vôd, čo by viedlo, ako sa to snažia dokumentovať recenzenti, k vzniku falošných anomálií.

Na ilustráciu uvádzam niekoľko údajov ložiskových tlakov získaných hlbinným výskumom a zodpovedajúci tlakový gradient vypočítaný na vrch perforácie:

Vrt	Hĺbka obzoru v m	Nameraný tlak v MPa	Tlak. gradient v kPa/m
Lastomír-1	2 826 –2 853	51,48	18,20
Stretava-11	2 794 –2 802,5	50,11	17,20
Stretava-25	3 072,5–3 110	57,85	18,80
Stretava-7	3 048 –3 055	49,66	16,29
Stretava-25	1 565 –1 569,5	19,80	12,60
Smilno-1	5 639 –5 700	82,75	14,67

Vzhľadom na veľký rozptyl mineralizácie vrstevných vôd je na obrázku 28 a 29 vykreslený hydrostatický tlak pre kvapalinu s hustotou $1\,000\text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$

V práci som analyzoval tento fenomén iba v študovaných ob-

lastiach východného Slovenska. Hodnoty ložiskových tlakov boli namerané v rámci hlbinného výskumu pri naftovom prieskume. Z týchto hodnôt sa vypočítali tlakové gradienty pre jednotlivé hĺbky a tie sa porovnávajú s tlakovými gradientmi vypočítanými z hydrostatického tlaku pre rôzne mineralizované vody. Na tomto základe boli vyčlenené horizontálne (obr. 31) aj vertikálne (obr. 30) tlakové zóny.

Žiaľ, práve tento princíp recenzentom asi unikol, pretože ináč by sa nemohli pozastavovať nad tým, že pri rovnakej mineralizácii vôd (str. 98, tab. 3), teda pri rovnakých vstupných parametroch, je magurský príkrov (vrt Smilno-1) zaradený do 2. tlakového pásma a duklianska jednotka (vrt Zboj-1) do 3.–4. tlakového pásma. Z obr. 29 je to jasné. To ostatné preukázala aj skutočnosť, že pri hĺbení vrtu Zboj-1, kde sú približne hydrostatické tlaky, stačil na ich zvládnutie výplach s hustotou do $1\,420\text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, zatiaľ čo pri hĺbení vrtu Smilno-1, kde sa uvažuje o tlakoch až o 40 % vyšších na stabilizáciu vrstevných tlakov bolo treba použiť výplach s hustotou až $1\,640\text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Správnosť zaradenia magurského príkrovu do tohto pásma potvrdili aj výsledky v súčasnosti realizovaného vrtu Zborov-1 v smilnianskom tektonickom okne. Tu sa ukázalo, že ložiskové tlaky sú o 50 až 60 % vyššie ako hydrostatický tlak a musel sa použiť výplach s hustotou až $1\,900\text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, aby sa zvládli tlakové prejavy.

Keďže tento postup sa dotýkal všetkých ďalších vytypovaných tlakových pásiem a zón, neboli vyčlenené neoprávnené a nie je pravda, že pre praktickú ropnú geológiu nemajú význam. Ide o jeden zo základných dokumentov o tlakových pomeroch tohto územia, čo zrejme môžu bližšie posúdiť povolanejší odborníci. Údajov o tejto problematike v rámci ropnej geológie sú stovky.

V závere by som chcel ešte raz podotknúť, že som sa snažil podať problematiku výskytu ropy, zemného plynu a geotermálnej energie predovšetkým z oblasti východného Slovenska vrátane citácií (je možné, že niektoré som neúmyselne zabudol uviesť, za čo sa ospravedlňujem). Na druhej strane chcem ale zdôrazniť, že niektorí, často mladší autori, snažiaci sa robiť regionálne niektoré korelácie, neraz zabúdajú na pramene, odkiaľ čerpali podklady pre svoje závery.

Aj keď som recenzentom povďačný za enormný záujem, mrzí ma, že nepochopili celý kontext práce, kde je prirodzene ťažké vyhnúť sa nejakým chybám: intenzívne prejavy horľavého plynu, a nie typu (str. 62) . . . prevodný koeficient, zrýchlenie a pod.

Rudolf Rudinec

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v troch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi ešte pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán vrátane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdľhavejšie.
3. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
4. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viacej, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.
5. Pri rozsiahlejšom článku treba predložiť redakcii kópiu potvrdenia SFVÚ o 3 % dani z literárnej a umeleckej činnosti. V opačnom prípade bude autorský honorár zdanený 10 %.

Text

1. Úpravu textu vrátane zoznamu literatúry prispôbte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlišiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 — hierarchicky najvyšší, 2 — nižší, 3 — najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr.: (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou . . . podľa Dubčáka (1987) . . . Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obsahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtnie vlnkovkou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 × 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 × 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50%) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.

4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie vrátane fotografií musia obsahovať grafickú (metricú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Taktó zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierne-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píše strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňovať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píše na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoradíte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v príprave“, „zadané do tlače“ sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
Kniha
Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.
Časopis
Vrba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia slov., 21, 135—142.
Zborník
Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Spec. publ. Slov. geol. spol., Kežsée, 203—215.
Manuskript
Radvanský, F., Slička, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Čerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.

OBSAH CONTENTS

<i>Milan Matula, Rudolf Ondrášik</i>	
Inžinierska geológia v ochrane a tvorbe životného prostredia	Engineering Geology in Rational Exploitation and Protection of the Human Environment in Czecho-Slovakia
385	
<i>Rudolf Rudinec</i>	
Vertikálna distribúcia neogénnych sedimentov v transkarpatskej depresii	Vertical distribution of Neogene sediments in the Transcarpathian depression
393	
<i>František Marko, Michal Kováč, László Fodor, Katarína Šútovská</i>	
Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie)	Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern part of the Little Carpathians (Buková Furrow, Hrabník Formation)
399	
<i>Eva Pländerová, Ivan Čillík</i>	
Vek pestrých piesčitých bridlic z oblasti meďonosného ložiska v Španej doline	The age of variegated sandy shales from the area of copper deposit in the Špania dolina Valley, Middle Slovakia
411	
<i>Vladimír Šucha, Ján Medved</i>	
Stopové prvky v ílových mineráloch ako indikátory geologických procesov v sedimentoch permu severného gemerika	Trace elements in clay minerals as indicators of geological processes in the Permian sediments of the North Gemericum, Eastern Slovakia
417	
<i>Ivan Gnojek</i>	
Aerofyzikálny obraz styčné zóny veporika s gemerikom medzi Lučencem a Revúcou	Airborne geophysical manifestations in the contact zone of the Veporic and Gemeric units between Lučenec and Revúca, West Carpathians
421	
<i>Peter Andráš, Stanislav Jeleň, František Čaňo</i>	
Paragenetické vzťahy zlato-kremenného zrudnenia s antimónovými rudami ložiska Pezinok	Paragenetic relations between gold-quartz ore mineralization and antimonite ores of the Pezinok deposit, Western Slovakia
429	
<i>Pavel Ondra, Jaromír Hanák, Jozef Salaj</i>	
Petrofyzikální korelace mezozoických a paleogenných souvrství některých vrtnů v Západních Karpatech	Petrophysical correlation between Mesozoic and Paleogene formations of some boreholes in the West Carpathians
437	
<i>Ondrej Ťavoda, Ján Vlčko, Marián Skaviniak, Anna Hyánková, Tatiana Durmeková</i>	
Návrh ochrany objektov Trojičného námestia v Banskej Štiavnici proti účinkom podzemnej vody	Influence of hydrogeological conditions on the maintenance of buildings at the Trinity Square in Banská Štiavnica, Central Slovakia
443	
<i>Pavel Uher</i>	
Škorodit z Sb ložiska Pezinok	Scorodite from the Pezinok antimony ore deposit, Western Slovakia
451	
SÚHRNNÝ REFERÁT GENERAL REPORTS	
<i>Pavol Grecula</i>	
Panafrické (starokaedónske) udalosti v Karpatoch z pohľadu vývoja kambricko-ordovických sekvencií v karpatsko-balkánskej a východoalpskej oblasti	Pan-African (Old Caledonian) events in the Carpathians from the viewpoint of the development of Cambrian-Ordovician sequences in the Carpathian-Balkan and Eastern Alps regions
455	
ŠKOLA GENETICKEJ PETROGRAFIE SCHOOL OF GENETIC PETROGRAPHY	
<i>Dušan Hovorka, Štefan Méres</i>	
Kumulátové štruktúry v acidných vulkanitoch paleozoika gemerika	Cumulate structures in acid volcanics of Gemeric Paleozoic
475	
DISKUSIA DISCUSSION	
<i>Marián Fendek, Miroslav Král</i>	
Poznámky k teplotno-tlakovým pomerom a geotermálnej energii východného Slovenska uverejneným v knihe R. Rudinca: Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku	Remarks to temperature-pressure relations and geothermal energy of Eastern Slovakia published in the book by R. Rudinec: Crude oil, natural gas and geothermal energy resources in Eastern Slovakia
477	
<i>Rudolf Rudinec</i>	
Odpoveď na diskusiu M. Fendeka a M. Krála: Diskusia k teplotno-tlakovým pomerom a geotermálnej energii východného Slovenska uverejneným v knihe R. Rudinca: Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku	Answer to discussion by M. Fendek and M. Král: Remarks to temperature-pressure conditions and geothermal energy in Eastern Slovakia published in the book by R. Rudinec
479	