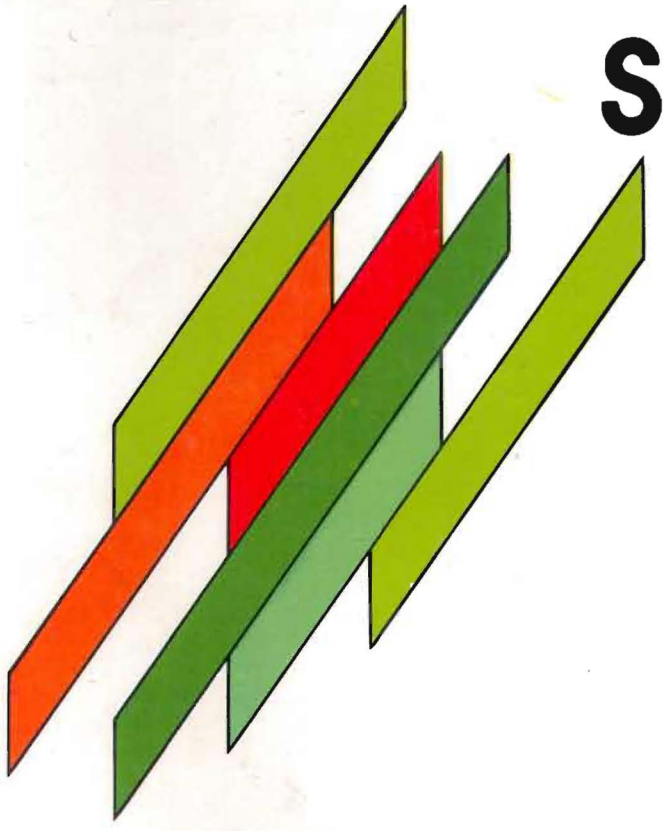
1 / 21 / 1989

Mineralia slovaca



MINERALIA SLOVACA

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

Vydáva Združenie Mineralia slovaca: *Published by Mineralia slovaca corporation:*
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves; Geofond Bratislava; Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina; Nafta, k. p., Gbely; Slovenská geologická spoločnosť Bratislava; Slovenský geologický úrad Bratislava

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, ČSSR

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady — Chairman of Editorial board
Ing. Ján Kuráň, CSc.
Slovenský geologický úrad
Bukureštská 4, 817 62 Bratislava

akademik Bohuslav Cambel
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

RNDr. Miroslav Harman, CSc.
Geologický ústav SAV, Bratislava

Ing. Mikuláš Ingr
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

prof. Jakub Kamenický, DrSc.
Súťažná 13, Bratislava

akademik Michal Maheľ
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

prof. Ing. Milan Matula, DrSc.
Katedra inžinierskej geológie PF UK, Bratislava

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.
Geofyzika, závod Bratislava

Ing. Ivan Pagáč, CSc.
Naftový a plynárenský priemysel, Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.
Slovenský geologický úrad, Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.
Moravské naftové doly, Michalovce

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Geologický Ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Ing. Milan Ťapák, CSc.
Geofond, Bratislava

prof. RNDr. Cyril Varček, CSc.
Katedra ložiskovej geológie PF UK, Bratislava

RNDr. Imrich Varga
Geologický prieskum, Košice

REDAKCIA — EDITORIAL STAFF

Technická redakcia
Mária Greculová

Jazyková redakcia
Magdaléna Čikovská

Administrácia
Mária Dryjová

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

Časopis vychádza šesťkrát ročne. Vydáva Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves vo Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry Alfa, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava.
Tlačia Východoslovenské tlačiarne, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice.
Objednávky vybavuje redakcia. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—.

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.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava, 1989

Dvadsať rokov časopisu Mineralia slovaca

Otvárame 21. ročník časopisu Mineralia slovaca so zmenenou vonkajšou úpravou, ktorá môže symbolicky oddeliť práve zavŕšené dvadsaťročie existencie časopisu a naznačiť jeho ďalšiu perspektívu.

Tak ako človek si hľadá svoje miesto v spoločnosti, tak aj časopis Mineralia slovaca si hľadá svoje miesto v geologickej verejnosti. Aj interakcia oboch týchto fenoménov je podobná. Tak ako spoločnosť formuje osobnosť a osobnosť je zase rozhodujúcim činiteľom rozvoja spoločnosti, tak aj časopis je rub aj líce toho istého javu. Je to výsledný obraz, ale zároveň aj iniciálne štádium tvorby obrazu, ale už dokonalejšieho. Pre jedných je prostriedkom odovzdávania poznatkov a skúseností, pre iných médiom ich zbierania a osvojovania. Hoci časopis je neživým aparátom, má nesmierne ušľachtilú ľudskú vlastnosť: berie, aby mohol rozdávať a obohacovať iných.

Dvadsať rokov sa usiluje naplniť toto poslanie aj časopis Mineralia slovaca, tlačový orgán Slovenskej geologickej spoločnosti a geologických organizácií. Časopis vznikol ako spontánna odozva na rozvoj slovenskej geológie v šesťdesiatych rokoch, aby prezentoval výsledky širokej základne geológov v geologickoprieskumných organizáciách združených v novozriadenom Slovenskom geologickom úrade. Vitalita vtedajšej nastupujúcej generácie geológov, podmienená priaznivými politickými činiteľmi a provokujúcou revolučnou koncepciou platňovej tektoniky, bola zárukou úspechov tak geologických organizácií, ako aj životaschopnosti nového odborného časopisu. Geologické organizácie prevzali finančnú a právnu zodpovednosť za časopis a geologickej spoločnosti pripadla zodpovednosť za pohotové, rýchle a kvalitné odborné informácie. Počiatočné amatérstvo sa kompenzovalo nesmiernym zápalom vytvoriť nový, neskôr aj moderný časopis.

S postupom rokov stúpali nároky na odbornú aj finančnú stránku vydávania časopisu, ale zároveň si časopis nachádzal stále širšiu prispievateľskú aj čitateľskú základňu tak doma, ako aj v zahraničí. Nepochybne k tomu prispela aj zvyšujúca sa technická a polygrafická úroveň časopisu.

Za uplynulých 20 rokov sa časopis Mineralia slovaca stal naozaj tribúnou všetkých geológov, začínajúcich aj renomovaných, prispievateľov z radov geologických a ťažobných organizácií, ako aj zo sféry vedeckých organizácií. Uverejnené príspevky odrážajú tak rozmach geologických disciplín, ako aj vysoký stupeň rýchlej odbornej informovanosti. To je nesmierne veľká devíza pre pokrok vo vede a v kvalite práce, ktorú často ani nedoceňujeme.

Časopis Mineralia slovaca pomáha získavať a rozširovať poznatky aj inou formou — výmenou časopisu za zahraničnú odbornú literatúru. Aj keď sa časopis nevymieňa za najznámejšie (komerčné) geologické časopisy, hodnota poznatkov z vymieňaných časopisov a kníh je obrovská. Zanedbateľný nie je ani finančný prínos spojený s výmenou časopisov a najmä to, že ich získavame bez devízových nárokov, pritom technická knižnica GP Spišská Nová Ves takto obohacuje svoje fondy o tituly, ktoré sa iným spôsobom do ČSSR ani nedostávajú.

Náklad časopisu od jeho založenia postupne rástol (z 350 exemplárov v roku 1969 na 900 v súčasnosti). Teraz časopis odoberá 316 súkromných predplatiteľov, 216 exemplárov objednávajú rôzne organizácie, 190 exemplárov sa posiela na výmenu do zahraničia, 14 ks sa predáva do zahraničia, zvyšok sú povinné a pracovné výtlačky.

V časopise Mineralia slovaca uverejňujú svoje práce autori zo všetkých našich geologických a ťažobných organizácií. Za obdobie rokov 1980—1988 sa autori jednotlivých organizácií na celkovom počte uverejnených strán podieľali nasledujúcimi percentami: GP 18,6 %, vysoké školy 18 %, GÚDŠ 16,8 %, IGHP 7,7 %, SAV 6,7 %, Geofyzika 6,5 %, Nafta 3,2 %, české organizácie 7,1 %, zahraniční autori 3,8 %, zvyšok patrí ostatným organizáciám.

Finančná čiastka na vydávanie 6 čísel časopisu ročne sa do roku 1984 pohybovala okolo 400 000 Kčs, v roku 1985 to bolo 464 000 Kčs a od roku 1986 sa udržuje na výške okolo 505 000 Kčs. Cena časopisu sa nemení, aj keď celkové výdavky na časopis stúpajú. Na ich krytí sa podieľajú najmä Geologický prieskum, š. p., IGHP, š. p., Nafta, k. p., kým Slovenský geologický úrad a v ostatných dvoch rokoch aj Geologický ústav D. Štúra a Geofond prispievajú stabilnou ročnou čiastkou 40 000 Kčs. Slovenská geologická spoločnosť prispieva pohyblivou čiastkou okolo 40 000 Kčs, z čoho sa hradí aj zľavnenie ceny časopisu pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti.

Ročne sa v 6 číslach časopisu uverejňovalo priemerne 60 autorských hárkov (1 autorský hárok je 20 rukopisných strán), od roku 1989 to bude okolo 72 autorských hárkov. Tlačiarenské náklady na 1 hárok boli pomerne stabilné a pohybovali sa okolo 2 150 Kčs. Výroba jedného čísla časopisu sa však od roku 1982 predĺžila zo 117 na 156 dní v roku 1987 a 151 dní v roku 1988, čo je spôsobené kapacitnými možnosťami Východoslovenských tlačiarní v Košiciach.

Ako sme v úvode poznamenali, odborná úroveň časopisu odráža celkovú odbornú úroveň geologických disciplín u nás, odbornú úroveň jednotlivcov a nepriamo aj starostlivosť organizácií o rozvoj a zvyšovanie úrovne geológie. V časopise sa uverejní iba to, čo sa dostane na redakčný stôl. A čo prichádza do redakcie?

Najčastejším nedostatkom je nekompletnosť článkov. Chýba abstrakt alebo resumé, grafické prílohy sa dodávajú neskoršie a veľmi často nekvalitne nakreslené. Fotografie sú nedostatočne kontrastné, nezoradené. Sú aj prípady, keď článok predstavuje xeroxovú kópiu záverečnej správy. Celkove je nízka formálna úprava textov a obrázkov. Preto vydavateľ rozhodol, že počnúc týmto ročníkom, sa ako dátum doručenia článku do redakcie uvedie deň, keď autor článok skompletizoval. Nekvalitné prílohy sa budú prekresľovať na ťarchu autorského honoráru.

Podstatne väčšiu pozornosť treba venovať osnove článku. Po úvode by mal nasledovať stav riešenia problematiky, jeho geologická charakteristika (pri petrologických, mineralogických a podobných článkoch geologické pozadie skúmaného problému). Metodika práce, výsledky, diskusia a interpretácia výsledkov, prípadne konfrontácia s predchádzajúcimi názormi majú tvoriť podstatnú časť článku. Záver by mal obsahovať iba hlavné výsledky a vývody.

Veľkým nedostatkom článkov je, že sa údaje a faktá skriktne neodčleňujú od interpretácie, takže interpretáciu potom iní autori klasifikujú ako fakt.

Objavuje sa nedodržiavanie autorských etických noriem. Necitujú sa napr. práce, ktoré daný problém už riešili, v citovaní autorov sa dokonca objavuje aj akýsi rezortizmus. Z článkov sa takmer vytráca už konfrontácia názorov, pravda, na zodpovedajúcej úrovni. Autor článku radšej necituje iného autora s nekonformným názorom, len aby s ním nemusel viesť vedeckú diskusiu, či konfrontovať rozdielne názory doloženými konkrétnymi údajmi. Udomácňuje sa však zlozvyk, že na začiatku článku autor spomenie všetkých, čo o danom probléme písali (často je z toho 3—5 strán zoznamu literatúry), ale v článku ich výsledok už nepoužíva ani nekomentuje. Nielenže je to nefunkčné zaberanie miesta, ale nezodpovedá to ani morálno-etickým hľadiskám.

Kým do roku 1984 sa ročne uverejňovalo 65 až 72 titulov, v ostatných rokoch je to 52—57 titulov, čiže narastá počet rozsiahlych príspevkov. Žiaľ, články postrádajú jasnú formuláciu problému, stručnú formu vyjadrenia hlavných výsledkov a záverov, teda atribúty dobrých článkov. Rozsah článku sa často zväčšuje opakovaním a suchým opisom tých istých údajov v texte, v tabuľke a prípadne aj v grafe.

Stále sa objavujú články opisného charakteru (napr. petrografický či mineralogický opis minerálov, fyzikálne charakteristiky minerálov, opis jadra vrtu a pod.), bez pokusu o analýzu problémov, bez moderných laboratórnych výsledkov a bez im zodpovedajúcej interpretácie. Takéto práce sú iba výsledkami prvej fázy výskumu, vstupom do riešenia problematiky a nemali by sa uverejňovať — patria ešte stále na pracovný stôl.

Vyššie uvedené pozitívne aj negatívne črty objavujúce sa pri pohľade na 20-ročné obdobie vydávania časopisu Mineralia slovaca sú aj pozastavením a úvahou pre orientáciu našej ďalšej práce. Je jasné, že zmenou obálky a formátu časopisu, ako aj vstupom fotosadzby do výroby časopisu sa neoplyvní kvalita obsahu časopisu. Tá sa začína kdesi už na vysokej škole v kvalite výuky, v zanietení poslucháča pre geológiu, ako sa naučil logicky myslieť, aký štýl práce si osvojil. Obsahová kvalita časopisu záleží od podmienok pre práeu geológov v našich organizáciách, od moderného prístrojového vybavenia, od rozsahu tímovej a medzinárodnej spolupráce, ako aj od rozvoja osobností. Sme na prahu nových a kvalitatívnych premien, od ktorých aj v geológii očakávame nové prístupy a metódy riadenia a spoločnosť od geológie očakáva netradičné, progresívne výstupy, ktorých nielen sprostredkovateľom, ale aj spolutvorcom chce byť aj časopis Mineralia slovaca.

Ing. Ján Kuráň, CSc.,
predseda redakčnej rady

Ing. Ján Bartalský, CSc.,
vedúci redaktor

RNDr. Pavol Grecula, DrSc.,
vedecký redaktor

Mineralia slovaca, 21 (1989), 3—26

Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T

ČESTMÍR TOMEK[1], IVAN IBRMAJER[1], TOMÁŠ KORÁB[2], ANTON BIELY[2], LIBUŠE DVOŘÁKOVÁ[1], JAROSLAV LEXA[2], ANTONÍN ZBOŘIL[1]

[1] Geofyzika, s. p., Ječná 29 a, 612 46 Brno
[2] Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 23. 9. 1987, revidovaná verzia doručená 13. 9. 1988)

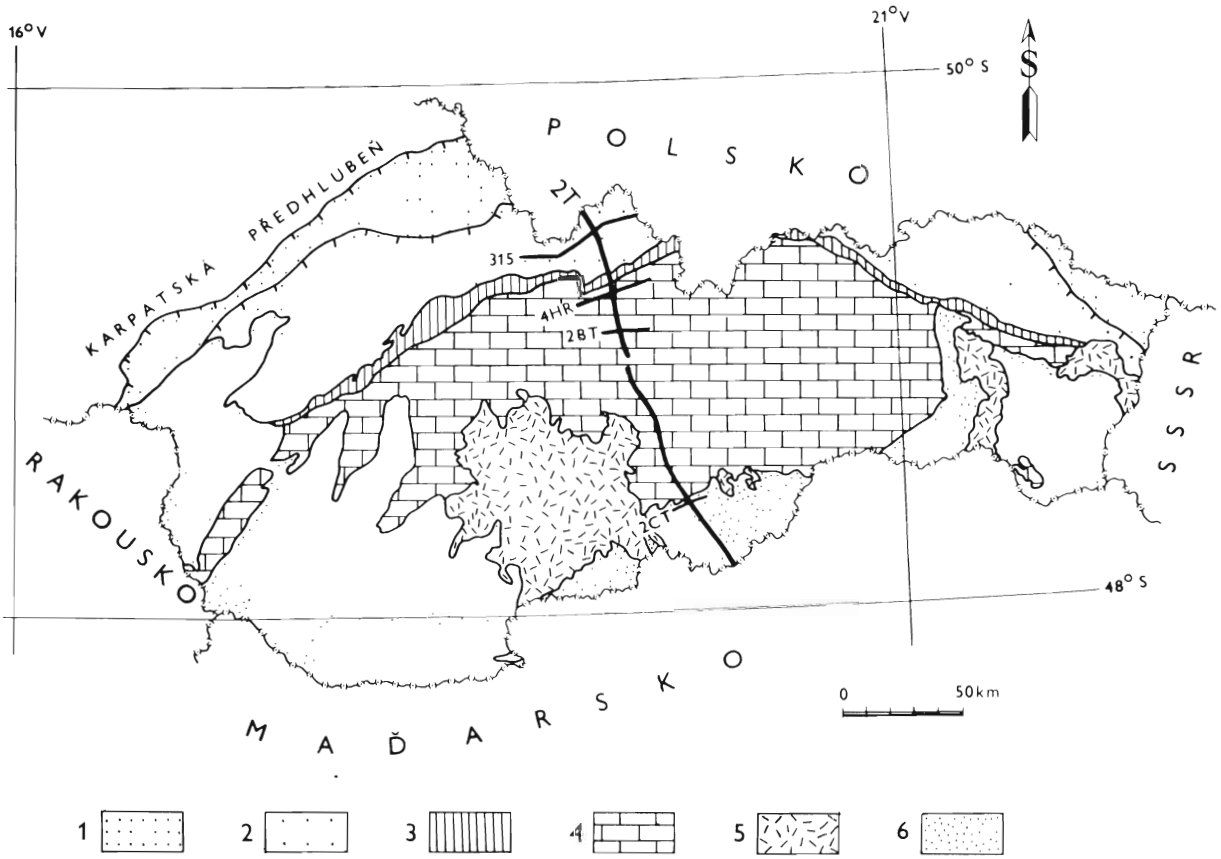
Crustal structures of the West Carpathians on deep reflection seismic line 2T

The 2T deep reflexion seismic profile together with four short transversal profiles brought new fundamental knowledge to the understanding of the West Carpathian crustal structure. Data are of excellent quality over the entire length except for some portions in prevailing limestone environment. The flexure of the lower (European) plate, made of crystalline complexes of the Brunnia, is clearly represented. Reflexes dipping toward the flexure occur both on the crystalline surface and in the lower crust. The bending of attenuated continental crust (passive margin of the Krosno sea) is interpreted as a result of Miocene subduction. Antithetic and northward dipping reflexes create bundles in the upper Carpathian — Pannonian plate beneath the Oravská Magura, Choč and Low Tatra Mts. and might have generated during the Upper Oligocene and Lower Miocene subduction and transpression of the Magura—Pieniny terrane with the Central Carpathians. The most important bundle of reflections within the entire crust occurs beneath the Veporic terrane and might be caused by thrust and mylonite zones within the Veporic unit being generated by Upper Cretaceous continental collision. The Veporic granite creates an allochthonous complex of about 4 km thickness occurring above the Veporic suture. Similarly, the Gemeric unit is interpreted as a relatively thin thrust complex of about 7 km thickness over the Veporic suture. The interpretation of the 2T profile revealed considerable agreement with hitherto used development model of the West Carpathians. The Cenozoic and Quaternary evolution which is dominant for the structure of the Carpathian arc included subduction of the Krosno sea during the Miocene with subsequent slight continental collision. The contemporaneous West Carpathian arc is in the stage of extension with generation of typical grabens. Even the Upper Oligocene and Lower Miocene transpression contacts of the Magura—Pieniny terrane with the Central Carpathians induced the generation of important reflection structures. Traces of the Eocene extension are but unpronounced.

Úvod

Znalosti o stavbě zemské kůry a nejsvrchnější části pláště vzrostly v posledních několika letech významnou měrou. Mimo jiné také díky regionálním hlubinným reflexním seizmickým profilům měřených metodou odražených vln v modifikaci společného reflexního bodu (SRB), při níž se délka registrace pohybuje od 10 do 30 s. Podobné práce v zahraničí (projekty COCORP, BIRPS, ECORS, DEKORP, LITHOPROBE, ACORP aj.) přinesly v řadě případů převratné výsledky ve strukturně geologických interpretacích starých štítů a platforem, fanerozoických orogenních oblastí a kontinentálních okrajů a riftů. Reflexní metoda přispěla velkou měrou při členění kůry, při charakterizování různých jejích typů a při studiu přechodové zóny kůra — plášť. Nemalým dílem se také podílí při výzkumu naftoplynonosných struktur v netradičních oblastech (např. tektonicky překrytých oblastech a ve větších hloubkách).

Projekt profilu 2T vznikl jako společný program státních úkolů n. p. Geofyzika Brno a GÚDŠ Bratislava v rámci širšího programu Geofyziky, GÚDŠ a MND Hodonín ČESLOKORP (Československé kontinentální reflexní profilování). Cílem reflexně seizmického měření bylo navázat na mělký reflexní profil č. NR4—VIII—79 K na polském území a pokračovat dále na linii Pilsko — Chabenec — Gemerský Jablonec v délce více než 170 km. Profil 2T/83 — 84 měl za úkol sledovat průběh západokarpatských struktur v oblasti Oravy, Chočských vrchů, Nízkých Tater, západní části Slovenského rudohoří



Obr. 1. Přehledná geologická mapa československých Západních Karpat se zakreslenou situací hlubinných seizmických profilů 2T, 315, 4HR, 2BT a 2CT. 1 — vnější krosněnský flyš, 2 — vnitřní magurský flyš, 3 — pieninské bradlové pásmo, 4 — vnitřní Karpaty (nerozlišené), 5 — subdukční miocenní vulkanity, 6 — neogén.

Fig. 1. General geological Map od Czechoslovak West Carpathians and situation of seismic profiles 2T, 315, 4HR, 2BT, 2CT. 1 — outer of Krosno (flysch), 2 — inner of Magura (flysch), 3 — Pieniny Klippen Belt, 4 — Inner Carpathians (undivided), 5 — Miocene subduction volcanics, 6 — Neogene.

a v Lučenecko-rimavské kotlině. Chtěli jsme zjistit pravděpodobnou mocnost flyšových příkrovů, průběh poklesu podloží platformy brunnie a druh styku s karpatsko-panonskou deskou ve smyslu Roydenové et al. (1983) a Ballyho (1984). U termínu brunnie se přidržujeme základní Zapletalovy (1928) definice, kterou zároveň chápeme ve smyslu Kotasově (1984), tedy s podložím celé Hornoslezské pánve, ale nikoliv se Stillovým vistulikem, proto pouze brunnie a nikoliv brunnovistulikum (Dudek, 1980).

Hlubinný reflexní seizmický profil 2T představuje mimořádné technické dílo se značným vědeckým přínosem. Profil uskutečněný v obtížném terénu Slovenských Beskyd překročil Oravu v blízkosti Oravského Podzámku, potom u Malatiné překročil Chočské vrchy a v prostoru Chabence Nízké Tatry. Terénně nejnáročnější území pro seizmické měření bylo ve veporiku jižně od Ipeľského Potoka. Zpracování přineslo mnoho metodických poznatků, které budou využity při dalším pokračování programu hlubinné reflexe v Západních Karpatech a v příští pětiletce patrně také v Českém masívu. Po vědecké stránce přináší profil závažné poznatky. Je to první profil vůbec, který byl v alpsko-himálajském kolizním pásmu změřen pro vědecké účely. Až po tomto experimentu byly proměřeny alpské profily ve Švýcarsku a Francii (Itálii).

Výzkum podél linie 2T přinesl zásadní poznatky z hlediska průzkumu na ložiska ropy a zemního plynu. Ukázalo se, že v nejsevernější části Oravy při křižování s profilem 315/84 existuje poměrně mocný (kolem 3 km) komplex krosněnského flyše (patrně jednotky Obidowa — Słopnice), tektonicky překrytý flyšem magurským. Asi 7 km na V od křižovatky obou profilů existuje u Oravského Veselého mohutná elevace podloží brunnie, kterou kopíruje také elevace krosněnského komplexu. Tato elevace, která je v dosahu navrtání našimi vrtnými prostředky, by mohla být rezervoárem uhlovodíků.

Na profilu 2T ani na jeho prodloužení v PLR nebyl

zjištěn akreční komplex vzniklý při miocenní subdukci, podobný pouzdřanskému, ždánickému, boryslavsko-pokutskému či subkarpatskému příkrovu. Tento komplex se projevuje typickou strmě ukloněnou šupinovitou stavbou vzniklou při subdukci s akrecí. Takové akreční struktury se v karpatském oblouku neobjevují mezi Kroměříží a Tarnówem (PLR). Usuzujeme z toho, že v tomto úseku subdukce v období eggenburg — baden probíhala bez akrece, pravděpodobně i s erozí (definice termínů viz Von Huene, 1984, 1986). V tomto úseku se také vyskytuje relativně malé množství stop uhlovodíků. Zda je nebo není podloží magurského flyše celé severní Oravy perspektivní na ropu a zemní plyn, rozhodne v budoucnu vrtný průzkum.

Metodika terénních prací

Celý profil 2T/83—85 byl změřen metodou společného reflexního bodu (SRB), odpalovou technologií s registrací seizmického signálu do 16 s (Tomek et al., 1987). K registraci seizmických vln bylo použito dvou spřažených osmačtyřicetikanálových aparatur SN 338 B. Aparatury pracovaly se vstupní filtrací 8 — 125 Hz, resp. 12,5 — 125 Hz a se vzorkovacím intervalem 2 ms. Jako snímačů bylo použito geofonů GSC—11D s vlastní frekvencí 10 ± 0,5 Hz, spojených sériovo paralelně po 16 geofonech na trasu. Podpovrchová vrstva malých rychlostí byla měřena metodou mělké refrakce na 200 m dlouhém roztažení s proměnným krokem snímačů.

Profil 2T/83—85 probíhá po linii Pilsko — Chabenec — Gemerský Jablonec (obr. 1, 2). Pokusné práce byly provedeny na čtyřech bodech. V magurském flyši byl pokusný bod situován v prostoru Krušetnica — Hruštín — Babín. V paleogénu Liptovské kotliny byl situován v prostoru Bukovina — Malatiny, příčně k linii profilu 2T. Další dva pokusné body byly umístěny ve veporiku, a to u Čierného Balogu a Kokavy nad Rimavicou. Účelem pokusných prací bylo proměřit vlnový obraz s krokem kanálů 40 m v rozmezí odstupů 40—11 520 m, ověřit optimální hloubky sond, velikosti náloží a vstupní filtry aparatur.

Magurský flyš (bod I)

V průběhu parametrických prací v magurském flyši byly proměřeny vlnové obrazy při vstupních filtracích 0—125 Hz a 8—125 Hz, dále byly testovány hloubky sond 13, 24, 30 a 40 m, velikosti náloží 7, 21, 35 a 49 kg TNT při hloubce 40 m a vstupním filtru 8—125 Hz, dále vstupní filtrace 0—125 Hz a 12.5—125 Hz při hloubce nálože 22—25 m a velikosti 35 kg.

Do vzdálenosti cca 2 500 m od bodu odpalu se vyskytly intenzívní nízkofrekvenční rušivé vlny (rychlost v = 1,4 km/s, frekvence f < 10 Hz), které interferují s užitečným signálem, avšak mají převládající nižší frekvenci. Rušivé vlny byly značně zeslabeny při použití vstupního filtru 12,5 Hz. Ve větší vzdálenosti od odpalu (asi 4 000 m) interferují s užitečným signálem rušivé vlny o rychlostech v = 5,0 km/s. Při pokusech na hloubku uložení nálože se neprojevil významnější rozdíl mezi hloubkami 24 až 40 m. Zkouška velikosti nálože ukázala, že nálož 7 kg neposkytuje dostatečnou energii na vyšších časech. Mezi záznamy, které byly pořízeny s relativně velkou náloží 21, 35 a 49 kg, nebyl zjištěn výraznější kvalitativní rozdíl.

Paleogén Liptovské kotliny a mezozoikum Chočských vrchů (bod II)

Pokusné práce v Liptovské kotlině sestávaly z proměření vlnových obrazů pro vstupní filtrace 8—125 Hz a 12,5—125 Hz, testů velikostí náloží 7, 21, 35 a 49 kg TNT (při hloubce sond 30 m a vstupní filtraci 8—125 Hz) a testů hloubek sond 20, 30 a 40 m (nálože 35 kg, filtrace 8—125 Hz). Tyto testy byly provedeny ze sond situovaných jak do paleogénu, tak i do mezozoika Chočských vrchů. K testům vstupních filtrací aparatur bylo použito odpalů v paleogénu z hloubky 30 m a s náložemi 35 kg TNT.

Nízkofrekvenční rušivé vlny v blízkosti bodu odpalu mají v paleogénu Liptovské kotliny značně nižší intenzitu než v magurském flyši (v = 1,0 km/s, f< 10 Hz). Při zapojení filtru 12,5 Hz byly prakticky potlačeny, avšak zároveň se snížila úroveň signálu na vyšších časech.

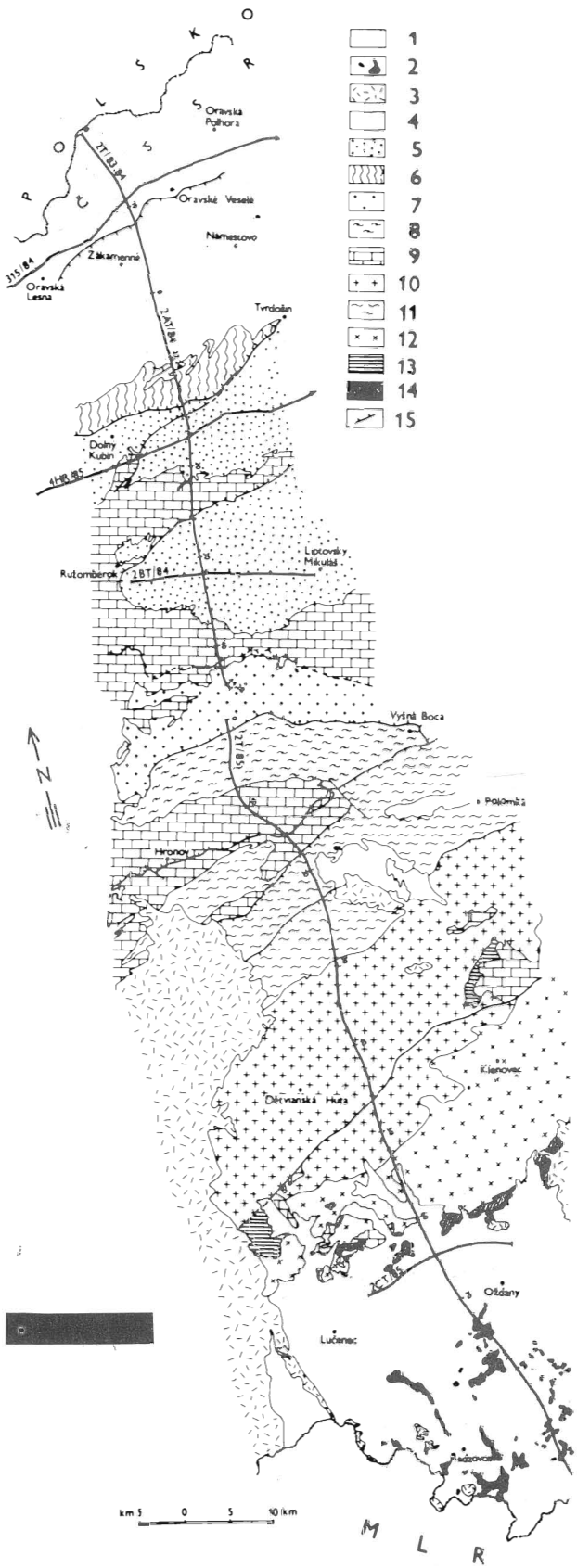
Při testu hloubky uložení nálože v paleogénu byl získán nejlepší záznam z hloubky 30 m. Při odpalu ze sondy o hloubce 40 m se snížila amplituda užitečného signálu. Test velikosti nálože ukázal, podobně jako v magurském flyši, že odpal 7 kg nálože nedává dostatečnou energii na vyšších časech. Záznamy s 21, 35 a 49 kg náloží byly téměř rovnocenné.

V mezozoiku Chočských vrchů byl pořízen nejlepší záznam při hloubce sondy 20 m. Při hloubce 30 a 40 m se na záznamech snížila úroveň užitečné energie. Při hodnocení velikosti nálože jsme došli k obdobným výsledkům jako v paleogénu a v magurském flyši.

Veporikum u Čierného Balogu (bod III)

Obsahem parametrických prací ve veporiku bylo proměření vlnových obrazů při vstupních filtracích 8—125 Hz a 12,5—125 Hz a testování hloubek sond a velikostí náloží. Byly testovány hloubky sond 17, 25 a 30 m a velikosti náloží 21, 35 a 49 kg (ze sond hlubokých 25 m) při vstupní filtraci 8—125 Hz.

Vlnový obraz je v porovnání se záznamy, které



Obr. 2. Detailní situace profilu 2T, křižujících profilů a geologická mapa jejich okolí. 1 — neogén Lučenecko-rimavské kotliny, 2 — bazaltové pliocenní a kvartérní vulkanity, 3 — subdukční miocenní vulkanity, 4 — vnitřní magurský subdukční akreční komplex (flyš). 5 — vnitrokarpatský (podhalský) paleogén, 6 — pieninské bradlové pásmo, 7 — granitoidy tatrika, 8 — krystalické břidlice tatrika, 9 — subtatrikum, 10 — granitoidy veporika, 11 — krystalické břidlice severního veporika, 12 — krystalické břidlice jižního veporika, 13 — obalové sedimenty veporika, 14 — gemerikum, 15 — násunové linie.

Fig. 2. Detailed situation of profile 2T, crossing profiles and geological map of the surroundings. 1 — Neogene of Lučenec—Rimavská kotlina depression, 2 — Pliocene and Quaternary basalt volcanics, 3 — Miocene subduction volcanics, 4 — inner subduction accretion complex (flysch) of Magura, 5 — Inner-Carpathian (Podhale) Paleogene, 6 — Pieniny Klippen Belt, 7 — granitoid rocks of Tatricum, 8 — crystalline schists of Tatricum, 9 — Subtatricum, 10 — granitoid rocks of Veporicum, 11 — crystalline schits of North Veporicum, 12 — crystalline schists of South Veporicum, 13 — sedimentary cover of Veporicum, 14 — Gemericum, 15 — overthrust lines.

byly pořízeny v magurském flyši a paleogénu Liptovské kotliny, výrazně posunut do oboru vyšších frekvencí. V blízkosti odpalu se vyskytují velmi slabé nízkofrekvenční rušivé vlny, které jsou téměř zcela potlačeny při zapojení filtru 12,5 Hz, bez vlivu této filtrace na úroveň užitečného signálu na vyšších časech. Odražené vlny jsou méně výrazné.

Test hloubky nálože neprokázal podstatný rozdíl mezi hloubkou 17, 25 a 30 m. Rovněž změna velikosti nálože 21, 35 a 49 kg příliš neovlivnila kvalitu záznamů.

Veporikum u Kokavy nad Rimavicou (bod IV)

U Kokavy nad Rimavicou byly testovány velikosti nálože 21, 35 a 49 kg TNT z hloubek 25 m a hloubky sond 25, 30 a 35 m při použité náloži 35 kg TNT.

Vlnový obraz má frekvenčně podobný charakter jako na bodu III. Filtr 12,5 Hz dobře potlačuje málo výrazné nízkofrekvenční vlny v blízkosti odpalu ($v = 2{,}0$ km/s, $v = 3{,}0$ km/s), přičemž nepůsobí útlum seizmického signálu na vyšších časech.

V intervalu 1,5—2,5 s byly výrazné skupiny odražených vln. Test hloubek uložení nálože 20, 25, 30 a 35 m prokázal, že záznamy pořízené z hloubek 30 a 35 m mají výrazně vyšší úroveň amplitud seizmického signálu v intervalu 6—16 s. Mezi záznamy, které byly pořízeny s různou velikostí nálože 21, 35 a 49 kg, byl pouze málo výrazný rozdíl ve prospěch nálože 49 kg.

Z rozboru vlnových obrazů získaných na linii profilů 2T/83—85 vyplývá, že intenzita nízkofrekvenčních rušivých vln vznikajících při odpalu je poměrně malá. Výjimku představuje vlnový obraz pořízený na bodu I v magurském flyši, kde jsou nízkofrekvenční poruchy v blízkosti odpalu relativně silné. V této oblasti bylo třeba při profilovém měření porovnat

výhodnost středového a koncového systému měření. V dalších oblastech byla dána přednost středovému systému měření, zejména s ohledem na složitou tektonickou stavbu Západních Karpat. Pro potlačení nízkofrekvenčních rušivých vln od odpalu v oblasti magurského flyše bylo výhodné použít filtru 12,5 Hz. V ostatních oblastech byla dána přednost filtru 8 Hz, aby nedošlo k případnému snížení amplitudy velmi hlubokých reflexů.

Testy hloubek nálože ukázaly problematičnost volby optimálního uložení. Podstatný vliv na vyvolání maximální seizmické energie má dobré utěsnění nálože. Pouze na IV. bodu byly získány výrazně lepší záznamy z větších hloubek 30 a 35 m.

Profilová měření vedla převážně členitým terénem, v některých úsecích vysokohorským územím, a proto jsou všechny profily křivočaré, typu „slalom-line". Nutné byly časté „přestřely" obtížně přístupných území. Na většině linií profilu byl zvolen systém středových odpalů při použití 21—49 kg TNT s registrací na 96-kanálovém roztažení. Krok seizmických kanálů byl 80 m a krok bodů odpalu 160 m. Tímto systémem bylo dosaženo dvacetičtyřnásobného překrytí. Vstupní filtrace na aparaturách byla zvolena 12,5—125 Hz, resp. 8—125 Hz.

Prvotní zpracování

V průběhu prvotního zpracování byly záznamy evidovány, vyhodnoceny z hlediska kvality, byly z nich vyloučeny vadné trasy a odečten vertikální čas. Zhruba pro každý pátý záznam bylo vyneseno první nasazení vln.

Rozbor těchto prvních nasazení byl základem pro konstrukci rychlostních modelů, použitých k výpočtu statických korekcí na jednotlivých profilech. V úvahu byla brána geologická stavba oblasti, poloha srovnávací hladiny (600 m) vzhledem k reliéfu a výsledky měření vrstvy malých rychlostí. Statické korekce byly počítány metodou vertikálních časů pro každý střed grupy geofonů a každý bod odpalu.

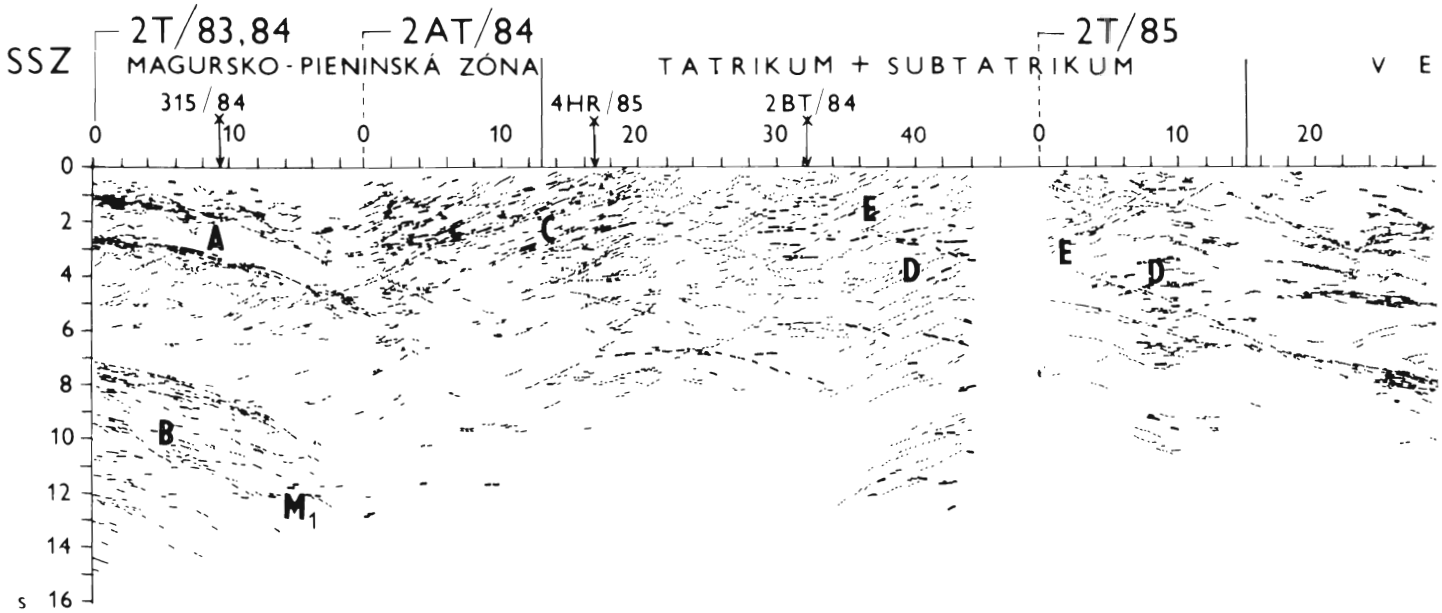
Číslicové zpracování

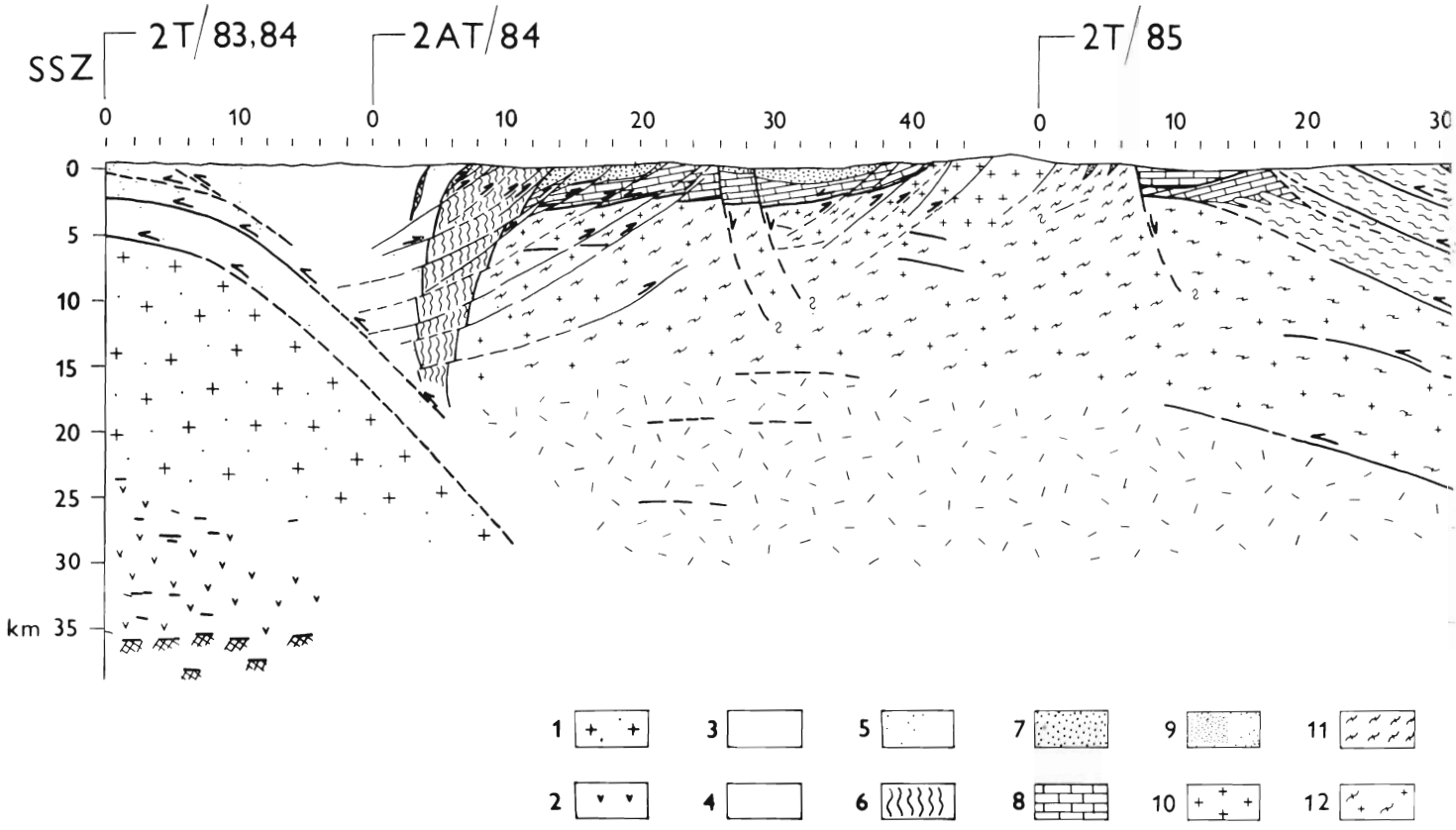
Numerické zpracování seizmických dat bylo provedeno na počítači RDS 500, vybaveném procesorem APOLLO, a bylo řízeno seizmickým systémem GEOMAX (registr. ochranná známka CGG Massy, Francie).

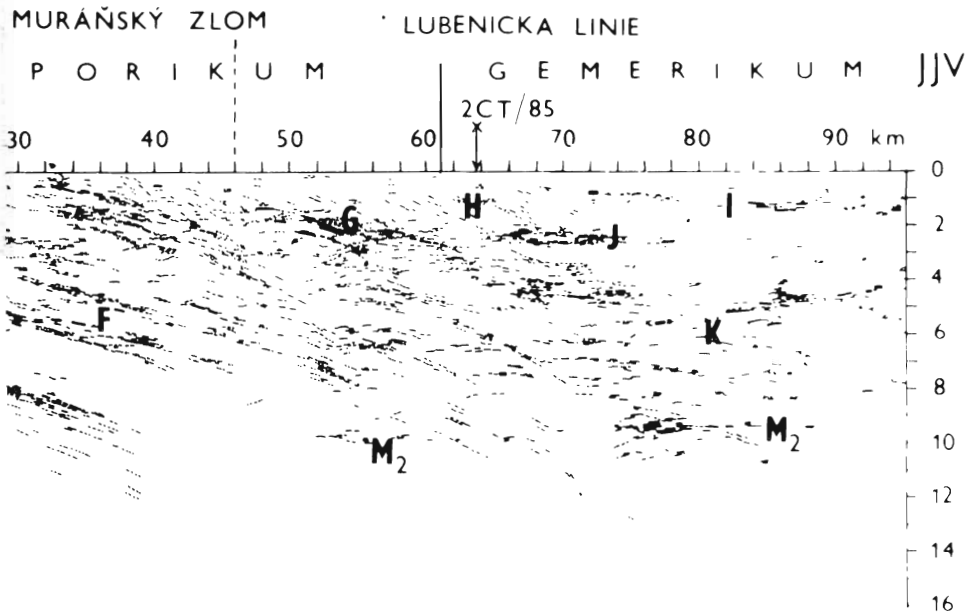
Úvodní operace zpracování, demultiplexe, se provedla na záznamy jednotlivých aparatur tak, že byly získány dva čtyřicetiosmikanálové záznamy, které v dalším kroku vytvořily devadesátišestikanálové záznamy v délce 0—12 s a 11—16 s. Ty pak byly zformovány podle SRB. Vzhledem k tomu, že jde o profily typu „slalom-line", provedli jsme nové uspořádání tras podle reálné geometrie profilu, tzv. FORMATING II, a dále je zpracovávali podle všech platných postupů pro profily „slalom-line": edice tras, statické a kinematické korekce, sumace apod., přičemž se musely brát v úvahu možnosti a účel jednotlivých programových modulů, seizmických zapisovacích jednotek, a také možnosti reprodukční techniky. Jednotlivé části se pak zpracovávaly samostatně a podle potřeby se vhodně spojovaly do původní délky. Spojitá analýza rychlostí byla užita na část 0—4 s a analýza reziduálních korekcí na horizontální okno šířky 3 s. Výsledky uvedených dvou analýz se aplikovaly postupně na celou délku registrace 16 s. Pro prostorovou sumaci typu WLP bylo provedeno rozdělení tras po šesti sekundách s překryvem 1 s. Následovala frekvenční analýza a její vyhodnocení. Vyhodnocením byl určen vlnový rozsah časového řezu. Zadáním časově proměnné filtrace a programu zvýraznění koherence vlnového pole byly vytvořeny dvě základní verze časových řezů profilů slalomového typu, a to první s časově proměnnou filtrací, bez dekonvoluce se zvýrazněním koherence, a druhá s časově proměnnou filtrací, s dekonvolucí se zvýrazněním koherence. Profily 2T/83, 84, 2AT/84 a 2T/85 byly podrobeny migraci v čase programem, který používá Clearboutovu vlnovou rovnici. Rychlostní křivky pro migraci byly vzaty z geologických modelů interpretovaných časových řezů, vztažených ke srovnávací hladině 600 m. Vstupní časové řezy byly upraveny tak, že časová nula odpovídá úrovni 600 m n. m. Vzhledem k množství kilometrů při migraci bylo nutno profil 2AT/84 rozdělit na tři části s překryvem a profil 2T/85 dokonce na šest částí s překryvem. Z těchto migrovaných částí se pak vytvořil jeden časový migrovaný profil. Migrační efekty na konci profilu 2AT/84 a na začátku profilu 2T/85 vytváří zdánlivě protichůdné informace, což je způsobeno přerušením jednotné linie profilu 2T s vynechávkou 4,5 km. Jde zde tedy o efekty způsobené jen jednostrannými seizmickými informacemi na okrajích profilů, které nebyly při interpretaci vzaty v úvahu.

Rychlostní poměry

V blízkosti celého proměřeného profilu 2T neexistují žádné hlubší vrty. Z těchto důvodů jsme při sestavení rychlostních modelů jednotlivých dílčích profilů (2T/83, 84, 2AT/84 a 2T/85) přihlédli k seizmokarotážním vrtným výsledkům v polské části vnějších příkrovů Karpat (Bystra-1, Lachovice-1), k rychlostním křivkám vrtů Jablůnka-1, Gottwaldov-1, Jarošov-1 a Osvětimany-1, zastihnuvších magurský příkrov. Dále pak byly využity výsledky z regionálního refrakčního profilu K. III (Mayerová et al., 1983), který je veden poblíž profilu 2T v sz.—jv.

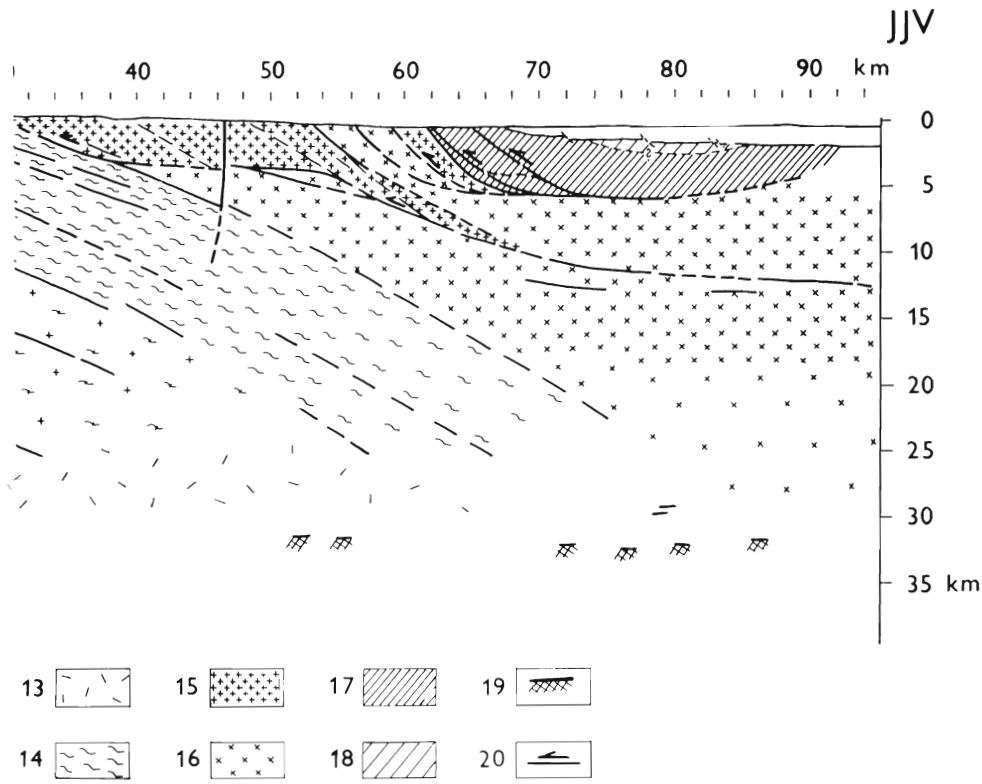

SSZ
2T/83,84
2AT/84
2T/85
MAGURSKO-PIENINSKÁ ZÓNA
TATRIKUM + SUBTATRIKUM
V E
315/84
4HR/85
2BT/84
A
B
C
D
E
M1
s


SSZ
2T/83,84
2AT/84
2T/85
km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12



Obr. 3. Spojený časový řez (nemigrovaný) hlubinného reflexního seizmického profilu 2T. Zachyceny jsou převážně reflexní, místy i difrakční vybrané jevy. Poměr horizontálních délek k vertikálním je přibližne 1,5 : 1. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 1 a 2.

Fig 3. Joint time section (non-migrated) obtained from the data recorded along profile 2T. Selected reflection segments, local diffractions. Horizontal vs vertical approximate lenght ratio is 1,5 : 1. Symbols are explained in the text. For situation see Figs. 1 and 2.



Obr. 15. Ideový geologický řez kůrou Západních Karpat podél profilu 2T. 1 — svrchní kůra se sedimentárním obalem pasívního okraje evropské desky (brunnie), 2 — spodní kůra pasívního okraje evropské desky (brunnie), 3 — vnější krosněnský flyš (jednotka Obidowa-Słopnice). Svrchní karpatsko-panonská deska: 4 — neogén Lučenecko-rimavské kotliny, 5 — vnitřní magurský subdukční flyš, 6 — pieninské bradlové pásmo, 7 — vnitrokarpatský (podhalský) paleogén, 8 — subtatrikum, 9 — obalové mezozoikum tatrika, 10 — granitoidy tatrika, 11 — krystalické břidlice tatrika, 12 — svrchní kůra tatrika, příp. jiného krystalinika ležícího pod tatrikem, 13 — spodní kůra tatrika, příp. pod ním ležícího krystalinika, 14 — severní veporikum, 15 — granitoidy veporika, 16 — jižní veporikum, 17 — gemerikum, 18 — silický příkrov, 19 — Mohorovičićova diskontinuita, 20 — násunový zlom.

Fig. 15. Idealized geological section through West-Carpathian crust along profile 2T. Lower European plate 1 — upper crust with sedimentary cover of the European plate (Brunnia) passive margin, 2 — lower crust of the European plate (Brunnia) passive margin, 3 — subduction accretion complex of the Krosno sea. The Upper Carparhian-Pannonian plate, 4 — Neogene of the Lučenecko—Rimavská kotlina depression, 5 — inner subduction accretion complex of Magura, 6 — Pieniny Klippen Belt, 7 — Inner-Carpathian (Podhale) Paleogene, 8 — Subtatricum, 9 — Mesozoic envelope of Tatricum, 10 — granitoid rocks of Tatricum, 11 — crystalline schists of Tatricum, 12 — upper crust of Tatricum or of other crystalline complexes beneath Tatricum, 13 — lower crust of Tatricum, 14 — North Veporicum, 15 — granitoid rocks of Veporicum, 16 — South Veporicum, 17 — Gemericum, 18 — Silica nappe, 19 — Moho discontinuity, 20 — overthrust fault.

směru napříč Západními Karpaty. Pro stavbu v malých hloubkách jsme vycházeli z rozboru rychlostí z prvního nasazení reflexních měření na 2 T. Na základě těchto dostupných údajů a předpokládaného zjednodušeného geologického profilu byl pro potřeby interpretace sestaven ideový rychlostní model podél celého profilu 2T.

Pro vnitřní magurskou flyšovou zónu jsme použili vrstevní rychlosti 4,2—5,0 km/s v závislosti na hloubce, pro komplex vnějšího flyše vrstevní rychlosti 4,1—4,5 km/s, neboť je i hustotně odlišný od magurského příkrovu. Pro předpokládaný průběh pieninského bradlového pásma do hloubky byly zadány rychlosti v intervalu 4,4—5,5 km/s. Pro centrálně karpatský paleogén Liptovské kotliny a Skorušinského pohoří byla uvažována vrstevní rychlost 3,3 km/s. Pro tatrikum a subtatrikum byly zvoleny dvě rychlostní vrstvy, a to svrchní vrstva o vrstevní rychlosti 5,0 km/s a spodní vrstva s rychlostí 5,5 km/s. Spodní části svrchní kůry jsme přiřadili rychlost 6,0 km/s (do 6 s). Pro spodní kůru jsme zvolili laterálně homogenní rozložení vrstevních rychlostí 6,4 a 7,6 km/s podél celého profilu. Pravděpodobný průběh Mohorovičićova rozhraní (přechod spodní kůra — plášť) jsme vyjádřili rychlostním skokem vrstevních rychlostí ze 7,6 km/s na 8,2 km/s (podle výsledků HSS — Mayerová et al., 1985).

Pro dílčí profil 2 T/85, kde převažují na povrchu pouze horniny krystalinické a karbonáty, jejichž vrstevní rychlosti jsou v zásadě obdobné, jsme proto zvolili i zde laterálně homogenní model vrstevních rychlostí, a to s vrstevními rychlostmi od 5,0 do 7,6 km/s v závislosti na hloubce. Pouze pro terciérní výplň v prostoru Lučenecko-rimavské kotliny jsou užity vrstevní rychlosti 2,7 a 2,9 km/s.

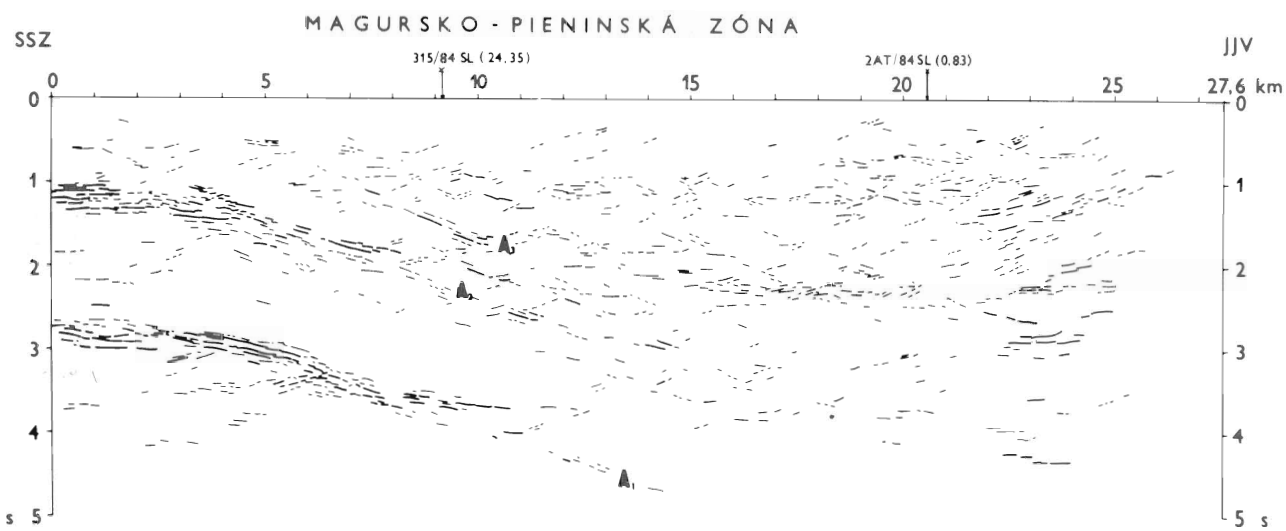
Geofyzikální a geologická interpretace

Profily 2T

Linie profilů 2T/83,84 a 2AT/84 (obr. 1,2) prochází z bystrického příkrovu magurského flyše přes oravsko-magurský příkrov a pieninské bradlové pásmo severovýchodně od Dolného Kubína do tatrika, překrytého místy tektonicky krížňanským a chočským příkrovem, na něž nasedá transgresívně centrálně karpatský paleogén. Zde probíhá centrálně karpatským paleogénem Skorušinského pohoří přes subtatranské příkrovy Chočských vrchů, centrálně karpatským paleogénem Liptovské kotliny do subtatranských příkrovů Nízkých Tater a končí v tatridním krystaliniku Nízkých Tater.

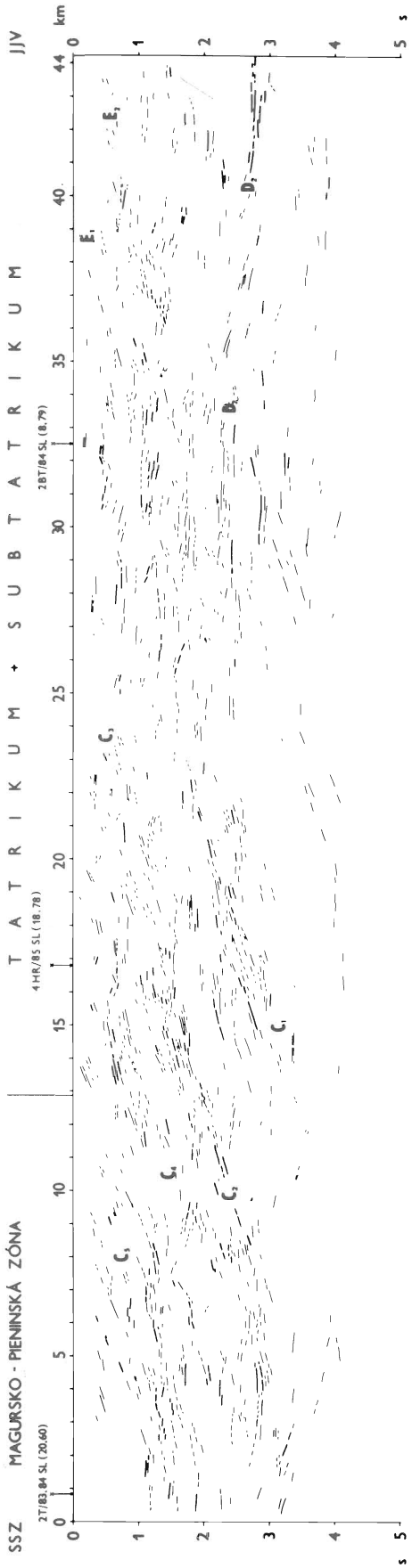
Profil 2T/85 (obr. 2) začíná 4,5 km na J od konce profilu 2AT/84 v krystaliniku Nízkých Tater a pokračuje přes mezozoické subtatranské příkrovy, dále přes veporikum až do okraje gemerika a konečně prochází neogénem Lučenecko-rimavské kotliny, pod kterým se nachází gemerikum až k maďarským hranicím.

Na severu bylo hlavním úkolem prozkoumat vztah přesunutých vnějších (krosněnských) i vnitřních (magurských) flyšových komplexů k autochtonnímu podloží brunnie. V oblasti Chočských vrchů a Nízkých Tater bylo úkolem zjistit hlubinnou stavbu tatrika postiženého křídovou kompresí, eocenní extenzí a opětnou neogenní deformací (převážně extenzí). Za klíčovou otázku pro poznání stavby Západních Kar-



Obr. 4. Vybrané reflexy migrovaného časového řezu 2T/83,84 (nejsevernější úsek 2T). Přibližne 1,5x horizontálně protaženo. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a řez obr. 3.

Fig. 4. Selected reflection segments of the migrated time section 2T/83,84 (northernmost part of 2T). Approx. 1,5 × horizontal extension Symbols are explained in the text. For situation see Figs. 2 and Fig. 3.



Obr 5. Vybrané reflexy migrovaného časového řezu 2AT/84. Přibližne 1,5x horizontálně protaženo. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.

Fig. 5. Selected reflection segments of migrated time section 2AT/84. Approx. horizontal extension 1,5×. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.

pat jsme v projektu považovali stavbu veporika a jeho styk s gemerikem. Druhým významným úkolem bylo poznání stavby spodní kůry brunnie (části eurasijské desky), karpatsko-panonské desky a zjištění reflektivity Mohorovičićova rozhraní.

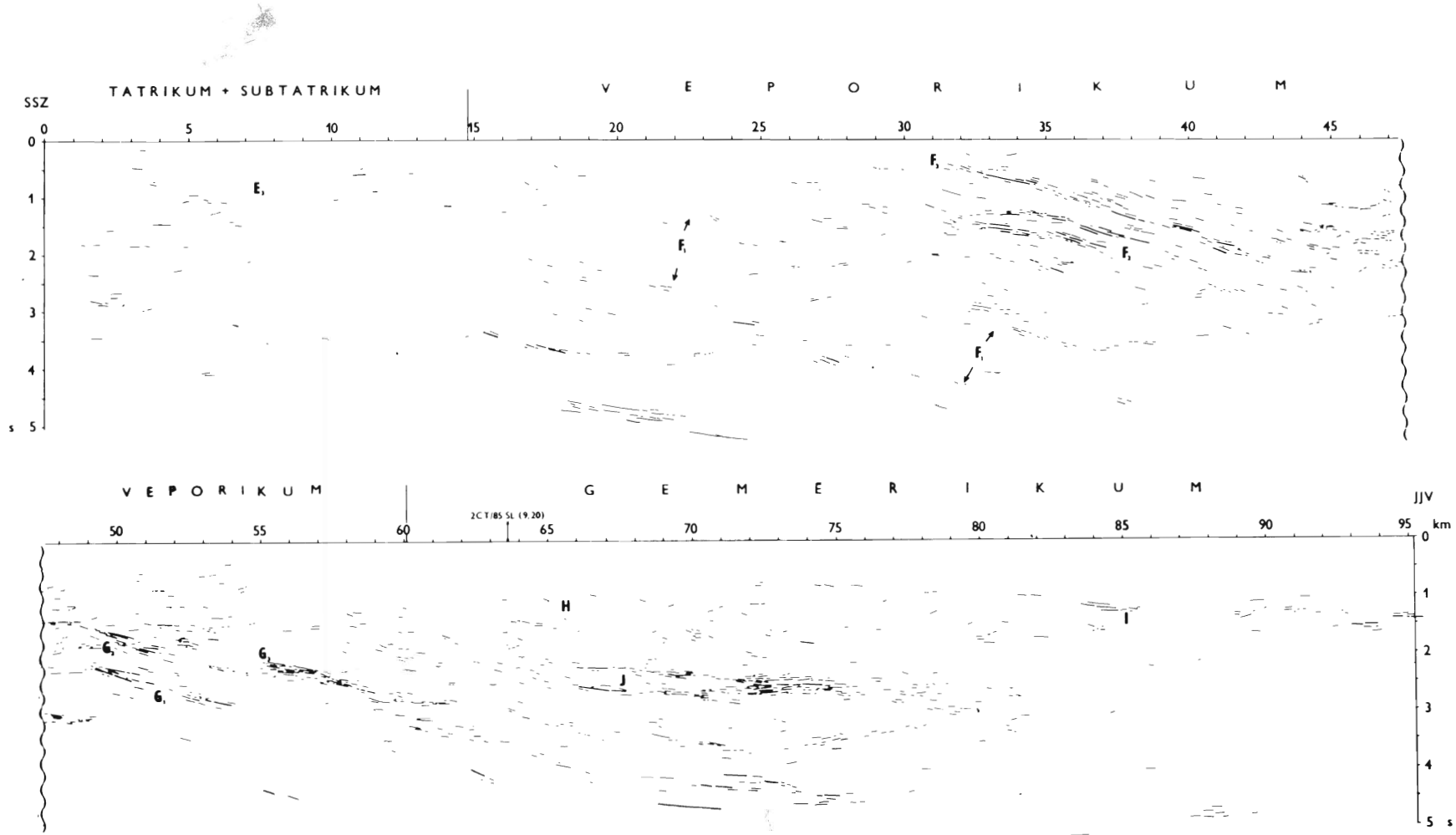
Seizmické výsledky profilů 2T jsou v této práci prezentovány ve spojeném řezu dílčích profilů s vybranými reflexy (obr. 3), kde jsou vykresleny a označeny písmeny nejdůležitejší reflexní jevy a skupiny jevů. Dále jsou v naší práci předloženy řezy vybraných reflexů křižujících profilů 315, 4HR, 2BT a 2CT (obr. 7, 8, 9, 10), vybrané reflexy migrovaných časových řezů profilů 2T do 6 s (obr. 4, 5, 6), části (výseky) originálních časových řezů (obr. 11—14) a schematický (ideový) geologický model Západních Karpat podél profilu 2T (obr. 15).

Časové řezy profilu 2T i jejich migrovaný řez jsou znázorněny v měřítku odpovídajícímu rychlosti 4 km/s. Uvažujeme-li pro kůru průměrnou rychlost 6 km/s, pak je profil zhruba 1,5 × roztažen v horizontálním měřítku. To znamená, že úhly jednotlivých ukloněných reflexů jsou ve skutečnosti podstatně větší než na časových a migrovaných řezech a v našich schématech vybraných reflexů.

Na profilech 2T byla poprvé v ČSSR užita metoda SRB s prodlouženou dobou registrace na linii regionálního charakteru. I přesto, že poměry při terénním měření byly velmi obtížné (členitý horský terén, průmyslová zástavba), jsou výsledky po technické stránce na velmi dobré úrovni. Podél celé linie byla zachycena reflexní rozhraní různých délek i sklonů jak ve svrchních, tak i ve spodních partiích kůry. Tyto seizmické indikace svědčí o geotektonicky velmi komplikovaném regionu.

Na dílčích profilech (obr. 3) dochází v několika úsecích k lokálnímu snížení úrovně užitečného seizmického signálu. Tento útlum je patrný především na profilu 2AT/84 od km 21 do km 29,4 a méně výrazný je mezi kilometry 37,4 až 42,2, což je v těchto případech patrně způsobeno nepříznivými seizmogeologickými podmínkami v malých hloubkách pod povrchem, především karbonátovými horninami subtatranských příkrovů s možnými krasovými útvary.

Na dílčím profilu 2T/85 se vyskytuje podobná transparentní zóna na počátku profilu po 7. kilometr, dále pak několik užších zón podél celého profilu 2T/85, které jsou způsobeny patrně použitou metodikou měření („přestřelování") přes terénní překážky a ochranná pásma. Další úbytek seizmické energie je patrný ve spodní části kůry karpatsko-panonské desky (od 8 s), zvláště na profilu 2AT/84. Tento úbytek je způsoben buď reologickými vlastnostmi této spodní kůry, která se v geologicky nedávné minulosti podrobila krustální deformaci, nebo tím, že většina vyvolané seizmické energie je odražena či pohlcena ve svrchnějších partiích.



Obr. 6 Vybrané reflexy migrovaného časového řezu 2T/85. Přibližne 1,5x horizontálně protaženo. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.

Fig. 6. Selected reflection segments of migrated time section 2T/85. Approx. horizontal extension 1,5×. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.

Složitý vlnový obraz podél celé linie reflexního profilu je též způsoben zvýšeným výskytem difragovaných a jiných poruchových vln. Při nedostatečných informacích o skutečných rychlostech ve zkoumaném prostředí je jejich identifikace obtížná.

Při naší interpretaci předpokládáme, že veškerá reflexní rozhraní leží ve vertikální rovině profilů. Ve skutečnosti se však vzhledem ke komplikované geologické stavbě promítají do této roviny reflexy a poruchy vzniklé i mimo rovinu profilu (boční efekty).

U všech dílčích profilů 2T byla provedena strojová migrace v čase do 6 s, která do jisté míry potlačila difragované vlny a přiřadila reflexům reálnou pozici. Migrovaný řez (obr. 4, 5, 6), který přiřazuje šikmým reflexním jevům jejich správnou pozici, je významným pomocníkem při studiu a následující interpretaci svrchních partií kůry. V textu se jím zabýváme při rozčlenění nejdůležitejších skupin reflexů.

Ve spojeném schématu časových řezů všech dílčích profilů (obr. 3) jsou označeny skupiny reflexů podobného charakteru a popsány jednotlivými písmeny. Detailně jsou tyto skupiny rozčleněny indexy v řezech vybraných migrovaných reflexů (obr. 4, 5, 6).

Úsek Pilsko — Chabenec

Písmenem A (obr. 3, 4) jsme označili sérii reflexů upadajících k JJV. Nejspodnější z nich jsou sledovatelné až do časů 5,0—5,5 s. Tyto skupiny reflexů jsou nejpravděpodobněji projevy drcených zón v magurském flyši (A_3), dále pak projevy tektonického rozhraní mezi vnitřním magurským flyšem a vnějším krosněnským flyšem v podloží (A_2) a nejspodnější je interpretován jako tektonické rozhraní mezi západokarpatským alochtonem a autochtonním podložím brunnie (A_1), které může být pokryto autochtonními sedimenty patrně devonu a karpatu. Podle znalostí, které máme z polských profilů a vrtů, tato rozhraní pokračují dále k S a k SZ. Nejspodnější z nich (rozhraní mezi krystalinikem s jeho sedimentárním obalem) vychází k povrchu asi 60 km SSZ od počátku našeho profilu. Velmi plochý násun Karpat, markantní na celém území západních polských Karpat, se u nás na Oravě prudce stáčí podél reflexů A_1 a A_2, což interpretujeme jako elastickou ohybovou strukturu spodní desky (asi pasívního okraje brunnie) v konečném stádiu subdukce krosněnského moře.

Série útržkovitých, k J ohnutých a upadajících reflexů B v intervalu 7,5—12,0 s charakterizuje pravděpodobně spodní část kůry prekambrické brunnie (obr. 3). Podobnou intenzívní reflektivitu spodní kůry lze pozorovat na většině profilů v hercynském a starším krystaliniku v západní Evropě (projekty BIRPS, ECORS a DEKORP). Ohnuté reflexy ve spodní kůře okraje brunnie, způsobené miocenní subdukcí krosněnského moře, jež zde skončila zhruba před 15 Ma, jsou jedním z nejvýznamnějších objevů profilu 2T. Subhorizontální Mohorovičićovo rozhraní (písmeno M_1) se neprojevuje jako soubor výraznějších reflexů a je interpretováno na přechodu mezi zvrstevnatělou spodní kůrou a víceméně bezreflexní nejsvrchnější částí pláště. Zdá se, že subhorizontální Mohorovičićovo rozhraní je zde vytvořeno velmi mladými pochody v posledních 15 Ma. Tomuto důležitému problému, který jsme si znovu ověřili na profilu 8 HR v nejzápadnější části Karpat, budeme věnovat pozornost ještě v budoucnu.

Na profilu 2T se stejně jako v celém úseku Západních Karpat mezi Kroměříží a Tarnówem nevyskytuje eggenbursko-badenský akreční komplex, vzniklý při tektonickém „seškrabování" sedimentů ze subdukujícího mořského dna. Vnější krosněnský flyš v podloží magurského flyše pod reflexem A_2 patří podle polských vrtných poznatků nejspíše k jednotce Obidowa — Słopnice. Je to mnohem „vnitřnější" vývoj než miocenní akreční komplexy pouzdřanský, ždánický, boryslavsko-pokutský, subkarpatský nebo i skolský (tarcăuský). Subdukce v uvedeném úseku probíhala v raném a středním miocénu bez akrece, pravděpodobně i s erozí (definice termínů viz Von Huene, 1984, 1986).

Písmenem C (obr. 3) je označen složitý reflexní obraz, složený ze skupin dílčích reflexů rozdílné dynamiky, ukloněných k SSZ, mnohdy interferujících s kratšími subhorizontálními reflexy. Tato zóna s převahou reflexních ploch ukloněných k SSZ zahrnuje tektonické terény horní desky (magurský flyš, pieninské bradlové pásmo, tatrikum a subtatrikum). Reflexy jsou nejpravděpodobněji vyvolány drcenými horninami násunových zlomů (viz Fountain et al., 1984) s jjv. polaritou násunu. Jednotlivé reflektující tektonické zóny (C_1—C_5, obr. 5) vytvářejí šupinovitý systém asi 8—10 km mocný. Společně zešupinovatělé jsou všechny výše uvedené terény, jak vnějších, tak vnitřních Karpat. Domníváme se, že ke společné imbrikaci došlo právě při transpresním styku vnějších a vnitřních Karpat po spodním oligocénu a před bádenem (viz žádná deformace oravské pánve). Transpresní styk interpretujeme v souladu s Birkenmajerovým (1985) zjištěním rozsáhlého levostranného posunu na jižní hranici pieninského bradlového pásma. Magurský flyš včetně pieninského bradlového pásma (šupiny C_5) je nasunut na tatrikum (u povrchu se subtatrikem a vnitrokarpatským paleogénem), jak již popsal Roth (1964) ve vysvětlivkách k mapě 1 : 200 000, a to nejpravděpodobněji podél nejjižnější ze šupin podsystému C_5. Pravděpodobné je i tektonické porušení centrálně karpatského paleogénu Skorušinského pohoří i jeho podloží na přesmycích indikovaných systémem C_4, i když leží většinou subhorizontálně (Gross, ústní sdělení, 1987) a neprodělal vráso-

vou deformaci. Reflexní jevy skupiny C_2 s rozvětvením na C_3 končí pod Chočským pohořím. Nejspodnější podsystém šupin C_1 není v časech nad 2 s tak výrazný, a jeho pokračování k povrchu není proto patrné.

Systému reflexů C se podobá méně výrazný systém E (obr. 3) v prostoru Nízkých Tater. Jednotlivé podsystémy E_1, E_2 a E_3 dosahují k povrchu od km 39 (2 AT/84) po km 12 (2 T/85) (obr. 5, 6). Tyto reflexy můžeme podobně jako reflexy C v nevýrazné podobě sledovat až do času 4 s. Systém ukloněných reflexů C a E tvoří asi 55 km široké pásmo, které je patrně zónou zkrácení svrchní křehké kůry karpatsko-panonské desky. Její „odlepení" (décollement) není seizmicky patrné, ale podle vymizení šikmých reflexů by mohlo být uvažováno v intervalu 3,5—4 s (10—12 km).

Od km 30 dílčího profilu 2 AT/84 je vlnový obraz složitější a kromě reflexů systému E se začínají objevovat nespojité horizontální a subhorizontální reflexy systému D (obr. 3). Komplex reflexů D končí zhruba na km 14 dílčího profilu 2T/85, kde se znovu mění charakter vlnového obrazu. Tento systém se obtížně interpretuje. Mohlo by jít o pozůstatky tektonického roztažení tatrika v době eocenní sedimentace centrálně karpatského paleogénu, o důsledky recentní extenze, nebo i o možné pokračování reflexů F k SSV. Jiná vysvětlení jsou však také možná. V celém úseku profilu 2AT/84 nejsou na rozdíl od profilu 2T/83, 84 žádné výrazné reflexy ve spodní kůře. Předpokládáme, že malá reflektivita spodní kůry je důsledkem posteocenního ztluštění karpatsko-panonské desky.

Úsek Chabenec — Gemerský Jablonec

Podobný charakter jako na S od Nízkých Tater mají korové reflexy také v prvním úseku profilu 2T/85 (obr. 3). Vyskytují se tu SSZ ukloněné reflexy E. Pod nimi se však kromě horizontálních reflexů systému D objevují na větších časech pod 4 s již i reflexní skupiny systému F, upadající k JJV. Dále k JJV sledujeme velmi výrazné svazky reflexů systému F, obecně upadající k JJV, na časech od 0 do 10 s. Reflexy se dají sledovat bez výrazného porušení v délce najméně 10—30 km. Neuvažujeme-li porušení systému F pozdějším muráňským zlomem, pak je můžeme sledovat až do vyšších časů pod gemerikum, tj. až pod km 60—70. Jsou dynamicky výrazné, dynamika téměř není proměnná s hloubkou. Rozlišujeme pět hlavních podskupin systému F, v nichž nejspodnější dva vůbec nedosahují spodní časové úrovně migrovaného řezu.

Na migrovaném řezu (obr. 6) můžeme sledovat méně výraznou podskupinu reflexů F_4, jejíž výchoz u povrchu se dá extrapolovat mezi km 13—17. Na obr. 3 se dá tato podskupina téměř spojitě korelovat až pod km 52. Vzhledem k intenzívní střižné deformaci a mylonitizaci krystalických břidlic veporika usuzujeme, že původ většiny reflexů systému F je tektonický a že nejvýznamnější z nich jsou reflexy způsobené odrazy od mylonitových zón (Fountain et al., 1984).

Geologicky je možno interpretovat reflexní jevy F_1 jako projev ľubietovské jednotky veporika. Báze podsystému F_1 pak může odpovídat čertovické linii. Dynamicky velmi výrazná je podskupina reflexů F_2, jež přechází z šikmého průběhu do polohy subhorizontální. Je možné, že dále k SSZ z ní vybíhají méně výrazné, k JJV upadající reflexy, odpovídající šupinám kraklovské jednotky veporika. Seizmicky velmi výrazný je k povrchu vystupující (pod úhlem 25—30°) svazek reflexů F_3. Ten geologicky odpovídá násunu kráľovohoľské jednotky veporika na jednotku kraklovskou, a to na km 29. Reflexy systému F ve veporiku nápadně připomínají svým charakterem, umístěním v kůře, sklonem, šířkou pásma i celkovou pozicí v orogénu kolizní sutury severoappalačského i jihoappalačského orogénu na východě USA (Ando et al., 1984; Nelson et al., 1985), zachycené na reflexních seizmických profilech projektu COCORP.

Interpretace amerických profilů předpokládá, že strmě ukloněné celokorové svazky reflexů jsou projevy paleozoické kontinentální kolize grenwillského (severoamerického) a afrického kontinentu. I když litosféra karpatsko-panonské desky prodělala v poturonském vývoji ještě značné deformační pochody, nebyly v prostoru veporika patrně příliš významné a sutura mezi tatrikem a gemerikem je velmi dobře zachována. Zakořeňují do ní s největší pravděpodobností také subtatranské příkrovy — krížňanský v čele, chočský v týlu sutury. Je pravděpodobné, že tato sutura je prakticky jediným zachovaným zbytkem svrchnokřídové turonské kolize v evropských alpidách, neboť v Alpách asi podlehla nové intenzívní terciérní kontinentální kolizi.

Na JJV od km 40 (profil 2T/85) se objevují dynamicky výrazné šikmé reflexy skupiny G (obr. 3), které nedosahují k povrchu. Nad nimi pozorujeme na časech 1,7—1,8 horizontální reflexy, u nichž šikmé reflexy skupiny G končí, což lze opět nejlépe pozorovat na migrovaném řezu (obr. 6). Je pravděpodobné, že žuly kráľovohoľského a kohútského pásma leží jako horizontálně přesunutý příkrov na šupinách G (v migrovaném řezu G_1—G_3), které řadíme také ke kolizní sutuře (viz též geologickou interpretaci Klince, 1975). Na km 46 prochází profil 2T/85 přes muráňský zlom, který se projevuje v časovém migrovaném řezu pouze nepřímo přerušením nejsvrchnějších reflexů systému F. Jedná-li se skutečně o levý směrný posun, jak je pravděpodobné z geologického pozorování (Reichwalder, 1986 — ústní sdělení), pak nepřímé

doklady (přerušení až vymizení reflexů) na našem profilu (zejména migrovaném) tento názor podporují. Žádné významné šikmé reflexy přes linii muráňského zlomu nepřecházejí.

Mezi km 52—66 (obr. 3, 6) pozorujeme dynamicky méně výrazné, k JJV strmě upadající, subparalelní reflexy H až do časů 3,0 s. Přísluší patrně k tektonizovanému krystaliniku jižního okraje veporika, pásmu Kohúta, a k násunu gemerika. Toto krystalinikum je nasunuto na granity, které pod ním mohou kořenit. Styk veporika a gemerika je tektonický a relativně strmý, ukloněné reflexy zachycující tektonické šupiny zasahují obě jednotky. V pásmu Kohúta leží na šupinách veporika také zbytky gemeridních příkrovů.

Vlastní gemerikum na JJV od této tektonické zóny (od km 66 na 2T/85) má odlišný reflexní charakter. Převládají horizontální až subhorizontální reflexy různé dynamiky a délky.

Reflexní jev I v malých hloubkách pod povrchem odpovídá bázi nejsvrchnějšího oligocénu a spodního miocénu Lučenecko-rimavské kotliny, která dosahuje maximálních hloubek kolem 1,5 km, což je v souladu s výsledky vrtu Blhovce—1, ležícím přibližně 1 km sz. od km 83 profilu 2 T/85, a s geofyzikální interpretací Bodnára et al. (1979). Severní okraj pánve je na km 64 jz. od Poltáru.

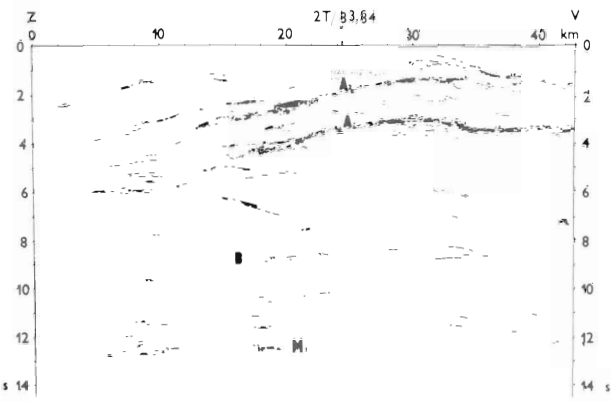
Výrazný horizontální svazek reflexů J mezi km 66—73, pokračující zřejmě útržkovitými reflexy dále k JJV na čase 2,0—2,5 s, interpretujeme jako horizontální násunový zlom („master décollement") gemerika a jižního veporika.

Podobný svazek reflexů K mezi km 66—95 na čase 4,0—4,5 s interpretujeme jako možné pokračování násunového zlomu kohútského pásma a veporidních granitů.

Spodní kůra pod gemerikem obsahuje další horizontální reflexy, končící výraznějšími reflexy M_2 mezi 9,0—10,0 s na km 73—83, které považujeme za projevy Mohorovičićovy diskontinuity. Pod Lučenecko-rimavskou kotlinou se nacházejí v hloubkách kolem 27—30 km. Útržkovité reflexy M_2 se dají dále sledovat mezi km 50—60 na časech 10,0 s, což odpovídá výsledkům výzkumu Mohorovičićovy plochy, získaných z refrakčních měření na profilech K II a K III (hloubky 30—32 km; obr. 3; Mayerová et al., 1983).

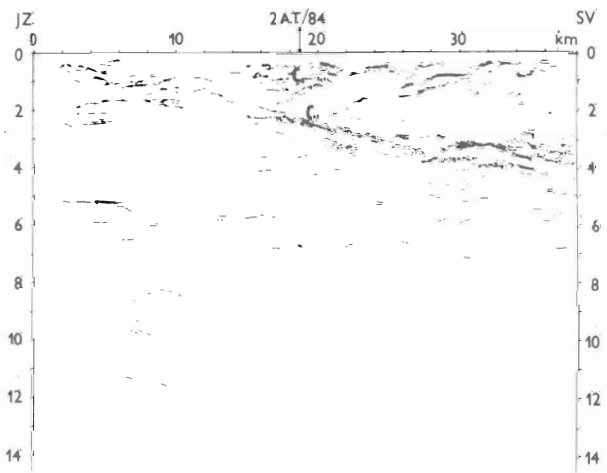
Křižující profily

Profil 2T křižují na několika místech další hlubinné reflexní profily (obr. 1, 2): 315/84 severně od Oravské Magury, 4 HR/84 ve Skorušinském pohoří, 2 BT/84 v Liptovské kotlině a 2CT/85 v Lučenecko-rimavské kotlině. Tyto seizmické profily byly situovány téměř kolmo k profilu 2T a měly v místech křížení vyjasnit prostorovou představu průběhu reflexních rozhraní.



Obr. 7. Nemigrovaný časový řez křižujícího hlubinného reflexního profilu 315. Poměr horizontálních délek k vertikálním je přibližně 1,5 : 1. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 1 a 2.

Fig. 7. Non-migrated time section of crossing deep reflection profile 315. Horizontal vs. vertical approx. length ratio 1,5 : 1. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 1 and 2.

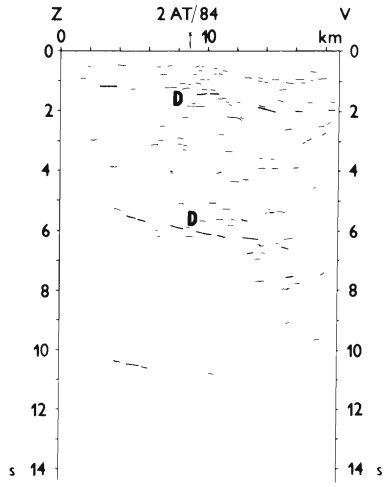


Obr. 8. Nemigrovaný časový řez křižujícího hlubinného reflexního profilu 4HR. Poměr horizontálních délek k vertikálním je přibližně 1,5 : 1. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 1 a 2.

Fig. 8. Non-migrated time section of crossing deep reflection profile 4HR. Horizontal vs. vertical approx. length ratio is 1,5 : 1. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 1 and 2.

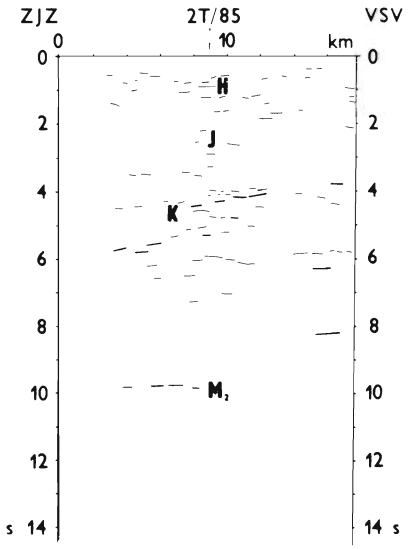
a tím i napomoci řešení pozice dílčích geologických jednotek (obr. 2) a tektonických linií.

Profil 315/84 křižuje profil 2T/83, 84 na km 9,15. V oravsko-magurské jednotce jsou tatáž reflexní rozhraní upadající generelně k JJV, která jsme již identifikovali na profilu 2T/83, 84. Na profilu 315/84 tvoří tato rozhraní na SV od místa křížení (na časech 1,6 a 3,3 s) rozsáhlou elevaci obou rozhraní, a to jak magurského, tak i krosněnského flyše (jednotky Obidowa — Slopnice) s autochtonním podložím (viz obr. 4, 14). Svrchní reflexní rozhraní je tudíž dostupné pro stávající vrtnou techniku a představuje potenciální objekt budoucího naftového průzkumu. K JZ obě rozhraní poměrně prudce upadají a nedají se na



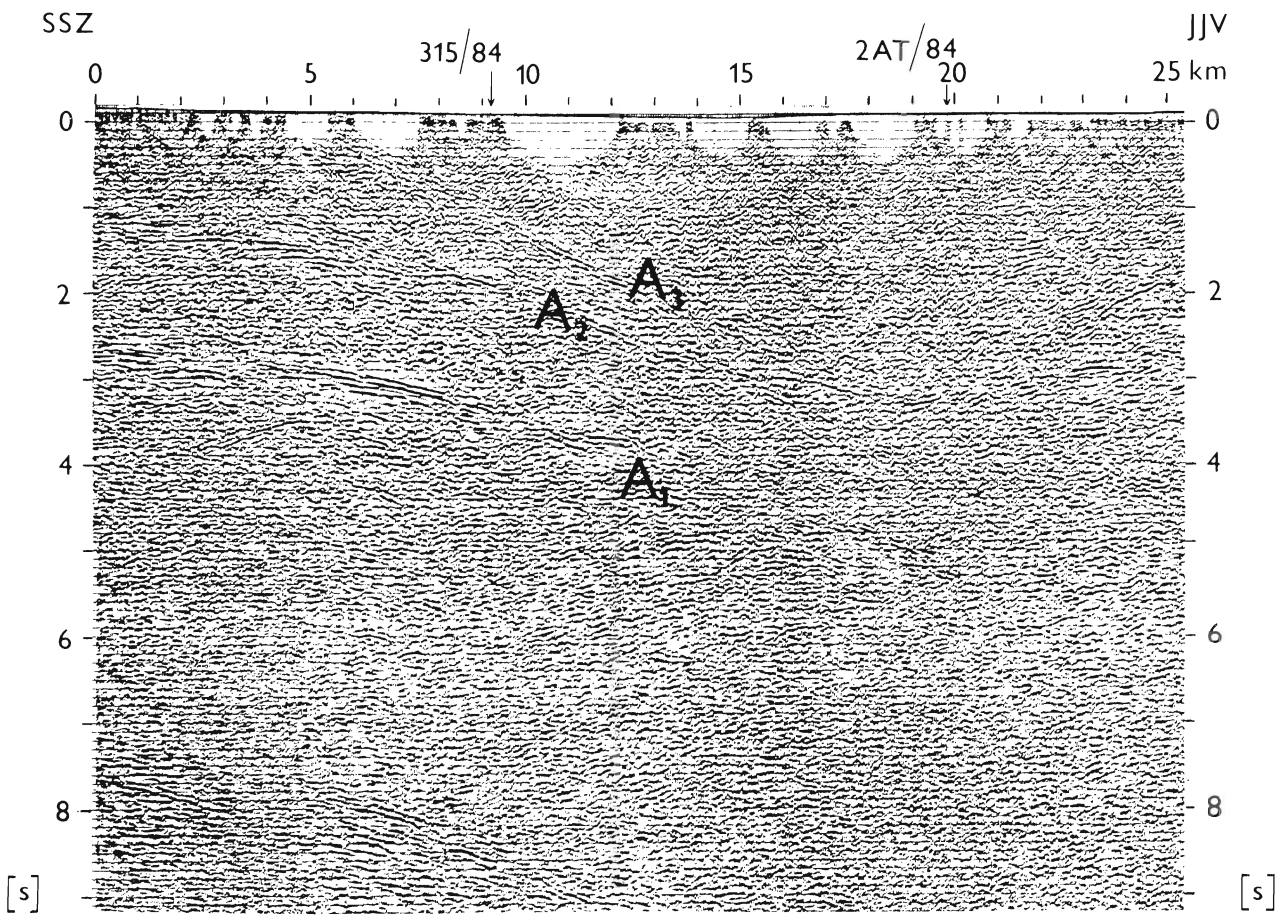
Obr. 9. Nemigrovaný časový řez křižujícího hlubinného reflexního profilu 2BT. Poměr horizontálních délek k vertikálním je přibližně 1,5 : 1. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 1 a 2.

Fig. 9. Non-migrated time section of crossing deep reflection profile 2BT. Horizontal vs. vertical approx. length ratio is 1,5 : 1. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 1 and 2.



Obr. 10. Nemigrovaný časový řez křižujícího hlubinného reflexního profilu 2CT. Poměr horizontálních délek k vertikálním je přibližně 1,5 : 1. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 1 a 2.

Fig. 10. Non-migrated time section of crossing deep reflection profile 2CT. Horizontal vs. vertical approx. length ratio is 1,5 : 1. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 1 and 2.



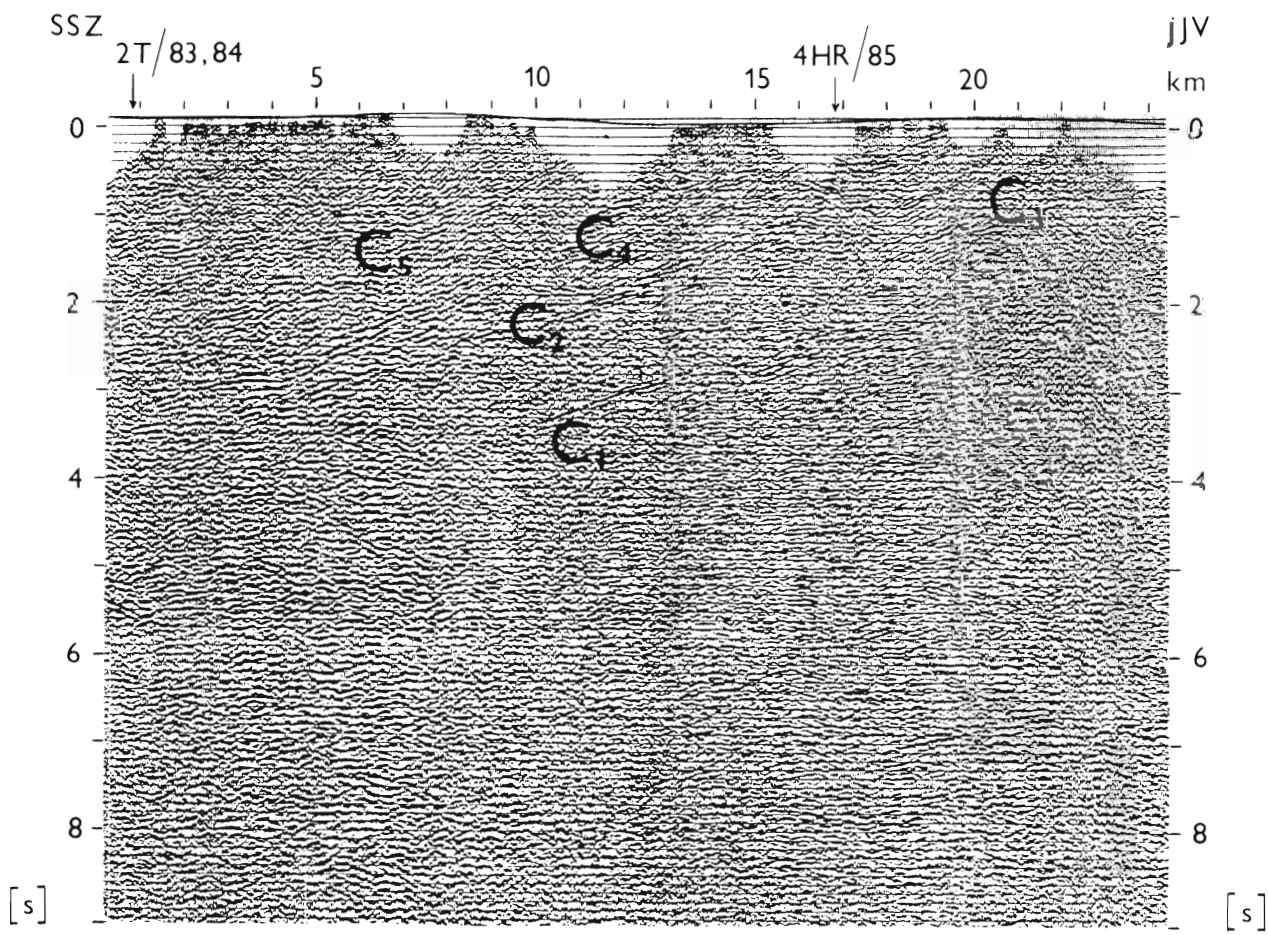
Obr. 11. Výsek originálního nemigrovaného časového řezu 2T/83, 84. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.

Fig. 11. Part of original non-migrated time section 2T/83,84. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.

všech časech spojitě sledovat, což je způsobeno mimo jiné šikmým průběhem linie profilu k ukloněnému autochtonu i reflexu A_2. Nespojitá korelace je pravděpodobně způsobená též existencí příčných zlomů. Stejně jako na profilu 2T/83, 84 je spodní kůra autochtonní brunnie výrazně reflektivní, přičemž poslední výrazné reflexy (13 s na JZ, 12 s na SV) přísluší patrně k Mohorovičićovu rozhraní (obr. 7).

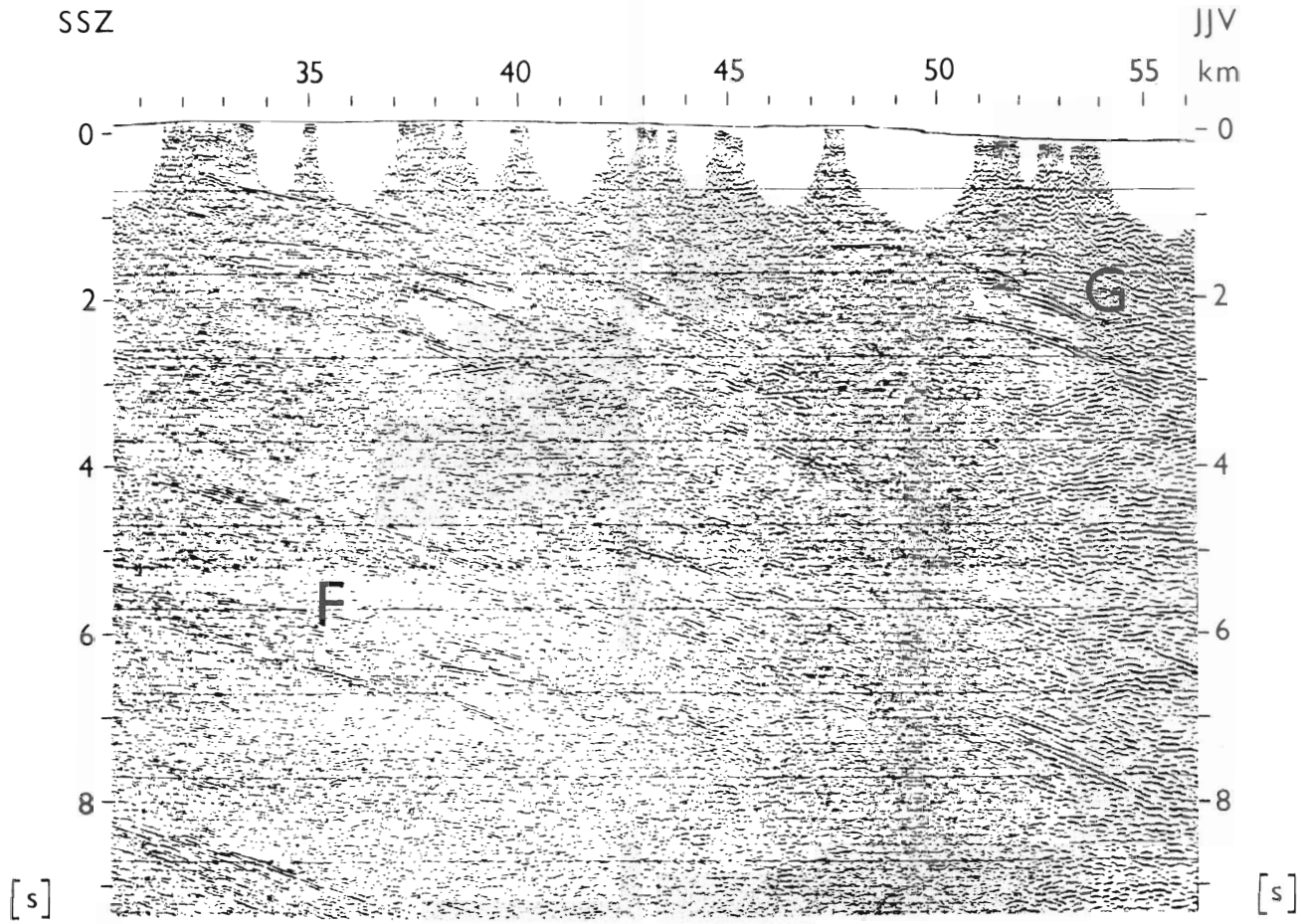
Druhý křižující profil 4HR/85 (křižuje profil 2AT/84 na km 16, 79) probíhá celý v centrálně karpatském paleogénu Skorušinského pohoří. Jak je patrné ze spojeného profilu 2 T, prochází tento profil oblastí tektonického zkrácení svrchní kůry na zpětných násunech. Výklad vlnového obrazu křižujícího profilu (obr. 8) není jednoduchý. Linie profilu prochází kose k vystupujícím geologickým jednotkám (obr. 2) a výrazným způsobem se mohou projevit i boční odrazy (odražené z míst mimo vertikální rovinu profilu). Na časových řezech obou profilů (4HR/85 a 2AT/84) se objevují v místě křížení nejvýraznější reflexy na časech 0,7—0,8 s, 1,3—1,4 s (C_4) a výrazná reflexní skupina, upadající od místa křížení s 2AT/84 směrem k SV, na časech 2,3—2,8 s (C_1). Tyto reflexy a skupiny reflexů, interpretované na 2 AT/84 jako systém tektonických linií násunového charakteru, nemají jednoduchý průběh ani na křižujícím profilu 4HR/85. Zde se prejevují jako reflexy horizontální a subhorizontální, mnohdy též s větším úklonem oběma směry, jak k SV, tak k JZ. Tyto sklony jsou patrně způsobeny orientací linie profilu na násunové plochy (ne přímo kolmo k nim) a pravděpodobně také tím, že násunové plochy netvoří v prostoru jednoduchou rovinu, nýbrž že dochází k větším či menším undulacím podél ní (obr. 8).

Dalším křižujícím profilem je profil 2 BT/84, procházející paleogénem Liptovské kotliny (křižuje profil 2AT/84 na km 33,8). Na tomto profilu je dosti zřetelný, i když nespojitě sledovatelný průběh báze paleogenních sedimentů v intervalu od 0,4 do 0,8 s (obr.9). Do času 4 s lze pozorovat větší množství subhorizontálních reflexů krátké délky i rozdílné dynamiky (systém D), které patrně souvisí s pozicí, litologií a tektonizací subtatranských příkrovů a tatrika. Výraznější skupina reflexů D_1, generelně upadají-



Obr. 12. Výsek originálního nemigrovaného časového řezu 2AT/84. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.

Fig. 12. Part of original non-migrated time section 2AT/84. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.



Obr. 13. Výsek originálního nemigrovaného časového řezu 2T/85. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.
Fig. 13. Part of original non-migrated time section 2T/85. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.

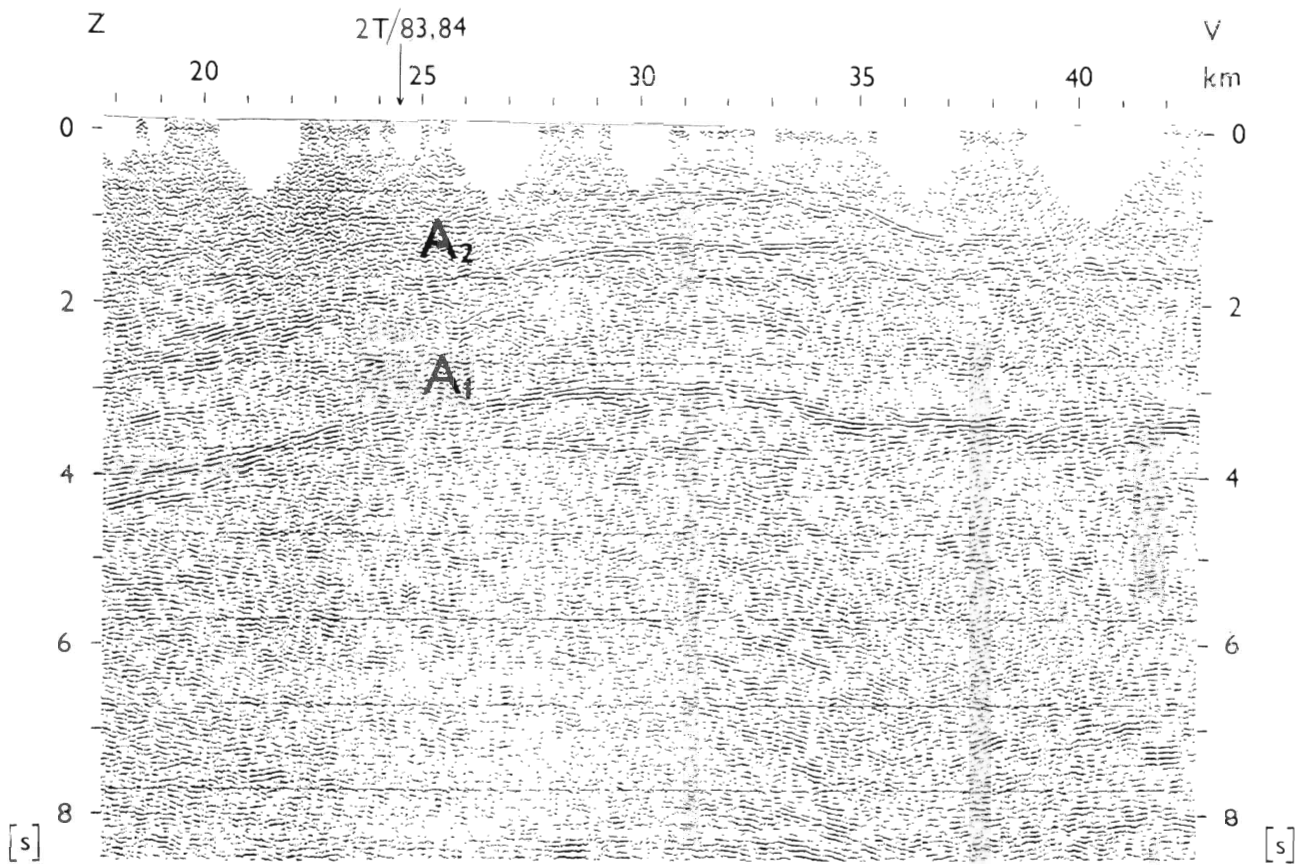
cích k východu, se objevuje na časech 4,0—7,0 s. To znamená, že subhorizontální plochy zjištěné pod Liptovskou kotlinou na profilu 2AT/84 upadají směrem k východu pod centrální část Liptovské kotliny. Spodní kůra stejně jako na 2AT/84 je téměř transparentní bez výraznějších reflexních projevů. Nevýrazné reflexní plošky mezi časy 10—11 s mohou být málo zřetelným projevem Mohorovičićova rozhraní (obr. 9).

Nejjižnějším křižujícím profilem je profil 2 CT/85, který křižuje 2T/85 při severním okraji neogénu Lučenecko-rimavské kotliny na km 63,56 (obr. 2). Na časovém řezu profilu (obr. 10) převažují nespojité horizontální až subhorizontální reflexy, které si zachovávají výraznější dynamiku i ve spodních částech kůry. Na časech kolem 1 s se objevují horizontální reflexy ze šupinovitého systému H (profil 2T). Pod nimi nalézáme na časech 2—3 s nevýrazný systém J, který se i na 2T projevuje subhorizontálně. Od času 3,6 do 6,1 s se kromě těchto reflexů objevuje šikmo ukloněná skupina reflexů k JZ (systém G), která už patrně přísluší ke kolizním švu. Rozhraní na profilu 2CT/85 tedy představuje tektonickou hranici šikmo upadající k JJV na křižujícím profilu 2T/85. Na časech 9,8—10,0 s se na tomto profilu objevuje výrazné, téměř spojitě korelovatelné reflexní rozhraní, které přiřazujeme hranici mezi kůrou a svrchním pláštěm (M_2) (obr. 10).

Hlubinný geologický řez

Většina geologických poznatků už byla vyslovena při popisu časových řezů migrovaných i nemigrovaných. Na základě této interpretace byl sestaven ideový geologický model podél celého profilu 2 T (obr. 15 na s. 8, 9). Na řezu jsou zřetelně vidět dva různé segmenty karpatské kůry s rozdílným obdobím finální deformace.

Na SSZ (po km 10 na profilu 2 T/83, 84) jsou to: subdukční zóna s nadložní alochtonní jednotkou Obidowa—Słopnice krosněnského flyše, upadající po ohybu pod úhlem 40°, a hlouběji pravděpodobně



Obr. 14. Výsek originálního nemigrovaného časového řezu 315/84. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.
Fig. 14. Part of original non-migrated time section 315/84. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.

i větším, dále pak čelní vnitromagurské šupiny a zpětné násuny pod úhlem 30—40°, postihující oravsko-magurský příkrov, pieninské bradlové pásmo i tatrikum s tektonickým pokryvem subtatranských příkrovů a sedimentárním pokryvem centrálně karpatského paleogénu. Nejsevernější z násunů jsou už překryty na sv. Oravě oravskou pánví, patrně badenského až sarmatského stáří, a časové omezení je proto zřejmé. Proto řadíme deformaci se zpětnými násuny a zkrácení svrchní kůry na severním Slovensku i jinde v Západních Karpatech buď do závěru subdukčních procesů (do počínajíci kolize ve středním miocénu) nebo do kolizních transpresních procesů ve svrchním oligocénu a spodním miocénu mezi magursko-pieninským terénem a vnitřními Karpaty. Protože subdukce samotná není kompresním procesem a kolize po subdukci byla velmi slabá, dáváme přednost druhému vysvětlení, zvláště když si uvědomujeme rozsáhlý levý posun na jižní hranici pieninského bradlového pásma (Birkenmajer, 1985). Oligomiocenní transprese se projevovala ve svrchní kůře zešupinovatěním 12—15 km svrchní kůry a patrně duktilními procesy zřídnutí spodní kůry. Samotný výzdvih Strážovských vrchů, Veľké i Malé Fatry, Tater i Nízkých Tater však zřejmě patří až k pliocenní a kvartérní extenzi.

V druhé polovině profilu (od km 10 na dílčím profilu 2T/85) dominují reflexy ukloněné pod úhlem 20—30 ° k JJV, které vytvářejí pod veporidami 20—30 km mocnou kolizní jizvu karpatského křídového orogénu. Tato část Karpat ve veporidách a gemeridách nebyla podle seizmického obrazu příliš postižena pozdějšími deformačními pohyby a kolizní sutura je zde velmi dobře zachována. Na geologickém řezu je znázorněn také násun veporika na tatrikum podél čertovické linie a zakořenění krížňanského příkrovu v severním veporiku. Muráňská linie je interpretována jako poturonský levý směrný posun, příslušící patrně k pozdějším etapám kolizního režimu. Na profilu je dále vyznačen plochý násun veporidních granitů na krystalinikum a jejich zakořenění, dále pak násun krystalinika zešupinovatělého pásma Kohúta na tyto granity společně s gemeridními šupinami v pásmu podél lubenické linie. Gemerikum je v naší interpretaci pojato jako plochý alochtonní komplex, mocný patrně pouze 7 km. Stejně tak krystalinikum kohútského pásma a veporidní granity

jsou interpretovány jako komplexy ležící poměrně ploše na subhorizontálním násunovém zlomu pod gemerikem. Při interpretaci svrchnokřídové turonské kolize předpokládáme, že terény veporika a tatrika byly včetně krížňanského sedimentačního prostoru součástí severní desky, se kterou kolidovala deska jižní v čele s gemerikem. V tomto pojetí je tedy hlavní deskové rozhraní s možným uzavřeným (oceánským?) bazénem mezi veporikem a gemerikem. Skutečná sutura může ležet i uvnitř veporika mezi jeho rozdílnými severními a jižními jednotkami.

Zlomy zasahující hluboko do spodní kůry veporika ukazují, jak intenzívní bylo korové zkrácení a jak dalekosáhlý musel být transport krystalinika po těchto zlomech k povrchu. Tak lze vysvětlit Vránovo (1980) zjištění retrográdní zonálnosti novotvořených granátů alpínského stáří ve veporidách, indikujících barrowské podmínky teploty 450—500 °C a tlaku 500 MPa. Relativně rychlý pohyb veporidního krystalinika po těchto zlomech k povrchu vysvětluje nedostatek pozdně metamorfního vzestupu teplot, jak to známe např. z Alp (Vrána, 1980).

Závěr

Interpretace profilu 2T ukázala značnou shodu s dokonale propracovaným geologickým modelem vnitřních Západních Karpat, menší shodu pak s modely terciérními. Dosud platilo pojetí Západních Karpat podle Matějky (1927) a Matějky a Andrusova (1931), s většími či menšími modifikacemi Bielého a Fusána (1967), Andrusova (1968) a Maheľa (1968, 1984, 1986).

Na profilu 2T se potvrdil klasický model násunu veporika na tatrikum a gemerika na veporikum (Matějka a Andrusov, 1931; Zoubek, 1957). Veporikum se na profilu ukazuje jako celokorová kolizní jizva patrně svrchnokřídového stáří, seizmicky i tektonicky srovnatelná s jizvou paleozoického kolizního orogénu v Appalačském pohoří nebo se strukturou hlavního centrálního násunového zlomu v Himálaji. Gemerikum je na kolizní terén veporika a tatrika nasunuto.

Seizmický profil neposkytl údaje o křídovém tektonickém podloží tatrika, patrně pro intenzívní pozdější tektonické pochody v kůře pod tatrikem. Je pravděpodobné, že tatrikum je alochtonní a že v jeho podloží leží další šupiny tatrika a severnější hypotetické terény. Nemáme pro ně však seizmické důkazy. Svrchnokřídová kontinentální kolize v Západních Karpatech postihla asi současně také Alpy. Její záznam tam však byl většinou zničen terciérní deformací.

Interpretace profilu 2T přináší některé významné změny v pojetí historie terciérních deformačních pochodů Západních Karpat. Nejvýznamnější reflexní jevy severní části profilu indikují celokorový ohyb spodní evropské desky, tvořené brunnií, jenž připisujeme závěru subdukčních pochodů, kdy pod horní karpatsko-panonskou desku byl vtažen také pasívní kontinentální okraj krosněnského moře. V závěru subdukčních pochodů (eggenburg — baden) probíhala subdukce zřejmě neakrečně, mohla být provázena i tektonickou erozí. Následující kolize byla velmi slabá a nezanechala významné reflexní stopy.

Reflexní jevy ve svrchní desce, tvořené společně magursko-pieninským terénem i vnitřními Karpaty, jsou v úseku mezi Pilskem a Chabencem patrně předsubdukčního původu, i když jejich příčiny mohly být u svazků zpětných násunů i současné se subdukcí. Domníváme se však, že jde o projevy transpresního styku obou rozdílných terénů. Tento styk se jeví na Podhale jako téměř čistý levý posun (Birkenmajer, 1985), na Oravě i v Nízkych Tatrách však mohl mít transpresní charakter. Vnitromagurské reflexy přísluší k násunovým zlomům a imbrikacím, které přiřazujeme k akrečním procesům při subdukci magurského moře v eocénu a spodním oligocénu. Horizontální pohyby hrály důležitou roli při neogenní subdukci v Západních Karpatech. Později po skončení subdukce tyto pohyby ustávaly a dnes v recentu kromě linie Mur-Műrz-Leitha-Žilina už nejsou na většině ostatního území Západních Karpat příliš významné. Převažuje zde extenze, provázená rozsáhlým zdvihem severních pohoří, zejména koncem pliocénu a v kvartéru, a rozsáhlým poklesem zejména Podunajské níži-ny, jejích zálivů, a také některých vnitrohorských depresí.

Poděkování. Autoři článku děkují dr. B. Leškovi, DrSc., za iniciativu a pomoc při koncipování projektu seizmického traverzu 2T v jeho první fázi. Dále děkují dr. M. Mayerové za pomoc při zpracování dat některých seizmických řezů. Největší dík patří pracovníkům seizmické skupiny č. 6 státního podniku Geofyzika v Brně a jejímu vedoucímu O. Daněčkovi za dvouletou kvalitní práci v extrémních horských terénech slovenských Západních Karpat.

Literatura

Ando, C. J., Czuchra, B. L., Klemperer, S. L., Brown, L. D., Cheadle, M. J., Cook, F. A., Oliver, J. E., Kaufman, S., Walsh, T., Thompson, J. B., Lyons, J. B., Rosenfeld, J. L. 1984: Crustal Profile of Mountain Belt: COCORP Deep Seismic Reflection Profiling in New England Appalachians and Implications for Architecture of Convergent Mountain Chains. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 68, 7, 819—837*

Andrusov, D. 1968: Grundriss den Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, Veda, 188 s.*

Balla, Z. 1984: The Carpathian and the Pannonian Basin: a kinematic analysis. *Geophys. Trans., 30, 4, 313—353.*

Balla, Z. 1986: Analysis of the anti-clockwise rotation of the Mecsek Mountains (Southwest Hungary) in the Cretaceous: Interpretation of paleomagnetic data in the light of the geology. *Geophys. Trans., 32, 2, 147—181.*

Biely, A., Fusán, D. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. *Správy GÚDŠ (Bratislava), 42, 51—64.*

Birkenmajer, K. 1985: Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., A—16, 175, 101—115.*

Bodnár, J., Bujňáková, M., Elečko, M., Filo, M., Husák, L., Májovský, J., Medo, S., Tkáčová, H., Vass, D. 1979: Geofyzikálny výskum Lučeneckej a Rimavskej kotliny. [Záverečná správa.] *Manuskript — Geofyzika Bratislava.*

Dudek, A. 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. matem. přír. Věd (Praha), 90, 8.*

Fountain, D. M., Hurich, Ch. A., Smithson, S. B. 1984: Seismic reflectivity of mylonite zones in the crust. *Geology, 12, 4, 195—198.*

Gross, P., Köhler, E., Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupčo, G., Papšová, J., Priechodská, Z., Szalaiová, V., Snopková, P., Stránska, M., Vaškovský, I., Zbořil, L. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. *Bratislava, GÚDŠ, 242 s.*

Gutdeutsch, R., Aric, K. 1977: Eine Diskussion geophysikalischer Modelle des Grenzbereiches zwischen Ostalpen und pannonischen Becken. *Acta geol., 21, 287—296.*

Klinec, A. 1975: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier: Slovenské rudohorie stred — Nízke Tatry východ. *Bratislava, GÚDŠ.*

Kotas, A. 1984: Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *Int. Congr. Geol. Strat. Carb. (Madrid), 1—21.*

Lukniš, M. 1973: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. *Bratislava, Veda, 275 s.*

Maheľ, M., Buday, T. et al. 1968: Regional Geology of Czechoslovakia, Part II, West Carpathians. *Praha, Academia.*

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

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Bratislava, Veda, 510 s.*

Matějka, A. 1927: Geologická studie z okolí Ružomberka na Slovensku. *Sbor Stát. Geol. Úst. ČSSR (Praha), 7, 529—575.*

Matějka, A., Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentaleś de la Slovaquie centrale et des regions avoisinanteś. *Knih. Stát. geol. Úst. (Praha), 13, 19—165.*

Mayerová, M., Nehybka, J., Novotný, M., Sedlák, P., Huňáček, P., Viščor, I. 1983: Reinterpretace profilu K III. *Manuskript — Geofyzika Brno.*

Mayerová, M., Nakládalová, Z., Ibrmajer, I., Herrmann, H. 1985: Význam hlubinné stavby na území ČSSR. *Manuskript — Geofyzika Brno.*

Nelson, K. D., Arnow, J. A., McBride, J. H., Wellemin, J. H., Huang, J., Rheng, L., Oliver, J. E., Brown, L. D., Kaufman, S. 1985: New COCORP profiling in the southeastern United States. Part I: Late Paleozoic suture and Mesozoic rift basin. *Geology, 13, 11, 714—718.*

Roth, Z. 1964: Vysvětlivky ke geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 — list Trstená. *Praha, ÚÚG.*

Royden, L., Horváth, F., Rumpler, J. 1983: Evolution of the Pannonian basin system. I. Tectonics. *Tectonics, 2, 63—90.*

Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Mayerová, M., Zbořil, A., Daněček, O., Kouřil, M. 1987: Dílčí zpráva o hlubinném reflexně seizmickém průzkumu metodou SRB na profilech 2T v oblastech flyšového pásma na Oravě, vnitrokarpatských jednotek a neogénu Lučenecko-Rimavské kotliny za roky 1983—85. *Manuskript — Geofyzika Brno.*

Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R., Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. Roy. astron. Soc., 89, 383—388.*

Vrána, S. 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol., 25, 1, 41—54.*

Zapletal, K. 1928: Zur Geologie der Bohemischen Masse (mit besonderer Rücksicht auf die moravische Zone). *Geol. Rdsch., 19, 120—140.*

Zoubek, V. 1957: Hranice gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš., 46.*

Crustal Structures of the West Carpathians on deep reflection seismic line 2T

The information on the Earth's crust structure and top part of the mantle extended markedly in the last years. It is partly owing to deep reflection seismic investigations with the record length from 10 to 30 s. Analogous investigations elsewhere (project COCORP, BIRPS, ECORS, DEKORP, LITHOPROBE, ACORP) yield sometimes revolutionary results with respect to structural-geological interpretations of shields and platforms, Phanerozoic orogen regions, continental margins and continental rifts.

The project of the lines 2T was the joint program of Geofyzika Brno and GÚDŠ Bratislava. The purpose of the deep seismic reflection profiling was to link the results with those of the shallow reflection survey performed along line NR 4—VIII—79 K in Poland and more than 170 km farther along the Chabenec-Gemerský Jablonec, to get an evidence for the Brunnia platform basement subsidence and the character of contact of the Brunnia with the Carpathian-Pannonian plate in the sense of Royden et al. (1983) and Balla (1984).

Investigations performed along the line 2T have yielded data significant for the oil and gas deposit prospection. It was found out that in the northernmost part of the Orava basin at the crossing with line 315/84 there is a rather thick (about 3 km) complex of the Krosno flysch (probably) Obidowa-Slopnice unit) tectonically overlain by the Magura flysch — a part of the upper plate. About 7 km eastwards of the crossing of the lines near Oravské Veselé there is a huge elevation of the basement of Brunnia copied by the Krosno complex elevation which is accessible by drilling. It can be a hydrocarbon reservoir.

The lines 2T/83, 84, 2AT/84 (Figs. 1, 2) run from the Bystrica nappe of the Magura flysch across the Orava-Magura nappe and the Pieniny Klippen Belt NE of Dolný Kubín to the Tatricum partly tectonically overlain by the Krížna and Choč nappes. The Central-Carpathian Paleogene rests transgressively on the nappes.

The line 2T/85 (Fig. 2) commences 4,5 km south of the end of the line 2AT/84 in the Nízke Tatry Mts. crystalline complexes and runs across the Mesozoic sub-Tatric nappes and the Veporicum to the Gemericum and the Neogene of the Lučenecko-Rimavská kotlina depression.

Seismic results from lines 2T are presented here in a joint section of partial line sections with selected reflection segments (Fig. 3) where the most important seismic events

and groups of events are plotted and lettered. We also present sections containing selected reflection segments obtained along the crossing profiles 315, 4HR, 2BT and 2CT (Figs. 4, 8, 9, 10), migrated time sections of the selected reflection segments up to 6s (Figs. 4, 5, 6), parts of original time sections (Figs. 11—14) and schematic geological model of the West Carpathians constructed along 2T line (Fig. 15).

Time sections of 2T line and the respective migrated section are plotted for the velocity of 4 km/s. As the mean crustal velocity of 6 km/s is considered, the sections are stretched approximately 1.5 times in horizontal direction.

The letter A (Figs. 3,4) denotes a SSE dipping reflection band. Reflections can be observed to 5,0—5,5 s TWT. The reflection band most likely corresponds to zones of crushed and brecciated rocks in the Magura flysch (A_3) and to the tectonic boundary in the basement (A_2) between the inner Magura flysch and the outer Krosno flysch. The lowermost reflections are interpreted as the tectonic boundary between the West-Carpathian allochthonous rocks and the autochthonous basement of Brunnia (A_1) which, in places, may be covered with autochthonous sediments of the Devonian and Karpatian.

The subhorizontal overthrust of the West Carpathians conspicuous in the entire western Polish Carpathians is in Orava abruptly turning along reflections A_1 and A_2. We interpret this as an elastic flexure of the lower plate (perhaps the passive margin of Brunnia) in the final stage of the Krosno sea subductions.

Accretionary-subduction complexes form typically steeply dipping imbrications on line 8HR passing the Ždánice unit SE of Brno. Those accretionary complexes do not exist at all in the Carpathian arc between Kroměříž in Moravia and Tarnów in Poland and we did not find them on 2T line. We deduce that the Eggenburgian-Badenian subduction in our area proceeded without accretion, perhaps with erosion (see definition by Von Huene, 1984, 1986).

A band of intermittent, southwards dipping reflections B between 7,5—12,0 s TWT most likely corresponds to the lower crust of the Precambrian Brunnia (Fig. 3). Analogous intense reflectivity of the lower crust is documented by many sections through the Hercynian and earlier crystalline complexes in Western Europe (projects BIRPS, ECORS, DEKORP). Bent lower-crust reflections of the passive margin of Brunnia caused by Miocene subduction of the Krosno sea (terminated at about 15 Ma ago) represent one of the most significant discoveries of the line 2T. The subhorizontal Moho discontinuity (designated M_1) is not clearly indicated by reflections. It is interpreted within the transition zone from the „laminated" lower crust to the more-or-less transparent uppermost mantle. The subhorizontal Moho seems to have originated during processes in the past 15 Ma.

The letter C (Fig. 3) denotes a zone of imbricate pattern of reflection events. Bands of partial reflections of diverse dynamics, often interfering with short subhorizontal reflections, dip towards NNW. This zone of backthrusts comprises tectonic terrains of the upper plate (Magura flysch, Pieniny Klippen Belt, Tatricum, Subtatricum). The reflection events are most likely due to the crushed rocks (Fountain et al., 1984) of SSE polarity. Individual interpreted tectonic zones (C_1—C_5 in Fig.. 5) form a system of imbrication structures about 8—10 km thick. All the above mentioned tectonic terrains of the Outer and Inner Carpathians were imbricated together. We assume that their common imbrication originated during the transpression event between the Outer and Inner Carpathians during the Upper Oligocene and Lower Badenian as there is no obvious deformation of the Orava basin. We have interpreted the transpressive event in accordance with the Birkenmajer's (1985) discovery of an extensive sinistral strike-slip fault at the southern margin of the Pieniny Klippen Belt.

System of reflections E in the Nízke Tatry Mts. (Fig. 3) resembles the C system but is somewhat less prominent. Particular subsystems E_1, E_2, E_3 reach the ground surface between km 39 (2AT/84) and km 12 (2T/85) (Figs. 5, 6). These subsystems of reflections are similarly (like those designated C) registered to 4 s TWT. The dipping reflections C and E form together an about 55 km wide band which can probably correspond to the zone of the upper brittle crust shortening within the Carpathian-Pannonian plate. Their "décollement" is not evident in the seismic data but the fact that diagonal reflections disappear allows us to expect it in the interval 3,5—4 s TWT (10—12 km).

From km 30 of the partial section 2AT/84 the wave pattern gets more complicated: besides reflections of E system there also appear discontinuous horizontal and subhorizontal reflections of D system (Fig. 3). They might correspond to the remnants of tectonic extension of the Tatricum during the deposition of Eocene rocks of the Central-Carpathian Paleogene or to recent extension or even belong to the system of possibly horizontal reflections F in the Tatric area.

Reflections in the crust in the first part of the profile 2T/85 show similar character like those north of the Nízke Tatry Mts. NNW-dipping reflections E can be observed here. Beneath them horizontal reflections D appear as well as on times greater than 4s reflection groups of the SSE dipping system F. Farther to SSE large bands of strong reflections of generally SSE-dipping F system are observed from 0 to 10 s TWT. They can be traced almost continuously for nearly 30 km.

The migrated section (Fig. 6) shows a band of reflections F_1. If extrapolated it would outcrop between km 13 and 17. In Fig. 3 the band can almost continuously be correlated as far as to km 52. The intense shear deformation and mylonitization of crystalline schists in the Veporicum can explain the origin of most F reflections.

The reflection phenomena F_1 can be geologically interpreted as controlled by the Ľubietová zone of the Veporicum. The base of the band of reflections F_1 can then correspond to the Čertovica fault. A course of dynamically prominent band of reflections F_2 ranges from dipping to subhorizontal. Less prominent SSE-dipping reflections can possibly belong to the band F_2 farther to NNW and correspond to slices of the Kraklová zone of the Veporicum. The seismically prominent system F_3 of reflection segments crops out (its dip being 25—30 °) and corresponds to the thrust of the Veporic Králova hoľa zone over the Kraklová zone at km 29. Band of reflections F in the Veporicum shows a striking resemblance of its character, position in crust, dip, zonal width and of its general position in the orogen to other similar collision sutures of the North- and South-Appalachians orogen in eastern USA

(Ando et al., 1984, Nelson et al., 1985).

To SSE of km 40 (profile 2T/85) there are dynamically prominent dipping reflections of group G (Fig. 3) which do not reach the Earth's surface. Above these, at times 1,7—1,8 s TWT, there are horizontal reflections where the G reflections terminate — as seen on a migrated section (Fig. 6). Granites of the Kráľova hoľa and Kohút zones most likely overlie the G-slices (in migrated section G_1—G_3) as a large overthrust sheet (see also geological interpretation by Klinec, 1975). At km 46 the profile 2T/85 crosses the Muráň fault. There is only indirect indication of the vertical fault in the migrated time section. Other methods, gravity and magnetics, confirm probable strike-slip nature of the Muráň-fault much better than deep seismics.

Between km 52—66 (Figs. 3, 6) there are dynamically less prominent, steeply SSE-dipping subparallel H reflections to times 3,0 s TWT. They may belong to tectonically affected crystalline complexes of the southern part of the Veporicum, to the Kohút zone, and to the Gemeric overthrust. The rather steep contact between the Veporicum and the Gemericum is tectonic. Inclined reflections are most likely due to the imbrications in both units. The contact between the Veporic and Gemeric units is rather a wide schuppen system than a single fault.

To SSE of the tectonic zone (from km 66 on profile 2T/85) the reflections within the Gemericum have a different character. Horizontal and subhorizontal reflections of variable dynamics and length are predominant. The prominent horizontal band of reflections J between km 66—73 evidently extending SSE at 2,0—2,5 s TWT in the form of intermittent reflections is interpreted as a horizontal overthrust ("master décollement") of the Gemericum and South Veporicum schuppen system.

Similar groups of reflections between km 66—95 at 4,0—4,5 s TWT are interpreted as an extension and root zone of the overthrust of the Kohút zone and Veporic granites.

At km 9.15 the profile 315/84 crosses profile 2T/83, 84. In the Oravská Magura unit of the Magura flysch the same reflection boundaries occur as identified in section 2T/83, 84. There is an extensive elevation of both flysch units (Oravská Magura and Obidowa-Slopnice) on km 31 (see Figs. 4, 14). The lower crust of the autochthonous Brunnia is highly reflective — similarly as in the section 2T/83, 84. The prominent reflections (13 s TWT on SW, 12 s TWT on NE) probably belong to Moho (Fig. 7).

The second profile 4HR/85 (crossing profile 2AT/84 at the km 16.79) is running in the Central-Carpathian Paleogene of the Skorušinské pohorie Mts. The profile is diagonal to outcropping geological units (Fig. 2). Time sections of both profiles (4HR/85 and 2AT/84) show at their crossing the most prominent reflection bands at times 0.7—0.8 s TWT, 1.3—1.4 s TWT (C_4) and a group of prominent reflections dipping NE of the crossing at times 2.3—2.8 s TWT (C_1). In the section 4HR/85 reflections are horizontal and subhorizontal sometimes dipping both to NE and SW owing to the orientation of the profile to overthrust planes (not perpendicular to the planes) and perhaps also to the fact that the overthrust planes are not in a simple plane but form undulated surfaces.

Another crossing profile 2HT/84 is running across the Paleogene of the Liptovská kotlina basin (the profile is crossing 2AT/84 at km 33,8). To the time 4 s TWT many subhorizontal reflections (D system) of short lenght and diverse dynamics can be seen (Fig. 9). They are related to Subtatric nappes and to the Tatricum. A large group of east dipping reflections D_1 appears at times TWT. The subhorizontal planes beneath the Liptovská kotlina depression in section 2AT/84 are thus dipping eastwards beneath the central part of the basin. The lower crust is seismically almost transparent like in the section 2AT/84.

The profile 2CT/85, crossing the 2T/85 on the northern margin of the Lučenecko-Rimavská kotlina depression Neogene at km 63.56 (Fig. 2), is the southernmost crossing profile. At the times around 1 s TWT the horizontal reflections from the imbricate system H (profile 2T) appear. There is a less prominent system J at the times 2—3 s. The system is subhorizontal also on the line 2T.

At 3.6—6.1s TWT also a SW-dipping reflection group (system G) appears. These reflections already belong to the collision suture. The geological model section along 2T (Fig. 15 p. 8, 9) is based on the interpretation discussed. The section shows distinctly two different parts of the Carpathian crust. Their final deformation took place in different periods.

In NNW (to km 10 on profile 2T/83, 84) the Brunnia Precambrian basement is overlain by the allochthonous Obidowa—Slopnice unit (Krosno Flysch) and the Magura Flysch, dipping southwards at 40 °. Farther in the south are frontal Inner-Magura slices and backthrusts on the Orava—Magura nappe, the Pieniny Klippen Belt, the Tatricum including the tectonic envelope of Subtatric nappes and the sedimentary cover of the Central—Carpathian Paleogene. In NE Orava, the Orava Basin, possibly Badenian-Sarmatian in age, has already covered the northernmost overthrusts. So the deformation including backthrusts and upper crust shortening in North Slovakia is placed either to final subduction processes (commencing Middle Miocene collision) or to collision transpression processes which took place during the Upper Oligocene and Lower Miocene between the Magura—Pieniny terrain and the Inner Carpathians. Since the subduction alone is not a compression process, and as the postsubduction collision was very weak, we prefer the second interpretation particularly because of the extensive sinistral strike-slip faulting on the southern border of the Pieniny Klippen Belt (Birkenmajer, 1985).

The Choč Mts. as the west prolongation of the Vysoké Tatry Mts. as well as the Nízke Tatry Mts. are in our conception Oligocene-Miocene transpressional structures, vertically uplifted in the Pliocene and Recent in extensional regime along normal faults on the southern margin of both mountain ranges. This conclusion does not directly follow from seismic data of line 2T, but from geological and geomorphological data (see for example Lukniš, 1973; Gross, 1980 a.o.). Rotating half-horsts and half-grabens were formed during the latest extensional and uplifting processes, which are typical of many other extensional structures elsewhere.

In the southern half of the section (from km 10 on partial section 2T/85), SSE-dipping 20 °—30 ° reflection segments predominate. They form a 20—30 km thick collision suture of the Carpathian Cretaceous orogen beneath the Ve-

poricum. This part of the Carpathians in the Veporicum and Gemericum has not been markedly affected by later deformation movements. The Mesozoic collision structure is therefore well preserved there. The geological section shows the thrust of the Veporicum over the Tatricum along the Čertovica line and rooting of the Krížna nappe in the North Veporicum. The Muráň line is interpreted as a post-Turonian sinistral strike-slip fault belonging to later stages of the collision regime. The profile also displays subhorizontal thrust of Veporic granites over crystalline complexes. The Kohút zone and northern Gemericum form one imbrication system on the boundary between the Veporicum and the Gemericum. In our interpretation the Gemericum is a subhorizontal allochthonous complex about 7 km thick.

Seismic image of the 2T line seems to be in a good accordance with geological model of the Inner West Carpathians, and in a lesser accordance with the current Cenozoic model. The 2T line confirms the classical model of the thrust of the Veporicum over the Tatricum and of the Gemericum over the Veporicum (Matějka and Andrusov, 1931; Zoubek, 1957). In our geological section, the Veporicum represents an Upper Cretaceous collision suture, seismically and tectonically correlable with the sutures of the Paleozoic collision orogen of the Appalachians or the recent collisions of the Alps or Himalayas.

Our 2T line geological model brings some new insights in the Cenozoic Carpathian interpretation. Crustal flexure of the lower European plate consisting of Brunnia represents most significant reflections in the northern part of 2T. The flexure can be explained by terminating subduction movements when also the passive continental margin of the Krosno sea was subducted beneath the Carpathian-Pannonian plate.

The reflections between Pilsko and Chabenec in the upper plate consisting of the Magura—Pieniny terrains and of the Inner Carpathians perhaps preceded the subduction, although some backthrusts may be simultaneous with the subduction. They might have resulted from the transpression event between the two different terrains. In Podhale the transcurrent event looks as a single sinistral strike-slip fault (Birkenmajer, 1985) but it might have had transpression character in Orava and in the Nízke Tatry Mts. Reflections of the Inner Magura belong among overthrust faults and imbrications ranged to accretion proceeding in the course of subduction of the Magura sea during the Eocene and Lower Oligocene. Some horizontal reflections in this part of the section may belong to Eocene extension in the northern part of the Inner Carpathians.

The West Carpathians represent the northern part of the Neogene and Quaternary Carpathian mountain belt formed during the pre-Middle-Sarmatian (in our part pre-Upper Badenian) subduction of the Krosno sea, subsequent unextensive continental collision and the prominent final Pliocene and Quaternary extension associated with uplift and rotation, mostly of half-horsts. In the West Carpathians the process has continued to the Recent in the form of transpression and transtension deformation along the seismically active sinistral strike-slip fault Mur-Mürz-Leitha (Gutdeutsch and Aric, 1977), in the Malé Karpaty Mts. (Tomek et al., 1977), and perhaps, also in the area of the Váh river between the towns of Nové Mesto nad Váhom and of Žilina.

Diskusia k článku Č. Tomeka et al.: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T

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

Doručené 26. 7. 1988

Zásadný význam predkladaného hlbinného reflexného seizmického profilu 2T vidíme v získaní dát významných pre štruktúrny model, ale i vývojový model Západných Karpát, lebo sa týkajú takých základných otázok stavby Západných Karpát ako: hĺbkový dosah ohybu karpatského predpolia, vzťah vonkajších a centrálnych Karpát, tektonický štýl hlbinných štruktúr tatrika a veporika, ako aj vzťah centrálnych a vnútorných Karpát.

1. Ohyb brunnie a jej zostup do hĺbky nie je jediný v Západných Karpatoch. Treba predpokladať, že hlboký dosah budú mať aj staršie embryonálne ohyby v Spišsko-gemerskom rudohorí a v Bukových horách. Ohnuté spodnokôrové reflexy pasívneho okraja brunnie možno azda vysvetliť i ako prechod od alpínsky málo postihnutej časti k alpínsky prepracovanému okraju, pôvodnému podložiu podstatnej časti flyšovej geosynklinály.

Na okrajoch oblúkov sa zrejme prejavili nielen najvýraznejšie transpresie, ale i rotácie: na rozhraní

brunnie a centrálnych Karpát ľavostranné, pri vnútorných oblúkoch zjavne pravostranné.

2. Vejárovitá forma seizmických reflexov v južnej časti Oravskej Magury so strmším vnútorným ramenom vejára (reflexné plochy C) v bradlovom pásme je azda charakteristická pre stykovú zónu vonkajších a centrálnych Karpát. V podstate zodpovedá rozloženiu plôch štruktúrnych elementov (príkrovových, násunových a prešmykových) a vyznačuje zostup vnútorného okraja flyšového i bradlového pásma do hĺbky. Osová časť vejára reflexných plôch naznačuje i priebeh zóny najvýraznejšej transpresie.

3. Zložitý obraz skupiny reflexov C v tatriku a subtatriku, uklonených na SZ, ktoré vytvárajú šupinový systém 8—10 m mocný, je iste jedným z najzaujímavejších poznatkov známych i z hlbinného seizmického profilu 662/84 cez Malé Karpaty. V povrchovej stavbe tatrika tieto k vonkajšku uklonené reflexné plochy veľkosťou sklonu zhruba korešpondujú so sklonmi paleoalpínskych jednotiek. Na ich vysvetlenie ako mladých násunových zlomov niet v tatriku adekvátnych fenoménov. Spätné prešmyky, zvlášť charakteristické pri vnútornom okraji kryštalických jadier, ale i v subtatranských príkrovoch, napr. zo Strážovských vrchov (Maheľ, 1984), ale i z vysockej jednotky Malých Karpát (Maheľ, 1970; Michalík, 1985) sú zväčša strmé. Zvlášť hojné sú takéto prešmyky v bradlovom pásme, kde ich transpresný pôvod je najpravdepodobnejší. Mohli by to byť výraznejšie rozhrania, zmladené paleoalpínske násunové plochy medzi základnými tektonickými jednotkami, prípadne rozhrania medzi jednotlivými, látkove odlišnými sledmi. Tieto reflexné plochy nápadne korešpondujú s monoklinálnymi plochami obalových tatrických jednotiek. Príčinou oboch môžu byť zdvihy kryštalických masívov, v Malej Fatre metódou fission track datované na 25 ± 18 mil. rokov (Kráľ, 1977).

V bradlovom pásme, kde základné štruktúrne elementy — kulisy — sú takmer subvertikálne plochejšie uložené reflexy, môžu predstavovať rozhrania jednotlivých hĺbkových etáží (plôch) postupného odlepenia bradiel od svojho pôvodného podložia a násunu na magurský flyš.

Menej výrazný systém reflexov E z priestoru Nízkych Tatier, podobný reflexom systému C z vonkajšej časti jadrových pohorí, mohol byť spôsobený starším zdvihom kryštalického masívu i podložia s alpínskymi granitoidnými telesami veku 52 ± 9 mil. rokov (Kráľ, 1977).

Značná hrúbka systému reflexov v tatriku zodpovedá našim predstavám o nakopení viacerých čiastkových jednotiek tatrika, ale i jeho podložia, váhika (Maheľ, 1986). Mnohotvárnosť reflexov v spodnejších častiach kôry (ploché oblúky, roztvorené vejáre, šupinovité prekrývanie) naznačuje dôsledok mobilnosti váhika, zdroja impulzov osobitného vlnového pohybu, ktorý bol hlavným strojcom štruktúr — plastického toku ležatých vrás, digitácií, typických pre tatrikum a hlavne pre krížňanský príkrov.

Reflexy systému D, nespojité, horizontálne a subhorizontálne, sú nápadné priestorovým rozšírením, zhruba zhodným s centrálnokarpatským paleogénom. Názor, že sú to pozostatky tektonického roztiahnutia tatrika v dobe eocénnej sedimentácie, sa zdá byť logický. Ide i o priestor opakovaných prejavov viacmenej subhorizontálnych násunov, a to i mezoalpínskych.

V južnej časti Nízkych Tatier sú výrazné zväzky reflexov systému F, ktoré upadajú rovnako ako vo veporiku na JJV.

Skupiny reflexov F, dominantné vo veporiku, sú svojím sklonom zhodné nielen s mylonitovými zónami v kryštalických bridliciach, ale sú odrazom celkového tektonického štýlu (plochy S, strmo na JJV uklonené synklinály, prešmyky). Tento štruktúrny štýl (hlbinný) je charakteristický pre južnú časť tatrika, ale i pre celé pásmo veporika. Prichodí však zdôrazniť rozdiely v intenzite reflexov i v sklonoch reflexných plôch podmienené heterogenitou kôry (Maheľ, 1978, 1986) charakteristickou pre veporikum. V takom poňatí reflexné plochy F_1 zodpovedajú južnejším častiam tatrika a častiam prekrytým čelami kraklovského soklového príkrovu. Reflexné plochy F_2, viac-menej subhorizontálne, môžu byť prejavom plochejšieho kraklovského násunu, sčasti i kráľovohoľského príkrovu. Reflexné plochy F_3 malého sklonu (len 25—30 °) odrážajú násun mocných granitoidov cez kraklovské pásmo (ťažší podklad zliechovského paleotektonického trogu, sčasti subdukovaného v intrakontinentálnych podmienkach).

Menej výrazné strmo uklonené subparalelné reflexy H zhruba stotožňujeme s revúckou zónou, zónou azda najintenzívnejšieho stlačenia, ale štruktúrne z veľkej časti prekrytou gemerikom, scelenou účinkami telies mladých granitoidov.

Strmý charakter značnej časti veporika s reflexnými plochami strmo zapadajúcimi na JJV, so sklonmi siahajúcimi do spodnej kôry, so zdvihmi hlbších horizontov pozdĺž prešmykov znamená nielen intrakontinentálne skrátenie kôry, ale i jej zostup do hĺbky, zakorenenie. Týka sa to južnej časti tatrika, z veľkej časti prekrytej násunom severoveporických jednotiek. Ako celok tatrikum predstavuje akrečný klin veporika a svojou južnou časťou rampu.

4. Nespomeň veľmi významným je poznatok o odlišnom prejave gemerika, charakterizovaného zväzkom horizontálnych reflexov, ktoré dokladajú príkrovový charakter gemerika. Zaujímavé však bude zistiť reflexný charakter v megaantiklinále Volovca v jednotke s tektonickým štýlom slate belt, analogickým s rimavskou zónou veporika a s prítomnosťou alpínskych granitov.

Pravda, tektonický štýl typu slate belt sa prejavuje i v západogemerskej ostrohe v pásme priebehu profilu 2T. Znamenalo by to, že tento tektonický paleoalpínsky štýl je aspoň sčasti naložený na staršie príkrovy, sčasti už hercýnske, sčasti mladokimerské (Maheľ, 1974), a alpínske granity v gemeriku sú geneticky späté s veporickým autochtónnym podložím. Názor, že gemerikum patrí k inej ako tatricko-veporickej doske, hovorí v prospech odčlenenia centrálnych Karpát od vnútorných Karpát.

Považovať gemerikum za jednotku pôvodom z vnútrokarpatskej dosky, typom kôry odlišnej od centrálnokarpatskej dosky by znamenalo význačný krok vpred v pochopení výstupov ofiolitových, resp. ofiolitoidných sekvencií vo viacerých pásmach i tektonických jednotkách.

Poznámky k diskusi M. Maheľa k článku Č. Tomka et al.: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T

ČESTMÍR TOMEK

Diskusní příspěvek akademika Maheľa k našemu článku vítáme a těší nás. Stejně tak nás potěšila Maheľova recenze předloženého článku. Ukazuje to na zásadní význam hlubinných reflexních seizmických dat na profilu 2T, zdůrazňujeme: d a t, nikoliv naší interpretace. Tu nepovažujeme za konečnou a jedině možnou vzhledem k přirozené mnohoznačnosti výkladu, i když míra mnohoznačnosti je zde podstatně nižší než třeba u interpretace map potenciálních polí (tj. gravimetrických a magnetometrických).

Naše interpretace reflexních jevů při průchodu elastického vlnění vyvolaného výbuchy trhavin zemskou kůrou Západních Karpat je založena na empirickém poznání i petrofyzikálním a geologickém potvrzení skutečnosti, že reflektory jsou vesměs zlomové zóny. V těchto zlomových zónách se nachází ve vyšších partiích kůry kataklastický materiál a v duktilních partiích mylonitizované horniny. Naši spolupracovníci a kolegové J. Wohlgemuth a F. Hrouda z Geofyziky v Brně zjistili, že takovéto horniny ve veporiku se projevují dostatečným reflexním koeficientem, aby vyvolaly reflexní jevy. Některé reflexy na našem profilu vycházejí prakticky až k povrchu, a tak i geologické hodnocení potvrzuje náš názor. Navrhli jsme interpretaci, která je při úrovni současných geologických znalostí nejvíce pravděpodobná.

Bez ohledu na další interpretace tohoto i dalších profilů, které v Západních Karpatech buď už byly, nebo budou provedeny, se domníváme, že profil dobře ukazuje pokles a ohyb brunnie při miocenní subdukci podloží krosněnského bazénu, zpětné násuny v širší oblasti bradlového pásma na Oravě a celokorovou suturu ve veporiku, způsobenou zřejmě kontinentální kolizí ve svrchní křídě. V tom se s námi ztotožňuje i akademik Maheľ. Vedle dalších jevů i mnoho detailů je samozřejmě diskutabilních a jejich interpretace si ještě vyžádá další práci, i když se domníváme, že mnohé jsme vystihli správně. Výhodou reflexní seizmiky proti ostatním geofyzikálním metodám je to, že je velmi „čtivá" i pro neprofesionály. Při tomto „čtení" je však třeba s profesionálními seizmiky spolupracovat. K širší diskusi, kterou tímto chceme nabídnout československé geologické a geofyzikální veřejnosti, jsme ochotni poskytnout všem vážným zájemcům původní seizmický materiál ze všech profilů v článku uvedených.

Nový pohľad na paleogeografický vývoj transkarpatskej depresie v neogéne

RUDOLF RUDINEC
Moravské naftové doly, k. p., Hodonín, Prieskumný závod, 071 01 Michalovce

(Doručené 25. 5. 1988, revidovaná verzia doručená 25. 7. 1988)

New view onto the paleogeographic development of the Transcarpathian depression during the Neogene

The Transcarpathian depression represents an area covered by Neogene complexes on the boundary of the West and East Carpathians. Its NW part is occupied by the East Slovakian Neogene Basin whereas the SE part creates the Transcarpathian Inner Trough. Paleogeographic reconstructions of the Neogene period showed that the main volume of sediments (7—8 km thick) of Egerian to Pliocene age is concentrated in the NW part of the depression. Badenian to Pliocene sediments create the SE part of the depression. The area was open to the sea from the Egerian till to Middle Badenian from the NW whereas this connection later ceased and a new connection from the south opened beginning from the Upper Badenian. Important function in the creation of the Transcarpathian depression played the so called Seredne Horst (between Sobrance—Veľké Kapušany—Beregovo—Mukačevo). During the Egerian to the Karpatian (possibly till to the Lower Badenian) the sedimentation developed northeasterly from this horst. In Badenian till to the Pliocene time the horst diminished and the sedimentation moved to the SE.

Úvod

Transkarpatská depresia predstavuje územie vyplnené neogénnym súvrstvím na pomedzí Západných a Východných Karpát. Teritoriálne zaberá JV časť ČSSR a západnú časť ZSSR. Geologicky jej súčasťou na území ČSSR je východoslovenská neogénna panva, na území ZSSR zakarpatský vnútorný priehyb. Mladšie neovulkanické pohoria ju na území ČSSR ďalej členia na Košickú kotlinu a Východoslovenskú nížinu, na území ZSSR na čopsko-mukačevskú a solotvinskú depresiu. Jej dĺžka je okolo 220 km, priemerná šírka okolo 45 km: zaberá plochu približne 9 309 km^2 (z toho východoslovenská neogénna panva 4 380 km^2 a zakarpatský vnútorný priehyb 4 929 km^2).

Predkladaná schéma paleogeografického vývoja transkarpatskej depresie obsahuje súbor máp zahrňujúcich vývoj neogénu na tomto území od egeru po pliocén (obr. 1—9).

Podkladové materiály zo sovietskej a československej časti územia nie sú rovnocenné. Zatiaľ čo z východoslovenskej neogénnej panvy máme podrobné nové materiály opierajúce sa o výsledky rozsiahlych aktuálnych vrtných a geofyzikálnych prác, na území zakarpatského vnútorného priehybu sa rekonštrukcia paleogeografického rozšírenia jednotlivých stratigrafických stupňov opiera o staršie literárne údaje, predovšetkým o monografickú prácu Gluška et al. (1971) a o čiastočné správy Ďuricu a Kocáka (1965), ktoré, žiaľ, sú dosť zastarané, takže v mnohých prípadoch rekonštrukcia v teréne vzhľadom na topografický opis miest výskytu je iba približná. Ani nová litostratigrafická schéma neogénu zakarpatského vnútorného priehybu (Vjalov in Muratov, Nevesskaja, 1980) neposkytla podrobnejšie podklady v tomto smere (tab. 1). Snáď jedinou väčšou zmenou je preradenie terešulského konglomerátu z karpatu do spodného bádenu, event. vyčlenenie niektorých nových súvrství hlavne v bádene. V podstate však aj táto práca vychádza zo starších podkladov.

Na území východoslovenskej neogénnej panvy sa paleogeografická analýza opiera predovšetkým o tieto práce: Janáček (1959), Buday (1963), Buday et al. (1965, 1967), Mořkovský (1968), Rudinec, Slavík (1973), Rudinec, Čverčko (1974), Čverčko (1977), Rudinec (1978, 1982), Nemčok, Rudinec (1983).

Vývoj transkarpatskej depresie počas neogénu bol zložitý a pulzatívny. Odrážalo sa tu tektonické dianie v severných okrajových častiach panónskeho masívu — jeho zaklesávanie a vytváranie nových, postupne sa rozširujúcich sedimentačných bazénov. Tektonické pohyby späté s vrásnením a neskorším vyzdvihovaním flyšových súvrství sa v transkarpatskej depresii výraznejšie prejavujú až v mladšom, postrednobádenskom vývoji.

TAB. 1

Prehľad neogénneho vývoja transkarpatskej depresie

Rewiew of the development of the Transcarpathian depression during the Neogene

Východoslovenská neogénna panva, SZ časť										Zakarpatský vnútorný priehyb — JV časť (litostratigrafické jednotky)	
Stupeň Vass, Čverčko (1985) Litostratigrafické jednotky	Maximálna hrúbka (m)	Spojenie s morom	Znos materiálu	Smer transgresie	Prostredie	Litologická výplň	Vulkanizmus	Tektonika	Ropomaterský potenciál	Petraškevič in Gluško et al. (1971)	Vialov in Muratov et al. (1986)
Eger	500	SZ	J, JV	SZ — JV	Litorálne-plytkovodné	Ílovce, siltovce s hojným uhoľným detritom	0	V — Z	0		Negrovské súvrstvie
Egenburg — Prešovské súvrstvie	1 000	SZ, S	J	SZ — JV (V)	Plytkovodné (jazerné)	Ílovce, siltovce, pieskovce, zlepence, lignit v okraji	Kyslý ryolitový tuf	V — Z, (SZ — JV, SV — JZ?)	Snáď v depresných častiach	Burkalovské súvrstvie 80	Burkalovské súvrstvie
Karpat—teriakovské súvrstvie, soľnobanské súvrstvie, kladzianske súvrstvie	1 700	SZ, S	J, JV, JZ	Z — V, hlavne SZ — JV	Plytké, hlboké neritikum, hypersalinné-lagunárne	Zlepence, pieskovce, soľ, (anhydrit) pestré ílovce, „nejasný“ šedý karpat?	Ojedinele kyslé ryolitové tufy	SZ — JV, SV — JZ	Nie, snáď iba v SZ časti	Terešulský konglomerát 100	
Spodný bábenien—nižnobrabovské súvrstvie	500	SZ, S	J, JZ, sereďniansky hrast	SZ — JV SV, JV	Plytkovodné, sublitorálne	Ryolitové tufy, pieskovce, ílovce	Rozsiahly kyslý ryolit a jeho pyroklastiká	SZ — JV, SV — JZ	Malý	Novosilecké súvrstvie 700	Terešulské súvrstvie, novosilecké súvrstvie 700 talaborské súvrst.

Pokračovanie tab. 1

Stredný báden + soľ vranovské súvrstvie, zbudzianske súvrstvie	800—900	SZ	Z, JZ, S, seredniansky hrast	SZ — JV	Plytkovodná, neskôr neritická oscilácia lagúny	Vápen. pieskov., ílovce, končí soľ. se- diment.	Málo ryolito- vých tufov	SZ — JV, SV—JZ	Dobrý	Tereblianske a snáď časť solotvinského súvrstvia 750—800	Tereblianske súvrstvie, solotvinské súvrstvie
Vrchný báden (z. bolivíno- vo-bulimínová a rotaliová) lastomírske súvrstvie klčovské súvrstvie	2 000	Čiastoč- ne ešte od SZ, hlavne z juhu	SZ, Z, SV, S	Čiastoč- ne SZ — JV	Hlboko- morské až brekcie	Pelity- -ílovce- -detritic- ká, íl- ovce, pies- ky, kon- glome- ráty	Interme- diárne -andezity -kyslé pyro- klastiká	SZ — JV, SV — JZ, S — J	Dobrý	Teresvianske, baschevské a časť dorobratovského súvrstvia 900	Šandrovské súvrstvie, tiačevské súvrstvie, neresnické súvrstvie, dorolinské súvrstvie
Sarmat stretavské prykšianske	2 000	J	SZ, S	Hlavne SV (Pod- vihorlat- ská oblasť) a JZ (Košická kotlina)	Morské, brakické, postup- ne jazer- né	Váp. ílovce, pieskov- ce, tufy, tufity, štr- ky, ojedi- nelé uhoľ. íly, lignit	Hlavne interme- diárny andezit a jeho pyroklas- tiká, me- nej kyslý	SZ — JV, SV — JZ, S — J, zväčša za- niká vo vyš- šom sarmate	Dobrý, hlavne spodná časť	Časť dorobratovské- ho súvrstvia, lukovské súvrstvie, čiastočne almašské súvrstvie 1200	Dorobratovské súvrstvie, lukovské súvrstvie almašské súvrstvie
Panón + Pont sečovské súvrstvie senianske súvrstvie	1 000	J	SZ, S	Ojedi- nele SZ — JV	Sladko- vodné jazero	Pestré íly, štrky, piesky, ojedine- le tufy, uhoľné íly, lignit	Zánik v panóne interme- diárneho a kyslého vulka- nizmu	Čiastočne SZ — JV, SV — JZ, S — J	Iba ako krycie sú- vrstvie	Izovské súvrstvie, košelevské súvrstvie, gutinské súvrstvie, bužorské súvrstvie	Izovské súvrstvie, košelevské súvrstvie
Pliocén čečehovské súvrstvie	200	J, JZ	SZ, S	—	Sladko- vodné jazero	Pestré íly, pies- ky, štrky	—	Čiastočne SJ — JV, SV — JZ	Iba ako krycie sú- vrstvie	Čopské súvrstvie 500	Tlanické súvrstvie, sutinské súvrstvie

Počas niekoľkých samostatných sedimentačných cyklov reprezentujúcich flyšovo-flyšoidný, šelfový a molasový vývoj sa v transkarpatskej panve ukladal mocný komplex terigénnych, brakických a morských sedimentov, ktoré v severozápadnej časti (Východoslovenská nížina) dosahujú hrúbku 7 000—8 000 m. Okrem sedimentárnych hornín sa na jej výplni vo veľkej miere podieľajú aj horniny subsekventného vulkanizmu (25—30 % Slanské vrchy, vihorlatsko-gutinské pohorie, pochovaný zemplínsko-beregovský masív). Ide tu o kyslý a intermediárny vulkanizmus (Slávik et al., 1968).

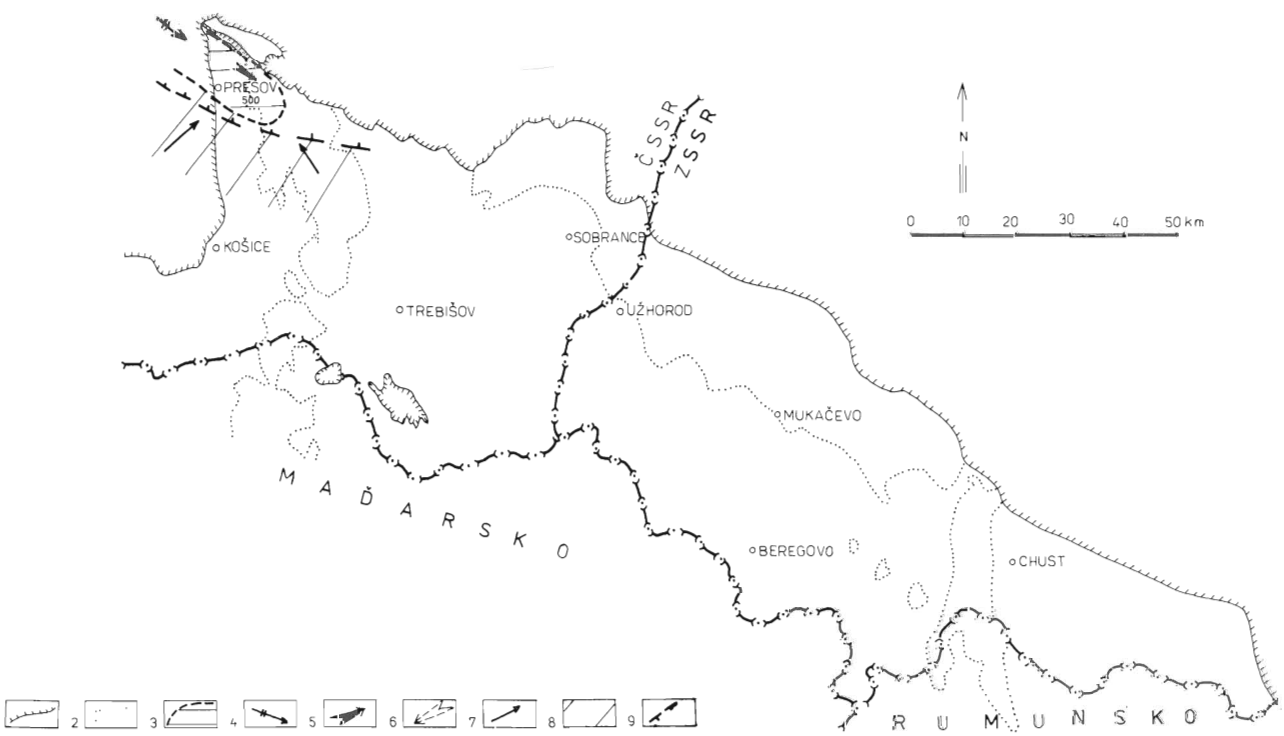
Charakteristickým rysom sedimentárnej výplne transkarpatskej depresie je prítomnosť rozsiahlej soľnej sedimentácie. Vyskytujú sa tu dva regionálne soľonosné horizonty: Spodnejší, viazaný na súvrstvie karpatu, je rozšírený hlavne v jej SZ časti. Vyšší, strednobádenský soľonosný horizont, je rozšírený hlavne v SZ časti Východoslovenskej nížiny a v solotvinskej panve.

Zložité otázky genézy transkarpatskej depresie, ktorá je súčasťou panónskej panvy, tu nerozoberáme. Danej problematike z pohľadu hlbinnej stavby sa v ostatných rokoch venoval Stegena et al. (1975), Vass (1979), Horváth, Royden (1981), Čech (1982), Čech, Zeman (1985).

Vo vývoji transkarpatskej depresie môžeme v širšom zmysle vyčleniť dve základné etapy orientácie bazénov a ich prepojenie s morom v rámci viac-menej jednotnej Paratetýdy (Čverčko, 1977; Rudinec, 1978). Prvá zahŕňa obdobie od oligomiocénu (egeru) po stredný báden, druhá od vrchného bádenu po pliocén.

Pri formovaní jednotlivých panví v rámci transkarpatskej depresie, ako poukážeme nižšie, zohral významnú úlohu seredniansky priečny hrast, rozkladajúci sa približne v priestore Sobrance—Kráľovský Chlmec—Beregovo—Mukačevo, ktorý bol v menšom alebo väčšom rozsahu aktívny od karpatu až do vrchného bádenu.

Pri rekonštrukcii jednotlivých bazénov stručne uvedieme základné informácie — rozšírenie, spojenie s morom, smer znos materiálu, prostredie sedimentácie, litofaciálnu výplň, vulkanizmus, tektoniku, event. význam z hľadiska ropomaterského potenciálu.



Obr. 1. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa egeru (Rudinec, 1987). 1 — okraj predneogénnych súvrství, 2 — kontúry neovulkanitov, 3 — dnešné rozšírenie sedimentov a ich maximálna mocnosť, 4 — smer spojenia s morom, 5 — smer transgresie, 6 — smer regresie, 7 — smer znosu materiálu, 8 — okraj panónskeho masívu (A — priečny seredniansky hrast), 9 — náčrt hlavných zlomov.

Fig. 1. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Egerian (Rudinec, 1987). 1 — margin of pre-Neogene complexes, 2 — contours of volcanites, 3 — recent extent of sediments and maximal thickness, 4 — connection to the open sea, 5 — transgression, 6 — regression, 7 — direction of sediment transport, 8 — margin of the Pannonian Masiff (A — the transversal Seredne horst), 9 — main fault.

Eger

Toto súvrstvie (obr. 1) sa zachovalo iba v malom rozsahu v SZ cípe transkarpatskej depresie — v prešovskej depresii. Tento sedimentačný priestor sa začal rozvíjať vo vrchnom oligocéne (eger—chat) a bol rozšírený viac, ako je dnes známe. Spojenie s morom predpokladáme od SZ, spojenie s čelnou predhĺbňou v priestore dnešných flyšových Karpát a bradlového pásma, odkiaľ sa šírila transgresia.

Tvar bazénu a sedimentáciu v ňom podmienila prvopočiatočná — zárodočná tektonika približne smeru V — Z. Išlo o zlomy, pozdĺž ktorých sa bazén postupne prehlboval a rozširoval. Maximálna hrúbka sedimentov je okolo 500 m. Znos materiálu do bazénu bol z juhu a JV, kde okraj bazénu tvorili hlavne paleogénne a mezozoické súvrstvia, ale aj metamorfity.

Litologicky ide o sivozelené siltovce so sporadickými jemnozrnnými pieskovcami, menej o drobové pieskovce s hojným uhoľným detritom, hlavne v okrajových častiach. Obliaky pieskovcov sú poloostrohranné, prevláda kremeň, v pelitoch prevláda ílovec nad prachovcami.

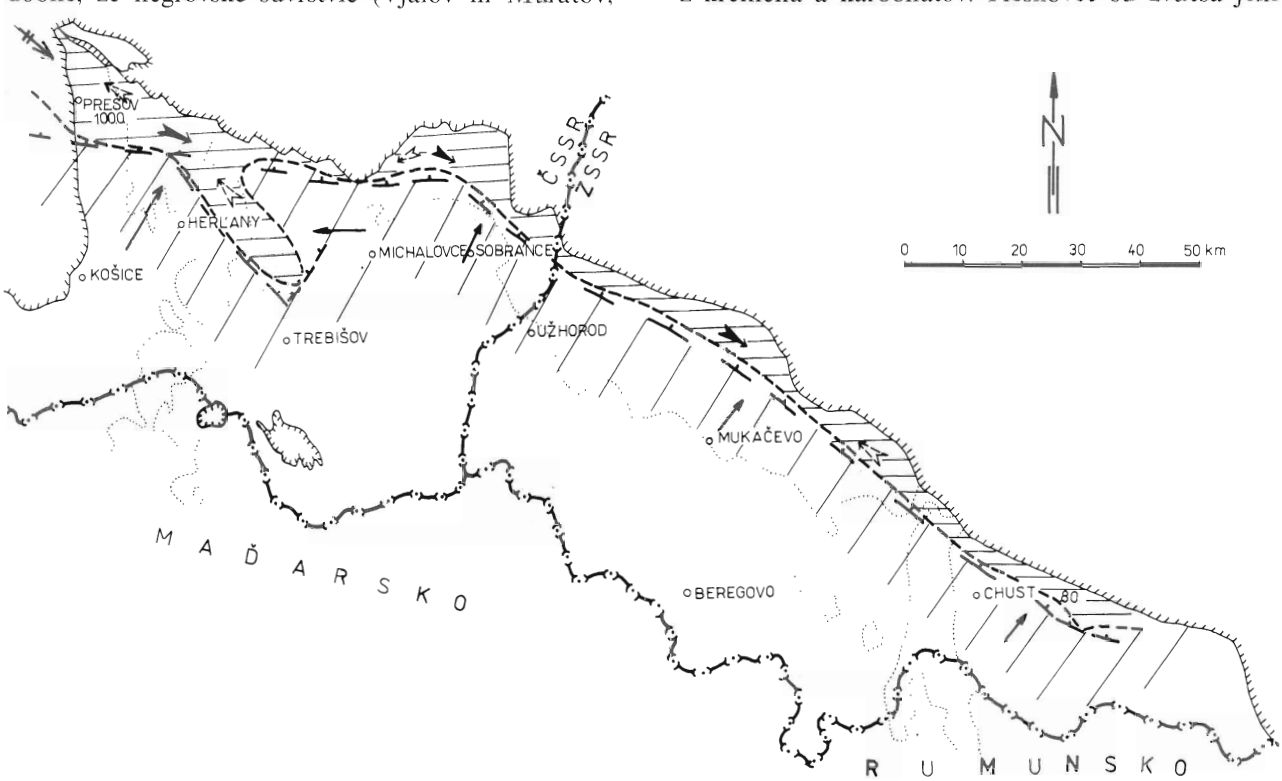
Prítomnosť hojného organického detritu svedčí o existencii plytkomorskej sublitorálnej fácie. Malý bol aj rozsah bazénu s krátkym transportom materiálu. Z paleogeografickej pozície sa zdá málo pravdepodobné, že negrovské súvrstvie (Vjalov in Muratov, Nevesskaja, 1986) na štruktúre Zalúž v zakarpatskom vnútornom priehybe by mohlo byť ekvivalentom egeru.

Egenburg

Sedimenty egenburgu (prešovské súvrstvie; Vass, Čverčko, 1985) za zachovali iba v úzkom pruhu pri severnom okraji transkarpatskej depresie (obr. 2). Maximálnu hrúbku až 1 000 m dosahuje toto súvrstvie v SZ časti — v prešovskej depresii, pričom jeho relikty sú u nás známe aj za bradlovým pásmom (Modra n. Cirochou). Nejasný je jeho rozsah v SZ centrálnej časti Východoslovenskej nížiny. Na území vnútrokarpatského priehybu ich korelujeme s burkalovským súvrstvím (Petraškevič in Gluško et al., 1971), ktoré tu dosahuje hrúbku iba 80 m (solotvinská panva).

Spojenie s morom predpokladáme od SZ, resp. severu na viacerých miestach a väčšej ploche. Znos materiálu do bazénu bol hlavne z juhu, iba minimálne z plytkých brehov severu.

Na výplni egenburského bazénu sa podieľali hlavne sivé vápnité ílovce až siltovce, ďalej pieskovce a zlepence. Nepravidelne rozptýlené polymiktné zlepence s pomerne dobre opracovanými obliakmi sa vyskytujú hlavne v spodnej časti súvrstvia, kde transgredujú na paleogén. Obliaky sú zložené hlavne z kremeňa a karbonátov. Pieskovce sú zväčša jem-



Obr. 2. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa egenburgu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.
Fig. 2. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Eggenburgian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.

nozrnné, menej stredno- a hrubozrnné, s gradačným, konvolutným a šikmým zvrstvením a vytvárajú polohy a vložky v ílovcoch, hojne sa v nich vyskytuje uhoľný detrit a tenké vložky lignitu. Laterálnym ekvivalentom vrchnej časti prešovského súvrstvia bude asi čelovské súvrstvie (Leško, 1957 in Vass, Čverčko, 1985).

Sedimentačný bazén egenburgu bol relatívne plytký, išlo o plytké neritikum — litorál s maximálnou subsidenciou v SZ časti, miestami možno až o jazernú sedimentáciu (čelovská depresia).

Vzhľadom na hrúbku sedimentov sa zdá pravdepodobné, že transgresia postupovala od SZ na JV. Bazén bol úzky a dlhý a ovplyvňovali ho predovšetkým pozdĺžne zlomy, aj keď sú tu už prvé náznaky priečnej tektoniky. Na konci tohto obdobia sa začínajú objavovať prvé prejavy sopečnej činnosti. Ide o kyslý ryolitový vulkanizmus, koncentrujúci sa na SZ časť bazénu. Dochádza k vyzdvihnutiu celého územia (sávska fáza) a k regresii mora smerom na SZ, čo znamená zánik egenburského bazénu. Počas otnangu je tu stratigrafický hiát, ale niektorí autori sa domnievajú, že by tu mohli byť jeho relikty ako ekvivalent vrchnej časti prešovského súvrstvia (Jiříček in Rudinec et al., 1981).

Karpat

Súvrstvie karpatu (obr. 3) je rozšírené hlavne v SZ časti transkarpatskej depresie a len v úzkom pruhu sa zachovali jeho relikty pozdĺž jej severného okraja ďalej na JV. V dôsledku nových tektonických udalostí (skoroštajerská fáza) tu od SZ a snáď aj severu preniká opäť more a zasahuje oveľa viac južnejšie, až do centrálnych častí východoslovenskej neogénnej panvy. Smerom na východ preniká úzkym zálivom SZ od sobraneckého polostrova (bol súčasťou pevniny rozkladajúcej sa približne v priestore Sobrance — Kráľovský Chlmec — Solotvina — Chust) cez choňkovskú depresiu do severných okrajových častí zakarpatského vnútorného priehybu.

Pôvodný karpatský sedimentačný priestor bol podstatne väčší a najmä širší, ako sa zachoval dnes. Predpokladáme hlavne jeho degradáciu zo severnej strany. Oproti predchádzajúcim bazénom pozorovať tu asi posun bazénu viac na juh a jeho predĺženie na JV.

Vzhľadom na veľkú hrúbku sedimentov (max. až 1 700 m) išlo o jednu z najintenzívnejších subsidencií predovšetkým v SZ časti transkarpatskej depresie. Bazén sa formoval a postupne rozširoval jednak pozdĺž starých zlomov, ktoré sa oživili a ešte zintenzívnili (predĺžili). Išlo hlavne o pozdĺžne, ale aj o priečne zlomy majúce syngenetický charakter.

Znos materiálu do karpatského bazénu predpokladáme hlavne z juhu, event. z JZ. Charakter fauny a sedimentov svedčí o morskom prostredí — plytké a hlbšie neritikum, miestami hypersalinné-lagunárne.

Na území východoslovenskej neogénnej panvy, kde je zastúpenie karpatu najväčšie, sa zistila pestrá škála sedimentov, v ktorých Vass a Čverčko (1985) vyčlenili tri litostratigrafické jednotky (zdola): teriakovské, soľnobanské a kladzianske. Teriakovské súvrstvie, rozšírené hlavne v severnej a centrálnej časti bazénu, má hrúbku 150—250 m (v okolí Prešova nad 500 m). Z litologického hľadiska v spodnej časti ide o zlepencovo-piesčitú fáciu prechádzajúcu do flyšoidnej fácie striedania sa pieskovcov a ílovcov s polohami drobných zlepencov.

Pieskovce sú jemno- až strednozrnné, zlepence polymiktné, ojedinele sa vyskytujú aj droby. Poloopracované obliaky sú z kremeňa a rohovcov, hojne z karbonátov, ktoré prevládajú predovšetkým v západnej časti bazénu. Vo východnej časti sa v obliakoch objavujú viac metamorfity a báziká.

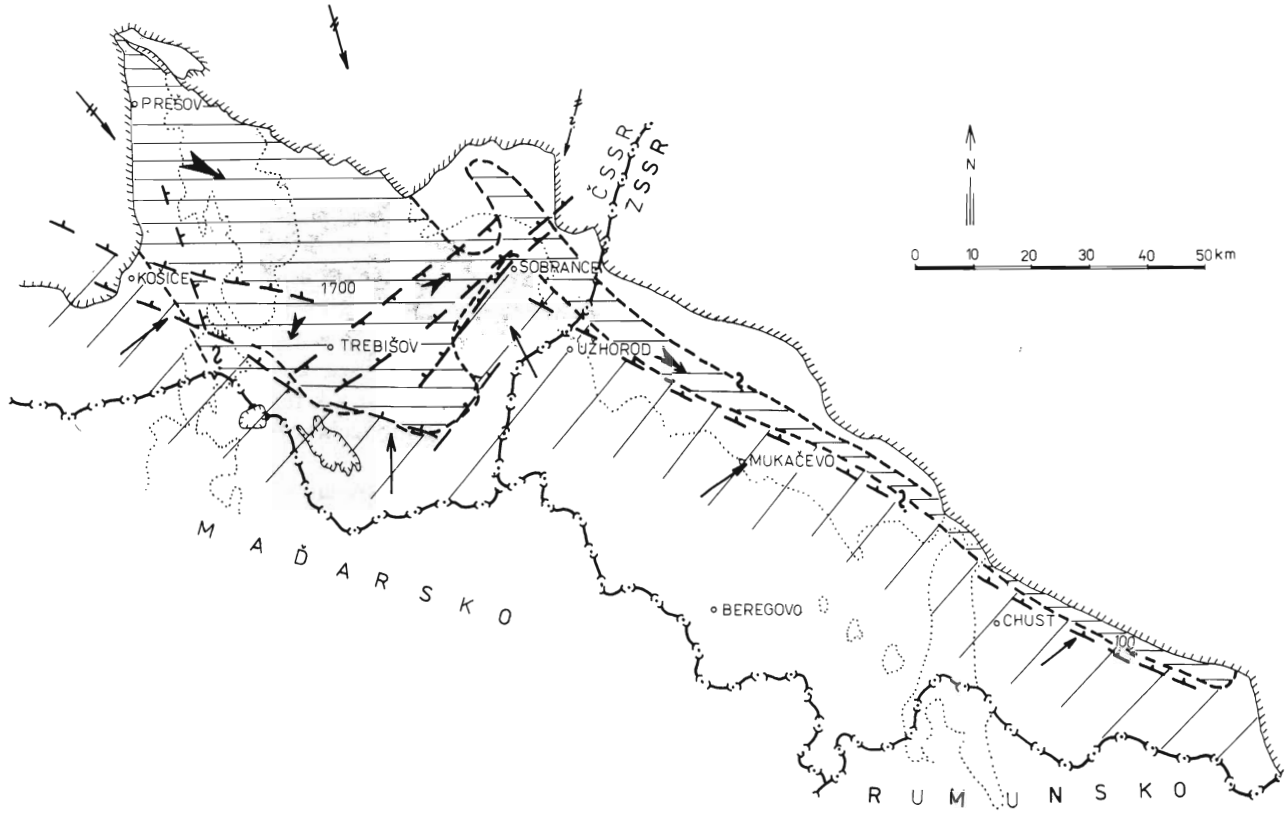
Ekvivalentom tohto súvrstvia by mohol byť v zakarpatskom vnútornom priehybe terešulský konglomerát (Petraškevič in Gluško et al., 1971) dosahujúci hrúbky od 0 až do 100 m. Vzhľadom na jeho zloženie (prevládajú obliaky flyšových hornín a jurských vápencov) a čiastočne na faunu, môže ísť aj o ekvivalent vyšších karpatských súvrství, a tak ho Muratov et al. (1986) v zmysle Vjalova (1956) zaraďujú na bázu spodného bádenu, čo považujeme za možné.

Podľa zastúpenia vyšších karpatských sedimentov predovšetkým v SZ časti transkarpatskej depresie sa zdá, že v priestore vnútrokarpatského priehybu sa zmenšil sedimentačný priestor a sedimentácia sa presunula hlavne do východoslovenskej neogénnej panvy. Tu sa v pomerne regionálnom rozsahu vyskytuje mohutné soľonosné súvrstvie (soľ — sadrovec, slané íly, pieskovce — prešovská soľ). Vass a Čverčko (1982) označujú súvrstvie ako soľnobanské, ktoré v severnej a centrálnej časti dosahuje 200—400 m hrúbku.

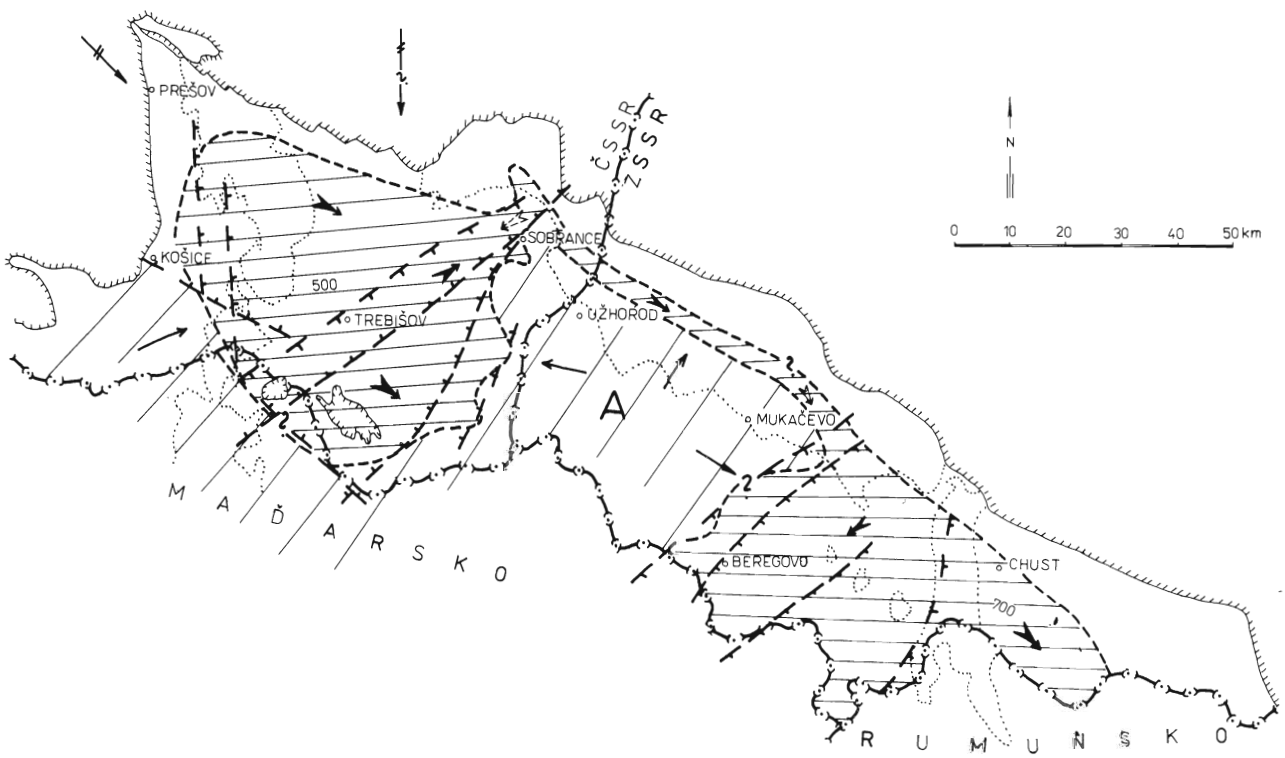
Do nadložia karpatské súvrstvie prechádza do mohutného komplexu pestrých (červených, fialových, hnedoškvrnitých, zelených, žltých) vápnitých, slabo piesčitých ílovcov s tenkými polohami jemnozrnných vápnitých pieskovcov dosahujúcich vo vrte Trhovište-26 až 1 300 m (Rudinec, 1977). Vass a Čverčko (1985) označujú toto súvrstvie ako kladzianske.

Nevyjasneným zatiaľ ostáva postavenie tzv. šedého karpatu, ktorý v podloží pestrého karpatu v širšom okolí Michaloviec vyčlenil Janáček (1959). Litologicky ide o čierne nepiesčité, spevnené ílovce, faunisticky sterilné, ktoré sa tu vyskytujú medzi paleozoickým podložím a pestrým súvrstvím karpatu.

Mierna sopečná činnosť v karpate kyslého charakteru bola pozorovaná iba v SZ časti transkarpatskej depresie.



Obr. 3. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa karpatu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.
Fig 3. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Karpatian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.



Obr. 4. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa spodného bádenu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.
Fig. 4. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Lower Badenian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.

Spodný báden

Súvrstvie spodného bádenu (obr. 4) sa v transkarpatskej depresii vyskytuje na dvoch miestach. V severozápadnej časti zaberá takmer celú východoslovenskú neogénnu panvu po výrazný priečny serednianský hrast na JV (hrúbka výplne dosahuje až 500 m).

Serednianský hrast, ktorý sa rozkladá približne v priestore Sobrance—Kráľovský Chlmec—Beregovo—Mukačevo, rozdeľoval spodnobádenský bazén na dve časti. Maximálna koncentrácia sedimentov tohto súvrstvia sa nachádza v JV časti transkarpatskej depresie — v solotvinskej panve. Mocnosť výplne je v tomto priestore až 700 m. Spojenie medzi oboma územiami bolo najpravdepodobnejšie cez úzky záliv pokračujúci z choňkovskej depresie (na V od Sobraniec) na JV pri SV okraji serednianskeho hrastu.

Spojenie spodnobádenského bazénu s morom predpokladáme od SZ a snáď od severu. Aj keď v niektorých častiach panvy pozorovať pozvoľný prechod z karpatského súvrstvia (Janáček et al., 1974), smerom na juh a na východ, predovšetkým vo východoslovenskej neogénnej panve, kde je zaplavený aj zemplínsky ostrov, sa bazén podstatne rozšíril. Výrazné je rozšírenie spodnobádenských sedimentov v juhovýchodnej časti transkarpatskej depresie (solotvinskej panve), ktorej vznik je vlastne spätý s týmto obdobím). Zdá sa, že spodnobádenská transgresia pokračovala smerom na JV až do transylvánskej panvy.

Prirodzene, že severný okraj tohto bazénu presahoval dnešné rozšírenie ďalej na sever. Jeho presnejšia rekonštrukcia je však dnes už nemožná.

Spodnobádenské súvrstvie v SZ časti transkarpatskej depresie vo východoslovenskej neogénnej panve opísal Vass a Čverčko (1985) ako nižnohrabovské. V juhovýchodnej časti, v solotvinskej panve, mu zodpovedá novoselické súvrstvie (Petraškevič in Gluško et al., 1971).

Spodný báden predstavuje mohutný vulkanicko-detritický komplex s regionálnym rozšírením po celej panve (500—700 m). Jemnozrnné vápnité pieskovce, siltovce a ílovce sa striedajú a polohami ryodacitových tufov a tufitov. Ojedinele sa vyskytujú polohy konglomerátov. Charakteristickým rysom tohto súvrstvia je výskyt výrazného ryolitového tufu v jeho vrchnej časti, označovaného v SZ časti ako hrabovský tuf, dosahujúci tu hrúbku až 140 m.

Spodnobádenský bazén bol pomerne plytký, charakter sedimentov, t. j. časté striedanie pieskovcov a ílov s polohami tufov, svedčí o častej oscilácii hladiny. Je to výsledok veľmi búrlivej regionálnej sopečnej činnosti. Ide o kyslé eruptíva — ryolity viazané na výrazné zlomové línie v okrajových častiach panvy.

Materiál bol do bazénu prinesený hlavne z JZ, juhu a z priečneho serednianskeho hrastu. Severný okraj bazénu bol plytký a nebol výraznejšou zdrojovou oblasťou. Hojný výskyt rastlinného detritu v pieskovcoch signalizuje bujnú vegetáciu v okolí plytkovodno-sublitorálneho bazénu.

Subsidenciu v spodnobádenskom bazéne kontrolovali synsedimentárne okrajové — pozdĺžne zlomy, v okolí serednianskeho hrastu aj priečne zlomy, ktorých aktivita v dôsledku štajerských horotvorných pochodov sa ďalej oživila a zintenzívnila. Ku koncu tohto obdobia dochádza k výzdvihu severnej časti serednianskeho hrastu a k regresii mora z priestorov úzkeho zálivu spojujúceho oba čiastkové bazény.

Stredný báden

Toto súvrstvie (obr. 5) je v transkarpatskej depresii rozšírené v jej SZ a JV časti a navzájom je oddelené serednianskym hrastom.

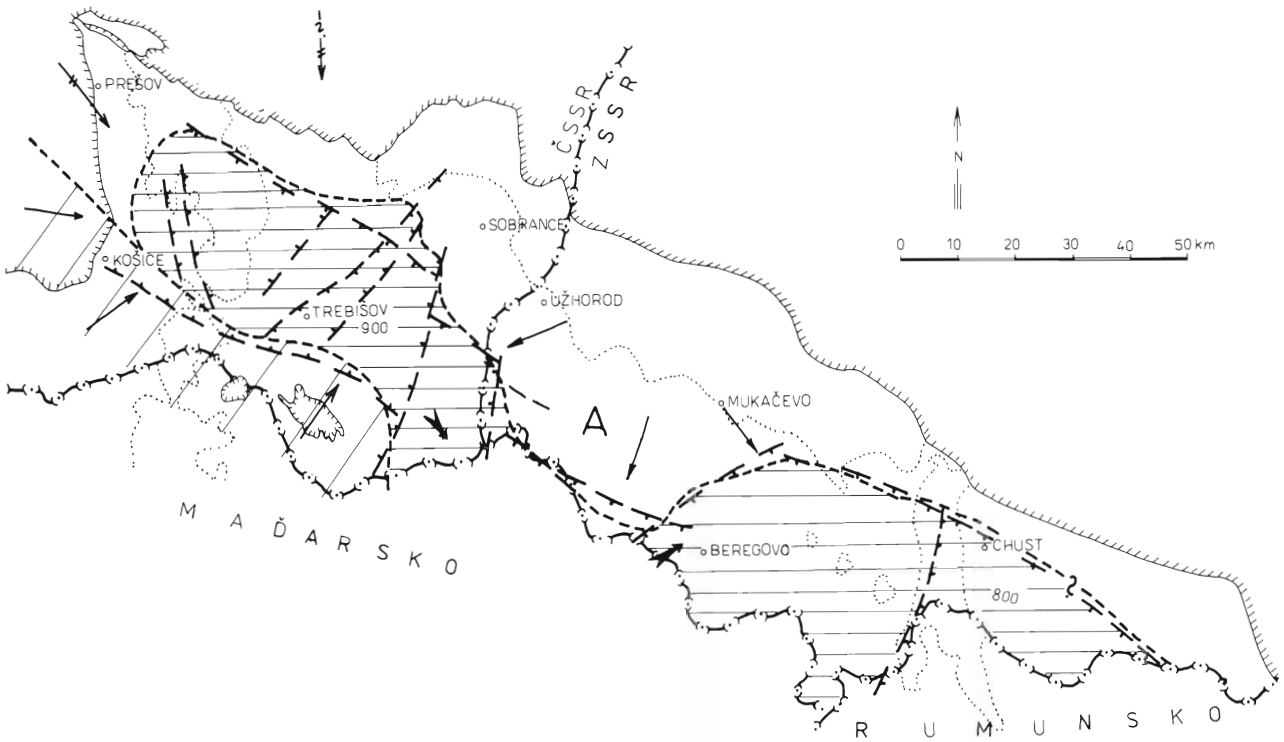
V dôsledku pokračujúcich štajerských horotvorných pochodov sa sedimentačný priestor ďalej zužoval a predlžoval. Pravdepodobne sa prerušilo doterajšie spojenie oboch jej častí cez úzky záliv pri severnom úpätí serednianskeho hrastu. Transgresia pokračovala ďalej smerom na JV cez SV Maďarsko a južnú časť zakarpatského vnútorného priehybu ďalej na JV. To bolo tiež miesto, kadiaľ obe oblasti komunikovali. Serednianský hrast bol v tom období ostrovom alebo polostrovom.

Dnes sedimenty tohto súvrstvia zaberajú severozápadnú a JV centrálnu časť východoslovenskej neogénnej panvy s maximálnou hrúbkou 800 až 900 m. Na území vnútorného zakarpatského priehybu sú rozšírené predovšetkým v solotvinskej panve s max. mocnosťou 800 m.

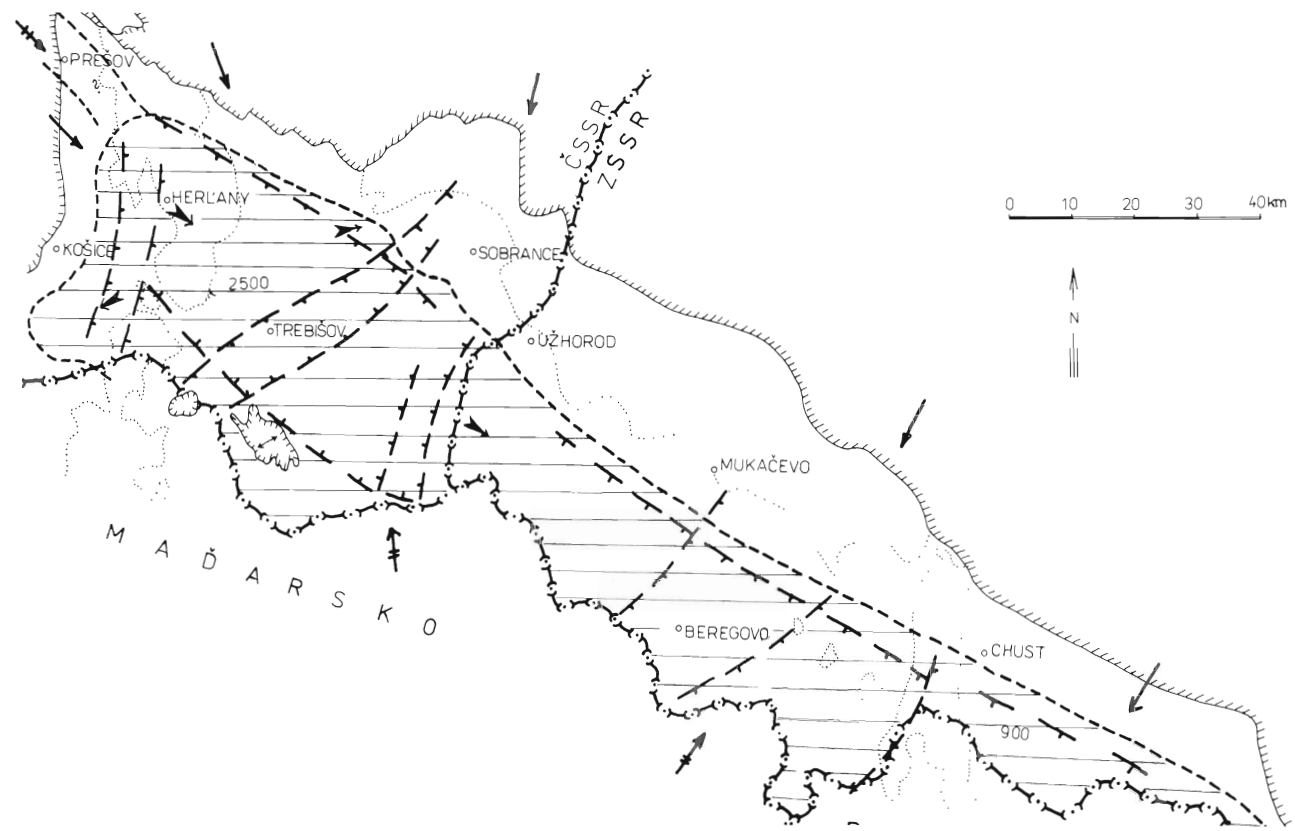
Spojenie s morom predpokladáme ešte od SZ, znos materiálu hlavne zo západu a juhozápadu, ale tiež zo serednianskeho hrastu zo SV a SZ, v solotvinskej depresii snáď aj zo severu.

Charakter fauny a sedimentov zo začiatku stredného bádenu poukazuje na pomerne plytký sedimentačný priestor, ktorý dosť osciloval (íly a pieskovce s hojným uhoľným pigmentom). Postupne sa však sedimentačný priestor prehlboval a vzniklo neritické prostredie. Na konci stredného bádenu v SZ a JV časti transkarpatskej depresie vznikali soľné lagúny.

Litologicky súvrstvie stredného bádenu v spodnej časti reprezentuje piesčito-ílovitý vývoj. Vo svetlých jemno- až strednozrnných pieskovcoch sa nachádza hojný uhoľný pigment. Do nadložia tento vývoj prechádza do tmavých vápnitých ílovcov, kde jemnozrnné piesky sú sporadické. Túto časť stredného bádenu vo východoslovenskej neogénnej panve označuje Vass a Čverčko (1985) ako vranovské súvrstvie.



Obr 5. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa stredného bádenu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.
Fig. 5. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Middle Badenian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1



Obr. 6. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa vrchného bádenu — bolivínovo-bulimínovej a rotaliovej zóny (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.
Fig. 6. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Upper Badenian, the Bolivina-Bulimina and Rotalia zones (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1

Zavŕšením strednobádenského obdobia je pomerne rozsiahla druhá soľná sedimentácia v neogéne. Charakterizuje ju výskyt mohutných polôh svetlej soli, soľných jemnozrnných pieskovcov a ílovcov, miestami soľ nahradzuje anhydrit alebo sadrovec. V severozápadnej časti východoslovenskej neogénnej panvy je soľonosné súvrstvie označované ako zbudzianske (Vass, Čverčko, 1985), v zakarpatskom vnútornom priehybe ako tereblianske (Petraškevič in Gluško et al., 1971).

Strednobádenskú sedimentáciu podmienilo opätovné oživenie syngenetických okrajových pozdĺžnych aj priečnych zlomov, ktoré kontrolovali sedimentačný priestor. Sopečná činnosť sa v tomto období stlmila, menšie prejavy kyslého ryolitového vulkanizmu pozorovať v JZ časti Východoslovenskej nížiny a v solotvinskej depresii. Ku koncu tohto obdobia sa zdá, že dochádza k miernej regresii strednobádenského mora na západe v Košickej kotline.

Vrchný báden

V transkarpatskej depresii vo vrchnom bádene (obr. 6) kulminovali štajerské horotvorné pochody, ktoré sa v konečnom dôsledku odzrkadlili v zmene smeru sedimentačného bazénu. Zvlášť výrazné sú tieto zmeny v jej SZ časti na území východoslovenskej neogénnej panvy.

Dnes sú sedimenty tohto obdobia rozšírené hlavne v centrálnej časti celého bazénu, pričom v jej SZ časti dosahujú hrúbku až 2 000 m, zatiaľ čo v JV časti je to okolo 900 m. V tomto období je postupne zaplavovaný seredniansky hrast, ale vrchnobádenské sedimenty sú tu podstatne tenšie, až chýbajú.

Vrchný báden je v spodnej časti reprezentovaný bolivínovo-bulimínovou a vo vrchnej časti rotaliovou zónou. Zdá sa, že v spodnej časti doznievalo ešte spojenie bazénu zo SZ, aj keď v zárodkoch mohlo existovať spojenie z juhu, ktoré postupne prevládlo. Vo vrchnej časti tohto súvrstvia — rotaliovej zóne — sa zdvihli flyšové Karpaty na severe, a tým sa definitívne prerušilo spojenie zo SZ, event. zo severu.

Spodná, hlavne pelitická časť vrchného bádenu zaberá na SZ územie Východoslovenskej nížiny so západným okrajom pod Slanskými vrchmi. V tomto období je tu zaplavený aj zemplínsky ostrov. V JV časti transkarpatskej depresie sa sedimenty ukladali predovšetkým v solotvinskej panve.

Vrchná časť, viac detritická, má podstatne väčšie rozšírenie, predovšetkým v SZ časti transkarpatskej depresie. V Košickej kotline transgreduje na stredný a spodný báden, karpat a paleozoikum.

Pomerne hojne je táto fácia (resp. zmiešaná) zastúpená aj v solotvinskej depresii.

V spodnej časti sa vo vrchnobádenskom bazéne usadzoval hlavne materiál zo západu, JZ, event. z juhu, v plytkých brehoch vo vrchnej časti sú to sedimenty hlavne zo SZ, SV a severu, ktoré majú charakter prívalov (predovšetkým v SZ časti transkarpatskej depresie).

S prihliadnutím na charakter fauny a sedimentov v spodnej — pelitickej časti vrchného bádenu usudzujeme, že prostredie bolo hlbokoneritické až vrchnoabysálne, v okrajových častiach plytkoneritické a sublitorálne. Vrchná časť, prevažne detritická, má v okrajových častiach charakter brakickej fácie prechádzajúcej do plytkého neritika až sublitorálu.

Litologicky je spodná časť — bolivínovo-bulimínová zóna — reprezentovaná viac-menej monotónnymi tmavými vápnitými ílmi. Menej výrazné, sporadické piesčité polohy sa vyskytujú hlavne v okrajových častiach bazénu (zemplínsky ostrov, seredniansky hrast atď.). Vass a Čverčko (1985) nazvali túto litofáciu lastomírske súvrstvie.

Vrchnú, prevažne detritickú časť tvorí vyše 1 500 m mocné súvrstvie pieskovcov, konglomerátov, piesčitých ílovcov, rozšírených hlavne v SZ časti transkarpatskej depresie. Klastiká prevládajú hlavne v jeho spodnej časti. Litologicky ide o jemno- až hrubozrnné vápnité pieskovce s dobre opracovanými obliakmi hlavne karbonátov (80 %) s vápnitým tmelom a s hojným podielom tufitickej a detritickej prímesi. Približne na spojnici Sečoviec a Michaloviec sa v tomto období rozprestierala delta rieky, takže ďalej na JV má táto fácia prevažne pelitický vývoj. Detritické súvrstvie vrchného bádenu zo SZ východoslovenskej neogénnej panvy označuje Vass a Čverčko (1985) ako klčovské súvrstvie.

V zakarpatskom vnútornom priehybe väčšia časť vrchnobádenského súvrstvia zodpovedá v zmysle Petraškeviča in Gluško et al. (1971) teresvienskemu súvrstviu. Vrchná, detritická časť bude asi ekvivalentom baschevského a spodnej časti dobratovského súvrstvia.

Vrchnobádenskú sedimentáciu ovplyvnili oživené pohyby pozdĺž synsedimentárne zaklesávajúcich zlomových systémov v dôsledku mladoštajerskej horotvornej fázy. Vo vrchnej časti tohto obdobia sa bazén definitívne sformoval do podoby, ako ho poznáme dnes: s prevládajúcou tektonikou karpatského smeru (SZ — JV), ale aj priečnych SV — JZ a SJ zlomov. Zdá sa, že pozdĺž priečnych zlomov mohlo dôjsť aj k určitým horizontálnym posunom. Vyvrcholením tohto diania je počiatok výzdvihu flyšových Karpát, ktoré zohrali v ďalšom období neogénu úlohu hlavného dodávateľa materiálu do sarmatského až pliocénneho bazénu.

Zintenzívnenie tektonických pohybov malo za následok, že niektoré tektonické línie dosiahli asi až vrchný plášť. Dôkazom toho je obnovenie vulkanickej činnosti a prvé prejavy intermediárneho vulkanizmu v niektorých okrajových častiach. Celé toto obdobie

sprevádzajú aj rôzne intenzívne prejavy kyslého vulkanizmu.

Z pohľadu ropnej geológie je súvrstvie vrchného bádenu veľmi zaujímavé — spodnú časť tvoria predovšetkým materské horniny a vrchnú časť zberné horniny.

Sarmat

Sarmatský sedimentačný priestor (obr. 7) je oproti vrchnobádenskému redukovaný v SZ časti transkarpatskej depresie. Vo vyššom sarmate sa podstatne rozšíril smerom na sever, predovšetkým v JV časti panvy (podvihorlatská oblasť, čopsko-mukačevská a solotvinská panva) a čiastočne aj smerom do JZ časti Košickej kotliny. Súvrstvia vyššieho sarmatu tu diskordantne nasadajú na staršie súvrstvia vrátane predneogénneho podložia (Magyar et al., 1983).

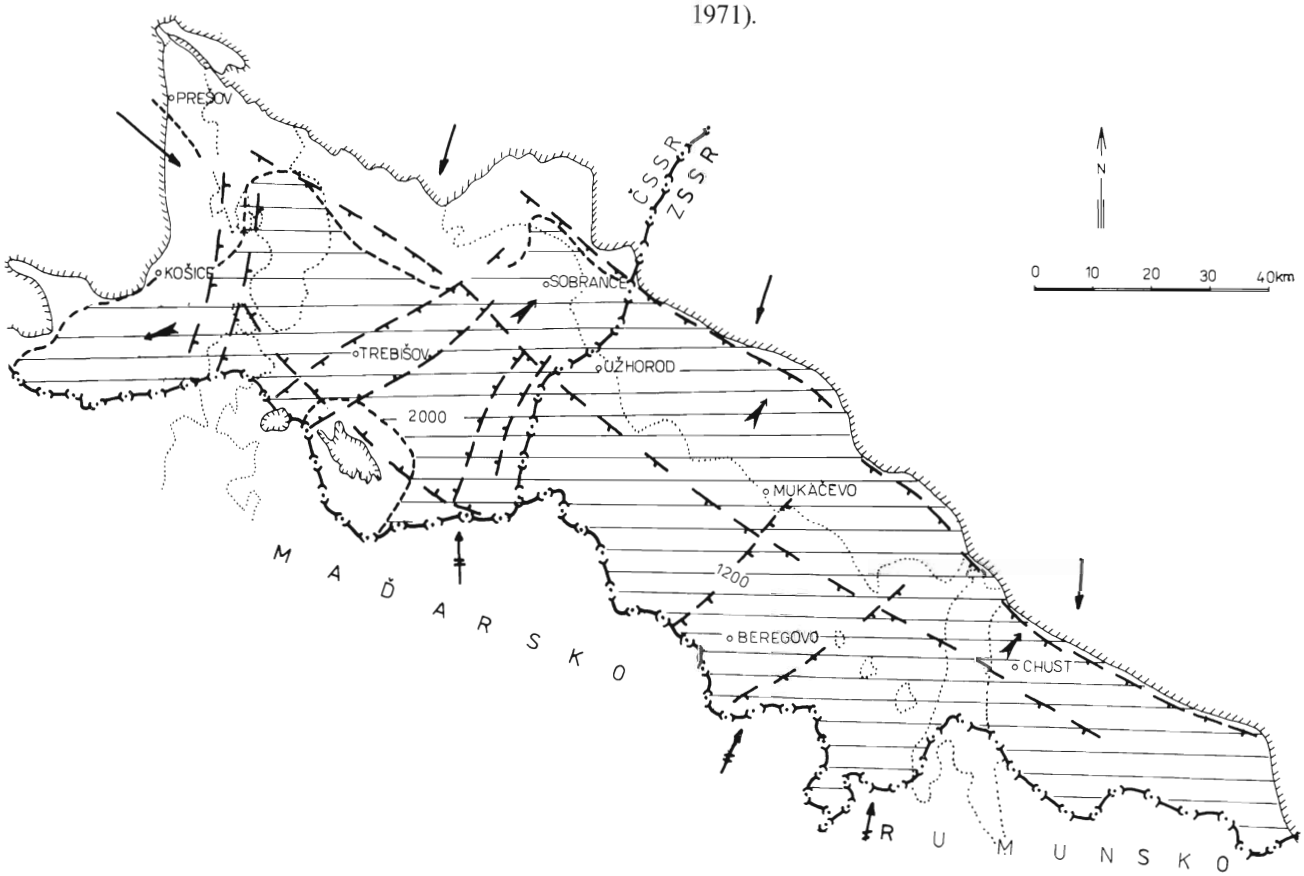
Doznievajúce štajerské horotvorné pochody späté s vrásnením flyšových Karpát boli hlavnými činiteľmi ovplyvňujúcimi sarmatský sedimentačný bazén. Spojenie s morom je výlučne z juhu. Znos materiálu je hlavne z flyšových súvrství zo SZ a severu, v JZ časti sa postupne vynára zemplínsky ostrov, ktorý však nebol výraznejším zdrojom materiálu.

Počas sarmatu sa bazén postupne vysladzuje, morská sedimentácia sa mení na brakickú, v okrajových častiach až jazernobažinatú (uhoľné íly a lignit).

Sarmatský sedimentačný cyklus predstavuje vlastne kulmináciu v sedimentácii neogénnej molasy v transkarpatskej depresii. Prezentuje sa pestrou paletou hornín, ktoré vo východoslovenskej panve dosahujú hrúbku až 2 000 m, v zakarpatskom vnútornom priehybe 1 200 m.

Sarmatské súvrstvie v centrálnych častiach depresie reprezentujú v spodnej časti hlavne sivé ílovce, v ktorých sa vyskytujú pomerne hojné a výrazné piesky až piesčité polohy, miestami sú prítomné ryolitové pyroklastiká. Obliaky pieskovcov sú dobre opracované, prevažujú flyšové horniny. Smerom do nadložia, kde hlavne smerom na sever sa sarmatské sedimenty podstatne rozšírili, začínajú prevládať pestré íly, piesky, konglomeráty, uhoľné íly, vložky lignitu a hojný je podiel tufogénneho materiálu, a to intermediárneho aj kyslého.

Vo východoslovenskej neogénnej panve sa prevažná časť sarmatského profilu označuje ako stretavské súvrstvie a vrchná časť ako ptrukšianske súvrstvie. (Vass, Čverčko, 1985). V zakarpatskom vnútornom priehybe spodná časť zodpovedá dobratovskému súvrstviu, stredná a vrchná časť lukavskému a snáď aj almašskému súvrstviu (Petraškevič in Gluško et al., 1971).



Obr. 7. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa sarmatu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.
Fig. 7. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Sarmatian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.

Intenzívnu subsidenciu predovšetkým v spodnom sarmate kontrolovala syngenetická zlomová tektonika v pozdĺžnom aj v priečnom smere. Intenzívne tektonické pohyby z vrchného bádenu kulminovali v spodnom sarmate. Vo vyššom sarmate pozorovať ich postupné doznievanie a pri niektorých aj zánik ich intenzity. Výsledkom týchto pohybov je hlavne zložitá kryhová stavba a len ojedinele náznaky vrásových štruktúr vznikajúcich v dôsledku silných tangenciálnych tlakov v centrálnej časti panvy.

Celý pomerne búrlivý vývoj sarmatu bol spojený s intenzívnou sopečnou činnosťou, a to predovšetkým intermediárneho charakteru. Jej výsledkom sú výrazné povrchové sopečné pohoria — Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy — Popriečny, gutinské pohorie a v južnej časti transkarpatskej depresie pochované vulkanické zemplínsko-beregovské pohorie (Slávik, 1972).

Z hľadiska ropnej geológie je sarmatské súvrstvie jedno z najvýznamnejších v transkarpatskej depresii. Okrem materských hornín v spodnej časti sú na jeho piesky a piesčité polohy viazané zatiaľ najväčšie overené akumulácie zemného plynu.

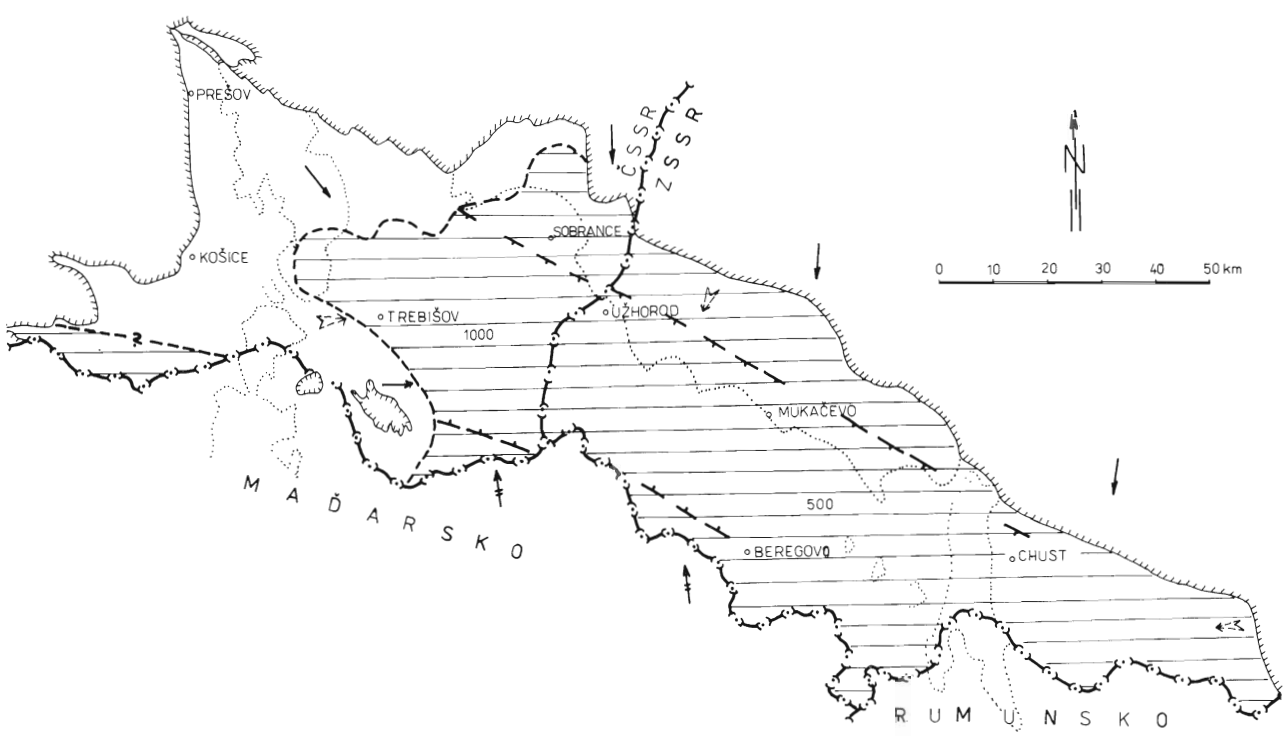
Panón a pont

Sedimentačný priestor panónu a pontu (obr. 8) ukazuje ďalšiu degradáciu neogénneho bazénu. To sa odzrkadlilo predovšetkým v intenzite sedimentácie a v hrúbke súvrství. Oproti sarmatu možno pozorovať iba relatívne malé zmenšenie priestoru v SZ časti depresie (Košická kotlina), kde došlo k lokálnej regresii.

S morom bol bazén naďalej spojený z juhu. Panónsko-pontský bazén sa v dôsledku prítoku sladkých vôd od severu postupne stával sladkovodným — jazerným až kontinentálnym. Pri okrajoch bol bazén plytký, maximálnu hrúbku 1 000 m dosiahli sedimenty v centrálnej časti východoslovenskej neogénnej panvy, v zakarpatskom vnútornom priehybe sú do 500 m hrubé.

Litologicky je panónske a pontské obdobie reprezentované pestrou škálou sedimentov. V spodnej časti, zodpovedajúcej panónu, sú to pestré íly, uhoľné a tufitické íly so slojmi lignitu, v okrajových častiach piesky, pieskovce, štrky až konglomeráty, lokálne ryolitové tufy a andezitové lávové prúdy. Do nadložia nadobúda táto fácia charakter piesčito-ílovitého komplexu s relatívne hojnou uhoľnou sedimentáciou (hnojniansko-sejkovský lignit).

Súvrstvie pontu reprezentujú v SZ časti pozdišovské štrky, ktoré sa smerom na juh menia na piesčito-ílovitú fáciu. Lokálne sa v nich vyskytuje uhoľný íl, lignit, lávové prúdy (iňačovská uhoľná fácia, ilnická atď.). Odrazom postupne sa vyzdvihujúceho severného a severovýchodného okraja transkarpatskej depre-



Obr. 8. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa panónu a pontu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.
Fig. 8. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Pannonian and Pontian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.

sie je prítomnosť štrkovo-piesčitých sedimentov s obsahom andezitových obliakov.

Relikt tohto súvrstvia v Košickej kotline je reprezentovaný hlavne pestrými a uhoľnými ílmi.

Fácie panónsko-pontských sedimentov sú vo východoslovenskej neogénnej panve označované ako sečovské a senianske súvrstvie (Vass, Čverčko, 1985). V zakarpatskom vnútornom priehybe im zodpovedá izovské, košelevské, gutinské a bužorské súvrstvie (Petraškevič in Gluško et al., 1971).

Doznievajúce tektonické pochody sa v panónsko-pontskom bazéne prejavujú iba nevýrazne. Celý bazén predstavuje vlastne iba SV výbežok mohutného panónskeho bazénu s hlavnou subsidenciou v MĽR.

Charakteristickým rysom tohto obdobia je ukončenie neogénneho subsekventného vulkanizmu.

Z ropnogeologického aspektu má súvrstvie význam ako dobrý krycí element.

Pliocén

Sedimenty tohto súvrstvia (obr. 9) sa v transkarpatskej depresii zachovali iba v reliktoch v JV časti východoslovenskej neogénnej panvy a hlavne v SZ časti zakarpatského vnútorného priehybu — čopsko-mukačevskej panve.

Spojenie s morom pred koncom tohto obdobia zaniklo.

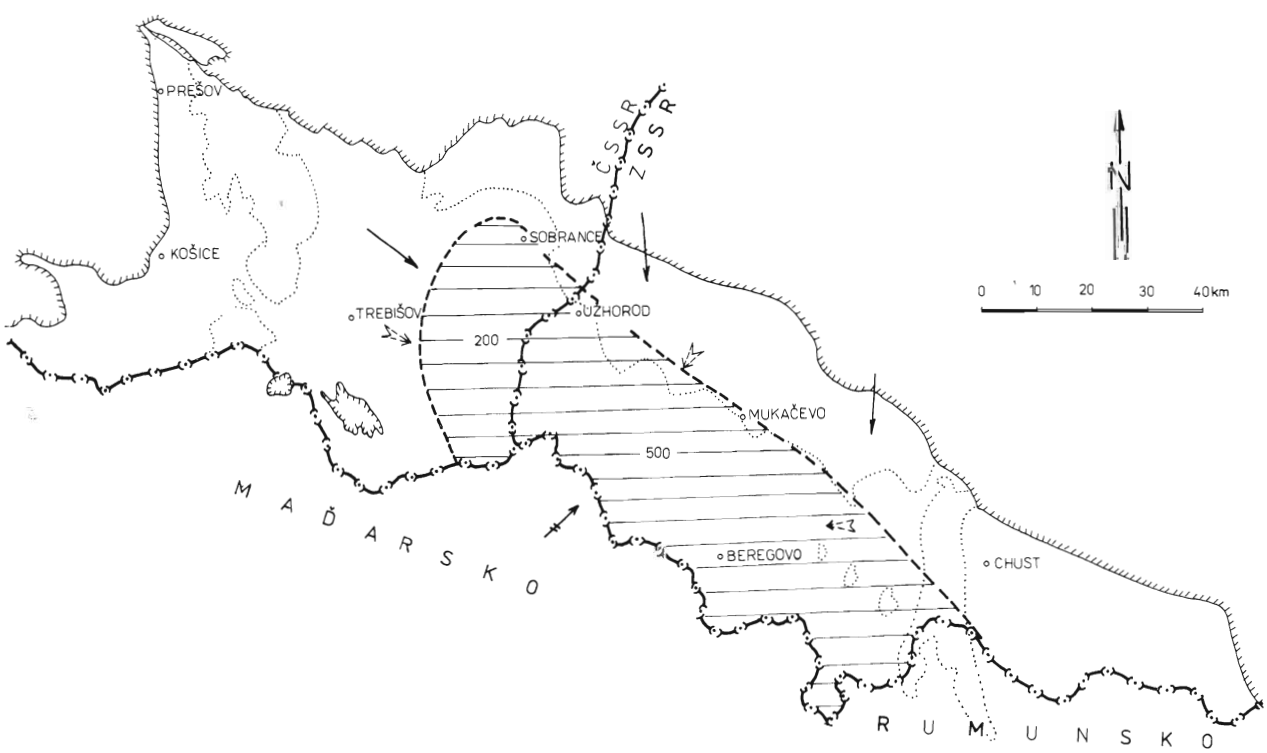
Sedimenty (hlavne so SZ a severu) sa ukladali do postupne sa degradujúceho sladkovodného jazera. Litologicky ide hlavne o pestré íly s vrstvičkami pieskov, miestami štrkov. Ich maximálna hrúbka dosahuje 500 m. Na území východoslovenského neogénu ide o čečehovské súvrstvie (Vass, Čverčko, 1985), v zakarpatskom vnútornom priehybe hlavne o čopské súvrstvie (Petraškevič in Gluško et al., 1971). Z ropnogeologického pohľadu súvrstvie zohráva iba úlohu krycieho elementu.

Záver

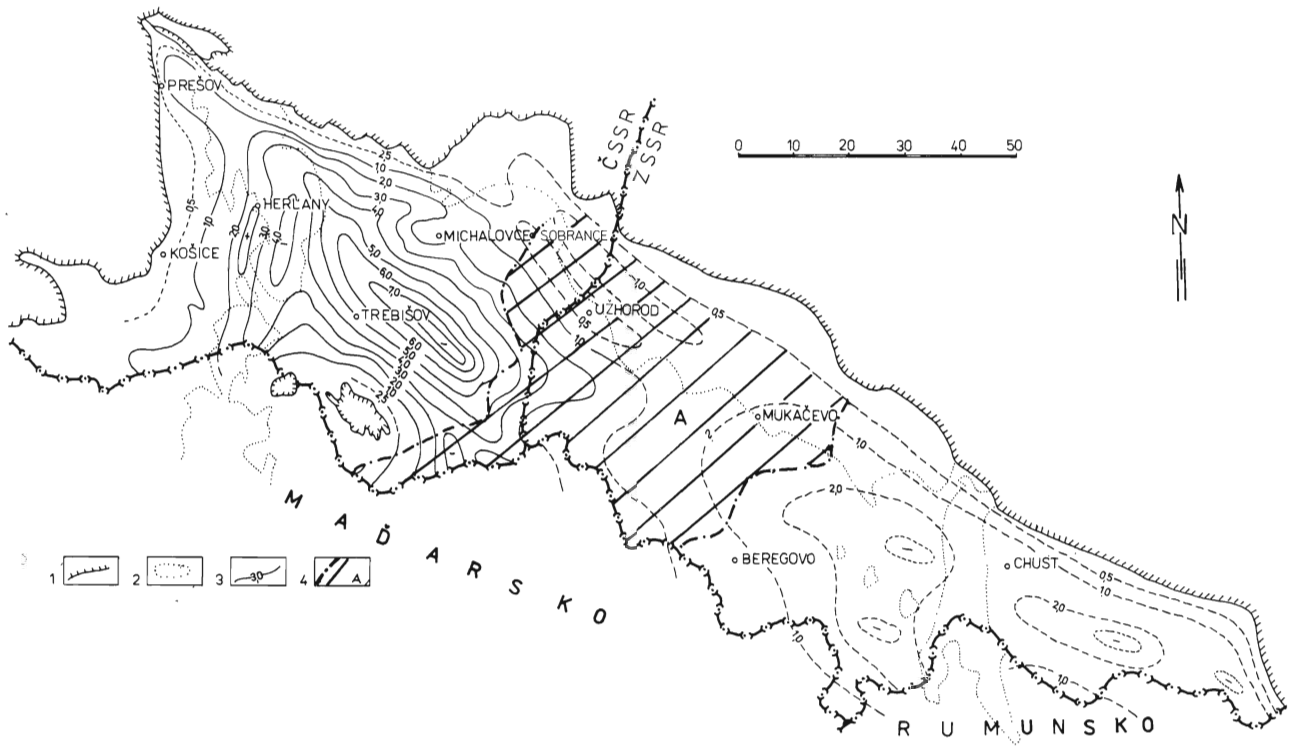
Z predloženej analýzy paleogeografického vývoja transkarpatskej depresie, ktorej SZ časť predstavuje východoslovenská neogénna panva (Košická kotlina a Východoslovenská nížina) a JV časť zakarpatský vnútorný priehyb (čopsko-mukačevská a solotvinská depresia), môžeme urobiť tieto najdôležitejšie závery (tab. 1).

1. Hlavná masa sedimentov, dosahujúca 7—8 km, sa nachádza v jej SZ časti — vo východoslovenskej neogénnej panve, čo dokumentuje aj štruktúrna mapa na báze neogénu (obr. 10).

2. Neogénny bazén vznikol v SZ časti transkarpat-



Obr. 9. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa pliocénu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.
Fig. 9. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Pliocene (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.



Obr. 10. Štruktúrna mapa na bázu neogénu transkarpatskej depresie s vyznačením serednianskeho hrastu (Rudinec, 1987) zostavená z podkladov: Východoslovenský neogén (Rudinec, 1978—1987) a Zakarpatský vnútorný priehyb (Sviridenko, 1976). 1 — okraj predneogénnych súvrství, 2 — kontúry neovulkanitov, 3 — štruktúrne línie bázy neogénu v km, 4 — seredniansky hrast.

Fig. 10. Structural map of the Transcarpathian depression on the base of Neogene sediments indicating the Seredne horst (Rudinec, 1987). Base maps: East Slovakian Neogene (Rudinec, 1978—1987), Transcarpathian Inner Trough (Sviridenko, 1976). 1 — margin of pre-Neogene sediments, 2 — contours of volcanites, 3 — isolines of the Neogene basement (depth in km), 4 — the Seredne horst.

skej depresie a postupne sa jeho os predlžovala na JV a juh.

3. V egeri, egenburgu a karpate hlavná sedimentácia prebiehala na území východoslovenskej neogénnej panvy. V zakarpatskom vnútornom priehybe išlo o minimálnu sedimentáciu v úzkom zálive pri jeho severnom okraji.

4. Počas spodného a stredného bádenu sa podstatnejšie rozšíril sedimentačný priestor zo SZ aj do JV časti (solotvinská depresia). Oba sedimentačné priestory boli čiastočne oddelené tzv. serednianskym hrastom (pevnina v priestore Sobrance—Veľké Kapušany—Beregovo—Mukačevo). Spojené boli úzkym zálivom pri severnom úpätí serednianskeho hrastu.

5. V egeri až strednom bádene je spojenie neogénneho bazénu od severozápadu, event. severu s morom z čelnej predhlbne. Hlavný znos materiálu je z juhu.

6. Postupné preorientovanie bazénov nastáva od vrchného bádenu, ďalej sarmatu, panónu a pliocénu. Prerušuje sa spojenie s morom od SZ a ostáva iba z juhu. Postupne sa zaplavuje seredniansky hrast, takže v pliocéne sa hlavný sedimentačný priestor koncentruje do čopskej depresie. Postupne sa vyzdvihujúce flyšové Karpaty na SZ a severe sú hlavným dodávateľom materiálu do týchto bazénov.

7. Maximálnu subsidenciu sme zistili v karpate, vo vrchnom bádene a v spodnom sarmate.

8. Neogénna výplň je preložená dvoma regionálnymi soľonosnými súvrstviami. Spodné sa viaže na karpat a rozšírené je iba vo východoslovenskej neogénnej panve. Vrchné soľonosné súvrstvie má väčší rozsah a je prítomné v severnej a centrálnej časti Východoslovenskej nížiny a v solotvinskej depresii.

9. Charakteristickým rysom neogénneho vývoja je rozsiahly subsekventný vulkanizmus. V období egenburg — stredný báden ide o kyslý, od vrchného bádenu po panón prevláda intermediárny vulkanizmus.

10. Celý vývoj neogénnych bazénov ovplyvňovala synsedimentárna zlomová tektonika. Zo začiatku mali zlomy približne smer V—Z, postupne smer SZ—JV s kombináciou priečnej tektoniky smeru SV—JZ, event. S—J. Intenzita hlavných priehybov tu zväčša zaniká vo vyššom sarmate.

Literatúra

Buday, T. 1963: Geologický vývoj a stavební styl karpatských neogénnych panví. [Doktorská dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Praha.*

Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. *Západní Karpaty. Praha, ČSAV, 251 s.*

Čverčko, J. 1977: Zlomy vo východoslovenskej neogénnej oblasti a jej tektonický vývoj. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Čech, F. 1982: Ložiská palív — vzťah k hlbinnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúku. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 8, 146.*

Čech, F., Zeman, J. 1985: Genéza a dynamika medzihorských panví v alpínskej mobilnej Európe. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 10, 67—107.*

Ďurica, D., Kocák, A. 1965: Správa zo služobnej cesty zo Zakarpatskej Ukrajiny. *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Gluško, V. V., Kruglov, S. S. et al. 1971: Geologičeskoe strojenie i gorjučie iskopajemie Ukrajinskich Karpat. *Moskva, Nedra, 389 s.*

Horváth, F., Royden, L. H. 1981: Mechanizm for the formation of the intra-Carpathian Basins: a review. *Earth Evol. Sci. (Wisbaden), 3—4, 307—316.*

Janáček, J. 1959: Stratigrafia, tektonika a paleogeografia neogénu východního Slovenska. *Geol. Práce, Zoš., 52.*

Janáček, J., Čverčko, J., Zapletalová, I. 1974: Některá zjištění o stratigrafii, tektonice a vývoji hlubšího miocénu v Košické kotline s poznámkami k problému živic. *Geol. Práce, Spr.*

Magyar, J., Rudinec, R. 1983: Nové výsledky z neogénu a jeho podložia v južnej časti Košickej kotliny (vrt Čaňa-1). *Miner. slov., 15, 271—277.*

Muratov, M. V., Nevesskaja, L. A. et al. 1986: Neogenovaja sistema. *Zväzok 1, 2. Moskva, Nedra.*

Mořkovský, M. 1968: Geneze a funkce močaranského zlomového pásma ve východní části východoslovenské neogénní pánve a jeho význam pro akumulaci živic. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Praha.*

Nemčok, J., Rudinec, R. 1983: Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásmu. *Miner. slov., 15, 501—516.*

Rudinec, R., Slávik, J. 1973: Fázy vrásnenia a paleogeografický vývoj neogénu východného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 60, 225—236.*

Rudinec, R., Čverčko, J. et al. 1974: Vysvetlivky k súboru paleogeografických máp východoslovenského neogénu. *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Rudinec, R. 1978: Paleogeographical, lithofacial and tectonic development of the neogene in Eastern Slovakia and its relation of volcanism and deep tectonic. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 29, 2, 225—240.*

Rudinec, R., Tomek, Č., Jiříček, R. 1981: Sedimentary and Structural Evolution of the Transcarpathian Depression. *Earth Evol. Sci. (Wisbaden), 3—4, 205—211.*

Rudinec, R. 1982: Stručné vysvetlivky k súboru paleogeografických máp a charakteristickému profilu východoslovenského neogénu. *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Slávik, J. et al. 1968: Geology of neogen volcanism in east Slovakia. *Geol. Práce, Spr., 44—45.*

Slávik, J. 1982: Pochované zemplínsko-beregovské vulkanické pohorie. *Geol. Práce, Spr., 58, 45—56.*

Stegena, L. 1975: Late cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics, 26, 71—90.*

Vass, D. 1979: Genesis of inner-molasse basin in West Carpathians in light leading function of manthel in Earths crust development of Czechoslovakia. *Geological and Global tectonics. Bratislava, Veda.*

Vass, D., Čverčko, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr., 82, 111—126.*

New view onto the paleogeographic development of the Transcarpathian depression during the Neogene

The Transcarpathian depression represents an area covered by complexes of Neogene age along the boundary of the West and East Carpathians. The NW part of the depression is occupied by the East Slovakian Neogene Basin (including the Košice basin and the East Slovakian Lowland) whereas the Trascarpathian Inner Trough (the Chop — Mukachevo and Solotvina depressions) creates the SE portion.

The Transcarpathian depression developed in pulsative manner when the extent of single basins gradually increased in time from the NW to SE changing their shape owing to subsidence of the northern margin of the Pannonian Massif.

Single basins developed along synsedimentary normal faults. The prevailing orientation of faults was E-W during the first stage and deviated into NW-SE orientation later. The present extent of single basins is shown on paleogeographic maps (figs. 1 to 9). Further concise information (maximal depth of the filling, presumed connections to the open sea, directions of sediment transport, lithofacial content, volcanism, tectonics and eventual meaning for hydrocarbon geology together with lithostratigraphic unit names) is in Tab. 1.

From the analysis of paleogeographic development in the Transcarpathian depression, the following deductions may be drawn.

1. The main volume of terrigenous, marine and volcanic complexes attaining 7—8 km total thickness occurs in the NW part of the depression, i.e. in the East Slovakian Neogene Basin (fig. 10).

2. The basin development commenced in the NW part of the depression and later its axis gradually extended to SE and S.

3. During Egerian, Eggenburgian and Karpatian time the main volume of sediments deposited in the East Slovakian Neogene Basin. Probably, only minimum sedimentation occurred in the site of the Transcarpathian Inner Trough during this time interval within a narrow strait along its northern margin.

4. The sedimentation area considerably enlarged in Lower to Middle Badenian time from the NW to the SE (Solotvina depression). Both sedimentation centres have partly been divided by the so called Seredne horst structure (dry area between Sobrance, Veľké Kapušany, Beregovo and Mukachevo). Connections between both depocentres have been maintained through a narrow strait along the northern margin of the Seredne horst.

5. During the Egerian to Middle Badenian time span,

the basin communicated with the open sea toward NW or N, in the direction of the Carpathian foredeep. The main transport of sediments in this period was from the S and SW where an active margin occurred, as well as from the NE where a more passive margin may be postulated.

6. Gradual reorientation of basin axes characterized the Upper Badenian, Sarmatian, Pannonian and Pliocene time intervals. Connections to the open sea ceased to NW but survived to the south. The Seredne horst structure became gradually inundated and the main depocenter moved, in Pliocene time, to the Chop depression. The gradually uprising flysch Carpathians are from this time the main source of sediments yielding them from NW and N into the basins.

7. Maximal subsidence rate characterized the Karpatian, Upper Badenian and Lower Sarmatian periods.

8. The basin filling of Neogene age contains two regionally occurring salinar complexes. The lower one is of Karpatian age and it is known only in the East Slovakian Neogene Basin. The upper salt-bearing complex is of larger extent being represented in the northern and central parts of the East Slovakian Lowland as well as in the Solotvina depression.

9. Characteristic feature of the Neogene development are the extensive masses of subsequent volcanites. Acidic volcanic masses have been produced from the Eggenburgian till to the Middle Badenian whereas andesitic volcanites originated mostly from the Upper Badenian time till to the Pannonian. The amount of volcanic rocks in the basin filling is asumed to be 20—30 %.

10. The whole Neogene development of the basin is influenced by extensive synsedimentary faulting. In the beginning the faults were of approximately E—W orientation but gradually changed into NW—SE strikes or, eventually, into N—S orientation. The intensities of main movements ceased during the Upper Sarmatian time and only few faults survived active during the Pliocene or even Quaternary.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 43—51

Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínsky metamorfovaných hornín veporika

DUŠAN PLAŠIENKA[1], MARIÁN JANÁK[2], ANTON HACURA[1], PETER VRBATOVIČ[3]

[1] Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
[2] Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[3] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 15. 7. 1987, revidovaná verzia doručená 6. 7. 1988)

First illite-crystalinity data from Alpine metamorphosed rocks of the Veporicum, Central West Carpathians

The illite-crystalinity method has been applied to determine more accurately the conditions of Middle Cretaceous metamorphism especially in Mesozoic pelitic rocks of paraautochthonous cover units of the Veporicum. On the basis of Kübler's indices the metamorphism in the southern Veporicum (Struženík unit) is epizonal, accompanied by ductile overthrust deformations. In the northern Veporicum (the Veľký bok unit linked to the Krížna nappe) metamorphism decreases from epizone to anchizone conditions from east to west and from south to north; the externally lying Krížna nappe is not metamorphosed.

Úvod

Cieľom našej práce bolo preveriť spoľahlivosť metódy určovania kryštalinity illitu ako indikátora P—T podmienok metamorfózy, vniknúť do metodiky a získané výsledky sa pokúsiť z tektonického hľadiska interpretovať ako ukazovatele paleoštruktúrnej pozície skúmanej horniny.

Predkladaná práca teda nie je petrologickou štúdiou premien ílových minerálov počas slabej a veľmi slabej metamorfózy ani regionálnym zhodnotením alpínskej metamorfózy veporika. Naše výsledky sú prvými faktografickými poznatkami týkajúcimi sa danej problematiky, vymedzujúcimi podmienky alpínskej metamorfózy v skúmaných oblastiach veporika presnejšie, ako je to možné bežnými petrografickými metódami. Treba však poznamenať, že vo svete sa dnes kryštalinita illitu určuje zložitejšími a presnejšími postupmi, ako bolo možné v našom prípade, ktoré v kombinácii s inými metódami (napr. elektrónová mikroskopia, odraznosť vitritu, geochronologické datovanie rekryštalizácie) dávajú vierohodnejší obraz o podmienkach a datovaní skúmaných metamorfných udalostí.

Kryštalinita illitu — pojem a použitie

Illit je termín pre heterogénnu skupinu ílových minerálov podobných sľudám, ktorých kryštalografické parametre možno použiť na definovanie stupňa rekryštalizácie horniny v podmienkach diagenézy, anchimetamorfózy a epimetamorfózy. Illit má 3 polytypy 1 Md, 1M a 2M, pričom najstabilnejšia forma 2 M zodpovedá už sľudám v podmienkach metamorfózy (Dunoyer de Segonzac, 1970). Termín kryštalinita illitu (IC) definoval pôvodne Weaver (1960) ako pomer ostrosti difrakčných maxím illitu z difrakčných záznamov pri 10 Å a pri 10,5 Å. Kűbler (1967) kvalifikoval ostrosť difrakčného maxima ako index kryštalinity illitu a definoval ho ako šírku difrakčného maxima v mm v jeho polovičnej výške (Küblerov index — KI). Weber (1972) zaviedol používanie vnútorného kremenného štandardu a meranie relatívnej šírky difrakčného maxima ako pomer šírky difrakčného maxima illitu v jeho polovičnej výške a šírky reflexu kremeňa v jeho polovičnej výške (Weberov index — Hb_{rel}) Röntgenografické štúdium takto umožňuje sledovať stupeň rekryštalizácie illitu ako odraz kryštalografickej transformácie ílových minerálov na sľudy, ktorú nemožno sledovať klasickými petrografickými metódami. Počas rekryštalizácie stráca illit z medzivrstvových priestorov H_2O, tie sa zmenšujú a dochádza k absorpcii K, ktorý obsadzuje uvoľnené priestory, pričom sa tiež zužuje 10 Å difrakčný reflex. Index kryštalinity illitu preto vo väčšine prípadov odráža teplotný režim metamorfózy.

Transformáciu illitu v procese diagenézy, anchime-

tamorfózy a epimetamorfózy sledoval Dunoyer de Segonzac (1970). V podmienkach diagenézy dochádza k premene ílových minerálov — polytypu illitu 1 Md, kaolinitu a montmorillonitu na polytypy illitu 1 M a 2 M a chlorit, ktoré sú indexovými minerálmi neskorého štádia diagenézy a anchimetamorfózy. V epizóne illit postupne stráca charakter ílových minerálov a nadobúda charakter sľúd. Typickými svetlými sľudami epizóny sú členy radu fengit — paragonit — muskovit, pri petrografickom opise svetlých sľúd malých rozmerov označované často ako sericit. Od typického muskovitu vyššieho štádia metamorfózy sa odlišujú zvýšeným obsahom katiónov Fe, Mg a Na a obyčajne disperzným vývojom.

Stanovenie kryštalinity illitu našlo široké uplatnenie ako ukazovateľ stupňa rekryštalizácie hornín v podmienkach diagenézy a nízkostupňovej metamorfózy pelitických hornín a hornín so značným podielom ílovitých minerálov, kde ináč nie je identifikácia indexových minerálov možná (Breitschmid, 1982; Frey et al., 1980; Kisch, 1980; Árkai, 1977, 1983; Árkai et al., 1981; Teichmüller et al., 1979; Weaver, 1984 a iní).

Väčšina autorov definuje zmenu z podmienok diagenézy k veľmi nízkemu stupňu metamorfózy (anchizóna) kryštalinitou illitu podľa KI okolo 7,5 mm. Všeobecne to zodpovedá hraničnej teplote zhruba 200 °C v regionálne metamorfovaných komplexoch. Prechod z veľmi nízkeho stupňa (anchizóny) do nízkeho stupňa metamorfózy (epizóny) vyjadruje kryštalinita illitu KI — 4 mm, ktorá zodpovedá teplote približne 300 °C. Tieto hodnoty možno použiť pre horniny, ktorých rekryštalizácia bola dôsledkom predovšetkým teplotného režimu metamorfózy (poklesová metamorfóza a pod.). Viacerí autori poukazujú na to, že stupeň kryštalinity illitu závisí priamo úmerne nielen od zvyšujúcej sa teploty a všesmerného tlaku, ale do určitej miery aj od stupňa deformačného postihu horniny, ktorý je viac alebo menej závislý od veľkosti diferenciálneho napätia pôsobiaceho v hornine počas jej rekryštalizácie. To viedlo napr. Árkaia k tomu, že v deformovaných horninách posunul hranice anchizóny podľa KI z 4,0 a 7,5 na 3,0—3,5 a 4,0—5,0 (Árkai, 1977, 1983; Árkai et al., 1981). Takto získal hraničné hodnoty, ktoré lepšie zodpovedali petrografickým pozorovaniam kritických minerálov a stupňu preuhoľnenia organickej hmoty. Nyk (1985) uvádza až 30 % rozdiely v kryštalinite illitu vo vzorkách z tej istej vrstvy v rámci mezoskopických otvorených vrás s koncentráciou deformácie v ich zámkoch. Kryštalinita illitu závisí ďalej od primárnej pórovitosti sedimentu, jeho litológie (napr. obsah kalcitu a bitúmenov), paleosedimentárnych a klimatických podmienok počas sedimentácie a pod. Berúc do úvahy tieto skutočnosti, petrografické zhodnotenie skúmaných vzoriek a ich deformačný postih, v našom prípade sme pre všetky vzorky okrem vzoriek z ipoltickej skupiny hronika volili hranice anchizóny v rozmedzí 3,5—6,0 KI.

Z uvedeného vyplýva, že metódu určovania kryštalinity možno považovať len za obmedzene spoľahlivý postup štatistického charakteru, ktorý však pri dostatočnom počte meraní, vylúčení vedľajších vplyvov a v kombinácii s inými metódami poskytuje zatiaľ nenahraditeľné údaje o teplotných podmienkach rekryštalizácie v slabo metamorfovaných a nemetamorfovaných horninách.

Výber problematiky a lokalizácia vzoriek

Metódu sme použili v regionálnom rozsahu na 52 vzorkách hornín hlavne mladopaleozoicko-mezozoického autochtónneho, resp. parautochtónneho pokryvu veporika (predovšetkým stružénická jednotka — séria Foederata a heľpianske mezozoikum, skupina Veľkého boku a jej ekvivalenty — bacúšske mezozoikum, mýtňanské mezozoikum, lučatínska skupina). Cieľom bolo bližšie poznanie podmienok alpínskej metamorfózy v týchto jednotkách, ktorá je v literatúre všeobecne označovaná väčšinou ako slabá (epizonálna). V prvej etape sme vyzbierali vzorky z južnej a strednej časti stredoslovenského veporika (Plašienka a Janák). Analýzy vykonal Hacura, petrografické štúdium Janák. Vzorky sme sa snažili odobrať z čo najväčšieho počtu súvrství, v ktorých sme predpokladali prítomnosť illitu.

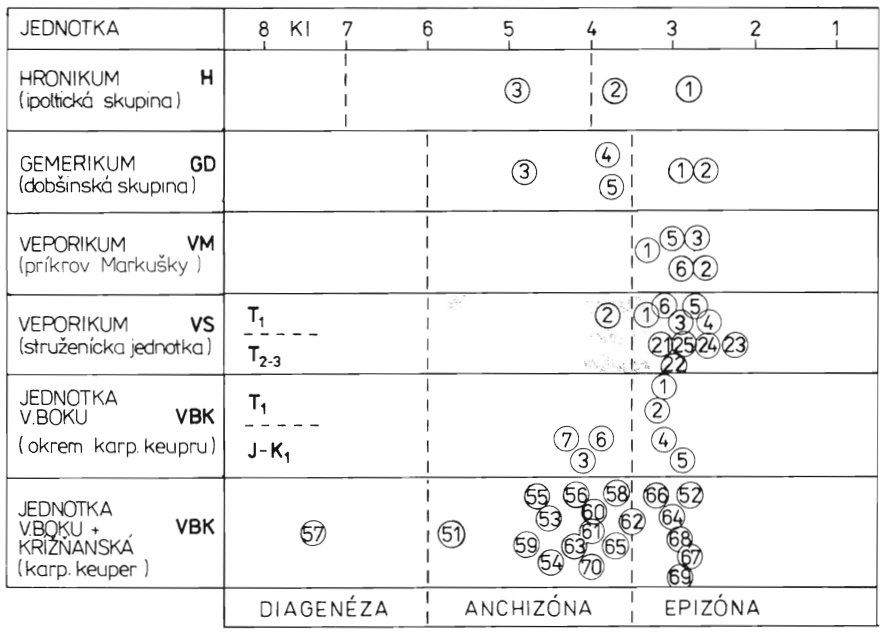
V druhej etape sme odoberali vzorky zo skupiny Veľkého boku a jej ekvivalentov (Plašienka, Vrbatovič), analýzy vykonal Vrbatovič (1986). V tomto prípade sme sa zamerali hlavne na súvrstvie karpatského keupru a sledovali sme kryštalinitu illitu v závislosti od štruktúrnej pozície skúmaného okrsku. Lokalizácia vzoriek je uvedená pri tab. 1.

Metodika práce

Na analýzu sme použili cca 2 kg vzorky, pokiaľ možno nezvetraných hornín. Vzorky boli umyté, vysušené a rozdrvené na čeľusťovom drviči a valcovom mlyne. Z odsitovanej zrnitostnej triedy pod 0,5 mm sme dekantáciou získali požadovanú triedu pod 2 μm. Dekantácia prebiehala v 1 l odmerných valcoch za dispergačných účinkov hexametafosforečnanu sodného, pričom sa použil len kal získaný rozptýlením podsitovej časti v 0,5 l destilovanej vody a v odmerných valcoch bolo toto množstvo doplnené na 1 l. Premiešanú suspenziu sme nechali dekantovať v závislosti od teploty okolia 4—5 hodín a potom sme hadičkou odsali 7 cm stĺpca suspenzie do kadičky. Niekoľkými kvapkami H_2O_2 a HCl sme roztok zbavili prímesi organickej hmoty a karbonátov. HCl má tiež koagulačné účinky, takže zmes ílovitých minerálov sa

TAB. 1

Výsledky merania kryštalinity illitu podľa Kublerových indexov
Results of the illite-crystalinity determination according to Kübler's indices



Lokality: H (ipoltická skupina hronika): 1 — tmavá bridlica bocianskeho súvrstvia, dolina Mlynná pri Vernári, 2 — fialový prachový ílovec malužinského súvrstvia, dolina Čierneho Váhu pri Liptovskej Tepličke, 3 — sivý piesčitý ílovec bocianskeho súvrstvia, dolina Malužiná; GD (dobšinská skupina gemerika): 1 — čierna bridlica zlatníckeho súvrstvia, Lányiho huta (Kolkova stodola), 2 — čierna grafitická bridlica ochtinského súvrstvia, Podrečany, 3 — tmavosivá bridlica hámorského súvrstvia, Vyšná Maša, 4 — sivá bridlica hámorského súvrstvia, Lányiho huta, 5 — sivá sľudnatá bridlica hámorského súvrstvia, dolina Slanej pri Rejdovej; VM (paleozoické horniny príkrovu Markušky): 1 — bázický tufit, dolina Mlynná pri Vernári, 2 — fialová bridlica, Vyšná Maša, 3 — fylonit, dolina Slanej pri Rejdovej, 4 — bázický tufit, dolina Slanej pri Rejdovej (bez illitu), 5 — čierna bridlica slatvinského súvrstvia, Slavošovce — Dubník, 6 — chloritoidová bridlica, Hanková; VS (struženícka jednotka veporika), 1—6 — spodný trias: 1 — kalcitický fylit, Dobšinský potok, 2 — sivá bridlica, dolina Mlynová pri Rejdovej, 3 — sivá drobová bridlica s biotitom, Zelinová dolina pri Rejdovej, 4 — fialová ílová bridlica, Závadka n. Hronom—Bartková, 5 — svetlohnedá kremenitá bridlica, Závadka n. Hronom, 6 — slienitá bridlica, Závadka n. Hronom, 6 — slienitá bridlica, Heľpa-Priehyby, VS 21—25 — stredný a vrchný trias: 21 — tmavá ílová bridlica, Heľpa, 2 — tmavá ílová bridlica, Šajby pri Dobšinej, 23 — slienitý vápenec, Dobšinský potok, 24 — sivohnedý prachový ílovec, Dobšinský potok, 25 — slienitý vápenec, Heľpa-Podhájky; VBK (jednotka Veľkého boku a krížňanská): 1—2 — kremenité bridlice spodného triasu, Nemcova dolina pri Bacúchu, 3 — slienitá bridlica liasu, Valaská — Piesok, 4 — slienitý vápenec neokómu, dolina Malužiná, 5 — slienitý vápenec liasu, dolina Malužiná, 6 — slienitý vápenec neokómu, Ľubietovská dolina, 7 — slienitý vápenec liasu, dolina Mokrá Driekyňa, VBK 51—70 — pestrofarebné ílové bridlice súvrstvia karpatského keupru: 51 — Valaská, 52 — dolina Dikula, hrebeň Ostrej, 53 — Horná Mičiná, 54 — Banská Bystrica, 55 — Dolný Harmanec, 56 — Laskomerský potok, 57 — Turecká — Salašky, 58—60 — dolina Mokrá Driekyňa, 61—62 — Ľubietovská dolina, 63 — Valaská, 64 — Mýto p. Ďumbierom, 65—66 — Liptovská Teplička, prameň, 67 — dolina Čierneho Váhu, Záturňa, 68 — Uhliarska dolina pri Liptovskej Tepličke, 69-70 — dolina Malužiná.

vo forme kalu usadila na dne kadičky. Kal sme pipetou naniesli na podložné sklíčko a nechali vysušiť pri izbovej teplote a získali sme tak orientovaný preparát, kde sú šupinky ílových minerálov sedimentované plochami 001 paralelne s podložným sklíčkom. Nakoniec bol preparát nasýtený etylénglykolom a opäť vysušený. Rtg analýzu sme vykonali na difraktometri Philips za týchto podmienok: CuK_α žiarenie pri 40 kV a 20 mA, clony 1—0, 2—1, posun papiera 1 200 mm/hod., rýchlosť goniometra 2° 2 θ. Z difrakčných záznamov sme s presnosťou 0,05 mm odmerali Küblerov index — šírku difrakčného maxima bazálneho reflexu (001) illitu v polovici jeho výšky pri 10 Å.

Výsledky práce

Struženícka jednotka

Verfénske vrstvy sú reprezentované vzorkami VS 1 až 6. Ide o ílovito-piesčité a piesčito-ílovité bridlice s pelitickou a aleuropelitickou štruktúrou. Klastické zrná sú z kremeňa, svetlej sľudy, plagioklasu a ojedinele z K-živca. Základnú hmotu tvoria ílové minerály, sericit a chlorit. Vzorky VS 1, 2 a 3 sa vyznačujú mikroskopicky pozorovateľným vyšším stupňom metamorfózy. Sú to chloriticko-sericitické bridlice až fylity s biotitom a turmalínom. Majú tenkobridličnatú textúru s väčšími rozmermi zŕn

a žilkami sekrečného kremeňa, štruktúra je granolepidoblastická. Obsahujú kremeň, plagioklas (albit). sericit — muskovit, chlorit, biotit, turmalín, zirkón. apatit, hematit, pyrit. Biotit je zelenohnedý, vytvára zhluky porfyroblastov na styku so žilkami kremeňa, alebo je obklopený porfyroblastmi svetlej sľudy (sericit — muskovit) a chloritu. Horniny svojím metamorfným postihom patria do biotitovej zóny fácie zelených bridlíc (epizóna), pre ktorú je typická metamorfná asociácia biotit — chlorit — fengitický muskovit (Winkler, 1974). Kryštalinita illitu vzoriek z verfénskych vrstviev sa pohybuje v rozmedzí 2,55—3,3 KI, čo zodpovedá epizóne, len vzorka VS 2 (KI 3,8) spadá do poľa anchizóny (tab. 1).

Vzorky stredno- až vrchnotriasových hornín pochádzajú z tmavých bridlíc zodpovedajúcich lunzským alebo reingrabenským bridliciam karnu a zo sivých slienitých vápencov. Štruktúra bridlíc je pelitická s aleuritickými laminami. Kryptokryštalická základná hmota sa röntgenograficky identifikovala ako zmes illitu, chloritu, kremeňa a karbonátov. Pigmentovaná je grafitom a pyritom. Klasty tvorí kremeň siltovej frakcie, muskovit a turmalín. Fylosilikáty v základnej hmote sú orientované paralelne s metamorfnou bridličnatosťou S_1, ktorá je zasa rovnobežná s vrstvovitosťou S_0. Miestami možno pozorovať aj mikroskopickú penetračnú krenulačnú kliváž S_2. Küblerov index kryštalinity illitu má hodnoty v rozmedzí 2,6—3,1 (epizóna).

V slienitých vápencoch prevažuje karbonátová zložka nad ílovitou. Tieto vápence sa vyznačujú usmernenou mikritickou štruktúrou. KI je medzi 2,3 a 2,85 (epizóna).

Príkrov Markušky

Tento termín používame v zmysle Plašienku (1984). Vzorky z hornín fylitového vzhľadu neistého veku sme odobrali s cieľom bližšie určiť ich metamorfný stupeň. Petrografickým štúdiom sme zistili, že väčšina vzoriek pochádza z hornín, ktoré boli predalpínsky metamorfované až v granátovej zóne a alpínsky retrográdne premenené na diaftoritické horniny — fylonity. Illit v nich je potom zrejme výsledkom tejto spätnej premeny. Vo vzorke VM 4 sme ho vôbec nezistili.

Vzorku VM 3 možno označiť ako diaftorit granatického svoru. Štruktúra je blastomylonitická, reliktné minerály vyššieho metamorfného stupňa — granát, biotit, plagioklas, muskovit a kremeň — sú kataklazované a retrográdne premenené. Granát sa mení na zmes chloritu a sericitu, biotit na chlorit, muskovit a na oxidy Fe, Mg a Ti. Plagioklas je albitizovaný, kremeň kataklazovaný a rekryštalizovaný. Novotvorená nižšie termálna asociácia chloritu, sericitu a kremeňa II je usmernená v prúžkoch zastierajúcich predalpínsku metamorfnú bridličnatosť. Küblerov index je 2,7 (epizóna).

Spolu s diaftoritmi svorov vystupujú telieska amfibolitov, ktoré zodpovedajú metatufom diabázov. Ich minerálne zloženie pozostáva z modrozeleného amfibolu, aktinolitu, epidotu, zoisitu — klinozoisitu, chloritu, plagioklasu (albit), kremeňa a opakových minerálov (pyrit, ilmenit). Väčšie euhedrálne zrná kremeňa a plagioklasov majú zachovanú psamitickú štruktúru. Pôvodná minerálna asociácia zodpovedá epidotovo-amfibolitovej fácii. Nižšie termálne retrográdne premeny sa prejavujú vznikom sekundárneho chloritu, sericitu a žiliek karbonátov a kremeňa. Štruktúra je slabo usmernená. Illit (vzorky VM 1 a 4) vykazoval kryštalinitu podľa Küblerovho indexu 3,3 (epizóna).

Vzorka VM 6 pochádza z chloritoidových bridlíc permského (?) veku, ktoré od Hankovej opísal už Vrána (1964). Okrem porfyroblastov chloritoidu, ktoré dosahujú veľkosť až 1 mm, hornina obsahuje kremeň, chlorit, svetlú sľudu (muskovit), sericit a značné množstvo opakových minerálov (pyrit, ilmenit, magnetit). KI = 2,9 (epizóna).

Okrem toho sa ešte v rámci príkrovu Markušky odobrali vzorky z karbónskeho slatvinského súvrstvia pri Slavošovciach (vzorka VM 5, KI = 3,0) a z fialových ílovito-piesčitých bridlíc neistého veku (spodný trias, perm alebo vrchný devón?) pri Vyšnej Maši (vzorka VM 2, KI = 2,6).

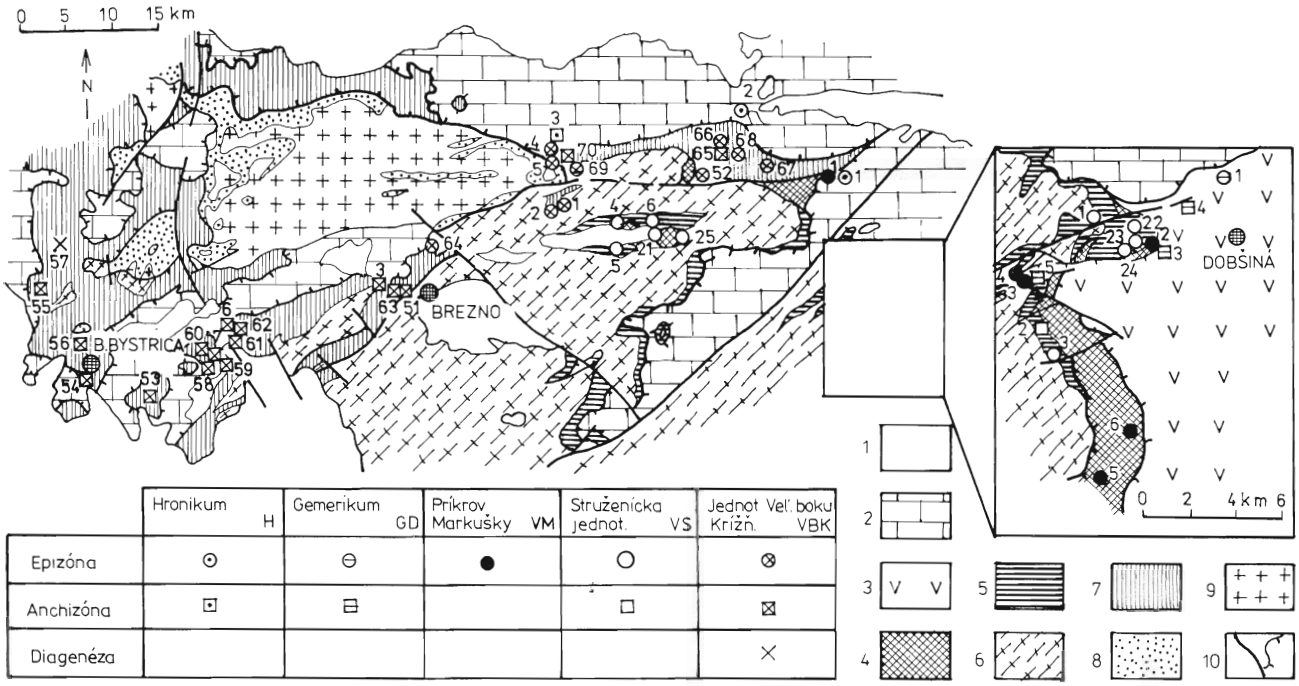
Gemerikum

Orientačne sme študovali aj vzorky z ochtinského, zlatníckeho a hámorského súvrstvia dobšinskej skupiny gemerika hlavne v okolí Dobšinej. Vzorky sú z tmavých ílovito-piesčitých bridlíc. Hodnoty KI kryštalinity illitu sa pohybujú v rozmedzí 2,6—4,8 (epi- až anchizóna).

Skupina Veľkého boku

Vzorky sme rozdelili do 2 skupín — na vzorky z pestrofarebných bridlíc súvrstvia karpatského keuperu a z ostatných hornín (bridlice spodného triasu a slienité vápence jury — spodnej kriedy). Verfénske bridlice sme odobrali v Nemcovej doline severne od Bacúcha (vzorka VBK 1 a 2). Index kryštalinity oboch vzoriek je temer zhodný (3,1 a 3,2 — epizóna).

Vzorky vápencov liasu a neokómu (VBK 3 až 7) predstavujú bridličnaté, slabo slienité vápence s usmernenou mikritickou základnou hmotou, dvojčatným lamelovaním deformovaných krinoidových článkov, tlakovými tieňmi, mikrostylolitmi a inými prejavmi dynamickej rekryštalizácie. Kryštalinita illitu vzoriek VBK 4 a 5 zo severných svahov Nízkych Tatier spadá do poľa epimetamorfózy (KI =



Obr. 1. Tektonická skica Nízkych Tatier a severnej časti Slovenského rudohoria s výsledkami merania kryštalinity illitu. 1 — vrchnokriedovo-terciérne pokryvné útvary, 2 — hronikum, 3 — gemerikum, 4 — príkrov Markušky, 5 — stružénícka jednotka, 6 — veporský fundament, 7 — jednotka Veľkého boku a krížňanská, 8 — mezozoický pokryv tatrika, 9 — fundament tatrika, 10 — zlomy a presunové plochy.

Fig. 1. Tectonic sketch-map of the Nízke Tatry Mts. and northern part of the Slovenské rudohorie Mts. with the illite-crystalinity data. 1 — Upper Cretaceous — Tertiary formations, 2 — Hronicum, 3 — Gemericum, 4 — Markuška nappe, 5 — Struženík unit, 6 — Veporic basement, 7 — Veľký bok and Krížna units, 8 — Tatric Mesozoic cover, 9 — Tatric basement, 10 — faults and overthrusts.

2,9—3,1), kým vzorky VBK 3,6 a 7 z hronského synklinória majú KI = 3,9 až 4,3 (anchizóna).

Najväčšia skupina vzoriek pochádza z karpatského keupru (vzorky VBK 51—70). Odoberané boli väčšinou červenofialové ílové a ílovito-prachovcové bridlice s paralelnou bridličnatou textúrou a aleuropelitickou a pelitickou štruktúrou. Základnú hmotu tvoria prevažne ílové minerály, z ktorých bol röntgenograficky identifikovaný illit, chlorit, sporadicky kaolinit, v jednom prípade aj montmorillonit (vzorka VBK 57). Ďalej je v základnej hmote prítomný mikritický karbonát (dolomit). Klastickú prímes tvorí prevažne kremeň, menej karbonáty, sľudy (sericit — muskovit, biotit) a plagioklasy. Zistil sa tiež pyrit a hematit. Küblerove indexy kryštalinity illitu varírujú v širokom rozmedzí v závislosti od štruktúrnej pozície odobranej vzorky. Temer všetky spadajú do poľa anchimetamorfózy a epimetamorfózy (bližšie o tom v diskusii), jedine vzorka VBK 57, ktorá je lokalizovaná severnejšie, už v typickom krížňanskom príkrove (cf. obr. 1), spadá indexom kryštalinity 7,4 do poľa diagenézy.

Hronikum (ipoltická skupina)

Tri vzorky (H 1—3) odobrané zo severných svahov Nízkych Tatier vykazujú dosť premenlivé hodnoty Küblerových indexov (2,8—3,7—4,9).

Diskusia

Z uvedených výsledkov vyplýva, že namerané hodnoty kryštalinity illitu sú väčšinou v dobrej zhode s mikroskopickým petrografickým výskumom i s celkovými predstavami o podmienkach alpínskej metamorfózy vo veporiku. Vo viacerých prípadoch sa potvrdila téza o vplyve deformačného postihu na kryštalinitu illitu, a to pri vzorkách, ktoré mali byť rovnako teplotne premenené. Napr. vzorky VBK 63 a 51 boli odobrané z toho istého defilé pri Valaskej vo vzdialenosti len 50 m, ale vzorka 63 má výraznú metamorfnú tokovú bridličnatosť S_{01} a kryštalinitu 4,1, kým vzorka 51 má všeobecnú textúru i štruktúru (vrstvovitosť S_0 je daná odlišne pigmentovanými prúžkami) a hoci je postihnutá pometamorfnou priečnou klivážou S_2, má KI len 5,7, čo je hodnota nižšej anchizóny. Podobne vzorka H 1 z ipoltickej skupiny pri Vernári je výrazne deformačne postihnutá vývojom popresunovej krenulačnej kliváže a spadá hlboko do poľa epimetamorfózy, kým vzorky z nedeformovaných hornín sú slabšie metamorfované. Vplyv deformácie sa však neprejavil pri vzorkách VBK 1 a 2 zo

spodnotriasových bridlíc spodného (mylonitizovaného) a vrchného (slabo deformovaného) ramena ležatej vrásy bacúšskeho mezozoika, ktoré sa svojím KI v podstate nelíšia.

Relatívne vysoký stupeň alpínskej metamorfózy bol zistený v horninách struženíckej jednotky (séria Foederata) v južnom veporiku. Metamorfóza spodnotriasových bridlíc s asociáciou biotit — chlorit — sericit — muskovit — albit — turmalín zodpovedá už podmienkam metamorfózy nízkych stupňov, teda teplote aspoň 350 °C a tlaku fluidnej fázy 200—300 MPa, ktoré sú dosiahnuteľné v hĺbkach okolo 8—10 km. V podstatnej časti tohto nadložia treba počas metamorfózy predpokladať prekrytie príkrovu gemerického fundamentu. Stredno- až vrchnotriasový komplex struženíckej jednotky s prevahou karbonátov bol zároveň s epizonálnou metamorfózou výrazne duktilne deformovaný. Štruktúry (foliácia, lineácia a vrásy prvého alpínskeho deformačného štádia AD_1) pritom poukazujú na subhorizontálny tektonický transport niekoľko km hrubého príkrovového telesa v ich nadloží.

Minerálna asociácia chloritoid + kyanit + chlorit + kremeň zistená v horninách neistého stratigrafického postavenia (vrchný karbón — perm? alebo staršie paleozoikum?) príkrovu Markušky zodpovedá už metamorfným podmienkam granátovej zóny strednotlakového — kyanitového typu metamorfózy, na čo poukázal aj Vrána (1964). Rovnaké metamorfné podmienky boli stanovené aj pre variskú regionálnu metamorfózu skupiny Hladomornej doliny, ale bez prítomnosti chloritoidu a kyanitu, ktoré okrem vymedzených P—T podmienok poľa stability vyžadujú aj špecifické chemické zloženie horniny s vysokým obsahom Al a s vysokým pomerom Fe/Fe + Mg. Prevažnú časť metamorfitov skupiny Hladomornej doliny tvoria metapelity a metapsamity so zníženým obsahom Al s minerálnou asociáciou granát + biotit + chlorit + muskovit + plagioklas + kremeň ± epidot − zoisit. Na základe geotermometrických údajov (Korikovskij et al., 1986) teplota variskej regionálnej metamorfózy skupiny Hladomornej doliny dosiahla 420—450 °C pri tlaku 400—450 MPa.

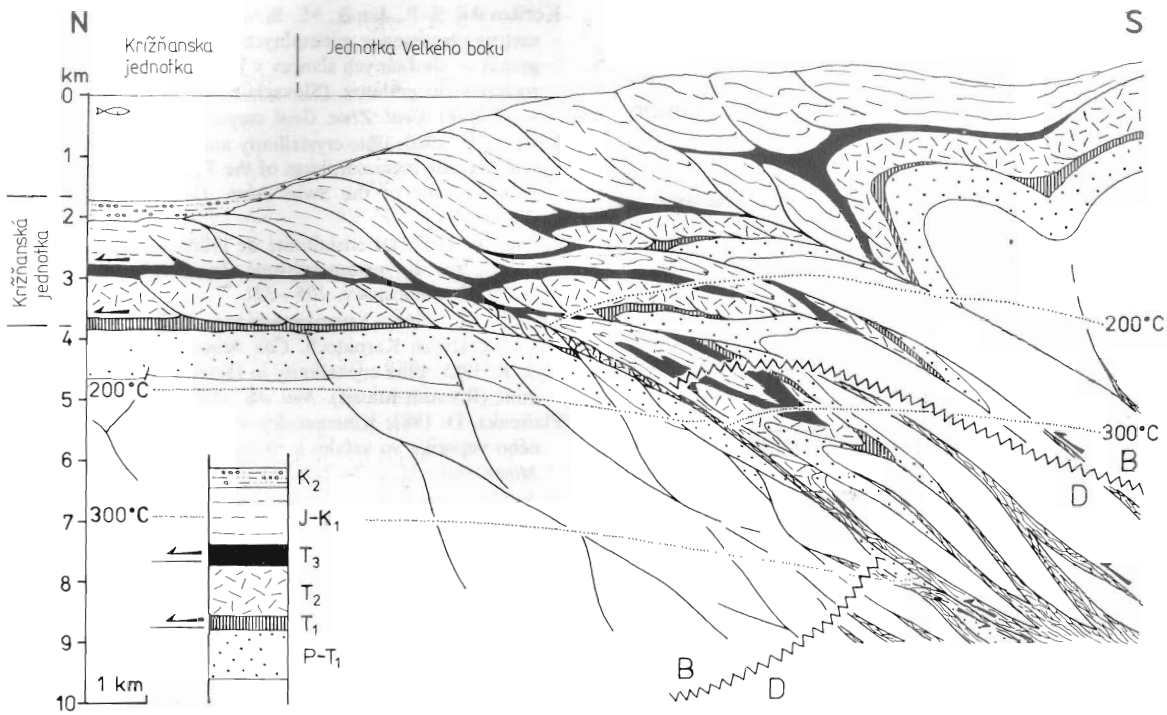
Taktiež problematickými sa javia polymetamorfované horniny devónu (?) príkrovu Markušky (vzorka VM 1, 2 a 3). Sú to retrográdne a tektonicky premenené (diaftorizované) granatické svory a amfibolity, ktorých primárny charakter bol podobný metamorfitom v skupine Hladomornej doliny. Zdá sa byť nepravdepodobné, že by išlo o mladopaleozoické horniny (revúcka skupina podľa Vozárovej a Vozára, 1982; Bajaníka et al., 1984). Illit v týchto horninách považujeme za sekundárny, pravdepodobne vznikol v procese retrográdnej metamorfózy a diaftorézy hornín pri nízkych teplotách.

Kryštalinita illitu vzoriek H 2 a 3 (KI 3,7 a 4,9) z ipoltickej skupiny hronika je v dobrej zhode s minerálnou asociáciou pumpellyit — prehnit — kremeň, ktorú tu v žilných telesách porfyritov v bocianskom súvrství zistil Vrána a Vozár (1969). Horniny ipoltickej skupiny však temer nie sú dynamicky rekryštalizované, deformácie spojené s príkrovovým presunom hronika majú prevažne ruptúrny — krehký charakter. Anchimetamorfóza je zrejme výsledkom hlbokého pochovania už v pôvodnom sedimentačnom bazéne — tzv. poklesová metamorfóza. Hĺbku pochovania možno odhadnúť na 5—6 km, čo je hodnota reálna z hľadiska odhadu hrúbky mladopaleozoicko-mezozoickej sekvencie hronika.

Najpočetnejšie a najreprezentatívnejšie údaje sme získali zo súvrstvia karpatského keupru skupiny Veľkého boku a jej ekvivalentov v nadväznosti na krížňanský príkrov. Hodnota indexov kryštalinity illitu sa síce pohybuje v pomerne širokom rozmedzí, ale z ich priestorovej distribúcie (obr. 1) je zrejmé, že táto variabilita je v zákonitom vzťahu ku štruktúrnej pozícii skúmaných vzoriek. Celkove možno konštatovať, že v priestore celého hronského a važeckého synklinória (v zmysle Maheľa, 1964), klesá index kryštalinity a rastie metamorfný a deformačný postih od S na J a od Z na V. Je to v dobrom súlade so štruktúrnymi pozorovaniami a s predstavami o vzniku krížňanského príkrovu (Plašienka, 1983). Najvyššie metamorfované horniny (epizóna) boli zistené v najjužnejších štruktúrach veľkobockej jednotky, v ležatých vrásach, na ktorých sa podieľa aj severoveporické kryštalinikum (tzv. bacúšske mezozoikum), teda v zónach, kde mezozoické horniny sú v autochtónnej či paraautochtónnej pozícii. Na vzorkách z okolia Liptovskej Tepličky (obr. 1.), ktoré pochádzajú z relatívne vyšších štruktúr, sa uplatňuje gradácia deformačného postihu smerom na V pozorovaná i štruktúrnymi metódami. Väčšina hornín týchto zón sa počas alpínskej metamorfózy nachádzala v duktilnokrehkom až duktilnom stave v hĺbach 5—7 km. Predpokladáme, že ich nadložie tvoril systém ležatých vrás a príkrovových šupín (duplexov) tvoriacich sa v čele násunového klinu severného veporika (obr. 2).

Vzorky ležiace v poli anchizóny pochádzajú väčšinou z JZ časti južného okraja hronského synklinória zo štruktúr, ktoré možno označiť ako vrásovo-šupinové duplexy. Prislúchajú v podstate tým istým ležatým vrásam ako predchádzajúce, nachádzajú sa však bližšie k predpoliu v čele klinu, boli metamorfované a deformované v menších hĺbkach (4—5 km) v krehkom až krehkoduktilnom stave (obr. 2).

Len jedinú vzorku (VBK 57) možno označiť za nemetamorfovanú. Pochádza už z vlastného príkrovového telesa krížňanskej jednotky. Krížňanský príkrov, ako typický príkrov bazálneho odlepenia — décollement nappe — sa v krehkom stave odtrhol od svojho substrátu pred a pod čelom severoveporic-



Obr. 2. Rekonštrukcia profilu násunového klinu severného okraja veporika počas synmetamorfného deformačného štádia AD_1. Bodkované línie naznačujú izotermy približne ohraničujúce oblasť anchimetamorfózy, kľukatá čiara oddeľuje oblasti s prevažne krehkým (B) a prevažne duktilným (D) charakterom deformácie. Krížňanský príkrov sa po odlepení vysúval na nekompetentných horizontoch verfénskych bridlíc a súvrstvia karpatského keupru.

Fig. 2. Recostruction — profile through the north Veporic thrust wedge during the synmetamorphic deformational stage AD_1. Dotted lines are isotherms approximately limiting the zone of anchizonal metamorphism, the zigzag line separates areas of prevailing brittle (B) and ductile (D) deformations. The Krížna nappe was pushed forward after detachment at incompetent horizons of Werfenian shales and Carpathian Keuper formation.

kého klinu, ktorý svojimi čelnými duplexmi prekryl zrejme len jeho najjužnejšie tylové časti a celková hrúbka krížňanskej triasovo-kriedovej sekvencie nebola postačujúca na vznik metamorfných podmienok nielen v súvrství karpatského keupru, ale ani na báze jednotky v spodnotriasových horninách. Predpokladáme, že metodika určovania kryštalinity illitu by sa v kombinácii so štruktúrnymi a litostratigrafickými kritériami dala s úspechom použiť na priestorové vymedzenie krížňanského príkrovu s pohlteným fundamentom od anchi- a epimetamorfovaných súčastí jednotky Veľkého boku s. l., ktoré štruktúrne nadväzujú na fundament severného veporika. Platí to predovšetkým pre zložitú oblasť hronského synklinória.

Záver

Použitá metodika nám poskytla celkove vierohodné a v mnohých prípadoch nenahraditeľné údaje o podmienkach alpínskej metamorfózy vo veporiku. Diferencovane sme interpretovali jednotky južného a severného veporika, pretože predpokladáme, že počas mezozoika podstúpili čiastočne odlišný tektonicko-deformačný vývoj. Epidermálne komplexy južného veporika prekonali priestorovo pomerne rozsiahlu a stálu epizonálnu metamorfózu pri teplotách 300—350 °C súčasne s výrazne duktilnými deformáciami naznačujúcimi subhorizontálny príkrovový transport hypotetického príkrovového telesa hrubého 5—7 km v ich nadloží. Toto teleso interpretujeme ako príkrov gemerického fundamentu. Z oblastí južného veporika musel byť oderodovaný ešte pred obdobím vrchnej kriedy, kedy veporikum prekryli fragmenty superficiálnych príkrovov hronika, ktoré však boli presúvané v krehkom stave za nemetamorfných podmienok. Statická anchi- až epimetamorfná rekryštalizácia v bazálnych komplexoch hronika je pravdepodobne výsledkom hlbokého poklesu ešte v pôvodnom sedimentárnom bazéne.

Metamorfóza južných tylových komponentov krížňanskej jednotky nadväzujúcich na veporický fundament (skupina Veľkého boku s. l.) dosiahla podmienky anchizóny až epizóny v štruktúrach, ktoré boli deformované v krehkoduktilnom stave počas odliepania a vysúvania krížňanského (zliechovského) príkro-

vu v ich predpolí, teda v nadloží zóny podsúvania krížňanského substrátu (fundamentu a jeho tegumentu). V telese samotného krížňanského príkrovu pravdepodobne vôbec nenastali podmienky na metamorfózu.

Poďakovanie. Autori touto cestou ďakujú RNDr. B. Tomanovi za vyhotovenie difrakčných záznamov a doc. RNDr. I. Krausovi, CSc., a RNDr. E. Šamajovej, CSc., za pomoc pri zvládnutí metodiky. Práca vznikla v Geologickom ústave CGV SAV Bratislava a na Prírodovedeckej fakulte UK Bratislava ako súčasť riešenia úloh 7. 5RP II—4—4 a 8. 5RP II—4—5 ŠPZV.

Literatúra

Árkai, P. 1977: Low-grade metamorphism of Paleozoic sedimentary formations of the Szendrő Mountains (NE-Hungary). *Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 21, 1—3, 53—80.*

Árkai, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. *Acta Geol. Hung., 26, 1—2, 83—101.*

Árkai, P., Horváth, Z. A., Tóth, M. 1981: Transitional very low and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary: mineral assemblages, illite-crystalinity, -b_0 and vitrinite reflectance data. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 24, 2—4, 265—294.*

Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Reichwalder, P., Pristaš, J., Snopko, L., Vozár, J., Vozárová, A. 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria, východná časť. *Bratislava, GÚDŠ.*

Breitschmid, A. 1982: Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock). *Eclogae geol. Helv., 75, 2, 331—380.*

Dunoyer de Segonzac, G. 1970: The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology, 15, 3—4, 281—346.*

Frey, M., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Mullis, J., Künzi, B., Breitschmid, A., Gruner, U., Schwizer, B. 1980: Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae geol. Helv., 73, 1, 173—203.*

Korikovskij, S. P., Janák, M., Boronichin, V. A. 1986: Geotermometrija i izmenenije mineraľnych ravnovesij pri perekristallizacii granat — sľuďannych slancev v kordieritovyje rogoviki v oreole rochovskich granitov (Slovackoe rudogorie, rajon Rochovce — Chižne). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 5, 607—633.*

Kisch, J. H. 1980: Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae geol. Helv., 73, 3, 753—777.*

Kübler, B. 1967: La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme. In: Etages tectoniques. *Neuchâtel, A la Baconiére. 105—121.*

Maheľ, M. 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v Centrálnych Karpatoch. *Čas. Mineral. Geol., 9, 4, 393—401.*

Nyk, R. 1985: Illite crystallinity in Devonian slates of the Meggen mine (Rhenish Massif). *Neu. Jb. Miner, Mh., 6, 268—276.*

Plašienka, D. 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu. *Miner. slov., 15, 217—231.*

Plašienka, D. 1984: Príkrov Markušky — zväzujúci element veporika a gemerika? *Miner. slov., 16, 187—193.*

Teichmüller, M., Techmüller, R., Weber, K. 1979: Inkohlung und Illit-Kristallinität, Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. *Fortschr. Geol. Reindl. u. Westf., 27, 201—276.*

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

Vrbatovič, P. 1986: Štúdium alpínskej metamorfózy pomocou kryštalinity illitu v severnom veporiku a krížňanskej jednotke. [Diplomová práca.] *Bratislava, Geofond.*

Vrána, S. 1964: Chloritoid and kyanite zone of Alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). *Krystalinikum, 2, 125—143.*

Vrána, S., Vozár, J. 1969: Minerálna asociácia pumpelyit-prehnit-kremennej fácie Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Spr., 49, 91—99.*

Weaver, C. E. 1960: Possible uses of clay minerals in search of oil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 44, 1505—1518.*

Weaver, C. E. 1984: Shale — slate metamorphism in southern Appalachians. *Amsterdam etc., Elsevier.*

Weber, K. 1972: Notes on determination of illite crystallinity. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 267—276.*

Winkler, H. G. F. 1974: Petrogenesis of metamorphic rocks. *New York etc., Springer-Verlag.*

First illite-crystalinity data from Alpine metamorphosed rocks of the Veporicum, Central West Carpathians

With the aim to understand better the conditions of Alpine metamorphism in the Veporicum the method of illite-crystalinity determination was used on 52 samples of low-metamorphosed rocks of its Late Paleozoic — Mesozoic cover. The metamorphism is of Middle Cretaceous age, it has regional extent and it attained conditions of low and very low grades (anchi- to epizone, see tab. 1). Along with metamorphism the rocks were deformed in ductile and ductile-brittle conditions; the structures point to a mainly subhorizontal tectonic transport.

In the southern Veporicum the illite-crystalinity data were obtained mostly from Mesozoic pelitic rocks of the paraautochthonous Struženík unit (Foederata group) and Paleozoic ones of the Markuška nappe. In the northern Veporicum attention was centred especially on the Carpathian Keuper formation of the Veľký bok unit (fig. 1).

Lower Triassic slates of the Struženík unit contain on some localities the mineral assemblage biotite + chlorite + sericitemuscovite + albite + tourmaline, which is a result of highest-thermal conditions of Alpine metamorphism attained at the base of the Mesozoic cover of the southern Veporicum. Illite crystalinity, according to Kübler's indices in the interval 2.3—3.8 in Lower to Upper Triassic rocks points to epizonal metamorphism in depths of up to 8—10 km as well. The Middle to Upper Triassic sequence of the Struženík unit consisting predominantly of carbonates was strongly ductilely deformed contemporaneously with metamorphism. Foliation, lineation and fold structures of this first Alpine deformational stage AD_1 point to the subhorizontal tectonic transport of a several

km thick nappe body above the paraautochthonous Struženík unit. We assume that it was the Markuška nappe and, above all, the group of Gemeric basement nappes. Nevertheless, this nappe group was removed almost totally by erosion from the southern Veporic area before the overthrust of the fragments of Hronic superficial nappes, whose basal member — an Upper Carboniferous-Permian volcano-sedimentary formation (Ipoltica group, or "Melaphyre series") — was metamorphosed probably still in its original sedimentary basin under static conditions on the limit of anchi- and epizone, burried under thick masses of overlying Mesozoic members. The overthrust of the Hronicum took place in near-surface levels under non-metamorphic conditions; it was accompanied only by brittle deformations in the nappe body itself.

Several examples of mineral assemblages with garnet, biotite, amphibole, chloritoid and kyanite which have been petrographically determined in the rocks of the Markuška nappe are assumed to be relics of Variscan regional-metamorphic assemblages preserved sporadically in Alpine diaphtorised Early Paleozoic rocks. Illite from these rocks is probably a result of retrograde metamorphism in low-temperature conditions; its crystalinity corresponds to epizone.

The largest group of samples from the northern Veporicum was collected from clayi shales of Carpathian Keuper formation of the Veľký bok group and its equivalents linked to the Krížna unit. It was found, that illite-crystalinity depends not only on the PT-conditions of metamorphism, but clearly also on strain in a rock studied.

The highest illite-crystalinity values have been determined on the northern slopes of the Nízke Tatry Mts. (Kübler's indices 2.8—3.2) in the zones where the paraautochthonous Veľký bok unit together with the north Veporic basement form large synmetamorphic recumbent folds accompanied by ductile deformations. Relatively lower values corresponding to anchizone (KI between 3.5 and 5.7) have been determined in higher and more external fold structures without participation of basement rocks (fig. 2). The sample from the nappe body of the Krížna unit itself falls into the field of diagenesis (KI = 7.4). Generally the illite-crystalinity indices increase and metamorphism decreases from E to W along the northern border of the Veporicum and from S to N from the Veľký bok unit to the Krížna nappe, which is in accordance with the intensity of strain and with the decrease of ductile behaviour of rocks during the first synmetamorphic Alpine deformational stage AD_1

G. Z. Földvary: **Geology of the Carpathian Region.** World Scientific, Singapore — New Jersey — Hong Kong, 1988, 571 s.

Autor sa pokúsil zostaviť prehľad geologickej stavby Karpát a priľahlej oblasti — panónskej a transylvánskej panvy. Vzhľadom na zložitosť stavby Karpát je to úloha zložitá, sťažená aj tým, že ju vykonával z veľkej diaľky (autor žije a pracuje v Sydney, kde v r. 1960 ukončil vysokoškolské štúdium — hlavný študijný odbor geológia).

Kniha, s výnimkou úvodu, bibliografickej state o význačných geológoch, ktorí pracovali v študovanej oblasti, a záveru, je rozdelená do 5 kapitol. V prvých dvoch kapitolách sú zhrnuté základné črty stavby Karpát a niektoré geofyzikálne aspekty. Ďalšie dve kapitoly sú nosnými časťami knihy. Pojednávajú o geológii karpatského horského oblúka (175 strán) a karpatskej (t. j. panónskej a transylvánskej) panvy (243 strán). Dopĺňa ich stručná kapitola o paleogeografii karpatskej oblasti.

Na recenzovanej knihe je azda najzaujímavejšie to, že autor v karpatskej geológii nepracoval a zoznámil sa s ňou iba prostredníctvom literatúry. Preštudoval veľký počet prác, počínajúc prácami zakladateľov karpatskej geológie a končiac novými prácami aplikujúcimi prvky teórie litosferických dosiek na objasnenie stavby Karpát a panónskej panvy. Izolovanosť autora od územia, ktoré je objektom knihy, mu na jednej strane dala možnosť nadhľadu nezainteresovaného, na druhej strane sa predsa len odzrkadlila aj negatívne. Syntéza geológie karpatskej oblasti je nesúrodá. State pojednávajúce o panónskej panve sú prepracované najhlbšie, zatiaľ čo state venované vlastnému karpatskému horstvu sú stručnejšie, a nie vždy výstižné. Rušivo pôsobia staré koncepcie a nevyváženosť, napr. v oblasti chronostratigrafie (báza pliocénu rovná sa báze panónu, ignorovanie medzinárodne uznanej regionálnej chronostratigrafie neogénu Paratetýdy ap.). Opisy geológie orografických celkov nie sú vždy výstižné (napr. Hornonitrianska kotlina je opísaná iba z hľadiska kvartérnej výplne, o paleogénnych a neogénnych sedimentoch včítane uhlia chýba akákoľvek zmienka). Niektoré opisované územné celky sú nevhodne pospájané (napr. pod šalgótarjánskou panvou je opísaná aj borsódska), iné územné celky nie sú vôbec opísané, i keď predstavujú mimoriadne významné a geologicky autonómne oblasti (napr. karpatská čelná priehlbina alebo východoslovenská, resp. transkarpatská panva). Na čitateľa z karpatskej oblasti rušivo pôsobia niektoré archaizmy v orografických názvoch, ktorým autor dáva prednosť, a iba v zátvorkách uvádza dnes používané názvy (napr. Osztrovsky Range: Krupinská vrchovina a Javorie). Orografická terminológia je vôbec veľkou slabinou knihy. Aj v nemaďarskom území autor uprednostňuje maďarské názvy (ktoré sa už viac než pol storočia nepoužívajú) pred živými a dnes používanými názvami (napr. Gyjergyó Basin Liptó Alps, Lubló Range ap.).

Napriek nedostatkom kniha poskytuje viaceré zaujímavé údaje o histórii geologického poznania karpatskej oblasti, vracia sa k dávno vysloveným názorom, z ktorých niektoré sa stávajú opäť aktuálnymi, traktuje i niektoré najnovšie názory a teórie. Serióznemu záujemcovi o geológiu karpatskej oblasti však odporúčame doplniť si poznatky z ďalších pôvodných literárnych zdrojov. Žiaľ, nemožno sa obmedziť na syntetizujúce diela, ktorých je o geológii karpatskej oblasti ako celku poskromne a sú staršieho dáta, ale treba študovať práce zväčša limitované štátnymi hranicami, ale s autentickými a čerstvými informáciami domácich autorov.

Dionýz Vass

Mineralia slovaca, 21 (1989), 53—57

Výskyt kryštalického grafitu v pararulách, granitoidoch, pegmatitoch a aplitoch kryštalinika Západných Karpát

MIROSLAV PULEC

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

(Doručené 3. 12. 1987, revidovaná verzia doručená 14. 11. 1988)

Occurrence of crystalline graphite in paragneisses, granitoides, pegmatites and aplites of the crystalline complex of the West Carpathians

The paper evaluates the occurrences of crystalline graphite in the Malá Fatra Mts. and the Low Tatras, which was found in paragneisses, granitoides, pegmatites and aplites of the crystalline complex of the West Carpathians for the first time. Graphite in paragneisses originated, according to its stage of crystallization, at temperature of 690 °C, and graphites in granitoides and pegmatites at temperatures from 725 °C to 740 °C. It originated by metamorphosis of organic matter, which was present during metamorphosis and granitization in carboniferous formations.

Úvod

Pri geologicko-ložiskových výskumoch v kryštaliniku Malej Fatry a Nízkych Tatier sme v pararulách, granitoidoch, pegmatitoch a aplitoch našli kryštalický grafit, ktorý sa v uvedených horninách Západných Karpát doteraz nezistil. Grafit vznikol pri teplotách od 690 °C do 740 °C. Teplotu kryštalizácie grafitu sme určovali pomocou Šengeliovho grafitového termometra (Šengelia et al., 1976, 1977). V oblasti Západných Karpát sa grafitový termometer prvýkrát použil na stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín veporického kryštalinika (Šengelia et al., 1978; Bezák, 1982). Grafity vo vzťahu k metamorfóze a zachovaniu sporomorf podrobnejšie študoval Molák et al. (1986). Zistilo sa (l. c.), že tmavé paleozoické metasedimenty v Nízkych Tatrách (stratigrafické zaradenie komplexu do vrchného silúru až spodného karbónu robila Planderová in Molák, Gorek, 1983; Pulec et al., 1984a, b, c a Planderová, 1986), ktoré sú súčasťou staropaleozoického nízkometamorfovaného komplexu (zelené bridlice, droby, metavulkanity), boli postihnuté premenou, ktorá nepresiahla P—T podmienky strednej časti fácie zelených bridlíc. Podľa typovej lokality v Bukovskej doline tento staropaleozoický komplex označujeme ako Matúšovské súvrstvie.

Hoci Šengelia et al. (1978) aplikovali metódu výpočtu hodnôt *c* ako geologického teplomera pre grafity metamorfného pôvodu, podrobili sme separované grafity z pegmatitov, granitoidov, aplitov, ako aj z pararúl analýzam a výpočtu ich hodnôt *c*. Grafitový termometer na stanovenie P—T podmienok vzniku grafitu použil na ložiskách v Mozambiku Blüml et al. (1985). Preto sme pri štúdiu kryštalických grafitov z oblasti Západných Karpát ako porovnávací materiál použili grafit z Mozambiku zo vzorky, ktorú nám poskytol Hvožďara z PF UK.

Rozšírenie grafitu

V lúčanskej časti Malej Fatry má kryštalický grafit regionálne rozšírenie v komplexe kryštalických bridlíc, kde sa vyskytuje v pararulách rôzneho typu a v granitoidných, pegmatitových, aplitových a aplitovo-kremenných žilách, ktoré cez pararulový komplex prenikajú. V menšom množstve sa grafit zistil v hybridných granitoidoch budujúcich centrálnu časť Malej Fatry, kde je tiež viazaný pravdepodobne na žilný typ hornín. Výskyty kryštalického grafitu sa našli na východných svahoch Malej Fatry v dĺžke cca 10 km a v šírke 0,5—2,5 km na 45 lokalitách. Tieto výskyty netvoria v pararulách súvislé pruhy väčších mocností, ale len tenšie polohy. Často sa vyskytujú spolu so sulfidmi (pyrit, pyrotín, ojedinele chalkopyrit). Predpokladáme, že grafity vznikli rekryštalizáciou organickej hmoty, ktorá sa nachádzala v starších uhlíkatých formáciách, vulkanosedimentárnych komplexoch.

V Nízkych Tatrách sme kryštalický grafit zistili na viacerých miestach v oblasti Jasenie—Kyslá. Nachádza sa severne od scheelitovo-zlatonosného ložiska,

v Špíglovej a Gelfúsovej doline (východne od štôlne Štefan), kde sa grafit vyskytuje v rulách a v granitoidoch, ktoré prerážajú rulový komplex vo forme tenších žíl. Okrem toho sa enklávy rúl s kryštalickým grafitom našli v prašivských granodioritoch.

Zhodnotenie výsledkov

Kryštalický grafit sa v pararulách vyskytuje vo forme menších, makroskopicky dobre viditeľných lupienkov, najčastejšie vo veľkosti 0, X mm, ale často sa vyskytujú lupienky (vločky) a vločkovité agregáty rozmerov 4—6 mm, ojedinele do 1 cm. Väčšie lupienky sa vyskytujú v miestach intenzívnejšieho prekremenenia pararulového komplexu. V granitoidoch, pegmatitoch, aplitoch a aplitovo-kremenných žilách sa vyskytuje grafit v priemere väčších rozmerov a tvorí častejšie vločkovité agregáty. Ich veľkosť je maximálne 1 cm. Je pravdepodobné, že grafit kryštalizoval medzi poslednými minerálmi. V niektorých vzorkách (Rojkovičová, ústne oznámenie) sa zistili prípady obtekania pyritu grafitom. Charakter kryštálikov a zhlukov grafitu, ako aj inklúzií v ňom v kremeňovo-aplitovej žile je na obr. 1, 2 a v tab. 1. V pegmatitoch sa okrem grafitu, ktorý tvorí výplň medzi kryštalizujúcimi minerálmi, vyskytuje grafit, ktorý tvorí makroskopicky viditeľné inklúzie v živcoch.

Pôvodný tvar grafitu sme študovali vo vzorkách z rôznych typov hornín tak, že sme horniny rozpustili v kyseline fluorovodíkovej. Individuálne kryštáliky sú obyčajne homogénne, väčšie kryštáliky alebo agregáty tvoria spravidla pretiahnuté útvary. Väčšie kryštáliky sú niekedy na koncoch rozstrapatené. Zriedkavo sa našli kryštáliky s hexagonálnym obmedzením. Grafit má výrazný kovový lesk. Svojím vzhľadom sa tak podobá na molybdenit, že pri terénnych pozorovaniach si ho s ním možno aj zmýliť. Identifikoval sa röntgenom a metódou DTA. V grafitových koncentrátoch a v samostatnej hornine sme sledovali zastúpenie stopových prvkov.

Röntgenografické analýzy grafitu (tab. 1) sa robili na GÚDŠ (Gavenda). Presnosť výpočtu parametra *c* zvýšilo použitie kremíkového štandardu, ktorý nám poskytla Ďurkovičová z izotopického oddelenia GÚDŠ. Cenné rady pri vyhodnocovaní grafitov poskytol Molák.

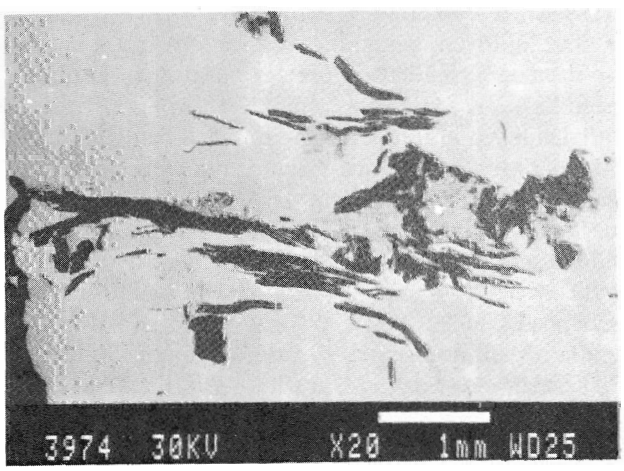
TAB. 1
Röntgenografické analýzy grafitu
X-ray graphic graphite analyses

Por. č.	Lokalita	Čís. vz.	Hornina	c Å
1	Nízke Tatry	NT—6/2	pararula	3,355
2	Malá Fatra	P—60/2	pararula	3,355
3	Malá Fatra	P—64	pararula	3,355
4	Malá Fatra	P—45	aplit	3,355
5	Nízke Tatry	NT—1	granitoidy	3,353
6	Malá Fatra	P—24	granitoidy	3,352
7	Malá Fatra	P—53	pegmatit	3,352
8	Malá Fatra	P—38	granitoidy	3,352
9	Mozambik	MOZ.	kremeň	3,354

Poradové čísla vzoriek sú uvedené v Šengeliovom diagrame (obr. 3).

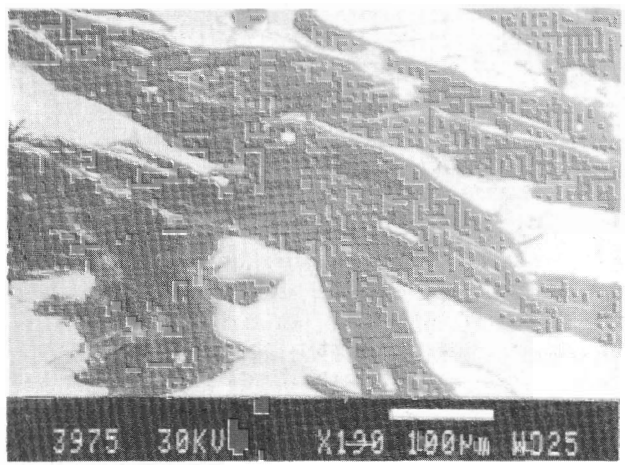
Závislosť mriežkovej konštanty od teploty ukazuje, že grafity v pararulách Malej Fatry a Nízkych Tatier kryštalizovali pri rovnakej teplote 690 °C. Aj grafit v aplite z Malej Fatry kryštalizoval pri vyšších teplotách (725—740 °C) a grafit z Mozambiku pri teplote 700 °C.

Grafity z Malej Fatry a Nízkych Tatier sme ďalej hodnotili spektrálne. Zhodnotili sme zastúpenie stopových prvkov v grafitovom koncentráte a v celej



Obr 1 Charakter kryštálov grafitu z aplitu. Lokalita Malá Fatra.

Fig 1 Type of graphite crystals from aplite. The Malá Fatra Mts. loc.



Obr 2 Charakter kryštálov grafitu a inklúzie z aplitu (zväčšený obr 1).

Fig. 2. Type of graphite crystals and inclusions from aplite (magn Fig. 1).

TAB. 2
Kvalitatívna spektrálna analýza
Qualitative spectral analyse

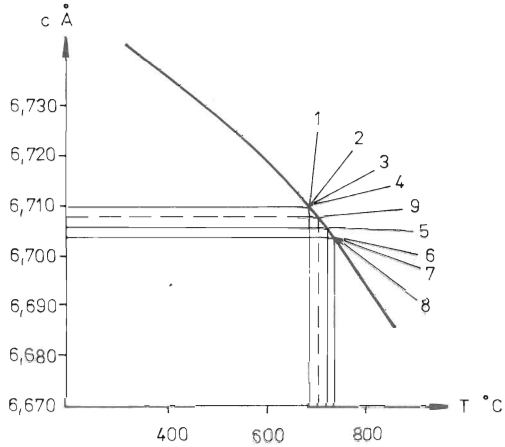
	Ag	B	Ba	Co	Cu	Cr	Ga	La	Li	Mn	Mo	Ni	Pb	Rb	Sc	Sn	Sr	Yb	Ti	V	Zn	Zr	Si	Al	Mg	Fe	Na	Ca	K
NT — 1	2	—	3	2	3	2	2	2	2	3	2	2	1	1	1	1	3	1	3	2	3	3	6	5	5	5	3	3	2
P — 24	1	2	1	2	1	2	2	2	2	3	3	3	1	1	1	1	3	1	4	2	2	4	6	5	5	5	2	3	2
P — 38	1	1	3	1	2	2	2	2	2	2	1	1	1	2	1	—	3	—	3	2	3	3	6	5	5	5	2	2	2
P — 45	1	1	3	1	3	2	1	2	1	2	1	3	2	—	1	2	3	1	3	1	3	3	6	5	3	5	3	4	2
P — 53	1	1	3	1	2	2	2	2	3	4	1	2	2	2	2	1	3	2	3	3	3	3	6	5	5	5	3	3	3
P — 60/2	1	1	3	2	2	2	2	2	1	3	1	2	1	1	1	1	3	1	3	3	3	2	6	5	5	5	3	4	3
NT — 6	1	1	3	2	3	2	2	2	3	3	—	2	2	2	1	1	3	1	3	2	3	2	6	5	3	5	2	2	3
Mozambik	2	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	6	2	1	2	1	1	1
Bavorsko	1	—	1	—	2	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3	—	—	5	3	2	3	1	1	1
Ceylón	1	—	3	—	2	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3	—	—	5	1	1	3	1	1	—
NT—1 — C	1	—	3	2	2	2	2	—	3	3	1	2	1	—	—	—	3	1	3	3	—	2	6	5	5	5	3	5	5
P—24 — C	1	—	3	3	1	2	2	—	2	2	3	—	1	1	1	—	3	1	3	3	—	3	6	5	5	5	4	5	3
P—38 — C	1	1	3	1	2	2	2	—	3	3	1	1	1	2	1	—	3	1	3	3	—	3	6	5	5	5	4	4	4
P—45 — C	1	—	2	1	1	2	2	—	3	3	2	2	1	2	1	—	2	—	2	1	—	3	6	5	4	5	4	4	4
P—53 — C	1	—	3	1	1	2	2	—	3	3	1	2	1	2	2	—	3	1	3	3	—	3	6	5	5	5	4	3	4
NT—6 — C	1	1	3	2	2	2	2	—	3	3	2	2	1	2	2	—	3	1	3	3	—	3	6	5	5	5	2	5	4

6 = 100 − 10 %, 5 = 10 − 1 %, 4 = 1 − 0,1 %, 3 = 0,1 − 0,01 %, 2 = 0,01 − 0,001 %, 1 = 0,001 − 0,0001 %.

hornine (tá istá vzorka). Kvalitatívna spektrálna analýza sa robila na GÚDŠ (Cubínek). Pre porovnanie sme spektrálne hodnotili aj separované grafity z Mozambiku, Ceylónu (Srí Lanka) a Bavorska (NSR). Naše vzorky sme separovali mechanicky, drvením horniny do frakcie 0,25 mm, a podsitný zvyšok sme použili na analýzu celej horniny a separoval sa z neho aj grafit v toluéne (pomer voda : toluén bol 3 : 1). Pri separácii mohlo teda dôjsť k čiastočnému strhnutiu mikroskopických súčiastok minerálov, a tým k čiastočnému skresleniu získaných hodnôt. Výrazný rozdiel v zastúpení stopových prvkov v systéme koncentrát/hornina sa prejavil v zastúpení Sn, Zn, La a čiastočne B. Tieto prvky boli identifikované iba v grafitovom koncentráte a v hornine (okrem B) chýbajú. Vysoký obsah Si sa zistil aj v grafitoch z Ceylónu, Mozambiku a Bavorska, ale ostatné litofilné prvky sú v nich (na rozdiel od našich vzoriek) zastúpené podradne. Zvýšený obsah Ti je okrem izomorfnej väzby na niektoré minerály spôsobený pravdepodobne výskytom oxidov titánu v podobe inklúzií v grafite (inklúzie sa ešte študujú). Takéto inklúzie v grafite zistil Blüml et al. (1985) na ložiskách v Mozambiku. Vo vzorkách z Malej Fatry a Nízkych Tatier má výraznejšie zastúpenie Mn, Mo, Ni, Co, Cu, Zn, v grafitoch z Mozambiku, Ceylónu a Bavorska sú tieto prvky zastúpené podradne, alebo chýbajú.

Diskusia

Keď porovnáme teplotu kryštalizácie grafitu v pararulách s P—T podmienkami vzniku biotitovo-sillimanitovo-granátových rúl, ktoré zistil Korikovskij et al. (1987), vidíme, že pararuly spadajú do jednej teplotnej subfácie (sillimanitovo-biotitovo-muskovitovo-ortoklasovej). Teplota ich vzniku je v rozmedzí teplôt od 684 do 746 °C s priemernou hodnotou 700 °C pri Ps—6, 5 Kb. P—T podmienky metamorfózy kryštalických bridlíc v Mlynskom potoku v Malej Fatre podľa biotitovo-granátového termometra zodpovedajú teplote okolo 690 °C s maximom 700 °C (Perčuk et al., 1983). Tieto údaje sa plne zhodujú s údajmi získanými grafitovým termometrom z našich vzoriek. Všetky vzorky grafitu separované z pararúl (Malá Fatra, Nízke Tatry) vykázali podľa grafitového termometra zhodnú teplotu kryštalizácie 690 °C (obr. 1). Okrem toho Korikovskij et al. (1987) pri hodnotení metamorfných podmienok poukázali na to, že v lúčanskej časti Malej Fatry metamorfity predstavujú jeden z najhlbších rezov v kryštalickom fundamente Západných Karpát. Na základe nášho poznatku možno pararuly v kryštaliniku Nízkych Tatier (overené severne od lokality Jasenie—Kyslá) pokladať za ďalšiu časť najhlbšieho rezu v Západných Karpatoch a z hľadiska tektonického postavenia za najnižšiu známu štruktúrnu etáž. Treba zdôrazniť, že v Nízkych Tatrách okrem metamorfitov sillimanitovej subfácie (minerálna asociácia metamorfných minerálov sillimanit, distén a cordierit je výrazne zastúpená v šlichoch odobraných z tohto pásma; Pulec, 1976; Pulec et al., 1983) existujú metamorfity, ktoré vznikli z vrchnosilúrskych až spodnodevónskych súvrství (Planderová in Pulec et al., 1984c) v strednej časti fácie zelených bridlíc (matúšovské súvrstvie). Podobne aj v Malej Fatre sa vyskytujú dva výrazne odlišné



Obr. 3. Teplota kryštalizácie grafitových kryštálov z lokality Malá Fatra, Nízke Tatry.
Fig. 3. Crystallization temperature of graphite crystals from the Malá Fatra and Nízke Tatry Mts. loc.

metamorfné komplexy: Metamorfity sillimanitovej subfácie (s grafitom) a novozistené metasedimenty, metavulkanoklastiká s polohami čiernych bridlíc, ktoré označujeme ako valčianske súvrstvie, metamorfované do strednej časti fácie zelených bridlíc. Časť tohto súvrstvia je zaklinená (zavrásnená) do hybridných granodioritov — tonalitov.

Okrem týchto podrobnejšie hodnotených výskytov kryštalického grafitu v Malej Fatre a v Nízkych Tatrách sme grafit tohto typu zistili v granitizovanom komplexe metamorfitov (sillimanitová fácia) západnej časti Vysokých Tatier, v Malej Magure a tiež v metamorfitoch veporika v blízkosti Fe-skarnov pri Kokave nad Rimavicou (lok. Hrabiny). Tu grafit vytvára aj ložiskové akumulácie. Dôležitým zistením je, že výskyt kryštalického grafitu vo veporiku je podobný výskytom v tatriku.

Pre túto skupinu metamorfitov je charakteristické, že sa v nej vyskytujú nevýrazné sulfidické mineralizácie (pyrit, pyrotín, chalkopyrit, zriedkavo molybdenit) a „skarnové" magnetity vystupujúce väčšinou v asociácii s kryštalickým grafitom. Predpokladáme však, že akumulácie rôznych kovov (napr. Au, W) sa vytvárali v procese sedimentácie uhlíkatých formácií (exhalačno-sedimentárny pôvod) a diagenézy a k ich redistribúcii (najmä zlata) došlo až v procese ultrametamorfózy a granitizácie (izotopy uhlíka svedčia o jeho organickom pôvode) a k ich neskoršiemu vyzrážaniu z rudných hydroteriem jednak vo forme rozptýlenej mineralizácie (zlato, scheelit) a jednak v priaznivých štruktúrach za vzniku ložiskových akumulácií.

Literatúra

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

Blüml, A., Malý, R., Slačík, J. 1985: Mineralogicko-technologické zhodnocení grafitové suroviny z Mozambiku. *Manuskript — Rudné doly Příbram, Výskumně vývojová základna, Březové Hory,* 56 s.

Korikovskij, C. P., Kamenický, L., Macek, J., Boronichin, V. A. 1987: PT-uslovija metamorfizma kristaličeskich slancev Malej Fatry (v razreze Mlynskogo ručja i jego okresnostej). *Geol. Zbor. Geol. carp., 38, 4, 409—427.*

Molák, B., Gorek, J. 1983: Účelová geologická mapa 1 : 10 000 územia Bielej vody — Sopotnica. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Molák, B., Miko, P., Planderová, E., Franců, J., 1986: Staropaleozoické metasedimenty na južných svahoch Nízkych Tatier v oblasti Jasenia. *Geol. Práce, Spr., 84, 39—64.*

Pecho, J., Pulec, M. et al. 1980: Geologicko-ložisková charakteristika a prognózy W-zrudnenia v oblasti Jasenie-Kyslá, Nízke Tatry. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Perčuk, L. L., Lavrentjeva, I. V., Podlesskij, K. K. 1983: Biotit-granat-kordieritovyje ravnosenija i evolucija metamorfizma. *Moskva, Nauka, 198 s.*

Planderová, E. 1983: Palinologické zhodnotenie vzoriek z oblasti Ráztockej hole. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Planderová, E. 1984: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z oblasti Bukovskej doliny a Ramžené. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Planderová, E. 1984: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z oblasti Vajskovská — Lomnistá dolina. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Planderová, E. 1986: Nové poznatky o veku metasedimentov z ďumbierskeho kryštalinika (oblasť Jasenie). *Miner. slov., 18, 237—251.*

Pulec, M. 1976: Šlichovanie na liste Jasenie (1 : 25 000). *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Pulec, M., Klinec, A., Bezák, V. 1983: Geológia a prospekcia scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení (vymedzenie perspektívnej zóny). *In: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. Bratislava, GÚDŠ, 11—38.*

Pulec, M. et al. 1984a: Geologicko-ložiskový výskum scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Lomnistá až Vajskovská dolina (Nízke Tatry), III. etapa. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Pulec, M. et al. 1984b: Geologicko-ložiskový výskum scheelitového zrudnenia v oblasti Sopotničky — Ramžené — Bukovská dolina (Nízke Tatry), III. etapa. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Pulec, M., Klinec, A., Gubač, J., Beňka, J., Molák, B. 1984c: Syntéza výsledkov geologickovýskumných prác realizovaných v rámci štátnej úlohy Geologický výskum volfrámového zrudnenia na južných svahoch Nízkych Tatier (za roky 1977—1984). [Záverečná správa.] *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Šengelia, D. M., Achvlegiani, R. A., Kecchoveli, D. N. 1976: Rentgenovskoje izučenije uglisto-grafitovogo veščestva v temperaturnom intervale 300—850 °C. *Soobšč. Akad. Nauk. Gruz. SSR, 83, 3, 661—663.*

Šengelia, D. M., Achvlegiani, R. A., Kecchoveli, D. N. 1977: Grafitovyj termometr. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 235, 6, 1407—1409.*

Šengelia, D. M., Miko, O., Bezák, V. 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín veporidného kryštalinika pomocou grafitového termometra. *Miner. slov., 10, 321—328.*

Occurence of crystalline graphite in paragneisses, granitoides, pegmatites and aplites of the crystalline complex of the West Carpathians

Crystalline graphite has been discovered in paragneisses, granitoides, pegmatites and aplites of the crystalline complex of the Malá Fatra Mts. and the Low Tatras Mts. during geological investigation. Up to the present time it has not been found in the above rocks of the West Carpathians. Graphite originated at temperatures from 690 °C to 740 °C. The crystallization temperature of graphite was determined using Šengelia's graphite thermometer (Šengelia et al., 1976, 1977). Lattice constants are given in Tab. 1. Paragneisses fall into one temperature subfacies (sillimanite-biotite-muscovite-orthoclase) at the comparison of the crystallization temperatures of graphite in paragneisses with P-T conditions of the origin of biotite-garnet paragneisses, which were found by Korikovskij et al. (1987). The temperature of their origin is in the range from 684 °C to 746 °C with the mean value 700 °C under Ps 6.5 kb. P-T conditions of the metamorphosis of crystalline schists in Mlynský potok creek in the Malá Fatra Mts. correspond with the temperature around 690 °C with maximum at 700 °C (Perčuk et al., 1983). These data fully agree with the data obtained by graphite thermometer from our samples. All samples of graphite separated from paragneisses (the Malá Fatra Mts, the Low Tatras) manifested the equal crystallization temperature at 690 °C (Fig. 1). We must state, from the whole evaluation and comparison of the temperatures of the origin of graphite that the equal conditions of metamorphosis took place in the Lúka part of the Malá Fatra Mts. and in the western part of the Low Tatras (north of the Jasenie W-Au deposit), i.e. the part of crystalline schists — paragneisses originated at temperatures around 690 °C. At the evaluation of the conditions of metamorphosis, Korikovskij et al. (1987) pointed out that metamorphites in the Lúka part of the Malá Fatra Mts. represent one of the deepest cut in crystalline fundament of the West Carpathians. Paragneisses in the crystalline complex of the Low Tatras (verified north of the Jasenie-Kyslá locality) can be regarded, on the basis of our knowledge, as a further part of the deepest cut in the West Carpathians and from the point of view of tectonic position as the lowest structural stage. It is necessary to stress that besides metamorphites of sillimanite subfacies (mineral assemblage of metamorphic minerals sillimanite, disthene and cordierite is present in heavy-mineral concentrates from this zone; Pulec, 1976; Pulec et al., 1983) there exist metamorphites formed from the Upper Silurian to Lower Devonian formations (Planderová in Pulec et al., 1984 c), which originated under the condition of central part of greenschist facies — the Matúšovce Formation. Two distinctly different metamorphic complexes occur in the Malá Fatra Mts. Metamorphites of sillimanite subfacies (with graphite) and new found metasediments, metavolcanoclastics with intercalations of black graphitic schists, which are named the Valča Formation, metamorphosed under the conditions of central part of greenschist facies. A part of this formation is wedged (folded) into hybrid granitoides — tonalites.

Besides these detaily evaluated occurences of crystalline graphite in the Malá Fatra Mts. and the Low Tatras, graphite of this type has been found in granitized complex of metamorphites (sillimanite subfacies) of the western part of the Low Tatras, in the Malá Magura Mts. and also in metamorphites of Veporicum, near Fe-skarns by Kokava n. Rimavicou (the Hrabiny locality). Graphite forms deposit accumulations here (Pulec, Bezák in prep). It is important that the occurence of crystalline graphite in Veporicum is similar to occurences in Tatricum.

The occurrence of indistinct sulphidic ore mineralization (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, rare molybdenite) and "skarn" magnetites, which are present mostly in association with crystalline graphite, are characteristic for this group of metamorphites. However, we assume that accumulations of various metals (e.g. Au, W) were formed during process of sedimentation of carboniferous formations (the exhalation-sedimentary origin) and during the diagenesis and their redistribution (mainly of gold) took place in the process of ultrametamorphosis and granitization (isotopes of carbon witness about its organic origin). Their later precipitation from ore hydrothermal solutions took place both in form of disseminated ore mineralization (gold, scheelite) and in favourable structures with the origin of deposit accumulations.

RECENZIA

S. I. Tomkejev: **Petrologický anglicko-ruský významový slovník** 1. a 2. diel 1. vyd. Moskva, vyd. Mir, 1986, 569 s.

Recenzovaná publikácia je ruským prekladom anglického originálu (S. I. Tomkeieff, E. K. Walton, B. A. O. Randall, M. H. Battey, O. Tomkeieff: Dictionary od Petrology. Chicester — New York — Brisbane — Toronto — Singapore, John Wiley, 1983; preložená pod vedením A. A. Marakuševa) a je vhodným pokračovaním už skôr vydaných petrografických slovníkov v ruskom jazyku, napr. F. J. Levinsona-Lessinga a E. A. Struveho (1963), ako aj R. P. Petrova et al. (1981). V našej geologickej literatúre sa často používa Encyklopedický slovník geologických vied, ktorý zostavil J. Svoboda et al. (1983).

V slovníku S. I. Tomkejeva sú uvedené presné a stručné definície približne 8 000 termínov, klasifikácia a nomenklatúra hornín a charakterizujú sa prijaté termíny v petrológii. Ďalej sa v tejto publikácii vysvetľuje význam všetkých zriedkavých termínov — názvov hornín (magmatických, metamorfných a sedimentárnych včítane kaustobiolitov) a rôznych kombinácií týchto pojmov použitých rôznymi autormi v rôznom čase. Takmer pri každom termíne sa nachádza aj odkaz na pôvodnú prácu, v ktorej bol daný termín prvý raz použitý.

Slovník bol publikovaný v roku 1983, ale jeho autor S. I. Tomkeieff tragicky zahynul už v roku 1968. Z toho dôvodu v slovníku nie je zahrnutá petrologická terminológia, ktorá súvisí so štúdiom napr. kozmických objektov, oceanického dna, s novou globálnou tektonikou, ale aj so zavádzaním mikrosondových analýz minerálov hornín — štúdium minerálnych paragenéz. Mnohé zabudnuté a nepoužívané petrologické termíny uvádzané v slovníku majú už len historický význam, napr. granolit (granitoidy, granoblastit), granitoidit (metasomatický alebo metamorfovaný granit), granulitová bridlica (bridličnatý granulit), mikrotín (drobný tabuľkovitý plagioklas), miktosit (injekčné ruly), petralógia (petrológia) a iné.

Niektoré termíny majú špecifický (lokálny) význam, napr. grit (hrubozrnný pieskovec), fenitizácia (proces premeny granitických hornín na fenity vplyvom magmatickej intrúzie bohatej na alkálie ako dôsledok alkalickej metasomatózy).

Niektoré termíny nie sú v porovnaní so súčasným pohľadom najvhodnejšie definované, napr. eruptívna brekcia — 1. vulkanický tuf obsahujúci ostrohranné úlomky lávy, 2. autoklastická magmatická hornina (?); geotermická (geotermálna) metamorfóza — metamorfóza chemogénnych sedimentov (sadrovec, halit) spojená s rastom tlaku a teploty.

Aj napriek uvedeným faktom má slovník S. I. Tomkejeva veľký význam pre geológov, geochemikov, petrológov, petrografov i prekladateľov geologickej literatúry, ale aj pre všetkých záujemcov o geológiu.

Jaroslav Miklóš

Mineralia slovaca, 21 (1989), 59—69

Využitie paleomagnetizmu na poznanie dynamiky niektorých komplexov východoslovenských neovulkanitov v oblasti Vihorlatu

OTO ORLICKÝ

Geofyzika, š. p., Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

(Doručené 12. 1. 1988, revidovaná verzia doručená 30. 3. 1988)

The applying of the paleomagnetism to the recognition of the movement of some volcanic complexes of East Slovak neovolcanites in the Vihorlat area

One part of the article deals with a new magnetic and paleomagnetic results of volcanic rocks from the RH—6. 7 8 and 10 boreholes. Second part of the article deals with a re-evaluated recent paleomagnetic results which were originally published by Orlický et al. (1970).

The direction of the RMP (namely inclination of the RMP) of the rock has been applied for the detection of the movement of selected volcanic complexes. The consequence of variable amplitude of tectonic movement are distinguishable slopes of selected volcanic complexes. The slopes of the complexes face mostly towards the East Slovak basin. They lie in the range 14.3 ° to 57.0 ° with respect to the horizontal plane. Volcanic rocks under study lie on the northern and western margin of the East Slovak basin. We assume that the areal slope of Upper Badenian volcanic bodies has been connected with the formation of the East Slovak basin during the same time.

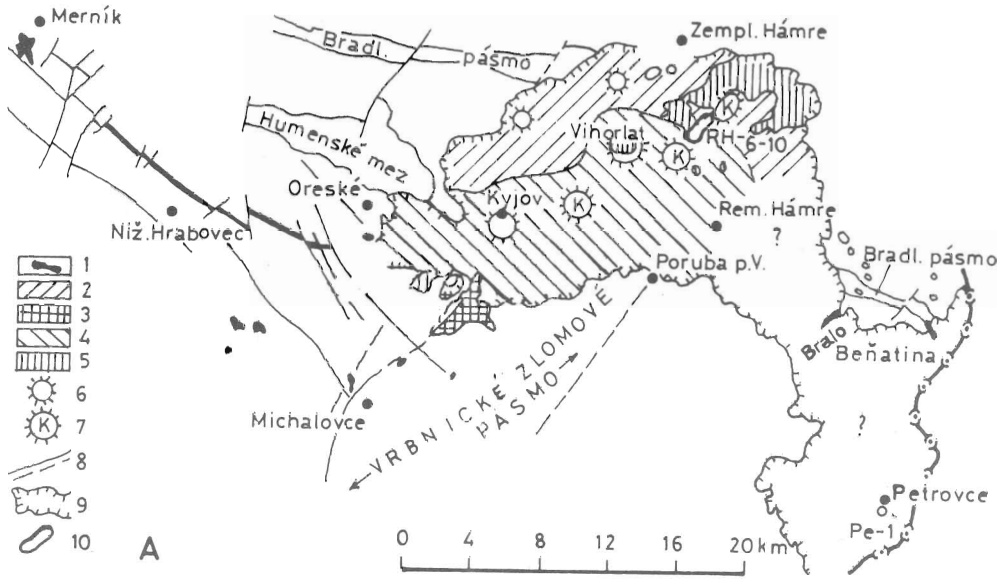
Úvod

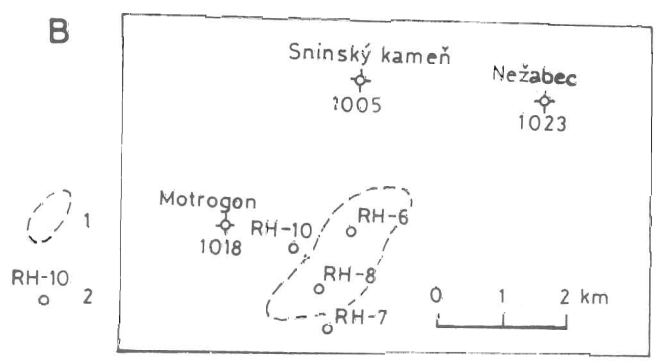
V rámci podrobného paleomagnetického výskumu vulkanitov Vihorlatu bolo na základe polarity remanentnej magnetickej polarizácie (RMP) horniny a geologických poznatkov navrhnuté členenie vulkanických komplexov a vyslovil sa predpoklad o časovom slede vulkanickej aktivity (Orlický et al., 1970). Dodatočne stanovené rádiometrické absolútne veky niektorých hornín spadajúcich do pôvodne vyčlenených komplexov (Slávik et al., 1976) potvrdili opodstatnenosť pôvodného členenia. Geochronologické údaje stanovené v Hannoveri (Ďurica et al., 1978), ako aj modifikovaná interpretácia vulkanickej činnosti (Vass et al., 1978) poslúžili na prehodnotenie pôvodného členenia a časového zoradenia vulkanickej aktivity (Orlický, 1979). Bacsó (1979) navrhol upustiť od členenia magmatitov na tzv. kyjovsko-orechovskú a valaškovskú formáciu (Orlický et al., 1970) a aplikovať formačné členenie, v zmysle ktorého pôvodným formáciám Orlického et al. (1970) zložením zodpovedá prvá, tretia a štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu s čiastočne rozdielnym priestorovým rozšírením a časovým rozsahom. Bacsóove (1979) výsledky štúdia neovulkanických formácií Vihorlatu, Repčokove (1984) výsledky štúdia rádiometrických vekov neovulkanitov Vihorlatu metódou stôp po delení uránu a najnovšie Bacsóove (1986) výsledky štúdia geologickej stavby Vihorlatských vrchov si vynucujú upresniť i novšiu interpretáciu. Okrem toho niektoré z pôvodných údajov (po ich prehodnotení) spolu s výsledkami meraní vulkanitov vrtov RH-6, 7, 8 a 10 môžu podporiť alebo upresniť doterajšie názory na stavbu a tektoniku pohoria Vihorlatu.

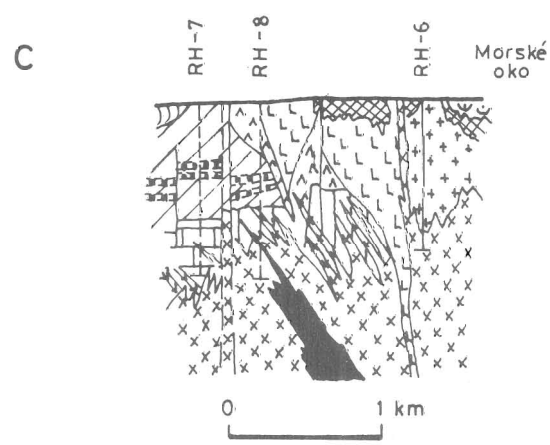
Metodika prác a výsledky štúdia hornín

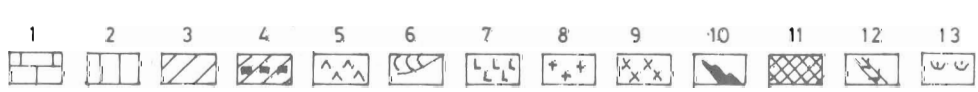
Vrty RH-6, 7, 8 a 10 sa nachádzajú v oblasti vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu (obr. 1). Geológiu a tektoniku predmetnej oblasti podrobne opísal Bacsó (1979, 1986), preto sa obmedzíme len na stručné opísanie predmetných vrtov vyplývajúce z geologického rezu zverejneného Bacsóom (1986; obr. 1).

Vrt RH-6 prevŕtal hlavne intruzívny komplex strednoporfyrického hyperstenicko-augitického a drobnoporfyrického augitického dioritového porfýru. V hĺbkovej úrovni od 161 do 182 m sa vyskytuje diorit, v hĺbke 207—223 m zbrekciovatená zóna. Vrt RH-7 prerazil (cca od 350 do cca 440 m) hlavne lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu s tenkými polohami jeho epiklastík a pyroklastík. V profile vrtu RH-8 sa nachádza domatická extrúzia (intrúzie augitického andezitu a andezitového porfýru, epiklastiká a pyroklastiká hyperstenicko-augitického andezitu (od 450 do 530 m), augitický granodioritový porfýr (žilný prienik) a drobnoporfyrický augitický dioritový porfýr. Litologický profil vrtu RH-10


Merník
Bradl. pásmo
Zempl. Hámre
Humenské mezo
Vihorlat
RH-6-10
Oreské
Kyjov
Rem. Hámre
Niž. Hrabovec
Poruba p.V.
Bradl. pásmo
Bralo
Beňatina
VRBNICKÉ ZLOMOVÉ PÁSMO
Michalovce
Petrovce
Pe-1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
A
0 4 8 12 16 20 km


B
Sninský kameň
1005
Nežabec
1023
Motrogon
1018
RH-10
RH-6
RH-8
RH-7
1
2
RH-10
0 1 2 km


C
RH-7
RH-8
RH-6
Morské oko
0 1 km


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

je nasledujúci (podľa geologického rezu, ktorý poskytol Bacsó): 24—184 m strednoporfyrický, miestami zbrekciovatený, miestami chloritizovaný pyroxenický andezit, 194—374 m striedavo lávobrekcia andezitu alebo lapilový tuf; 391—533 m strednoporfyrický chloritizovaný pyroxenický andezit; 546—583 m chloritizovaná lávobrekcia andezitu; 625—690 m dioritový porfýr; 713 m kontaktná brekcia; 821 m argilitizovaný dioritový porfýr.

Z vrtu RH-6 sa odobralo 29 vzoriek s krokom 10 až 30 m, z vrtu RH-7 z intervalu 5—272 m 23 vzoriek a z intervalu 437—683 m 13 vzoriek. Vzorky z vrtu RH-8 (spolu 42) boli odobrané od 162 do 593,5 m s veľmi nepravidelným krokom, od 683,5 do 1 196,5 m s krokom od 6,0 do 25 m (v jednom prípade je krok medzi odbermi 61 m) a z vrtu RH-10 s krokom 3 až 20 m (z intervalu 24 až 713 m) 33 vzoriek. Všetky vzorky boli odobrané orientovane voči osi vrtu (voči osi Z). Z vrtných jadier boli odvŕtané vzorky valčekového tvaru priemeru 25,4 mm a výšky 22 mm.

Merala sa magnetická susceptibilita ($\varkappa$), prirodzená remanentná magnetická polarizácia (NRMP) vzoriek, testovala sa magnetická a smerová stabilita RMP hornín. Metodiku laboratórnych prác opisujú dávnejšie práce (napr. Orlický, 1986). Výsledky laboratórnych testov stability RMP metódou striedavej demagnetizácie hornín sú zobrazené na obr. 2, výsledky meraní $\varkappa$, NRMP, inklinácia RMP, polarita RMP vzoriek hornín na obr. 3 až 6. Stredné magnetické charakteristiky hornín z vybraných intervalov vrtov RH-6, 7, 8 a 10 a parametre k a α_{95} sú v tab. 1. Pri výpočte parametrov k a α_{95} sme uvažovali s deklináciou D = 0).

Z tab. 1 a obr. 2 až 6 vidieť, že v jednotlivých vrtoch vykazuje časť vzoriek nízke hodnoty, niektoré vzorky vykazujú vysoké hodnoty $\varkappa$ a NRMP. Charakteristický tvar kriviek striedavej demagnetizácie vzoriek hornín vrtu RH-10 a niektorých vzoriek z vrtov RH-6, 7 a 8 na obr. 2 poukazuje na prítomnosť najmenej dvoch magnetických zložiek — nositeľov RMP v týchto horninách. Je pravdepodobné, že po prvotnom sformovaní horniny došlo k jej následnému, v uvažovanom priestore nehomogénnemu atakovaniu mladšími produktami intruzívnej vulkanickej aktivity (termálny alebo hydrotermálny účinok). Dochádzalo k dezintegrácii pôvodných tmavých minerálov včítane magnetických a vznikla sekundárna magnetizácia. Výsledky meraní Curieho teplôt potvrdzujú, že nositeľmi magnetizmu sú v týchto horninách asociácie sulfidických minerálov (pyrotín spolu s pyritom) s Fe a Fe-Ti oxidmi. Nízke hodnoty magnetických charakteristík hornín so stabilnou RMP v intervale 311 až 811 m vo vrte RH-10 na takúto možnosť poukazujú.

Väčšia časť vzoriek hornín vykazuje zápornú inklináciu RMP. Horniny s kladnou RMP sú podradnejšie zastúpené. Pre jednotlivé vybrané zoskupenia sa kladná a záporná inklinácia RMP svojimi absolútnymi hodnotami veľmi nelíšia (tab. 1). Hodnotami inklinácie RMP sa výrazne líšia horniny vrtu RH-10 v intervale od 311 do 821 m, ktorých stredná hodnota

Obr. 1.

A — Schematická mapa vulkanitov pohoria Vihorlatu (podľa Bacsóa, 1979). Prvá etapa magmatizmu: 1 — úvodná, acidná formácia (vrchný báden); Druhá etapa magmatizmu: 2 — prvá intermediárna formácia Vihorlatu (vrchný báden až stredný sarmat), 3 — druhá intermediárna formácia Vihorlatu (stredný sarmat); Tretia etapa magmatizmu: 4 — tretia intermediárna formácia Vihorlatu (vrchný sarmat); Štvrtá etapa magmatizmu: 5 — štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu (spodný panón), 6 — centrum vulkanizmu, 7 — centrum vulkanizmu s výskytom telies sekundárnych kvarcitov, 8 — overené a predpokladané zlomy, 9 — hranica vulkanického pohoria, 10 — oblasť vrtov.

B — Situácia vrtov. 1 — elevácie zisteného neovulkanického intruzívneho komplexu, 2 — vrt.

C — Časť geologického rezu. 1 — bradlové pásmo, 2 — vonkajší (magurský) paleogén, 3 — lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu, 4 — epiklastiká a pyroklastiká hyperstenicko-augitického andezitu, 5 — pňovité, žilné a kupolovité telesá leukokratného kyslého andezitu, 6 — lávové prúdy a ojedinelé polohy vulkanoklastík dvojpyroxenického andezitu, čiastkový vrchnosarmatský vulkanický kužeľ kóty Vihorlat, 7 — domatické extrúzie, 8 — strednoporfyrický hyperstenicko-augitický dioritový porfýr, 9 — drobnoporfyrický augitický dioritový porfýr, 10 — augitický granodioritový porfýr, 11 — produkty centrálnych zón (Morské Oko a Porubský potok), 12 — žilné telesá augiticko-amfibolického andezitového porfýru, pyroxenického andezitu, 13 — zosuvy.

Fig. 1.

A — Schematic map of the volcanites of the Vihorlat Mts. (according to Bacsó, 1979). The first stage of magmatism: 1 — introductory acidic formation, Upper Badenian; The second stage of magmatism: 2 — the first intermediate formation of Vihorlat (Upper Badenian — Middle Sarmatian), 3 — the second intermediate formation of Vihorlat (Middle Sarmatian); The third stage of volcanism: 4 — the third intermediate formatian (Upper Sarmatian); The fourth stage of magmatism: 5 — the fourth intermediate formation (Lower Pannonian), 6 — volcanic centre, 7 — volcanic centre containing high-silica rocks, 8 — verified and supposed faults, 9 — boundary of volcanic Mts., 10 — the borehole area.

B — Situation of the boreholes. 1 — the elevation of detected neovolcanic intrusive complex, 2 — the borehole.

C — Part of the geological cross-section. 1 — the Klippen Belt, 2 — the Outer (Magura) Paleogene, 3 — lava flows of hyperstene-augite andesite, 4 — epiclastics and pyroclastics of hyperstene-augite andesite, 5 — necks, dykes and domatic bodies of leucocratic acidic andesite, 6 — lava flows and rare beds of volcanoclastics of double-pyroxene andesite undifferentiated, the Vihorlat volcanic cone (Upper Sarmatian), 7 — domatic extrusions, 8 — medium grained porphyric hyperstene-augite diorite porphyry, 9 — fine-grained porphyric augite diorite porphyry, 10 — augite-granodiorite porphyry, 11 — products of the Morské oko and the Porubský potok central zones, 12 — dyke bodies of augite-amphibole andesitic porphyre and pyroxene andesite, 13 — slides.

TAB. 1

Magnetické vlastnosti hornín vrtov RH-6, RH-7, RH-8 a RH-10
Magnetic properties of the RH-6, RH-7, RH-8 and RH-10 Boreholes rocks

Označenie vrtu hĺbkový int. (m)	Počet vzoriek		$\varkappa \times 10^6$(SI)	NRMP (nT)	Q	$I^{(o)}$	k	$\alpha_{95}^{(o)}$
RH-6								
25—335	14	6 8	398	12	0,64	+52,9 −44,9	190 505	33,0 26,4
345—553	16	6 10	940	1 029	21,9	+60,0 −63,9	5 30	40,0 37,4
86, 275, 284, 308, 321, 333, 390, 426	7	2 5	396	13	0,7	+52,3 −56,7	565 1 078	19,2 1,9
RH-7								
5—272 (kladná I)	13		2 333	9 375	80,3	73,3	237	8,6
5—272 (záporná I)	17		2 354	5 532	47,0	−72,8	95	28,7
437—683 (kladná I)	3		831	8 586	206,6	67,4	6	64,4
437—683 (záporná I)	7		615	2 970	96,6	−59,9	141	22,8
668 (mimoriadne stabilná RMP)	2		427	67	0,3	−65,5	2 568	1,5
RH-8								
162—683,5	8	2 6	864	921	21,3	+79,7 −77,1		
380, 415, 489, 513, 544 553 (s relatívne vyššími hodn. a NRMP)	6		1 757	2 218	25,2			
706—1 195	28	14 14	441	182	8,3	+72,6 −74,9		
RH-10								
24—309	25	7 18	1 321	1 315	19,9	+55,1 −53,2	302 550	12,5 11,3
311—821	20		304	36	2,4			
122, 148, 166, 184, 202,		11				−34,3	680	8,5
222, 278, 326	7		3 581	474	2,7	−49,7	924	2,6
274, 391, 407, 446, 456, 465, 475, 509, 520, 533	10		442	30	1,4	−36,8	922	2,1

$\varkappa$ — objemová magnetická susceptibilita × 10^{-6} v jednotkách SI, NRMP — prirodzená remanentná magnetická polarizácia v nT, Q — Kőnigsbergerov koeficient, $I^{(o)}$ — inklinácia remanentnej magnetickej polarizácie (RMP), k — koeficient presnosti, α_{95} — polovičný uhol oválu spoľahlivosti pre p = 0,05.

z 11 jednotlivých výsledkov je $I_{str} = -34{,}3$ °. Rozdielna je aj stabilita RMP študovaných hornín voči striedavému demagnetizačnému účinku (charakterizovaná koeficientom presnosti k a polovičným uhlom kužeľa spoľahlivosti α_{95} v tab. 1).

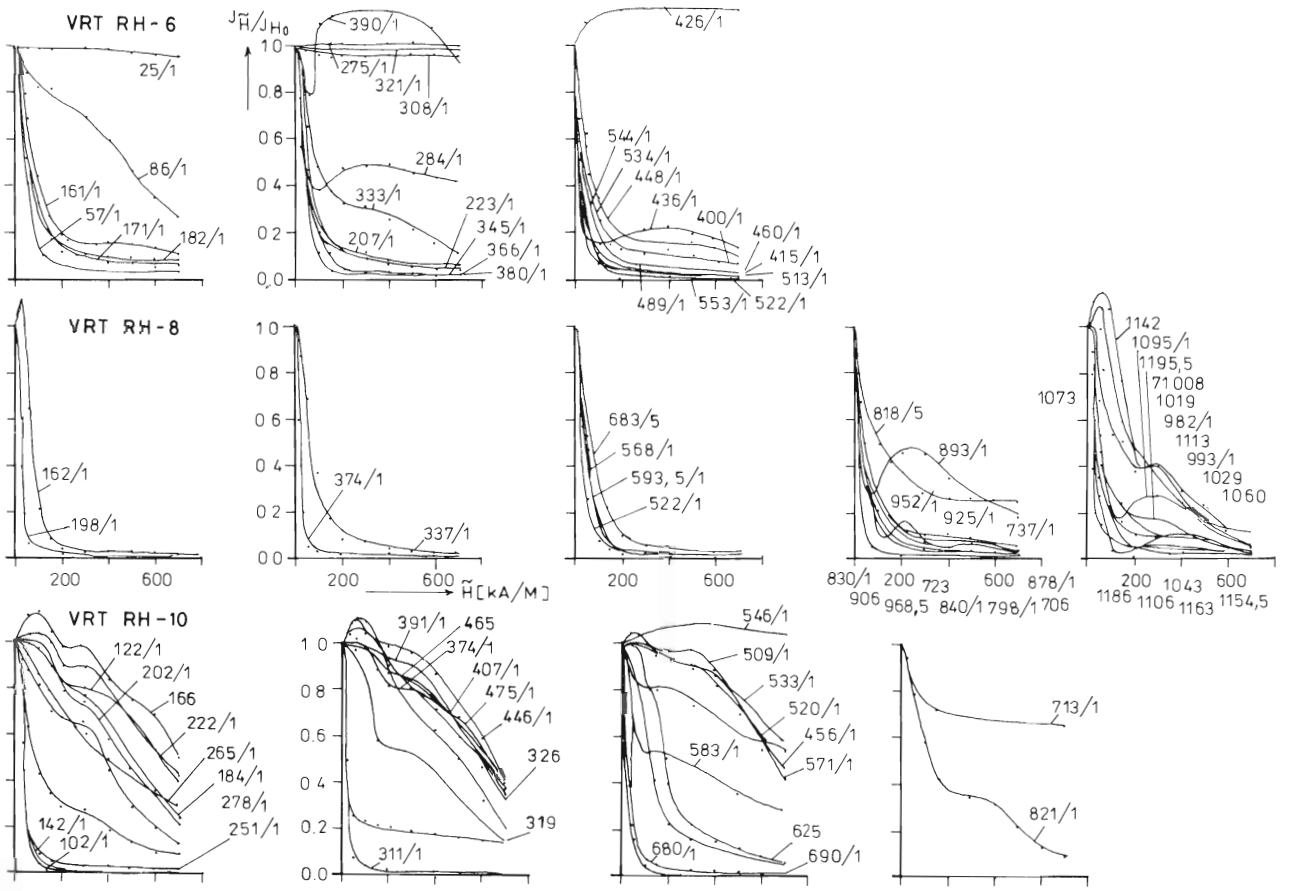
Interpretácia výsledkov meraní hornín vrtov RH-6, 7, 8 a 10

1. Stredná absolútna hodnota inklinácie RMP vulkanického komplexu študovaného hĺbkového intervalu vrtu RH-6 je $I_{str} = 55{,}7$ °.

2. Stredná absolútna hodnota inklinácie RMP vrtu RH-7 intervalu 5—272 m je $I_{str} = 73{,}0$ °; I_{str} hĺbkového intervalu 437—683 m je 62,7 °.

3. Stredná absolútna hodnota inklinácie RMP vulkanického komplexu študovaného hĺbkového intervalu vrtu RH-8 je $I_{str} = 74{,}4$ °.

4. Medzi vrtmi RH-7, RH-6 a RH-8 je zistená prítomnosť 3 typov intruzívnych intravulkanických hornín, ktoré nevznikli pravdepodobne v rovnakom čase (obr. 2). Geologický rez (Bacsó, 1986) je konštruovaný v smere JZ — SV. Vyššie je uvedené, že vulkanický komplex prevŕtaný vrtom RH-7 vykazuje v intervale 5—272 m inklináciu I = 73,0 ° a vo vrte RH-8 vykazuje inklináciu RMP I = 74,4 °, čo svedčí o zmene pôvodnej polohy tohto komplexu asi o 10 ° (zaklesnutie pod myslenú horizontálnu rovinu na SV strane). Vychádzame z predpokladu, že inklinácia geomagnetického poľa v dobe vzniku stabilnej RMP



Obr. 2. Výsledky demagnetizácie striedavým poľom $I_{\tilde{H}}/I_{H_0}$ — pomer veľkosti remanentnej magnetickej polarizácie vzorky horniny pri vybranej hodnote demagnetizujúceho poľa ($I_{\tilde{H}}$) voči veľkosti prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácii bez účinku demagnetizujúceho poľa (I_{H_0}). $\tilde{H}$ — hodnota striedavého demagnetizujúceho poľa v kiloampéroch na meter (kA/m), 202/1 — označenie vzorky horniny príslušného vrtu.

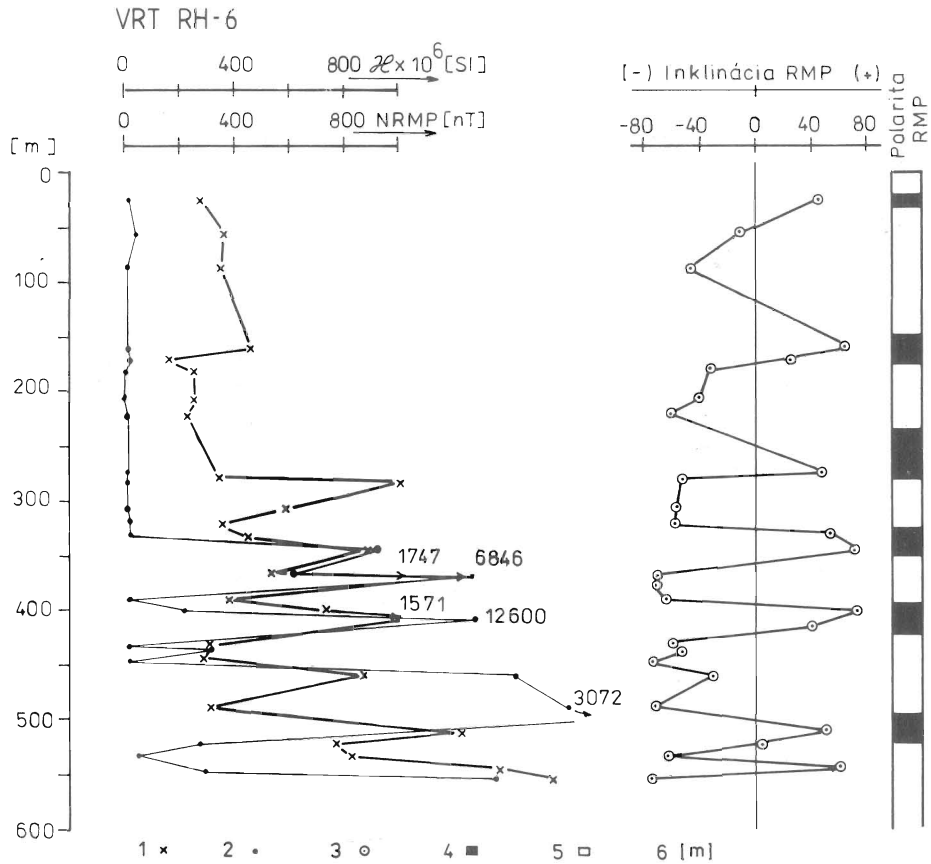
Fig. 2. The results of AC demagnetization. $I_{\tilde{H}}/I_{H_0}$ — the ratio of the value of the remanent magnetic polarization of rock sample for selected value of AV field ($I\tilde{H}$) to the value of natural remanent magnetic polarization without the influence of AC field (I_{H_0}). $\tilde{H}$ — the value of AC demagnetization field in kilo Ampers over meter (k A/m), 201/1 — number of rock sample from the borehole in question.

horniny bola blízka dnešnej — cca 65 °. Vulkanický komplex vrtu RH-6 má inklináciu I = 55,7 °. Došlo teda k zmene pôvodnej polohy komplexu o cca 10 ° smerom asi na JZ (zaklesnutie komplexu na JZ strane pod horizontálnu rovinu). Uvedené predpoklady však nasvedčujú, že pravdepodobne najmladšie v danom priestore sú intrúzie augitického andezitu a andezitového porfýru. Po vychladnutí tohto komplexu a konsolidácii celého priestoru zaklesávalo okolité prostredie, čo sa prejavilo aj na vulkanických komplexoch prevŕtaných vrtmi RH-6, 7 a 8.

5. Vrt RH-10 je situovaný v centrálnej vulkanicko-tektonickej depresii Vihorlatu na západnom okraji intruzívneho telesa (obr. 1). Inklinácia RMP hornín vulkanického komplexu, najmä v intervale 311 až 821 m vrtu RH-10, je $I_{str} = -34{,}3$ °. Južná alebo JV časť komplexu zaklesla teda cca o 30 ° pod horizontálnu rovinu. Zaklesnutie komplexu smeruje do stredných častí vulkanicko-tektonickej depresie Vihorlatu. Časovú spätosť zaklesnutia tohto komplexu nie je možné jednoznačne určiť, pretože sa zatiaľ nestanovoval rádiometrický vek hornín. Bacsó (1979, 1986) vyslovil názor, že vulkanicko-tektonická depresia Vihorlatu vznikala v záverečnej fáze prvej intermediárnej formácie Vihorlatu v období vrchný báden až stredný sarmat. Možno predpokladať, že paleomagnetickými výsledkami potvrdené zaklesnutie vulkanického komplexu prevŕtaného vrtom RH-10 spadá do obdobia vrchného bádenu.

Prehodnotenie niektorých doterajších paleomagnetických výsledkov pohoria Vihorlatu

Najstaršie v minulosti študované vulkanické produkty sú ryodacitové telesá z lokalít od Michalovies a Beňatiny. Všetky doterajšie výsledky nasvedčujú, že tieto ryodacitové dómy a kumulodómy prenikli v pohorí Vihorlatu do subvulkanických úrovní



Obr. 3. Magnetické a paleomagnetické charakteristiky hornín vrtu RH—6.1 — objemová magnetická susceptibilita ($\varkappa$) vzorky horniny, 2 — prirodzená remanentná magnetická polarizácia (NRMP) vzorky horniny, 3 — veľkosť inklinácie RMP vzorky horniny, 4 — interval kladnej polarity RMP, 5 — interval zápornej polarity RMP, 6 — hĺbka v metroch.

Fig. 3. Magnetic and paleomagnetic characteristics of rocks of the borehole RH—6. 1 — a volume magnetic susceptibility ($\varkappa$) of rock sample, 2 — natural remanent magnetic polarization (NRMP) of rock sample, 3 — value of the inclination of the RMP of rock sample, 4 — the interval of positive polarity RMP, 5 — the interval of negative polarity RMP, 6 — the depth in meters

v záverečnej etape acidného magmatizmu. Ryolitovo-ryodacitový magmatizmus pretrval v pohorí Vihorlatu, podobne ako na zemplínskej elevácii, do morského vrchného bádenu (Bacsó, 1979).

Z paleomagnetických výsledkov jednotlivých vzoriek a lokalít (základné paleomagnetické výsledky sú prevzaté z práce Orlického et al., 1970) bol prehodnotením pôvodných individuálnych údajov vypočítaný stredný smer RMP ryodacitových telies $I_{str} = -38{,}2$ °, $D_{str} = 186{,}5$ °. Inklinácia RMP je záporná a vektor RMP smeruje približne na juh. Predpokladáme, že ryodacitové telesá v dobe svojho vzniku a následného sformovania získali RMP, ktorej inklinácia sa líšila ($I = -65$ °) od vyššie uvedenej. Rozdiel cca $I = 27{,}0$ ° je spôsobený zaklesnutím južného okraja ryodacitových telies od doby ich vzniku (obr. 7).

Porovnávaním týchto výsledkov s vypočítaným stredným smerom RMP vrchnobádenských ryodacitov z 11 lokalít pohoria Veľký Milič a Zemplínskych vrchov (Orlický et al., 1974) vidíme pomerne dobrú zhodu ($I_{str} = -40{,}9$ °, $D_{str} = 169{,}6$ °). Zaklesávanie južného alebo JJV okraja týchto ryodacitových telies má tendenciu náklonu smerom do Východoslovenskej nížiny (obr. 7).

Orlický, Kaličiak a Tőzsér (1985) paleomagneticky podrobne študovali vrchnobádenské ryolitové teleso s fluidálnou textúrou vyskytujúce sa v intervale 418,0—579,6 m vo vrte DK-1 v Slanských vrchoch. Stredná hodnota inklinácie RMP tohto telesa vypočítaná z individuálnych výsledkov 31 vzoriek je $I_{str} = 7{,}9$ °. Je predpoklad, že teleso sa z pôvodnej polohy vychýlilo cca o 50—57 ° (zaklesnutie pravdepodobne južného okraja telesa a vyzdvihnutie jeho severného okraja). Taktiež ryolitové tufy vrchného horizontu súvrstvia bádenských vulkanoklastík prevŕtaných vrtom ZH-1 v Slanských vrchoch vykazujú v zmysle Orlického (1986) zaklesnutie smerom na juh (obr. 7).

Vidíme, že ryodacitové a ryolitové telesá vzniknuté vo vrchnom bádene v oblasti Vihorlatu, Slanských vrchov, Veľkého Miliča a Zemplínskych vrchov zaklesávali lokálne s väčším alebo menším ponáraním sa južného okraja pod horizontálnu rovinu. To svedčí

o areálnom prejave, ktorý súvisí pravdepodobne s formovaním východoslovenskej panvy. Vznik panvy vo vrchnom bádene predpokladal tiež Buday et al. (1967). Zaklesávanie geologických formácií vo vrchnom bádene je doložené i geologickou interpretáciou tzv. kolčovských vrstiev potvrdených vo vrte Vranov V-1 (Vass, ústna informácia).

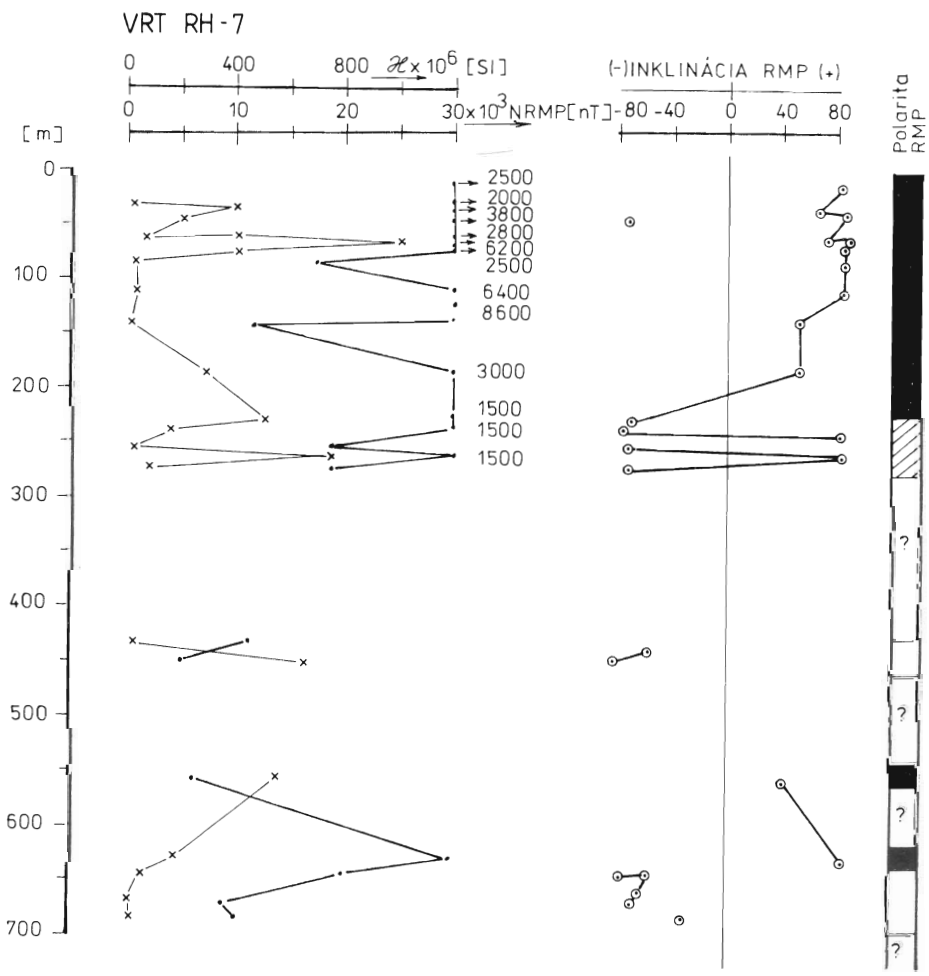
Po prehodnotení pôvodných paleomagnetických výsledkov produktov druhej etapy magmatizmu (v zmysle Bacsu, 1979, 1986) je pravdepodobná takáto interpretácia:

1. Kupulovité, pňovité a žilné telesá pyroxenických andezitov a andezitových dacitov subvulkanického komplexu prvej intermediárnej formácie (vrchný báden až stredný sarmat), zastúpené výsledkami z 11 lokalít, vykazujú $I_{str} = -70{,}0\ °$ a $D_{str} = 175{,}2\ °$. Podľa inklinácie RMP subvulkanický komplex ako celok zaklesol od doby svojho vzniku mierne (cca 5 °) na sever, čo nenasvedčuje, že jeho dynamika mala spojitosť s areálne zisteným naklonením subvulkanických vrchnobádenských telies ryodacitov a ryolitov v oblastiach východoslovenských neovulkanitov. To ale poukazuje na vznik prednostne v sarmate, a nie vo vrchnom bádene.

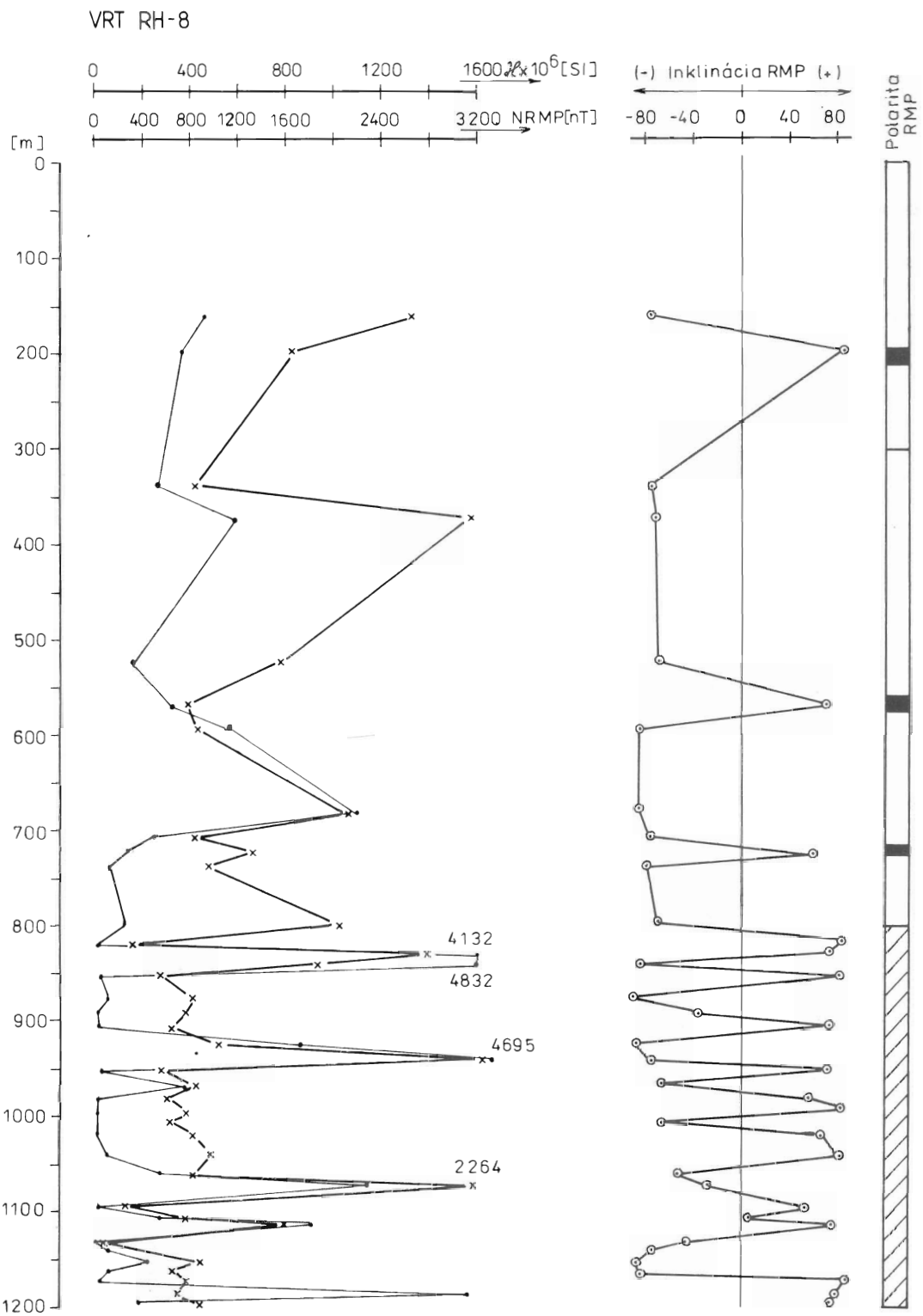
2. Dómy a kumulodómy amfibolicko-pyroxenického andezitu až andezitového dacitu subvulkanického komplexu druhej intermediárnej formácie Vihorlatu (stredný sarmat) sa vyskytujú v oblastiach lokalít Tarnava, Šutová a medzi obcou Vinné a Vinianskym jazerom. Pôvodne bol tento komplex vzhľadom na rozdielnu polaritu rozčlenený na komplex Vinné s kladnou polaritou RMP, považovaný pôvodne za jeden z najstarších produktov vulkanickej aktivity v pohorí Vihorlatu, a na komplex Tarnava—Šutová so zápornou polaritou RMP, pôvodne považovaný za relatívne mladý (stredný pliocén — Orlický et al., 1970).

Prehodnotené paleomagnetické výsledky poukazujú, že od doby vzniku komplexu Vinné zaklesol cca o 49 ° ($I_{str} = 15{,}7\ °$, $D_{str} = 328{,}8\ °$) a komplex Tarnava—Šutová o 33,4 ° ($I_{str} = -31{,}6\ °$, $D_{str} = 191{,}9\ °$) na juh (obr. 7). Vyššie je uvedené, že celý predmetný subvulkanický komplex vznikol v strednom sarmate.

Orlický et al. (1985) podrobne študovali domatické

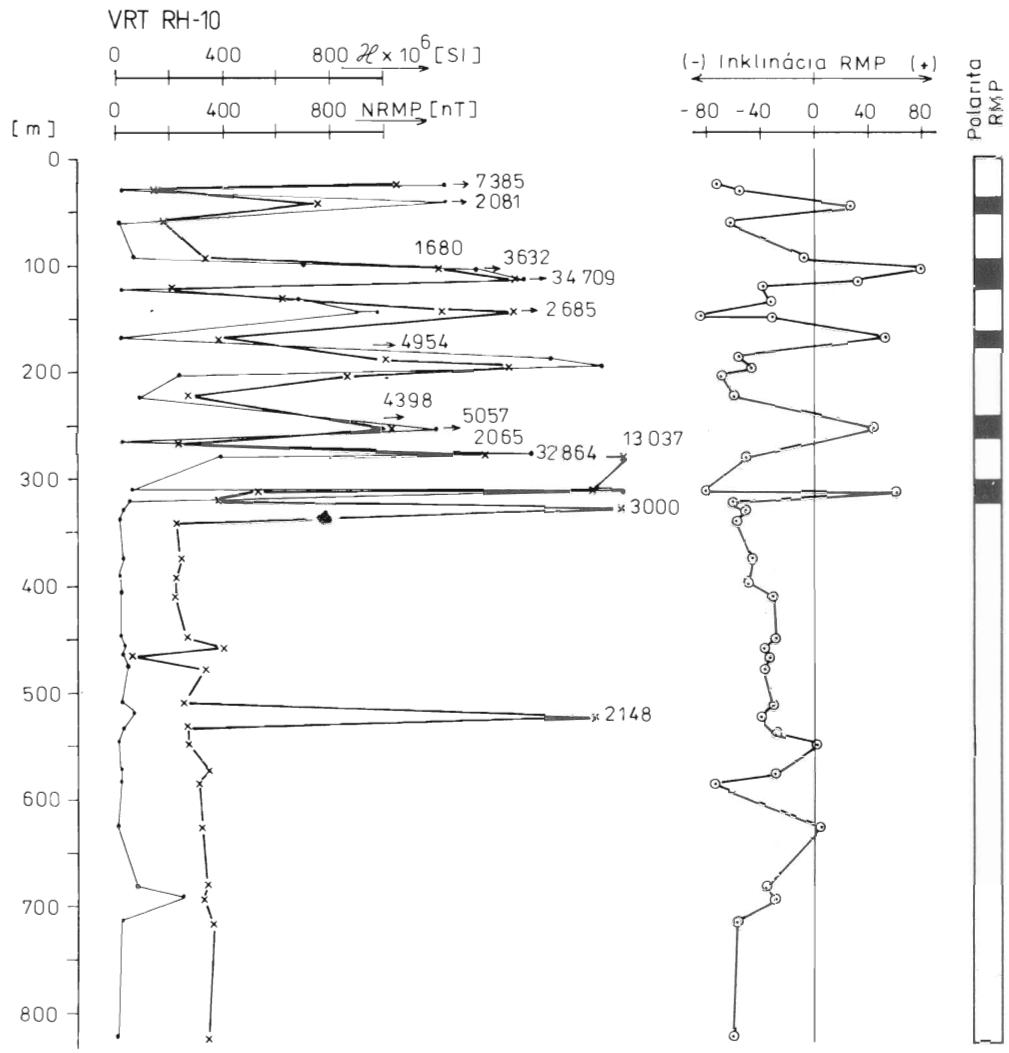


Obr. 4. Magnetické a paleomagnetické charakteristiky hornín vrtu RH—7. Vysvetlivky ako pri obr. 3.
Fig. 4. Magnetic and paleomagnetic characteristics of rocks of the borehole RH—7. Explanations are in Fig. 3.



Obr. 5. Magnetické a paleomagnetické charakteristiky hornín vrtu RH—8. Vysvetlivky sú ako pri obr. 3.
Fig. 5. Magnetic and paleomagnetic characteristics of rocks of the borehole RH—8. Explanations are in Fig. 3.

teleso dvojpyroxenického andezitu typu Libanka vo vrte Dk-1 v Slanských vrchoch. Toto teleso je začlenené do komplexu Ošvárska a vzniklo pravdepodobne v spodnom sarmate (Orlický et al., 1985). Stredná inklinácia RMP 253,5 m mocného telesa (interval 74,2 m až 327,7 m) vypočítaná z individuálnych hod-



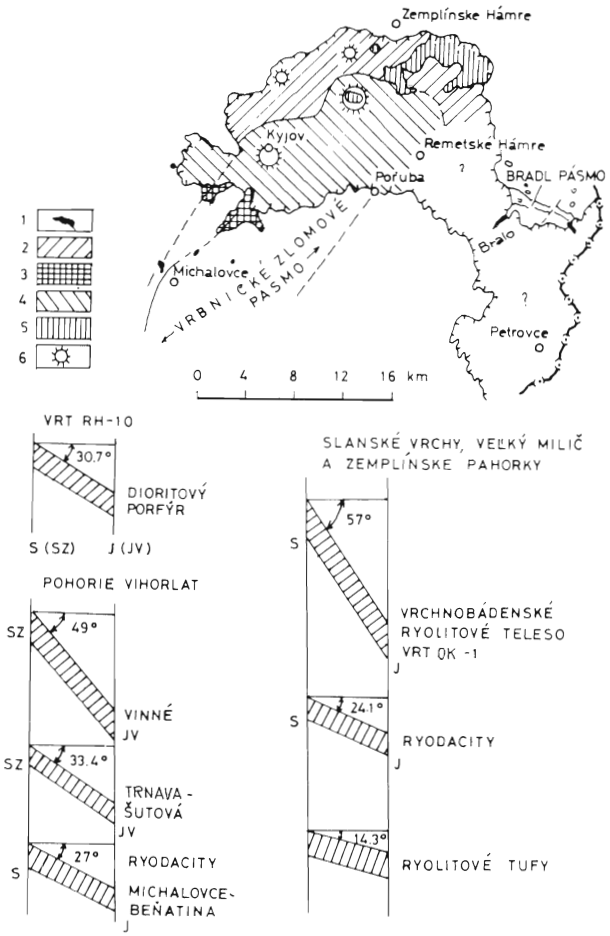
Obr. 6. Magnetické a paleomagnetické charakteristiky hornín vrtu RH—10. Vysvetlivky sú ako pri obr. 3.
Fig. 6. Magnetic and paleomagnetic characteristics of rocks of the borehole RH—10. Explanations are in Fig. 3.

nôt 48 vzoriek po korekcii o odklon vrtu od zvislej osi 2,3 ° na JZ je I_{str} = 75,1 °. Rozdiel cca 10 ° spôsobilo zaklesnutie severnejších častí komplexu v postvulkanickom období. Z uvedeného vyplýva, že areálne zaklesávanie starších komplexov smerom na juh sa v období od vzniku vo vrte Dk-1 potvrdeného dvojpyroxenického andezitu až doteraz neprejavilo.

Usudzujeme, že ak subvulkanický komplex druhej intermediárnej formácie Vihorlatu vznikol v strednom sarmate, potom zaklesnutie vyššie uvedených vulkanických telies z oblasti Vinné a oblasti Tarnava—Šutová bolo dôsledkom pohybov iba lokálneho významu. Ak má zaklesnutie komplexov Vinné a Tarnava—Šutová na juh súvis s areálnym zaklesnutím vrchnobádenských ryodacitov a ryolitov (čo prednostne predpokladáme), potom vznikli pravdepodobne vo vrchnom bádene.

3. Medzi produkty Bacsóom (1979, 1986) vyčlenenej tretej intermediárnej formácie Vihorlatu spadá komplex pôvodne označený ako komplex Kyjov—Orechová, ďalej komplex pôvodne označený ako Popriečny—Vihorlat a komplex Koňuš. Stredná hodnota vypočítaná z hodnôt 18 individuálnych lokalít pre komplex Kyjov—Orechová je I_{str} = 69,1 °, D_{str} = 342,0 °. Stredná hodnota vypočítaná z údajov 11 individuálnych lokalít komplexu Popriečny — Vihorlat a komplexu Koňuš spolu je I_{str} = −63,1 °, D_{str} = 160,1 °. Vzájomným porovnávaním hodnôt týchto komplexov vidíme, že smer vektora RMP je vzájomne pootočený o 180 °. Inklinácia RMP nevykazuje takmer žiadne zmeny polohy komplexov voči horizontálnej rovine. Deklinácia RMP však poukazuje na pootočenie obidvoch komplexov o cca 20,0 ° okolo zvislej osi v smere proti pohybu hodinových ručičiek.

Tendenciu pohybu okolo zvislej osi cca 32 ° v smere proti pohybu hodinových ručičiek vykazuje



Obr. 7. Schematická mapa vulkanitov pohoria Vihorlatu a schematické zobrazenie sklonu vybraných vulkanických komplexov východoslovenských neovulkanitov. 1—6 — vysvetlivky ako pri obr. 1 A, 7 — príslušný vulkanický komplex a jeho sklon.

Fig. 7. Schematic map of the volcanites of the Vihorlat Mts. and schematic picture of the slope of selected volcanic complexes of East Slovak neovolcanites. 1—6 — explanations are in Fig. 1 A, 7 — volcanic complex in question and its slope.

taktiež komplex Vinné, začlenený do druhej intermediárnej formácie Vihorlatu. Rotáciu uvedených komplexov v horizontálnej rovine treba potvrdiť geologickými a tektonickými fenoménmi.

Záver

Z veľkého počtu publikovaných prác a súborných kompendií je známe, že paleomagnetizmus sa ako vedecká disciplína často aplikuje pri riešení problémov tektoniky, pohybu geologických komplexov, blokov, príkrovov, pohybu kontinentov atď. Vychádza sa z predpokladu, že hornina si zachovala stabilný smer RMP, zodpovedajúci smeru geomagnetického poľa z doby pred zmenou polohy študovaného horninového komplexu. Toto je prvoradým predpokladom v paleomagnetizme.

Je však tiež známe, že geomagnetické pole má špecifickú, v čase premennú dynamiku, s krátko alebo dlho trvajúcimi periódami zmien jeho intenzity alebo smeru. Z hľadiska paleomagnetizmu je dôležité, že momentálne štádium procesov súvisiacich s dynamikou geomagnetického poľa sa prejaví na veľkosti a smere RMP horniny, ktorá v danej dobe vzniká.

Napriek tomu, že v nameranom výsledku predpokladáme vplyv zmien geomagnetického poľa (vplyv napr. sekulárnych variácií) laboratórnymi postupmi ani výpočtom ho väčšinou pre nedostatok informácií, napr. o dobe vzniku horniny alebo minerálov, ktoré sú nositeľmi magnetizmu, nemôžeme eliminovať.

Z toho dôvodu je nutné i smer RMP študovanej horniny chápať ako údaj, ktorý môže byť spomínanými fenoménmi ovplyvnený.

Vzhľadom na evidentnú tektoniku v predmetnom pohorí (Bacsó, 1986) sa prikláňame k náhľadu, že výrazné zmeny smeru RMP študovaných hornín sú v dominujúcej miere dôsledkom dynamiky vulkanických komplexov od doby získania ich stabilnej RMP.

Literatúra

Bacsó, Z. 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. *Miner. slov., 11, 21—53.*

Bacsó, Z. 1986: Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov. *Miner. slov., 18, 97—120.*

Buday, T., Cicha, J., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Picha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stránik, Z., Vaškovský, I., Žebera, K. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. *Západní Karpaty. Svazek 2. Praha, ČSAV, 465 s.*

Bucha, V., Petrova, G. N., Burlatskaya, S. P., Cupak, I., Golovkov, V. P., Kautzleben, H., Webers, W. 1983: Magnetic Field and the Processes in the Earth's Interior. *Praha, Academia.*

Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, H., Müller, P., Orlický, O., Slávik, J., Tőzsér, J., Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in Eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 75—88.*

Chramov. A. N., Šolpo, L. E. 1967: Paleomagnetizm. *Moskva, Nedra.*

Orlický, O., Pagáč. P., Slávik, J. 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 1, 153—166.*

Orlický, O., Slávik, J., Tőzsér, J. 1974: Paleomagnetism of volcanics of the Slanské vrchy, Veľký Milič Mts. and Zemplínske pahorky Hills and its Geological Interpretation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., XXV-2.*

Orlický, O. 1979: Paleomagnetický výskum neovulkanitov Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofyzika Bratislava.*

Orlický, O., Kaličiak, M., Tőzsér, J. 1985: Magnetické vlastnosti a paleomagnetizmus vulkanitov vrtu DK-1 z oblasti Slanských vrchov. *Miner. slov., 17, 403—414.*

Orlický, O. 1986: Paleomagnetizmus a petromagnetické vlastnosti intruzívnych hornín z oblasti Slanských vrchov. *Miner. slov., 18, 349—360.*

Repčok, I. 1984: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po štiepení uránu. *Manuskript — archív GÚDŠ, 21 s.*

Slávik, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Tőzsér, J., Orlic-

ký, O., Vass, D. 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskich gor. *Miner. slov., 8, 319—334.*

Tarling, D. H. 1974: Principles and applications of Paleomagnetism. *London.*

Vass, D. 1977: Rádiometrický výskum neogénnych vulkanických hornín z východného Slovenska. *Manuskript—Nafta Michalovce, 38 s.*

The applying of the paleomagnetism to the recognition of the movement of some volcanic complexes of East Slovak neovolcanites in the Vihorlat area

The article consists of two contributions. One part deals with a new results of paleomagnetic study of volcanic rocks which have been taken from the boreholes depicted on the Fig. 1B. Re-evaluated older results published originaly by Orlický et al. (1970) represent a second part of this article.

Rock samples were oriented with respect to the axis of the borehole. All samples were shaped to the cylinder (diameter = 25.4 mm; high = 22 mm). A. C. demagnetization was applied for testing magnetic and paleomagnetic stability of the rocks.

Basic results of the first part are presented in the Table 1. and in the Figs. 2—6. Re-evaluated results of the second part you can see in the Fig. 7.

An average absolute value of the inclination of the RMP of the rocks was used for the detection of a slope (a movement) of the geological complex in question, with respect to the horizontal plane. (The study of the slope of a volcanic complexes.)

The interpretation of the results is following:

Volcanic complex of the 2 − 272 m interval in the borehole RH-7 is characterized by $I_{av} = 73\ °$. Volcanic complex in the borehole RH-8 is characterized by $I_{av} = 74.4\ °$. We assume that mentioned volcanic complexes sloped about 10 ° on the northern part, with respect to the horizontal plane. The average absolute value of the inclination of the RMP of volcanic complex of the borehole RH-6 is $I_{av} = 55.7\ °$. This complex is supposed to be sloped about 10 ° to the S or to SW. The borehole RH-10 is located in the central volcano-tectonic depression of the Vihorlat Mts (Fig. 1). The inclination of the RMP of volcanic complex in the interval 311.0 to 821.0 m is $I_{av} = -34.3\ °$. (A slope of volcanic complex is supposed to be about 30 . 7 ° to the S or SE; Fig. 7. Volcanic complex consists of pyroxene-andesite, lava and contact breccias, and diorite-porphyrite body). Mentioned slope of volcanic complex was probably during Upper Badenian. (Central volcano-tectonic depression of the Vihorlat Mts. originated during Upper Badenian — to Middle Sarmatian age according to Bacsó, 1979, 1986).

Re-evaluated originally published results by Orlický et al. 1970 are following:

Average direction of a stable RMP of Upper-Badenian rhyolite-dacite bodies of the Michalovce and Beňatina localities in Vihorlat Mts. is $I_{av} = -38.2\ °$, $D_{av} = 186.5\ °$. These volcanic bodies belong to the introductory acid formation according to Bacsó (1979). Similar direction of the RMP of Upper Badenian rhyolite-dacite bodies from 11 localities of Veľký Milič and Zemplínske vrchy Mts. is $I_{av} = -40.9\ °$, $D_{av} = 169.9\ °$. A slope of these volcanic bodies is about 27 ° to 25 ° to the S or SE respectively (Fig. 7).

An expressive slope — about 50 ° to 57 ° of Upper Badenian rhyolite body is detected in the borehole DK-1 in Slanské vrchy Mts. (Orlický et al., 1985).

We suppose that this areal slope of Upper Badenian volcanic bodies has been connected with the formation of the East Slovak basin during the same time. The formation of the East, Slovak basin during Upper Badenian has been supposed also by Buday et al. (1967). A slope of Upper Badenian complexes is confirmed also by the strata — in the borehole Vranov V-1 (Kolčovske-strata, according to personal information by Vass, 1987);

Average direction of the RMP of domatic bodies of amphibolite pyroxene andezite (to andezite-dacite) from the Tarnava-Šutová and near of Vinné localities is $I_{av} = -31.6\ °$, $D_{av} = 191.9\ °$. $I_{av} = 15.7$, $D_{av} = 328.8$ respectively. These volcanic bodies belong to the second intermediate formation of the Vihorlat Mts. according to Bacsó (1979, 1986). The direction of the RMP of mentioned volcanic complexes detect their slope to the S, or SE, about 33 . 7 ° or 49 ° respectively.

Average direction of the RMP of pyroxene andesite to andesite-dacite of subvolcanic complex of the first intermediate formation of Vihorlat Mts. is $I_{av} = -70.0\ °$, $D_{av} = 175.2\ °$. This complex originated during Middle Sarmatian age. Domatic body of double-pyroxene andezite (Lower Sarmatian) from the borehole DK-1 from the Slanské vrchy Mts. has average inclination of the RMP, $I_{av} = 74.2\ °$ (Orlický et al., 1985). The directions of the RMP of mentioned bodies have detected their slope about 5 ° and 10 ° to the N respectively.

Paleomagnetic results of other volcanic complexes (originally named Kyjov—Orechová, Popriečny—Vihorlat and Koňuš complex) have not detected their slope ($I_{av} = 69.1\ °$; $D_{av} = 342.0\ °$; $I_{av} = -63.1\ °$; $D_{av} = 160\ °$ respectively). But these complexes probably rotated counterclockwise about 20 ° in the horizontal plane. Counterclokcwise rotation about 32 ° is detected also by the results of the rocks of Vinné complex.

RECENZIA

F. Čech: **Dynamika neogénnych karpatských panví a ich vzťah k hlbinnej stavbe, typom kôry a ložiskám palív.** Západné Karpaty, séria geológia 12, GÚDŠ Bratislava, 1988, 293 s., 50,— Kčs.

Po práci z roku 1982 na podobné téma vydává profesor University Komenského F. Čech v angličtině, ale s širokým slovenským resumé knihu podstatně přepracovanou a doplněnou zvláště o četné údaje z 27. mezinárodního geologického kongresu v roce 1984. Kniha je rozdělena do čtyř částí: v prvé, obecné části se věnuje zvláště endogenním procesům a vzniku pánví, v druhé částí regionálním pánvím alpinského pásma v Evropě, třetí část se týká hluboké struktury neogenních pánví Západních Karpat a v poslední jde o produktivní pánve karpatobalkánského regionu.

Kladem knihy není jen shromáždění údajů a hypotéz týkajících se vzniku pávní, ale především vlastní přístup autora k řešení dané problematiky. Nepodléhá převládající představě, ale vychází z poznatků, které jsou potvrzeny geologickými fakty, a teprve ty se pokouší objasnit vlastními hypotézami, zvláště plášťovým diapirismem, vycházejícími ze zjištěných přeměn termálních a mechanických procesů v zemské kůře a také úlohy hlubinných zlomů, linea-mentů a jejich křížení. Ukazuje též sepětí neotektoniky v československých západokarpatských pánvích s obdobím badenu a vznik zásob uhlovodíků s hranicemi bloků.

Mezi cenné poznatky lze zahrnout např. výklad o nemožnosti prohýbání pánví pod vlivem hmoty sedimentární výplně, které sa musí hledat v hlubších procesech, nebo fakt, že rozhraní tenké a hrubé kůry je dáno hlubinnými zlomy. Při přestavbě bloků se mění role různých zlomů, některé z nich strácejí hlubinnou spojitost. Vyvrcholení přestavby bloků přináší i vyvrcholení vulkanismu v pliocénu. Dosavadní poznatky o zlomové stavbě a pohybech podél zlomů dosvědčují absolutní převahu vertikálních pohybů. Rozmístění uhlovodíkových ložisek souvisí se strukturní přestavbou, která vyvolala i migraci uhlovodíků.

Mimo vlastní téma je zajímavý výklad, že příčinou vrásnění jsou hlubinné procesy. Dokládá to korelačními výzkumy sedimentárních pánví, periodami subsidence a rozvojem vulkanismu. Bohatý obrazový materiál i seznam literatury činí z knihy užitečnou práci nejen pro naftové geology a specialisty sedimentárních oblastí, ale i pro geology a další odborníky, jako jsou geofyzici a geochemici zajímající se o geotektoniku, vulkanismus, regionální geologii karpatobalkánskou a o teoretickou geologii.

Radan Květ

Mineralia slovaca, 21 (1989), 71—75

Výplň Rožňavskej kotliny a údolia rieky Slaná pri Slavci

DIONÝZ VASS[1], IVAN KRAUS[2], MICHAL ELEČKO[1]

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

(Doručené 24. 2. 1988, revidovaná verzia doručená 15. 8. 1988)

Filling of the Rožňavská kotlina Basin and the Slaná River Valley near Slavec Village, SE Slovakia

The sedimentary filling of the Rožňavská kotlina Basin consists of a sequence of gravel, sand and variegated clay which is, by lithology and mineral composition, similar to the Poltár Formation (Pontian) in the Rimavská kotlina Basin. It is supposed that equivalent of this formation occurs also in the filling of the Slaná River Valley near Slavec Village being however represented by stream channel facies. To the contrary, the typical Poltár Formation consists of a more variegated complex of fluvial or limnic sediments.

Úvod

Výplň Rožňavskej kotliny sme študovali pomocou vrtu RŽ-1, ktorý bol hĺbený na západnom okraji obce Brzotín pri cintoríne, a výplň kaňonového údolia rieky Slanej pomocou vrtu R-12/a, ktorý bol hĺbený na juhovýchodnom okraji obce Slavec v riečnej nive rieky Slaná (obr. 1).

Litológia výplne Rožňavskej kotliny

Vrt RŽ-1 bol situovaný v Rožňavskej kotline na mieste, kde podľa gravimetrie mala byť výplň kotliny najhrubšia, resp. kde malo byť predterciérne podložie v relatívne najväčšej hĺbke. Vrt prevŕtal (obr. 2) kvartérne sedimenty (0,6—6,7 m), potom neogénne sedimenty, ktoré považujeme za ekvivalenty poltárskeho súvrstvia (6,7—132,5 m, t. j. 128,5 m). Ďalej až do hĺbky 150 m bol vrt hĺbený v bridliciach a karbonátoch spodného triasu silického príkrovu (Mello, ústne oznámenie).

Výplň kotliny tvoria klastické sedimenty: striedajú sa piesky, pestré íly a štrky.

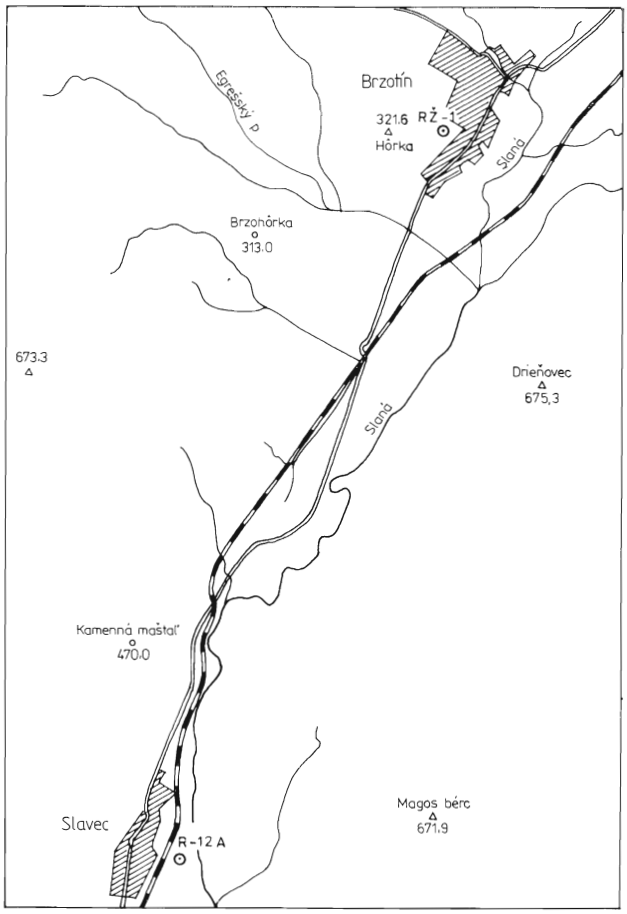
Piesky sú najhojnejším litotypom vo výplni Rožňavskej kotliny. Vrt RŽ-1 prevŕtal 11 polôh pieskov, ktorých hrúbka kolíše od 1 m do 33,5 m a súčet hrúbok všetkých polôh je 73,2 m. Žiaľ, iba z jednej z piesčitých polôh sa podarilo získať vrtné jadro. Makroskopický opis sa robil zväčša podľa kalových vzoriek. Na základe neho sa zdá, že piesky sú hnedé, spravidla zle triedené. Majú hojnú ílovú, resp. prachovú prímes a obsahujú tiež obliaky rezistentných hornín (kremeň, kremenec, lydit), kryštalických hornín, kremenitých vápencov, porfyroidov. Obliaky mali priemer 4—8 cm, aj viac než priemer korunky vrtu. V pieskoch bývajú tenké polohy pestrých ílov (20—30 cm) a polohy štrkov.

Zo zrnitostnej analýzy jedinej vzorky slabo stmeleného rozpadavého pieskovca vychodí, že je to hornina zrnitostne veľmi nehomogénna, štvorkomponentná. Percentuálne zastúpenie piesčitej frakcie (27,7 %) je takmer zhodné so zastúpením prachovej frakcie (26,5 %). Prímes ílu (19,9 %) prevláda nad prímesou štrku. Stredný moment zrnitosti X φ je 4,12, čo je hodnota zodpovedajúca hrubému prachu. Koeficient triedenia σ φ je 3,56, sediment je extrémne zle triedený. Koeficient asymetrie Sk φ je −0,02, sediment má distribúciu zrnitostných frakcií veľmi blízku normálnej distribúcii s miernym rozptylom častíc v hrubších frakciách než X φ.

Koeficient špicatosti K φ je 1,88, čo poukazuje na platykurtický tvar krivky.

Karbonátnosť sedimentu je veľmi nízka. Obsah $CaCO_3$ je 1 %, obsah $MgCO_3$ o málo vyšší — 1,26 %. Podľa klasifikácie Mišíka (1959) je hornina nekarbonatická a karbonatickú prímes v nej predstavuje hlavne dolomit (1,84 %).

Prachy a íly sú menej hojné ako piesky. Vo vrte RŽ-1 tvoria 11 polôh, ktorých hrúbka kolíše od 0,2 do 10,9 m a súčet všetkých polôh ílov a prachov je 39,7 m. Sú pestrofarebné (hnedé, žltohnedé, béžové, sivé, svetlosivé, žltohnedé, škvrnité). Miestami majú



Obr. 1. Situačná schéma vrtov RŽ-1 a R-12A.
Fig. 1. Situation scheme of RŽ-1 and R-12A drillings.

náznaky bridličnatého rozpadu.

Podľa zrnitostných rozborov piatich vzoriek v štyroch prevláda prachová frakcia a iba v jednej ílová frakcia, lenže rozdiel medzi percentuálnym zastúpením prachovej a ílovej frakcie je malý, s výnimkou jednej vzorky, kde podiel prachu je viac než dvojnásobok podielu ílu.

Stredný moment zrnitosti X φ prachov kolíše od 5,51 do 6,99, čo zodpovedá strednozrnnému až jemnozrnnému prachu; X φ vzorky s prevahou ílovej frakcie je 7,16, čo zodpovedá veľmi jemnozrnnému prachu.

Koeficient triedenia σ φ všetkých týchto sedimentov kolíše od 1,84 do 3,02; sedimenty sú zle až extrémne zle triedené.

Koeficient asymetrie Sk φ má s výnimkou jednej vzorky negatívne hodnoty −0,17 až −0,70. Negatívne hodnoty poukazujú na rozptyl častíc v hrubších frakciách než je X φ. Naopak jedna vzorka, ktorá má pozitívnu hodnotu Sk φ 0,19, má rozptyl v jemnozrnnejších frakciách.

Koeficient špicatosti krivky K φ dvoch vzoriek je väčší ako 3, príslušné krivky sú leptokurtické, t. j. špicatejšie. Tri vzorky majú K φ menšie ako 3, príslušné krivky sú platykurtické, t. j. plochejšie než krivka s normálnou zrnitostnou distribúciou.

Obsah $CaCO_3$ kolíše od 0,75 % do 1 % a obsah $MgCO_3$ od 0,63 % do 1,46 %. Pelity sú nekarbonatické. Karbonatickú prímes predstavuje hlavne dolomit.

Na základe röntgenografického štúdia možno vo vrte RŽ-1 vyčleniť dve asociácie ílových minerálov:

a) kaolinitovo-illitovú s prevládajúcim illitom, zastúpenú vo vrchnej časti vrtného jadra v intervale od 17,7 do 28,8 m (obr. 4, vz. 1);

b) kaolinitovo-montmorillonitovo-illitovú s prevládajúcim illitom a prímesou kaolinitu s montmorillonitom, ktorá je zastúpená v spodnej časti vrtu v intervale od 28,8 do 66,6 m (obr. 4, vz. 2).

Minerálne zloženie ílovej frakcie poukazuje na nízky stupeň chemickej zrelosti kôr zvetrávania, ktoré sa formovali na materských horninách provenientnej oblasti. Zvetrávanie v zdrojovej oblasti bolo menej intenzívne ako v znosovej oblasti poltárskeho súvrstvia Lučenskej kotliny a v tomto smere ho skôr možno korelovať s ílmi poltárskeho súvrstvia Rimavskej kotliny (Vass et al., 1983).

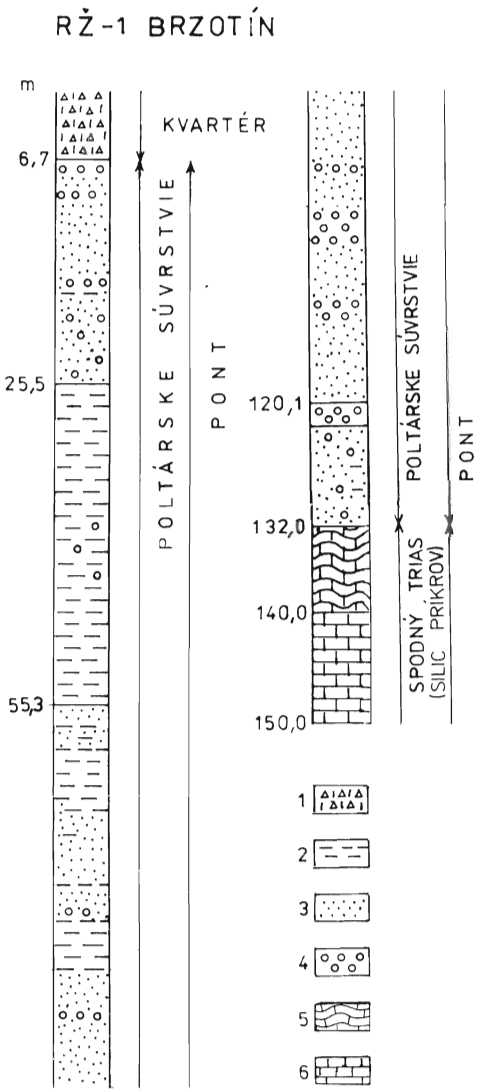
Minerálne zloženie ílovej frakcie podporuje názor, že študované íly vo vrte RŽ-1 zodpovedajú poltárskemu súvrstviu, pričom ich možno porovnávať s vývojom zisteným v Rimavskej kotline.

Jedna poloha pestrých ílov so svetlejšími farebnými odtieňmi (po vysušení okrovožltá) bola podrobená technologickej analýze (Keramické závody Michalovce). Analyzovaná poloha ílov má technologické vlastnosti ušľachtilej tehliarskej suroviny a bolo by ju možné použiť ako prídavok do zmesi na výrobu farebných dlaždíc.

Štrk je najmenej hojným litotypom výplne Rožňavskej kotliny. Vo vrte RŽ-1 bolo prevŕtaných len päť polôh štrku, ich hrúbka kolíše od 0,2 do 6,6 m a kumulatívna hrúbka všetkých polôh je 10,9 m. Štrk tvoria poloopracované obliaky. Prevládajú obliaky rezistentných hornín — kremeň, kremenec, lydit, menej hojné sú kryštalické bridlice, červené bridlice a pieskovce, kremenité vápence, tmavé bridličnaté pieskovce. Štrk je spravidla hrubozrnný, rozmer najväčších obliakov presahuje priemer vrtnej korunky (112 mm).

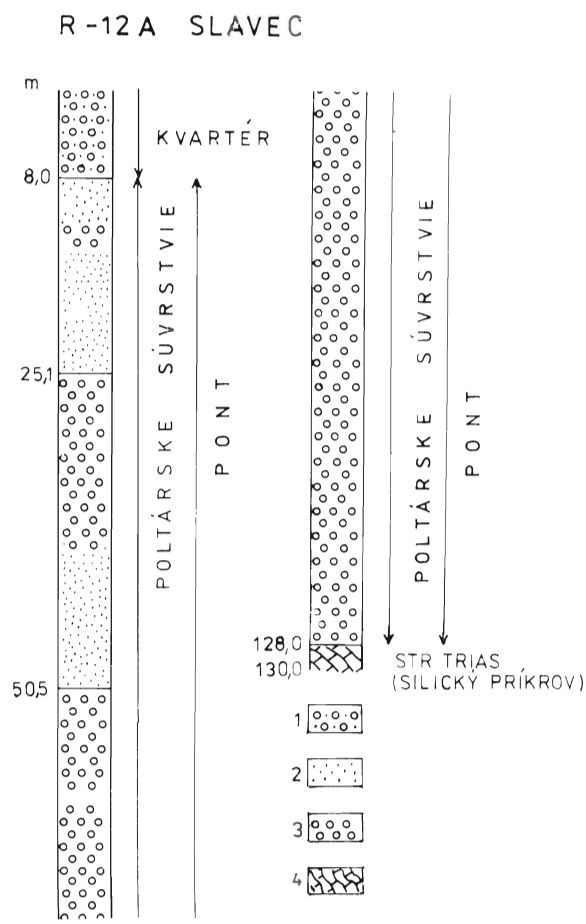
V opísaných sedimentoch sa nepodarilo nájsť biostratigraficky významné zvyšky organizmov. Vzorky na pely boli sterilné.

Podľa litologického vývoja a podľa sledu či striedania litotypov súdime, že sedimenty výplne Rožňavskej kotliny vznikli v prietočnom jazere alebo na širokej poriečnej nive, kde sa rieka mohla sčasti aj vetviť. Štrky predstavujú výplň riečnych korýt, piesky sú sedimentmi agradačných valov a íly sú sedimentmi vzniknutými na samotnej poriečnej nive v čase, keď



Obr. 2. Profil vrtu RŽ-1 (Brzotín). 1 — kvartér (holocén), 2—4 — pont, poltárske súvrstvie: 2 — pestré íly, 3 — piesky, 4 — štrky, 5—6 — spodný trias (silický príkrov): 5 — zelené bridlice, 6 — sivé a hrdzavoškvrnité vápence.

Fig. 2. Profile of the RŽ-1 (Brzotín) drilling. 1 — Quaternary (Holocene), 2—4 — Pontian, Poltár Formation: 2 — variegated clay, 3 — sand, 4 — gravel, 5—6 — Lower Triassic (Silica nappe) 5 — green shale, 6 — gray and rusty spotted limestone.



Obr. 3. Profil kvartéru a neogénu vo vrte R-12A (Slavec). 1 — kvartér: štrk a piesok, 2—3 — pont, poltárske súvrstvie: 2 — piesok, 3 — štrk, 4 — stredný trias, wettersteinské vápence (silický príkrov): sivé vápence na povrchu skrasovatené.

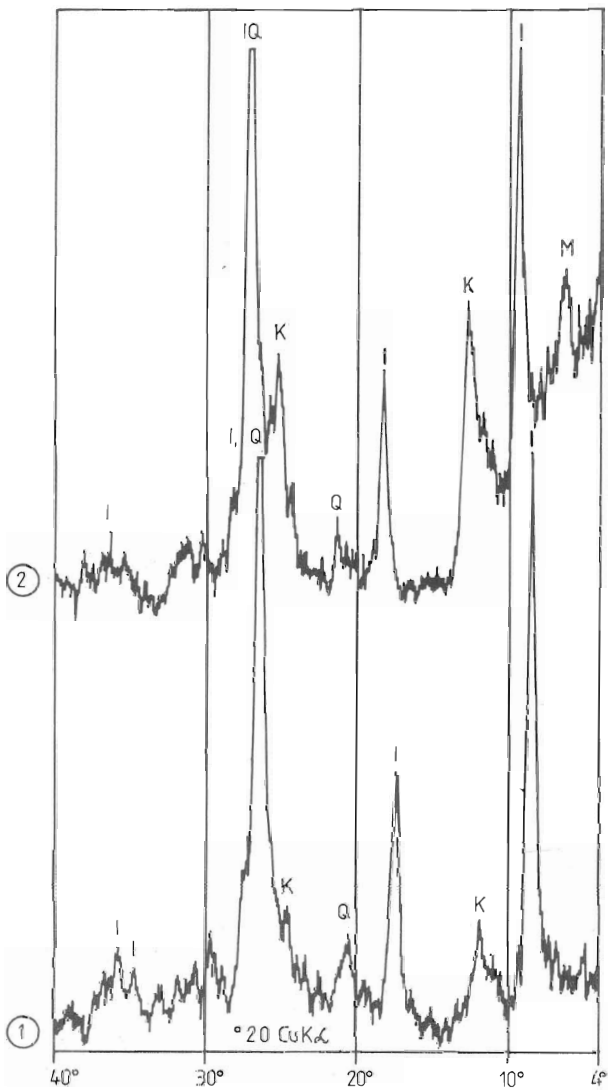
Fig. 3. Profile of the Quaternary and Neogene sediments in the R-12A (Slavec) drilling. 1 — Quaternary: gravel and sand, 2—3 — Pontian, Poltár Formation: 2 — sand, 3 — gravel, 4 — Middle Triassic, Wetterstein limestone (Silica nappe): grey karstified limestone.

povodňové vody pretrhli agradačné valy a rozliali sa po nive.

Vek opísaného súvrstvia nebolo možné priamo stanoviť, keďže sa v ňom, ako uvádzame vyššie, nenašli žiadne organické zvyšky vhodné na biostratigrafické datovanie.

Litologickým vývojom (pestré íly, štrky s prevahou obliakov rezistentných hornín, nedostatok obliakov karbonátov) sa opísané súvrstvie najviac podobá poltárskemu súvrstviu, ktorého vek, ako to dokazuje rádiometrické datovania bazaltov pri Podrečanoch súvekých s poltárskym súvrstvím (Balogh et al., 1981; Kantor, Wiegerová, 1981; Vass, Kraus, 1985) a peľové spektrá (Planderová, 1986), je pont.

Pravda, výplň Rožňavskej kotliny sa čiastočne líši. Konkrétne íly poltárskeho súvrstvia v stratotypovej oblasti (okolie Poltára v Lučenskej kotline) majú viac svetlých až bielych polôh a majú aj odlišné mineralogické zloženie. Pri Poltári prevláda kaolinit, prípadne halloyzit, zatiaľ čo v Rožňavskej kotline kaolinit je sprievodným minerálom illitu a prítomný je aj montmorillonit. Podobnú mineralógiu ílov ako v Rožňavskej kotline má poltárske súvrstvie v Rimavskej kotline.



Obr. 4. Röntgenovodifrakčné záznamy ílových minerálov vo vrte RŽ-1. 1 — hĺbka 17,7 m, 2 — hĺbka 32,9 m, M montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň.

Fig. 4. X-ray diffraction record of clay minerals in the RŽ-1 drilling. 1 — 17.7 m depth, 2 — 32.9 m depth, M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.

Porovnanie výplne Rožňavskej kotliny s výplňou doliny Slanej pri Slavci

Vrt RŽ-1 poskytol možnosť porovnať výplň Rožňavskej kotliny s výplňou doliny Slanej pri obci Slavec, kde bol hĺbený hydrogeologický vrt R-12A (zodpovedný geológ J. Orvan; obr. 1).

Hrúbka výplne po odpočítaní kvartéru je podobná (125,8 m), ale v doline Slanej je o 5 m tenšia než v Rožňavskej kotline.

Povrch mezozoického podložia v doline Slanej pri Slavci je o 33,5 m nižšie (109 m n. m.) než v Rožňavskej kotline. Je to približne dvojnásobok výškového rozdielu dnešného povrchu doliny Slanej medzi Brzotínom a Slavcom. Nie je vylúčené, že vrt RŽ-1 bol hĺbený na mieste, kde je vyvýšený stupeň reliéfu podložia. Aj v dnešnom reliéfe sa ústie vrtu nachádza zhruba 25 m nad povrchom alúvia.

Priestorové vzťahy výplne doliny Slanej pri Slavci a Rožňavskej kotliny naznačujú, že ide o súveké akumulácie, medzi nimi je však značný litologický rozdiel. Zatiaľ čo vo výplni Rožňavskej kotliny sa striedajú piesky s pestrými prachmi a ílmi a štrky tvoria iba polohy neveľkej hrúbky, vo výplni doliny Slanej prevládajú štrky a iba vo vrchnej časti sú aj polohy piesku (obr. 3). Petrografické zloženie obliakov štrkov je však podobné ako v Rožňavskej kotline (prevaha obliakov rezistentných hornín). Pestré pelity typické pre výplň Rožňavskej kotliny, ako aj poltárskeho súvrstvia chýbajú[1]. Výplň doliny Slanej pri Slavci predstavujú pravdepodobne sedimenty korytovej fácie a vo vrchnej časti azda aj piesčitých agradačných valov, nivné pelitické fácie chýbajú, čo je aj pochopiteľné, keďže dolina Slanej pri Slavci je úzka. V úzkej doline nebolo miesta pre vznik širšej poriečnej nivy. Ak aj paleotok Slanej mal občas charakter divokej rieky, tak sezónne návaly veľkej vody v doline s úzkym profilom zotreli všetky sedimentárne textúry a odplavili jemnozrnný materiál usadený v malých bazénikoch medzi ramenami rozlievajúcej sa rieky. Napriek uvedeným odlišnostiam v litológii sa domnievame, že výplň doliny Slanej pri Slavci je ekvivalentom poltárskeho súvrstvia a je pontského veku.

Podložím poltárskeho súvrstvia vo vrte R-12A sú strednotriasové wettersteinské vápence silického príkrovu (Mello, ústne oznámenie).

Rovnaký vek výplne Rožňavskej kotliny a doliny Slanej vedie k záveru, že tak kotlina, ako aj dolina vznikli na začiatku pontu, resp. pred pontom a počas pontu boli zaplňované. Rádiometrický vek hranice pont—dák je 5,6 Ma, rádiometrický vek bázy pontu, resp. hranice panón—pont je neistý — 7 až 8,5 Ma (Vass et al., 1987). Proces formovania oboch depresií bol podmienený dvíhaním Slovenského krasu a Spišsko-gemerského rudohoria v širšom okolí Rožňavy. Západný okraj Slovenského krasu sa začal dvíhať neskôr — po usadení poltárskeho súvrstvia, t. j. po ponte. Ako dôkaz možno uviesť rozdielnu nadmorskú výšku bázy poltárskeho súvrstvia. Severne od Bretky, t. j. na JZ okraji Slovenského krasu, je báza poltárskeho súvrstvia vo výške 240—250 m[2], čo je zhruba

[1] Novšie vrt hĺbený južnejšie v doline Slanej pri Gombaseku (R-121) prevŕtal súvrstvie podobné poltárskemu, ktoré obsahuje 2 polohy ílov, jedna z nich je hrubá až 24 m.

[2] V okolí Držkoviec a Liciniec, t. j. západne od Bretky, na čiastkových poklesnutých kryhách je báza poltárskeho súvrstvia 170—200 m n. m. (Vass et al., 1977; Hodermarská et al., 1984).

o 100 m vyššie ako v Rožňavskej kotline a o 130 m vyššie ako pri Slavci.

Záver

Rožňavská kotlina, ako ukázal vrt RŽ-1, je vyplnená súvrstvím pieskov, ílov a štrkov, ktoré vzniklo v riečnom, príp. riečno-jazernom prostredí. Domnievame sa, že výplň kotliny je ekvivalentom poltárskeho súvrstvia v Rožnavskej kotline, a je teda pontského veku.

Súdiac podľa hrúbky a nadmorskej výšky povrchu predtreťohorného podložia, ekvivalentom výplne Rožňavskej kotliny je tiež výplň doliny Slanej pri Slavci, aj tieto sedimenty stotožňujeme s poltárskym súvrstvím, majú však odlišný faciálny vývoj (štrky riečneho koryta a piesky agradačných valov).

Vzhľadom na vek výplne Rožňavskej kotliny a doliny Slanej sa domnievame, že aj kotlina, aj dolina museli byť vymodelované eróziou do pontu alebo počas staršieho pontu a v priebehu pontu boli sčasti zaplnené riečnymi sedimentmi. Vek výplne datuje aj zdvih Slovenského rudohoria a Slovenského krasu v okolí Rožňavy, lebo vymodelovanie depresií bolo odozvou tohto dvíhania.

Literatúra

Balogh, K., Mihaliková, A., Vass, D. 1981: Radiometric dating of bazalts in Southern and Central Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 113—126.*

Hodermarská, A., Varga, I., Mihalič, A. 1984: Rožňava—Košice, keramické suroviny, VP — štúdia. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Kantor, J., Wiegerová, V. 1981: Radiometric ages of some basalts of Slovakia by $^{40}Ar/^{40}K$ method. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 1, 29—34.

Mišík, M. 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. *Geol. Práce, Spr., 16, 61—78.*

Planderová, E. 1986: Biostratigrafické zhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia. *Geol. Práce, Spr., 84, 113—118.*

Vass, D., Elečko, M., Marková, M. 1983: Indície keramického ílu v Rimavskej kotline. *Miner. slov., 15, 531—550.*

Vass, D., Kraus, I. 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. *Miner. slov., 17, 477—479.*

Vass, D. et al. 1986: Vysvetlivky ku Geologickej mape Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ. 9—177.*

Vass, D., Repčok, I., Balogh, K., Halmai, J. 1987: Revised Radiometric time-scale for the Central Paratethyan Neogene. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. Proc. of the VIIth RCMNS Congress, vol. LXX, Budapest.*

Vass, D., Elečko, M., Marková, M. 1977: Nálezová správa o keramických íloch pri Držkovciach. *Manuskript — archív Geofond Bratislava.*

Filling of the Rožňavská kotlina Basin and the Slaná River Valley near Slavec Village, SE Slovakia

The filling of the Rožňavská kotlina Basin has been investigated by the RŽ-1 drilling (W outskirts of Brzotín village) whereas data on the filling in canyon-like valley of the Slaná River have been gained from the R-12A drilling (E from Slavec village, fig. 1).

A sequence of clay, sand and gravel formed in fluvial or limnic to fluvial environment occurs in the Rožňavská kotlina Basin filling (fig. 2). Its grain-size coefficient and carbonate contents are indicated in.

An assemblage of kaolinite-illite with prevailing illite has been found to occur in the upper part of the sequence (fig. 4). Kaolinite and montmorillonite are associating in the lower part of the sequence. Illite prevails and kaolinite is also present (fig. 4). The mineral composition of the clay fraction is similar to that of the Poltár Formation in the Rimavská kotlina Basin. Beds of variegated clay contain also more pale horizons which, according to the technological tests, are suitable as additive into mixtures of raw material for earthenware production.

No organic remnants indicative of the age of this basin filling have been found in the samples. According to the lithological similarity and mineral composition of the clay, it is supposed that the filling is equivalent to the Poltár Formation of Pontian age (Balogh et al., 1981; Kantor, Wiegerová, 1981; Vass, Kraus, 1985; Planderová, 1986).

The sedimentary filling of the canyon-like Slaná River Valley is of other nature. It consists of gravel and sand without variegated clay (fig. 3). Only the new R-121 drilling situated near Gombasek pierced even variegated clay.

The authors identify also this filling of the Slaná River canyon with the Poltár Formation. Assuming the age of the Rožňavská kotlina Basin and Slaná River Valley, it is supposed that the Basin and Valley should have been modelled by erosion still before the Pontian, or during the Lower Pontian, and both have been filled up by fluvial sediments during the Pontian. The age of the filling also dates the uplift of the Slovenské rudohorie and Slovak Karst Mts. in the area of Rožňava, because both depressions have been modelled by erosion as the result of this uplifting.

ZO ŽIVOTA SGS

M. Kaličiak, V. Baňacký, J. Janočko, S. Karoli, J. Molnár, Ľ. Petro, Z. Spišák: **Slanské vrchy a Košická kotlina — nová geologická mapa a nové výsledky geologického výskumu** (Bratislava 22. 9. 1988)

V rámci štátnej úlohy Regionálny geologický výskum SSR — III. etapa sme v roku 1988 zostavili základnú geologickú mapu regiónu Slanské vrchy a Košická kotlina — severná časť v mierke 1 : 50 000. Mapa s vysvetlivkami je výsledkom kolektívnej práce výskumných pracovníkov GÚDŠ a BF VŠT v Košiciach odrážajúcim súčasný stav geologických poznatkov z tejto oblasti.

Geologická stavba zobrazeného územia má pomerne heterogénny a zložitý charakter. Na povrch vystupujú horniny staršieho a mladšieho paleozoika (východná časť masívu Čiernej hory), mezozoika (Čierna hora, bradlové pásmo), paleogénu, neogénu a kvartéru.

V priebehu riešenia úlohy v rokoch 1984—1988 sme okrem starších geologických prác použili predovšetkým metodiku podrobného terénneho výskumu s petrograficko-litologickou, mikrobiostratigrafickou i palinostratigrafickou analýzou sedimentárnych komplexov hornín. Pri výskume a mapovaní neogénnych vulkanitov Slanských vrchov sme aplikovali metódu štruktúrno-vulkanologickej a litofaciálnej analýzy doplnenú rádiometrickým výskumom.

V mezozoiku bradlového pásma sme na základe nových biostratigrafických údajov upresnili stratigrafický rozsah litofácií strednej až vrchnej kriedy. V paleogéne bradlového pásma sme stanovili stratigrafické rozpätie fácie pestrých ílov a ílovcov na vrchný paleocén až spodný eocén (pôvodne stredný eocén). Zistili sme plynulý litologický i stratigrafický prechod vrchnej kriedy flyšového vývoja do pročských vrstiev bradlového paleogénu, nenašli sme vplyv laramskej fázy vrásnenia. V tektonickom štýle stavby bradlového pásma bola preukázaná jeho dvojaká vergencia. V území budovanom vnútrokarpatským paleogénom bol na základe nových biostratigrafických údajov stanovený stratigrafický rozsah sedimentov od spodného eocénu do spodného oligocénu (pôvodne stredný a vrchný eocén). Prvýkrát sa v tomto území vyčlenili a priestorovo vymedzili litostratigrafické jednotky — borovské, hutianske, zuberské a bielopotocké súvrstvie. V rámci zuberského súvrstvia boli vyčlenené pucovské a mernícke zlepence. Okrem priestorového vymedzenia neogénnych litostratigrafických jednotiek sme vyčlenili novú litostratigrafickú jednotku pre morské sedimenty bádenu — mirkovské súvrstvie. V niektorých už definovaných súvrstviach sme vyčlenili litostratigrafické jednotky na úrovni člena: napr. v teriakovskom súvrství karpatu sú to bazálne lemešianske zlepence, ktoré v podobe erozívnych reliktov vystupujú aj v nadloží paleogénnych sedimentov Šarišskej vrchoviny. Vyčlenenie a priestorové vymedzenie týchto jednotiek a ich podrobná charakteristika umožňujú zefektívniť ďalší najmä surovinový a hydrogeologický výskum i prieskum.

Aplikáciou štruktúrno-vulkanologickej a litofaciálnej analýzy v spätosti s rádiometrickým výskumom sme dešifrovali časový a priestorový vývoj neogénneho vulkanizmu, a to v úzkej spätosti s paleogeografickým vývojom neogénnej panvy. Okrem skôr definovaných vulkanických štruktúr (stratovulkány Strechov, Makovica, Zlatá Baňa) sme vymedzili ďalšie samostatné vulkanické štruktúry Šebastovka, Šťavica, Ošvárska, Rankovské skaly, Vechec, Košický Klečenov. V ich stavbe sme vyčlenili centrálne, prechodné a periférne vulkanické zóny s podrobnou charakteristikou jednotlivých vulkanických fácií. Dešifrovanie stavby jednotlivých vulkanických štruktúr napomôže ďalšiemu výskumu a prieskumu nerastných surovín.

Detailným štúdiom kvartérnych sedimentov sme vyčlenili jednotlivé genetické typy a ich priestorové rozšírenie. Prvý raz v území boli identifikované zlomy aktívne v kvartéri. Dešifrovanie kvartérnej tektoniky, ako aj detailné stratigrafické zaradenie jednotlivých genetických typov sedimentov (od staršieho pleistocénu po holocén) nám umožnilo spoľahlivo rekonštruovať geologický a tektonický vývoj územia v kvartéri.

Originálnym prínosom geologického výskumu v oblasti je štúdium svahových deformácií. Zistené svahové deformácie (zosuny) zobrazené v geologickej mape predstavujú dôležitú informáciu a sú zároveň podkladom pre prieskumné a projektové organizácie.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 77—83

Úvod do štúdia tuhých roztokov K-živcov z granodioritu hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu (HŠIK)

MILOSLAV ŠULGAN

Geologický ústav CGV SAV, Horná 17, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 28. 9. 1987, revidovaná verzia doručená 7. 1. 1988)

Introduction to the study of K-felspar solid solutions in granodiorite of the Hodruša—Štiavnica intrusive complex, Central Slovakia

The paper summarizes some basic knowledge on the mechanism of solid solution decomposition in alkali felspars with emphasis onto phenomena described from K-felspars of the Hodruša—Štiavnica intrusive complex, together with basic characteristics of these felspars (chemical composition and structural state). According to optic data of the K-felspar from granodiorite, microperthitic structures are present (due to catastrophic granulation) together with relicts of homogenous K-felspar displaying deuteric λ_2 periodicity (Parsons, Brown, 1984).

Úvod

Aplikácia nových metodík výskumu hlavne pomocou TEM (transmisnej elektrónovej mikroskopie (napr. Parsons, 1978; Yund, Chapple, 1980; Christoffersen, Schedl, 1980; Yund, Tullis, 1983; Brown, Parsons, 1983; Brown et al., 1983; Parsons, Brown, 1984) spolu s novými výsledkami experimentálnych prác v živcových systémoch (napr. Goldsmith, Newton, 1974; Smith, Parsons, 1974; Johannes, 1978, 1980) vedie v súčasnosti k tomu, že sa alkalický živec stáva minerálom, pomocou ktorého môžeme detailne skúmať termálnu históriu magmatických hornín.

Problematika tuhých roztokov K-živca

Vo vývoji alkalických živcov v magmatických horninách môžeme podľa Parsonsa a Browna (1984) rozlišovať tri štádiá:

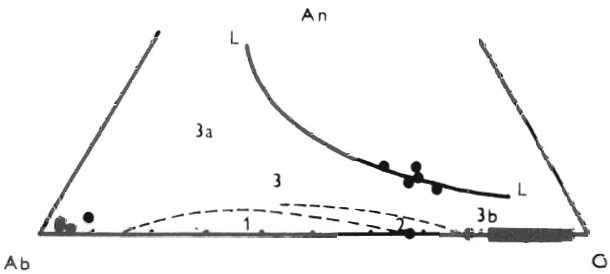
1. magmatické — alkalický živec kryštalizuje z taveniny;
2. postmagmatické (subsolidové) — dochádza ku koherentnej exsolúcii tuhého roztoku alkalického živca a vzniká napätím kontrolovaný krypto-, resp. mikroperthit;
3. hydrotermálne (deuterické) — v dôsledku interakcie alkalický živec — fluidum vzniká nepravidelný hrubší mikroperthit.

Vzájomná súhra kryštalizačnej teploty, rýchlosti chladnutia, deformácie, celkového zloženia a deuterických interakcií vedie k značnej variabilite štruktúr rozpadu tuhých roztokov alkalických živcov, ktoré môžeme práve pomocou TEM detailne skúmať.

Rozpad tuhého roztoku alkalického živca, označovaný ako exsolúcia, môže nastať mechanizmom nukleácie (homogénnej, resp. heterogénnej) a rastu alebo mechanizmom spinodálneho rozpadu (spinodálnej dekompozície). Parsons a Brown (1984) na základe štúdia syenitového komplexu Klokken dospeli k záveru, že hlavným mechanizmom rozpadu tuhých roztokov alkalických živcov je spinodálna dekompozícia, pričom samotný rozpad označujú ako koherentná exsolúcia.

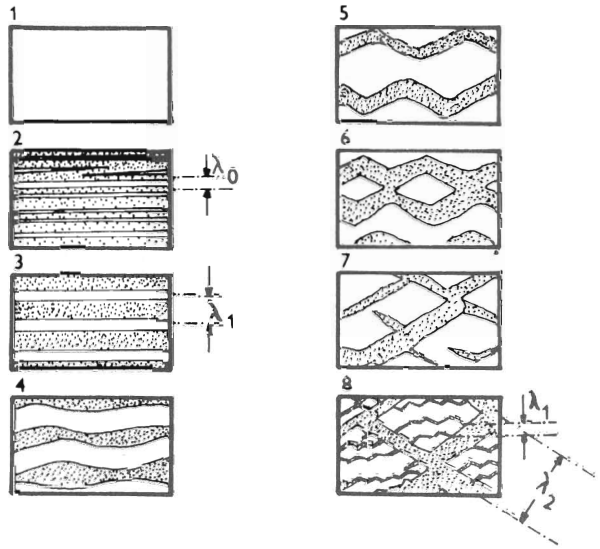
Príčinou rozpadu tuhého roztoku alkalického živca je minimalizácia voľnej energie (G) systému v nových termodynamických podmienkach, pričom sa jednofázový systém rozpadá na dvojfázový, tvorený plagioklasom a K-živcom, ktoré zaberajú určitý objem, pričom charakter vzájomnej hranice medzi týmito dvoma fázami je ovplyvnený tak celkovým zložením systému, ako aj podmienkami jeho chladnutia (rýchlosť chladnutia, prítomnosť fluidnej fázy). Morfológia jednotlivých fáz, ktoré vznikli pri koherentnom, resp. pri prevažne koherentnom rozpade tuhých roztokov alkalického živca v pomalšie chladnúcich horninách, v závislosti od chemického zloženia a od štruktúrneho stavu (obr. 1, 2) je podľa Parsonsa a Browna (1984) takáto:

Vzájomná hranica medzi plagioklasovou (blízka albitu) a K-živcovou fázou (ortoklas s „tweedovou"štruktúrou) je paralelná s (601); obidve fázy tvoria paralelné lamely, resp. plagioklasová fáza tvorí



Obr. 1. Prehľad doterajších TEM údajov z koherentných, resp. väčšinou koherentných prerastlíc v rozpadnutých tuhých roztokoch alkalických živcov z pomalšie chladnúcich hornín, ktorých chemické zloženie je známe (podľa Parsonsa a Browna, 1984). Krivka L — L označuje hranicu živcového tuhého roztoku, Ab — albit, An — anortit, Or — ortoklas, 1 — oblasť, v ktorej je rozpadnutý roztok alkalického živca tvorený maximálnym mikroklínom v diagonálnej pozícii voči ostrovčekom albitového zloženia, 2 — oblasť, v ktorej má hranica medzi intermediárnym mikroklínom a albitom vlnitý priebeh, 3 — oblasť, v ktorej tweedový ortoklas a albit tvoria paralelné lamely bez porúch, 3a, 3b — oblasti, v ktorých tweedový ortoklas a albit tvoria paralelné lamely, resp. šošovky s poruchami. Body ležiace na krivke L — L zobrazujú celkové chemické zloženie K-živcov z granodioritu HŠIK, body ležiace v oblasti vrcholu Ab zobrazujú EDAX-ové chemické analýzy plagioklasovej fázy v rozpadnutom tuhom roztoku alkalického živca z granodioritu HŠIK, body ležiace na spojnici Ab—Or v okolí vrcholu Or zobrazujú EDAX-ové chemické analýzy K-živcovej fázy v rozpadnutom tuhom roztoku alkalického živca z granodioritu HŠIK.

Fig. 1. Review of recent TEM data from coherent and dominantly coherent twins in decomposed solid solutions of alkali felspar from slowly cooling rocks of known chemical composition (according to Parson, Brown, 1984). The L—L curve indicates boundary of the felspar solid solution, Ab — albite, An — anortite, Or — orthoclase, 1 — domain in which the decomposed solid solution consists of maximal microcline in diagonal position to inlets of albite composition, 2 — domain of undulous boundary between intermediate microcline and albite, 3 — domain in which tweed orthoclase and albite create parallel lamellae without defects, 3a, 3b — domain of parallel lamellae composed of tweed orthoclase and albite with defects. Points on the L — L curve show bulk chemical composition of K-felspar from granodiorite of the Hodruša—Štiavnica intrusive complex, points in the domain of the Ab apex are EDAX data on chemistry of plagioclase phase in decomposed solid solution of the alkali felspar in the same granodiorite, points on the Ab—Or connection are EDAX data on the chemistry of K-felspar phase of decomposed alkali felspar solid solution from the same granodiorite.



Obr. 2. Jednotlivé stupne rozpadu tuhého roztoku alkalického živca zo syenitovej intrúzie Klokken (podľa Parsonsa a Browna, 1984, zjednodušené). Bez šrafúry — plagioklasová fáza, bodkovane — K-živcová fáza, 1 — tuhý roztok alkalického živca je homogénny, 2 — spinodálny rozpad tuhého roztoku alkalického živca, vznik kryptoperthitu s iniciálnou periodicitou λ_0 podľa $(\bar{6}01)$, 3 — primárne zrnenie kryptoperthitu za vzniku primárnej periodicity λ_1, 4 — priebeh fázového rozhrania medzi plagioklasovou a K-živcovou fázou nadobúda vlnitý priebeh, 5 — rotácia fázového rozhrania do diagonálneho priebehu podľa $(\bar{6}61)$, 6 — spájanie lamiel K-živcovej fázy, plagioklasová fáza tvorí ostrovčeky, 7 — stenčovanie a hrubnutie šikmých lamiel, 8 — sekundárne zrnenie a vznik mikroperthitu so sekundárnou periodicitou λ_2.

Fig. 2. Stages of solid solution breakdown in alkali felspar of Klokken syenite intrusion (simplified after Parson, Brown, 1984). Without hachure — plagioclase phase, dotted — K-felspar phase, 1 — homogenous solid solution of alkali felspar, 2 — spinodal breakdown of the alkali felspar solid solution, generation of cryptoperthite with λ_0 initial periodicity according to the $(\bar{6}01)$ plane, 3 — primary granulation of cryptoperthite with the generation of λ_1 primary periodicity, 4 — course of phase boundary between plagioclase and K-felspar phases acquiring undulous shape, 5 — rotation of the phase boundary into diagonal position along $(\bar{6}61)$ plane, 6 — unification of K-felspar lamellae, the plagioclase phase composing inlets, 7 — thinning and thickening of diagonal lamellae, 8 — deuteric granulation and microperthite generation with λ_2 secondary periodicity.

šošovky v ortoklase (oblasť 3, 3a, 3b na obr. 1, stupeň 2, 3 na obr.2).

Hranica medzi plagioklasovou a K-živcovou fázou tvorenou intermediárnym mikroklínom má vlnitý priebeh (oblasť 2 na obr. 1; stupeň 4 na obr. 2).

Hranica medzi plagioklasovou a K-živcovou fázou (maximálny mikroklín) nadobúda diagonálny priebeh podľa $(\bar{6}61)$, pričom sa mikroklínové lamely môžu spájať, až vzniká ostrovčeková štruktúra (oblasť 1 na obr. 1, stupeň 5, 6 na obr. 2).

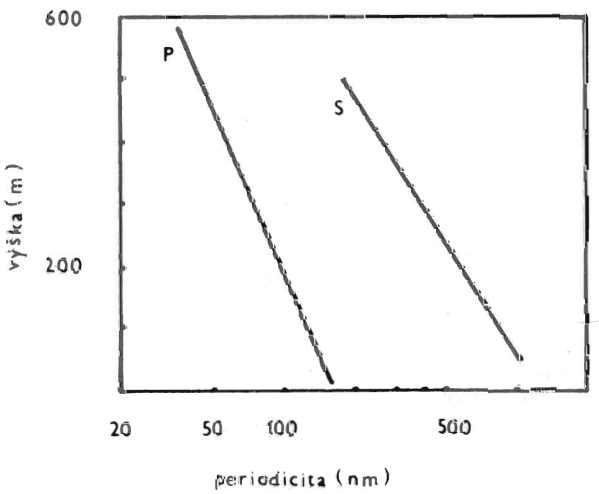
Ako vyplýva z predchádzajúceho, v štruktúrach rozpadu tuhých roztokov alkalických živcov sa periodicky striedajú plagioklasová a K-živcová fáza. Pritom práve hodnota periódy lambda (λ) je tým parametrom, ktorý meriame a ktorý nám kvantitatívne charakterizuje danú štruktúru rozpadu. V rámci λ však musíme rozlišovať: λ_0 — iniciálnu periodicitu, λ_1 — primárnu periodicitu a λ_2 — sekundárnu periodicitu (obr. 2).

Iniciálna periodicita s veľkosťou periódy λ_0 je charakteristická pre ten stupeň rozpadu tuhého roztoku alkalického živca, ktorý nastáva spinodálnym rozpadom (stupeň 2 na obr. 2). V dôsledku primárneho zrnenia štruktúry rozpadu nastáva aj zväčšenie periódy λ medzi plagioklasovou a K-živcovou fázou a štruktúra nadobúda primárnu periodicitu λ_1 (stupeň 3 na obr. 2).

Podľa Browna a Parsonsa (1984) je veľkosť primár-

nej periodicity λ_1, ktorá je pomocou TEM merateľná, priamo úmerná veľkosti iniciálnej periodicity λ_0, pričom λ_0 je podľa Hustona et al. (1966) in Brown et al. (1984) nepriamo úmerná 1/6 rýchlosti chladnutia. Okrem primárneho zrnenia na úrovni kryptoperthitu nastáva v ďalšom vývoji štruktúry rozpadu tuhého roztoku alkalického živca sekundárne zrnenie, ktoré spôsobí vznik mikroperthitu so sekundárnou periodicitou λ_2 (stupeň 8 na obr. 2). Tento mikroperthit je už pozorovateľný pod mikroskopom. Podľa Browna et al. (1983) aj táto sekundárna periodicita vykazuje podobnú, ale menej dobre definovanú závislosť od rýchlosti chladnutia. Na obr. 3 vidíme, ako sa mení veľkosť λ_1 a λ_2 v oválnom pni syenitu Klokken vo vzdialenosti od jeho povrchu smerom do hĺbky (l. c.).

Okrem primárneho a sekundárneho zrnenia sa u štruktúr rozpadu tuhých roztokov alkalických živcov stretávame aj s katastrofickým zrnením („catastrophic coarsening"; Parsons, 1978), ktoré vzniká v hydrotermálnom (deuterickom) štádiu v dôsledku interakcie živca s hydrotermálnym fluidom. Pri tejto interakcii sa v podstate mení iba zrnitosť a pravidelnosť exsolučnej štruktúry, ktorá sa takto stáva hrubozrnnejšou a nepravidelnou. Toto zrnenie (deuterická exsolúcia) je veľmi často sprevádzané zakalením, zreteľným pri mikroskopickom pozorovaní takto rozpadnutých alkalických živcov (turbidity). Zakalené živce sú opticky nehomogénne s množstvom inklúzií, tvoria nepravidelný hrubší mikroperthit až perthit. Toto štádium rozpadu tuhého živcového roztoku nie je vhodné pre TEM výskum termálnej histórie, pretože veličiny λ_1 a λ_2 už nemožno spoľahlivo sledovať, lebo sú čiastočne, resp. úplne porušené.

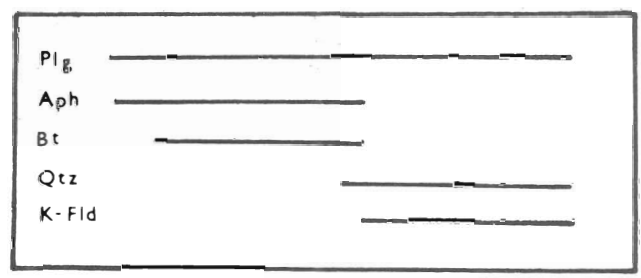


Obr. 3. Diagram zobrazujúci závislosť lamelárnej periodicity (P — primárnej λ_1, S — sekundárnej λ_2) v mikro-, resp. kryptoperthitoch alkalických živcov od výšky Klokken intrúzie syenitu (podľa Browna et al., 1983, upravené). Výška 600 m označuje vrch a 0 m spodok skúmanej časti intrúzie Klokken na dostupné pozorovanie.

Fig. 3. Relation between lamelar periodicity in microperthite and cryptoperthite of alkali felspar in respect of the depth of Klokken syenite intrusion (modified after Brown et al., 1983). P — primary λ_1, S — secondary λ_2, 600 m — top of the Klokken syenite intrusion, 0 m — bottom of the accessible part of the Klokken syenite intrusion.

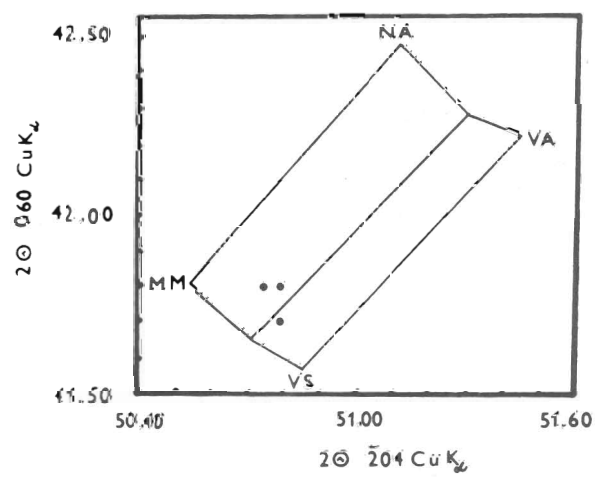
Charakteristika K-živcov z granodioritu HŠIK

Ak chceme študovať štruktúry rozpadu tuhých roztokov alkalických živcov z hľadiska ich využitia ako indikátora termálnej histórie intrúzie obsahujúcej tieto živce, nutne potrebujeme elektrónový mikroskop. Najväčším problémom však zostáva príprava preparátov vhodných pre TEM štúdium (p. napr. prácu Wenk et al., 1976). Môžeme ich získať metódou



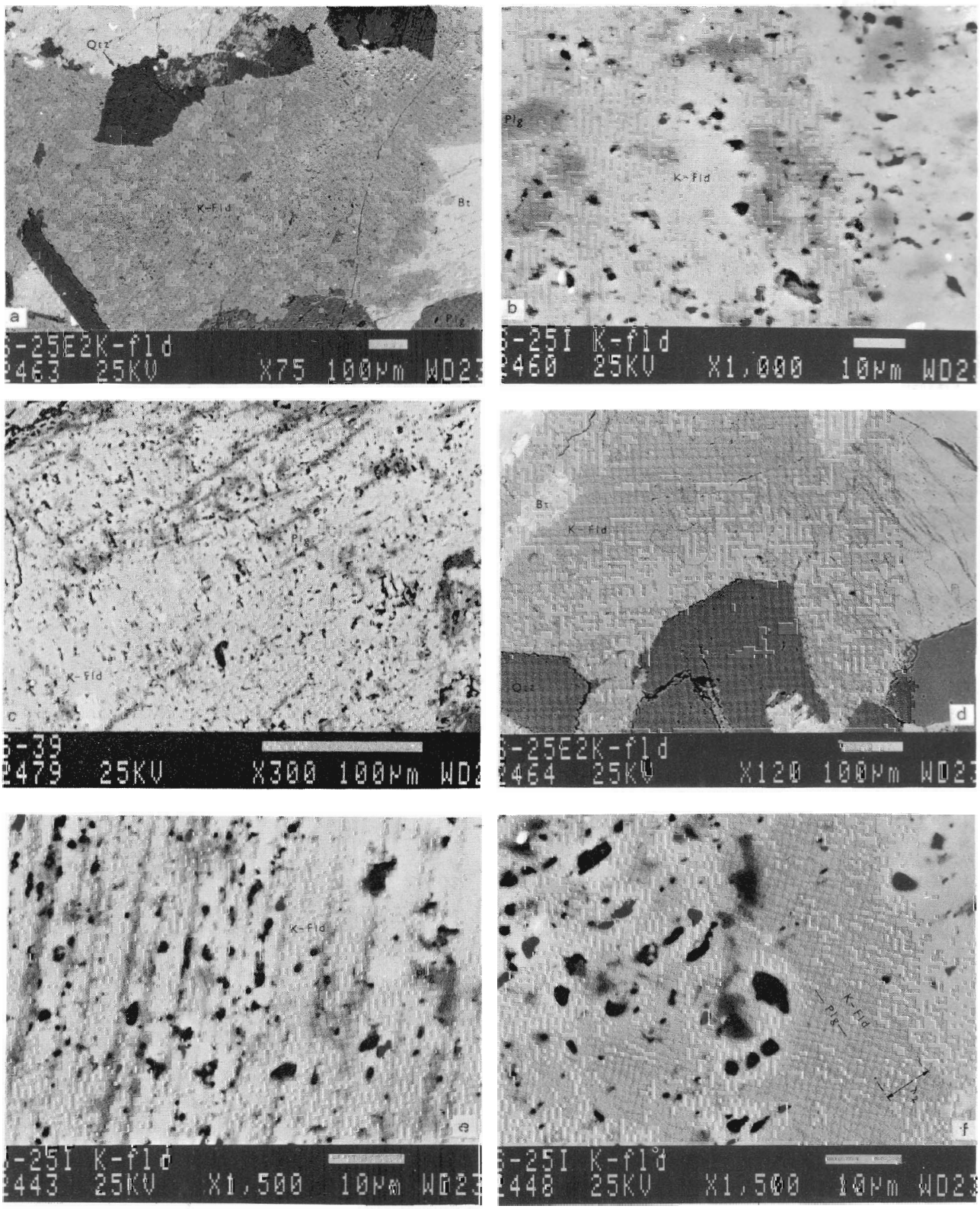
Obr. 4. Schematické znázornenie kryštalizačnej sukcesie Plg — plagioklasu, Aph — amfibolu, Bt — biotitu, Qtz — kremeňa a K-Fld — K-živca v granodiorite HŠIK.

Fig. 4. Scheme of crystallisation sequence of Plg — plagioclase, Aph — hornblend, Bt — biotite, Qtz — quartz, K-fld — K-felspar in granodiorite of the Hodruša-Štiavnica intrusive complex.



Obr. 5. Diagram 2 θ (2̄04 — 2 θ (060) podľa Wrighta (1968) s vyznačením projekčných bodov K-živcov z granodioritu HŠIK. VS — vysoký sanidín, MM — maximálny mikroklín, VA — vysoký albit, NA — nízky albit.

Fig. 5. Diagrammatic plot of 2 θ (2̄04) and 2 θ (060) according to Wright (1968) indicating projection points of K-felspar from granodiorite of the Hodruša-Štiavnica intrusive complex. VS — high sanidine, MM — maximal microcline, VA — high albite, NA — low albite.



Obr. 6. Mikrografy K-živcov z granodioritu HŠIK. a — mikrograf 2463, b — 2460, c — 2497, d — 2464, e — 2443, f — 2448, K-Fld — K-živec, Bt — biotit, Qtz — kremeň, Plg — plagioklas, λ_2 — sekundárna periodicita.

Fig. 6. Micrographs of K-felspar from granodiorite of the Hodruša-Štiavnica intrusive complex. a — micrograph 2463, b — 2460, c — 2479, d — 2464, e — 2443, f — 2448, K — Fd — K-felspar, Bt — biotite, Qtz — quartz, Plg — plagioclase, λ_2 — secondary periodicity.

chemického leptania alebo stenčovaním pomocou bombardovania iónmi, resp. atómami v špeciálnych prístrojoch (napr. Mark 2, FAB 406 TS a pod.). Doterajšie naše snahy pripraviť vhodné preparáty pomocou chemického leptania neboli celkom úspešné. V súčasnosti sa o podobné snažíme práve za pomoci prístroja FAB 406 TS.

Na štúdium pomocou TEM je nevyhnutným predpokladom detailný optický výskum danej minerálnej fázy, a to z hľadiska správneho výberu vzoriek, ako aj z hľadiska ich následnej petrologickej interpretácie. Uvádzame základné údaje o K-živcoch z granodioritu HŠIK doplnené výsledkami chemických analýz a rtg difrakcie:

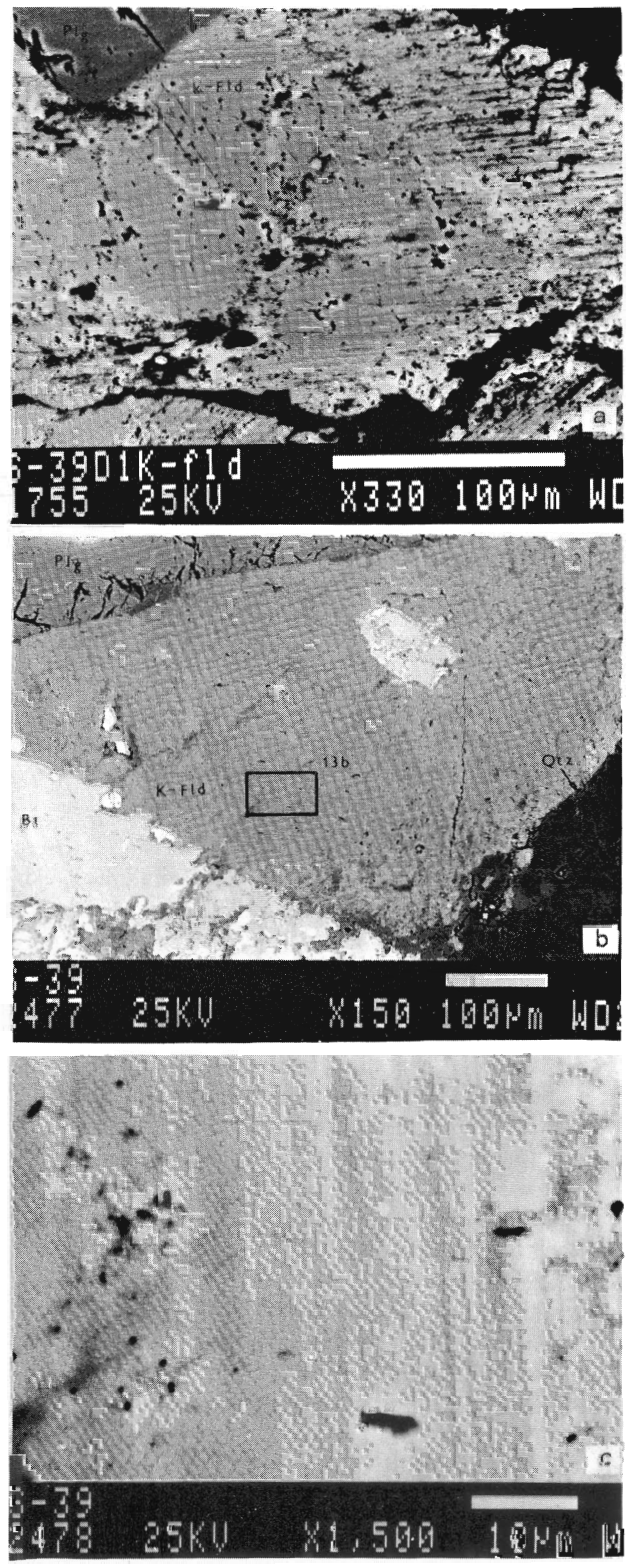
K-živce nachádzajúce sa v granodiorite HŠIK tvoria alotriomorfné zrná s veľkosťou od 0,2 do 5 mm, ktoré spolu s alotriomorfným kremeňom vypĺňajú priestory medzi výrastlicami prv vykryštalizovaných minerálov (amfibol, biotit, plagioklas), resp. vypĺňajú zálivy vzniknuté resorpciou hlavne amfibolu a biotitu. Väčšie zrná K-živca majú poikilitický charakter a uzatvárajú plagioklas, kremeň, amfibol, biotit a akcesórie (Fe-Ti oxidy, apatit). Postavenie K-živcov v kryštalizačnej sukcesii granodioritu HŠIK je zrejmé z obr. 4, bližšie sa ním zaoberal Šulgan (1986). K-živec miestami vytvára mikrografické prerastlice s kremeňom. K charakteristickým znakom tejto minerálnej fázy v granodiorite HŠIK patrí zakalenie, ktoré pozoroval už Šalát (1954). Zakalený K-živec je neho-

TAB. I

Silikátové chemické analýzy K-živcov z granodioritu HŠIK
Whole rock chemical composition of K-felspars of granodiorite in the Hodruša-Štiavnica intrusive complex

	K-živec z granodioritu HŠIK				
	GRŠ-1	GRŠ-2	GRŠ-3	GRŠ-4	GRŠ-5
	Koncentrácia oxidov (hmot. %)				
SiO_2	63,05	65,24	64,56	65,10	66,80
TiO_2	0,06	0,06	0,04	0,05	0,04
Al_2O_3	18,00	17,30	17,56	17,51	16,77
Fe_2O_3	0,61	0,34	0,42	0,32	0,31
FeO	0,27	0,12	0,13	0,17	0,25
MnO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
CaO	1,96	2,26	2,96	2,18	2,26
MgO	0,29	0,16	0,21	0,29	0,40
K_2O	10,36	9,37	8,42	8,85	8,64
Na_2O	2,36	2,75	3,25	2,30	2,30
P_2O_5	0,14	0,13	0,06	0,16	0,15
H_2O	0,88	0,44	1,06	0,52	0,74
H_2O^+	1,90	1,74	1,40	2,42	1,20
Suma	99,90	99,92	100,09	99,94	99,84
Ab %	21,96	25,89	29,90	23,60	23,85
Or %	67,34	61,59	54,09	63,29	62,39
An %	10,70	12,51	16,00	13,10	13,75

GRŠ-1, 2, 3, 4, 5 — označenie vzoriek



Obr. 7. Mikrografy K-živcov z granodioritu HŠIK. a — mikrograf 1755, b — 2477, c — 2478, K-Fld — K-živec, Bt — biotit, Plg — plagioklas, Qtz — kremeň.

Fig. 7. Micrographs of K-felspar from granodiorite of the Hodruša-Štiavnica intrusive complex. a — micrograph 1755, b — 2477, c — 2478, K-Fld — K-felspar, Bt — biotite, Plg — plagioclase, Qtz — quartz.

TAB. 2

Bodové chemické analýzy na Or a Ab bohatej fázy mikroperthitických výrastlíc K-živcov z granodioritu HŠIK (vzorka GRŠ-1) vyhotovené pomocou Edaxu

Point chemical analyses of Or-rich and Ab-rich phase of microperthite in K-felspar phenocrysts of granodiorite of the Hodruša — Štiavnica intrusive complex (EDAX)

Koncentrácia oxidov (hmot. %)											
SiO_2	66,27	65,33	66,17	66,44	66,23	69,63	69,60	69,90	64,79	65,34	71,12	66,03
Al_2O_3	17,10	17,12	17,06	17,28	17,18	19,70	19,06	19,26	17,90	17,94	19,66	18,37
K_2O	10,60	17,05	15,22	14,74	14,74	9,26	10,93	10,04	15,93	15,95	0,25	13,59
Na_2O	3,76	0,51	1,46	1,54	1,65	1,22	0,22	0,62	0,50	0,56	8,17	1,67
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,51	0,31
Ab%	33,69	4,12	12,04	12,99	13,91	15,95	2,74	8,12	4,39	4,84	94,55	14,74
Or%	66,31	95,87	87,95	87,07	87,07	84,05	97,26	91,88	95,60	95,16	2,04	83,66
An%	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,41	1,59
SiO_2	66,60	65,19	66,32	71,36	71,12	65,68	66,38	65,58	65,25	63,51	70,45	
Al_2O_3	18,08	18,42	18,34	19,79	19,55	18,11	17,96	17,72	18,28	18,22	20,37	
K_2O	13,65	15,80	13,95	0,32	0,62	15,53	14,43	15,96	15,58	11,59	1,07	
Na_2O	1,53	0,43	1,36	8,14	8,42	0,68	1,23	0,74	0,71	2,37	7,43	
CaO	—	—	—	0,35	0,29	—	—	—	—	—	0,45	
Ab%	13,88	3,76	12,14	95,05	93,33	5,85	10,84	6,23	6,16	22,66	88,10	
Or%	86,12	96,24	87,35	2,55	4,75	94,19	86,15	93,76	93,83	77,33	8,78	
An%	—	—	—	2,39	1,92	—	—	—	—	—	3,11	

mogénny, obsahuje drobné inklúzie, škvrny a lamely plagioklasového zloženia. Pritom toto zakalenie postihuje buď celé zrná alebo iba ich niektoré časti. Tie časti zŕn K-živca, ktoré nie sú zakalené, sú opticky homogénne a hodnota ich uhla 2V (meraná 3-osovým fjodorovým stolíkom) je oveľa nižšia (až 35 °) než hodnota uhla nehomogénnych — zakalených častí (až 74 °). Celkové chemické zloženie K-živcovej fázy z granodioritu HŠIK je v tab. 1, obr. 1; Analýzy plagioklasovej a K-živcovej fázy v rozpadnutom tuhom roztoku živca (EDAX) sú v tab. 2, obr. 1.

Celkové chemické analýzy K-živcov, projekčné body ktorých ležia okolo hranice existencie tuhého živcového roztoku (obr. 1), vykazujú vyšší obsah vápnika v porovnaní s analýzami samostatných fáz (plagioklasovej a K-živcovej) zhotovenými na Edaxe. Príčinou sú pravdepodobne vrastlice, ktoré K-živec poikiliticky uzatvára.

Stupeň štruktúrnej usporiadanosti K-živcov bol určený pomocou práškovej rtg difrakcie, aplikáciou trojvrcholovej metódy Wrighta (1968), v ktorej zmeraním hodnôt 2θ pre roviny (060), ($\bar{2}$04), ($\bar{2}$01) a ich vynesením do príslušného grafu určíme štruktúrny stav K-živca (obr. 5). Projekčné body K-živcov z granodioritu HŠIK spadajú do oblasti ortoklasu.

Na základe doteraz zistených faktov (optický výskum mikroskopom a scannom, štúdium chemického zloženia z celého objemu výrastlíc K-živcov aj z jednotlivých fáz rozpadnutého tuhého roztoku pomocou Edaxu, štúdium štruktúrneho stavu práškovou rtg difrakciou) a poznatkov z výskumov danej problematiky v zahraničí môžeme vytvoriť nasledujúcu schému vývoja tuhého roztoku K-živca v granodiorite HŠIK: 1. vznik homogénneho K-živca, 2. spinodálny rozpad homogénneho K-živca na kryptoperthit s iniciálnou periodicitou λ_0, 3. primárne zozrnenie kryptoperthitu (vznik primárnej periodicity λ_1), 4. sekundárne zozrnenie (vznik mikroperthitu so sekundárnou periodicitou λ_2), 5. katastrofické zozrnenie (vznik hrubšieho mikroperthitu).

Optickým výskumom (mikroskopom, scannom) môžeme v tuhom roztoku rozlišovať rozpadom vzniknuté fázy až od bodu 4 (4, 5). Periódy λ_0 resp. λ_1 nie sme schopní pozorovať a živec sa nám v tomto prípade bude javiť ako homogénny, nerozpadnutý. Katastrofické zozrnenie spôsobené deuterickou exsolúciou, prejavujúce sa zakalením živca, môže postihnúť:

— celý objem zrna K-živca (obr. 6a), čím sa rozruší predchádzajúce štruktúrne znaky λ_1, λ_2; takýto živec je nehomogénny s chaotickým rozmiestnením odmiešanej plagioklasovej fázy škvrnitého tvaru (obr. 6b), resp. vznikajú tenké vlákna, zložením blízke albitu (obr. 6c);

— iba určitú časť z objemu zrna K-živca; v takomto zrne teda zostanú relikty so zachovanou predchádzajúcou štruktúrou (obr. 6d), pričom v týchto reliktoch: 1. dochádza k lokálnemu zhrubnutiu paralel-

ných lamiel plagioklasového zloženia (obr. 6e), 2. nedochádza k tomuto zhrubnutiu a lamely plagioklasového zloženia zreteľne vyjadrujú sekundárnu periodicitu λ_2 (obr. 6f);

— iba okrajové časti zŕn K-živca, pričom nastáva (obr. 7a), resp. nenastáva (obr. 7b, c) zhrubnutie plagioklasových lamiel so sekundárnou periodicitou.

Nami získané poznatky o chemickom zložení, stupni štruktúrneho usporiadania a o charaktere štruktúr rozpadu tuhého roztoku K-živca sú v súlade s poznatkami uvedenými v diagrame na obr. 1.

Záver

Už pri optickom výskume K-živcov z granodioritu HŠIK vyvstávajú problémy, ktoré by sa za pomoci TEM mali v blízkej budúcnosti riešiť. Treba objasniť:

1. charakter kryptoperthitov a vzťah medzi λ_1 a λ_2;
2. vzťah medzi sekundárnym a katastrofickým zozrnením;
3. či koherentná exsolúcia tuhého roztoku K-živca nastala spinodálnym rozpadom alebo nukleáciou, a to vzhľadom na poznatok, že o mechanizme spinodálneho rozpadu môžeme uvažovať pri K-živcoch s obsahom Or_{20-60}, kým K-živce s Or_{70} sa rozpadávajú mechanizmom nukleácie (Willaime et al., 1976); chemické zloženie K-živcov z granodioritu HŠIK je práve na tomto rozhraní — Or_{61-73};
4. závislosť λ_1, λ_2 od rýchlosti chladnutia a vypočítať túto rýchlosť pre intrúziu granodioritu HŠIK; v telese granodioritu HŠIK možno pozorovať, že smerom od jeho povrchu do hĺbky vzrastá hodnota sekundárnej periodicity λ_2 (obr. 7c, 6f), čo je v súlade s poznatkami z pňovitej intrúzie syenitu Klokken (Brown, Parsons, 1983).

Uvedená práca vznikla v rámci úlohy II-4-4/07 ŠPZV. Chemické analýzy K-živcov vykonal Walzel z GÚ CGV SAV Bratislava, analýzy jednotlivých fáz v rozpadnutom tuhom roztoku K-živca na Edaxe CLEM Bratislava, rtg difrakciu Vilinovičová a Toman z GÚ CGV SAV Bratislava. Mikrografy K-živcov zhotovil Caňo z GÚDŠ Bratislava na prístroji Jeol JSM-840.

Literatúra

Brown, W. L., Becker, S. M., Parsons, I. 1983: Cryptoperthite and cooling rate in a leyared syenite pluton: a chemical and TEM study. *Contr. Mineral. Petrology, 82, 13—25.*

Brown, W. L., Parsons, I. 1983: Nucleation on perthite-perthite boundaries and exsolution mechanisms in alkali feldspars. *Phys. Chem. Miner., 10, 55—61.*

Brown, W. L., Parsons, I. 1984: Exsolution and coarsening mechanisms and kinetics in an ordered cryptoperthite series. *Contr. Mineral. Petrology, 86, 3—18.*

Chrisfottersen, R., Schedl, A. 1980: Microstructure and thermal history of cryptoperthites in a dyke from Big Bend, Texas. *Amer. Mineralogist, 65, 444—448.*

Goldsmith, J. R., Newton, R. C. 1974: An experimental determination of the alkali feldspar solvus. *In: The feldspars. Ed. W. S. MacKenzie, J. Zussman. Manchester University Press, 337—359.*

Johannes, W. 1978: Melting of plagioklase in the system Ab-An-H_2O and Qz-Ab-An-H_2O at $PH_2O = 5$ kbars, an equilibrium problem. *Contr. Mineral. Petrology, 66, 259—303.*

Johannes, W. 1980: Metastable melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H_2O. *Contr. Mineral. Petrology, 72, 73—70.*

Konečný, V., Lexa, J., Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 203.*

Parsons, I. 1978: Feldspars and fluids in cooling plutons. *Mineral. Mag., 42, 1—17.*

Parsons, I., Brown, W. L. 1984: Feldspars and the thermal history of the igneous rocks. *In: Feldspars and feldspathoids. Ed. W. L. Brown. D. Reidel Publishing Company, 317—371.*

Smith, P., Parsons, I. 1974: The alkali-feldspar solvus at 1 kilobar water-vapour pressure. *Mineral. Mag., 39, 747—767.*

Šalát, J. 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. *Geol. Práce, Zoš., 39, 55—99.*

Šulgan, M. 1986: Petrológia granodioritu hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu z hľadiska možnej rudonosnosti. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Banská Bystrica, 194 s.*

Wenk, H. R. et al. 1976: Electron microscopy in mineralogy. *Berlin, Springer — Verlag, 539 s.*

Willaime, C., Brown, W. L., Gandais, M. 1976: Physical aspects of exsolution in natural alkali feldspars. *In: Electron microscopy in mineralogy. Eds. H. R. Wenk et al. Berlin, Springer — Verlag, 248—257.*

Wright, T. L. 1968: X-ray and optical study of alkali feldspars: II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2 θ value for three reflections. *Amer. Mineralogist, 53, 88—104.*

Yund, R. A., Chapple, W. M. 1980: Thermal histories of two lava flows estimated from cryptoperthite lamellar spacings. *Amer. Mineralogist, 65, 438—443.*

Yund, R. A., Tullis, J. 1983: Strained cell parameters for coherent lamellae in alkali feldspars and iron-free pyroxenes. *Neu. Jb. Mineral., Mh., 22, 1—34.*

ZO ŽIVOTA SGS

J. Kříž, J. Pevný: **Grand Canyon — defilé 700 miliónmi rokov histórie našej planéty** (Bratislava 13. 10. 1988)

V prednáške bohato ilustrovanej temer dvesto farebnými diapozitívmi sa prítomní oboznámili s vývojom spodno- a vrchnopaleozoických súvrství, triasových a vrchnokriedových útvarov stredozápadu Severnej Ameriky. Autor vysvetlil geologické a stratigrafické pomery vrchnokriedových súvrství v Mesa Verde a demonštroval fosílie v nich zachované. Uviedol charakteristický aridný vývoj kontinentálnych súvrství Chinley Formation v oblasti Pointed Desert. Pre prítomných paleontológov i sedimentológov bola veľmi zaujímavá genéza prekremenenia fosílnych kmeňov v Petrified Forest National Monument. Zaujal i výklad vzniku a štruktúry arizonského Beringerovho meteorického krátera, i porovnanie jeho vzhľadu a stavby s vulkanickými útvarmi na území Sun Set Crater. Pre stratigrafov užitočné bolo sledovať vývoj triasových súvrství v širšej oblasti Grand Canyonu. Vyvrcholením exposé bolo podrobné zoznámenie sa s geologickým profilom pozdĺž cesty v Bright Angel Canyone, v kaňone Malého Colorada a v širšom okolí Phantom Ranch v Národnom parku Grand Canyon.

Prednášku J. Kříža doplnil J. Pevný snímkami niektorých geologických a turistických zaujímavostí z tohto národného parku USA.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 85—87

Nález vivianitu vo vrte HR—Zl na lokalite Hrušky pri Hodoníne

ROMAN BRICHTA[1], IGOR BROSKA[2]

[1] Naftoprojekt, Mlynské Nivy 46, 825 05 Bratislava
[2] Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Doručené 17. 11. 1987, revidovaná verzia doručená 13. 4. 1988)

Occurrence of vivianite from the borehole HR-Zl at the Hrušky locality near Hodonín, Southern Moravia

A sample of diagenetically altered quartzy sand was found in sandy filter in the borehole HR-Zl at depth interval ranging from 1260 to 1269 m. It was stated optically that the carbonate cement has been formed during diagenesis. Secondary vivianite $Fe_3(PO_4)_2 . 8 H_2O$ was determined in this cement. The generation of vivianite in the cement was caused by hexametaphosphate contained in completation fluid used for technical operations in the borehole in 1979. Vivianite was formed under reduction conditions and in basic environment by the effect of hydrocarbonate anions HCO_3^- and Fe^{2+}.

Úvod

Pri obvrtávaní pieskového filtra vrtu HR-Zl, v súčasnosti fungujúceho ako zásobník plynu, sa na lokalite Hrušky pri Hodoníne z hĺbkového intervalu 1260—1269 m získala vzorka diageneticky spevneného pieskového filtra. Pieskový filter, pôvodne triedený kremenný piesok, mal zaručovať izoláciu sondy od kolektorskej horniny pri súčasne dobrej priechodnosti plynu do sondy. Inkrustácia kremenného piesku spôsobila technologické ťažkosti pri ťažbe plynu, a tak bolo treba hľadať príčiny tvorby tmelu.

Základné údaje o vrte

Vrt HR-Zl je situovaný v južnej časti ložiska Hrušky a v súčasnosti slúži ako vtlačno-odberová sonda pre podzemný zásobník plynu. Sonda je perforovaná v intervale 1237,5—1269 m, čo stratigraficky zodpovedá 12.—14. sarmatskému horizontu. Samotný filtračný piesok sa nachádza v hĺbkovom intervale 1215,13—1275 m. Použité kremenné zrná, tvoriace filtračnú bariéru, mali priemer 0,6—1,25 mm.

Teplota v ložisku dosahuje 46 °C a tlak v závislosti od množstva plynu v podzemnom zásobníku kolíše od 5—14,5 MPa. Kolektorskú horninu tvorí sivý spevnený slienitý íl s popraškami svetlošedého jemnozrnného piesku. Treba poznamenať, že litofaciálna náplň 12.—14. sarmatského horizontu je vo vertikálnom aj v horizontálnom smere značne rôznorodá.

Charakteristika tmelu a vivianitu

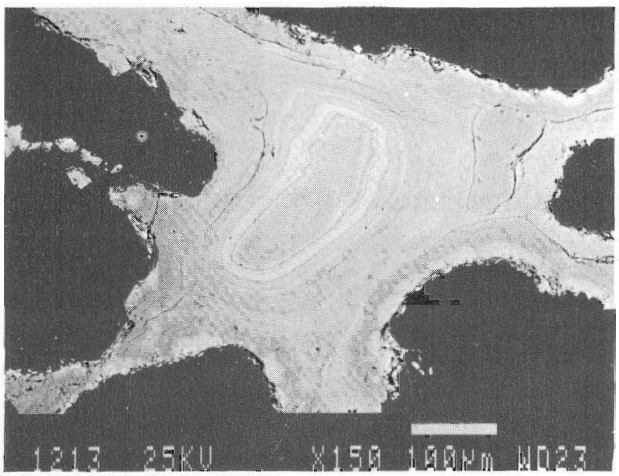
Inkrust, pevne spájajúci jednotlivé kremenné zrnká, je karbonátovej povahy. Predstavuje asi 20 % objemu pieskového filtra a zaberá asi 50 % pôvodne voľného intergranulárneho priestoru.

V procese vzniku karbonátovej inkrustácie sa dajú odlíšiť dve etapy. V staršej etape sa okolo kremenných zŕn koncentroval metakoloidný karbonát, v ktorom mikrosondová analýza preukázala 41,91 % CaO, 9,89 % FeO a 2,1 % MnO (obr. 1). V mladšej etape tvorby inkrustácií sa vytváral kvantitatívne menej významný mikrokryštalický karbonát v asociácii s vivianitom, bez prímesí železa a mangánu (obr. 2).

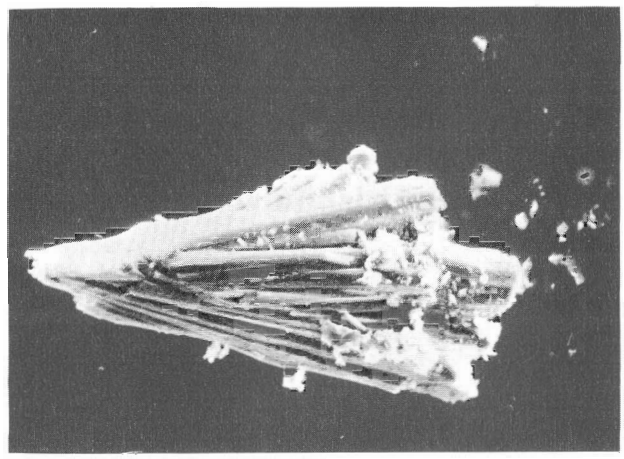
Vivianit sa nachádza v dutinách tvorených metakoloidným karbonátom. Tvorí stĺpčekovité, radiálne lúčovité kryštály (obr. 3, 4) s dĺžkou maximálne 0,3 mm. Je sýtomodrý, miestami svetlomodrý až bezfarebný. Medzi prstami sa ľahko rozsýpa.

Doterajšie nálezy vivianitu na Slovensku

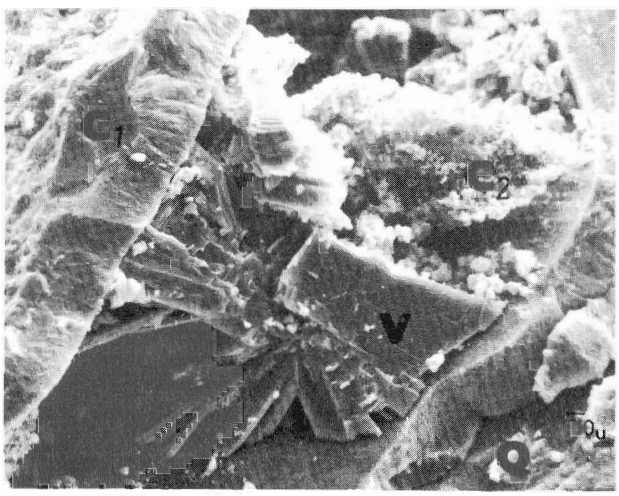
Podľa Herčka (1984) prvý výskyt vivianitu na Slovensku zaznamenal Zsivny v Bani Lucia, výskyt v Dobšinej, Ponikách a Ardove opísal Koděra. Nálezom vivianitu v košickej štrkovej formácii na lokalite Baška sa zaoberal Dobra (1971), výskytom v kvartérnych sedimentoch Východoslovenskej nížiny (na lokalite Ruská) zas Dobra a Ďuďa (1976).



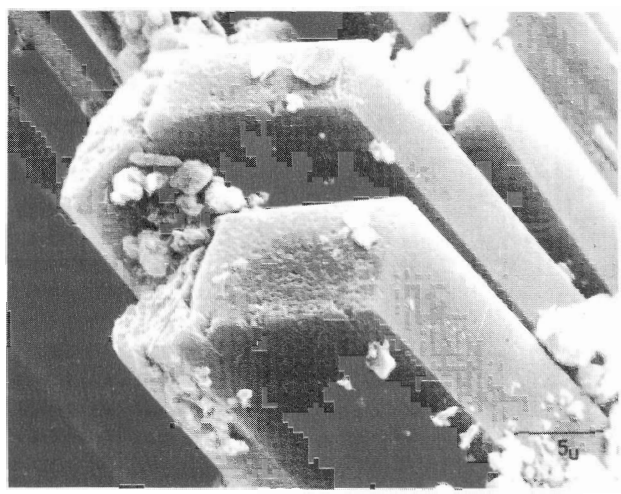
Obr 1 Kompozícia karbonátového tmelu v kremennom filtri.
Fig 1 Composition of carbonate cement the quartzy filter



Obr 3 Kryštály vivianitu tvoria radiálne lúčovité agregáty. Zv. 350 ×
Fig. 3. Vivianite crystals form radial aggregates. Magn. x350.



Obr. 2. Paragenéza minerálov v stmelenom pieskovom filtri. Metakoloidný karbonát (C_1) obaľuje zrná kremeňa pieskového filtra (Q). Vivianit (V) spolu s mikrokryštalickým karbonátom (C_2) vypĺňa dutiny po metakoloidnom karbonáte.
Fig. 2. Paragenesis of minerals in cemented sandy filter. Metacolloidal carbonate (C_1) covers quartz grains of sandy filter (Q). Vivianite (V) with microcrystalline carbonate (C_2) fill interstices after metacolloidal carbonate.



Obr. 4 Morfológia vivianitu na lokalite Hrušky. Drobné kryštáliky na vivianite predstavujú karbonát, ktorý rástol kontinuálne s vivianitom.
Fig. 4 Morphology of vivianite in Hrušky locality. Small crystals on vivianite represent carbonate growing continually with vivianite

Metódy určenia vivianitu

Vivianit bol identifikovaný mikroskopicky, rtg difrakčným záznamom a na EDAX-e.

Vivianit v polarizovanom svetle vykazuje obyčajne silný pleochroizmus. Podľa n_α je atramentovomodrý, podľa ostatných smerov je takmer bezfarebný. Vivianit šikmo zháša $\gamma/c = 28$ °. Maximálny obsah vivianitu vo výbruse bol 4 obj. %.

Röntgenometrická analýza vivianitu sa robila na prístroji firmy Philips. Použilo sa žiarenie CuK_α, rýchlosť otáčania bola 2 °/min, žeravenie 40 kV, 20 mA. Údaje boli vyhodnotené podľa Selected powder difraction data for minerals (Philadelphia, 1974, 3—70). Hodnoty d sú v 10^{-10} m. Výsledky merania udávame v tab. 1.

Vivianit bol kvalitatívne analyzovaný a potvrdený na rtg energodisperznom analyzátore EDAX.

Genéza vivianitu

Pri skúmaní vzorky spevneného filtračného piesku, kolektorskej horniny, ako aj technologických a prevádzkových podmienok vo vrte sme došli k záveru, že

TAB. 1
Rtg difrakčný záznam vivianitu z lokality Hrušky
X-ray diffraction record of vivianite from Hrušky locality.

hkl	d_{tab}	I_{tab}	d_{mer}	I_{mer}
110	8,00	27	7,90	30
020	6,80	100	6,66	100
200	4,91	40	4,87	50
001	4,50	13	4,55	5
$\bar{1}11$	4,32	4	4,27	5
$\bar{1}30$	4,01	13	4,06	30
$\bar{2}01$	3,84	40	3,83	5
$\bar{1}11$	3,65	5	3,75	5
$\bar{2}21$	3,33	3	3,35	50
$\bar{1}31$	3,20	53	3,21	10
			3,16	10
201	2,97	67	2,97	10
			2,94	10
			2,82	5
			2,76	10
041	2,71	67	2,72	10
			2,70	10
330	2,64	8	2,64	20
			2,59	5
			2,53	10
$\bar{2}41$	2,52	33	2,52	10
			2,49	5
			2,44	5
400	2,42	40	2,42	5
			2,39	5
	2,31	27	2,32	10
	2,23	20	2,23	5
	2,19	20	2,19	5
	2,07	23	2,08	20
	2,01	8	2,01	15
	1,96	8	1,96	5

Údaje možno porovnať so záznamami vivianitu z viacerých lokalít vo svete (podľa Sameshima et al., 1985) a na Slovensku s lokalitou Ruská (podľa Dobru a Ďuďu, 1976). Analytik Toman.

hlavnou príčinou vzniku vivianitu bola prítomnosť hexametafosfátu $(NaPO_3)_6$ v kompletačnej kvapaline použitej pri technických operáciách na sonde v roku 1979.

Známou vlastnosťou hexametafosfátu je schopnosť viazať z roztoku katióny Ca^{2+} a blokovať tak ich zrážanie. Katióny tým pôsobia vlastne ako inhibítory vzniku inkrustácií. Z týchto dôvodov bol hexametafosfát aplikovaný do vrtu HR-Zl.

Predpokladáme, že hexametafosfát ako súčasť kvapaliny sa dostal do horninového prostredia, kde postupne dochádzalo k jeho hydrolýze na ortofosforečnan, ktorého inhibičný účinok na tvorbu karbonátu je podstatne slabší (Yan, 1980).

Vychádzajúc z nami zistenej paragenézy minerálov (obr. 2), predpokladáme, že značné presýtenie ložiskovej vody (adsorbovanej, kapilárnej) katiónmi Ca^{2+} v dôsledku kyselinovania a postupné znižovanie P_{CO_2} v dôsledku ťažby viedlo k pomerne rýchlemu vyzrážavaniu metakoloidného karbonátu s prímesami Fe^{2+} a Mn^{2+} v spodnej časti sondy. Reagenty kyselinovania (Fe^{2+}, PO_4^{3-}, Mn^{2+}) zatlačené prúdom plynu hlboko do ložiska sa pri ťažbe postupne dostávali do bezprostrednej blízkosti sondy, kde vo vodnom prostredí s dostatočnou koncentráciou iónov Ca^{2+}, HCO_3^- dochádzalo podľa reakcie

$$Ca^{2+} + 2\,HPO_4^- + 3\,Fe^{2+} + HCO_3^- 8\,H_2O \rightarrow$$
$$\rightarrow Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8\,H_2O + CaCO_3 + 3\,H^+$$

ku kryštalizácii vivianitu spolu s karbonátom.

Karbonát vznikajúci v paragenéze s vivianitom je mikrokryštalickej povahy a neobsahuje žiadne prímesi železa a mangánu, pretože ich spotreboval rastúci vivianit. Obsah divalentných katiónov, ktoré môžu nahrádzať Fe^{2+} v mriežke vivianitu Mg^{2+}, Mn^{2+}, je podobný, ako majú recentné vivianity v sedimentoch Great Lake v Kanade (Nriagu, Dell, 1974).

Eh a pH podmienky sme určili len na základe všeobecnejších úvah, a nie na základe exaktného merania v sonde. Vychádzajúc z charakteru plynu, môžeme podmienky sondy charakterizovať ako redukčné a zo zistenej paragenézy vivianit — kalcit usudzovať, že ide o zásadité prostredie. Uvedené závery sú v zhode s literatúrou (Nriagu, 1974), v ktorej sa prostredie vzniku vivianitu charakterizuje hodnotami Eh $\leq$ O a pH v rozmedzí 6,5—11.

Záver

Autori informujú o pozoruhodnom náleze recentne vytvoreného vivianitu v prostredí plynovej sondy. Dosiahnuté výsledky potvrdzujú literárne údaje o type prostredia (pH, Eh) a ďalej rozširujú rozsah teplôt a tlakov, v ktorých je možný vznik vivianitu, čo môže mať priamy dopad na riešenie genézy vivianitu na iných lokalitách v prírodných podmienkach. Z praktického hľadiska vivianit pomáha objasniť procesy a podmienky vedúce k tvorbe karbonátového inkrustu, ktorý je bezprostrednou príčinou prevádzkových ťažkostí pri ťažbe plynu..

Literatúra

Dobra, E. 1971: Výskyty fosfátov v sedimentoch košickej štrkovej formácie. *Miner. slov., 3, 158—159.*

Dobra, E., Ďuďa, R. 1976: Výskyt vivianitu v kvartérnych sedimentoch Východoslovenskej nížiny. *Miner. slov., 8, 157—161.*

Herčko, I. 1984: Minerály Slovenska. *Bratislava, Osveta, 240 s.*

Nriagu, J. O. 1974: Stability of vivianite and ion-pair formation in the system $Fe_3(PO_4)_2 - H_3PO_4 - H_2O$. *Geochim. cosmochim. Acta, 36, 459—470.*

Nriagu, J. O., Dell, C. I. 1974: Diagenetic formation of iron phosphates in recent lake sediments. *Amer. Mineralogist, 59, 934—946*

Sameshima, T., Henderson, G. S., Black, T. M., Rodgers, K. A. 1985: X-ray diffraction studies of vivianite, metavivianite and baricite. *Mineral. Mag., 49, 81—85.*

Yan, T. Y. 1980: Calcite control in-situ uranium leaching process. *J. Petrol. Technology, 11, 2068—2074.*

ZO ŽIVOTA SGS

Seminár Kameň a kamenivo na stavebné účely

Seminár sa konal 11. októbra 1988 v Bratislave. Zorganizovala ho odborná skupina inžinierskej geológie SGS v spolupráci s odbornou skupinou pre geotechniku a dopravné stavby, pobočkou ČSVTS SvF SVŠT Bratislava a pobočkou ČSVTS pri PR štátneho podniku Doprastav v Bratislave. Seminár bol zameraný na problematiku vyhľadávania a prieskumu vhodných surovín na Slovensku, na výsledky štúdia hornín a horninových masívov z hľadiska využiteľnosti hornín Slovenska v stavebnej praxi, ako i na problematiku ťažby surovín. Seminár mal 115 účastníkov, pre ktorých bol vydaný zborník prednášok.

O výsledkoch geologického prieskumu na Slovensku informoval referát M. Vedejovej „Stav preskúmanosti surovinovej základne SSR na stavebné účely a ďalšie zámery jej rozširovania". Výsledky štúdia hornín a horninových masívov prezentovali pracovníci UK a SVŠT v Bratislave. Referát R. Holzera a A. Hyánkovej „Možnosti využitia výsledkov inžinierskogeologického výskumu hornín v stavebnej praxi" uviedol výsledky výskumnej práce v oblasti štúdia hornín a horninových masívov Slovenska. V referáte D. Čabalovej „Analýza kritérií podmieňujúcich ťažbu hornín Slovenska pre ušľachtilú a hrubú kamenársku výrobu" sa zdôraznila potreba komplexného hodnotenia kritérií podmieňujúcich ťažbu hornín a uviedli sa čiastkové výsledky štúdia vlastností hornín z hľadiska ich využiteľnosti v stavebnej praxi. Referáty K. Grünnera „Hodnotenie vplyvov klimatických podmienok na vlastnosti kameniva v konštrukcii", ako aj I. Romancovej a K. Grünnera „Technické podmienky pre používanie kameniva v cestnej praxi" analyzovali vlastnosti drveného kameniva vo vzťahu ku klimatickým, ako aj k technickým podmienkam v cestnej praxi. Referát Ľ. Drappana „Hrubá a ušľachtilá kamenárska výroba na Slovensku" hodnotil stav hrubej a ušľachtilej kamenárskej výroby z hľadiska hlavného výrobcu na Slovensku — podniku Slovenský priemysel kameňa, n. p., v Leviciach. A. Tekuš a M. Bezák vo svojej prednáške „Kameň, nenahraditeľná súčasť pamiatkovej obnovy" poukázali na nedostatky pri ťažbe surovín pre hrubú a ušľachtilú kamenársku výrobu z hľadiska potrieb súčasných i plánovaných rekonštrukčných prác historických objektov na Slovensku. Ďalšie tri referáty poskytli účastníkom seminára prehľad o súčasnom stave ťažby štrkopieskov a hornín pre drvené kamenivo, ako i o perspektíve a možnostiach rozvoja ťažby a kamenárskej výroby v rámci podnikov Západoslovenské kameňolomy a štrkopiesky, n. p., Bratislava, Stredoslovenské kameňolomy a štrkopiesky, n. p., Žilina a Východoslovenské kameňolomy a štrkopiesky, n. p., Spišská Nová Ves. Za uvedené podniky referovali A. Földes (Výroba kameniva pre stavebnú výrobu v Západoslovenskom kraji), J. Barteková (Charakteristika súčasného stavu ťažby štrkopieskov a výroby drveného kameniva v Stredoslovenskom kraji) a V. Čarnogurský (Perspektívy rozvoja výroby a ťažby drveného kameniva na východnom Slovensku v podmienkach VKŠ). J. Hladný v referáte „Možnosti používania v súčasnosti dodávaného kameniva v stavebnej praxi" vyjadril názory spotrebiteľov na súčasnú situáciu pri zabezpečovaní potrebného množstva kameniva na výrobu betónu. Poukázal na narastajúce rozpory medzi požiadavkami stavebnej praxe na sortiment a množstvo potrebných kamenárskych výrobkov a súčasnými možnosťami ťažobnej praxe a kamenárskeho priemyslu na Slovensku.

Po prednáškach odznela mimoriadne živá a bohatá diskusia, ktorá vyústila do 14 odporúčaní zo seminára, ktoré budú publikované v odbornej tlači. Seminár splnil svoj hlavný cieľ, a to:

1. zosúladenie práce vedeckovýskumných pracovísk s pracoviskami ťažobnej a stavebnej praxe,
2. vzájomné informovanie o preskúmanosti surovinovej základne SSR pre stavebné účely, o výsledkoch inžinierskogeologického výskumu pri štúdiu hornín a horninových masívov, o stave a perspektívach ťažby surovín pre stavebnú prax, ako i o názoroch spotrebiteľov kamenárskych výrobkov v stavebnej praxi.

Darina Čabalová

Mineralia slovaca, 21 (1989), 89—90

Prvý nález luzonitu na Slovensku

STANISLAV JELEŇ[1], VLADIMIR SERGEJEVIČ MALOV[2]

[1] Geoloický ústav CGV SAV, oddelenie nerastných surovín, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
[2] Institut geologiji rudnych mestoroždenij, petrologiji, mineralogiji i geochemiji, AN SSSR, Moskva

(Doručené 4. 12. 1987, revidovaná verzia doručená 21. 1. 1988)

First discovery of luzonite in Slovakia

Luzonite is described from Slovakian locality for the first time. It occurs in association with tennantite and chalkopyrite in form of small grains on the Zlatá Baňa base metals deposit. It was determined by investigation of its chemical composition using electron microprobe analyzer. It was distinguished from identical enargite by reflectance spectrum lines.

Detailným mineralogickým štúdiom podpovrchových častí ložiska Zlatá Baňa v štôlni Gemerka a Mária sa zistil zložitý minerálny charakter zrudnenia (Ďuďa et al., 1981; Kovalenker et al., 1988). Spolu s rozšíreným galenitom, sfaleritom, pyritom, arzenopyritom, markazitom a chalkopyritom sa tu identifikovalo zlato, striebro, hessit, altait, tennantit, Ag-tetraedrit, freibergit, miargyrit, Cu-miargyrit, sulfoantimonidy Cu a Pb (bournonit, boulangerit, plumozit, robinsonit, semseyit), sulfoantimonidy Cu, Pb, Ag (andorit, ramdohrit, diaforit, freieslebenit, owyheeit), antimonit, berthierit a najnovšie i luzonit, ktorého bližšiu charakteristiku a identifikáciu predkladáme v tomto príspevku.

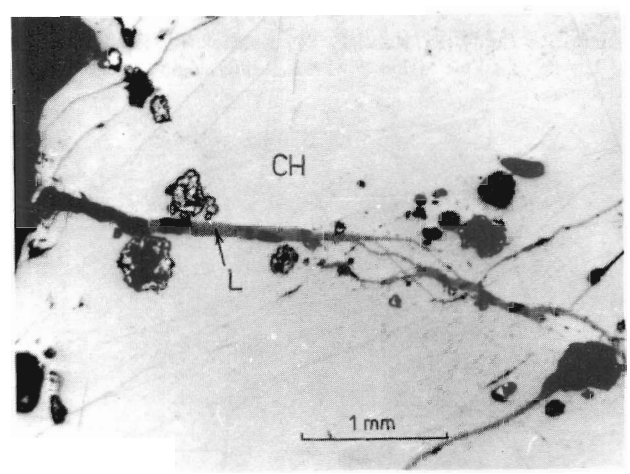
Prvý nález luzonitu na území Slovenska sa zistil v nábrusoch vzoriek zo štôlne Gemerka na ložisku Zlatá Baňa. Vyskytuje sa tu spolu s tennantitom na styku zŕn Fe-dolomitu a chalkopyritu, v sektoriálnych žilkách v chalkopyrite a bournonite (obr. 1) a tvorí tiež malé (do 30 μm) xenomorfné zrniečka v Fe-dolomite a chalkopyrite.

V odrazenom svetle je sivý, s typickým svetlooranžovým, v zrastliciach s tennantitom alebo chalkopyritom s ružovkastým odtienkom. Má pozorovateľný dvojodraz a je opticky silne anizotropný.

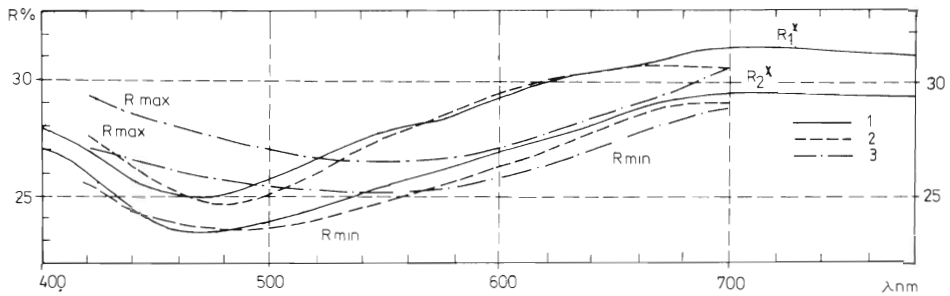
Vnútorné reflexy a pre luzonit typické dvojčatné zrasty (Ramdohr, 1962) sa pravdepodobne pre jeho jemnozrnný vývoj nepozorovali.

Odraznosť a spektrálne krivky odraznosti sa zisťovali na mirkospektrofotometri MSFP—2 (objektív 21 × 0,40, priemer fotometrovaného poľa 15 μm, štandard Si).

Na obr. 2 uvádzame 2 spektrálne krivky odraznosti luzonitu zo Zlatej Bane a na porovnanie tiež krivky luzonitu a enargitu, ktoré uvádza Picot a Johan (1977). Z uvedených kriviek je zrejmý (p. tiež Terziev, 1966; Minkov et al., 1976) výrazný rozdiel charakteru kriviek oboch minerálov. Kým pre krivku luzonitu je charakteristické minimum odraznosti v modrej oblasti spektra (~ 480 μm) s nasledujúcim postupným vzrastom do červenej oblasti, pre enargit je charakteristické široké minimum odraznosti v žltej oblasti spektra (~550 μm). Keďže chemické zloženie luzonitu je totožné so zložením enargitu (ideálny vzorec oboch minerálov je Cu_3AsS_4) a rtg identifikácia pre nepatrnú veľkosť zrniečok luzonitu nebola možná, práve táto optická rozdielnosť sa využila na identifikáciu študovaného luzonitu.



Obr. 1. Žilky luzonitu v chalkopyrite. Tmavosivý je dolomit, biely pyrit. Zv. 256×. // N.
Fig. 1. Veinlets of luzonite in chalcopyrite. Dolomite is dark grey, pyrite is white. Magn. x256, parallel nicols.



Obr. 2. Spektrálne krivky odraznosti luzonitu zo Zlatej Bane (1), luzonitu z Huaronu, Peru (2) a enargitu z Boru, Juhoslávia (3) podľa Picota a Johana (1977).

Fig. 2. Spectral lines of reflectance of luzonite from Zlatá Baňa (1), luzonite from Huaron, Peru (2), and enargite from Bor, Jugoslavia (3), according to Picot and Johan (1977).

TAB. 1

Chemické zloženie luzonitu z ložiska Zlatá Baňa (v hm. %)

Chemical composition of luzonite from Zlatá Baňa deposit (weight %)

Č. an.	Vzorka	Cu	Ag	Fe	Zn	Sb	As	S	Spolu
1	GSm-1/29a	46,58	0,12	0,66	0,03	1,10	19,26	32,75	100,50
2	GSm-1/29b	46,91	0,00	0,93	0,14	0,276	20,61	33,30	102,16

Kryštalochemické vzorce:

1. $(Cu_{2.88}Fe_{0.05})_{2.93}(As_{1.01}Sb_{0.04})_{1.05}S_{4.02}$
2. $(Cu_{2.85}Fe_{0.06}Zn_{0.01})_{2.92}(As_{1.05}Sb_{0.01})_{1.06}S_{4.01}$

Chemické zloženie minerálu zistené rtg mikroanalyzátorom CAMECA MS—46 uvádzame v tab. 1. Je blízke teoretickému zloženiu minerálu s malými variáciami v obsahu Sb (od 0,27 do 1,1 hm.%) a Fe (od 0,66 do 0,93 hm. %). V jednom zrne sa zistila prímes Ag (0,12 hm. %), v druhom aj Zn (0,14 hm. %).

Na základe mikrotextúrneho štúdia (blízky genetický vzťah luzonitu s tetraedritom a dolomitom) vznikal luzonit na ložisku Zlatá Baňa až po vzniku dominantného polymetalického zrudnenia.

Literatúra

Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Kaličiaková, E., Tözsér, J., Ulrych, J., Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Miner. slov. — Monogr., 2, Bratislava, Alfa, 96.*

Kovalenker, V. A., Jeleň, S., Genkin,A. D., Ďuďa, R., Sandomirskaja, S. M., Malov, V. S., Kotuľák, P. 1988: Rudné minerály produktívnych asociácií ložiska Zlatá Baňa, zvláštnosti chemizmu. *Miner. slov., 20, 481—506.*

Minkov, S., Ulrichová, D., Táborský, Z. 1976: Séligmannite, luzonite et énargite des gisements tertiaires de la Tunisie du Nord. *Rudoobraz. Proc. miner. nachod. (Sofia), 5, 33—45.*

Picot, P., Johan, Z. 1977: Atlas des mineraux Metalliques. *Paris, Éditions du B. R. G. M., 405 s.*

Ramdohr, P. 1962. Rudnyje mineraly i ich zrastanija (rus. preklad). *Moskva, Izd. Il, 1132 s.*

Terzjev, G. I. 1966: O luzonit-famatinitovoj seriji mineralov. *Zap. vsesoj. miner. Obščestva, 95, 3, 260—271.*

Mineralia slovaca, 21 (1989), 91—92

Celoštátna paleontologická konferencia

V dňoch 20.—24. 6. 1988 sa v Ružbašskej Miľave (Nižné Ružbachy) zišlo 63 paleontológov z celej ČSSR na paleontologickej konferencii organizovanej paleontologickou odbornou skupinou Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV, GÚDŠ a ČSVTS pri GÚDŠ. Po niekoľkoročnej prestávke sa tu všetkým naskytla príležitosť nielen vzájomne sa spoznať, ale predovšetkým vymeniť si skúsenosti, poznatky a postrehy zo svojej práce.

Odborná časť konferencie bola zameraná na problematiku paleontologického, ekostratigrafického a paleogeografického štúdia mezozoických a terciérnych sedimentov Západných Karpát. Uvedená náplň podmienila rozčlenenie konferencie do niekoľkých samostatných častí a seminárov: 1. všeobecná časť, 2. triasový seminár, 3. jurský seminár, 4. kriedový seminár, 5. terciérny seminár.

Veľkú pozornosť vzbudila úvodná prednáška O. Samuela: Súčasné problémy paleontológie v ČSSR. Zhodnotil v nej jednak doterajšie výsledky paleontologického výskumu a jeho nadväznosť na geologický výskum a prax, ale súčasne poukázal na otázky perspektívy ďalšieho rozvoja paleontologických špecializácií. Konštatoval, že jedným z najzávažnejších problémov dneška je redukcia počtu pracovníkov v paleontológii (odchod starších do dôchodku, obmedzený príjem mladých špecialistov), čo vedie k zmenšovaniu počtu spracovávaných skupín fosílií, ale aj k prílišnému rozptylu jednotlivých špecialistov na viaceré skupiny či stratigrafické útvary. Práca paleontológov takto v konečnom dôsledku nadobúda charakter servisu bez možnosti hlbšieho, čisto paleontologického štúdia.

Ďalšími, nemenej závažnými problémami sú obmedzené možnosti získavania literatúry, nedostatočná technická a prístrojová vybavenosť pracovísk, slabá koordinácia práce medzi jednotlivými inštitúciami.

Návrhy na čiastočné riešenie aspoň niektorých problémov zahŕňa uznesenie z konferencie.

V rámci jednotlivých odborných seminárov odznelo 29 prednášok venovaných rôznym problémom paleontologického výskumu stratigrafických útvarov od triasu po terciér:

Triasový seminár

P. Masaryk: Mikrofácie a stratigrafia triasových karbonátov v sekvenciách Malých Karpát.
S. Buček: Výsledky výskumu dasykladálnych rias v triasových sekvenciách Malých Karpát.
O. Jendrejáková: Výsledky výskumu foraminifer v triasových sekvenciách Malých Karpát.
J. Papšová: Výsledky výskumu konodontov v triasových sekvenciách Malých Karpát.
A. Hluštík: Rostlinné makrofosílie z tomanovského souvrství ve Vysokých Tatrách.
E. Planderová: Výsledky štúdia vrchnotriasovej mikroflóry z profilov tatrika, fatrika a hronika Západných Karpát.
V. Ziegler: Srovnání triasových serpulidních faun Západních Karpat s ostatními oblastmi Evropy.

Jurský seminár

V. Borza: Príspevok k mikrobiostratigrafii bradla Kozinec.
V. Houša: Současný stav problematiky stanovení hranice jury a křídy.
A. Ondrejičková: Vrchnojurské a spodnokriedové asociácie rádiolárií z východnej časti bradlového pásma.
L. Ožvoldová: Zhodnotenie rádiolaritov vybraných lokalít Západných Karpát.
J. Soták: Problém príslušnosti Globochaete: zvyšky kokálnych či sifonálnych rias?
M. Rakús: Paleobiogeografia liasových amonitov v Západných Karpatoch.
J. Michalík: Brachiopódy v spoločenstvách mezozoických bentických organizmov v Západných Karpatoch.

Kriedový seminár

J. Soták: Nálezy imperforátnych foraminifer Pfenderina Henson 1948 v obliakoch zlepencov račianskej jednotky magurského flyšu.
Z. Vašíček: Spodnokřídoví aberantní hlavonožci ze Západních Karpat.
V. Ziegler: Vztahy mezi křídovými faunami gastropodů tethydní a epiplatforemní oblasti.
E. Köhler: Veľké foraminifery — súčasný stav výskumu a perspektívy.
P. Holec: Mezozoické vertebrata oblasti Západných Karpát.
P. Straka: Nález spodnokarbónskej konodontovej mikrofauny v štruktúre brusníckej antiklinály v najjužnejších zónach spišsko-gemerského paleozoika.

Terciérny seminár

Č. Bůžek, P. Čtyroký, J. Zlocha: Stratigrafický výskum paleogénu v okolí Drienovca (Turnianska kotlina na východnom Slovensku).
P. Snopková: Mikrofloristická biostratigrafia ľubovnianskej vrchoviny.
M. Konzalová: Palynologicky prokázaný paleogen v západočeských pánvích a jeho srovnání se středoevropskou a alpskou oblastí.
M. Peterčáková: Vápnitý nanoplanktón paleogénnych jednotiek Západných Karpát.
J. Marek, M. Bubík: Eocenní rhyncholit z podslezské jednotky z vněkarpatského flyše.
L. Švábenická, J. Krhovský, B. Hamršmíd: Biostratigrafické shodnocení paleogenních sedimentů nesvačilského a vranovického příkopu na základě vápnitého nanoplanktonu.

O. Samuel: Súčasné problémy chrono- a biostratigrafického členenia paleogénu.

K. Šutovská: Biometrické zhodnotenie oligocénnych spoločenstiev planktonických foraminifer.

V. Sitár: Terciérna makroflóra vnútorných kotlín Západných Karpát.

Názorným a atraktívnym doplnkom prednesených príspevkov boli exkurzie. Účastníci prvej trasy (pod vedením J. Nemčoka) sa na vybraných odkryvoch (Kamenica — Pusté Pole — Údol — Újak — Kremná — Jarabina — Litmanová — V. Lipník — Lesnica — sútok Lesnice s Dunajcom) zoznámili so stavbou bradlového pásma v oblasti Pienin. Druhá exkurzia — po triasových súvrstviach podtatranskej oblasti Spiša a Liptova (vedúci J. Michalík) — priblížila prítomným paleontológom stavbu triasového súvrstvia príkrovu Bujačieho vrchu (Kardolína), ako aj triasových súvrství bielovážskeho čiastkového príkrovu (Važecká jaskyňa — Hybe — Podtureň — Svarín — Benkovský potok).

Na záver konferencie všetci prítomní paleontológovia zhodne konštatovali užitočnosť a potrebu podobných stretnutí, ktoré umožňujú výmenu skúseností a informácií pri riešení odborných otázok. Veľmi kladne tiež hodnotili vystúpenie mladých a začínajúcich špecialistov, ktorí svojimi príspevkami dokumentovali dobrú pripravenosť na riešenie závažných problémov paleontológie a biostratigrafie.

Zanedbateľná nie je ani spoločenská stránka konferencie — zoznámenie sa s kolegami z rôznych vedeckých pracovísk, ktoré je predpokladom dobrej spolupráce nielen medzi jednotlivcami, ale aj medzi pracoviskami pri riešení spoločných problémov.

Mária Papšíková

Mineralia slovaca, 21 (1989), 93—95

Z dejín slovenskej balneohydrogeológie

AUGUSTÍN REBRO
IGHP, š. p., 010 51 Žilina

(Doručené 10. 9. 1987)

Spoločenské a politické pomery na Slovensku boli príčinou, že väčšina vedných odborov sa u nás začala plne rozvíjať až v 20. storočí, niektoré dokonca až začiatkom jeho druhej polovice. Medzi ne možno zaradiť aj hydrogeológiu a z nej vyčlenenú balneohydrogeológiu. Dovtedy u nás dominovala pražská skupina hydrogeológov na čele s O. Hyniem. Pražská, ale aj sovietska škola má zásluhu na tom, že v päťdesiatych rokoch u nás vyrastá prvá generácia hydrogeológov, z ktorých časť sa špecializovala na balneohydrogeológiu. Ich odborný rast usmerňoval O. Hynie a tiež A. M. Ovčinnikov.

Na prvý pohľad sa zdá, že naša balneohydrogeológia vyrástla len z cudzej, nenašskej pôdy. Musíme byť síce hrdí, že naša spoločnosť vytvorila podmienky pre jej vznik a rozvoj, ale ak sa pozrieme späť do našej minulosti, nájdeme v nej dosť osobností, vedcov, ktorí nijako nezaostávali za európskou, teda svetovou vedou, zameranou na poznanie zákonitostí genézy minerálnych a termálnych vôd a ich pohybu v horninovom prostredí. Pokúsime sa veľmi stručne v chronologickom slede ukázať, kde sú korene slovenskej balneohydrogeológie, kde máme hľadať najzákladnejšie prvky poznania našich minerálnych a termálnych vôd. Bude to aj prehľad vývinu názorov na ich rozšírenie, genézu, zloženie a využitie, všetko v kontexte európskej vedy.

Pod pojmom balneohistória v širšom zmysle slova treba chápať dejiny minerálnych a termálnych vôd využiteľných na terapeutické ciele, v užšom zmysle slova sú to dejiny kúpeľov a kúpeľníctva. Keďže podľa niekdajšieho chápania všetky minerálne a termálne vody sa dali využiť na terapeutické ciele, balneohistória im venovala pozornosť.

Slovenské minerálne a termálne vody vstupujú do balneohistórie až v 16. stor., keď sa začína oficiálne hovoriť o ich využití. Ako prvý sa o to snažil sliezsky rodák (Packov) Juraj Wernher, ktorý celý svoj plodný život strávil na východnom Slovensku ako učiteľ v Košiciach a v Prešove a ako správca Spišského hradu. Na popud barón Žigmunda Herbersteina, habsburského diplomata, napísal pozoruhodné dielko De admirandis Hungariae aquis hypomnemation (Bazilej 1549)[1], ktoré je pokračovaním predtým vydaného, resp. napísaného dielka Hypomnemation de aquis in Scepusio admirandis[2]. V týchto dielkach opísal obdivuhodné a zvláštne vody v Uhorsku, ale predovšetkým na Slovensku. Poukázal na obdivuhodnosť v liečivosti (Piešťany ako najliečivejšie v celom Uhorsku), smrtiace účinky (Sliač, Smokovec, Malý Šariš), technické využitie (cementačné vody v Španej doline a v Smolníku na výrobu veľmi kvalitnej medi), vonkajší prejav (chrlenie a vytváranie travertínových kôp, Santovka-Budzgovy), slanosť vôd pri Prešove, ale aj iné vlastnosti povrchových (rybnatosť) a minerálnych pramenných vôd. J. Wernher takto opisuje 22 lokalít s minerálnymi a termálnymi vodami na Slovensku a jeho dielko ohromuje učenú Európu, ktorá dovtedy nevedela nič (alebo len veľmi málo) o takýchto prírodných daroch na Slovensku. J. Wernher nebol typ vedca s originálnym myslením, bol to vzdelanec, bakalár krakovskej univerzity, s veľkými pozorovacími schopnosťami, ktoré vedel aj náležite deskriptívne vyjadriť. Jeho opisy sa hneď dostávajú do popredných vedeckých diel v Európe (A. Baccius De thermis, Benátky 1571), zaoberajúcich sa kúpeľmi a minerálnymi vodami celej Európy.

V tomto období sa vedecké autority dovolávajú (Paracelsus) poznania skladby minerálnych vôd, aby sa v medicíne mohli primeranejšie aplikovať. U nás sa prvý takýto pokus objavuje v diele Tomáša Jordana z Kluže O vodách hojitedlných neb teplicech Moravských (Olomouc 1580). Autor sám analyzuje vody z Trenčianskych Teplíc a výsledok uvádza vo svojom diele.

Nový pohľad na minerálne, ale aj na podzemné a povrchové vody priniesla až dizertácia Martina Szentiványho, profesora a rektora Trnavskej univerzity, De admirandis virtutibus et proprietatibus lacuum, fontium, fluviorum aliarumque aquarum . . .[3] vydanej v súbornom diele autora Curiosiora et selectiora variarum scientiarum miscellanea (Trnava 1689)[4]. Autor v tejto dizertácii sprostredkuje najnovšie názory uznávaných vedeckých autorít, ako boli A. Kircher, R. Descartes, dokonca i I. Newton. Ani M. Szentiványi nie je celkom originálna vedecká osobnosť, je však priekopníkom, sprostredkovateľom toho najnovšieho, čo európska veda mala k dispozícii. Preto aj napriek nesúhlasu niektorých kolegov považujeme M. Szentiványho za prvého slovenského hydrogeológa-teoretika. Jeho interpretácie genézy a pohybu minerálnych a termálnych vôd sú u nás prioritné a v mnohom dokonca obdivuhodné. Autor, hoci bol členom jezuitského rádu, uprednostňuje rozumové zdôvodňovanie pred náboženským. Napr. v 17. otázke veľmi progresívne vysvetľuje pôvod prameňov. Správne vyčleňuje pramene morského pôvodu, vadózneho pôvodu (zo zrážok), zo skvapalnených vodných pár (kondenzačná teória) v zemskej kôre a pramene vznikajúce infiltráciou vôd z povrchových tokov. Podivuhodnosť vlastností vôd i ich prameňov sa snaží vysvetľovať prirodzeným spôsobom a v mnohom sa pridŕža Aristotelových názorov. Naša balneohistória zatiaľ M. Szentiványmu nepripisuje také ocenenie, aké by si zaslúžil.

Čo sa týka zloženia vôd, v zásade akceptuje reálnu hypotézu či Aristotelovu tézu, že vody sú také, aká je zem, cez ktorú pretekajú. Pôvod teploty termálnych vôd vysvet-

ľuje podzemnými ohňami (vulkanizmus či horenie uhlia) a chemickými procesmi v podzemí. Prirodzene, my už nemôžeme súhlasiť s mnohými jeho interpretáciami, ale musíme mať na pamäti úroveň vtedajšej vedy. Veď dnes vo vede neuznávame mnohé z toho, čo sa len prednedávnom považovalo za vedecky platné.

Osemnáste storočie, označované ako storočie osvietenstva, storočie nástupu mnohých vedných odborov, prinieslo nebývalý záujem o minerálne a termálne vody. U nás o to viac, že k odborným aspektom sa pridružili aj ekonomické stimuly, podporované Habsburgovcami. Geograficko-historické dielo Mateja Bela (Funtíka)[5], posledného nášho polyhistora, poskytlo minerálnym a termálnym vodám náležitý priestor, veď v porovnaní s predchádzajúcimi dielami (J. Wernher — 22 lokalít) uvádza až 136 lokalít s minerálnymi prameňmi len na Slovensku (A. Rebro — S M. Belom o kúpeľoch a minerálnych vodách, 1983). Matej Bel tu údaje o prameňoch minerálnych a termálnych vôd, získané od množstva spolupracovníkov, spracoval z geologického a pri kúpeľoch aj z historického hľadiska. Chcel podať verejnosti dôkaz o mimoriadnom rozšírení prameňov kyseliek, sírnych a termálnych vôd a vôd iným spôsobom zvláštnych. Nesnaží sa vniknúť do podstaty tohto prírodného javu, v zásade neanalyzuje tento jav, iba ho opisuje. Jeho cieľom je dôkladná deskripcia, pokiaľ možno z vlastného poznania. V prípade tzv. smrtiacich vôd na Sliači uplatňuje vynikajúci postreh. V mieste dnešného prameňa Bystrica bola hlboká jama s prameňom minerálnej vody, o ktorej sa celé stáročia tradovalo, že zahubí všetko živé aj len svojimi výparmi. M. Bel zistil, že voda nemá smrtonosné účinky, sám sa jej napil, ale že vtáctvo i inú zverinu hubia výpary z tejto vody. Že sú to účinky oxidu uhličitého, to v tom čase ešte nemohol vedieť.

Dielo M. Bela zapadá do prvej polovice 18. storočia. V tomto období vyniklo niekoľko významných osobností, hlavne lekárov, ktorí mali hlboký záujem o poznanie zákonitostí minerálnych vôd. Jedným z najvýznamnejších je Justus Ján Torkos, bratislavský fyzikus, ktorý sa eminentne zaujímal o piešťanské termálne vody. Podarilo sa mu dokázať[6], že neplatí starý názor o blúdivosti ich prameňov, pretože ich hlavný prameň je stále na tom istom mieste, iba koryto Váhu sa mení, a okrem toho na základe dôkladného chemického rozboru vyslovil ako prvý názor, že tieto vody pochádzajú z priľahlej časti Považského Inovca, lebo obsahujú tie isté minerálne zložky ako horniny tohto pohoria.

Hneď na začiatku druhej polovice 18. stor. (1766) sa objavuje hydrografické dielko, doktorská dizertácia Pavla Adámiho, rodáka z Beluše, ktoré je svojím zameraním ojedinelé a viac ako storočie neprekonané. Je to Hydrographia comitatus Trenchiniensis[7], prvá regionálna hydrografia u nás so všetkými atribútmi vzorovej hydrografie. Dôkladné geografické poznanie trenčianskeho regiónu dopĺňa autor ešte dôkladnejšími analýzami vôd a prehľadom názorov na klasifikáciu a genézu podzemných i povrchových vôd.

P. Adámi člení svoju Hydrografiu na tri časti. V úvodnej časti podáva situačné údaje, geologické opisy, všeobecné klimatické údaje a vodopis povrchových vôd. Druhú časť venuje obyčajným podzemným vodám. V tretej časti sa zaoberá liečivými a tzv. chutnými vodami. Najskôr predkladá najnovšie názory na pôvod podzemnej vody vôbec a na to, ako jednotlivé minerálne vody, studené aj termálne, získavajú svoje vlastnosti. Potom nasledujú opisy prameňov minerálnych vôd v teritóriu Trenčianskej stolice. Takmer všetky uvádzané vody sám analyzoval so zameraním na hlavné zložky a v Trenčianskych a Rajeckých Tepliciach, ako aj v Belušských Slatinách urobil podrobný rozbor. Na týchto lokalitách meral aj teplotu vody Fahrenheitovým teplomerom. Je to vlastne prvé tlačou zverejnené meranie teploty vody teplomerom u nás. Význam jeho hydrografickej práce dokladá skutočnosť, že výsledky väčšiny jeho chemických analýz i opisy prameňov sa preberali a publikovali vo všetkých významnejších balneografiách až do polovice 19. storočia. A toto vzácne dielko vzniklo na začiatku jeho tvorivej činnosti. Škoda, že hneď potom sa venoval novému vednému odboru — veterinárnej medicíne.

V druhej polovici 18. stor. sa zásluhou Jakuba Winterla, profesora trnavskej a neskôr peštianskej univerzity, ustálila metodika analýz minerálnych vôd (1781). V jeho práci pokračuje Pavol Kitaibel, ktorého analytické dielo Hydrographica Hungariae[8] vydal r. 1829, už po smrti autora, J. Schuster.

Trenčiansky rodák talianskeho pôvodu Ľudvík Tognio nadlho ovplyvnil generáciu analytikov našich minerálnych vôd v 19. storočí. Medzi ďalšie známejšie publikované práce z tohto odboru zaraďujeme doktorské dizertácie Samuela Augustína Stoltza (Aquae minerales sulphureae Hungariae[9], 1833), Karola Emresza (Analyses praecipuorum fontium medicatorum Hungariae[10], 1838), Dávida Szűsza, trenčianskeho rodáka (Aquae minerales comitatus Trenchiniensis[11], 1842), i Adolfa Zsigmondiho z Bratislavy (Dissertatio inauguralis synopsis fontium medicatorum Hungariae praecipuorum respectu physico-chemico[12], 1840).

Minerálne vody Gemerskej a Malohontskej stolice už začiatkom storočia analyzoval Juraj Marikovszky a výsledky analýz uverejnil v práci Physical-medical-analytische Beschreibung aller Mineralquellen des löblichen Gömörer und Klein Honter comitats[13] (1814).

V niektorých dizertačných prácach (S. A. Stoltz) i obsiahlejších balneografiách (E. J. Koch, 1843; D. Wachtel, 1859 a i.) sa opisujú už aj geologické podmienky tvorby minerálnych vôd niektorých významnejších lokalít, resp. typov vôd.

Z prvej polovice 19. storočia máme doklad o pokuse robiť balneohydrogeologický prieskum pomocou vrtnej techniky na Štiavničkách v Banskej Bystrici. Je to azda prvý zaznamenaný vrtný prieskum na našom území, ale bez bližšej špecifikácie (1822). Jeho cieľom bolo dokonalejšie zachytenie minerálnych vôd na kúpeľné využitie. Rozmach hydrogeologického prieskumu s vrtnou technikou sa u nás začína až v druhej polovici 19. storočia a pričinil sa oň banský inžinier Viliam Zsigmondy z Bratislavy. S vrtnou technikou sa oboznámil vo Francúzsku a svoje poznatky potom uplatnil vo vlastnom podniku na hlbinné vŕtanie. Na Slovensku je významný jeho vrt v Herľanoch (1870—1875)[14] a tiež v Jasove pri Košiciach. Vrt, ktorý navrhol v Gánovciach, sa realizoval r. 1877—1879. Vypracoval geologickú mapu Rajeckých Teplíc a zaoberal sa aj podmienkami zvýšenia výdatnosti prameňov v Sulíne. Na Sliači rekonštruoval (1880—1881) záchytné zariadenie v kúpeľnej budove. V. Zsigmondy bol nielen vynikajúcim

vrtným technikom, ale aj geológom a paleontológom. Bol tiež iniciátorom geologického mapovania u nás.

V druhej polovici 19. storočia nastáva nový rozmach kúpeľného života na Slovensku. K modernizácii kúpeľných zariadení a k dokonalému využitiu termálnych vôd sa pristupuje komplexne. K vládou vydávaným štatútom kúpeľných miest boli potrebné aj dôkladné geologické a hydrogeologické zdôvodnenia. Vypracovával ich T. Sontagh, J. Jahn, L. Čech a neskôr, už v našom storočí, sa mapovaniu v oblasti Bojníc venoval H. Horusitzky (1912).

Novodobá balneohydrogeológia u nás je od tridsiatych rokov spätá s menom O. Hynieho. Z našich balneohydrogeológov treba pripomenúť Jána Volku Starohorského, ktorý venoval pozornosť najmä minerálnym vodám rodného Liptova.

Je prirodzené, že v obmedzenom rozsahu príspevku nemožno úplne vyčerpať všetky poznatky balneohistórie vo vzťahu k balneohydrogeológii. Celý príspevok je iba stručným prehľadom základných etáp rozvoja poznania minerálnych vôd, ich genézy a zloženia s poukazom na nositeľov tohto poznania v minulosti. Veríme, že naši nasledovníci hlbšie načrú aj do tejto problematiky, ale najmä dôkladne preskúmajú práce a výsledky novodobej balneohydrogeológie, ktorými sme sa v príspevku úmyselne nezaoberali.

Poznámky

[1] O podivuhodných vodách Uhorska. Preložil J. Košecký, odborne upravil A. Rebro. Osveta Martin, 1974.

[2] Podivuhodné vody na Spiši. Preložil A. Rebro. Osveta Martin, 1980.

[3] O podivuhodných silách a vlastnostiach vôd. Preložil A. Rebro. Alfa Bratislava, 1981.

[4] Vzácnejšie rozmanitosti vybrané z rôznych vedných odborov.

[5] Hungariae antiquae et novae prodromus — Posol dávneho a súvekého Uhorska (1723) a Notitia Hungariae novae historico-geographica — Historické a zemepisné vedomosti o súvekom Uhorsku. I. — IV. (1735, 1736, 1737, 1742).

[6] O diele Schediasma de thermis Pöstheniensibus (1745) — Poznámky o piešťanských kúpeľoch. Preložil A. Rebro. Obzor Bratislava, 1975.

[7] Vodopis Trenčianskej stolice.

[8] Opisy vôd v Uhorsku.

[9] Sírne minerálne vody v Uhorsku.

[10] Rozbory význačných liečivých prameňov v Uhorsku.

[11] Minerálne vody Trenčianskej stolice.

[12] Doktorská dizertácia: Prehľad význačných liečivých prameňov Uhorska z fyzikálno-chemického hľadiska.

[13] Opis fyzikálnych, medicínskych a analytických vlastností všetkých minerálnych prameňov slávnej Gemerskej a Malohontskej stolice.

[14] Známy herliansky gejzír.

RECENZIA

Anatómia Zeme. Vydalo Vydavateľstvo Mladé letá Bratislava, v roku 1988. Z anglickej pôvodiny The Earth, Mitchell Beazley Encyklopaedias Limited 1976 and 1980 preložil D. Vass; 126 strán, bohato farebne ilustrovaná, cena 66 Kčs.

Po mimoriadne vydarenej populárno-náučnej knihe P. Jakeša: Planeta Země (Mladá fronta, 1984) sa začiatkom roku 1989 dostal do našich kníhkupectiev opäť lákavý knižný titul Anatómia Zeme (český preklad sa objavil už skôr). Je to bohato a názorne ilustrovaná kniha, ktorá ponúka zaujímavé a ľahko pochopiteľné informácie o Zemi. Jednotlivé kapitoly na seba nadväzujú, takže čitateľ získa ucelený obraz, hoci charakter knihy je encyklopedický. Každá téma (kapitola) tvorí dvojstranu, ktorá obsahuje základný text a priemerne 9 obrázkov s vysvetlivkami včítane kľúča, ktoré dopĺňajú a názorne predstavujú textové informácie. Aby si záujemca mohol urobiť predstavu o knihe, uvádzame aj niektoré základné kapitoly: Zloženie Zeme, Globálna tektonika, Pohyb kontinentov, Zemetrasenia, Sopky, Tvar Zeme, Atmosféra, Počasie, Podnebie, More a morská voda, Morské dno, Nerasty Zeme, Horniny, Vrásy a zlomy, Vznik a zánik pohorí, Rieky a jazerá, Ľadovce, Vetry a púšte, Morské pobrežia, Dejiny Zeme zapísané v horninách, Časová škála Zeme a i.

Pre náročnejších čitateľov, ktorí chcú hlbšie preniknúť do problematiky vied o Zemi, je na konci knihy prehľad zahraničnej a domácej literatúry. V Londýne vyšla táto kniha v edícii Radosť z poznania. A tento názov sa určite naplní reálnym obsahom, keď sa dostane do rúk našej širokej verejnosti a mládeže. Prečo však túto knihu odporúčame na stránkach nášho časopisu geológom-profesionálom? Nepochybne viacerým pre ľahké osvieženie a možno aj pre upresnenie a doplnenie školských vedomostí. Cieľom recenzie je najmä to, aby sme na túto knihu upozornili iných, najmä riaditeľstvá základných a stredných škôl, ktoré úplne postrádajú názornú, prehľadnú a najmä zaujímavú literatúru o našej Zemi. Veď oveľa účinnejšie je vzbudiť záujem o geológiu a prírodné vedy nenúteným spôsobom, ktorý je na hranici zábava — záľuba — záujem. Veľké množstvo obrázkov, ktoré čitateľovi poskytujú viac ľahko pochopiteľných informácií ako rozsiahly text, je aj z pedagogického hľadiska veľmi vítané, a to je silnou stránkou knihy.

Zdá sa, že pri revolučnej prestavbe našej spoločnosti smerom k technickému mysleniu aj konaniu sa v našom živote akosi pozabudlo na prírodné vedy, na poznávanie histórie, vývoja, zloženia, geodynamických a iných javov a procesov našej Zeme. Zabúdame na planétu, na ktorej žijeme, ktorá je zdrojom nášho jestvovania, ale aj zániku. Ak sa spoločnosť mačošsky obráti ku skúmaniu zákonitostí jej bytia v najširšom slova zmysle, odrazí sa to aj na živote človeka.

Kniha Anatómia Zeme možno prebudí záujem o geológiu u mladých ľudí, z ktorých raz môžu vyrásť významné osobnosti tejto vedy. Možno u starších vzbudí záujem o hlbšie osvojenie si vedomostí o našej Zemi, ktoré pomôžu správne sa orientovať a rozhodovať v rámci svojej funkčnej zodpovednosti. Odborníkom táto kniha možno napovie, že je nutné prístupnou formou propagovať nové výsledky geologického bádania aj pre širokú verejnosť. Bolo by dobré začať splácať aj tento dlh našej spoločnosti, a to tak modernými učebnicami, ktorých silnou stránkou by bola jednoduchosť výkladu, schopnosť objasniť stručne a zrozumiteľne zložitú tému, ľahko preniknúť k jadru veci, vybrať jednoduché princípy zo zložitých vedeckých formulácií, ako aj populárno-vedeckými dielami.

Myslíme si, že kniha je užitočná pre geológov a ich rodinných príslušníkov, hodí sa ako dar pre priateľov a známych, ale zaslúži si aj naše odporúčania pre knižnice škôl a rozličných organizácií.

Pavol Grecula

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 včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
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 včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 — 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 obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 × 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vyťažený v časopise je 170 × 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírka stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierno-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). 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
   Vyba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia slov., 21, 135—142.
   Zborník
   Návesný, D. 1987: Vysokodraselné rydility. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Spec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203—215.
   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľovského príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in: Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, I. 1975.

MINERALIA SLOVACA

Ročník/Volume 21 Číslo/Number 1 49 374 Marec/March 1989

OBSAH CONTENTS

Dvadsať rokov časopisu Mineralia slovaca **1** Twenty years of Mineralia Slovaca journal

Čestmír Tomek, Ivan Ibrmajer, Tomáš Koráb, Anton Biely, Libuše Dvořáková, Jaroslav Lexa, Antonín Zbořil

Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T **3** Crustal structures of the West Carpathians deep reflection seismic line 2T

Michal Maheľ

Diskusia k článku Č. Tomeka et al.: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T **24** Discussion to the Č. Tomek's et al. paper: Crustal structures of the West Carpathians deep reflection seismic line 2T

Čestmír Tomek

Poznámky k diskusi M. Maheľa k článku Č. Tomeka et al.: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T **26** Remarks to the M. Maheľ's discussion to the Č. Tomek's et al. paper: Crustal structures of the West Carpathians deep reflection seismic line 2T

Rudolf Rudinec

Nový pohľad na paleogeografický vývoj transkarpatskej depresie v neogéne **27** New view on to the paleogeographic development of the Transcarpathian depression during the Neogene

Dušan Plašienka, Marián Janák, Anton Hacura, Peter Vrbatovič

Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínsky metamorfovaných hornín veporika **43** First illite-crystalinity data from Alpine metamorphosed rocks of the Veporicum, Central West Carpathians

Miroslav Pulec

Výskyt kryštalického grafitu v pararulách, granitoidoch, pegmatitoch a aplitoch kryštalinika Západných Karpát **53** Occurrence of crystalline graphite in paragneisses, granitoides, pegmatites and aplites of the crystalline complex of the West Carpathians

Oto Orlický

Využitie paleomagnetizmu na poznanie dynamiky niektorých komplexov východoslovenských neovulkanitov v oblasti Vihorlatu **59** The applying of the paleomagnetism to the recognition of the movement of some volcanic complexes of East Slovak neovolcanites in the Vihorlat area

Dionýz Vass, Ivan Kraus, Michal Elečko

Výplň Rožňavskej kotliny a údolia rieky Slaná pri Slavci **71** Filling of the Rožňavská kotlina Basin and the Slaná River Valley near Slavec Village, SE Slovakia

Miloslav Šulgan

Úvod do štúdia tuhých roztokov K-živcov z granodioritu hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu (HŠIK) **77** Introduction to the study of K-felspar solid solutions in granodiorite of the Hodruša-Štiavnica intrusive complex, Central Slovakia

Roman Brichta, Igor Broska

Nález vivianitu vo vrte HR-Zl na lokalite Hrušky pri Hodoníne **85** Occurrence of vivianite from the borehole HR-Zl at the Hrušky locality near Hodonín, Southern Moravia

Stanislav Jeleň, Vladimír Sergejevič Malov

Prvý nález luzonitu na Slovensku **89** First discovery of luzonite in Slovakia

Augustín Rebro

Z dejín slovenskej balneohydrogeológie **93** From Slovak balneohydrogeology history

RECENZIE REVIEWS

G. Z. Földvary: Geológia karpatskej oblasti (D. Vass) **52** G. Z. Földvary: Geology of the Carpathian Region (D. Vass)

S. I. Tomkejev: Petrologický anglicko-ruský významový slovník (J. Miklós) **58** S. I. Tomkejev: Petrological English-Russian Dictionary (J. Miklós)

F. Čech: Dynamika neogénnych karpatských panví a ich vzťah k hlbinnej stavbe, typom kôry a ložiskám palív (R. Květ) **70** Dynamics of Neogene Carpathian basins and their relation to the deep structure types of crust and fuel deposits (R. Květ)

Anatómia Zeme (P. Grecula) **96** Anatomy of the Earth (P. Grecula)

ZO ŽIVOTA SGS **76, 84, 88, 91** THE SOCIETY'S LIFE