

Vedecký redaktor
RMDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc.

Redakčná rada

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Edita Brestenská, Akad. Bohuslav Cambel, RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Ilavský, DrSc., RNDr. Ján Kantor, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., Prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., Akad. Michal Maheľ, RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc. (predseda red. rady), RNDr. Laurenc Snopko, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc.

Do sazby zadané 25. 2. 1982.

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 78**

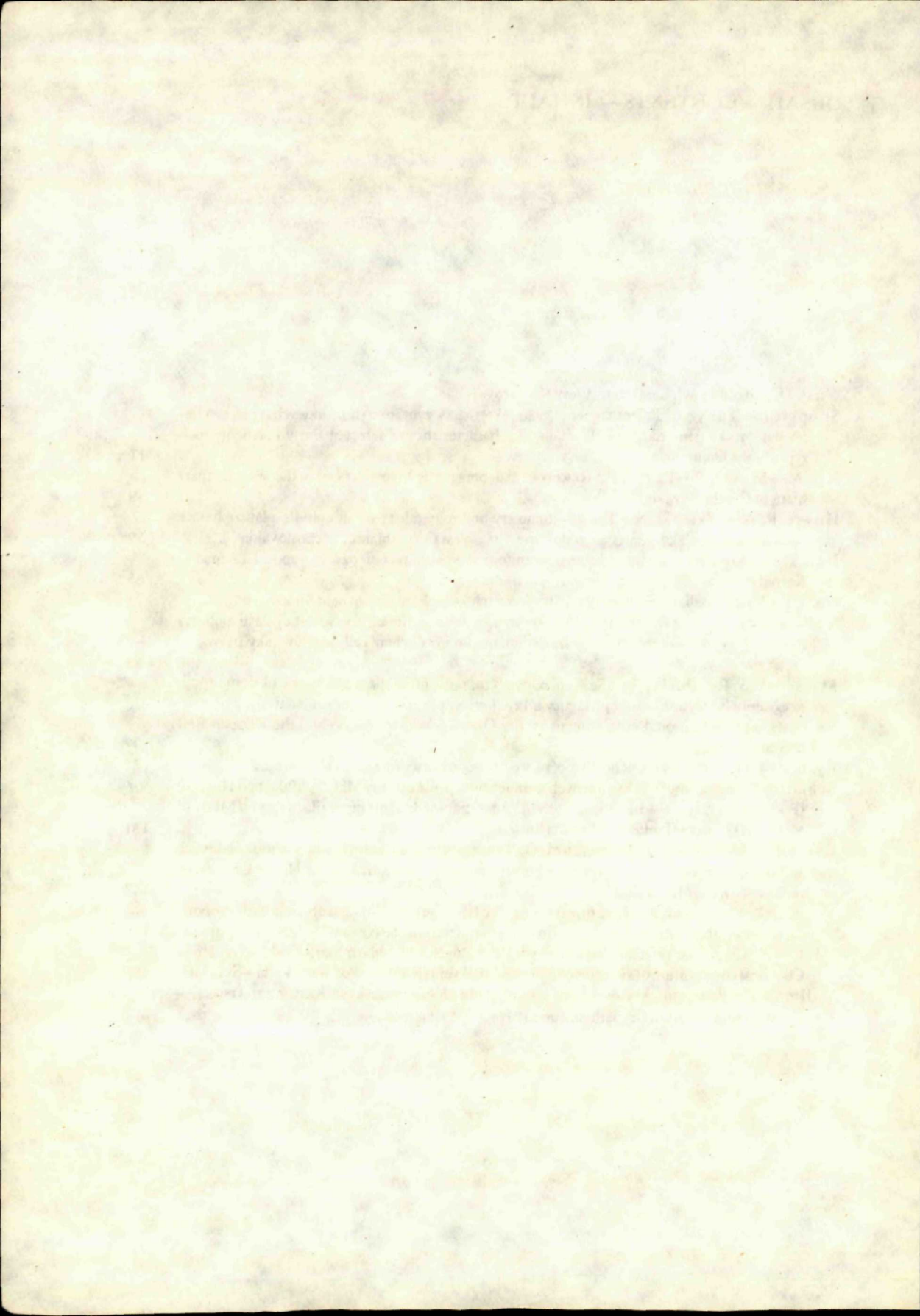
GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1982

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA Bratislava

Signatúra: *119/119a*
kat. čís.: *70/82*
Kčs kúpa: *34*
Kčs výma: _____
Kčs dar: _____

OBSAH — CONTENTS — INHALT

Vass, D.: Životné jubileum RNDr. Viery Kantorovej	7
Snopko, L.—Tunyi, I.: Paleomagnetické charakteristiky vybraných horninových typov staršieho paleozoika gemerika — Paleomagnetic characteristics of selected Early Paleozoic rock types of the Gemericum	11
Krs, M.—Muška, P.—Pagáč, P.: Rewiev of Paleomagnetic Investigations in the West Carpathians of Czechoslovakia	39
Howie, R. A.—Walsh, J. N.: The geochemistry and mineralogy of an epidote-glaucophanite from Hačava, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians, Czechoslovakia	59
Bezák, V.: Komplexy metamorfitov a granitoidov v kohútskom pásme veporid (Západné Karpaty)	65
Gaál, L.: Výskyt meliatskej skupiny pri Striežovciach — Meliata Group near Striežovce	71
Kullmanová, A.—Gašpariková, V.: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec — Oberkretazische Sedimente im nördlichen Teil des Považský Inovec — Gebirges	85
Marschalko, R.—Potfaj, M.: Sekvenčná analýza, paleoprúdenie a prostredie uloženia spodnoecénneho flyšu Oravskej Magury a bradlového pásma — Sequence analysis, paleocurrents, and depositional environment of the Oravská Magura Flysch and the Klippen Belt Flysch	97
Bystrická, H.: Výskyt stredného oligocénu v paleogénnych sedimentoch Horehronia	123
Schmidt, Z.: Biostratigrafia kvartérnych sedimentov v profile sondy MH-1 v Malej nad Hronom (Podunajská nížina) — Biostratigraphy of Quaternary sediments in profile of test pit MH-1 in Malá nad Hronom (Podunajská nížina lowland)	131
Kysela, J.—Marschalko, R.—Samuel, O.: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky — Lithostratigraphical classification of Upper Cretaceous sediments of the Manín Unit	143
Vozárová, A.—Vozár, J.: Nové litostratigrafické členenie bazálnej časti obalu južného veporika — New lithostratigraphical division of the basal part of the cover of Southern Veporicum	169
Václav, J.: Chemické zloženie sideritov hydrotermálnych žíl v oblasti Stará Voda—Švedlár — Chemical composition of siderites of hydrothermal veins in the area of Stará Voda—Švedlár	195
Kullman, E.: Podzemné krasové vody v okrajovom zlome pezinských Karpát pri Trstíne — Karst ground waters in Carpathian marginal fault near Trstín	207



Životné jubileum RNDr. Viery Kantorovej

V tomto roku sa dožíva životného jubilea RNDr. Viera Kantorová. Jubilantka sa narodila v Lučenci. Stredoškolské štúdiá ukončila v Banskej Bystrici. Prírodovedeckú fakultu absolvovala v Bratislave. Po skončení vysokoškolského štúdia zahájila svoju odbornú kariéru v Štátnom geologickom ústave, terajšom Geologickom ústave D. Štúra, ktorému ostala verná do dnes. Od samých počiatkov svojej od-



bornovo-vedeckej činnosti sa cieľavedome venovala mikropaleontológii. Dr. V. Kantorová patrí medzi zakladateľov slovenskej mikropaleontológie. Bola to ona, ktorá založila, budovala a viedla mikropaleontologické laboratórium na GÚDŠ, prvé pracovisko tohto druhu na Slovensku. Pod jej vedením začali rozvíjať svoju odbornú prax viacerí poprední slovenskí odborníci v oblasti mikropaleontológie a biostratigrafie. V prvých rokoch svojej činnosti na GÚDŠ popri pionierskej práci v oblasti mikropaleontológie, práci na personálnom, prístrojovom vybudovaní laboratória, zavádzaní metodík prípravy a štúdia mikropaleontologických vzoriek pracovala tiež v teréne. Prevádzala geologický výskum spätý s geologickým mapovaním v oblasti Žitavskej tabule (1949—1950), spolupracovala pri výskume slovenských rašelinísk, študovala geológiu okolia markazitového ložiska Tepličany pri Košiciach (1951), realizovala prieskum a výpočet zásob ložiska soli pri Prešove (1952), spolupracovala pri vyhľadávaní a prieskume uhlia v Ipeľskej kotline (Pôtor—Modrý Kameň). Avšak už od prvých samostatných krokov stredobodom jej vedeckých a odborných záujmov boli a dodnes ostali foraminifery. Študovala a biostratigraficky vyhodnocovala foraminifery východoslovenského soľonosného miocénu — karpátu, juhoslovenského miocénu v oblasti medzi Lučencom a Modrým Kameňom, v okolí Novák, paleogénneho flyšu v podtatranskej oblasti. Svojimi prácami prispela k objasneniu stratigrafie a stavby bradlového pásma. V bradlovom

pásme sledovala najmä biostratigrafiu kriedových sedimentov. Poukázala na rôzny vek fácie púchovských slieňov. Prevádzala mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy na strednom Považí, na Orave, v Pieninách a na v. Slovensku. Stanovila prvú mikrobiostratigrafickú schému strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma, kde na základe foraminifer preukázala plynulú sedimentáciu. To bol jeden z impulzov k zahájeniu nových štúdií tektoniky a paleogeografie Západných Karpát. Študovala tiež kriedu vnútorných Karpát. V šesdesiatych rokoch sa zamerala predovšetkým na problematiku biostratigrafie a ekológie miocénu a oligocénu na j. Slovensku. Podala detailnú biostratigrafickú charakteristiku foraminiferových spoločenstiev kišcelu, egeru, karpátu v Ipeľskej kotline. Na základe jej analýz foraminifer bol v tejto oblasti po prvýkrát stanovený spodný bádén s *Orbulina suturalis*. Jej podrobný rozbor foraminifer z vrstiev Medokýšneho potoka (onkofórove, resp. rzhakiove vrstvy), zvlášť morskej zložky spoločenstva, viedol k záveru o karpatskom veku týchto vrstiev. V Rimavskej kotline a Cerovej vrchovine biostratigraficky vyhodnotila foraminifery kišcelu a egeru. Preukázala nezávisle na paralelne prevádzaných štúdiách vápenatej nanoflóry egenburský vek filakovského súvrstvia.

Spracovala foraminiferovu mikrofaunu prakticky zo všetkých štruktúrnych a mnohých plytkých vrtoch hĺbených v posledných dvadsiatych rokoch na j. Slovensku. Svoje bohaté poznatky o miocénnych foraminiferách využila tiež pre zhodnotenie životných podmienok, čím poskytla jeden z kľúčových podkladov pre paleogeografické-ekologické syntézy o juhoslovenskom oligocéne a miocéne.

Venovala mimoriadnu pozornosť taxonómii a fylogenzii miocénnych foraminifer. Popísala nové druhy ako i rod *Vsevolodia* zistený vo vrstvách Medokýšneho potoka karpátu Ipeľskej kotliny. Zaoberala sa tiež vnútornou morfológiou a stavbou stien niektorých skupín terciérnych foraminifer menovite uvigerín, rotaliín a nodozaríd.

Výsledky svojej práce zverejnila v 23 vedeckých publikáciách, časť z nich bola publikovaná v zahraničí a vo viac než 60 nepublikovaných správach.

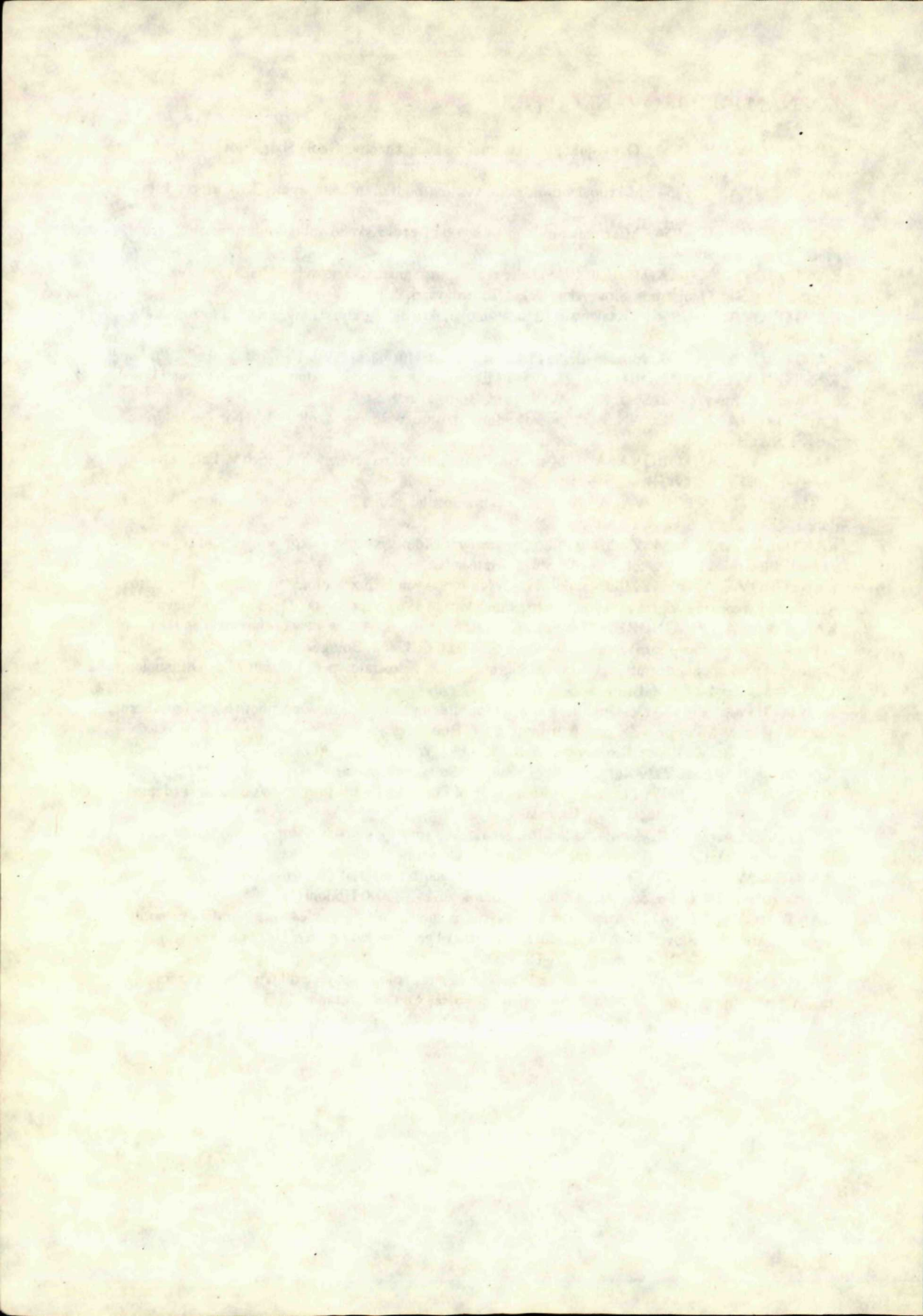
RNDr. Viera Kantorová sa svojim celoživotným dielom zaradila natrvalo medzi popredných slovenských paleontológov a biostratigrafov. Vďaka jej usilovnej, často mravenčej, ale erudovanej a vedecky orientovanej práci, dospela slovenská geológia k novým poznatkom v oblasti biostratigrafie kriedy, biostratigrafie i paleoekológie, paleogénu a neogénu.

Jubilantke do ďalších rokov života želáme pevné zdravie a mnoho nových pracovných odborných a vedeckých úspechov v čínorodej práci, ktorej venovala svoj um, trpezlivosť i kus zdravia.

Dionýz Vass

ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH PRÁČ

- KANTOROVÁ, V. 1953: O dvojakom veku púchovských slieňov. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Bratislava, 4, č. 1—2.
- KANTOROVÁ, V. 1954: Mikropaleontologický výskum podtatranského flyša. Geol. Práce, Správy Bratislava, 1.
- KANTOROVÁ, V. 1954: Mikropaleontologický výskum prešovského solinosného miocénu. Geol. Práce, Správy, Bratislava, 1.
- KANTOROVÁ, V.—KANTOR, J. 1955: Príspevok k poznaniu markazitového ložiska pri Tepličanoch severne od Košíc. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 6, č. 1—2.
- KANTOROVÁ, V. 1956: O takzvanej inocerámovej kriede v okolí Sniny. Geol. Práce, Správy, Bratislava, 9.
- KANTOROVÁ, V. 1957: Miocén okolia Prešova, solinosná formácia. Věst. Ústř. úst. geol., 32, Praha.
- KANTOROVÁ, V.—ANDRUSOV, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 9, č. 2.
- KANTOROVÁ, V.—BEGAN, A. 1958: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. Geol. Práce, Správy, Bratislava, 14.
- MAHEL, M.—KANTOROVÁ, V. 1960: Alb križňanskej série na severných svahoch V. Fatry a N. Tatier. Geol. Práce, Správy, Bratislava, 19.
- BEGAN, A.—KANTOROVÁ, V. 1961: Krieda bradlového pásma Považia v území Púchov—Bošacka dolina. Geol. Práce, Správy, Bratislava, 22.
- KANTOROVÁ, V. 1964: Zpráva o mikrobiostratigrafickom výskume v okolí Vinice. Zprávy o geol. výskumoch v roku 1963, Geol. ústav D. Štúra, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1965: Mikrofauna okrajových morských facií z podložja tortonských vulkanitov Krupinskej vrchoviny. Zprávy o geolog. výskumoch v roku 1964, Geol. ústav D. Štúra, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V.—ONDREJČKOVÁ, A.—VASS, D. 1968: A new view of the origin and the age of the Rzehakia (Oncophora) Beds in Southern Slovakia. G. Geol., Bologna, 2, 35, fasc. 3. 2 príspevky so spoluautormi v „Chronostratigraphia und Neostatotypen, Miozän M 2, Ottngangien, 1973, Vydavateľstvo SAV, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1975: Vsevolodia, a new foraminiferal genus from the Oncophora beds of southern Slovakia (Lower Miocene). ZK, sér. paleontológia 1, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1976: Biofaciálna charakteristika vrto MV-1; MV-2; VV-1 a VV-5 podľa foraminifer. Reg. geol. Záp. Karpát 6, Geol. ústav D. Štúra, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1977: Planktonic foraminifers of oncophora beds in the Ipeľská kotlina (depression). ZK, séria paleontológia 2—3, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1978: Vnútná morfológia a stavba stien niektorých zástupcov podrodu Rotaliina (Foraminiferida). Paleontologická konferencia 77 — Univerzita Karlova, Praha.
- KANTOROVÁ, V. 1978: K štruktúre stien terciernych Nodozariid (Foraminiferida). Zemný plyn a nafta, roč. XXIII, č. 4 a, Seminár o mikropaleontológii, září 1978, Hodonín.
- KANTOROVÁ, V. 1981: Význam planktonických foraminifer pre poznanie biostratigrafie a paleontologie terciaru v juhoslovenských kotlinách. IV. Slovenská geologická konferencia, Zborník referátov zv. 4, Slov. geol. úrad — Dom techniky ČSVTS, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1981: Contribution a l'étude de la morphologie des tests d'Uvigérines (Foraminifera). Actes 7-ème colloque africain de micropaléontologie, Ann. géol. et min. 28/3 Tunis.



Laurenc Snopko—Igor Tunyi

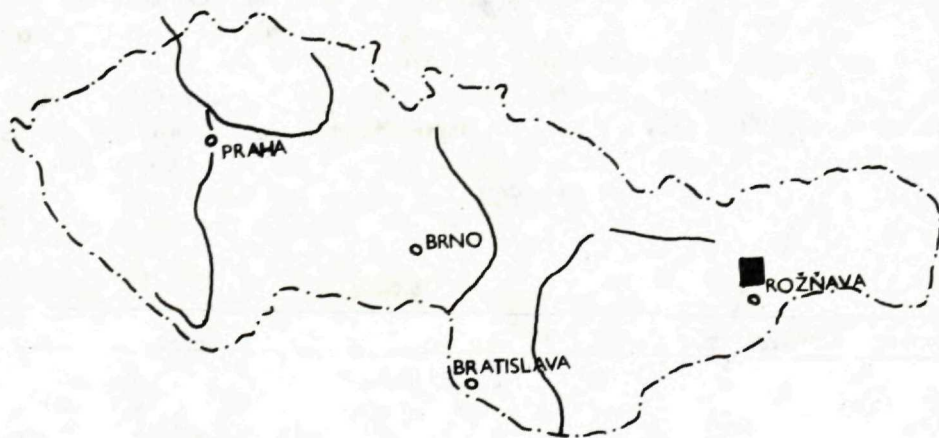
Paleomagnetické charakteristiky vybraných horninových typov staršieho paleozoika gemerika

8 obrázkov, anglické resumé

Abstract. The authors present the results of tests of paleomagnetic stability, phase analyses and measurements of paleointensity of the geomagnetic field on selected rock types from the Gelnica Group in the western part of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains). Examined were samples of the most frequent rocks like quartzose sandstones, sericite-chlorite phyllites, quartz porphyry (paleorhyolite), tuffoporphyroid and diabase (paleobasalt). The age of the rocks is Upper Cambrian to Middle Silurian. With the exception of sericite-chlorite phyllites all the rock types mentioned were suitable for paleomagnetic study. Effusive rocks are also suitable for determination of paleointensity of the geomagnetic field.

Úvod

Predkladaná práca obsahuje výsledky skúšok paleomagnetickej stability, fázových analýz a meraní paleointenzity geomagnetického poľa na vzorkách horninových



RNDr. L. Snopko, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; RNDr. I. Tunyi, Slovenský geologický úrad, Prievozská 30, 827 15 Bratislava.

typov staršieho paleozoika gemerika. Tieto výsledky sú prvou etapou paleomagnetického spracovania staropaleozoických hornín danej geologickej jednotky.

Spišsko-gemerské rudohorie (v skratke SGR), ako jedna z dôležitých oblastí SSR, je viac než 30 rokov predmetom systematického geofyzikálneho výskumu. Z doterajších prác regionálneho charakteru možno spomenúť gravimetrickú mapu ČSSR (J. Ibrmajer 1961), základné plošné tiažové a letecké profilové merania, aeromagnetické a aerorádiometrické mapovanie v mierke 1:200 000 (M. Smíšek 1961, J. Mašín et al. 1963). Ďalej regionálne tiažové a magnetické merania v mierke 1:25 000, doplnené štúdiom fyzikálnych parametrov hornín (R. Bárta et al. 1969), letecká gamaspektrometria a magnetometria v mierke 1:25 000 (K. Dědák et al. 1981). Od roku 1976 prebiehal v širokej škále metód povrchovej geofyziky podrobný prieskum východnej časti SGR. Merania vykonali pracovníci Przedsiębiorstwa Badań Geofizycznych Varšava, geologicko-geofyzikálnu interpretáciu obsahuje záverečná správa z roku 1981. Rozšírenie týchto prác na celé SGR realizuje v súčasnosti Geofyzika, n. p., závod Bratislava.

Z hľadiska geologicko-geofyzikálneho interpretoval tiažové a magnetické anomálie v Slovenskom rudohorí ako prvý O. Fusán et al. (1965) a podrobne J. Plančár et al. (1977) ako prejav hustotných a magnetických nehomogenít pod povrchom i vo väčších hĺbkach a hustotných a magnetických rozhraní ako prejav poruchových systémov.

Vzhľadom na problematiku tohto článku si zasluhujú pozornosť paleomagnetické výskumy celého mladšieho paleozoika P. Muška—J. Vozár (1978) ale najmä severnej časti SGR (J. Kotásek—M. Krs 1965, M. Krs 1969). Získané paleomagnetické smery pomerne dobre korelujú so štatisticky získanými smermi pre Euroáziu. Zo štúdiá magnetických vlastností bázických a ultrabázických hornín SGR (M. Krs 1962, 1964, M. Filo—M. Krs 1974) vyplynula ich značná variabilnosť, priamo zodpovedajúca stupňu serpentinizácie. Na vybraných ultrabázických horninách bola sledovaná magnetická objemová susceptibilita κ , prirodzená remanentná magnetická polarizácia (označená NRMP), počítané koeficienty Q_n a odvodený priebeh demagnetizácie v striedavom magnetickom poli. κ kolíše v medziach $50—60\,000 \cdot 10^{-6}$ j. SI, NRMP v medziach od 0 do 75 000 nT a Q_n od 0,1 do 25.

Okrem uvedeného prehľadu sa v SGR uskutočnilo veľké množstvo geofyzikálnych prác detailného charakteru.

Geologická charakteristika sledovaného územia

Geologický výskum v tejto oblasti tiež dospel v poslednej dobe k veľmi dobrým výsledkom. Pozornosť bola venovaná najmä paleozoickým útvarom, pretože práve v nich boli v prevažnej väčšine zistené skoro všetky rudné výskyty.

Gelnická skupina (L. Snopko—J. Ivanička in Š. Bajaník et al. 1979 —

geologická mapa Slovenského rudohoria — východ 1979), predtým opisovaná ako gelnická séria (L. Zelenka—A. Matějka in A. Matějka—D. Andrusov 1931), tvorí podstatnú časť gemerika. Sedimenty predstavujú kaledónsku vývojovú etapu. Sú značne hrubé a prevládajú v nich najmä rôzne kremenné pieskovce, drobnozrnné zlepence, kremenné sublitické a litické droby, často jemne laminované, rôzne typy fylitov, lydity, ojedinele i karbonáty. Z vulkanických typov hornín prevládajú vulkanoklastické sedimenty, rôzne tufo-tufitoporfyroidy, pôvodne paleoryolitové, paleodacitové, ojedinele paleandezitové vyvrhnuté horniny. Tieto vulkanoklastiká sú niekedy spestrené prítomnosťou už spomínaných typov kyslých výlevných hornín, dnes zmenených v metaryolity, metadacity až metaandezity. Dost často sa vyskytujú i metabazalty so sprievodnými tufmi a tufitmi.

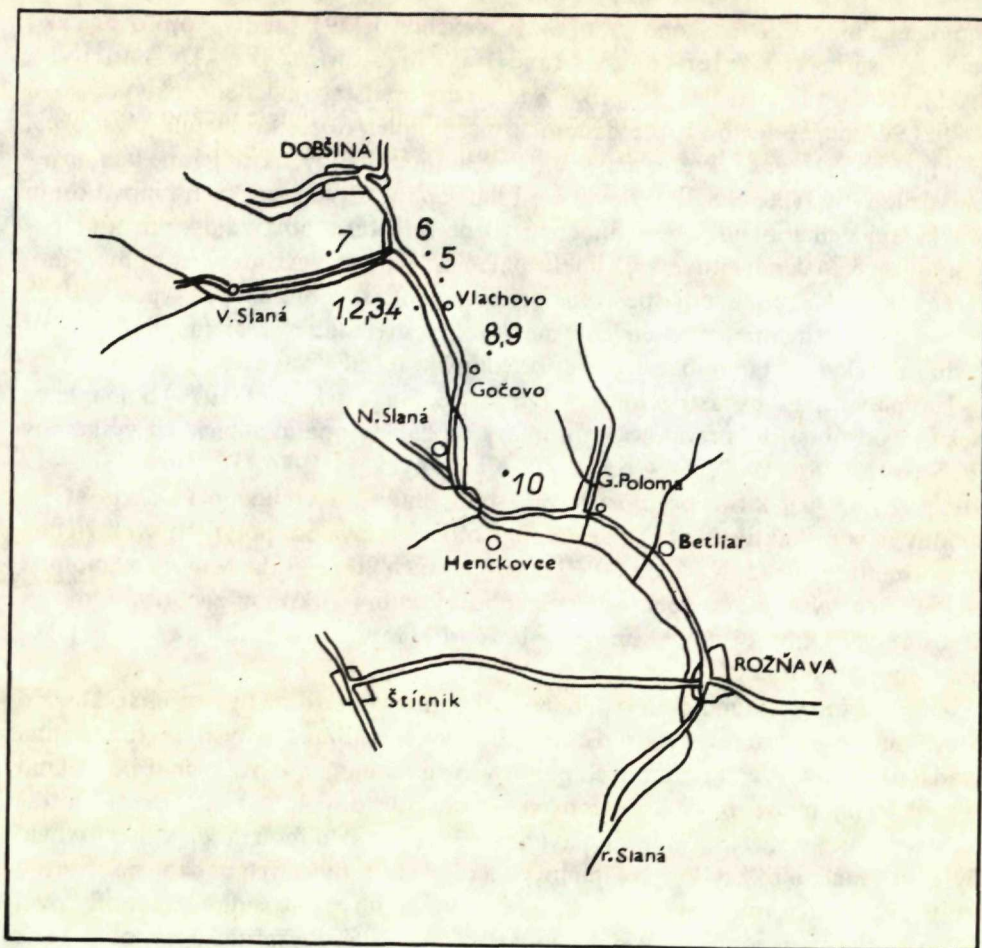
Najmä v západnej časti gelnickej skupiny (Š. Bajanič et al. 1979) bolo možné riešiť i podrobnejšie stratigrafické pomery na základe palinologických výskumov (P. Snopková 1962, O. Čorná—L. Kamenický 1976, P. Snopková—L. Snopko 1979), ktoré preukázali vek sedimentov od vrchného kambria až po spodný devón. Taktiež na základe štúdia izotopov olova bol potvrdený vek vrchné kambrium až silúr (J. Kantor 1962) na lokalitách Stará Voda, Mníšek a Smolník. Na základe výsledkov geochronologického výskumu zirkónov z porfyroidov pri Dobšinej a Uhornej (B. Cambel 1976, P. Grecula—I. Varga 1977) bol doložený vek silúrsky.

Doterajšími výskumami sa zistilo, že sedimentácia SGR má flyšový charakter, čo potvrdzuje veľké množstvo typických flyšových sedimentárnych textúr, najmä gradačne zvrstvených kremenných pieskovcov a jemne laminovaných drôb i šikmo zvrstvených jemnozrnných kremenných pieskovcov konvolútneho zvrstvenia, intraformačné brekcie, zrezávanie súvrství a pod. Svojou skladbou dokazujú existenciu flyšových facií, a to zvyšky proximálnych a distálnych flyšových podzón na rôznych stratigrafických úrovniach. Ďalej sa podarilo vyčleniť typické sedimenty subflyšovej a kryptoflyšovej zóny s faciami bohatými na šedé i grafitické fylity a faciie zelenkavých bridlíc (J. Bartalský et al. 1975).

Podiel spomínaných vulkanoklastických typov hornín je pomerne vysoký (až 41,6 %), klastické sedimentárne horniny sú zastúpené najviac 58,3 %. Vulkanoklastické sedimenty majú suchozemský pôvod, do pôvodného sedimentárneho prostredia sa dostali v podobe veľkých podmorských zosuvov.

Na určenie paleomagnetických charakteristík boli vybrané vzorky zo západnej časti staropaleozoických súvrství (obr. 1), a to jednak z najstarších horizontov vlachovského súvrstvia a jednak z vyššieho horizontu súvrstvia Bystrého potoka. Tieto litostratigrafické horizonty sú veľmi dobre odkryté najmä v poriečí rieky Slanej. Odbery vzoriek boli robené z oblasti pomerne málo tektonicky porušenej, s monotónnym priebehom magnetického aj gravitačného poľa bez výraznejších anomálií (J. Plančár et al. 1977).

U klastických sedimentov boli skúmané v podstate dva základné typy hornín — kremenné pieskovce a droby i sericiticko-chloritické fylity. Petrografickým štúdiom



Obr. 1 Náčrt sledovaného územia s číslami lokalít odberu vzoriek

Lok. 1 — Vlachovo vľavo hore od jaskyne, lok. 2 — Vlachovo nad jaskyňou, lok. 3 — Vlachovo pri železnici, lok. 4 — Vlachovo Medvedia jaskyňa, lok. 5 — Vlachovo štátna cesta, lok. 6 — Vlachovská Maša kameňolom, lok. 7 — cesta do Rejdovej, lok. 8 — Gočovo v potoku I, lok. 9 — Gočovo v potoku II, lok. 10 — Henckovce, Medvedia dolinka.

klastických sedimentov paleozoických súvrství sa naposledy zaoberala A. Vozárová (in L. Snopko—A. Vozárová 1980), ktorá navrhuje niektoré zmeny v označení hornín, a preto používame termíny v zmysle uvedenej práce.

Takéto typy sedimentov sme skúmali na lokalite Vlachovo pri železničnom moste. Vek sedimentov bol preukázaný z blízkyh lyditov na základe štúdia palinomorf. Stratigrafické rozpätie zistených palinomorf poukazuje na rozpätie vrchné kambrium—spodný ordovik (P. Snopková—L. Snopko 1979). Metamorfované kremenné droby (predtým kremenné pieskovce) majú výraznú inverziu

v zrelosti. Veľký obsah kremeňa v piesčitej frakcii poukazuje na typ sedimentov vysokej mineralogickej zrelosti, naproti tomu štruktúrne ide o nezrelé typy sedimentov s vysokým obsahom základnej hmoty — súčasne metamorfne rekryštalizovanej, zloženej zo sericitu, chloritu i jemnozrnného kremeňa. Ojedinele možno v drobkách pozorovať živce, sludy i ťažké minerály — rutil, zirkón, apatit a pod.

U fylitov je výrazná typická textúra metamorfovaných hornín s veľmi dobre vyvinutými plochami foliácie. Regionálnou metamorfózou, podobne ako i v kremenných pieskovochoch, nastali epizonálne premeny dosahujúce stupeň fácie zelených bridlíc. Tento typ sedimentov sme skúmali na lokalite Gočovo v malom potoku východne od obce. I táto lokalita bola palinologicky doložená; stratigrafické rozpätie získaných palinomorf poukazuje na vek spodný—stredný ordovik (P. Snopková—L. Snopko 1979). V štruktúre horniny sa dosť často zachovali relikty pôvodnej laminovanej sedimentárnej textúry, t. j. svetlejšie pružky (laminy). Sú to pôvodné fragmenty jemnozrnných piesčitých hornín, teda predstavujú gradačne zvrstvenú hrubozrnnjšiu kremennú klastickú prímes v jemných pelitických horninách. Dnes sú zmenené na základnú hmotu zloženú zo sericitu, chloritu, niekedy s prímесou grafitu. Pelitické súčasti reprezentujú pôvodný ílovitý materiál, obohatený úlomkami ťažkých minerálov — rutilu, zirkónu, apatitu, ako i drobné lupienky klastických slúd. Najmä v jemnejších častiach fylitov možno pozorovať prítomnosť drobných kryštálov pyritu. Metamorfne pochody po plochách foliácie spôsobili nepatrné posuny a vznik nepravých vrások.

Vo vlahovských vrstvách, najmä v záreze štátnej cesty severne od Vlachova, boli skúmané i výlevné typy hornín, najmä teleso diabázu (paleobazaltu). Ide o jemnozrnný až celistvý spilitizovaný diabáz. Podľa mikroskopického výskumu (J. Chmelík—L. Snopko 1979) má hornina výraznú diabázovoofitickú až poikilitickú štruktúru so všesmerne usporiadanými lištami živcov, uloženými v základnej jemnozrnej zelenej hmote zloženej z chloritu a epidotu. Možno v nej pozorovať leukoxén, apatit, albit, ilmenit. Minerálnu paragenézu spestrujú ďalšie minerály — z rudných ilmenit, ktorý je pomerne zriedkavý. Naproti tomu sa hematit vyskytuje pomerne často. Ak sa vyskytuje magnetit, má idiomorfne obmedzenia. Z druhotných minerálov je to kalcit, niekedy sekundárny kremeň.

Vo Vlachovskej Maši (lok. č. 6, obr. 1) sa náchádza teleso kremenného porfýru (paleoryodacitu). Z pôvodných reliktných štruktúr efuzívnej horniny sa zachovala najmä výrazná porfyrická štruktúra, v ktorej môžeme zreteľne rozlíšiť základnú hmotu od jednotlivých výrastlíc. Ide zrejme o dve generácie minerálov. Výrastlice sú tvorené najmä kremeňom, ortoklasom, albitoligoklasom a biotitom. Základnú hmotu tvorí ďalšia generácia minerálov tvoriaca mikrogranitickú štruktúru. Drobné živce sú v nej hypidiomorfne zrnité, kremeň je alotriomorfny. V okrajových častiach telesa je základná hmota mikrofelzitická a minerály nemožno presne identifikovať — majú submikroskopickú veľkosť. Predpokladáme, že základná hmota vznikla pravdepodobne zo sklovitej hmoty devitrifikáciou vo vodnom prostredí. Ojedinelé výskyty ovoidov oválneho tvaru, vyplnené lúčovite usporiadanou kremito-albitovou

hmotou chápeme ako výplne mandľovcovitých ekvivalentov. Epizonálne metamorfne premeny sú nepatrné, naznačené slabým usmernením. Z nepriesvitných minerálov sa v telesách ojedinele vyskytuje magnetit i titanomagnetit. Sprievodné minerály sú zirkón, apatit a rutil.

Vulkanoklastické typy hornín — tufo- a tufitoporfyroidy boli skúmané z lokalít Baňa Július pri ceste do Rejdovej a z lokality Henckovce pri Medvedej dolinke (obr. 1). Z reliktných štruktúr možno pod mikroskopom pozorovať kryštaloklastickú (psamitovú) štruktúru. Hornina sa skladá prevažne z úlomkov kremeňa, ortoklasu, albitoligoklasu, šachovnicového albitu, no i z menších úlomkov hornín kremenných porfýrov. Množstvo úlomkov v základnej hmote je pomerne rovnomerne rozložené a uzavreté v jemnozrnej popolovitej hmote zloženej z drobných kremeňov, živcov, hlavne zo sericitu, ojedinele možno pozorovať hematit, titanomagnetit, rutil a zirkón. V niektorých typoch (pri Henckovciach) je v základnej hmote vysoké percento sedimentárnej prímеси, niekedy i s grafitom. Štruktúra je jemná vitroklastická. Pomerne často možno v porfiroidoch zistiť synsedimentárne útržky hornín, a to sericiticko-chloritických bridlíc, jemných kremenných pieskovcov i odlišný vulkanoklastický materiál (J. Chmelík—L. Snopko 1979).

Na vulkanoklastickom materiáli sa markantne prejavila hercýnska regionálna metamorfóza, ktorá porušila pôvodne sedimentárne štruktúry a spôsobila i epizonálnu premenu pôvodných hornín. Hrubo- a jemnozrnejšie typy hornín majú štruktúru blastokryštaloklastickú, jemnozrnejšie typy blastolitoklastickú. Úlomky kremeňa sú silne deformované, rozdrvené do tvaru šošoviek. Väčšie úlomky hornín, živcov sú silne sericitizované a usmernené, základná sericiticko-kremitá hornina je výrazne usmernená, prekryštalizovaná, má lepidoblastickú až mikrolepidoblastickú štruktúru. V okolí väčších úlomkov kremeňa je sericitická hmota usporiadaná koncentricky, častejšie však obteká väčšie kryštály deformované do tvaru šošoviek. Makroskopicky je hornina výrazne usmernená s dobre vyvinutými foliačnými plochami. (L. Snopko—J. Chmelík 1961).

Údaje o skúmaných horninových typoch (obr. 1, tab. 1)

Kremenná droba — vrchné kambrium—spodný ordovik (lok. 3 Vlachovo pri železnici; vzorky č. 202—223).

Diabaz (paleobazalt) — vrchné kambrium—spodný ordovik (lok. 5 Vlachovo štátna cesta; vz. č. 241—249).

Kremenný porfýr (paleoryodacit) — spodný—stredný silúr (lok. 6 Vlachovská Maša kameňolom; vz. č. 250—259).

Tufoporfyroid — stredný silúr (lok. 7 cesta do Rejdovej, 1 km v. od bane Július; vz. č. 265—281).

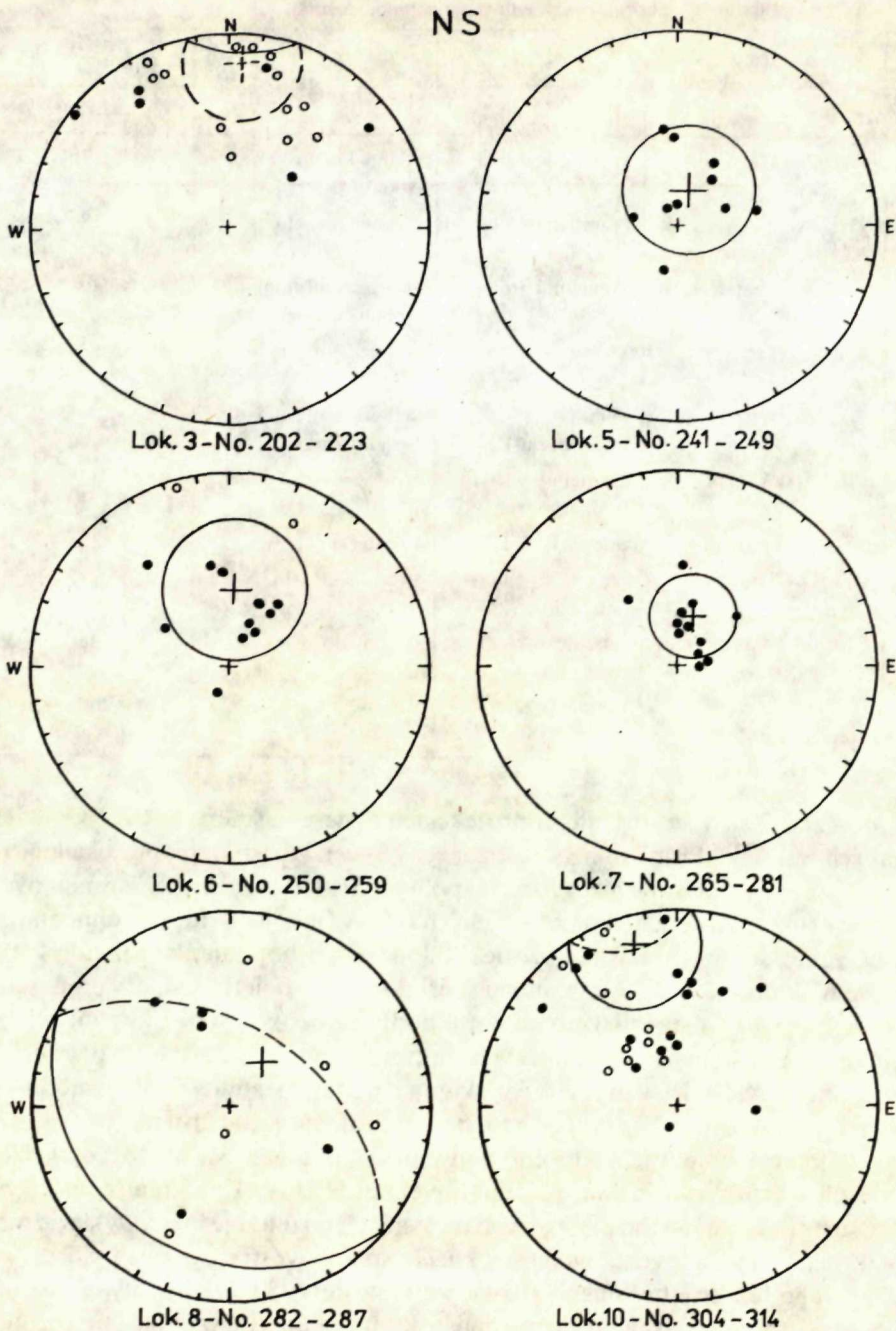
Sericiticko-chloritický fylit — stredný ordovik (lok. 8 Gočovo v potoku II; vz. č. 282—287).

Tufoporfyroid — stredný silúr (lok. 10 Henckovce—Medvedia dolinka; vz. č. 304—314).

Tabuľka 1. Prehľad skúmaných horninových typov staršieho paleozoika gemerika

Lo- kalita	Označenie lokality	Druh horniny	Vek	Počet vz.	Pracovné číslo vz. z interv.
1	Vlachovo vľavo hore od jaskyne	kremenná droba	vrchné kambrium- -spodný ordovik	15	170—180
2	Vlachovo nad jaskyňou	kremenná droba	vrchné kambrium- -spodný ordovik	14	181—201
3	Vlachovo pri železnici	kremenná droba	vrchné kambrium- -spodný ordovik	19	202—223
4	Vlachovo Medvedia jaskyňa	kremenná droba	vrchné kambrium- -spodný ordovik	16	224—240
5	Vlachovo štátna cesta	diabáz (paleobazalt)	vrchné kambrium- -spodný ordovik	10	241—249
6	Vlachovská Maša — kameňolom	kremenný porfýr (paleoryodacit)	spodný-stredný silúr	13	250—259
7	cesta do Rejdovej	tufoporfýroid	stredný silúr	12	265—281
8	Gočovo v potoku I.	sericiticko-chlori- tický fylit	stredný ordovik	10	282—287
9	Gočovo v potoku II.	sericiticko-chlori- tický fylit	stredný ordovik		288—303
10	Henckovce Medvedia dolinka	tufoporfýroid	stredný silúr	26	304—314

Na obrázku 2 sú v šiestich stereoprojekciách vynesené smery NRMP všetkých skúmaných vzoriek. Písmenom N je označený sever a pod stereoprojekciami je uvedené pracovné očíslovanie vzoriek spolu s číslom lokality. U kremenných pieskovcov (lok. 3) a sericiticko-chloritických fylitov (lok. 8) — ide o sedimentárne horniny, preto sú smery NRMP vzoriek sklopené do horizontálnej polohy, čiže opravené o úklon vrásky. Na Grahamovú skúšku stability boli tieto smery prenesené do polohy „in situ“ a štatistické parametre podľa Fisherovej štatistiky sú uvedené v tabuľke 2. U ostatných, vulkanických, hornín sú udané smery NRMP vzoriek v polohe „in situ“. Keďže v prvej fáze výskumu ide o testy stability a výber vhodných hornín na paleomagnetické spracovanie, nepotrebujeme zatiaľ zistené smery opravovať o úklon celého telesa, z ktorého boli vzorky odobraté. Na stereoprojekciách udávajú plné krúžky normálnu, prázdne inverznú NRMP. Krížikom je označený stredný smer (u kremenného pieskovca čiarkovane, lebo tento je inverzný), kružnice sú tzv. kružnice spoľahlivosti ako stopy kužeľa spoľahlivosti na guľovej ploche, vo vnútri ktorého leží stredný smer s pravdepodobnosťou 95 %. Polouhly α_{95} kužeľa spoľahlivosti spolu s parametrom presnosti k sú uvedené v tabuľke 2. Kružnice spoľahlivosti a parametre presnosti dávajú obraz o rozptyle smerov. (Presnejšie, kružnice spoľahlivosti by mali byť skreslené zásluhou excentricity stredného



Obr. 2 Smery NRMP v prirodzenom stave (NS) s pracovným očíslovaním lokalít a vzoriek
 Lok. 3 — Vlachovo pri železnici (kremenná droba), lok. 5 — Vlachovo štátna cesta (diabáz), lok. 6 —
 Vlachovská Maša-kameňolom (kremenný porfýr), lok. 7 — cesta do Rejdovej (tufoporfýroid), lok. 8 —
 Gočovo v potoku I (sericiticko chloritický fylit), lok. 10 — Henckovce, Medvedia dolinka (tufoporfý-
 roid). Križikom je naznačený stredný smer, okolo neho je kružnica spojahlivosti.

Tabuľka 2. Tepelné čistenie vzoriek horninových typov kryštalinika gemerika

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
No	Lok.	Dem. t °C	D _{str.} °	I _{str.} °	α ₉₅ °	k	N	J ₀ [nT]	J _r /J ₀	$\frac{\chi_0}{\chi_0}$ 10 ⁻⁶ J. SI	$\frac{\chi_r}{\chi_0}$
170—180	1	NS	7.8	51.9	47.7	1.61	15	0.18	0.759	62	0.856
		220	67.6	79.0	52.9	1.58	13				
		250	109.0	59.3	62.7	1.41	13				
in situ		NS	10.9	19.4	51.2	1.53	15				
		220	31.3	55.1	56.4	1.51	13				
		250	75.6	53.5	58.0	1.48	13				
181—201	2	NS	4.7	10.1	21.4	4.43	14	0.21	0.547	95	0.990
		220	8.9	7.1	40.3	2.40	10				
		250	336.8	26.6	42.1	2.28	10				
in situ		NS	9.8	51.5	24.5	3.59	14		0.522		0.987
		220	13.0	52.0	31.0	3.39	10				
		250	297.2	64.3	39.8	2.43	10				
202—223	3	NS	4.8	- 8.8	16.8	4.96	19	0.18	0.623	62	0.988
		220	4.5	-10.5	25.3	2.95	17				
		250	4.9	7.7	39.4	1.79	17				
in situ		275	349.9	29.4	33.6	2.10	17		0.489		1.011
		NS	7.5	26.0	18.3	4.36	19				
		220	6.6	24.1	28.0	2.60	17				
224—240	4	NS	353.3	18.4	25.2	3.12	16	0.18	0.584	80	1.071
		220	1.7	2.8	40.9	1.91	14				
		250	323.3	45.0	35.6	2.22	14				
241—249	5	NS	18.5	67.7	20.3	6.64	10	23.58	0.898	512	0.996
		200	24.0	59.2	56.5	5.83	3				
		300	17.3	62.8	62.3	4.99	3				
250—259	6	400	353.4	58.8	88.2	3.06	3		0.900		0.992
		450	349.3	61.8	86.7	3.12	3				
		NS	1.5	48.2	20.5	5.05	13				
265—281	7	200	7.2	50.6	26.1	7.55	6	0.23	0.428	44	0.968
		300	346.9	44.6	46.9	2.99	6				
		400	302.9	4.5	52.1	2.60	6				
282—287	8	450	331.5	19.9	47.5	2.94	6		0.273		0.998
		NS	17.9	65.0	11.2	16.01	12				
		120	357.8	52.1	21.6	7.51	8				
304—314	10	150	358.4	58.4	18.7	8.54	9	4.08	0.285	95	0.995
		200	352.2	57.9	23.2	5.88	9				
		NS	36.5	59.2	97.0	1.22	10				
282—287	8	120	109.5	28.6	94.3	1.31	8	0.13	0.927	106	0.999
		150	47.8	45.4	79.4	1.38	9				
		200	65.6	60.7	109.2	1.19	9				
304—314	10	NS	342.5	8.7	20.9	2.83	26	0.11		186	
		N	350.0	36.9	18.6	4.64	17				
		R	329.6	-40.8	14.2	14.20	9				

smeru, avšak táto nepresnosť nevlýva na názornosť obrázkov.) Extrémne veľký rozptyl smerov je u sericiticko-chloritických fylitov z lokality 8. Pre nevhodnosť iných odkryvov boli vzorky brané z miest bohatých na mikrovrásky, a hoci boli uvádzané vzorky vyberané starostlivo, sú zrejme všetky postihuté deformáciou, čo sa prejavuje vo veľkom rozptyle smerov. Okrem paleodiabázu (lok. 5) a tufoporfyroidu (lok. 7) je absolútna hodnota NRMP ostatných hornín veľmi nízka (tab. 2), u niektorých, ako napríklad tufoporfyroidov z Henckoviec (lok. 10) a fylitov z Gočova (lok. 8) na hraniciach merateľnosti. Už preto by sa dali tieto dva druhy hornín označiť ako nevhodné pre ďalší paleomagnetický výskum.

Laboratórne testy paleomagnetickej stability

Z každého druhu hornín boli vybrané reprezentatívne vzorky a podrobené skúškam paleomagnetickej stability v striedavom (ozn. \overline{AC}) a tepelnom (ozn. TD) demagnetizačnom poli. Výsledky testov stability sú znázornené na obrázkoch 3 a 4. Tepelné čistenie bolo robené v nemagnetickej peci. U oboch demagnetizácií bolo laboratórne magnetické pole vykompenzované Helmholtzovými cievkami a priebežne kontrolované „flux-gate“ magnetometrom. Hodnota nevykompenzovaného poľa nepresahovala 10 nT. Absolútna hodnota magnetickej polarizácie vzoriek bola meraná na rotačnom magnetometri JR-4 s citlivosťou 4 pT. Pri TD bola meraná aj magnetická objemová susceptibilita vzoriek na kapamôstiku KLY-1 s citlivosťou $4 \cdot 10^{-8}$ j.SI. Laboratórne merania boli robené v geomagnetickom laboratóriu Geofyziky, n. p., Brno, závod Praha, v Průhoniciach.

Na obrázku 3 sú vľavo pod sebou znázornené výsledky TD- a vpravo výsledky \overline{AC} -demagnetizácie. Na stereoprojekciách sú vynesené smery remanentnej magnetickej polarizácie (RMP) po každom kroku demagnetizácie. Vynesené smery majú magnetickú polarizáciu vzhľadom k šípke na vzorke a k jej hranám. Sú to smery magnetickej polarizácie vo vzorke tvaru kocky, ktorá leží v strede stereoprojekcie a jej šípka na hornej strane smeruje k N. Grafy na obrázku 4 predstavujú tzv. normalizované grafy TD- a \overline{AC} -demagnetizácie. J_t a κ_t označujú magnetickú polarizáciu a susceptibilitu po demagnetizácii teplotou t (v °C), J_0 a κ_0 počiatočné hodnoty týchto veličín (tab. 2). J_H znamená magnetickú polarizáciu vzorky po demagnetizácii striedavým magnetickým poľom \overline{H} udaným v jednotkách $10^3/4 \pi$ A/m, ktoré číselne zodpovedajú prv užívaným jednotkám Oersted. Treba poznamenať, že úsečky spájajúce body na demagnetizačných grafoch a stereoprojekciách sú udávané len pre lepšiu orientáciu, a nepredstavujú skutočný priebeh demagnetizácie.

Sedimentárne horniny zachovávajú smer NRMP len do teplôt približne

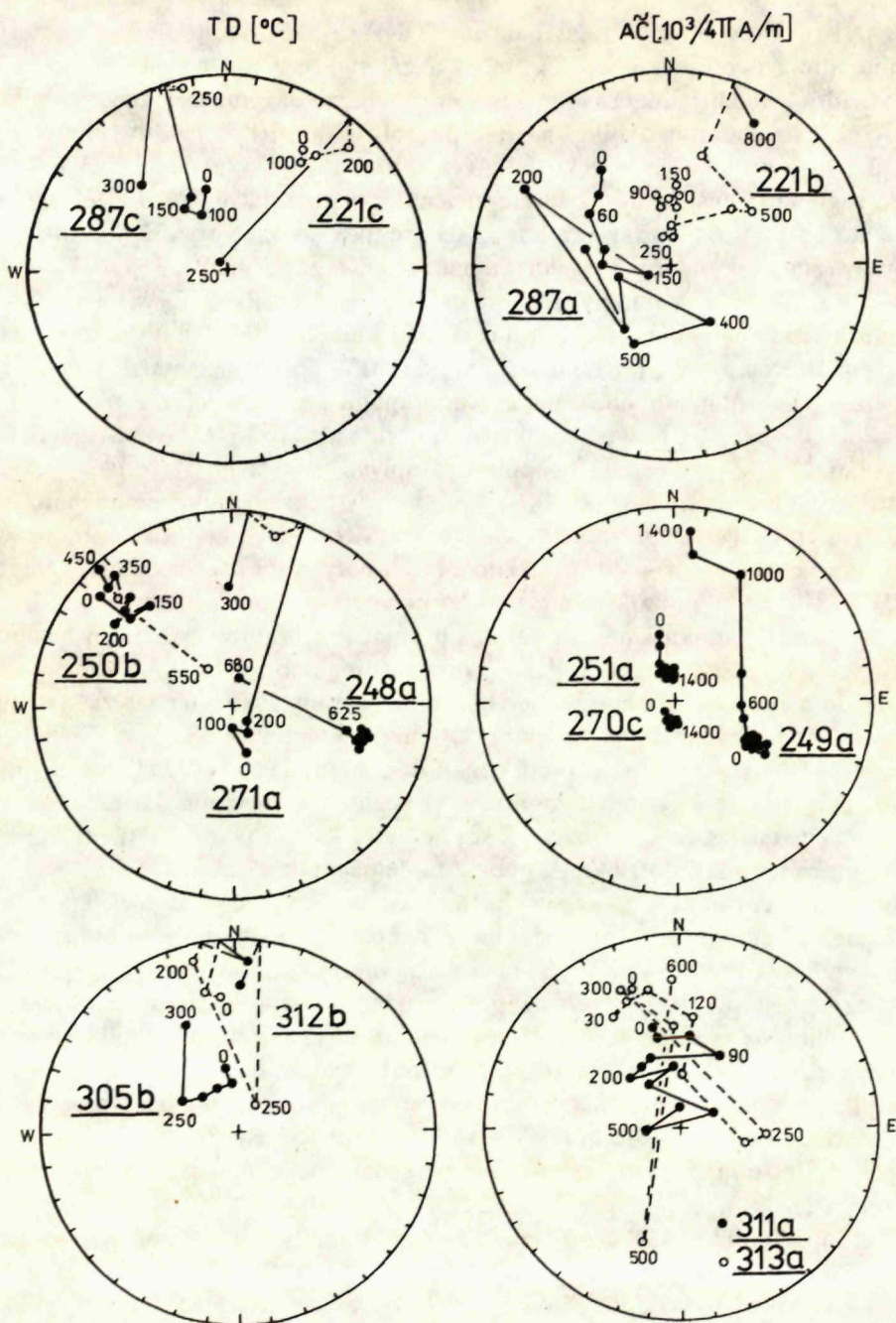
200 °C. Kremenná droba (vz. 221c na obr. 3 a 4) sa čistí do tejto teploty pomerne plynule a jej susceptibilita nevykazuje veľké zmeny, čo svedčí o tom, že vo vzorke nedochádza pri nahriatí k fázovým zmenám. Voči striedavému demagnetizačnému poľu je tento materiál stabilný najviac po $150\text{--}200 \cdot 10^3/4 \pi \text{ A/m}$ (obr. 3 a 4, vz. 221b). Sericiticko-chloritický fylit (vz. 287c a vz. 287a na obr. 3 a 4) je paleomagneticky nestabilný tak voči tepelnému, ako aj voči striedavému demagnetizačnému poľu. V najlepšom prípade sa dá predpokladať, že pri TD do 200 °C sa odbúrava silná sekundárna magnetická polarizácia (vz. 287c, obr. 3, 4).

Vulkanogénne horniny. Paleodiabaz (lok. č. 5, vz. 248a, 249a na obr. 3 a 4) je najsilnejšie nemagnetovaná hornina z celej kolekcie (tab. 2). Voči tepelnému demagnetujúcemu poľu je veľmi stabilná, do 500—550 °C sa smer RMP takmer nemení a jej absolútna hodnota má mierne stúpajúcu tendenciu (vz. 248a na obr. 3 a 4). Po 550—575 °C prudko vzrastie susceptibilita a nad 625 °C rastie aj magnetická polarizácia. Z priebehu susceptibility vyplýva, že zmena v magnetických vlastnostiach horniny začína od 500 °C. Zaujímavý je priebeh \widetilde{AC} -demagnetizácie tohto materiálu (vz. 249a, obr. 3, 4). Do $400 \cdot 10^3/4 \pi \text{ A/m}$ je demagnetizácia rovnomerná (pokles asi na 90 % počiatočnej hodnoty) a ani smer sa takmer nemení. Pri $500 \cdot 10^3/4 \pi \text{ A/m}$ narastá magnetická polarizácia a odklon smeru (vz. 249a, obr. 3). Ak sa inými skúškami potvrdí, že v hornine je prítomný sekundárny hematit, čomu podľa G. N. Petrovovej (1977) nasvedčuje priebeh TD- a \widetilde{AC} -demagnetizácií, dalo by sa tvrdiť, že hornina je vhodná na paleomagnetickú analýzu, a to buď v prirodzenom stave alebo po tepelnom čistení do teplôt 500 °C.

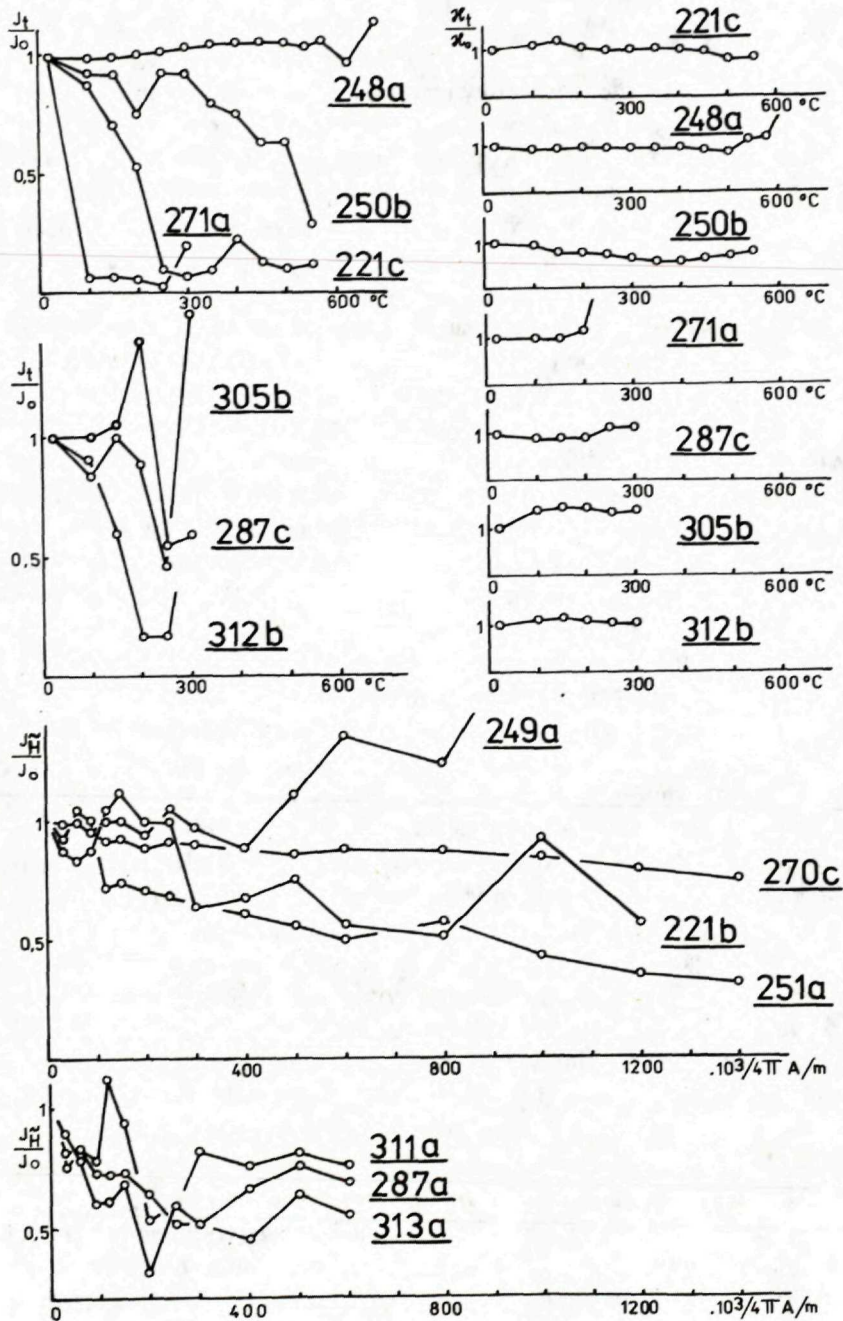
Kremenný porfýr (paleoryodacit — lok. č. 6, vz. 250b a vz. 251a na obr. 3, 4) sa javí paleomagneticky stabilným a jeho viskóznou magnetickú polarizáciu možno zrušiť v demagnetizačných poliach nízkej hodnoty — do 200—300 °C pri TD-demagnetizácii a do $120 \cdot 10^3/4 \pi \text{ A/m}$ pri \widetilde{AC} -demagnetizácii.

Tufoporfyroid (lok. č. 7, vz. 271a, 270c na obr. 3 a 4) je voči tepelnému demagnetujúcemu poľu veľmi nestabilný a naopak, voči striedavému poľu mimoriadne stabilný. Pri TD sa NRMP, hoci v absolútnej hodnote dosť veľká (tab. 2), prakticky zruší pri 100 °C. Od 150 °C prudko vzrastá magnetická objemová susceptibilita, čo svedčí o fázových zmenách, ku ktorým v hornine vplyvom tepla dochádza. Jedným z vysvetlení tohto javu môže byť, že hornina bola v priebehu svojej histórie premagnetovaná pri epizonálnej metamorfóze, pričom teplota počas metamorfózy nebola vyššia než 100—150 °C. V prirodzenom stave by sa smery NRMP mohli použiť na odvodenie smeru geomagnetického poľa v čase metamorfózy.

U tufoporfyroidov lok. č. 10 boli k testom stability vybrané po dve vzorky, s normálnym aj inverzným smerom NRMP (vz. 305b, 312b a 311a, 313a na obr. 3 a 4). Ako už bolo spomenuté, táto hornina je veľmi málo magnetická (tab. 2) a jej nízku paleomagnetickú stabilitu dokazujú aj TD- a \widetilde{AC} -testy.



Obr. 3 TD- a $\tilde{A}C$ -demagnetizácia — zmeny smerov RMP 221c, 221b — kremenná droba, 248a, 249a — diabáz, 250b, 251a — kremenný porfýr, 271a, 270c — tufoporfýroid, 287c, 287a — sericiticko-chloritic-ký fylit, 305b, 312b, 311a, 313a — tufoporfýroid.



Obr. 4 TD- a $\tilde{A}C$ -demagnetizácia (viď text k obr. 3)

Výsledky fázových analýz

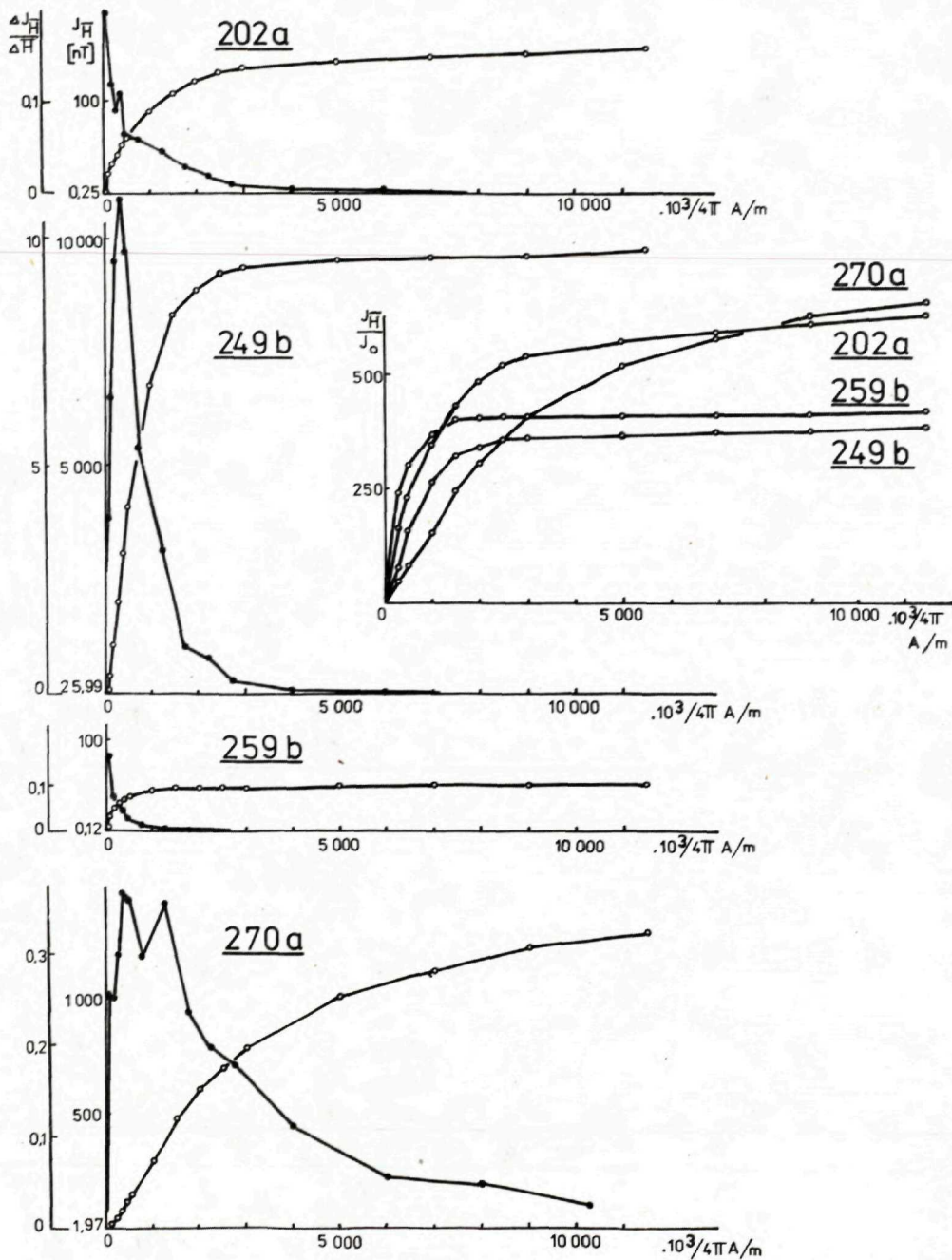
Na obrázku 5 sú znázornené výsledky izotermálneho magnetovania vzoriek vybraných na tepelné fázové analýzy. Krivky predstavujú remanentnú magnetickú polarizáciu (RMP) meranú po jednotlivých krokoch magnetovania. Maximálna hodnota magnetického poľa elektromagnetu bola $11\,500 \cdot 10^3/4 \pi \text{ A/m}$, jednotlivé kroky udávajú krúžky na grafoch. Magnetizačné grafy vychádzajú z počiatočnej hodnoty NRMP, označenej J_0 a uvedenej v počiatku súradníc. Veľkosť polarizácie je udaná v nT a označená J_H . Na grafoch sú ďalej vyznačené grafické derivácie magnetizačných kriviek a označené sú $\Delta J_H/\Delta H$. Grafy J_H/J_0 udávajú normované magnetizačné krivky vzoriek. Rôzne nepravideľnosti a skoky na krivkách sú spôsobené technickými chybami pri magnetovaní vzoriek.

U vzorky 270a (obr. 5) môžu dve maximá krivky $\Delta J_H/\Delta H$ znamenať buď dva druhy magnetického materiálu v hornine, alebo meračské chyby. Na základe TD- a AC-testov je pravdepodobná prvá alternatíva. Všeobecne platí, že čím je magnetizačná krivka plochejšia, tým je magnetická polarizácia horniny tvrdšia. Z tohto hľadiska najtvrdšia RMP vzniká v tufoporfyroidoch z lokality č. 7 (vz. 270a na obr. 5), ktorá nie je nasýtená ani v poli $11\,500 \cdot 10^3/4 \pi \text{ A/m}$. Najmäkší je kremenný porfýr z lokality č. 6.

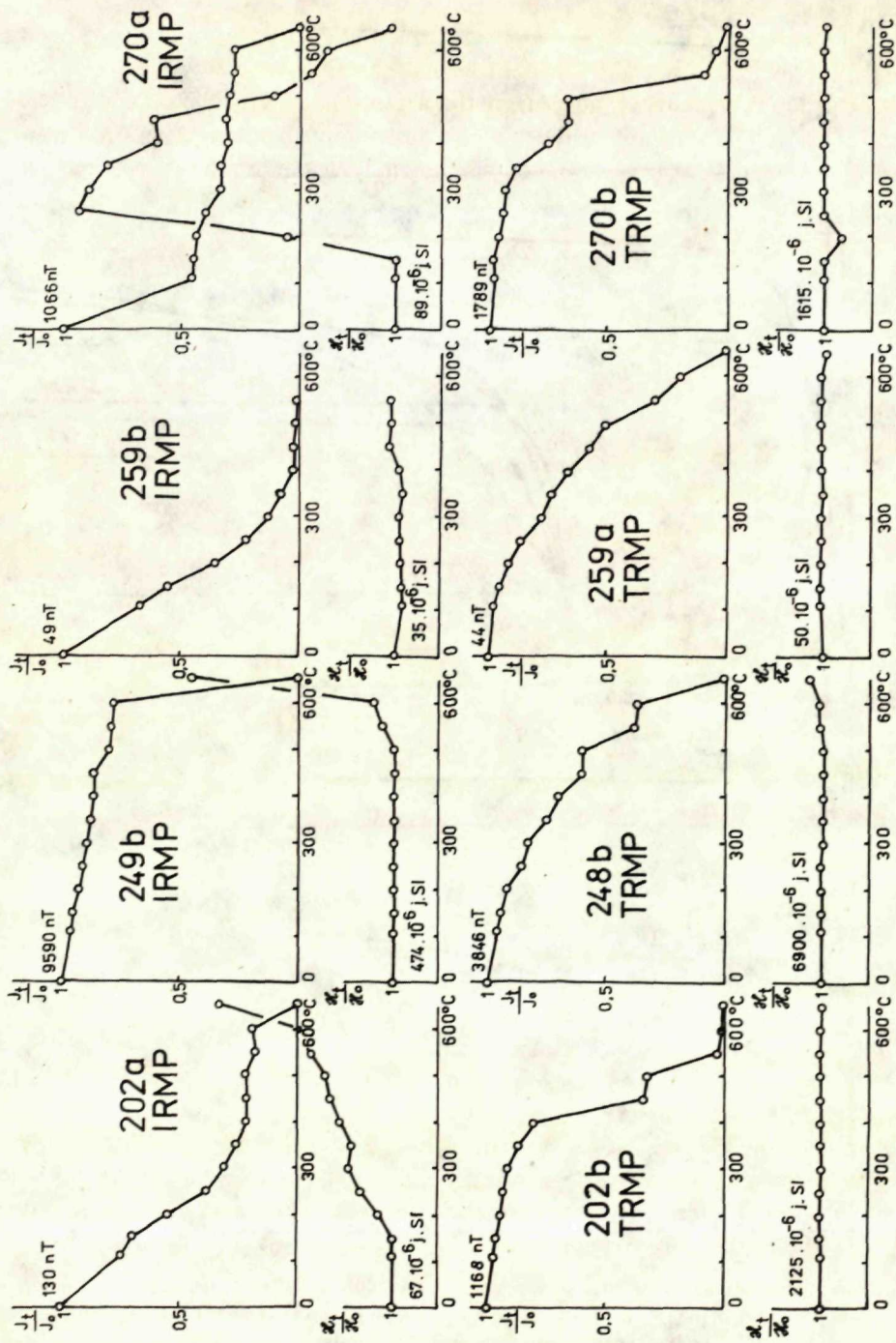
Na obrázku 6 sú pod sebou tepelné demagnetizačné krivky J_t/J_0 párov vzoriek z rovnakej horniny a im zodpovedajúci priebeh magnetických susceptibilit. Priebeh izotermálneho magnetovania (IRMP) je opísaný vyššie. Termoremanentná magnetická polarizácia (TRMP) sa získala tým, že všetky vzorky boli vyhriate nad teplotu 680°C a ochladzované v laboratórnom magnetickom poli. V maximálnej teplote zotrúvali vzorky asi 1 hodinu, aby sa dosiahlo ich úplné prehriatie. Nahrievanie bolo robené vo vzduchu. Z porovnania kriviek IRMP (t) a TRMP(t) zistíme teploty, pri ktorých nastávajú vo vzorkách zmeny magnetických vlastností horniny. Hodnoty J_0 a κ_0 sú vyznačené v počiatkoch grafov. Ako vidieť z kriviek κ_t/κ_0 pre vzorky s IRMP, magnetická susceptibilita na tieto zmeny citlivo reaguje.

Z magnetizačných a demagnetizačných kriviek na obrázku 5 a 6 môžeme podľa kritérií uvedených v literatúre (G. N. Petrovova 1977, D. M. Pečerskij et al. 1975) predpokladať v horninách nasledovný magnetický materiál a fázové zmeny prebiehajúce v ňom pri nahriatí:

V kremennej drobe (vz. 202a a 202b na obr. 6) dochádza k fázovým zmenám pri teplote okolo 200°C . Pôvodným magnetickým materiálom je zmes titanomagnetitu a hematitu. Titanomagnetit charakterizuje ohyb demagnetizačnej krivky u vzorky 202a s IRMP v teplotách do $300\text{--}400^\circ\text{C}$; malé množstvo hematitu sa prejavuje tým, že úplná demagnetizácia vzorky nastáva až pri teplote 680°C . O pôvodnom zastúpení titanomagnetitu a hematitu svedčia aj charakteristické znaky izotermálneho magnetovania vzorky 202a (obr. 5). K nasýteniu dochádza okolo $3000 \cdot 10^3/4 \pi \text{ A/m}$ a maximum $\Delta J_H/\Delta H$ je okolo $400 \cdot 10^3/4 \pi \text{ A/m}$. Ak považujeme krivku



Obr. 5 Izotermálne magnetovanie 202a — kremenná droba, 249b — diabáz, 259b — kremenný porfýr, 270a — tufoporfýroid, J_H [nT] — RMP vzorky po magnetovaní poľom \vec{H} , $\Delta J_H/\Delta H$ — grafická derivácia magnetizačných kriviek, J_H/J_0 — normalizované magnetizačné grafy.



Obr. 6 Tepelné demagnetovanie izotermálne (IRMP) a termoremanentne (TRMP) namagnetovaných vzoriek

izotermálneho magnetovania za správnu, a neberieme do úvahy možné chyby merania, menšie maximum krivky $\Delta J_H / \Delta H$ pri $H = 600 \cdot 10^3 / 4 \pi \text{ A/m}$ môže znamenať prítomnosť hematitu. Z demagnetizačného grafu TRMP vzorky 202b (obr. 6) môžeme predpokladať prítomnosť magnetitu a titanomagnetitu. Nakoľko ide o sedimentárnu horninu, môžeme usudzovať, že pôvodnou magnetickou polarizáciou v hornine je sedimentárna remanentná magnetická polarizácia. Testy stability ukázali (predchádzajúca kapitola), že táto zostala v hornine zachovaná, treba ju však očistiť od sekundárnej viskózne magnetickej polarizácie v malých demagnetizačných poliach.

V paleodiabáze (vz. 249b a 248b na obr. 6) je nositeľom magnetizmu pravdepodobne zmes magnetitu a jemozrnného hematitu. Svedčí o tom demagnetizačný graf vzorky 249b s IRMP (krivka sa výrazne lomí pri Curieho teplotách magnetitu — 578 °C a hematitu — 675 °C) aj krivky izotermálneho magnetovania vzorky 249b (obr. 5), kde nasýtenie vzorky nastáva okolo $3000 \cdot 10^3 / 4 \pi \text{ A/m}$ a maximum krivky $\Delta J_H / \Delta H$ je pri hodnotách 500–600 $\cdot 10^3 / 4 \pi \text{ A/m}$. Po vypálení (vz. 248b na obr. 6) prevláda v hornine magnetit. Už pri testoch stability bolo spomenuté, že hematit je v hornine pravdepodobne sekundárnym minerálom, ktorý sa z horniny odbúrava pri TD-demagnetizácii, zatiaľ čo pri AC-demagnetizácii hematit v hornine zostáva a odbúrava sa magnetická polarizácia viazaná na primárny magnetit (vz. 248a a 249a na obr. 3 a 4). Thelierová metóda aplikovaná na vzorky 241 a 242 (obr. 7) potvrdila výsledky TD, no z porovnania demagnetizačných a magnetizačných kriviek nemôžeme jednoznačne označiť NRMP za termoremanentnú.

Pôvodným magnetickým materiálom v kremennom porfýre (paleoryodacite); vz. 259b a 259a na obr. 6) je hrubozrnný magnetit. Svedčí o tom izotermálne magnetovanie vzorky 259b (obr. 5), kde krivka $\Delta J_H / \Delta H$ nadobúda maximum v poli menšom než 400 $\cdot 10^3 / 4 \pi \text{ A/m}$ a nasýtenie vzorky nastane do 1000 $\cdot 10^3 / 4 \pi \text{ A/m}$. Malé zvýšenie krivky κ_1 / κ_0 pri vzorke 259b (obr. 6) vo vysokých teplotách znamená, že pri náhreve nad Curieho teplotu magnetitu vzniká v hornine hematit. Na vznik hematitu v hornine procesom vypálenia poukazuje aj demagnetizačný graf vzorky 259a (obr. 6). O tom, že hornina zachováva svoju primárnu remanentnú magnetickú polarizáciu, svedčia testy stability tepelným a striedavým demagnetizačným poľom (vz. 250b a 251a na obr. 3 a 4). Thelierova metóda aplikovaná na vzorky tejto horniny poskytuje predpoklad, že pôvodná magnetická polarizácia v hornine je termoremanentného pôvodu, pričom teplota pri vzniku primárnej TRMP bola okolo 200 °C (vz. 252 a 256 na obr. 7).

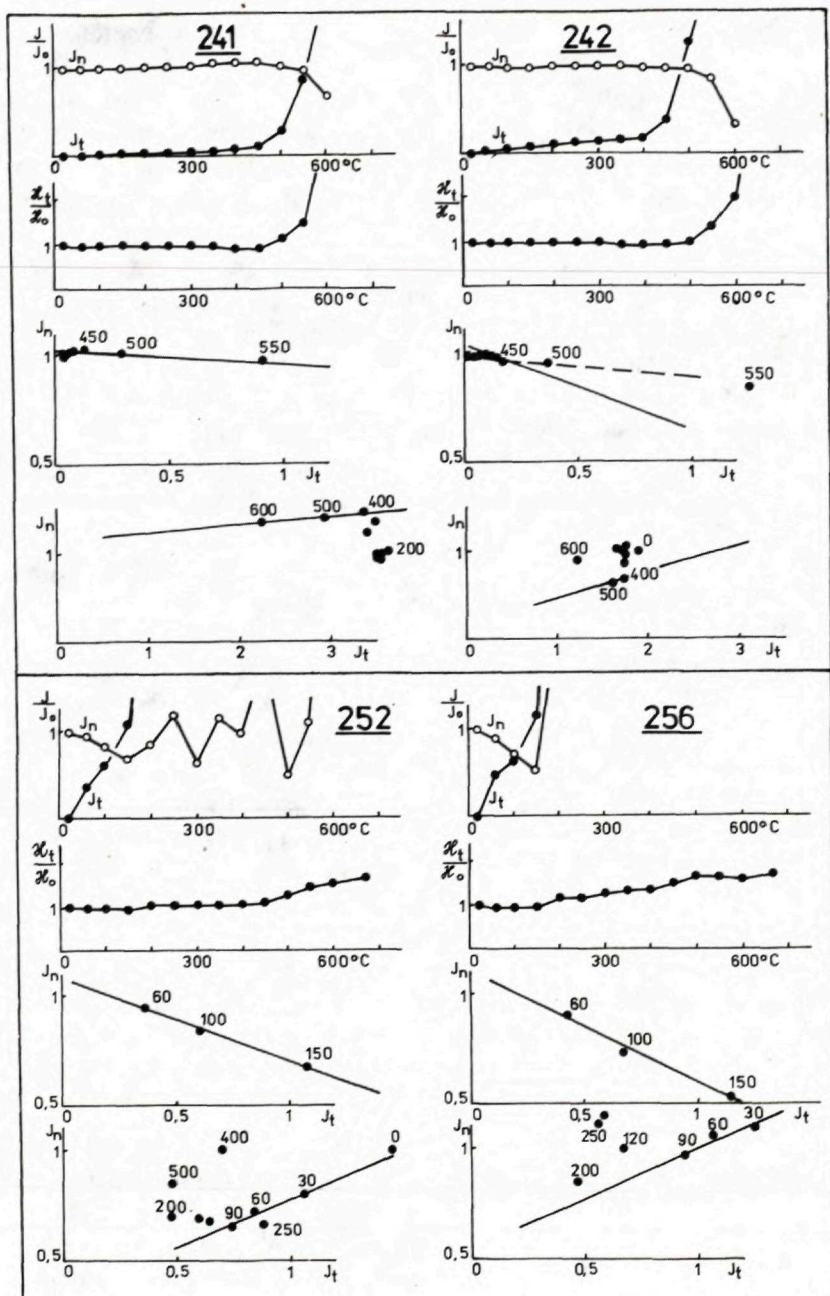
U tufoporfyroidu (vz. 270a a 270b na obr. 6) je situácia veľmi zložitá. V hornine sú aspoň dva druhy magnetickej polarizácie. Ak je správny predpoklad, že v hornine došlo k sekundárnemu premagnetovaniu, pričom sekundárna magnetická polarizácia môže byť tepelná alebo termochemická, môže byť jej nositeľom nejaký hydrokyslíčnik železa. Svedčia o tom magnetizačné grafy vzorky 270a na obr. 5, kde maximum (i keď nejednoznačné) krivky $\Delta J_H / \Delta H$, je posunuté do intervalu 500—1500 $\cdot 10^3 / 4 \pi \text{ A/m}$ a nasýtenie nastáva v poliach nad 11500 $\cdot 10^3 / 4 \pi \text{ A/m}$.

Druhým nositeľom magnetizmu môže byť malé množstvo titanomagnetitu. Po vypálení je v hornine zmes titanomagnetitu, magnetitu a malého množstva hematitu (vz. 270b na obr. 6). Fázové zmeny nastávajú pri teplote 150—200 °C. Všimnime si odlišné magnetické vlastnosti vyššie uvedených tufoporfyroidov (lok. 7) a tufoporfyroidov lok. 10; (obr. 2 a obr. 3, 4 — vzorky 305b, 312b a 311a, 313a). Zatiaľ čo hodnota NRMP prvého je pomerne veľká, NRMP druhého je na hranici merateľnosti (tab. 2). Rozdiel sa môže vysvetliť tým, že skúmané horniny z oblasti Rejdovej boli ovplyvnené slabými hydrotermálnymi roztokmi, ktoré mohli spôsobiť ich sekundárne premagnetovanie (blízkosť žilného ťahu). Odlišný vývoj týchto podobných vulkanoklastických hornín rovnakého veku možno vidieť aj z rozdielnosti veľkej vrásovej štruktúry, kde smery vrstevnatosti v oblasti Rejdovej sú uklonené k severu a smery bridličnatosti k juhu. V oblasti Henckoviec je vrstevnatosť a bridličnatosť takmer zhodne uklonená k juhu.

Paleointenzita geomagnetického poľa

Laboratórne skúšky paleomagnetickkej stability a fázové analýzy ukázali, že najvhodnejším materiálom na paleomagnetické spracovanie je paleodiabáz (lok. 5) a kremenný porfýr (lok. 6). Na týchto dvoch druhoch hornín bola skúmaná paleointenzita geomagnetického poľa. Bola použitá Thelierova metóda dvojitych náhrevov a metóda Van Zijla, založená na porovnaní priebehu \tilde{AC} -demagnetizácie NRMP a TRMP, získanej pri zohriatí horniny nad jej Curieho teplotu a ochladnutí v laboratórnom magnetickom poli. Meranie pre Thelierovu metódu boli robené, tak ako všetky predchádzajúce, v prúhonickom laboratóriu. Metóda Van Zijleho bola robená čiastočne v Prúhoniciach (demagnetizácia NRMP) a čiastočne v paleomagnetickom laboratóriu Geofyziky n. p., Brno, závod Bratislava, v Harmónii (náhrevy a demagnetizácia TRMP). Výsledky sú znázornené na obrázku 7 a v tabuľke 3.

Paleodiabáz reprezentujú vzorky 241 a 242, kremenný porfýr vzorky 252 a 256. Na obrázku 7 sú pre jednotlivé vzorky znázornené krivky demagnetizácie a magnetizácie, získané metódou dvojitych náhrevov, pod nimi priebeh susceptability, meranej po každom teplotnom kroku (t. j. po oboch náhrevoch), ďalej sú $J_n - J_t$ diagramy, získané Thelierovou a Van Zijleho metódou. Z nich vypočítame pomer $K = J_n/J_t$, kde J_n značí NRMP (o ktorej predpokladáme, že je termoremanentného pôvodu a zostala vo vzorke nezmenená od doby vzniku horniny) a J_t je TRMP, získaná v laboratórnom magnetickom poli. J_0 a κ_0 označujú primárne hodnoty zodpovedajúcich veličín; čísla v $J_n - J_t$ diagramoch značia: u Thelierovej metódy °C a u Van Zijleho metódy $10^3/4 \pi$ A/m. Laboratórne magnetické pole bolo totožné so súčasným magnetickým poľom Zeme. Podľa základného predpokladu oboch metód, že totiž TRMP hornín získaná v magnetickom poli nízkej intenzity akým je — a pravdepodobne v celej histórii Zeme bolo — geomagnetické pole, je pomer K pomerom intenzity magnetického poľa Zeme v čase vzniku horniny a intenzity



Obr. 7 Odvodenie paleointenzity geomagnetického poľa Thelievovou a Van Zijleho metódou 241, 242 — diabáz, 252, 256 — kremenný porfýr, J/J_0 normalizované demagnetizačné a magnetizačné grafy (J_n — demagnetovanie NRMP, J_t — magnetovanie TRMP), χ_t/χ_0 — normalizované grafy magnetickej objemovej susceptibilitity, pod nimi sú J_n — J_t diagramy pre Thelievovu a Van Zijleho metódu.

poľa súčasného. Teda $K = J_n/J_t = F_p/F_s$, kde F_p označuje „paleomagnetické pole“ a F_s — súčasné geomagnetické pole.

Pre výpočet koeficientu K (smernice priamok naznačených v J_n — J_t diagramoch) je najdôležitejšie stanoviť body, ktoré majú byť do výpočtu zahrnuté. Môžeme sa pritom oprieť aj o prv získané výsledky testov stability. Ide o stanovenie intervalu, v ktorom je magnetizačná krivka u Thelierovej metódy zrkadlovým obrazom demagnetizačnej krivky a u metódy Van Zijla o interval, v ktorom platí lineárna závislosť medzi $J_n(H)$ a $J_t(H)$. Na výber tohto intervalu neexistuje univerzálna metóda a obyčajne sa vyberá linearizáciou bodov v J_n — J_t diagramoch, pričom pri Thelierovej metóde sa neuvažujú body, keď predpokladáme, že sa vo vzorkách odbúrava viskózna magnetická polarizácia, ani body nad Curieho teplotou horniny alebo nad teplotou fázových zmien. Tieto teploty stanovíme z testov stability a z fázových analýz. U Van Zijleho metódy musíme dbať na to, aby demagnetizácia NRMP bola úplná (v prúhonickom laboratóriu boli hodnoty striedavého poľa až $1400 \cdot 10^3/4 \pi$ A/m, čím je tento predpoklad zaručený), ďalej musíme počítať aj s počiatočným odbúraním viskóznej magnetickej polarizácie. Pre takto stanovený interval počítame z príslušných bodov v J_n — J_t diagramoch lineárnu regresiu a K je smernicou priamky spájajúcej tieto body. Strednú chybu určíme metódou najmenších štvorcov.

U paleodiabázu je zmena J_n až do teploty 400°C veľmi nepatrná (obr. 7). U vzorky 241 dokonca po túto teplotu mierne vzrastá, akoby sa odbúravala sekundárna magnetická polarizácia. U vzorky 242 hodnota J_n mierne klesá od teploty 250°C . U oboch vzoriek je do 400°C malý vzrast J_t . Prudší vzrast J_t a pokles J_n je v intervale 400 — 500°C . Curieova teplota látky je medzi 500 — 550°C . V tomto intervale dochádza k fázovej zmene, čomu zodpovedá prudká zmena magnetickej susceptibility. Tým je stanovené, že do výpočtu pre Thelierovu metódu môžu byť zahrnuté len body do teploty 500°C . To je tiež teplota náhrevu pre Van Zijleho metódu.

U kremenného porfýru (paleoryodacitu) je jednoznačné, že Thelierova metóda je použiteľná len do teplôt 150 — 200°C , t. j. body 60 , 100 , 150°C (obr. 7). Na teplotu 150°C boli tiež nahriate vzorky pri Van Zijleho metóde.

Kvantitatívne výsledky oboch metód udáva tabuľka 3. Pre výpočet pomeru K mohli byť vzaté u jednotlivých vzoriek len dva, najviac tri body, čím sa presnosť jeho určenia značne znižuje. Tu treba poznamenať, že demagnetizačné zariadenie v paleomagnetickom laboratóriu Geofyziky, n. p., závod Bratislava, v Harmónii poskytuje maximálne pole $600 \cdot 10^3/4 \pi$ A/m, a tým sa skracuje interval výpočtu K pri Van Zijleho metóde. Z koloniiek κ_{500}/κ_0 a κ_{150}/κ_0 (tab. 3) vidíme, že teploty pre náhrev pri Van Zijleho metóde boli volené správne. V hornine prakticky neprebehli žiadne zmeny magnetického materiálu.

Paleodiabáz má u vzorky 241 nízke hodnoty K . Obe metódy dávajú podobné výsledky, a to $K_{Th.} = 0,14$ a $K_{V.Z.} = 0,09 \pm 0,01$. U vzorky 242 je situácia zložitejšia. Van Zijleho metóda poskytuje maximálne 2 body (400 a $500 \cdot 10^3/4 \pi$ A/m —

Tabuľka 3. Odvodenie paleointenzity geomagnetického poľa

Nô	Lok.	Horn.	J_0 [nT]	α_0 10^{-6} , SI	Krok °C	K_{Th}	α_{150}/α_0	α_{500}/α_0	Krok $10^3/4\pi$ A/m	$K_{V.Z}$
241	5	paleo- diabaz	20.74	484	450, 500	0.14		0.97	400, 500, 600	0.09 ± 0.01
242	5	paleo- diabaz	31.57	377	250—400 450, 500	0.39 ± 0.16 0.11		0.98	400, 500	0.33
252	6	krem. porfýr	0.241	36	60, 100, 150	0.38 ± 0.03	0.97		30, 60, 90	0.43 ± 0.05
256	6	krem. porfýr	0.163	43	60, 100, 150	0.50 ± 0.06	0.98		30, 60, 90	0.44 ± 0.14

K_{Th} , resp. $K_{V.Z}$ znamenajú pomer $K = F_p/F_s$ odvodený Thelievovou, resp. Van Zijleho metódou (F_p — „paleopole“, F_s — súčasné magnetické pole Zeme). Vek hornín: paleodiabaz — vrchné kambrium — spodný ordovik; kremenný porfýr — spodný — stredný silúr.

obr. 7), ktoré môžu byť uvažované pre výpočet K . Z nich vypočítaná hodnota $K_{V.Z.} = 0,33$ (tab. 3) sa v rámci presnosti merania približuje hodnotám získaným pre kremenný porfýr. Thelieva metóda pri vzorke 242 umožňuje počítať K v dvoch intervaloch (obr. 7), a to buď v intervale 250—400 °C, kde $K_{Th.} = 0,39 \pm 0,16$ (plná čiara na $J_n - J_i$ diagrame), alebo body 450 a 500 °C, kde $K_{Th.} = 0,11$ (naznačené čiarkovane). Prvá hodnota pomerne dobre súhlasí tak s výsledkom Van Zijleho metódy u tejto vzorky ($K_{V.Z.} = 0,33$ — tab. 3), ako aj s výsledkami pre kremenný porfýr. Druhá hodnota sa približuje výsledkom pre vzorku 241.

Dobrá zhoda výsledkov oboch metód dáva kremenný porfýr (vzorky 252, 256 — obr. 7, tab. 3). V rámci chýb merania sú priemerné hodnoty $K_{Th.} = K_{V.Z.} = 0,44$.

Na konečné závery o absolútnej hodnote intenzity geomagnetického poľa v dobe vzniku skúmaných hornín (paleodiabáz — vrchné kambrium — spodný ordovik, vek 450—515 mil. rokov, kremenný porfýr — spodný — stredný silúr, vek 420—435 mil. rokov) je zo štyroch meraní príliš málo údajov. Možno však predpokladať, že horniny sú vhodné na odvodenie paleointenzity. Rozbor výsledkov naznačil možnosť použitia oboch metód, pri veľkom počte vzoriek môže byť hodnota K vystredená s dostatočnou presnosťou. Pri aplikácii oboch metód by bolo žiadúce zahustiť merania vo vhodných intervaloch.

Určení paleointenzity na vzorkách podobného veku je v literatúre pomerne málo. Analýzu výsledkov Thelieovej metódy zo 146 meraní na vzorkách hornín kanadského štítu, veku od 100 do 2500 mil. rokov, podali E. J. Schwarz a D. T. A. Symons (1968, 1969) a E. J. Schwarz (1969). Na vzorke diabázu veku 434 ± 75 mil. rokov uvádzajú hodnotu $K = 0,15 \pm 0,07$, pričom táto bola počítaná z bodov teplotného intervalu 300—475 °C. Tiež uvádzajú hodnoty pre diorit — vek 410 ± 21 mil. rokov — $K = 0,6 \pm 0,1$ a pre lamprofýr — vek 570 ± 35 mil. r. — $K = 0,6 \pm 0,2$. Autori používali, ako kritérium pre určenie intervalu na výpočet K ,

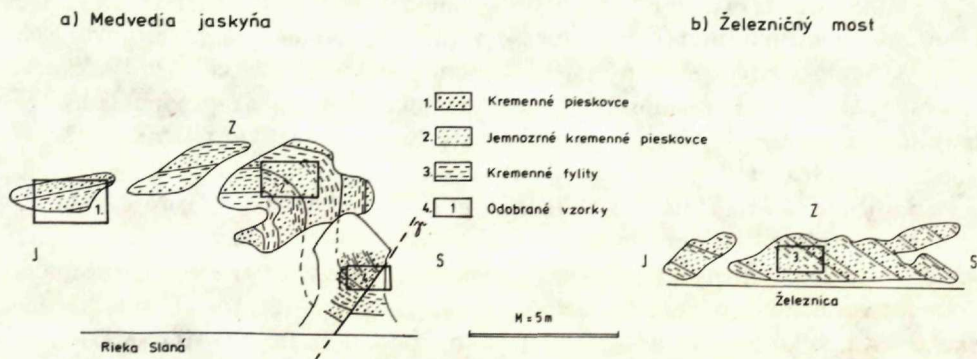
testy stability; počet bodov v intervale bol 3—4, niekedy 5. J. C. Briden (1966 in P. J. Smith 1967) stanovil na základe Thelierovej metódy zo vzoriek porfýrovej intrúzie Mugga Mugga pri Cambere v Austrálii hodnotu virtuálneho magnetického dipólového momentu Zeme pre vrchný silúr—spodný devón (asi 400 mil. r.) približne na 28 % dnešnej hodnoty.

Hoci je ťažké porovnávať naše výsledky s uvedeným krátkym prehľadom (napr. u vzoriek nebola odvodená paleoinklinácia potrebná pre výpočet dipólového momentu Zeme), môžeme povedať, že sú objektívne, zvolená metóda a určenie intervalov pre výpočet K sú správne a pri komplexnom spracovávaní celej oblasti bude záležať len na počte vzoriek a na precízności merania.

Paleomagnetické parametre

Tabuľka 2 udáva výsledky tepelného čistenia zvyšku vzoriek po skúškach stability, po fázových analýzach a meraniach paleointenzity. Z nej sa pri podrobnom štúdiu dajú odvodíť tie isté závery, ktoré boli uvádzané u testov stability.

V tabuľke 2 sú uvedené doteraz nepopisované vzorky z lokality 1, 2 a 4. Ide tu o rovnakú horninu ako u lokality 3, a to kremenný pieskovec z vlachovských vrstiev (obr. 8). Tieto lokality sú vzdialené od lok. 3 asi 200 m južne. Zatiaľ, čo vzorky z odberu Vlachovo pri železnici (lok. 3) sú z pomerne málo deformovanej lavice, lokality 1, 2 a 4 (označené vľavo hore od jaskyne; nad jaskyňou a medvedia jaskyňa) predstavujú odber priamo z vrásky, z materiálu postihnutého bridličnatosťou. Najdeformovanejším miestom je lokalita 2 — Vlachovo, nad jaskyňou, kde vrása (jej antiklinálna časť) prechádza z približne vodorovnej do kolmej polohy. Keďže ide



Obr. 8 Schematické zobrazenie odkryvov pri Vlachove, a) Medvedia jaskyňa, rieka Slaná, b) železničný most; železnica

1 — kremenné pieskovce, 2 — jemnozrné kremenné pieskovce, 3 — kremenné fylity, 4 — odoberané vzorky.

o rovnaké horniny, k testom stability a fázovým analýzám boli vybrané vzorky z miesta odberu najmenej deformovaných vrstiev, t. j. z lokality 3 — Vlachovo pri železnici. Magnetické čistenie a Grahamova vrásová skúška (okrem lok. 4 — synklinálna časť vrásky — kde vzorky pochádzajú z jedného kusa horniny) boli robené na všetkých vzorkách.

Ako vidno z tabuľky 2 (a obr. 8) Grahamova skúška v prirodzenom stave (NS) je pozitívna u všetkých troch lokalít, po čistení teplotou 220 °C už len u prvej a tretej, a pri teplotách 250 a 275 °C obstáli iba vzorky z lokality 3 — Vlachovo pri železnici. (U lok. 1 sú v riadkoch 1—3 štatistické parametre pre „vyhorizontovanú vrásu“ a v riadkoch 4—6 pre vzorky v polohe „in situ“. Rovnako je to u lok. 2 a 3). Keď porovnáваме lokality podľa stupňa deformácie (lok. 3, lok. 1, lok. 2), vidíme, že najlepšie sa čistia vzorky z málo deformovanej lavice (lok. 3) a najhoršie z veľmi deformovanej vrásky (lok. 2); (obr. 8). Získané výsledky poukazujú na to, že kremenná droba zachováva svoju primárnu remanentnú magnetickú polarizáciu. Jej NRMP obsahuje určité množstvo sekundárnej magnetickej polarizácie, ktorá sa odstráni tepelným čistením do teplôt 200—250 °C podľa stupňa bridličnatosti a deformácie vrstiev v mieste odberu. Pri deformácii vrásky môže dochádzať k premagnetovaniu horniny; pri komplexnom spracovaní danej oblasti by sa mali brať len vzorky zo súvislých nedeformovaných lavíc. Pre úplnosť treba dodať, že keď vezmeme súbor všetkých štyroch lokalít z Vlachova ako jeden celok (64 vzoriek), Grahamova skúška v prirodzenom stave vyjde v podstate pozitívne: $\alpha_{hor.} = 13.59^\circ$, $\alpha_{in s.} = 13.83^\circ$ a $k_{hor.} = 2.70$, $k_{in s.} = 2.64$.

U sericiticko-chloritických fylitov (lok. 8) nebola Grahamova skúška robená, pretože vzorky boli odobrané z odkryvu s rovnakým sklonom a azimutom. Smery sa viažu na vyhorizontované vzorky. Okrem lokality 8 boli pri Gočove odobrané ďalšie vzorky fylitov z lokality 9. Tieto však boli také lámavé, že sa už pri opracovaní do tvaru kocky rozpadli. Preto v práci chýba vyhodnotenie z lokality 9.

U ostatných lokalít sú smery viazané na vzorky v polohe „in situ“. Posledné tri riadky udávajú štatistické parametre pre tufoporfyroid z Henckoviec. NS značí prirodzený stav všetkých vzoriek, N — prirodzený stav vzoriek s normálnou a R — prirodzený stav vzoriek s inverznou magnetickou polarizáciou.

Zo stredných smerov udávaných v tabuľke 2 sa pre malý počet skúmaných vzoriek nedajú robiť jednoznačné závery o paleomagnetických smeroch. Preto neboli odvodzované ani súradnice paleopólov. Vzhľadom k nízkej hodnote NRMP a značnému rozptylu smerov, bude treba pre komplexné paleomagnetické spracovanie danej oblasti odobrať veľký súbor vzoriek.

Záver

Pre odvodenie základných paleomagnetických charakteristík horninových typov *staršieho paleozoika gemerika* boli vzorky podrobené laboratórnym testom stability a tepelným fázovým analýzám. Z rozborov výsledkov vyplýva, že na ďalší paleomag-

netický výskum danej geologickej jednotky je najvhodnejší paleodiabáz, ktorý sa môže tepelne čistiť do 500 °C, keď sa v hornine odburáva sekundárna magnetická polarizácia, ktorej nositeľom je pravdepodobne hematit. Ďalej *kremenný porfýr*, ktorý, hoci je slabo magnetický, zachováva smer primárnej remanentnej magnetickej polarizácie a dá sa čistiť v demagnetizačných poliach malej hodnoty (tepelne do 200—300 °C a striedavým poľom do $120 \cdot 10^3/4 \pi \text{ A/m}$).

Kremenné droby, odobrané z vhodných odkryvov, môžu byť použité k paleomagnetickým rozborom po čistení v demagnetizačných poliach (TD alebo \overline{AC}) nízkej intenzity. Nakoľko ide o horninu veľmi slabo namagnetovanú, bude vhodné odobrať čo najviac vzoriek z veľkého počtu lokalít. Pri čistení je najvhodnejšie urobiť viac krokov demagnetizácie a za smer paleopoľa zobrať smer s najmenším rozptylom.

Z geologického hľadiska sú pre paleomagnetické spracovanie najvhodnejšie najmä výlevné typy hornín, a to kremenné porfýry a keratofýry (pôvodne paleoryolity, paleoryodacity, paleodacity i paleoandezity), ako i spilitdiabázy (pôvodne paleobazalty). Sú metamorfnými pochodmi najmenej postihnuté a sú široko roztrúsené v rámci celej staropaleozoickej gelnickej skupiny. Podobne sú vhodné i klastické sedimenty ako kremenné pieskovce (droby). Takto získané výsledky bude možno ďalej použiť pre rekonštrukciu palinplastického obrazu v období sedimentácie staršieho paleozoika, a to od obdobia vrchného kambria až po spodný devón.

V práci boli tiež rozobrané rozdielne magnetické vlastnosti tufoporfyrí. Tento vulkanoklastický materiál bol ovplyvnený metamorfnými pochodmi za hercýnskeho horotvorného cyklu. V tomto období došlo k silnému usmerneniu skúmaných hornín. Zistené smery budú pravdepodobne zodpovedať obdobiu epizodálnych premien, súvisiacich s rekryštalizáciou vulkanoklastického materiálu.

Fylitické horniny sa zatiaľ nepodarilo dostatočne spracovať. Sú slabo magnetické a majú veľký rozptyl smerov NRMP, čo vyplýva z toho, že pôvodné sedimenty sú tektonicky deformované, značne narušené a majú často výrazné znaky mladších alpínskych metamorfných pochodov.

Ďalej bolo zistené, že paleodiabáz a kremenný porfýr sú vhodné k odvodeniu paleointenzity geomagnetického poľa. Thelierova metóda sa dá aplikovať u paleodiabázu do 500 °C a u kremenného porfýru do 150—200 °C. To sú tiež teploty náhrevu pre Van Zijleho metódu. Predbežné výsledky sú u paleodiabázu nejednoznačné, u kremenného porfýru obe metódy dávajú v rámci chýb merania rovnaké priemerné hodnoty pomeru K , t. j. $K_{Th} = K_{V.Z.} = 0.44$. Tak ako pre odvodenie paleosmerov, aj pre stanovenie paleointenzity bude treba spracovať väčší počet vzoriek z viacerých lokalít.

Ďakovanie

Za cenné rady a informácie, ktoré boli v práci plne uplatnené, autori ďakujú Ing. M. Krsovi, CSc.; RNDr. M. Krsovej z n. p., Geofyzika, závod Praha a Ing. P. Pagáčovi, CSc., z GFÚ SAV Bratislava. Manželom Krsovým vyslovujú tiež svoju vďaku za poskytnutie laboratória pre experimentálnu časť práce.

Literatúra

- BAJANÍK, Š. et al. 1980: A gömöri paleozoikum kutatásának meabányi újabb eredménye. Földtani kutatás 1980, 23, 3, Budapest, 23—24.
- BÁRTA, R. et al. 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria, záverečná správa. Geofond, Bratislava.
- BARTALSKÝ, J. et al. 1975: Výsledky komplexného geologicko-ložiskového hodnotenia SGR. Mineralia slovac 7, 3, Košice, 15—32.
- CAMBEL, B. et al. 1976: Geochemický a mineralogický výskum kryštalinika Malých Karpát, Archív SAV, Bratislava.
- ČORNÁ, O.—KAMENICKÝ, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologia. Geol. Zbor. SAV 27, 1, Bratislava, 117—132.
- DĚDÁČEK, K.—GNOJEK, I.—OBSTOVÁ, V. 1981: Štatistický rozbor leteckých geofyzikálnych dát v oblasti SGR, ZS, Geofond, Bratislava.
- FILO, M.—KRS, M. 1974: Magnetické vlastnosti ultrabázických hornín Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slovac 6, 2, Spišská Nová Ves, 137—142.
- FUSÁN, O.—ILAVSKÝ, J.—KOTÁSEK, J.—KRS, M.—SMÍŠEK, M.—UHMANN, J. 1965: Geologická interpretace tíhových a aeromagnetických měření ve Spišsko-gemerském rudohoří, Zborník geol. vied, rad Západné Karpaty, Bratislava, 7—29.
- GRECULA, P.—VARGA, I. 1977: Súčasný pohľad na stratigrafiu a tektoniku gemeríd. Geol. Průzkum 9, 19, Praha, 259—261.
- CHMELÍK, J.—SNOPKO, L. 1979: Prehodnotenie chemizmu vulkanogénnych a sedimentárnych hornín gelnickej série. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IBRMAJER, J. 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000, záverečná správa ÚGF za roky 1957—1960. Geofond, Praha.
- KANTOR, J. 1962: Izotopy „obyčejného“ olova na niektorých západokarpatských ložiskách. Geol. Práce, Zoš. 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175—199.
- KOTÁSEK, J.—KRS, M. 1965: Paleomagnetic investigations of the West Carpatians of Czechoslovakia, Geofyz. Sbor. 13, Praha, 483—510.
- KRS, M. et al. 1962: Geofyzikální výskumy a měření ve Spišsko-gemerském rudohoří — 1961. Geofond, Bratislava.
- KRS, M. et al. 1964: Geofyzikální výskumy ve Spišsko-gemerském rudohoří, 1962—1963, Geofond, Bratislava.
- KRS, M. 1969: Paleomagnetismus, Praha, Academia.
- MAŠÍN, J. et al. 1963: Aeromagnetická mapa ČSSR, M = 1 : 200 000. Geofond, Praha.
- MATĚJKA, A.—ANDRUSOV, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale etc. Knihovna 13. A, Praha.
- MUŠKA, P.—VOZÁR, J. 1978: Paleomagnetismus mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Západných Karpatoch, Mineralia slovac 10, Bratislava, 3, 193—200.
- PEČERSKIJ, M. M. et al. 1975: Magnetizm i uslovja obrazovania izveržennych gornych porod. Izd. Nauka, Moskva.
- PETROVOVA, G. N. 1977: Laboratornye metody pri paleomagnitnyh issledovaniach, Geomagnitnye issledovania, 19, Moskva, 40—49.
- PLANČÁR, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohoří, Západné Karpaty, sér. geológia, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—144.
- SMÍŠEK, M. 1961: Základný gravimetrický výskum Slovenska. Záverečná správa, Slov. Akad. Vied, 1, 2, 3, 4, 5. Geofond, Bratislava.
- SMITH, P. J. 1967: The Intensity of the Ancient Geomagnetic Field: A Review and Analysis, Geophys. J. R. astr. Soc. 12, 321—362.

- SNOPKO, L.—CHMELÍK, J. 1961: Vulkanizmus kremitých porfýrov a ich stratigrafické postavenie v západnej časti gelnickej série v SGR. Geol. Práce, Správy 21. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. in BAJANÍK, Š. et al. 1980
- SNOPKO, L.—IVANIČKA, J. in BAJANÍK, Š. et al. 1979: Geologická mapa Slovenského rudohoria — východ. (v tlači)
- SNOPKO, L.—VOZÁROVÁ, A. 1980: Litologický a petrografický výskum Drnavského súvrstvia gelnickej skupiny. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1962: Predbežná správa o palinologickom výskume v Spišsko-gemerskom rudohorí k listu Dobšiná. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty — paleozoikum). Západné Karpaty, sér. geol. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57—102.
- SCHWARZ, E. J. 1969: A Diskusion of Thermal and Alternating Field Demagnetization Methods in the Estimation of Paleomagnetic Field Intensities, J. Geomag. Geoelectr., 21, 3, 669—677.
- SCHWARZ, E. J.—SYMONS, D. T. A. 1968: On the Intensity of the Paleomagnetic Field between 100 Million and 2500 Milion Years age, Phys. Earth Planet. Interiors 1, 122—128.
- SCHWARZ, E. J.—SYMONS, D. T. A. 1969: Geomagnetic Intesity between 100 Million and 2 500 Million Years age, Phys. Earth Planet. Interiors 2, 11—18.
- VOZÁROVÁ, A. in SNOPKO, L.—VOZÁROVÁ, A. 1981: Litologický a petrografický výskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny. Západné Karpaty, séria mineralógia 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—144.
- ZELENKA, L.—MATĚJKA, A. 1931: (in MATĚJKA, A.—ANDRUSOV, D. 1931).
- Do redakcie predložené 13. 7. 1981.
- Do tlače odporučili. P. Pagáč a J. Vozár.

Laurenc Snopko—Igor Tunyi

Paleomagnetic characteristics of selected Early Paleozoic rock types of the Gemicum

Summary

Representative samples of rock types of the Gemic crystalline complex were tested in laboratory for paleomagnetic stability and thermal phase analyses. The analyses show that paleodiabase is most suitable for paleomagnetic research of the Gemic crystalline complex. It can be clean to 500°C at thermal demagnetization, when the secondary magnetic polarization, most likely associated with hematite, is removed. Quartz porphyry, although only slightly magnetic, preserves the course of primary remanent magnetic polarization and may be demagnetized in demagnetizing fields of small values (with the temperature of 200—300°C and alternating field up to $120 \cdot 10^3/4$ A/m).

Quartz sandstones from favourable exposures may be used for paleomagnetic analysis after demagnetization in demagnetizing fields of low intensity.

From geological view, effusive rock like quartz porphyries and keratophyres (formerly paleorhyolites, paleorhyodacites, paleodacites and paleoandesites), as well as spilite-diabases (formerly paleobasalts) are most suitable for paleomagnetic study. They are least affected by metamorphism, and widely dispersed within the entire Early Paleozoic formation. Clastic sediments like quartz sandstones (graywackes) are also suitable for paleomagnetic study. Thus obtained results can also be used for reconstruction of palinsplastic pattern in the time of the Early Paleozoic sedimentation, namely in the period between the Upper Cambrian and Lower Devonian.

We also discuss different magnetic properties of tuffoporphyrroids. This volcanoclastic material was affected by metamorphic processes during the Hercynian orogeny. In that time the rocks got markedly oriented. The trends will most likely correspond to the period of epizonal metamorphoses associated with recrystallization of volcanoclastic material.

It was impossible to study the phyllitic rocks thoroughly. They are poorly magnetic and have greatly dispersed directions of natural remanent magnetic polarization. It is because the original sediments are tectonically deformed, damaged and show frequent traces of younger alpine metamorphism.

Paleodiabase and quartz porphyry are suitable for the determination of paleointensity of the geomagnetic field. The Thelie method may be applied on paleodiabase at the temperature up to 500°C, on quartz porphyry — up to 150—200°C. These are also temperatures of heating for the Van Zijl method. The preliminary results on paleodiabase are not unambiguous, on quartz porphyry both methods resulted — within the errors of measurements — in equal mean values of the K ratio, i.e. $K_{Th} = K_{VZ} = 0.44$.

Explanations of figures 1—8 and tables 1—3

Fig. 1 An outline of the studied area ; with numbers of sampling localities

Loc. 1 — Vlachovo, at the top, left of the cave ; Loc. 2 — Vlachovo, above the cave ; Loc. 3 — Vlachovo, at the railroad ; Loc. 4 — Vlachovo, Medvedia jaskyňa (cave) ; Loc. 5 — Vlachovo, highway ; Loc. 6 — Vlachovská Maša, a quarry ; Loc. 7 — a road to Rejdová ; Loc. 8' — Gočovo — in brook I ; Loc. 9 — Gočovo — in brook II ; Loc. 10 — Henckovce, Medvedia dolinka (valley).

Fig. 2 NRMP directions in natural state (NS). Localities and samples numbered

Loc. 3 — Vlachovo at railroad (quartz graywacke) ; Loc. 5 — Vlachovo, highway (diabase) ; Loc. 6 — Vlachovská Maša, a quarry (quartz porphyry) ; Loc. 7 — road to Rejdová (tuffoporphryroid) ; Loc. 8 — Gočovo in brook I (sericite-chlorite phyllite) ; Loc. 10 — Henckovce, Medvedia dolinka (tuffoporphryroid). The central direction is marked with a cross, surrounded by the circle of reliability.

Fig. 3 TD and \widetilde{AC} demagnetization — changes in direction RMP 221c, 221b — quartz graywacke ; 248a, 249a — diabase ; 250b, 251a-quartz porphyry ; 271a, 270c — tuffoporphryroid ; 287c, 287a — sericite-chloritic phyllite ; 305b, 312b, 311a, 313a — tuffoporphryroid

Fig. 4 TD and \widetilde{AC} demagnetization (see text to Fig. 3)

Fig. 5 Isothermal magnetization. 202a — quartz graywacke ; 249b — diabase ; 259b — quartz porphyry, 270a — tuffoporphryroid ; J_H [nT] — RMP samples after magnetization by the field \overline{H} ; $H_A J_H / \Delta \overline{H}$ — graphical derivation of magnetization curves ; J_H / J_0 — normalized magnetization graphs.

Fig. 6 Thermal demagnetization of isothermally (IRMP) and thermoremanently (TRMP) magnetized samples (see text to Fig. 5)

Fig. 7 Determination of paleointensity of the geomagnetic field by the Thelie and Van Zijl methods 241, 242 — diabase, 252, 256 — quartz porphyry. J/J_0 — normalized demagnetization and magnetization graphs (J_n — demagnetization NRMP, J_t — magnetization TRMP) ; J_i/J_0 — normalized graphs of magnetic volume susceptibility. Below are J_n — J_t diagrams for the Thelie and Van Zijl method.

Fig. 8 Scheme of exposures near Vlachovo

a) Medvedia jaskyňa (cave); Slaná river; b) railroad; 1 — quartz sandstones, 2 — finegrained quartz sandstones, 3 — quartz phyllites, 4 — samples taken.

Explanations of tables 1—3

Table 1 Studied types of Early Paleozoic of Gemicum

Table 2 Thermal purification of rock types of Gemicum crystalline complexes

Table 3 Derived paleointensity of geomagnetic field $K_{th.}$ or $K_{v.z.} = F_p/F$, ratio K derived by Thelie or Van Zijle methods (F_p — „paleofield“, F — present magnetic field of Earth). Ages of rocks: paleodiabase — Upper Cambrian — Lower Ordovician; quartz porphyry — Lower-Middle Silurian.

Translation: E. Jassingerová.

Miroslav Krs—Peter Muška—Pavol Pagáč

Review of Palaeomagnetic Investigations in the West Carpathians of Czechoslovakia

17 Figures

Abstrakt. Predložená práca uvádza syntézu paleomagnetických dát odvodených dosiaľ z československých Karpát. Práca zhrňuje výsledky štúdia paleomagnetického stability a hromadných skúšok magnetického čistenia s použitím striedavého a tepelného poľa. Poukazuje na význam novozavedeného laboratórneho postupu štúdia fázových zmien minerálov v priebehu tepelného spracovania vzoriek. Výsledky z vonkajších i vnútorných Západných Karpát ukazujú na výrazné rotácie príslušných príkrovov v dôsledku alpínskeho vrásnenia. Mieru tejto rotácie naznačujú hodnoty paleomagnetického deklinácie, kvantitatívne možno však horizontálnu rotáciu tektonického pôvodu odvodzovať z tzv. paleorotácie. V práci sa ďalej predkladá predbežné porovnanie paleomagnetických dát z československých Západných Karpát s údajmi odvodenými zo západných častí alpínskeho tektonického pásma a vytyčujú sa v nej ďalšie perspektívy paleomagnetických výskumov v Karpatoch.

Introduction

A survey of palaeomagnetic investigations in the Czechoslovak West Carpathians is given in (M. Krs et al. 1979). The present paper deals especially with a critical appraisal of the data available with special regard to both the possible local tectonic effects and to palaeomagnetic stability criteria. For this reason, new data regarding tectonic effects on the resultant palaeomagnetic directions are presented together with the results of studies of mineral phase changes during laboratory stability tests. So-called anomalous palaeomagnetic directions, e.g. those of the Choč nappe, were particularly subject to critical evaluation. Palaeomagnetic directions derived from the flysch rocks of the Outer Carpathians likewise are supported by extensive palaeomagnetic stability tests. Palaeomagnetic stability tests are mostly described in separate papers and are not included in this work to avoid repetition. Only those tests made additionally to increase the reliability of data on the West Carpathians are presented in this paper. The joint activities have resulted in the construction of a review table showing palaeomagnetic results; data for neovolcanics derived by O. Orlický are summarized in (M. Krs et al. 1979) and are not repeated here.

PhDr. M. Krs, Institute of Applied Geophysics, Na vrškách, 152 00 Praha 5 — Barrandov.

RNDr. P. Muška, Institute of Applied Geophysics, Geologická ul. 18, 825 52 Bratislava.

PhDr. P. Pagáč, Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta, 842 28 Bratislava.

For palaeomagnetic interpretations, a schematic geological map has been prepared to show mean palaeomagnetic directions for the respective geological units. It is assumed that the palaeomagnetic results presented on this map will indicate those formations in which additional palaeomagnetic investigations will have to be made. The map would then serve for correlation also in the other areas of the Alpine tectonic belt.

Brief remarks on geology and lithology

With its characteristic belt-like Alpine -type structure, the West Carpathians is one of the members of the highly varied mosaic composing the Alpine-Carpathian-Balkan-Caucasian system forming the northern limb of the young orogene Mediterranean zone. The Carpathians as an arcuate zonal mountain range are thrust over the southernmost extensions of the North-European Platform. To analyze tectonic processes of the Alpine orogene one must take into account the present-day alignment, deposition and interrelationship between the units concerned; lithological, volcanologic, facies, palaeomagnetic and stratigraphical data are needed for reconstruction of the original sedimentation space. However, the manifold nappe structure makes an analysis of the Carpathian palaeotectonic and palaeogeographical development rather difficult. To gain insight into the zonal nappe structure we give a survey of its outer units in the north to the inner ones in the south; cf. D. Andrusov et al. 1973:

- I. Carpathian Foreland.
- II. Carpathian Foredeep.
- III. Carpathian Flysch Belt.
- IV. Klippen Belt.
- V. Zone of Inner West Carpathians: Tatric, Fatric, Veporic, Hronic, Gemic.

The rocks of the youngest geological age were studied from the Dukla unit constituting a structural zone of the Flysch Carpathians on the east. This unit is bounded on the north by a nappe plane thrusting northward over the Silesian unit; its southern boundary likewise is of tectonic nature, being formed by the thrust plane of the Magura nappe. Tectonically the unit comprises folds and anticlinal slices. The flexurous bending of strata north of Stakčín — generally believed to be a deep-seated fault effect on the surface — divides the Dukla unit into two parts: its eastern part is characterized by brachysynclinal and brachyantlinal structures while the western part is dominated by folds attaining fairly high radii and by anticlinal slice zones. Samples for palaeomagnetic research were collected from such structures of the unit in which fold axes trend in the principal Carpathian direction (NW—SE); the Stakčín flexural area showing tectonic disturbances was not sampled. Samples ranging in age from Albian (?) — Paleocene to lower Oligocene were collected.

However, only samples of lower-middle Eocene red pelites from five sections were suitable for palaeomagnetic research. The dips of the strata range from 20° to 56° NE and 58° to 81° SW, the samples taken from strata with lower dip values being dominant. The extreme distance between sampled outcrops was 45 km (see 1 in Fig. 16).

Most of the samples for palaeomagnetic research were collected from the western part of the Outer Carpathians. In accordance with the experience acquired from other regions, we were mainly concerned with red pelites of the Flysch Belt because they are based on good geological evidence as a typical component of index lithostratigraphical horizons. Such „variegated“ horizons are known from all nappes of the Flysch Belt, although their stratigraphical position varies from nappe to nappe and, occasionally, even from place to place within one nappe (Z. Roth—E. Hanzlíková 1964). Red claystones are especially of Cenomanian to lower Turonian, Senonian, Paleocene and upper Eocene age in the western part of the Flysch Belt.

Since thermoanalytical results indicated that in some red sediments the carrier of palaeomagnetization was not haematite but ferrimagnetic spinels, an attempt was made to derive paleomagnetic directions also on grey sandstones and claystones collected from a section approx. 200 m long. These rocks are of Coniacian age, and after magnetic cleaning, the directions of remanent magnetic polarization were found to be identical with palaeomagnetic directions of the adjacent red sediments. In this section the strata dip varies within 18° — 26° SE (see 2 in Fig. 16).

The very simple shape of folds was particularly suitable for reliable determination of palaeomagnetic directions. Consequently, it was decided to take oriented samples from simply or rather slightly folded structural cores of nappes (Z. Roth 1965, 1971), such as from those of the Silesian and Biele Karpaty (White Carpathians) nappes. The ultimate aim was to recognize the sense and magnitude of the rotation of the core or its part during the nappe transport. Red claystones of the Godula Variegated Formation were collected from the Silesian nappe structural core in the separate mountains group of Ondřejník. The claystones are based on biostratigraphical evidence as Cenomanian—lower Turonian by E. Hanzlíková (1973) and their radiometric age is 90—100 Ma. These samples were collected from twenty outcrops of subhorizontal beds, the extreme distance between them being 12 km (cf. 3 in Fig. 16).

Other red pelitic samples of Cenomanian to lower Turonian age were taken from ten sections as much as 24 km apart in the wider area of the Moravskoslezské Beskydy Mountains. The dip of the investigated strata varied highly between 26° to 60° SE and 18° to 44° SW (see 4 in Fig. 16).

The igneous rocks of the teschenite suite of Hauterivian to Barremian age represent different petrographic types, and undoubtedly, they show genetical relationship to deep-seated tectonic zones. These rocks are widespread at the Outer Alpine-Carpathian arc, but form isolated occurrences. The rocks of the teschenite

suite and in its neighbourhood underwent the Alpine folding and are confined to the Silesian nappe. Not all rocks of the teschenite suite were suitable for palaeomagnetic analysis even after magnetic cleaning by thermal fields and A.F. treatment. Specimens of diabase (frequently showing alteration effects) particularly displayed pronounced phase changes in the course of thermal demagnetization. On the other hand, specimens of diabase picrite and olivine fourchite, if unaltered, were suitable for palaeomagnetic analysis, although a certain portion of viscous magnetization had to be removed by A.F. treatment. The rocks taken from contact margins were suitable for palaeomagnetic research in natural state. Only horizontally or subhorizontally layered rocks were collected for palaeomagnetic research; the extreme distance of exposures is 40 km (cf. 5 in Fig. 16).

The remaining samples were collected from the Inner West Carpathians representing the only area in which Carboniferous and Permian rocks, both igneous and sedimentary, have been found preserved, i.e. in the Tatric and Fatric (Permian), Veporic and Hronic (Stephanian, Permian) and Gemic (Namurian, Westphalian, Stephanian, Permian). Taking into account the variable development history of Carboniferous and Permian complexes in various units of the West Carpathians, preference was given during palaeomagnetic research to the Hronic as one of the higher-lying nappe units. It is nearly 400 km long and displays a characteristic development of volcano-sedimentary formations in Carboniferous and Permian times. Moreover, the Hronic is a completely allochthonous unit consisting of two partial nappes; it forms a tectonic boundary with the Fatric and Tatric below and is overlain by locally preserved Mesozoic remnants of higherlying units (Gemic).

The Hronic consists of the Choč s.s. (above) and Šturec (below) partial nappes. Both nappes contain Late Palaeozoic strata represented (A. Vozárová—J. Vozár 1979, 1980) by the Ipoltica Group. The last-named includes the Nižná Boca Formation of Upper Carboniferous (Stephanian) age and the Malužiná Formation covering the time span of Autunian — Saxonian — Thuringian. A basal part of the Hronic, the Ipoltica Group is widespread in the Malé Karpaty Mts. (Little Carpathians), Trábeč Mts., the basement of neovolcanics in central Slovakia, Nízke Tatry Mts. (Low Tatras), Považský Inovec Mts., Malá Fatra Mts. (Little Tatra) and the Strážovská hornatina Upland.

The palaeomagnetic research was concentrated on equivalent horizons in the Malé Karpaty, Trábeč and Nízke Tatry Mts., with special emphasis placed upon palaeovolcanics and tholeiitic andesites to basalts of Permian age. Results were obtained from about one volcanic horizon resulting from volcanic activity which was noted during two eruption phases for a considerable distance (J. Vozár 1971, 1977) of nearly 400 km from the Malé Karpaty as far as the Nízke Tatry Mts. Preliminary palaeomagnetic results were published elsewhere (P. Muška 1977); in this paper attention is paid to potential tectonic effects of local nature on the resultant palaeomagnetic directions.

The sedimentary-volcanic complex of Upper Palaeozoic age in the Inner West

Carpathians was first studied on red shales. These shales were originally regarded as Werfenian (Lower Triassic) in age but now they are classified as Upper Permian. Data obtained on these rocks are among the first to have ever been interpreted as a result of the rotational tectonic deformation of the Choč nappe (cf. J Kotásek—M. Krs 1965, M. Krs 1966). This study was supported by palaeomagnetic stability tests using A.F. and thermal treatment. The Upper Permian red shales from the Choč nappe yielded palaeomagnetic directions being in excellent agreement with those later determined by P. Muška (1977) for Permian melaphyres of the same nappe. The extreme distance of the studied outcrops exceeds 40 km, cf. 6 in Fig. 16. These palaeomagnetic directions differ from those derived for similar rocks in the „autochthonous“ region of Spišská Nová Ves, NW of Košice. The extreme distance between the outcrops amounts to 16 km, cf. 7 in Fig. 16.

Samples of Permian melaphyres from the Choč nappe were studied over a large area. To assess the possible local tectonic effects one can use Table 1 showing palaeomagnetic directions related to *in situ* positions of rocks (not corrected for dip) and to positions corrected for dip. The dip of the Permian melaphyres was derived from the adjacent sediments or lava flows and, in the Malé Karpaty Mts. area, it ranges from 30° to 40°NW. The extreme distance between the outcrops is 13 km, cf. 8 in Fig. 16. Relatively few suitable outcrops were found in the Tribeč area; the dip of rocks is at a low angle ranging from 5° to 15°N and the extreme distance between the outcrops is as small as 1.6 km, cf. 9 in Fig. 16. There are many outcrops of Permian melaphyres suitable for palaeomagnetic research in the Nízke Tatry Mts. area. The rocks dip 30°—40°NW in the south and the outcrops are as much as 5.5 km apart, cf. 10 in Fig. 16. The outcrops of Permian melaphyres are most abundant on the northern slopes of the Nízke Tatry Mts.; the rocks dip 10°—35°N and the extreme distance between the investigated outcrops is 26 km, cf. 11 in Fig. 16.

The above data pertain to those outcrops in which fundamental palaeomagnetic research has been completed. At present, additional studies are made on Upper Cretaceous rocks of the Pienide structures belonging to the Pieniny, Klapy and Manín units and folded by the Laramide orogeny (60—65 Ma) and in Upper Cretaceous time (Gossau). Preliminary results indicate the striking difference in tectonic movements of the Pienide units related to both the North-European Platform and the Inner West Carpathian block (P. Pagáč—R. Marschalko 1979).

Palaeomagnetic stability tests

Palaeomagnetic stability was principally tested in all the mentioned rocks by demagnetization using thermal and alternating fields. Palaeomagnetic directions were determined for magnetically cleaned samples; the techniques and methods employed are described in detail in separate papers referred to in Table 1. Graham

Table 1. Review of palaeomagnetic data from the West Carpathians of Czechoslovakia (state to 1980)*

Code	Region	Age and lithology	Geographic coordinates		Mean palaeomagnetic directions		α_{95}	k
			Latitude	Longitude	Declination	Inclination		
1	Dukla unit	L.-M. Eocene red claystones	49.1592°N	22.1862°E	158.67°	-40.10°	3.57°	10.430
2	Outer West Carpathians of Czechoslovakia	Coniacian grey sandstones and claystones	49.48°N	18.43°E	300.30°	45.95°	9.99°	3.120
3	Mountains group of Ondřejník	Cenomanian to L. Turonian red claystones	49.57°N	18.30°E	317.70°	72.58°	4.47°	10.880
4	Outer West Carpathians of Czechoslovakia	Cenomanian to L. Turonian red claystones	49.52°N	18.27°E	312.70°	52.70°	3.33°	8.810
5	Outer West Carpathians of Czechoslovakia	Hauterivian to Barremian teschenites	49.57°N	18.07°E	295.08°	55.72°	5.62°	6.433
					293.82°	62.30°	17.49°	7.13
6	Choč nappe	U. Permian red shales	49.00°N	20.00°E	71.82°	19.83°	6.35°	4.47
7	S. of Sp. N. Ves, NW. of Košice	U. Permian red shales	48.83°N	20.50°E	29.20°	16.90°	5.32°	4.61
8	Little Carpathians Mts.	Permian melaphyres	48.473°N	17.300°E	264.78°	16.55°	18.92°	13.49
					269.40°	-2.28°	18.90°	13.50

N	n	Percentage of reverse polarizations	Palaeomagnetic pole positions		Ovals of confidence		Notes, stability tests, references
			Palaeo-latitude φ_p	Palaeo-longitude λ_p	δ_m	δ_p	
<u>165</u>	5	100 %	58.76°S	62.46°E	4.30°	2.59°	Thermal cleaning at 350°C, A. F. cleaning at $10^6/4\pi [\text{Å} \cdot \text{m}^{-1}]$; T. Koráb et al. 1981
<u>94</u>	Long section	0	39.81°N	74.73°W	12.76°	8.15°	A. F. cleaning at $1.2 \times 10^5/4\pi [\text{Å} \cdot \text{m}^{-1}]$; M. Krs et al. in press
<u>101</u>	20	0	64.12°N	36.75°W	7.94°	7.05°	A. F. cleaning at $1.2 \times 10^5/4\pi [\text{Å} \cdot \text{m}^{-1}]$; M. Krs et al. 1977
<u>228</u>	10	0	51.76°N	78.69°W	4.59°	3.17°	Cleaning at 250°C; M. Krs et al. in press
<u>116</u>	12	40.5 %	42.21°N	62.34°W	8.05°	5.76°	A. F. cleaning, N + R combined into one group; M. Krs and B. Šmíd 1979
<u>116</u>	<u>12</u>	25 %	45.61°N	53.20°W	27.25°	21.22°	
<u>141</u>	13	64.5 %	19.59°N	117.03°E	6.64°	3.47°	A. F. and thermal cleaning; J. Kotásek and M. Krs 1965, M. Krs 1966
<u>195</u>	9	39.5 %	42.94°N	159.29°E	5.50°	2.84°	A. F. and thermal cleaning; J. Kotásek and M. Krs 1965, M. Krs 1966
46	<u>6</u>	100 %	2.89°N	63.20°W	19.52°	10.07°	Not corrected for dip; A. F. and thermal cleaning; P. Muška 1977
			1.25°S	73.01°W	18.91°	9.46°	Corrected for dip; A. F. and thermal cleaning; data of P. Muška

Code	Region	Age and lithology	Geographic coordinates		Mean palaeomagnetic directions		α_{95}	k
			Latitude	Longitude	Declination	Inclination		
9	Tříbeč Mts.	Permian melaphyres	48.486°N	18.527°E	258.32°	-20.69°	10.34°	7.70
					254.83°	-17.99°	9.88°	8.10
10	Low Tatras Mts., South	Permian melaphyres	48.850°N	19.550°E	241.87°	-24.37°	20.15°	4.30
					222.75°	-13.18°	18.24°	5.10
11	Low Tatras Mts., North	Permian melaphyres	48.971°N	19.700°E	261.80°	-20.86°	10.31°	7.10
					249.65°	-16.18°	11.41°	6.10

*) Results from neovolcanics (11 pole positions) derived by O. Orlický are summarized in M. Krs et al. 1979.

tests of stability were used wherever possible, not uncommonly in combination with laboratory methods of cleaning. Resultant palaeomagnetic directions are given in stereographic projection for the particular areas and geological units in Figs. 1 to 11*.

The palaeomagnetic research of rocks from the flysch formation faces the problem of palaeomagnetic inclination being clearly affected by the dip of the sedimentation plane. Much care was therefore paid to magnetic cleaning and palaeomagnetic stability methods. Tests of phase changes of minerals—carriers of

* The stereographic projection of palaeomagnetic direction into the lower (upper) hemisphere is designated by solid (open) circle. The mean palaeomagnetic direction computed according to Fisher's (1953) statistics is denoted by cross over a solid (open) circle and is circumscribed by the circle of confidence at the probability level of $P=0.05$. The direction of the present-day, coaxial, geocentric magnetic dipole field is indicated by an asterisk. In Table 1, α_{95} is the semi-vertical angle of confidence cone at the 95 % probability level ($P=0.05$), k is the precision parameter, underlined N (number of samples) or n (number of exposures, sections) indicates data from which the palaeomagnetic pole position has been calculated.

Table 1—continuation

N	n	Percentage of revers polarizations	Palaeomagnetic pole positions		Ovals of confidence		Notes, stability tests, references
			Palaeo-latitude φ_p	Palaeo-longitude λ_p	δ_m	δ_p	
29	3	100 %	15.71°S	69.93°W	10.86°	5.70°	Not corrected for dip; A. F. and thermal cleaning; P. Muška 1977
			16.93°S	66.24°W	10.25°	5.32°	Corrected for dip; A. F. and thermal cleaning; data of P. Muška
121	16	100 %	27.96°S	57.30°W	21.57°	11.55°	Not corrected for dip; A. F. and thermal cleaning; P. Muška 1977
			34.58°S	35.42°W	18.61°	9.49°	Corrected for dip; A. F. and thermal cleaning; data of P. Muška
300	32	100 %	13.48°S	71.31°W	10.84°	5.70°	Not corrected for dip; A. F. and thermal cleaning; P. Muška 1977
			19.53°S	60.19°W	11.76°	6.06°	Corrected for dip; A. F. and thermal cleaning; data of P. Muška.

N — number of samples; n — number of outcrops, sections

RMP* — were introduced based on measurements of complex magnetic parameters. Methodology of laboratory procedures are described and illustrated in several papers, particularly in the most comprehensive study by T. Koráb et al. (1981). This procedure was also applied to the investigation of Permian melaphyres and other rocks from the Inner West Carpathians.

Representative samples were subjected to the effects of direct (D.C.) magnetic field (\vec{H}) attaining a value of as much as $11\,000 \times 10^3/4\pi [\text{A} \cdot \text{m}^{-1}]$. The origin of IRMP was studied with respect to the field \vec{H} ; the relationships thus disclosed can be used for determining the magnetic hardness of minerals — of carriers of RMP.

* In the following text abbreviations are used as follows: RMP — remanent magnetic polarization; NRMP — natural remanent magnetic polarization; IRMP — isothermal remanent magnetic polarization originating in a high-intensity D.C. magnetic field; TRMP — total thermoremanent magnetic polarization in the geomagnetic field. The measured values are given in SI units.

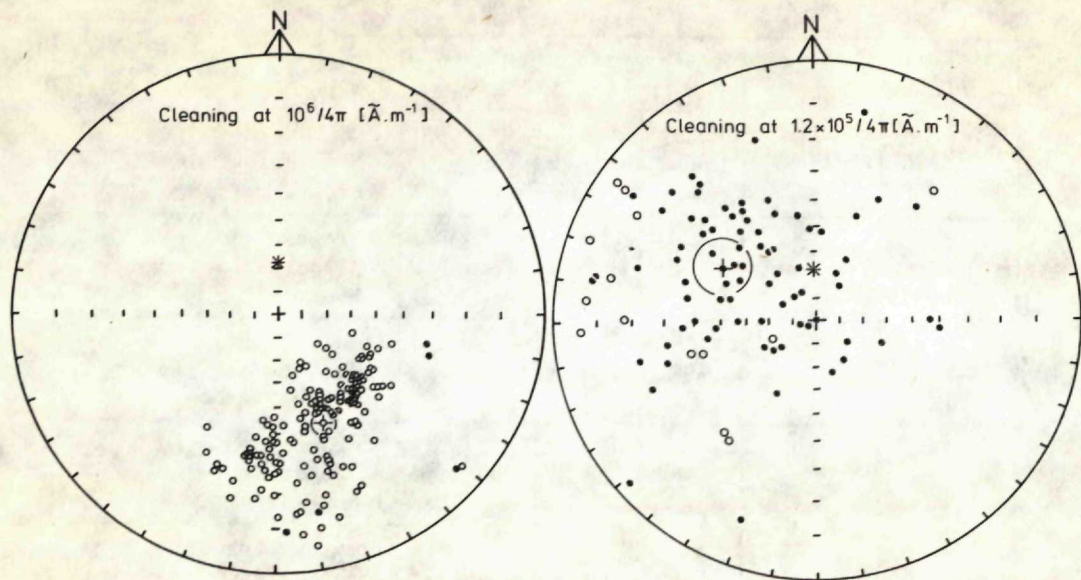


Fig. 1 Palaeomagnetic directions of Lower-Middle Eocene red claystones, Dukla unit (East Slovakia); cf. T. Koráb et al. 1981

Fig. 2 Palaeomagnetic directions of Coniacian (Lower Senonian) grey sandstones and claystones, Moravskoslezské Beskydy Mts., Outer West Carpathians of Czechoslovakia; cf. M. Krs et al. in press

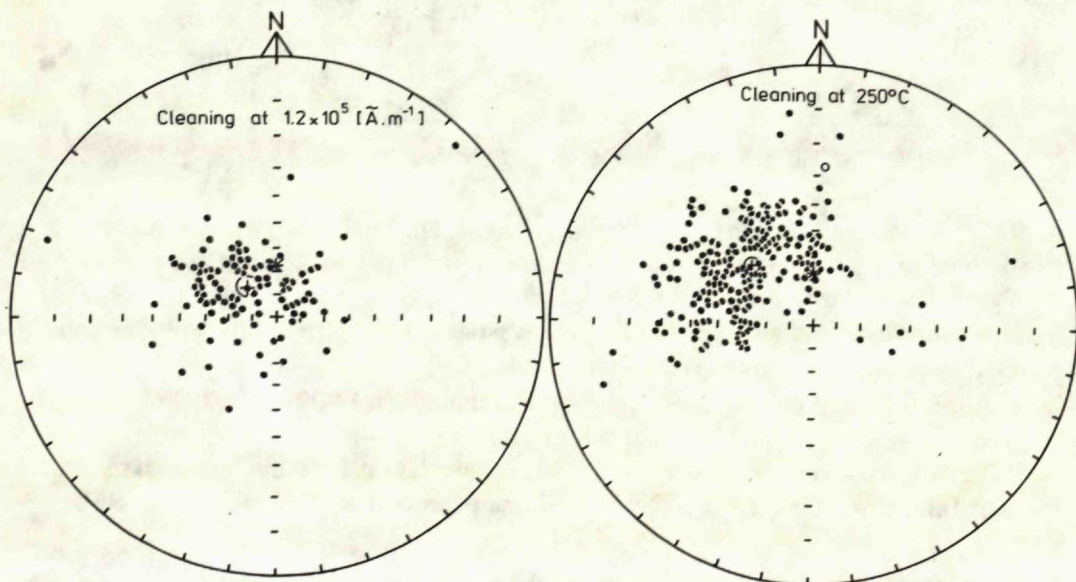


Fig. 3 Palaeomagnetic directions of Cenomanian to Lower Turonian red claystones, mountains group of Ondřejník, Moravskoslezské Beskydy Mts., Outer West Carpathians of Czechoslovakia; cf. M. Krs et al. 1977

Fig. 4 Palaeomagnetic directions of Cenomanian to Lower Turonian red claystones, Moravskoslezské Beskydy Mts., Outer West Carpathians of Czechoslovakia; cf. M. Krs et al. in press

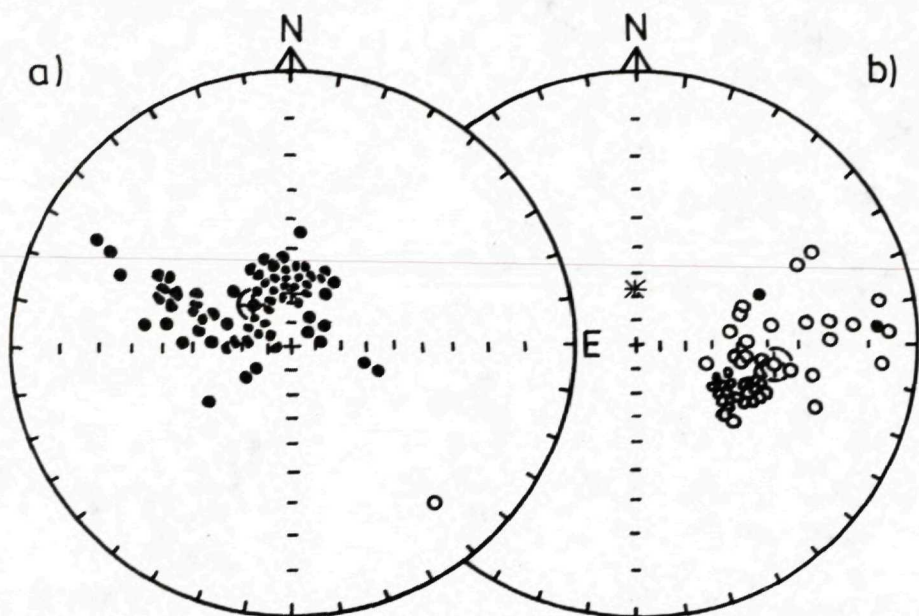


Fig. 5 Palaeomagnetic directions of Hauterivian to Barremian rocks of the teschenite suite (of prevailing igneous rocks), Moravskoslezské Beskydy Mts., Outer West Carpathians of Czechoslovakia; cf. M. Krs—B. Šmíd 1979

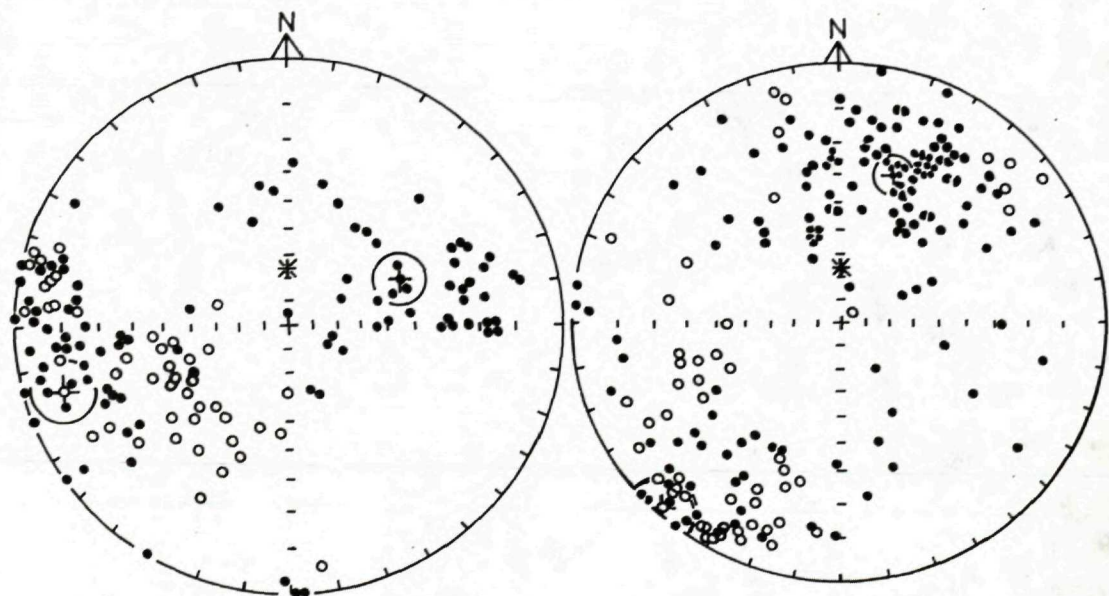


Fig. 6 Palaeomagnetic directions of Upper Permian red shales, Choč nappe, Inner West Carpathians of Czechoslovakia; cf. J. Kotásek—M. Krs 1965, M. Krs 1966

Fig. 7 Palaeomagnetic directions of Upper Permian red shales, „autochthonous“ region of the Inner West Carpathians of Czechoslovakia, South of Spišská Nová Ves, North-West of Košice; cf. J. Kotásek—M. Krs 1965; Krs 1966

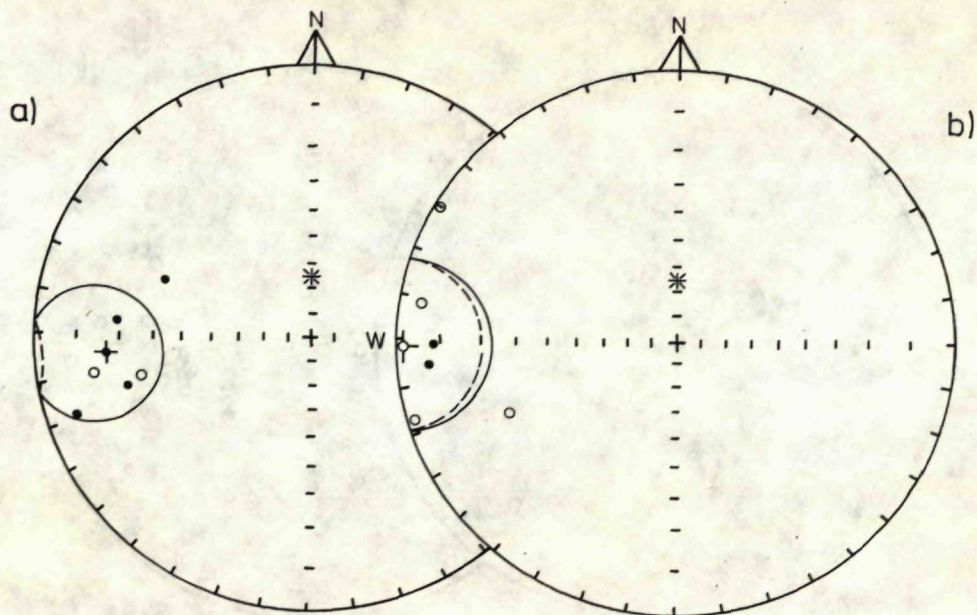


Fig. 8 Palaeomagnetic directions of Permian melaphyre, Little Carpathians Mts., a) directions not corrected for dip; b) directions corrected for dip; data of P. Muška

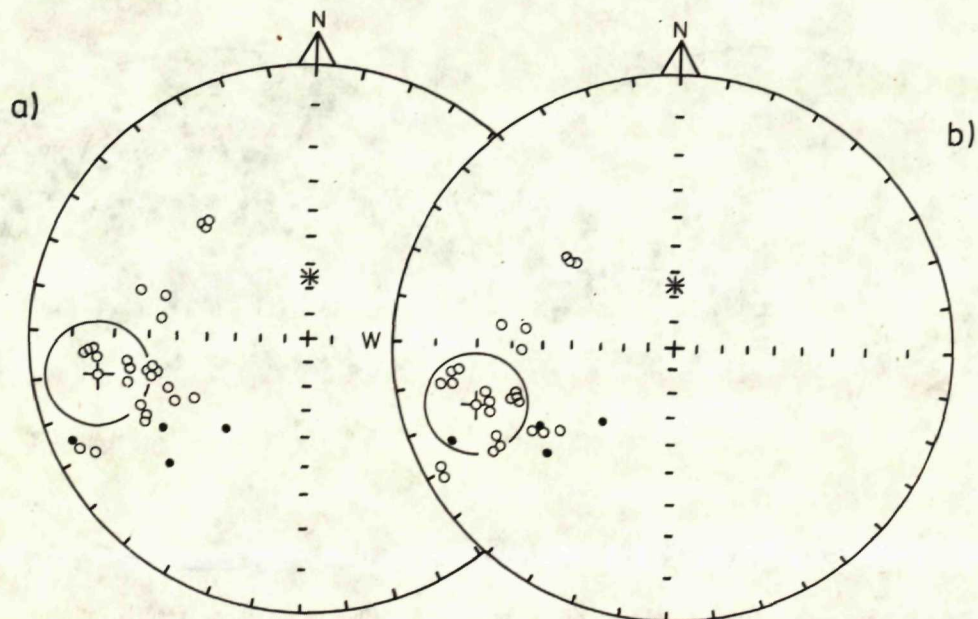


Fig. 9 Palaeomagnetic directions of Permian melaphyre, Tribeč Mts., Inner West Carpathians of Czechoslovakia, a) directions not corrected for dip; b) directions corrected for dip; data of P. Muška

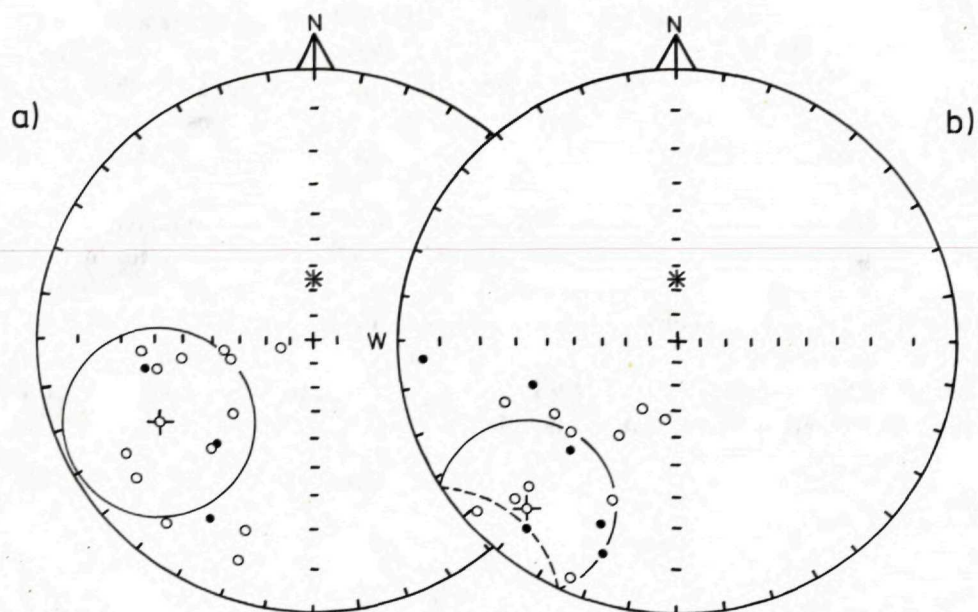


Fig. 10 Palaeomagnetic directions of Permian melaphyre, Low Tatras Mts., South, Inner West Carpathians of Czechoslovakia, a) directions not corrected for dip; b) directions corrected for dip; data of P. Muška

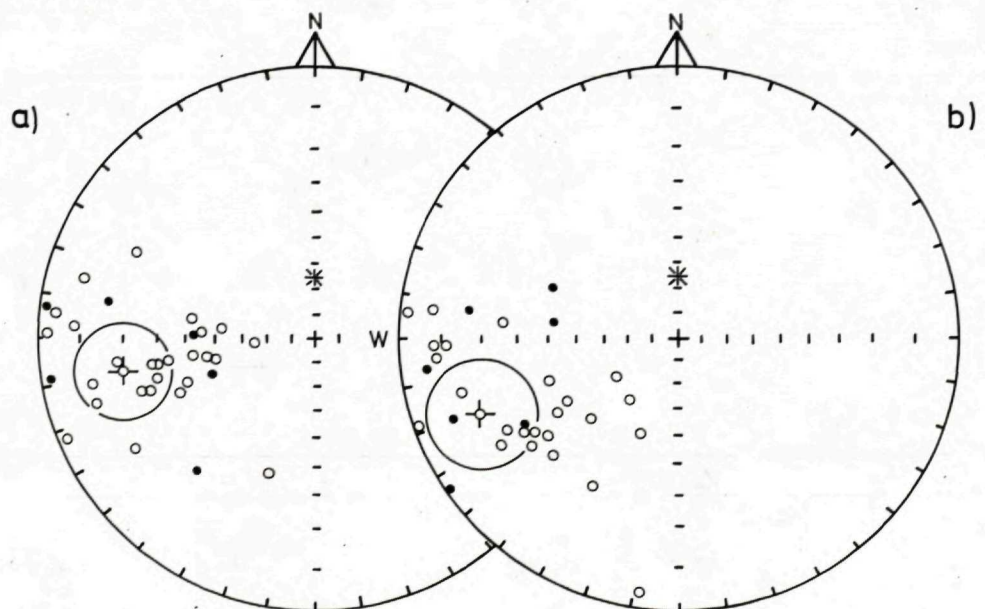


Fig. 11 Palaeomagnetic directions of Permian melaphyre, Low Tatras Mts., North, Inner West Carpathians of Czechoslovakia, a) directions not corrected for dip; b) directions corrected for dip; data of P. Muška

Fig. 12 show $M_{\bar{H}}$ denoting the modulus of isothermal remanent magnetic moment produced by the D.C. magnetic field \bar{H} ; M_0 is the magnitude of the modulus of natural remanent magnetic moment. From the figure it is apparent that sample F-12/B-1 (melaphyre) displays relatively softer magnetic properties whereas sample F-7/B-1 (contact-metamorphozed sedimentary rock) is magnetically hardest, and the like.

Dependence of M_t/M_0 on temperature t for samples cooled to room temperature in a nonmagnetic oven is shown in Figs. 13 and 14. For the samples denoted by IRMP (Fig. 13), M_t denotes the magnitude of the modulus of isothermal remanent magnetic moment produced at room temperature by the D.C. magnetic field attaining a maximum intensity of $11\,000 \times 10^3/4\pi$ ($\text{\AA} \cdot \text{m}^{-1}$) and then thermally demagnetized at temperature t ; M_0 is the magnitude of the modulus of isothermal remanent magnetic moment for a sample not exposed to thermal demagnetization.

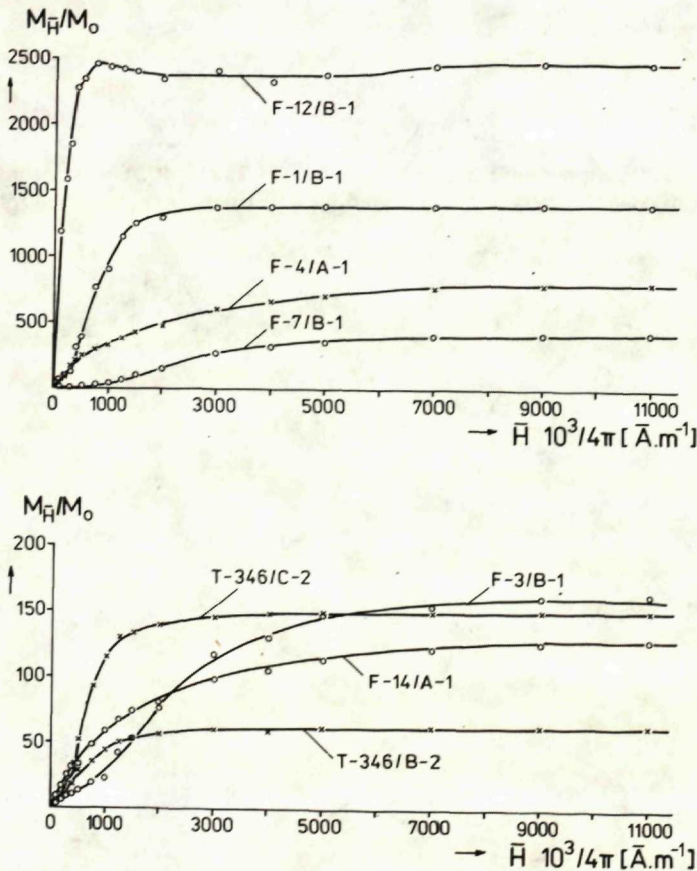


Fig. 12 Development of isothermal remanent magnetic polarization (IRMP) due to a steady laboratory magnetic field \bar{H} ; respective numerals cf. in the next Figures 13 and 14

Graphs κ_t/κ_0 illustrate the dependence of changes in volume magnetic susceptibility on temperature t ; κ_t is the volume magnetic susceptibility of a sample with IRMP heated at temperature t and cooled to room temperature in a magnetically compensated medium; κ_0 is the volume magnetic susceptibility of a sample with IRMP not subjected to thermal demagnetization.

For the samples designated as TRMP (Fig. 14), M_t denotes the magnitude of the

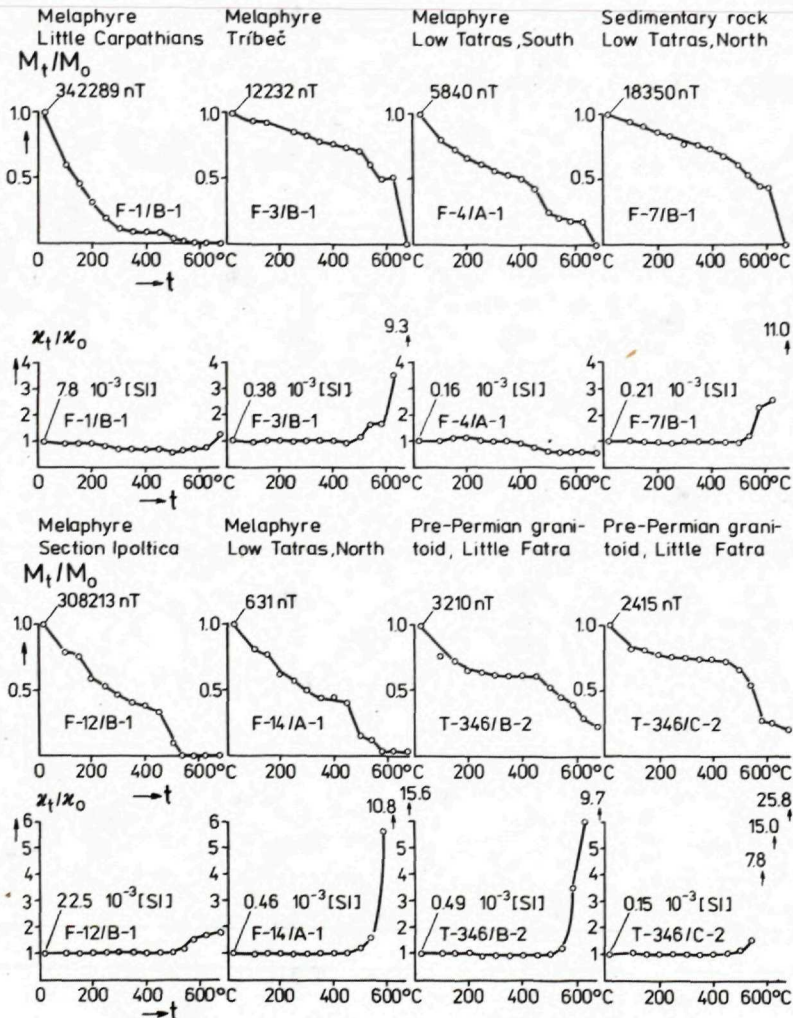


Fig. 13 Thermal treatment of samples of Permian melaphyres and of other rocks from the Inner West Carpathians of Czechoslovakia; samples were subjected to laboratory development of isothermal remanent magnetic polarization (IRMP) in the steady magnetic field of an intensity of $11\,000 \cdot 10^3/4\pi$ [$\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$].

modulus of thermoremanent magnetic moment for a sample exposed to the geomagnetic field effects after being heated at 675°C, cooled at room temperature and subsequently thermally demagnetized at temperature t ; M_0 is the magnitude of the modulus of thermoremanent magnetic moment for a sample not subjected to thermal demagnetization. Graphs showing χ_t/χ_0 indicate the dependence of changes in volume magnetic susceptibility for the same samples with TRMP on temperature t ; χ_t is the volume magnetic susceptibility of a sample with TRMP heated at

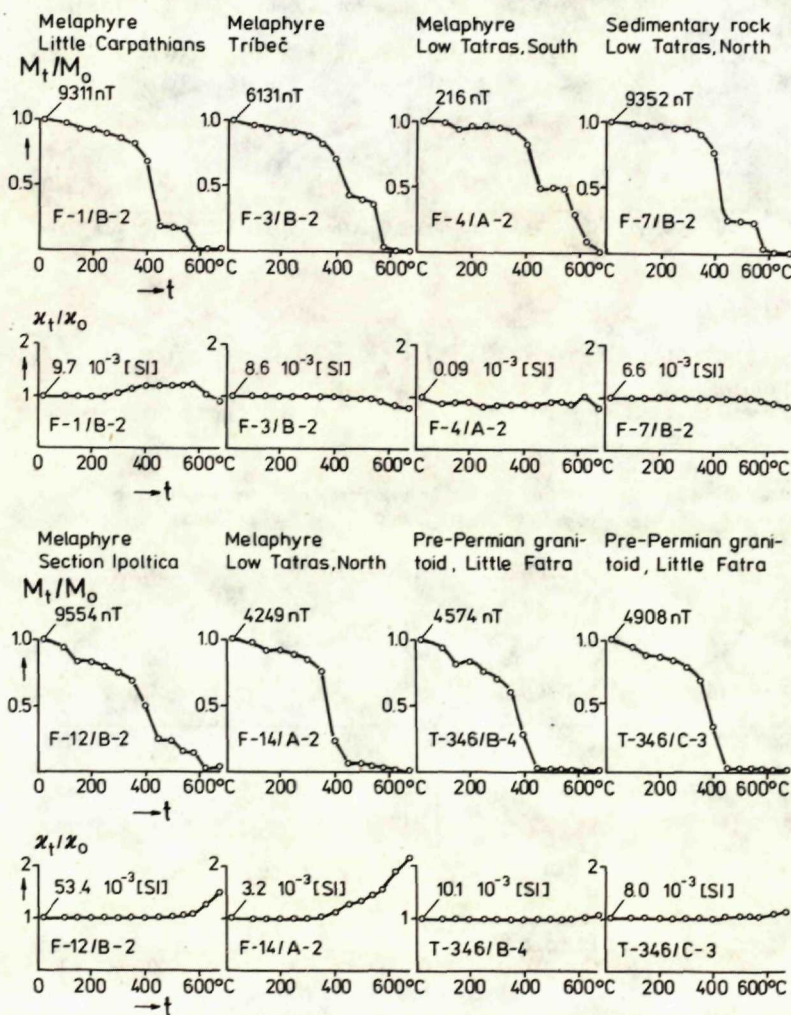


Fig. 14 Thermal treatment of samples of Permian melaphyres and of other rocks from the Inner West Carpathians of Czechoslovakia; samples were subjected to laboratory development of thermoremanent magnetic polarization (TRMP) in the geomagnetic field after heating to a temperature of 675 °C.

temperature t and then cooled at room temperature in a magnetically compensated medium; and χ_0 is the volume magnetic susceptibility of a sample with TRMP not exposed to thermal demagnetization.

By comparing the graphs in Figs. 13 and 14 one can reach the conclusion that the samples collected from the Choč nappe do not undergo phase changes at temperature intervals considered for magnetic cleaning. Phase changes occurred close to the Curie temperature in some samples. Samples of melaphyres and contact-metamorphosed sediments often display hard magnetic properties. The samples taken from the Malé Karpaty Mts. are magnetically softer but do not undergo phase changes throughout the interval ranging from room to the Curie temperature; consequently, their RMP is easy to clean by the thermal field. The above conclusion is illustrated by samples collected from the Malé Karpaty, Tríbeč and Nízke Tatry Mts. (Fig. 15). Similar results were also obtained for the other samples, so that the palaeomagnetic directions determined for samples of melaphyres and contact-metamorphosed sediments, after application of A.F. and especially thermal cleaning methods, are reliable (Tab. 1).

Whole collections of samples from flysch sediments in the Outer West Carpathians were likewise treated in the laboratory; the experimental results are described in detail elsewhere (M. Krs et al. 1979, T. Koráb et al. 1981).

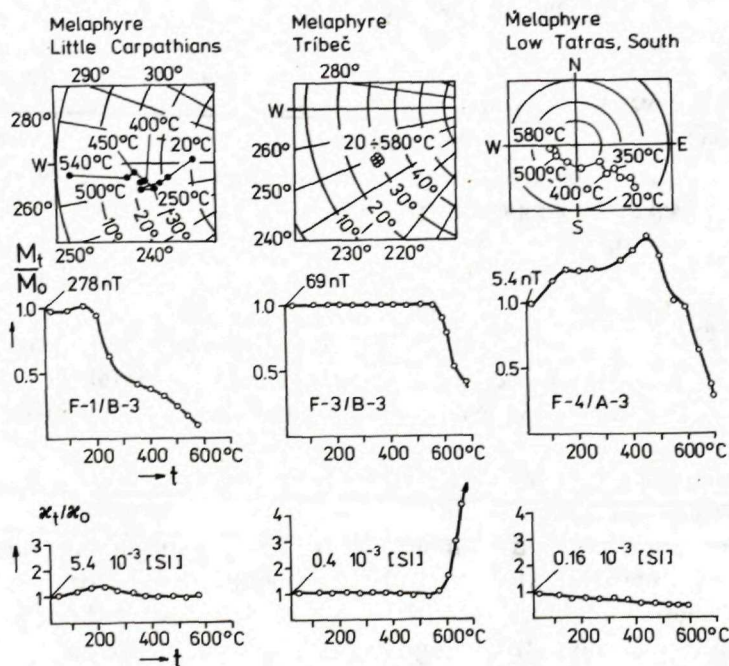


Fig. 15 Thermal cleaning of representative samples of Permian melaphyres from the Inner West Carpathians of Czechoslovakia.

Discussion of palaeomagnetic data

The rocks from the Outer and Inner West Carpathians of Czechoslovakia were subjected to mass tests of palaeomagnetic stability and magnetic cleaning by means of both the alternating and thermal fields. In addition, representative samples were newly tested as to their mineral phase changes during laboratory thermal treatments. These techniques provided unambiguous evidence of the anomalous palaeomagnetic directions not influenced by palaeomagnetic instability.

Nonetheless, what remains to be done is to consider possible tectonic effects of local origin. Palaeomagnetic directions are only determined by making correction for dip; some additional tectonic effects can be averaged out or essentially reduced by calculating mean palaeomagnetic direction for a number of samples collected from many outcrops or sections over a large area. The possibility cannot be ruled out, however, that the mean palaeomagnetic directions are sometimes influenced in a systematic way. For instance, flysch sediments are influenced by the dip of sedimentation plane reflected especially in partly erroneously calculated palaeomagnetic inclination. The problem of correcting palaeomagnetic directions for dip might arise in palaeovolcanics. For this reason, Table 1 shows palaeomagnetic directions for melaphyres corrected and uncorrected for dip of rocks. From these data it is evident that the palaeomagnetic directions remain clearly anomalous. Thus, the reader can assess the possible degree of local tectonic effects on the resultant palaeomagnetic directions.

Fig. 16 summarizes the mean palaeomagnetic directions hitherto determined for the rocks of the West Carpathians on Czechoslovak territory, except for those reported by O. Orlický from neovolcanics (cf. M. Krs et al. 1979). Mean palaeomagnetic directions are illustrated in a schematic geological-tectonic map constructed especially for geophysical purposes and discussed earlier with respective geologists. At first sight, it is evident that distinct deviations in palaeomagnetic declinations exist, what is generally explained in terms of rotational tectonic movements of the nappes or blocks during the Alpine folding. This rotation would become still more clear by relating the palaeomagnetic declinations on geological time scale (Fig. 17). Although this scale still contains gaps to be filled by additional palaeomagnetic results in next years, it can be stated that palaeomagnetic declinations can to some degree be paralleled especially with those of the Central Apennines and Sardinia (cf. Van den Berg 1979). If the amount of palaeomagnetic data on a particular block were sufficient for determining the mean position of the palaeomagnetic pole, it would be appropriate to infer the magnitude of horizontal rotational movements from the so-called palaeorotation rather than from palaeomagnetic declination (cf. M. Krs 1979). This can be substantiated by the fact that the palaeorotation involves the change in palaeomagnetic declination due to the mean palaeomagnetic pole movement for the respective block and the geological

REVIEW TECTONIC SCHEME OF THE WEST CARPATHIANS

MEAN PALAEOMAGNETIC DIRECTIONS

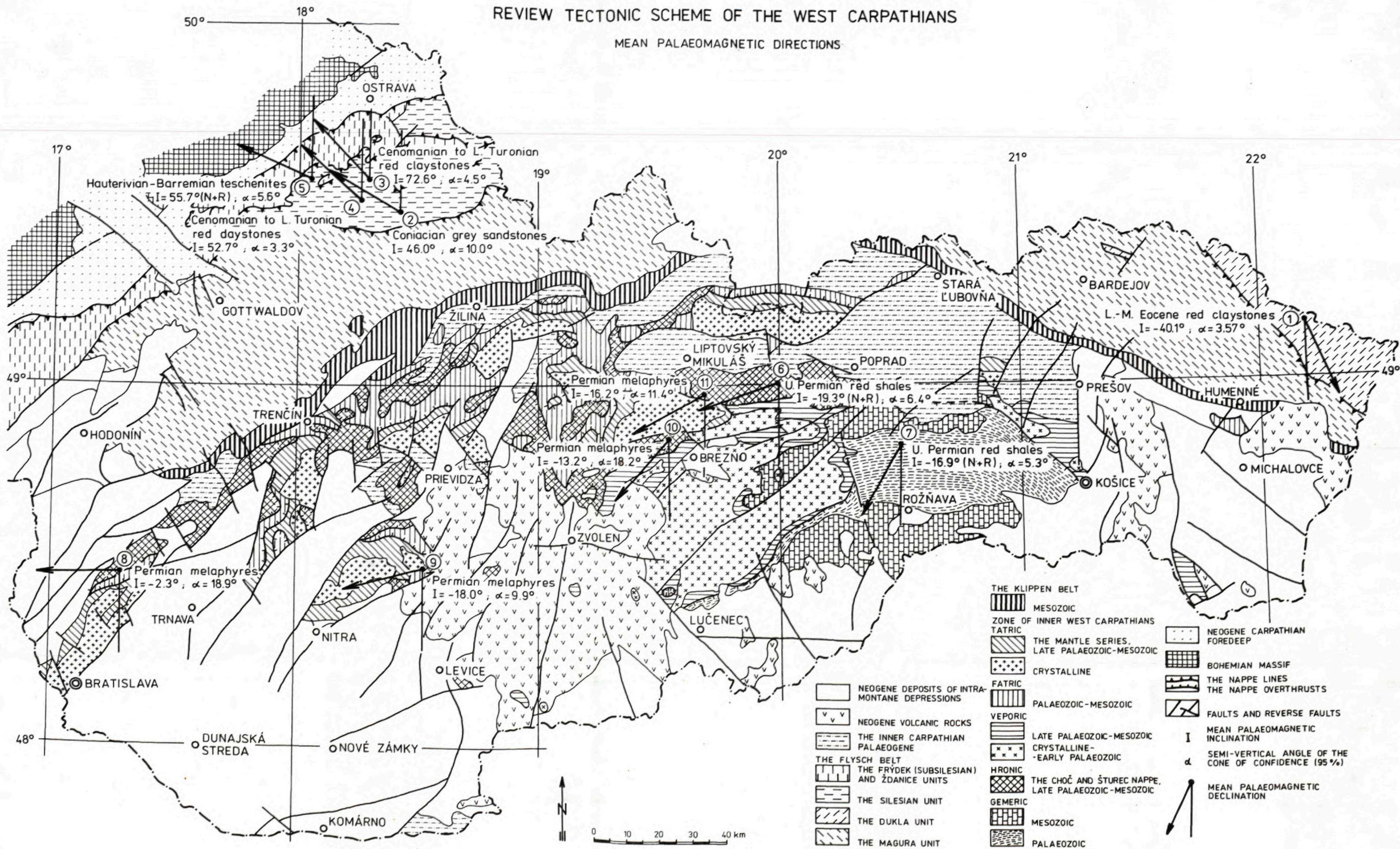
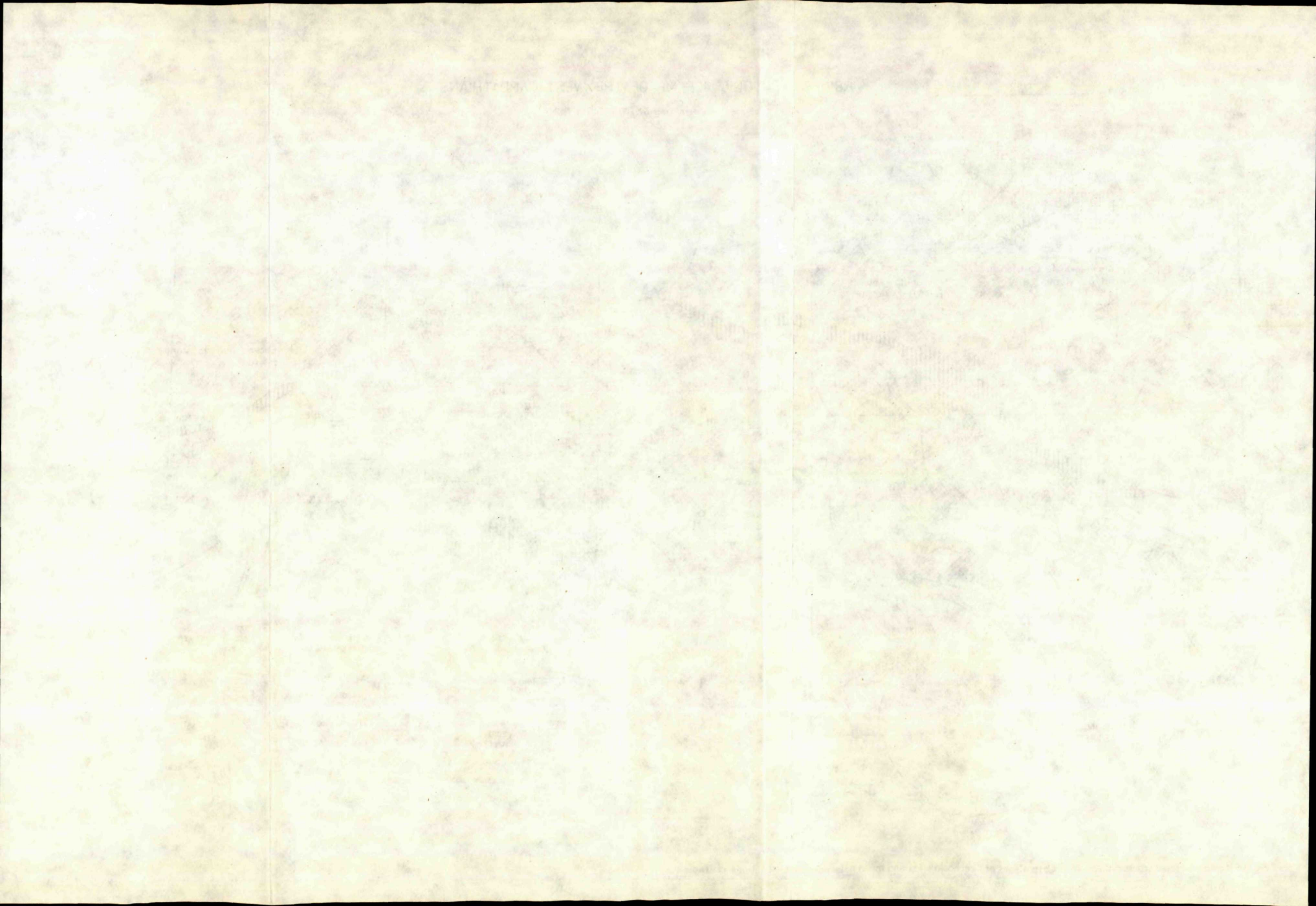


Fig. 16 Review tectonic scheme of the West Carpathians of Czechoslovakia and mean palaeomagnetic directions, cf. Table 1.



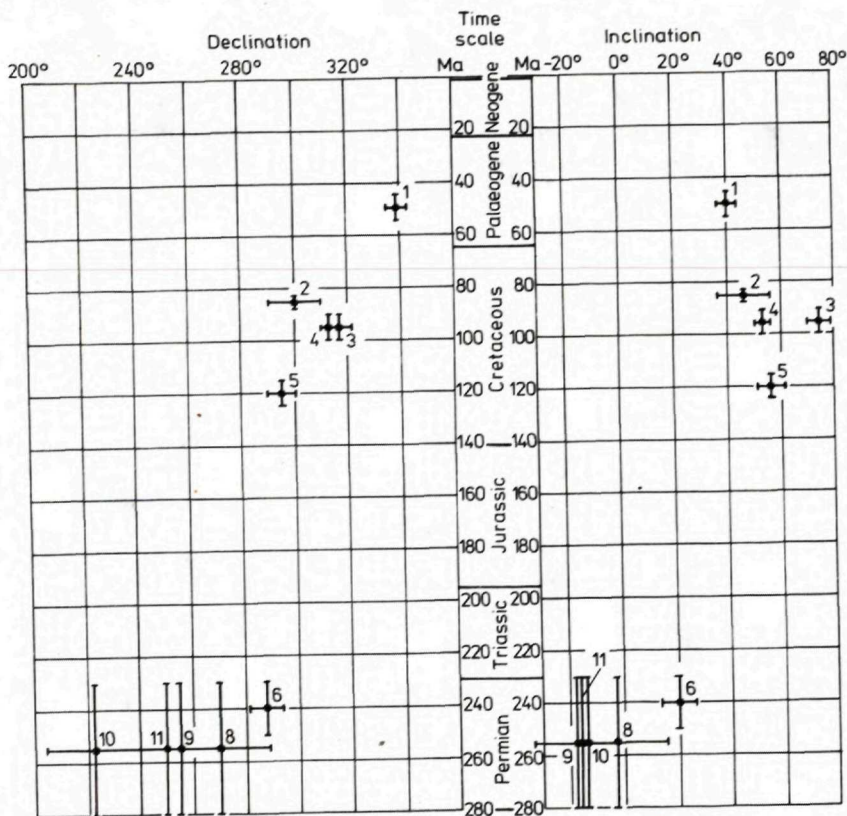


Fig. 17 Palaeomagnetic declinations and inclinations derived on the rocks from the West Carpathians of Czechoslovakia.

time span concerned. The palaeomagnetic inclination reflecting changes in palaeogeographical latitudes is also shown in Fig. 17.

The data summarized in Figs. 16 and 17 clearly show the trends for further palaeomagnetic investigations. In this respect, the present synthesis of the palaeomagnetic data so far available can be considered useful. Moreover, these data provide evidence of a high palaeotectonic mobility of the respective nappes due to the Alpine folding process.

Reviewed by J. Plančár.

References

- ANDRUSOV, D.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion X. Congr. of Carpathian — Balkan Geol. assoc. Geol. Inst. of Dionýz Štúr, Bratislava.
- HANZLÍKOVÁ, E. 1973: Foraminifers of the Variegated Godula Member in Moravia (Cenomanian—Turonian). Sbor. geol. Věd, Ř. P., 15, Praha, 119—184.
- KORÁB, T.—KRS, M.—KRISOVÁ, M.—PAGÁČ, P. 1981: Palaeomagnetic Investigations of Albian (?) — Paleocene to Lower Oligocene Sediments from the Dukla Unit, East Slovakian Flysch, Czechoslovakia. Západné Karpaty, sér. geol. 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127—149.
- KOTÁSEK, J.—KRS, M. 1965: Palaeomagnetic Study of Tectonic Rotation in the Carpathian Mountains of Czechoslovakia. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1, Amsterdam, 39—49.
- KRS, M. 1966: Palaeomagnetic Pole Position for the Lower Triassic of East Slovakia (Czechoslovakia). Věst. Ústř. Úst. geol., XLI, 4, Praha, 287—290.
- KRS, M. 1979: An Analysis of the Palaeomagnetic Field. Studia geoph. et geodaet., 4, 22, (Praha), 368—389.
- KRS, M.—KRISOVÁ, M.—ROTH, Z. 1977: A Palaeomagnetic Study of Cenomanian — Lower Turonian Sediments in the Moravsko-slezské Beskydy Mts., Věst. Ústř. Úst. Geol., 52, Praha, 323—332.
- KRS, M.—MUŠKA, P.—ORLICKÝ, O.—PAGÁČ, P. 1979: Palaeomagnetic Investigations in the West Carpathians. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Veda, Bratislava, 207—214.
- KRS, M.—PRUNER, P.—ROTH, Z. in press: Palaeotectonics and Palaeomagnetism of Cretaceous Rocks of the Outer West Carpathians of Czechoslovakia. Travaux Inst. Géophys. Acad. Tchécosl. Sci., Academia, Praha.
- KRS, M.—ŠMÍD, B. 1979: Palaeomagnetism of Cretaceous Rocks of the Teschenite Association, Outer West Carpathians of Czechoslovakia. Sbor. geol. Věd, Ř. UG, 16, Praha, 7—25.
- MUŠKA, P. 1977: Paleomagnetický výskum sedimentárno-vulkanického komplexu hornín melafýrovej série chočskej jednotky v západných Karpatoch. Banické listy, Ban. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 174.
- PAGÁČ, P.—MARSCHALKO, R. 1979: Palaeomagnetic Study of the Upper Cretaceous of the West Slovakian Segment of the Pieniny Klippen Belt and of the Central Block. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Veda, Bratislava, 223—229.
- ROTH, Z. 1965: Die Tektonik des Westabschnittes der Äusseren Karpaten in der ČSSR. Verh. Geol. Bundesanst., Sonderheft G. Wien, 56—85.
- ROTH, Z. 1971: Der tektonische Stil in der Godula—Teildecke der Mährisch-schlesischen Beskiden. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143—154.
- ROTH, Z.—HANZLÍKOVÁ, E. 1964: Západní úsek flyšového pásma československých Karpat. In: Regionální geologie ČSSR, II/2, Praha, 109—200.
- VAN DEN BERG, J. 1979: A Dutch Contribution to the Paleomagnetic Research in Italy. In „Paleomagnetism and the Changing Configuration of the Western Mediterranean Area in the Mesozoic and Early Cenozoic Eras“. Geologica Ultraiectina, No. 20, Utrecht, 117—124.
- VOZÁR, J. 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nížkych Tatrách. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—137.
- VOZÁR, J. 1977: Magmatické horniny tholeitickej série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. Mineralia Slovaca, 9, 4, Košice, 241—258.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1979: Permian of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion. Geol. Inst. of Dionýz Štúr, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1980: The Late Paleozoic in the West Carpathians. Bull. of the Symp. „Permian of the West Carpathians“. Geol. Inst. of Dionýz Štúr, Bratislava, 11—25.

R. A. Howie—J. N. Walsh

The geochemistry and mineralogy of an epidote-glaucophanite from Hačava, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians, Czechoslovakia

1 Figure

Abstrakt. Autori podávajú výsledky analýz na hlavné, stopové prvky a na prvky vzácnych zemín u hornín typu blueschist s obsahom epidotu, severne od Hačavy, Záp. Karpaty. Modrý alkalický amfibol je krosit, viazaný na epidot s obsahom okolo 25 % molekúl pistacitu. Medzi týmito dvoma minerálmi sú prvky vzácnych zemín prednostne obohatené epidotom pri faktore skoro 45.

Opísané sú rôzne typy hornín s obsahom glaukofanu z komplexu metamorfovaných hornín v nadloží vrchného paleozoika juhogemeridnej jednotky v juhovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Kryštalický komplex mramorov a glaukofanitických hornín patrí do meliatskej skupiny, ktorej mezozoický vek (hlavne triasový) je preukázaný konodontami. Glaukofanity popísal Reichwvalder (1970) ako produkty regionálnej metamorfozy bázických vulkanických hornín a ich pyroklastických zložiek. Nenašiel sa lawsonit ani pumpellyit; typická asociácia obsahuje glaukofan + albit + epidot + zoizit + chlorit ± stilpnomelan ± granát ± sfén. Regionálna metamorfoza prebiehala počas hlavnej orogentickej fázy alpských pohybov v zóne vyšších jednosmerných tlakov na tektonickom styku meliatskej skupiny s podložitým juhogemeridným vrchným paleozoikom. V nadloží metamorfovaného súvrstvia meliatskej skupiny sú nemetamorfované mezozoické sedimenty silického príkrovu.

Podrobne sme skúmali jednu takú horninu (č. 24/68) z oblasti Hačavy. Je to hornina typu blueschist s obsahom epidotu s drobným chloritom a albitom. Chemické analýzy horniny na hlavné a stopové prvky sú v tabuľke 1.

Mineralogy

The epidote and blue amphibole were separated from rock 24/68 and purified by using a combination of magnetic separator and heavy liquids. Their chemical analyses were made by conventional wet chemical methods: SiO_2 was determined by the combined gravimetric, atomic absorption method (J. N. Walsh 1977); Al_2O_3 , TiO_2 , total iron as Fe_2O_3 , CaO , MgO and MnO were determined by atomic absorption, Na_2O and K_2O by emission flame photometry, P_2O_5 colorimetrically, $\text{H}_2\text{O}+$ by a modified Penfield method, and FeO determined using the method of A. D. Wilson (1955). A Philips inductively coupled plasma source (ICPS) spectrometer, which had been standardised with international standard rocks, was used to make duplicate analyses of the Hačava rock, amphibole and epidote. The

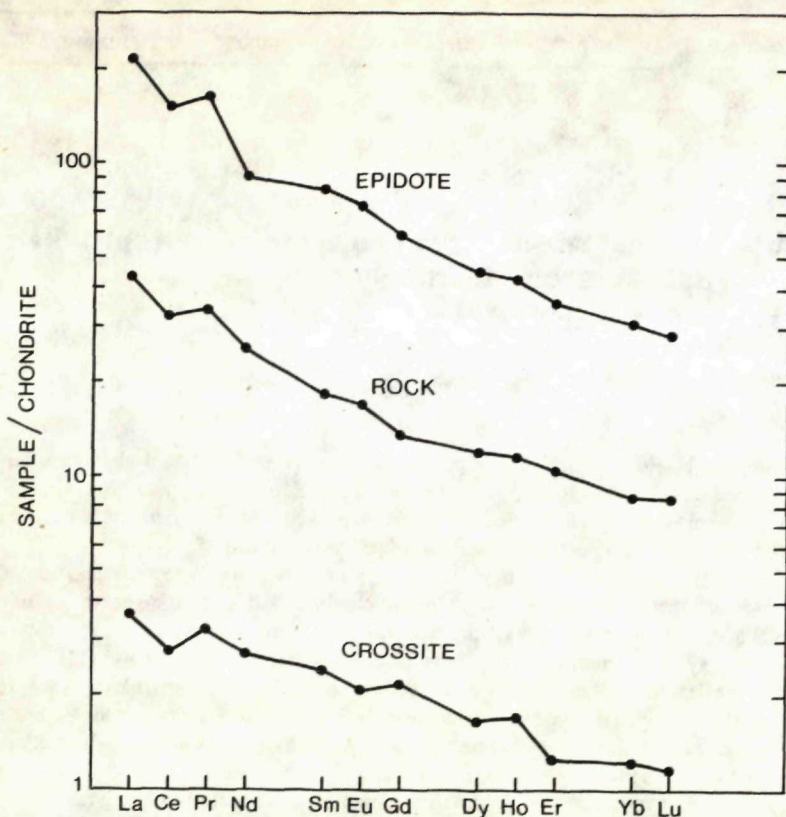


Fig. 1 Chondrite-normalised plots of REE in the Hačava rock and its principal minerals

ICPS results are given alongside those obtained by wet chemical methods in Tables 1—3. The ICPS analysis of the rock (Table 1) shows the potentiality of the method and gives results as good as those likely to be obtained by duplication of the “classical” analysis (see for example Steele and Hansen, 1979; Walsh and Howie, 1980). It should be noted that the $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratios cannot be determined by ICPS; thus in the tables the FeO value given in square brackets is the wet chemical result (as are those for H_2O^+ and H_2O^-).

Analyses of the blue amphibole (Table 2) show it to be rich in sodium and with roughly one third of the $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ taken up by Fe^{2+} and just over one third of the $(\text{Fe}^{3+} + \text{Al})$ position occupied by Fe^{3+} . Thus in terms of the well-known diagram of Miyashiro (1957) and of the definitive work on the nomenclature of amphiboles produced by the I.M.A. (B. L. Leake 1978), it is a crossite. Compositionally it is comparable with a crossite (Table 2, anal. A) from Serbia. The trace element content includes moderate amounts (>100 p.p.m.) of lithium, vanadium, chromium,

Table 1 Chemical analyses of the Hačava blueschist by (a) wet chemistry and (b) ICP spectrometry

	(a) %	(b)	(a) p.p.m.		(b)	REE(b)	
SiO ₂	49.56	49.75	Ba	70	181	La	15.0
TiO ₂	1.67	1.73	Co	55	49	Ce	28.3
Al ₂ O ₃	17.43	17.04	Cr	430	413	Pr	4.2
Fe ₂ O ₃	6.72	6.78	Cu	8	10	Nd	16.2
FeO	4.00	[4.00]	Li	124	140	Sm	3.8
MnO	0.25	0.24	Ni	152	134	Eu	1.3
MgO	5.04	5.12	Pb	10	—	Gd	3.7
CaO	5.09	5.16	V	120	181	Dy	4.1
Na ₂ O	4.75	4.95	Zn	133	119	Ho	0.9
K ₂ O	1.60	1.63	Sc	—	39	Er	2.4
P ₂ O ₅	0.37	0.37	Sr	—	258	Yb	1.9
H ₂ O ⁺	2.82	[2.82]	Nb	—	32	Lu	0.3
H ₂ O ⁻	0.14	[0.14]				Y	21.0
Total	99.44	99.73					

zinc and nickel; of these V, Cr and Ni are normal for such a ferromagnesian silicate and both Li and Zn are frequently found in moderate amounts in the alkali amphiboles.

The analysis of the epidote coexisting with crossite in the Hačava rock is given in Table 3, and shows it to have about 25 per cent of the pistacite molecule, Ca₂Fe₃³⁺Si₃O₁₂(OH), and to be comparable in composition to an epidote from the Swiss part of the Alpine mountain belt (Table 3, anal. B). It is unusual among metamorphic epidotes in being relatively rich in TiO₂; it also contains appreciable strontium, vanadium, chromium and lead, although minor amounts of these elements are relatively common in minerals of the epidote group. It is also noteworthy that the majority of the rare-earth elements are concentrated in the epidote phase (which contains 375 p.p.m. of REE compared with ≈ 8 p.p.m. in the crossite). This reflects the ability of the epidote structure to allow replacement of some Ca by rare earth ions, the electrostatic balance being maintained by the substitution of Fe²⁺ for Fe³⁺.

The determination of the rare earths by ICP spectrometry is rapid and straightforward, involving only a simple cation separation on an ion exchange column (J. N. Walsh et al., 1981). In Fig. 1 the REE contents of the Hačava rock and crossite and epidote are plotted relative to the chondritic abundances (N. Nakamura 1974) of these elements. The relatively smooth patterns obtained for rock and minerals confirms the ability of this method to measure rare earths down to the chondritic abundance level in a considerable range of rock and mineral compositions. Fig. 1 shows a moderate amount of light rare earth enrichment, and no marked Eu anomaly, with the REE pattern of the rock being closely followed both in the epidote and the crossite.

Table 2 Chemical analysis of Hačava crossite by (a) wet chemical methods and (b) ICP spectrometry

	1(a)	1(b)	A	1(a) reeale. on the basis of 24 (O, OH, F)	
SiO ₂	56.71	57.48	56.03	Si	7.935
TiO ₂	0.53	0.45	0.36	Al	0.065
Al ₂ O ₃	8.08	8.38	8.67	Al	1.268
Fe ₂ O ₃	6.82	6.36	7.11	Ti	0.056
FeO	8.30	8.30	9.46	Fe ³⁺	0.718
MnO	0.11	0.10	0.11	Fe ²⁺	0.971
MgO	9.54	9.59	8.81	Mn	0.013
CaO	1.00	0.93	1.28	Mg	1.989
Na ₂ O	6.77	6.90	6.98	Ca	0.150
K ₂ O	0.04	0.18	0.13	Na	1.837
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.04	K	0.007
H ₂ O+	1.82	1.82	1.22	OH	1.698
F	0.22	0.22	—	F	0.098
	99.97	100.75	—		
less O = F	0.09	0.09	—	100 Fe ³⁺ : (Fe ³⁺ + [Al] ⁶ + Ti) = 35.2	
	99.88	100.66	100.49	100 Fe ²⁺ : (Fe ²⁺ + Mg + Mn) = 32.7	
				Rare Earths (b) in p.p.m.	
Li	280	295	—	La	1.2
V	100	110	—	Ce	2.4
Cr	250	250	—	Pr	0.4
Pb	5	—	—	Nd	1.7
Sr	—	10	—	Sm	0.5
Zn	290	215	—	Eu	0.16
Sc	—	13	—	Gd	0.6
Ni	325	212	—		
Co	135	16	—		
Nb	—	2	—		
Cu	15	12	—		
				Dy	0.57
				Ho	0.13
				Er	0.28
				Yb	0.27
				Lu	0.04
				Y	2.36

1. Crossite, epidote glaucophanite, Hačava, West Carpathians

A. Crossite, calcareous schist, Volno, Serbia (F. Machatschki 1943). Anal. F. Machatschki (Includes H₂O⁻ 0.29).

Table 3 Chemical analyses of the Hačava epidote by (a) wet chemistry and (b) ICP spectrometry

				Reeale. on the basis of 13(O, OH)			
	2(a)	2(b)	B	2(a)	2(b)		
SiO ₂	37.81	38.33	37.14	Si	3.040	3.065	
TiO ₂	2.06	1.85	0.08	Al	2.085	2.058	
Al ₂ O ₃	21.99	21.83	24.13	Ti	0.125	0.111	
Cr ₂ O ₃	0.07	0.08	—	Cr	0.005	0.005	
Fe ₂ O ₃	12.41	12.48	12.55	Fe ³⁺	0.751	0.751	
FeO	0.42	[0.42]	0.29	Fe ²⁺	0.028	0.028	
MnO	0.78	0.71	0.04	Mn	0.053	0.048	
MgO	0.22	0.23	—	Mg	0.026	0.027	
CaO	21.09	21.39	24.15	Ca	1.817	1.833	
Na ₂ O	0.54	0.51	—	Na	0.084	0.079	
K ₂ O	0.07	0.10	—	K	0.007	0.010	
P ₂ O ₅	0.42	0.42	—	OH	0.891	0.885	
H ₂ O+	1.66	[1.66]	1.74				
Total	99.54	100.01	100.12				
				Rare Earths (b) in p.p.m.			
Ba	<30	<10	—	La	71.3	Dy	15.5
V	250	276	—	Ce	134.4	Ho	3.35
Li	15	19	—	Pr	20.1	Er	8.1
Sr	—	1550	—	Nd	75.5	Yb	6.76
Co	4	8	—	Sm	16.3	Lu	0.96
Cu	14	14	—	Eu	5.6	Y	81
Ni	10	17	—	Gd	16.4		
Pb	90	—	—				
Zn	31	64	—				
Nb	—	35	—				

2. Epidote, epidote glaucophanite, Hačava, West Carpathians.

B. Epidote, Zermatt, Switzerland (H. G. Tempel 1938).

Acknowledgements. We are grateful to Dr P. Reichwalder for the supply of a specimen of the Hačava rock, and to N.E.R.C. for financial aid towards the purchase of the Philips inductively coupled plasma spectrometer.

Reviewed by J. Hovorka.

References

- LEAKE, B. L. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag.* vol. 42.
- MACHATSCHKI, F. 1943: Die Formel des Crossits von Vodno. *Neues Jahrb. Min., Monatshefte, Abt. A.*
- MIYASHIRO, A. 1957: Chemistry, optics and genesis of the alkali-amphiboles. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. II, vol. 11.*
- NAKAMURA, N. 1974: Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, vol. 38, 575—775.
- REICHWALDER, P. 1970: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanických hornín v okolí Hačavy. *Geologické práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- STEELE, T. W.—HANSEN, R. G. 1979: Analysis of the NIMROC reference samples for major elements. *Rept. National Inst. Metall., South Africa, no. 201b.*
- TEMPEL, H. G. 1938: Der Einfluss der seltenen Erden und einiger anderer Komponenten auf die physikalisch-optischen Eigenschaften innerhalb der Epidot-gruppe. *Chemie der Erde*, vol. 11.
- WALSH, J. N. 1977: Determination of silica in rocks and minerals by a combined gravimetric and atomic-absorption spectrophotometric procedure. *Analyst*, 102, London.
- WALSH, J. N.—BUCKLEY, F.—BARKER, J. 1981: The simultaneous determination of the rare earth elements in rocks using inductively coupled plasma source spectrometry. *Chem. Geol.*, vol. 33.
- WALSH, J. N.—HOWIE, R. A. 1980: an evaluation of the performance of an inductively coupled plasma source spectrometer for the determination of the major and trace constituents of silicate rocks and minerals. *Mineral. Mag.*, 43.
- WILSON, A. D. 1955: A new method for the determination of ferrous iron in rocks and minerals. *Bull. Geol. Survey Great Britain*, 9.

Vladimír Bezák

Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd (Západné Karpaty)

1 obr.

Abstract. The author discusses the geologic structure of the area in the central part of the Kohút Zone in the Veporicum. The area consists of six principal rock complexes: besides two known (the Hron and the Kráľova hoľa) complexes and two complexes with overtaken and precised names (the Rimavica complex and the Hladomorná dolina complex) there are two newly distinguished complexes (the Klenovec and the Sinec). They are briefly characterized.

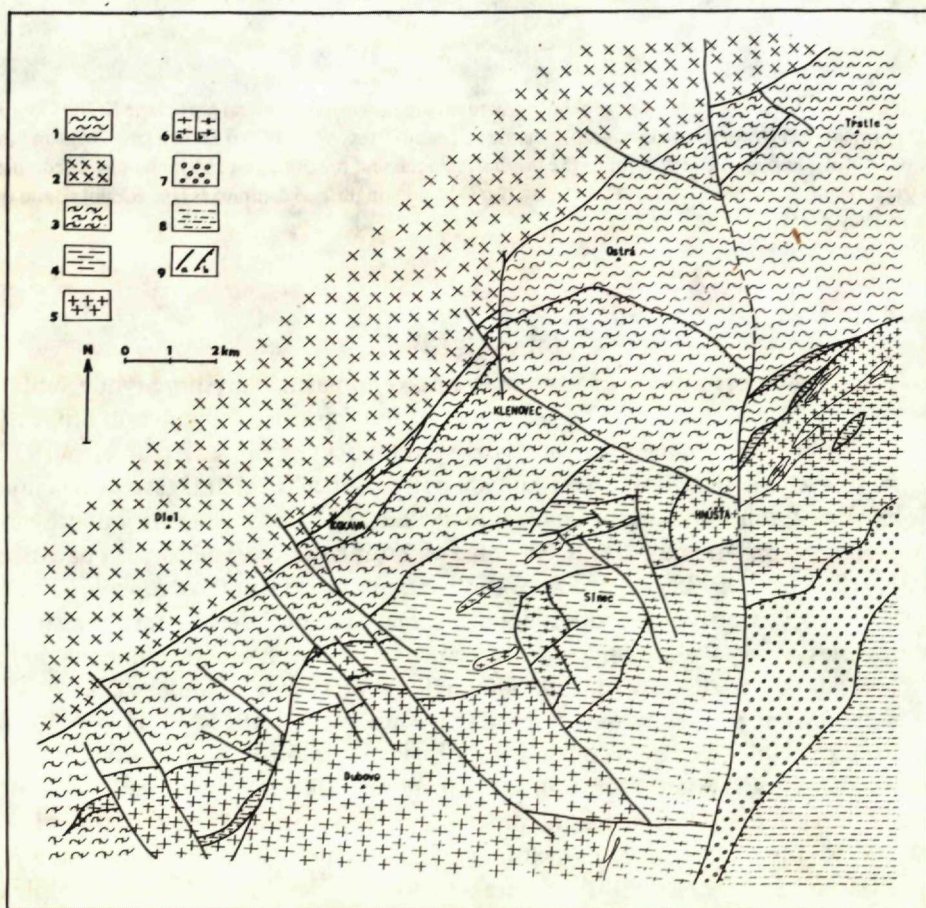
Úvod

Geologická zložitost a pestrosť územia kohútskeho pásma (myslíme tým v súhlase s definíciou V. Zoubka 1957 územie medzi muránskou a ľubeníckou líniou) je známe už oddávna. Tento problém začal systematicky riešiť V. Zoubek (1932) tým, že tu vyčlenil niekoľko zón na základe petrografického charakteru prevládajúcich hornín. Z toho princípu vychádzame aj dnes, hoci vzťahy medzi jednotlivými „zónami“ interpretujeme odlišne. Na práce V. Zoubka časove i metodicky nadväzoval J. Šuf (1937, 1938) — priniesol rad významných poznatkov o geológii tejto oblasti, z ktorých čerpáme dodnes. Jeho delenie na zóny je ešte podrobnejšie, no i tak už dnes nepostačuje (napr. svorová zóna na západných svahoch Sinca sa podľa našich súčasných poznatkov rozpadá minimálne na tri rôzne komplexy).

Pri mapovaní v neskoršom období (M. Kunžvart 1955, D. Hovorka in M. Kuthan 1963) sa podarilo rozšíriť litologickú náplň zón o niektoré nové typy hornín a bola podrobne spracovaná ich petrografia. Okrem toho sa geológii tohto územia dotýkajú niektoré špeciálne práce (napr. S. Vrána 1964, J. Kamenický 1977, E. Krist 1979). S vydeľovaním komplexov ako základných tektonických jednotiek vo veporidách začal A. Klinec (1966); vyčlenil dva základné komplexy — hronský a kráľovoľubenský. K nim treba priradiť ešte „sériu“ Hladomornej doliny (A. Klinec et al. 1962). Podrobné mapovanie v tejto časti kohútskeho pásma umožnilo okrem zatriedenia známych skupín hornín do vyššie uvedených komplexov, aj vyčlenenie nových hornín doteraz neznámych, prípadne odlišne interpretovaných, čím sa stavba v tejto oblasti ešte viac komplikuje.

Na základe našich súčasných poznatkov v strednej časti kohútskeho pásma (v uzemí zhruba medzi Tisovcom a Poltárom alebo v širšom okolí Hnúšte a Kokavy; obr. 1) rozlišujeme tieto komplexy: hronský, kráľovohoľský, klenovský, sinecký, rimavický a komplex Hladomornej doliny. Klenovský a sinecký komplex sú novovyčlenené. Na stavbe oblasti sa podieľa ešte rimavské súvrstvie susediace na juhu s dobšinskou skupinou (táto patrí už gemeridám).

Termín komplex sa nám zdá byť naďalej najvhodnejším na označovanie týchto geologických celkov, ktoré stratigraficky nie sú zatiaľ presne a podrobne určené,



Obr. 1. Schéma rozloženia horninových komplexov v strednej časti kohútskeho pásma (z mapových podkladov A. Klinca a V. Bezáka zostavil V. Bezák 1981)

1 — hronský komplex (granátické svory, amfibolity), 2 — kráľovohoľský komplex (hybridné granitoidy, migmatity), 3 — klenovecký komplex (albitické ruly), 4 — sinecký komplex (bridlice, magnezity, metakonglomeráty), 5 — rimavický komplex (leukokrátne granitoidy), 6 — komplex Hladomornej doliny (a — biotitické fylity a ruly, b — migmatitizované partie), 7 — rimavské súvrstvie (bridlice, metaarkózy), 8 — dobšinská skupina (fylity), 9 — tektonické línie (a — zlomy, b — prešmyky, násuny).

a nie je vylúčené, že v sebe zahrňujú viacero odlišných elementov. Tento termín všeobecne znamená súbor predmetov tvoriacich celok. V našom prípade ide o súbor hornín združených v celok na základe niekoľkých znakov (nepostačuje len jeden znak). Ide o znaky litologické, metamorfne, štruktúrno-tektonické a geografické.

Stručná charakteristika komplexov

Hronský komplex definoval A. Klinec (1966) na širokom areáli veporíd. V tomto území s ním korelujeme komplex granatických svorov vystupujúcich v jadre megaantiformy, ktorej os sa dvíha sv. smerom, čím sa jeho plocha rozširuje. Opačným smerom sa zužuje a jz. od Kokavy jeho výskyt končí ponorením i účinkom sústavy priečných zlomov.

Komplex je tvorený granátovo-chloritovo-biotitovo-muskovitovými svormi, ktoré obsahujú vločky amfibolitov a grafitických metakvarcítov. Svory sú podrobne zvrásnené do stojatých izoklinálnych vrás, kremeň je skoncentrovaný do sekrečných žíliak. Minerálne asociácie svorov a amfibolitov ukazujú, že komplex bol regionálne metamorfovaný za podmienok fácie zelených bridlíc (granátová zóna) stredných tlakov, čo sa potvrdilo aj pomocou grafitového geotermometra (D. M. Šengelia et al. 1978). Neskôr boli svory zrejme v alpínskej epoche mierne diaforizované. Vek svorov bol doložený severne od Hnúšte ako spodnopaleozoický (A. Klinec-Planderová 1979) a neskôr znova potvrdený východne od Kokavy (V. Bezák —E. Planderová 1981).

Kráľovohoľský komplex. Severne od hronského komplexu sa po celej dĺžke tiahne mohutný celok hybridných granitoidov a migmatitov, ktorý však v tomto území už nepatrí do kohútskeho pásma, keďže muránsku líniu tu kladieme práve na jeho rozhranie so svormi (V. Bezák 1980). Svojím charakterom i pozíciou zodpovedá tento celok kráľovohoľskému komplexu v zmysle A. Klineca (1966).

V zložení hornín prevládajú hybridné biotitické granitoidy s prechodmi do migmatitov nebulitického, menej stromatitického typu. Tieto obsahujú menšie enklávy pararúl a telesá leukokrátnych granitoidov. Vnútorne štruktúry komplexu sú zložité — vrásovo-zlomové. Vcelku sa ukláňa na SZ, čiže leží na svoroch (tvorí sz. krídlo antiformy). O tektonickom styku so svormi svedčí aj metamorfný skok.

Klenovský komplex. Z juhu je na hronský komplex nasunutý komplex biotitických albitických „rúl“. Svojím vystupovaním pripomína komplex kráľovohoľský, avšak stupňom metamorfózy sa blíži komplexu hronskému, od ktorého sa však litologicky líši (pôvodne šlo o piesčité sedimenty len ojedinele s bázickými vulkanitmi). Na základe toho vyčleňujeme ho ako samostatný komplex a pre jednoduchosť ho nazývame klenovský komplex.

Petrograficky je dosť jednotvárný — tvoria ho prevažne drobnozrnne bridličnaté

horniny rulového vzhľadu (základná minerálna asociácia granát + muskovit + biotit + albit + kremeň ± chlorit). Skladbu spestrujú len grafitické bridlice a pruh svetlých bridlíc s polohami svetlých rúl (kyslé vulkanity?); postavenie tohto pruhu je však zatiaľ diskutabilné, do tohto komplexu je zahrnutý len predbežne. Regionálna metamorfóza albitických rúl prebehla do fácií zelených bridlíc, čo potvrdzujú aj orientačné hodnoty získané pomocou grafitového geotermometra. Na niektorých miestach sa palinologicky podarilo určiť aj vek albitických rúl (V. Bezák—E. Planderová 1981) — ide o spodné paleozoikum.

Sinecký komplex. Počas nášho posledného mapovania bolo vyčlenené nové pásmo hornín, vyskytujúce sa hlavne v masíve Sinca, ale pokračujúce aj na SV a na JZ, kde je väčšinou zavrásnené v iných komplexoch. Ide o komplex slabo metamorfovaných sedimentov a vulkanitov, ktorý nazývame sinecký a ktorý možno rozdeliť na dve časti — podložnú, v ktorej prevládajú chloritovo-muskovitové bridlice s polohami chloritických bridlíc, amfibolitov, grafitických bridlíc a metakarbonátov (tzv. severný magnezitový pruh); — naloženú s metakonglomerátmi ojedinele s metaarkózami a metakvarcítmi. Doteraz boli tieto horniny považované za diafortity rúl, mylonity granitoidov a pod.; J. Šuf (1938) časť týchto hornín interpretoval ako porfyroidy pravdepodobne permského veku.

Vek týchto hornín sa zatiaľ nepodarilo presne stanoviť (podľa určitých organických zvyškov nie sú staršie ako silúr), vyznačujú sa však niektorými znakmi, na základe ktorých predpokladáme ich vrchnopaleozoický vek. Od spodnopaleozoických komplexov sa odlišujú najmä litologickou pestrosťou (niektoré horninové členy sineckého komplexu, napr. magnezity, zelené bridlice, metakonglomeráty, sa v nich vôbec nevyskytujú) a metamorfnými minerálnymi asociáciami (základná synkinematická metamorfóza tu nedosiahla ani biotickú zónu, čiže je tu metamorfný skok voči ostatným komplexom).

Rimavický komplex. Takto nazývame pásmo leukokrátnych granitoidov v južnej časti veporíd. Názov vychádza z pomenovania týchto granitoidov J. Kamenickým (1977). Keďže však ide o značne komplikované vzťahy vekove pravdepodobne rozdielných intrúzií, ktoré sa teraz navyše väčšinou tektonicky stýkajú so svojím okolím, vyčleňujeme tieto granitoidy ako samostatný komplex. Radíme k nemu aj niektoré samostatné masívky vyskytujúce sa v iných komplexoch (napr. v sineckom). Časť týchto masívok je pravdepodobne alpínska; geofyzika indikuje v hĺbke ich zdroj v podobe anomálií podobných anomálií rochovskej (A. Klinec 1980).

Petrografické zloženie granitoidov tohto komplexu je veľmi premenlivé (od granitu po tonalit, ojedinele sa vyskytujú aj telesá amfibolických dioritov). Súvisí to s ich zložitou genézou a dlhodobým vývojom.

Komplex Hladomornej doliny. V pôvodnej náplni ani v názve (A. Klinec et al. 1962) sa veľa nemení, len pôvodné označenie „série“ sme zmenili na „komplex“.

a to hlavne z toho dôvodu, že v posledných rokoch sa začína ukazovať zložitost a stratigrafická nejednoduchosť tejto „série“. Východne od tohto územia bola jej časť určená ako vrchný karbón (E. Planderová—A. Vozárová 1978) na rozdiel od pôvodného devónskeho zaradenia. Je preto pravdepodobné, že aj v tomto území sa v budúcnosti podarí vydeliť z tohto komplexu vrchnokarbónske slatvínske súvrstvie (v zmysle A. Vozárovej—J. Vozára 1980). Zatiaľ možno povedať, že je komplex budovaný prevažne biotickými fylitmi (asociácia kremeň—albit—biotit—muskovit—granát) s prechodmi do rúl a migmatitov (na styku s granitoidmi).

Rimavské súvrstvie. Komplex Hladomornej doliny na juhu susedí s rimavským súvrstvom (A. Vozárová—J. Vozár 1980). Ide o známe súvrstvie juhoveporidného permu pozdĺž ľubenickej línie, v našom území budované prevažne metaarkózami a chloritoidovými bridlicami. Toto súvrstvie sa na juhu stýka s fylitmi a grafitickými kvarciti mi došinskej skupiny (Š. Bajánik—P. Reichwalder—A. Vozárová 1981), ktorá podobne ako kráľovohofský komplex na severe nepatrí už v tomto území do kohútskeho pásma a uvádzame ju len pre úplnosť profilu.

Záver

Snažili sme sa stručne opísať geologickú stavbu územia v strednej časti kohútskeho pásma, ako sa javí po našom poslednom mapovaní v mierke 1 : 25 000. Ako vidno aj zo zjednodušenej schémy (obr. 1), táto stavba je značne komplikovaná. Vyčlenili a pomenovali sme tu dva nové komplexy (klenovský a sinecký) okrem dvoch už známych (hronský a kráľovohofský) a dvoch, ktorých názvy sme upravili (rimavický komplex a komplex Hladomornej doliny). V budúcnosti, po prekonaní súčasnej analytickej etapy výskumu, sa možno ukáže, že niektoré možno zlúčiť (týka sa to najmä komplexu Hladomornej doliny a klenovského, a snáď sineckého a rimavskej skupiny vzhľadom na výskyt magnezitov). Na druhej strane je možné, že do jedného komplexu sme zahrnuli viacero odlišných elementov, pretože v rámci jednotlivých komplexov neboli zatiaľ robené systematické špeciálne výskumy. Z toho vyplývajú do budúcnosti aj ďalšie úlohy, hlavné zamerania a sčasti tiež metodika výskumu.

Literatúra

- BAJNÍK, Š.—REICHWALDER, P.—VOZÁROVÁ, A. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 13—18.
- BEZÁK, V. 1980: Priebeh muránskeho zlomu juhozápadne od Tisovca. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 207—208.

- BEZÁK, V.—PLANDEROVÁ, E. 1981: Nové poznatky o veku metamorfítov v kohútskom pásme veporíd. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 183—184.
- HOVORKA, D. in KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zvolen, Bratislava, 132.
- KAMENICKÝ, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.) Mineralia slov., 9, 3, Košice, 161—184.
- KLINEC, A. et al. 1962: Vysvetlivky k listu Revúca 1:50 000. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 126.
- KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zbor. geol. Vied, rad ZK, 6, Bratislava, 7—28.
- KLINEC, A.—PLANDEROVÁ, E. 1979: Paleozoické metamorfity z oblasti Hnúšte (kohútska subzóna veporíd). Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 193—194.
- KLINEC, A. 1980: Continuous zone of gemerides and veporides enlightened by well near Rochovce. Geol. Zbor. Geologica carpath. 31, 4, Bratislava, 537—540.
- KRIST, E. 1979: Granitoid rocks of the southwestern part of the veporide crystalline complex. Geol. Zbor. Geologica carpath., 30, 2, Bratislava, 157—179.
- KUŽVART, M. 1955: Geologické a petrografické pomery mastkových ložísek a jejich okolí u Hnúšte na Slovensku. Sbor. ÚÚG, 22, Praha, 145—196.
- PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129—141.
- ŠENGLIA, D. M.—MIKO, O.—BEZÁK, V. 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra. Mineralia slov., 10, 4, Košice, 321—328.
- ŠUF, J. 1937: Zpráva o nálezistích užitečných nerostů v okolí Hnúšte na Slovensku se zvláštním zretelem ke geologickým poměrům této oblasti Banský svět, 16, 2—4, Praha, 22—46.
- ŠUF, J. 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. Věst. ÚÚG, 14, Praha, 91—109.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1980: Late Paleozoic of the West Carpathians. Zborník Permian of the West Carpathians. geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 11—23.
- VRÁNA, S. 1964: Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the gemerides and the veporides (Slovakia). Krystalinikum, 2 Praha, 125—143.
- ZOUBEK, V. 1932: Předběžná správa o mapování na listu Velká Revúca. Věst. SGÚ, 8, Praha, 136—142.
- ZOUBEK, V. 1957: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. Práce, Zoš. 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38—50.

Do tlače odporučil J. Vozár.

Explanation of the fig. 1

Fig. 1 Scheme of distribution of rock complexes in central part of Kohút Zone (according to maps by A. Klinec and V. Bezák, compiled by V. Bezák 1981)

- 1 — Hron complex (garnetic mica schists, amphibolites), 2 — Kráľova hoľa complex (hybrid granitoids, migmatites), 3 — Klenovec complex (albite gneisses), 4 — Sinec complex (schists, magnesites, metaconglomerates), 5 — Rimavica complex (leucocrate granitoids), 6 — Hladomorná dolina complex (a — biotite phyllites and gneisses, b — migmatitized parts), 7 — Rimava Formation (schists, metaarcsoses), 8 — Dobšiná Group (phyllites), 9 — tectonic lines (a — faults, b — thrusts, overthrusts).

Ľudovít Gaál

Výskyt meliatskej skupiny pri Striežovciach

4 obr. v texte, 6 tab. na kriede (I—VI), anglické resumé

Abstract. The locality Striežovce is the westernmost, paleontologically proved locality of the Meliata Group. In a complicated tectonic slice are slightly metamorphosed Triassic carbonates and schists. Among them are Carnian and Lower Norian limestones proved by conodonts.

Úvod

Západne od Slovenského krasu, medzi obcami Hrušovo a Striežovce sa vyskytuje niekoľko menších odkryvov v kryštallických karbonátoch a bridliciach. Ich príslušnosť k meliatskej skupine bola doložená i mikropaleontologicky v rámci mapovacích prác v rokoch 1978—1980. Ide o doteraz najzápadnejší známy paleontologicky doložený výstup meliatskej skupiny v Spišsko-gemerskom rudohorí.

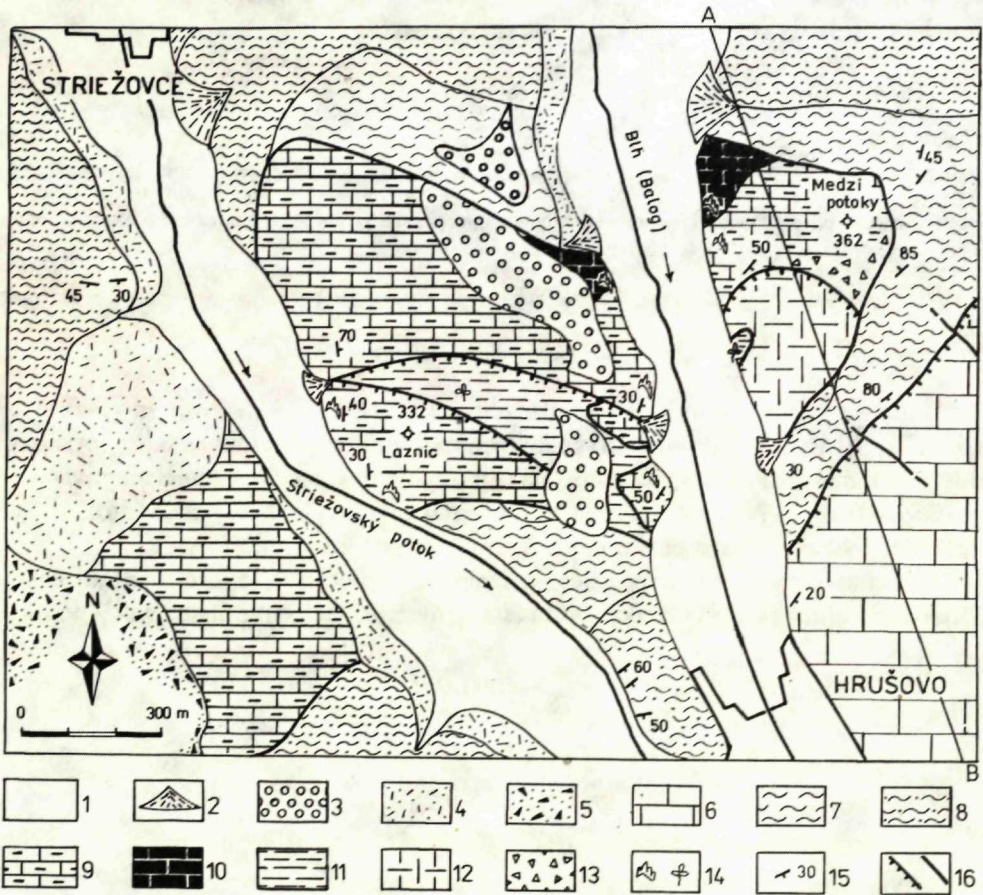
Skúmaná lokalita sa rozprestiera na nevelkej ploche v severozápadnej časti Drienčanského krasu, na oboch brehoch tokov Blh (Balog) a Striežovský potok,



Obr. 1 Poloha skúmaného územia

v úseku medzi obcami Hrušovo a Striežovce (obr. 1, 2). Sú z nich tvorené aj kóty 332 (Laznic) a 362 (Medzi potoky), severozápadne a severne od Hrušova.

Meliatska skupina tu vystupuje vo forme šupín, ktorých západné pokračovanie je pokryté miocénnymi vulkanoklastikami andezitov, z ostatných strán ich ohraničujú spodnotriasové sedimenty silického príkrovu (obr. 1, 2). Výstup na seba nasunutých šupín sa výrazne prejavuje aj morfológicky — tvoria ostré vyvýšeniny najmä v okolí

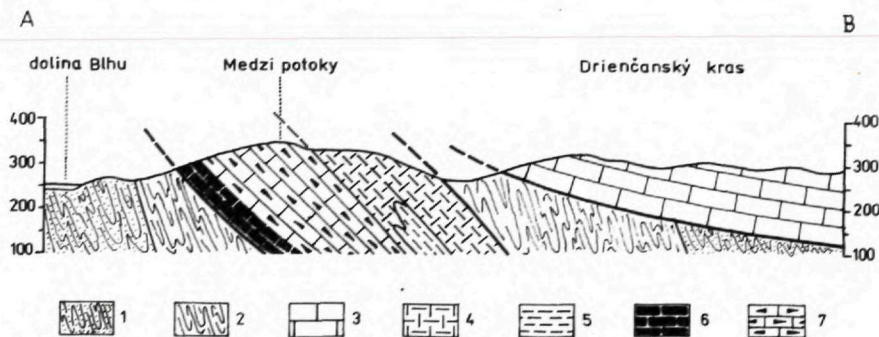


Obr. 2 Geologická mapa meliatskej skupiny pri Striežovciach — zostavil L. Gaál

Vysvetlivky: 1 — alúvium potokov (kvartér), 2 — náplavové kužele (kvartér), 3 — sedimenty terás (kvartér), 4 — deluviálne sedimenty (kvartér), 5 — vulkanoklastiká andezitov (vrchný miocén), 6—8 — silický príkrov: 6 — karbonátový komplex Drienčanského krasu, nerozlišený (stredný až vrchný trias), 7 — bridličnato-slienité súvrstvie (spodný trias), 8 — pieskovcovo-bridličnate súvrstvie (spodný trias), 9—13 — meliatska skupina: 9 — šedé a svetložedé doskovité rohovcové vápence (vrchný tuval—spodný norik), 10 — tmavošedé doskovité rohovcové vápence (jul—stredný tuval), 11 — tmavošedé ílovité bridlice (ladin?), 12 — svetlé kryštalické dolomitované vápence (spodný anis), 13 — rauwaky, 14 — nález konodontov a palinomorf, 15 — smery a sklony vrstiev, 16 — násunové línie, ohraničenie šupiny a bradiel meliatskej skupiny.

kóty 362 (Medzi potoky), ale násunové línie šupín sú spravidla indikované aj hlbokými roklinitými dolinami (tab. I obr. 1). Orograficky sa lokalita pričleňuje k Revúckej vrchovine v južnej časti oblasti Slovenského rudohoria.

Staršie údaje týkajúce sa predmetnej lokality sú pomerne zriedkavé. Všeobecné rozšírenie kryštalickej vápence v gemeridnom karbóne, ako aj prítomnosť tmavých bridlíc boli hlavnou príčinou začlenenia lokality do karbónu (I. Vaškovi-



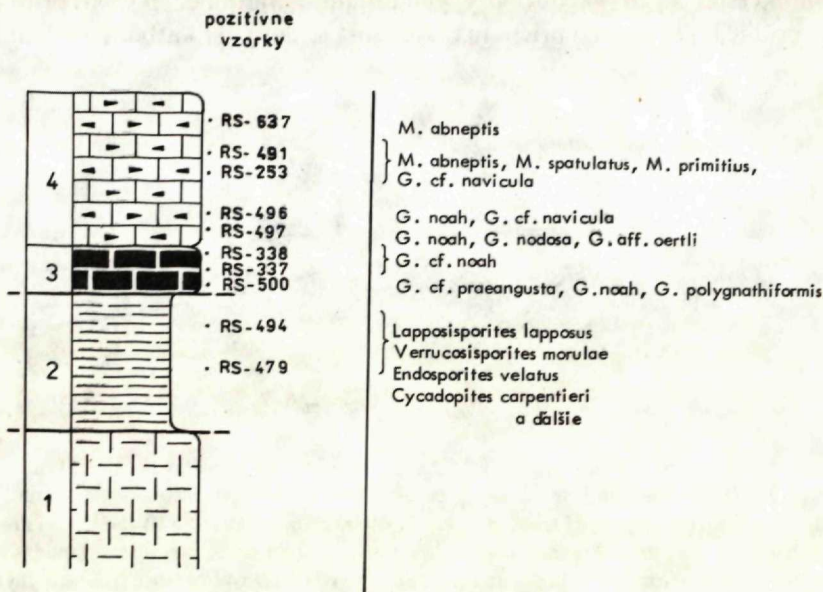
Obr. 3 Geologický rez meliatskou skupinou pri Striežovciach (A—B) — zostavil Ľudovít Gaál
 Vysvetlivky: 1—3 — silický príkrov: 1 — pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie (spodný trias), 2 — bridličnato-slienité súvrstvie (spodný trias), 3 — karbonátový komplex Drienčanského krasu (stredný až vrchný trias), 4—7 — meliatska skupina: 4 — svetlé kryštalickej dolomitizované vápence (spodný anis), 5 — tmavošedé ílovité bridlice (ladin?), 6 — tmavošedé doskovité rohovcové vápence (jul—stredný tuval), 7 — šedé a svetlošedé doskovité rohovcové vápence (vrchný tuval—spodný norik).

ský 1951, str. 16—17). Na generálnej mape 1:200 000, list Rimavská Sobota (O. Fusán et al. 1962) sú vápence vyznačené ako strednotriasové, avšak nie sú odlišné od ostatných nemetamorfovaných vápencov Drienčanského krasu. Lokalitu prvýkrát k meliatskej skupine zaradil I. Varga pri geologickom mapovaní v mierke 1:50 000 (I. Varga 1971). Tento súbor však doteraz nebol podrobnejšie členený, ani paleontologicky doložený. Výsledky stratigrafického a mikropaleontologického štúdia pri geologickom mapovaní v mierke 1:25 000 v rokoch 1978—1980 (Ľ. Gaál et al. 1980), ako aj neskoršie získané nové poznatky predkladáme v tomto príspevku.

Opis súvrstvi

Presne stratigraficky zaradiť všetky litostratigrafické celky lokality a zostaviť súvislý profil nie je doposiaľ možné v dôsledku značnej tektonickej prepracovanosti. Opierame sa len o doteraz získané mikropaleontologické údaje alebo o analógiu niektorých litologických typov s ostatnými výskytmi meliatskej skupiny. Podľa toho najspodnejším členom lokality sú svetlé kryštalickej dolomitizované vápence

(obr. 4). Nižšie ležiace karbonáty a bridlice, známe napr. z Turnianskej kotliny (J. Mello 1979), od Rovného a Brádna (J. Mello in P. Reichwalder et al. 1979, L. Gaál et al. 1980), zo Šugovskej doliny (J. Mello et al. 1980, E. Planderová 1979), z Radzimu a z iných lokalít, tu neboli doteraz zistené.



Obr. 4 Litologický profil meliatskej skupiny pri Striežovciach

Vysvetlivky: 1 — svetlé kryštalické dolomitované vápence (spodný anis), 2 — tmavošedé ílovité bridlice (ladin?), 3 — tmavošedé doskovité rohovcové vápence (jul—tuval), 4 — šedé a svetlošedé doskovité rohovcové vápence (vrchný tuval—spodný norik).

Svetlé kryštalické dolomitované vápence (spodný anis)

Tvoria východné ukončenie šupiny južne od kóty 362 (Medzi potoky) na ľavom brehu potoka Blh. Sú to masívne, svetlošedé, svetlé miestami až biele kryštalické vápence, prevažne silne zatláčané žltouhnedou a okrovožltou dolomitovou prímiesou (tab. I obr. 2). Prímies dolomitu nie je rovnomerná, miestami aj prevláda nad vápencami. Pri zvetrávaní vytvára okrovožltú patinu. Južne od kóty 362, v jej tesnej blízkosti, je časť súboru nahradená rauwakmi. Podobne ako v Turnianskom tektonickom okne (J. Mello 1979, str. 66), zrejme aj tu ide o ich tektonický pôvod na rozhraní dvoch čiastkových šupín.

Pod mikroskopom sú kryštalické s nepravidelne usmernenou štruktúrou. Základnú hmotu tvoria drobné kryštálky kalcitu pomerne s konštantnou veľkosťou (0,025—0,05 mm); sú v nej roztrúsené idiomorfne klence žltouhnedo pigmentovaných dolomitov veľkosti 0,09—0,35 mm a miestami akumulácie väčších kalcitových zŕn (tab. III obr. 1, 2).

Na konodontovú mikrofaunu boli tri rozpustné vzorky negatívne. Pri stratigrafickom začlenení sme sa opierali preto o analógiu s inými lokalitami. Usudzujeme, že opísané horniny predstavujú prechodný člen medzi aniskými svetlými kryštalicými vápencami a podložnými žltkastými dolomitmi, vystupujúcimi napr. pri Zádielských Dvorníkoch (J. Mello 1979), v Šugovskej doline, pri Honcoch (J. Mello et al. 1980) a inde. Svetlé kryštalicke vápence sú vhodnou korelačnou úrovňou meliatskej skupiny; sú rozšírené na prevažnej väčšine lokalít. V Meliate v hornej časti súboru svetlých kryštalicých vápencov, ako aj nadložných pestých vápencov, je pelsónsky vek červenohnedých hniezd (pravdepodobne výplní puklín) doložený konodontmi (H. Kozur—R. Mock 1973a, b, R. Mock 1980).

Tmavošedé ílované bridlice (ladin?)

Vo východnom svahu kóty 332 (Laznic) a v záreze cesty v juhozápadnom úpätí kóty 362 (Medzi potoky) vystupujú tmavošedé ílované bridlice. Sú značne zvetrané, rozpadavé, navetrané časti majú hnedú až žltohnedú patinu.

Mikroskopickým štúdiom v nich A. Vozárová zistila okrem mierne rekrystalizovaných ílových minerálov drobné zrnká klastického kremeňa, sericitu, menej zirkónu a sporadicky stĺpčky autigénneho idiomorfneho turmalínu a rutilu. Sú prestúpené železitým pigmentom, miestami obsahujú i slabú slienitú prímes (tab. III obr. 3, 4).

Z obidvoch výskytov tmavošedých bridlíc získala E. Planderová (in J. Mello et al. 1980) sporomorfy, ktoré určila nasledovne: *Duplicisporites* cf. *granulatus*, cf. *Succinctisporites grandis*, *Lapposporites lapposus*, *Paratriletes?* *mesozoicus*, *Verucosisporites morulae*, *Endosporites velatus*, *Microreticulatisporites galli*, *Cycadospites carpentieri*, *Deurosporites* sp., *Lycopodiecicides keuperi*, cf. *Concorisporites*, *Chordosporites* sp., *Illinites chitanoides*.

Podľa E. Planderovej (l.c.) ide o anisko-ladinský vek bridlíc. Bridlice podobného charakteru sú známe napr. z Rákoša a z Držkoviec, z týchto oblastí sa však doteraz nepodarilo získať palinologické údaje. Z anisu meliatskej skupiny nie sú doteraz známe bridlice. O ladinsko-karnskom veku bridlíc vo vulkanickobridličnatom súbore pri Zádielských Dvorníkoch sa dá usudzovať len na základe superpozície (J. Mello 1979), tmavé bridlice a pieskovce Veľkého Váradu (taktiež v Turnianskej kotline) podľa E. Planderovej (1979, str. 32) obsahujú ladinsko-spodnokarnské palinomorfy. Na základe týchto úvah sme tmavošedé bridlice predmetnej lokality predbežne zaradili do ladinu.

Tmavošedé doskovité rohovcové vápence (júl—stredný tuval)

Na povrch vystupujú v podloží šedých a svetlošedých doskovitých vápencov v nižších častiach chrbátika severozápadne od kóty 362 (Medzi potoky) a v pokračovaní tohto

pruhu v malom odkryve aj na pravom brehu potoka Blh. Ich hrúbka na opisanej lokalite nie je priamo merateľná, podľa charakteru výstupu aj výskytu na iných lokalitách predpokladáme však, že nepresahuje 15—20 m.

Vápence sú tmavošedé, doskovité, často tenkodoskovité, miestami s tmavými rohovcami. Farba niektorých dosiek prechádza mierne do šedej, zriedkavo (pravdepodobne po sekundárnom zatláčaní) do hnedastej. Často obsahujú úlomky krinoidových článkov.

Pod mikroskopom sú rekrystalizované, spravidla s výrazne usmernenou štruktúrou (tab. II obr. 2). Často sa vyskytujú tmavšie drobnokryštalické šmuhy a útržky, väčšie zhluky kalcitových zrn a rôzne prierezy polysynteticky lamelovaných kolumnálií krinoidov (tab. IV obr. 1). Stupeň rekrystalizácie je nižší ako napr. u aniských svetlých kryštalických karbonátov.

Na skúmanie konodontovej mikrofauny boli odobrané štyri vzorky. Vcelku obsahujú málo konodontov, tie bývajú spravidla rozlamané, tlakom deformované. Vzorka RS-500 z pravého brehu potoka Blh, 1170 m na SSZ od kostola v Hrušove je pomerne na konodonty najbohatšia. Obsahuje *Gondolella praeangusta* Kozur, Mirauta et Mock (tab. V obr. 1, 2, 3) a asi 25 úlomkov *G. polygnathiformis* Budurov et Stefanov, prípadne *G. noah* (Hayashi) (tab. V obr. 4, 5). Poukazuje to na vek jul až tuval (zóna „*Sirenites*“ až *Tropites subbulatus* sensu S. Kovács—H. Kozur 1980, tab. II.) V ostatných vzorkách zo severozápadného svahu kóty 362 (Medzi potoky) — (RS-337 a RS-338) bolo možno identifikovať len niekoľko úlomkov *Gondolella cf. noah* (Hayashi). Tmavošedé vápence smerom do nadložja prechádzajú do šedých a svetlošedých rohovcových vápencov (reprezentované vzorkami RS-497, RS-496, viď nižšie), ktoré na pravom brehu potoka Blh obsahujú tuvalské konodonty vývojovo mladšie než vzorka RS-500.

Opísaný horizont možno korelovať s tmavošedými vápencami pri Honcoch na severnom svahu Plešivskej planiny (J. Mello et al. 1980) a s tmavými doskovitými zrnitými vápencami na kopcoch Strážne a Hradište v Turnianskej kotline (J. Mello 1979, R. Mock 1980). Charakteristickú zrnitosť vápencov sme na skúmanej lokalite nezistili, pripomínajú ju však často na vyskytujúce články krinoidov. Nápadná je aj podobnosť konodontového spoločenstva (*Gondolella praeangusta*, *G. polygnathiformis*, resp. *G. noah*, porov. R. Mock in J. Mello 1979, R. Mock 1980, str. 143). Tmavošedé doskovité vápence s *Gondolella polygnathiformis* sa vyskytujú na typovej lokalite meliatskej skupiny (R. Mock 1980).

Šedé a svetlošedé doskovité rohovcové vápence (vrchný tuval—spodný norik)

Na povrch vystupujú v okolí kóty 332 (Laznic), severne od nej na západnom svahu kóty 362 (Medzi potoky) a na pravom brehu potoka Blh severne od Hrušova.

Vápence sú doskovité (hrúbka dosiek je premenlivá, od 1—2 do 20 cm),

kryštalické, často s 1—4 cm, ojedinele až 10 cm hrubými vrstvičkami alebo šošovkami svetlošedých rohovcov (tab. II obr. 1). Vápence sú často mierne prekremenené, známe sú aj polohy so slabou slienitou prímiesou. Miestami môžeme pozorovať ich alodapický charakter s náhlymi i gradačnými zmenami v hrúbke zrnitosti a so stylolitmi. Väčšina vápencových dosiek obsahuje zvyšky článkov krinoidov. Farba vápencov je najčastejšie šedá alebo svetlošedá, zriedkavo aj tmavošedá, v sekundárne zatlačaných alebo zvetraných častiach hnedastá, hnedastošedá. Niektoré svetlošedé časti sa javia takmer masívne, bez vrstevnatosti.

Pod mikroskopom sú väčšinou silne rekryštalizované s usmernenou štruktúrou a častými polysynteticky lamelovanými článkami krinoidov, prípadne väčšími zhlukmi kalcitových zŕn. Stupeň rekryštalizácie nie je rovnaký, vyskytujú sa aj drobné až kryptokryštalické šmuhovité štruktúry sporadicky so zvyškami echinodermií (tab. IV obr. 3, 4). Pôvodne išlo zrejme o mikrit, resp. o biomikrit. V rohovcoch sú podľa A. Vozárovej najrozšírenejšie zrnká autigénneho kremeňa, ale v malom množstve nie je vylúčený ani ich detritický pôvod. Vyskytujú sa tiež drobné zrnká klastického plagioklasu (tab. IV obr. 2).

Vzorky zo svetlejších častí vápencového súboru z obidvoch brehov potoka Blh (RS-498, RS-642 a RS-641) boli na konodontovú mikrofaunu negatívne. Pomerne bohatú konodontovú asociáciu poskytla vzorka šedého, mierne prekremeného vápenca s rohovcami (RS-496) z pravého brehu potoka Blh, 700 m na SSZ od kostola v Hrušove: *Gondolella noah* (Hayashi)-(tab. V obr. 6), *G. cf. navicula* Huckriede a niekoľko úlomkov ozúbkovaných konodontov *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede) tab. V obr. 7, 8, *Hindeodella* (*Metaproniodus*) sp. a *Hibbardella* sp. Druh *Gondolella noah* hovorí o karnskom veku vzorky, v spoločenstve s *G. navicula* by však išlo o najvyšší tuval. Na najvyšší tuval (zóna *Klamathites macrolobatus*) poukazuje aj spoločenstvo *Gondolella noah* (Hayashi)-(tab. V obr. 9, 10), *G. nodosa* (Hayashi) (tab. V obr. 11) a *G. aff. oertli* Kozur (tab. V obr. 12, 13, tab. VI obr. 1) vo vzorke RS-497 na pravom brehu potoka Blh z nadložia tmavých rohovcových vápencov.

Šedé doskovité, miestami rohovcové vápence zo západného svahu kóty 332 (Laznic)-(vzorky RS-491, RS-253) poskytli konodontovú asociáciu, poukazujúcu na spodný norik (zóna *Mojsisovicsites kerrii*): *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) (tab. VI obr. 7, 8, 9, 10), *M. abneptis spatulatus* (Hayashi) (tab. VI obr. 11), *M. primitius* (Mosher) (tab. VI obr. 2, 3, 4, 5, 6). *Gondolella cf. navicula* Huckriede (tab. VI obr. 12, 13), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede) a *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *suevica* (Tatge). Tri exempláre *Metapolygnathus abneptis abneptis* pochádzajú aj zo vzorky RS-637 zo západného svahu kóty 362 (Medzi potoky).

Opísaná zóna v typovom profile meliatskej skupiny pri Meliate chýba pravdepodobne tektonicky. Šedé a svetlošedé rohovcové vápence v nadloží tmavošedých vápencov sa vyskytujú pri Honcoch na severnom svahu Plešivskej planiny (J. Mello et al. 1980) a pri Zádielskych Dvorníkoch na kopci Strážne, kde je ich vrchnokarn-

ský a spodnonorický vek preukázaný aj konodontmi (J. Mello—R. Mock in J. Mello et al. 1975, str. 37, J. Mello 1979, R. Mock 1980, str. 143).

Poznámky k tektonike

Striežovce predstavujú lokalitu, kde sa výrazne prejavuje šupinovitý charakter výstupu meliatskej skupiny. Môžeme tu rozlíšiť dve, resp. tri pomerne plocho uložené šupiny, uklonené k juhu v uhle 30—40° (obr. 3). Ďalším pozoruhodným javom je bradlovitý charakter výstupu rigidných kremitých vápencov karnu spod pomerne mäkkých ílovitých bridlíc na pravom brehu potoka Blh severne od Hrušova. Komplikovaná geologická situácia výstupu a rýchle zmeny v zložení hornín v teréne sú zapríčinené veľkou faciálnou pestrosťou jednotlivých litostratigrafických jednotiek, ktoré sa odlišne chovali voči silnému, viacnásobnému tlakovému napätiu. V dôsledku toho sa na povrch dostali vedľa seba litologicky i vekove podstatne odlišné horniny, iné členy zase chýbajú. Z tohto dôvodu nie je možné zostaviť ani súvislý litostratigrafický profil lokality.

Šupiny meliatskej skupiny pri Striežovciach ležia pozične zhruba na rozhraní dvoch čiastkových štruktúr silického príkrovu, medzi strmo zvrásnenou anchimetamorfovanou spodnou štruktúrou (kryhou) a nemetamorfovanou, mierne uloženou synklinálou Drienčanského krasu (L. Gaál 1982). K výstupu šupín došlo pravdepodobne v súvislosti s mladšími násunmi čiastkových štruktúr silického príkrovu počas neskorších alpínskych horotvorných pochodov, ktoré nasledovali po hlavnom vrásnení južných zón Západných Karpát mediteránnou fázou. Najvhodnejším prostredím výstupu šupín bol zrejme spodnotriasový bridličnato-slienitý súbor silického príkrovu („kampil“), ktorý lemuje horniny meliatskej skupiny.

Výstup meliatskej skupiny pri Striežovciach so svojim tektonickým štýlom sa podstatne nelíši od charakteru výstupu na iných, najmä susediacich lokalitách. Tektonická absencia niektorých členov profilu a šupinovitý spôsob výstupu sú známe takmer z každej doteraz opísanej lokality meliatskej skupiny, taktiež je mnohokrát pozorovateľný aj bradlovitý štýl výstupu rigidnejších karbonátových hornín uprostred bridlíc (napr. v okolí Držkoviec alebo pri Rákoši).

Záver

Stratigrafickým rozčlenením výstupu meliatskej skupiny pri Striežovciach, ako aj paleontologickým doložením niektorých jej členov sa získal ďalší — doteraz najzápadnejšie ležiaci oporný bod vo výskume tohto neobyčajne pestrého, ale

v južných častiach Západných Karpát mimoriadne významného súboru. Boli získané nasledovné nové poznatky:

- a) vymapovali a vyčlenili sa štyri litostratigrafické jednotky meliatskej skupiny;
- b) pomocou konodontov sa stanovil vek tmavošedých doskovitých rohovcových vápencov a svetlošedých doskovitých rohovcových vápencov, čím sa upresnila ich stratigrafická pozícia v rámci meliatskej skupiny vôbec;
- c) vcelku sa potvrdila neobyčajne zložitá, tektonicky premodelovaná a redukovaná šupinovitá stavba meliatskej skupiny, doprevádzaná slabou, často v nerovnakej miere sa prejavujúcou metamorfózou.

Do tlače odporučil J. Mello.

Literatúra

- FUSÁN, O. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Rimavská Sobota. Geofond, Bratislava, 123
- GAÁL, L. et al. 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR, 1:25 000, list Ratkovská Suchá. Geofond, Bratislava, 115.
- GAÁL, L. 1982: Stratigrafia a faciálne vzťahy triasových vápencov silického príkrovu v Drienčanskom krase. Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—48.
- KOVÁCS, S—KOZUR, H. 1980: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zehreinconodonten) der Mittel und Obertrias. Geol. Paläont. Mitt. 10, 2, Innsbruck, 47—78.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in der Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt., 3, 2, Innsbruck, 1—14.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karpaten. Geol. Zbor. — Geologica carpathica 24, 2, Bratislava 365—374.
- MELLO, J. et al. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a priľahlej časti Čiernej Hory. Sprievodca k exkurzii B. Mineralia slovac, 7, 4, Spišská Nová Ves, 29—63.
- MELLO, J.—REICHWALDER, P. et al. 1977: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, listy Hrhov a Hostovce. Geofond, Bratislava.
- MELLO, J. 1979: Meliatska séria v turnianskom tektonickom okne. (Slov. kras, Západné Karpaty). Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61—76.
- MELLO, J. et al. 1980: Stratigrafia a litológia meliatskej skupiny. Geofond, Bratislava, 1—47.
- MOCK, R. 1980: Triassic of the West Carpathians. In: Schönlaub, H.P. (edit.): Second European Conodont Symposium. Guidebook. Abh. Geol. B.A. 35, Vienna, 129—144.
- PLANDEROVÁ, E. 1979: Palinologické zhodnotenie sedimentov rožňavsko-železnickej a meliatskej série. Geofond, Bratislava, 1—46.
- REICHWALDER, P. et al. 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Ratkovské Bystre. Geofond, Bratislava.
- VARGA, I. 1971: Záverečná správa, úloha SGR-juh. Vyhľadávací prieskum Hg, Cu a ostatné farebné kovy. Geofond, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1951: Geologické pomery územia medzi Rimavskou Baňou a Kameňami. Manuskript — archív I. Vaškovského, Bratislava, 1—118.

Meliata Group near Striežovce

Summary

By geological mapping in the years 1978—1980, the westernmost locality of the Meliata Group near Striežovce (Revúcka vrchovina Mts., W of Slovak Karst) was stratigraphically divided and paleontologically evidenced. The Meliata Group is exposed there in two or three slices thrust over each other flatly, with incomplete bed sequence. The lowermost known member consists of light crystalline massive dolomitized limestones without fossils. On analogy with other occurrences of the Meliata Group (Turnianska kotlina valley, Meliata, Honce a.o.) they are ranged to the Lower Anisian. There are also dark-grey clayey schists, yellow-brownish on their weathered surface. According to palynological data obtained by E. Planderová (in J. Mello et al. 1980) they were ranged to the Ladinian.

Stratigraphy of Upper Triassic limestones is based on conodonts. Dark-grey slab-like cherty limestones, mostly with crinoidal segments contain *Gondolella praeangusta* Kozur, Miráuta et Mock (Tab. V Fig. 1, 2, 3) and fragments of *G. polygnathiformis* Budurov et Stefanov and/or *G. noah* (Hayashi)-(Tab. V, Fig. 4, 5), indicative of the Julian—Lower Tuvalian age.

The limestones are overlain by a complex of grey and light-grey slab-like limestones with thin layers or lenses of light cherts. The limestones are frequently quartzified and contain crinoid segments. In places they have alodapic character. When observed by microscope, they are recrystallized with oriented texture, with frequent schliers, fragments and polysynthetically lamelled segments of crinoids or other echinoderms (Tab. IV Fig. 3, 4). Dark-grey limestones on the right bank of the brook Blh are overlain by limestones containing Tuvalian conodonts: *Gondolella praeangusta* Kozur, Miráuta et Mock, G.aff. *oertli* Kozur (Pl. V, Fig. 12, 13, Pl. VI, Fig. 1), higher up *G. noah* (Hayashi)-Pl. V, Fig. 6), and *G. cf. navicula* Huckriede. On the western slope of the B. M. 332 (Laznic) are grey slab-like limestones containing Lower Norian conodonts: *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede)-(Pl. VI, Fig. 7, 8, 9, 10), *M. abneptis spatulatus* (Hayashi) (Pl. VI, Fig. 11), *M. primitius* (Mosher) (Pl. VI, Fig. 2, 3, 4, 5, 6), *Gondolella cf. navicula* (Pl. VI, Fig. 12, 13), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede) and *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *suevica* (Tatge).

Grey and light-grey cherty limestones together with dark-grey slab-like cherty limestones are well correlable with similar limestones near Honce (J. Mello et al. 1980) and in the Turnianska kotlina (J. Mello et al. 1975, J. Mello 1979, R. Mock 1980).

The outcrop of the Meliata Group near Striežovce with its slice character does not essentially differ from tectonic style of other, mainly adjacent localities (Držkovce, Rákoš, Meliata). Exposed are only tectonic fragments of slightly metamorphosed rocks with incomplete bed sequence. It is then difficult to compile an uniform profile, to determine their tectonic range and their relation to the basement.

Explanations of Figures

Fig. 1 Situation map of the studied area

Fig. 2 Geological map of Meliata Group near Striežovce—compiled by Ludovít Gaál

1 — brook alluvium (Quaternary), 2 — alluvial fans (Quaternary), 3 — terrace sediments (Quaternary), 4 — deluvial sediments (Quaternary), 5 — volcanoclastics of andesites (Upper Miocene), 6—8 — Silica nappe: 6 — carbonate complex of Drienčany Karst, undivided (Middle — Upper Trias), 7 — schistose-marly sequence (Lower Trias), 8 — sandstone-schistose sequence (Lower Trias), 9—13 — Meliata Group: 9 — grey and light-grey slab-like cherty limestones (Middle Tuvalian — Lower Norian), 10 — dark-grey slab-like cherty limestones (Julian — Lower Tuvalian), 11 — dark-grey clayey schists

(Ladinian?), 12 — light crystalline dolomitized limestones (Lower Anisian), 13 — rauwackes, 14 — conodont find, palynomorph find, 15 — strike and dip of beds, 16 — overthrust lines, confinement of the slice and of klippe of the Meliata Group.

Fig. 3 Geological cross-section through the Meliata Group near Striežovce (A—B) — compiled by Ľudovít Gaál

1—3 — Silica nappe: 1 — sandstone-schistose sequence (Lower Trias), 2 — schistose-marly sequence (Lower Trias), 3 — carbonate complex of Drienčany Karst (Middle—Upper Trias), 4—7 — Meliata Group: 4 — light crystalline dolomitized limestones (Lower Anisian), 5 — dark—grey clayey schists (Ladinian?), 6 — dark-grey slab-like cherty limestones (Julian-Lower Tuvalian), 7 — grey and light-grey slab-like cherty limestones (Middle Tuvalian — Lower Norian).

Fig. 4 Lithological profile of Meliata Group near Striežovce

1 — light crystalline dolomitized limestones (Lower Anisian), 2 — dark-grey clayey schists (Ladinian?), 3 — dark-grey slab-like cherty limestones (Julian — Lower Tuvalian), 4 — grey and light-grey slab-like cherty limestones (Lower Tuvalian — Lower Norian).

Explanations of Tables I—VI

Tab. I

Fig. 1 A view of B. M. 362, Medzi potoky (in the middle of the figure) from SW. The bench mark consists of two slices of the Meliata Group which are fringed with Lower Triassic sediments of the Silica nappe.

Fig. 2 A quarry in light crystalline dolomitized limestones north of Hrušovo.

Photo: Ľ. Gaál.

Tab. II

Fig. 1 Outcrop of grey slab-like cherty limestones of the Lower Norian on the western slope of the B. M. 332 Laznic. Photo: Ľ. Gaál.

Fig. 2 Distinctly oriented microcrystalline, partly schlieren texture with crinoid segments. Dark-grey slab-like cherty limestones (RS-338), magn. 14×. Photo: J. Mello.

Tab. III

Fig. 1 Crystalline dolomitized limestone from southern slope of B. M. 362, Medzi potoky (RS-493), magn. 8×.

Fig. 2 — Crystalline limestone with darker grains of dolomites and clusters of calcite crystals (RS-493), magn. 8×.

Fig. 3 Pelite texture of dark-grey clayey schists from B. M. 332 (Laznic) (RS-479), magn. 3×.

Fig. 4 Graded ordering of grains of dark-grey clayey schists north of Hrušovo (RS-494), magn. 8×.

Photo: J. Mello.

Tab. IV

Fig. 1 Crinoid segments in dark-grey slab-like cherty limestones on NW slope of B. M. 362, Medzi potoky (RS-338), magn. cca 25×.

Fig. 2 Clastic admixture with grading in cherts of grey slab-like Upper Tuvalian limestones N of Hrušovo (RS-496), magn. 8×.

Fig. 3 Completely recrystallized grey limestone of the Lower Norian SE of Striežovce (RS-249), magn. 8×.

Fig. 4 Microcrystalline oriented texture of grey slab-like cherty limestones of the Lower Norian NW of B. M. 332 (Laznic), (RS-254), magn. 8×.

Photo: J. Mello.

Tab. V

Fig. 1, 2, 3 *Gondolella praeangusta* Kozur, Miráuta et Mock. Dark-grey cherty limestones, Julian-Middle Tuvalian (RS-500), magn. 70×.

Fig. 4, 5 *Gondolella noah* (Hayashi). Dark-grey cherty limestones, Julian—Middle Tuvalian (RS-500), magn. 70×.

Fig. 6 *Gondolella noah* (Hayashi). Grey quartzified cherty limestones, Carnian (RS-496), magn. 100×.

Fig. 7, 8 *Prionoidina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede). Grey slab-like limestones, Carnian (RS-496), magn. 60×.

Fig. 9, 10 *Gondolella noah* (Hayashi). Grey slab-like cherty limestones, Tuvalian (RS-497), magn. 90×.

Fig. 11 *Gondolella nodosa* (Hayashi). Grey slab-like cherty limestones, Tuvalian (RS-497), magn. 80×.

Fig. 12, 13 *Gondolella* aff. *oertli* Kozur. Grey cherty slab-like limestones. Tuvalian (RS-497), magn. 70×.

Photo: M. Švec.

Tab. VI

Fig. 1 *Gondolella* aff. *oertli* Kozur. Grey slab-like cherty limestones, Tuvalian (RS-497), magn. 70×.

Fig. 2, 3, 5 *Metapolygnathus primitius* (Mosher). Light-grey cherty limestones, Lower Norian (RS-491), magn. 70×.

Fig. 4 *Metapolygnathus primitius* (Mosher), transition to *Metapolygnathus communisti* Hayashi. Bottom view. Grey cherty slab-like limestones, Lower Norian (RS-491), magn. 80×.

Fig. 6 *Metapolygnathus primitius* (Mosher). a) top view, b) bottom view. Grey cherty slab-like limestones. Lower Norian (RS-491), magn. a) 70×, b) 80×.

Fig. 7 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede). Loc. the same as in Fig. 6; magn. 65×.

Fig. 8 do., magn. 100×

Fig. 9 do., juvenile form, magn. 80×

Fig. 10 do., magn. 70×

Fig. 11 *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi). Loc. the same as above, magn. 60×.

Fig. 12, 13 *Gondolella* cf. *navicula* Huckriede. Loc. the same, magn. 35× (Fig. 12), 80× (Fig. 13).

Photo M. Švec.

Translation E. Jassingerová.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—VI

Tabuľka I

Obr. 1 Pohľad na kótu 362, Medzi potoky (v strede snímky) od juhozápadu. Kóta je tvorená dvomi šupinami meliatskej skupiny, ktoré sú lemované spodnotriasovými sedimentmi silického príkrovu.

Obr. 2 Kameňolom vo svetlých kryštalických dolomitizovaných vápencoch (spodný anis) severne od Hrušova.

Foto: L. Gaál.

Tabuľka II

Obr. 1 Výstup šedých doskovitých rohovcových vápencov spodného norika na západnom svahu kóty 332 Laznic.

Foto: L. Gaál.

Obr. 2 Výrazne usmernená drobnokryštalická, miestami šmuhovitá štruktúra s článkami krinoidov. Tmavošedé doskovité rohovcové vápence (RS-338), zv. 14×. Foto: J. Mello.

Tabuľka III

- Obr. 1 Kryštalický dolomitovaný vápenec z južného svahu kóty 362, Medzi potoky (RS-493), zv. 8×.
Obr. 2 Kryštalický vápenec s tmavšími zrnami dolomitov a zhlukmi kalcitových kryštálov (RS-493), zv. 8×
Obr. 3 Pelitická štruktúra tmavošedých filovitých bridlíc od kóty 332 (Laznic) (RS-479), zv. 8×.
Obr. 4 Gradačné usporiadanie zrn tmavošedých filovitých bridlíc severne od Hrušova (RS-494), zv. 8×.
Foto: J. Mello.

Tabuľka IV

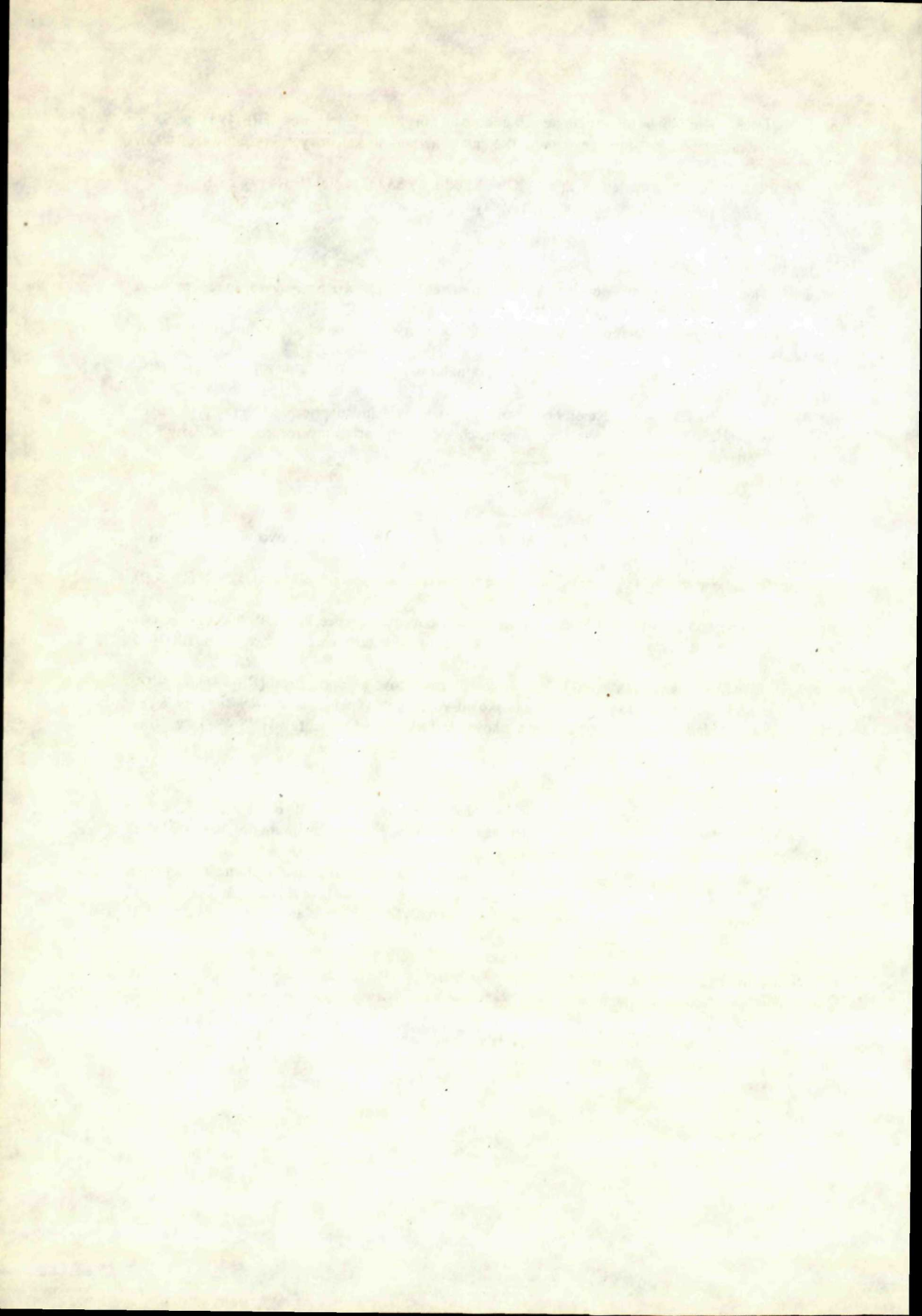
- Obr. 1 Krinoidové články v tmavošedých doskovitých rohovcových vápencoch na severozápadnom svahu kóty 362, Medzi potoky (RS-338), zv. cca 25×
Obr. 2 Klastická prímies s gradáciou v rohovcoch šedých doskovitých vápencoch vrchného tuvalu severne od Hrušova (RS-496), zv. 8×.
Obr. 3 Šmuhovite rekrystalizovaný šedý vápenec spodného norika juhovýchodne od Striežoviec (RS-249), zv. 8×.
Obr. 4 Drobnokryštalická slabo usmernená štruktúra s nepravidelnými prierezmi dutín vyplnených sparitom v šedých doskovitých rohovcových vápencoch spodného norika severozápadne od kóty 332, Laznic (RS-254), zv. 8×.
Foto: J. Mello.

Tabuľka V

- Obr. 1, 2, 3 *Gondolella praeangusta* Kozur, Miráuta et Mock. Tmavošedé rohovcové vápence, jul až stredný tuval (RS-500), zv. 70×.
Obr. 4, 5 *Gondolella noah* (Hayashi). Tmavošedé rohovcové vápence, jul až stredný tuval (RS-500), zv. 70×.
Obr. 6 *Gondolella noah* (Hayashi). Šedé prekremenené rohovcové vápence, karn (RS-496), zv. 100×.
Obr. 7, 8 *Prionoidina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede). Šedé doskovité vápence, karn (RS-496), zv. 60×.
Obr. 9, 10 *Gondolella noah* (Hayashi). Šedé doskovité rohovcové vápence, tuval (RS-497), zv. 90×.
Obr. 11 *Gondolella nodosa* (Hayashi). Šedé doskovité rohovcové vápence, tuval (RS-497), zv. 80×.
Obr. 12, 13 *Gondolella* aff. *oertli* Kozur. Šedé rohovcové doskovité vápence, tuval (RS-497), zv. 70×.
Foto: J. Švec.

Tabuľka VI

- Obr. 1 *Gondolella* aff. *oertli* Kozur. Šedé doskovité rohovcové vápence, tuval (RS-497), zv. 70×.
Obr. 2, 3, 5 *Metapolygnathus primitius* (Mosher). Svetlošedé rohovcové vápence, spodný norik (RS-491), zv. 70×.
Obr. 4 *Metapolygnathus primitius* (Mosher). prechod k *Metapolygnathus communisti* Hayashi. Pohľad zdola. Šedé rohovcové doskovité vápence, spodný norik (RS-491), zv. 80×.
Obr. 6 *Metapolygnathus primitius* (Mosher) — a) pohľad zhora, b) pohľad zdola. Šedé doskovité rohovcové vápence, spodný norik (RS-491), zv. a) 70×, b) 80×.
Obr. 7 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede). Lok. dtto, zv. 65×.
Obr. 8 dtto, zv. 100×.
Obr. 9 dtto, juvenilná forma, zv. 80×.
Obr. 10 dtto, zv. 70×.
Obr. 11 *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi). Lok. dtto, zv. 60×.
Obr. 12, 13 *Gondolella* cf. *navicula* Huckriede. Lok. dtto, zv. 12. 35×, 13. 80×.
Foto: J. Švec.



Anna Kullmanová—Viera Gašpariková

Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec

2 obr. v texte, 12 fotograf. tabuliek (VII—XVIII), nemecké resumé

Abstract. The authoresses, present lithological-stratigraphical evaluation of the Mesozoic sequence occurring amidst crystalline rocks in the northern part of the Považský Inovec Mts. (east of the gamekeeper's cottage Belice). From this sequence grey, calcareous shales, grey calcareous-sandy shales and conglomerates, so far ranged to the Liassic, are assigned to the Coniacian on the basis of globotruncane microfauna. Red and green calcareous shales with radiolarites are ranged to the Albian—Lower Cenomanian on the basis of evaluation of foraminifers. The sequence studied as one whole is tectonically ranged to the Klappe group.

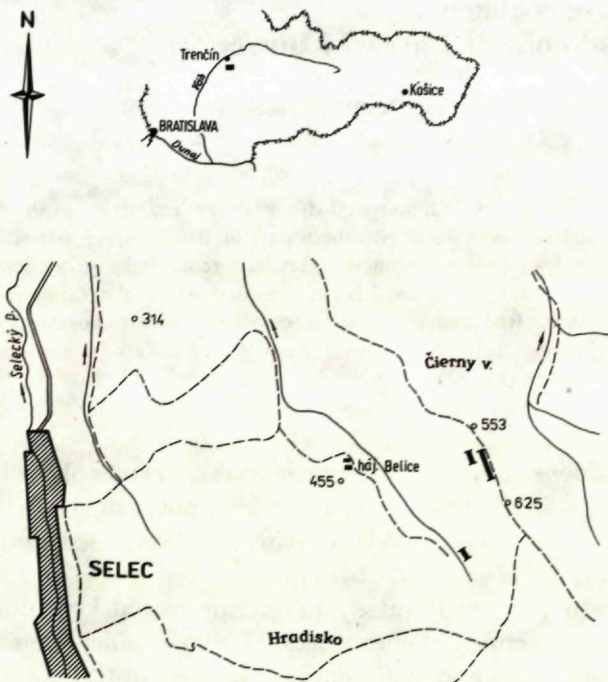
V poslednom období sa objavujú informácie o výskyte vrchnokriedového súvrstvia vo vnútorných Západných Karpatoch, a to tak na povrchu, ako aj v štruktúrnych vrtoch. Jedným z povrchových výskytov vrchnokriedových sedimentárnych hornín je lokalita Belice (j. od obce Selec, obr. 1).

V severnej časti pohoria Považský Inovec, uprostred kryštalinika, vystupujú zvrásnené šošovky permu a mezozoika. Jednu z nich (mezozoickú) sme v r. 1978—80 podrobne preskúmali v dobre odkrytom profile na hrebni a v záreze lesnej cesty, južne od kóty 553,0 smerom ku kóte 625,0 v dĺžke 320 m, a zistili sme nasledovné litostratigrafické jednotky (obr. 2):

Dĺžka 50 m — v severnej časti profilu vystupujú sivé ílovito-sericitické bridlice lupeňovité s výraznou foliáciou. Textúra hornín je bridličnatá. Plochy bridličnatosti sú lesklé. Vyššie opísané súvrstvie sledujeme na svahu malej vyvýšeniny v podobe menších povrchových odkryvov, v skalnej sutine, vo vývratoch stromov (vz. A, B) a na svahu lesnej cesty. Uprostred opísaného pelitického súvrstvia vystupujú polohy polymiktných zlepcov (vz. C).

Dĺžka 50 m — južnejším smerom vystupujú v profile tmavosivé bridlice, sivé jemnozrné slabo sfudnaté pieskovce a polymiktné zlepence. Tu vystupujúce zlepence vytvárajú vyčnievajúce 8 m vysoké skalné bralá (preštudované vz. D—E).

Dĺžka 40 m — v pokračovaní profilu vystupujú červené a zelenosivé slabo vápnité bridlice a rádiolarity. Rádiolarity tvoria tenšie polohy (hrúbka 4 cm). V severnej časti profilu prevládajú červené bridlice a rádiolarity a v južnejšej časti sa striedajú červené bridlice a rádiolarity so zelenosivými bridlicami a rádiolaritmi (vz. F). Pekný skalný odkryv (3,5 m vysoký) s rádiolaritmi je vo vrchnej časti opísaného súvrstvia (vz. G).

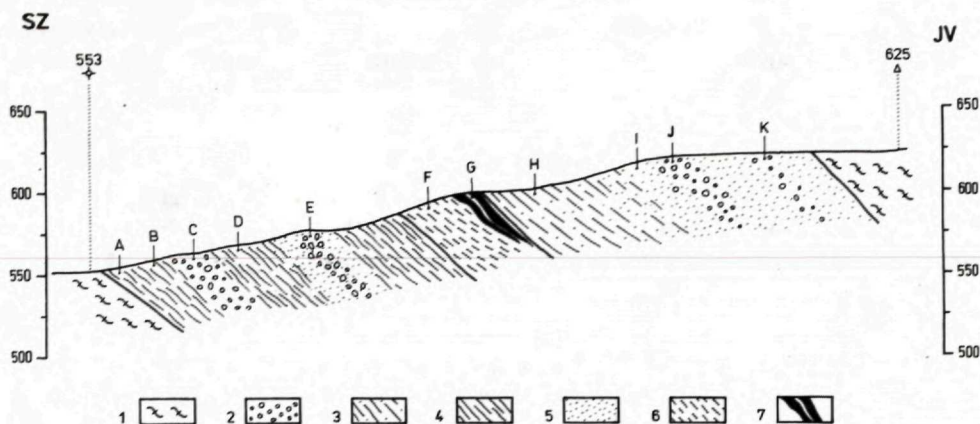


Obr. 1 Situačná mapa preskúmaných profilov východne od Selca

Dĺžka 50 m — smerom ku kóte 625,0 m vystupuje flyšové súvrstvie. Sú to sivé piesčité ílovce, jemnozrné sľudnaté pieskovce a v najvrchnejšej časti profilu na styku s kryštalinikom hrubolavicovité polymiktné zlepenca (vz. H—K).

Vyššie opísané súvrstvie je tektonicky porušené a tlakom zmenené. Mierne úklony k JV možno pozorovať na červených a zelenosivých rádiolaritoch a na sivých pieskovochoch v záreze lesnej cesty.

Údaje o výskyte a zbežnom petrografickom a stratigrafickom vyhodnotení sú zahrnuté v prácach M. Maheľa (1950, 1979). Študované súvrstvie zo skúmanej lokality zaradil do obalovej série s bližším tektonickým začlenením v r. 1959 a 1967 ako obalovú sériu s kordilérovoými (plytkovodnými) fáciami v jure, neskôr do obalovej série fatranského typu. Horniny z uvedeného profilu pokladá za liasové (1979). Na základe litologickej zhodnosti s tomanovskými vrstvami a nedostatku skamenelín popísané horniny pokladá tiež za tomanovské vrstvy.



1. metamorfity; 2. zlepenec; 3. sivé ílovité bridlice; 4. sivé vápnité bridlice; 5. sivé pieskovce; 6. červené a zelené vápnité bridlice; 7. červené a zelené radiolarity

A - K vyhodnotené vzorky

Obr. 2 Geologický profil mezozoika v severnej časti Považského Inovca, východne od hájovne Belice

V posledných rokoch sa podrobnejšiemu petrograficko-stratigrafickému štúdiu venovala A. Kullmanová (1979, 1980) a V. Gašpariková (1980).

Na petrografické vyhodnotenie boli odobrané vzorky z bridličnatého súvrstvia, pieskovcov, zo zlepenčov a radiolaritov. Za účelom stratigrafického spresnenia boli na výplavy odobrané vzorky z bridličnatého súvrstvia na zistenie foraminifér a vápnitého nanoplanktónu.

Petrograficko-stratigrafické vyhodnotenie

Sivé slabo vápnité bridlice

Patria k najrozšírenejšej litostratigrafickej jednotke. Bridlice, pôvodne vápnité ílovce s prímiesou aleuritového a piesčitého materiálu, sú nízkometamorfne rekryštalizované. Pozorujeme v nich usmernenu textúru, zvýraznenú sfudnatým minerálom. Foliačné plochy sú hodvábné lesklé. Vo výbruse majú blastopelitickú štruktúru. Hrdzavohnedé sfarbenie je spôsobené limonitovým pigmentom. Po mineralogickej stránke prevládajú v opísaných bridliciach variety sericiticko-ílovité, zriedkavejšie sú slabo vápnité. RTG vyhodnotenie zo vzoriek B. č. 120/81 a H. č. 121/81 vykazuje tieto minerály: kremeň, illit, málo chloritu. V základnej hmote pozorujeme v nepatrnom množstve prímies prachového kremeňa. Na priečnom reze zisťujeme laminovanú textúru. V svetlejších laminách sa vyskytujú častejšie komôrky z rozlámaných schránok a prierezy neporušených schránok planktónových foraminifér rodu *Hedbergella* a *Thalmaninella*. V najhojnejšom množstve sa vyskytujú vo

vzorkách A, menej vo vzorke B, D (tab. VII obr. 2). V tmavších laminách vo väčšom množstve pozorujeme prierezy pyritizovaných schránok a komôrok planktónových foraminifer. Za účelom stratigrafického spresnenia sme vybrali vzorky na foraminiferové analýzy.

Vo výplavoch (vz. A — vývrat stromu, vz. B — svah) boli zistené pomerne bohaté spoločenstvá planktónových foraminifer. Okrem drobnejších *Hedbergella*, *Thalmanella* a ojedinelých *preglobotrunkán*, na ktorých (všetkých) je pozorovateľná rekryštalizácia, sú najvýraznejšie zastúpené globotrunkány. Spoločenstvá charakterizujú hlavne tieto druhy. *Hedbergella* ex gr. *delrioensis* (Garsey), *Hedbergella* ex gr. *planispira* (Tappan), *Hedbergella* sp., *Rotalipora* ? sp., *Thalmanella* ex gr. *ticinensis* Gandolfi, *Thalmanella* sp., *Praeglobotruncana* cf. *gibba* Klaus, *Praeglobotruncana* sp., *Globotruncana* ex gr. *linneiana linneiana* (Orbigny), *Globotruncana* ex gr. *angusticarinata* Gandolfi, *Globotruncana* cf. *lapparenti lapparenti* Brotzen, *Globotruncana* ex gr. *tricarinata tricarinata* (Quereau), *Stensioeina praexsculpta* (Keller), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Sigalia* ex gr. *deflaensis* (Sigal), *Sigalia* sp. Na základe uvedených foraminifer, analyzované sedimenty (vz. A, B) zodpovedajú koniakku (Tab. XIII—XVIII).

Pri porovnaní týchto spoločenstiev s vrchnokriedovými spoločenstvami z vrtu SBM-1 Soblahov, z hĺbky 1328 a 1338 m (V. Gašpariková 1980), možno konštatovať, že globotrunkány majú podobný charakter, pričom zistené druhy vo vzorkách A, B sú kvalitatívne pestrejšie a menej rekryštalizované.

Vápnitý nanoplanktón v tomto súvrství bol zistený len veľmi ojedinele. Formy boli natoľko porušené, že ich nebolo možné identifikovať ani na rody.

V tmavosivých bridliciach (vz. D), ktoré sú intenzívnejšie metamorfované, boli zistené veľmi značne rekryštalizované foraminifery zodpovedajúce rodu *Thalmanella* (*Thalmanella* ex gr. *ticinensis* Gandolfi, *Thalmanella* cf. *reicheli* (Mornod) a rodu *Rotalipora*; v ojedinelých prípadoch boli zistené i dvojkýlové formy zodpovedajúce rodu *Globotruncana*. Možno predpokladať, že spoločenstvá z tohto súvrstvia majú obdobný charakter ako spoločenstvá stanovené vo vzorke A, B, avšak z hľadiska kvalitatívneho ide o spoločenstvá podstatne horšie zachované, a tým i stratigraficky menej preukázateľné.

Vápnitý nanoplanktón vo vzorke D nebol zistený.

Vo výbrusoch zhotovených zo slabo metamorfovaných ílovitých bridlíc (vz. A, B, D) sa vyskytujú foraminifery strednej kriedy. Z nich boli zistené planktónové formy rodu *Hedbergella* sp., *Thalmanella* cf. *deckei*, *Thalmanella* sp., *Rotalipora* (tab. VII). Uvedené jedince boli v najhojnejšom množstve pozorované vo vzorke A, označovanej ako vývrat stromu. Vo výbrusoch vzoriek B, D sú foraminiferové schránky rozlámané a komôrky vyplnené limonitizovaným pyritom. Vo forme drobnej organogénnej drviny je vo výbrusoch prítomný morský planktón a úlomky rastlinných pletív. Morský planktón je zastúpený s najväčšou pravdepodobnosťou rodom *Baltisphaeridium* sp. (informácia Dr. Snopkovej) (tab. XII obr. 3, 4, 6). Úlomky rastlinných pletív — tab. XII obr7, tab. XIII, obr. 1—5.

Pieskovce

Sivé jemnozrnné sfudnaté pieskovce tvoria tenšie lavice a vystupujú spolu so zlepenkami. Štruktúru majú psamitovú. Základnú hmotu tvorí sericiticko-ílovitá zložka sfarbená limonitovým pigmentom, alebo kalcit. Klasty sú nevytriedené a ich veľkosť sa pohybuje v rozpätí 0,03—0,25 mm. Percentuálne zastúpenie stavebných zložiek v pieskovcoch: kremeň 42,55, rohovec 3,18, plagioklas 2,13, draselný živec 1,8, vápencový dolomit 3,55, vulkanické horniny 5,10, sfudy 5,6, metamorfované horniny 5,4 %. Na základe vyššie uvedených údajov môžeme študované sedimenty zaradiť k drobám.

Najčastejšie zastúpenou piesčitou frakciou je kremeň. Tvorí neopracované zrná, často s undulóznym zhášaním. Naproti tomu zrnká rohovcov javia slabú opracovanosť. Nestabilnú zložku tvoria sekundárne premenené plagioklasy a zo sfudnatých minerálov muskovit a vybielený biotit. Dobře opracovaný vápencový detritus je tvorený prevažne mikritom, v ktorom sa nevyskytujú organické zvyšky. Vápence v porovnaní s vyššie uvedenými klastami sú lepšie opracované. Metamorfované horniny (fylity, svory) a vulkanické horniny (úlomky diabázovej magmy) sú slabo opracované.

Zlepence

Telesá zlepenčov vystupujúce spolu s pieskovcami tvoria morfológicky vyčnievajúce skalné bralá. Po petrografickej stránke možno zlepence charakterizovať ako strednozrnné polymiktné. Veľkosť valúnov sa pohybuje — os A od 15 do 25 cm a os B od 7 do 13 cm. Prevažná časť valúnov nesie stopy dobrého opracovania. Valúny majú sférický alebo diskovitý tvar. Najlepšie opracované sú klasty vápencových hornín.

Látkové zloženie valúnov. Z petrografických typov valúnov v najhojnejšom množstve sú zastúpené valúny sedimentárnych hornín, menej metamorfovaných hornín a zriedkavo vulkanických hornín. Pokiaľ ide o stratigrafický rozsah jednotlivých valúnov, sú zastúpené horninami paleozoika a mezozoika. Z posledných k najmladším stratigraficky doloženým klastom patrí vápenec vrchnotriasového veku. Valúny staršie než spodotriasové sú tvorené metamorfovanými horninami (fylit, svory) a vulkanickými kyslými ako aj bazickými horninami (granodiorit a diabáz). Obidva petrografické typy hornín javia rôzny stupeň sekundárnej premeny.

Vápencové valúny sú zastúpené sivými mikrozrnnými vápencami, ktoré sme odlišili: mikrity a biomikrity. Sivé dolomity, dolomitové vápence a svetlosivé dolomity sa vyznačujú brekciovitou alebo loferitovou štruktúrou. Sivohnedé celistvé vápence — biomikrity sú charakterizované globochétovo-vláknitou mikrofáciou s ojedinelými foraminiferami rodu *Fronicularia*. Stratigrafia uvedených petrografických typov vápenčov je neistá. Podobne aj sivé oolitové vápence — oomikrity

nevieme stratigraficky začleniť. Výnimkou sú sivohnedé celistvé vápence so zachovanými vrchnotriasovými foraminiferami. Určiteľné sú: *Semiinvoluta clari* Kristan, *Angulodiscus gaschei gaschei* (Koehn—Zaninetti—Broniman) a *Angulodiscus cf. friedli* (Kristan—Tollman). Klasty sivohnedého celistvého vápenca s rádiolariami, ako aj červenohnedého slabo vápnitého ílovca nie sú stratigraficky doložené.

Stratigrafia zlepcov založená na petrografickom vyhodnotení vápencových valúnov nie je presná. Najmladším stratigraficky doloženým valúnom zúčastňujúcim sa na stavbe zlepcov je sivohnedý organogénny vápenec vrchnotriasového veku a patrí k litostratigrafickej jednotke dachsteinského vápenca. V petrograficky spracovaných vápencových valúnoch sme ani v jednom prípade nezistili ani jurské, ani spodnokriedové mikrofosílie.

Ostatné sedimentárne horniny zastúpené vo valúnoch — jemnozrnné drobové pieskovce a droby — majú neisté stratigrafické zaradenie.

Červenohnedé a zelenosivé nízkometamorfované slabo vápnité bridlice a rádiolarity

Vystupujú v pokračovaní preskúmaného súvrstvia sivých vápencových bridlíc (vz. F, G). Z červených a zelených bridlíc boli odobrané vzorky na mikrovýplavy a výbrusy. Rádiolarity boli petrograficky spracované a časť vzoriek za účelom separácie rádiolárií bola rozpúšťaná v kyseline fluorovodíkovej. Nakoľko zistené rádiolárie majú rekryštalizované schránky, nedajú sa paleontologicky vyhodnotiť (informácia Dr. Ondrejčikovej). Z vyššie uvedených metód najúspešnejšie bolo petrografické vyhodnotenie výbrusov, či už bridlíc alebo rádiolaritov.

Červenohnedé a zelenosivé bridlice majú lepidoblastickú štruktúru, kde pôvodná ílovito-vápnitá základná hmota je sekundárne zmenená na nízkometamorfné sludnaté minerály. Červenohnedé sfarbenie horniny spôsobuje limonitový pigment, ktorý je prítomný v hojnom množstve. Novotvorené sludnaté minerály majú usmernú textúru. Podobne aj limonitový pigment zvýrazňuje laminárnu textúru, alebo tvorí nepravidelné chumáčiky. V pelitovej základnej hmote sa vyskytujú mikrofosílie. Vo výbruse zisťujeme schránky kriedových foraminifer, ktoré sú čiastočne rekryštalizované a tlakom deformované, napr.: *Hedbergella* sp., *Thalmaninella* sp. a *Rotalipora* sp. (tab. VII obr. 1, 3—8, tab. XII obr. 1, 2). V asociácii s foraminiferami sa vyskytujú v podradnejšom množstve rádiolárie. Na rozdiel od základnej hmoty, schránky rádiolárií sú vyplnené vláknitým chalcedónom. Rádiolárie zistené vo výbrusoch z rádiolaritov sú dobre zachované a prevládajú *Spumelariinae* nad *Naseleriinae*. Vo výbruse č. 46/80 (vz. G) sme určili tieto rody: *Patulibrachium* sp., *Paronaella* sp., *Tetratrabs* sp., *Naseleriinae* sú zastúpené rodmi *Dictyomitra* sp., *Stichomitra* sp. a *Lithocampe* sp. (tab. IX—X). V základnej hmote pozorujeme autigénne kremene a klence kalcitu. Tenké pukliny sú vyplnené hydrotermálnym kalcitom a kremeňom.

Vo výplavoch z červených vápнитých bridlíc bolo zistené spoločenstvo veľmi silne rekryštalizovaných planktónových foraminifer, v ojedinelých prípadoch bol identifikovateľný rod *Thalmaninella*.

Stratigrafické zaradenie súvrstvia do spodnej kriedy, bližšie do albu, je na základe určenia foraminiferevej mikrofauny vyhodnotenej z výbrusov. Mikrovýplavy neprišli očakávané výsledky. Podobne ani rádiolárie, získané rozpúšťaním rádiolaritov v kyseline fluorovodíkovej, neumožnili určiť vek hornín.

Ukončenie profilu tvoria sivé piesčité bridlice, drobové pieskovce a polymiktne zlepence (vz. H—K). Po litologicko-petrografickej stránke, pieskovce a zlepence zodpovedajú zlepencom a pieskovcom vyhodnoteným zo vzoriek C—E.

V piesčito-ílovitých bridliciach sme zistili v nepatrnom množstve zhodné organické zvyšky ako vo vzorkách A, B, D.

Zhodnotenie výsledkov

Uprostred kryštalinika, v severnej časti pohoria Považský Inovec (j. od obce Selec), vystupujú nasledovné mezozoické horniny: sivé vápнитé bridlice, sivé vápinito-piesčité bridlice, pieskovce, zlepence, červené a zelené vápнитé bridlice s rádiolaritmi. V sivých vápнитých bridliciach bola zistená vo výplavoch globotrunkánová mikrofauna, podľa ktorej patrí súvrstvie do koňaku. Zhodné globotrunkánové spoločenstvo, okrem vyššie uvedeného odkryvu, bolo zistené aj v tmavosivých bridliciach preskúmaných v záreze lesnej cesty jv. od hájovne Belice. V červených slabo vápнитých bridliciach sa vyskytujú strednokriedové foraminifery (s bližším zaradením do albu-sp. cenomanu). Vo výbrusoch zhotovených zo sivých bridlíc, v ktorých boli vo výplavoch zistené globotrunkány, sa vyskytujú foraminifery strednokriedového veku. Nakoľko súvrstvie je slabo metamorfované, foraminifery pozorované vo výbrusoch boli určené iba rodovo. Vo vz. A (vývrat stromu), kde bolo vo výplavoch zistené pomerne bohaté vrchnokriedové spoločenstvo (str. 88), sa vo výbrusoch vyskytujú planktónové foraminifery strednej kriedy prevažne určené na rody: *Hedbergella*, *Thalmaninella* cf. *deckei*, *Rotalipora*. Vo vzorkách B, D, H sme zistili silno rekryštalizované schránky rodu *Hedbergella*, *Thalmaninella* a *Rotalipora*. Väčšinou sú to prierezy komôrok vyplnené pyritom. Okrem uvedených organických zvyškov sa vo výbrusoch zachovali aj úlomky rastlinných pletív a morský planktón, ktorý nemá stratigrafickú hodnotu.

Podobne vo výbrusoch zhotovených z červených bridlíc sme našli planktónové foraminifery rodu *Thalmaninella*, *Rotalipora* a *Hedbergella* alebo prierezy z rozlámaných schránok. V asociácii s foraminiferami sú prítomné rádiolárie. Vo výbrusoch zhotovených z rádiolaritov sa vyskytujú v horninotvornom množstve dobre zachované rádiolárie. Podľa P. O. Baumgartnera (1980) a E. A. Pesagua (1976, 1977) sú zastúpené jedincami nasledovných rodov: *Patulibracchium*, *Paronaella*, *Pantaleonium*, *Tetratrab*s, *Dictyomitra*, *Stichomitra* a *Lithocampe*. Vyseparované rádiolárie,

získané po rozpúšťaní horniny v kyseline fluorovodíkovej, majú poškodenú schránku, preto nie je možné paleontologicky ich vyhodnotiť.

Záver

Stratigrafické zaradenie sivých slabo vápнитých bridlíc do vrchnej kriedy — bližšie koňaku, bolo vykonané na základe globotrunkán získaných z výplavov. Naproti tomu sme vo výbrusoch zistili strednokriedové foraminifery. Hoci mikrofauna zistená z výbrusov a z výplavov poukazuje na odchylný vek, pridriavame sa vrchnokriedového stratigrafického zaradenia doloženého globotrunkánami získanými z viackrát opakovaných vzoriek.

Vo fácií červenohnedých a zelenosivých slabo vápнитých bridliciach sa vyskytuje vo výplavoch a vo výbrusoch foraminiferové spoločenstvo albu—spodného cenomanu. Uprostred týchto bridlíc sa vyskytujú rádiolarity. Rádiolarie získané rozpúšťaním rádiolaritov sa nedajú paleontologicky spracovať. Naproti tomu vo výbrusoch zisťujeme veľký počet rádiolárií, nami určených na rody bez bližšieho stratigrafického zaradenia.

Vychádzajúc z vyššie opísaného litostratigrafického štúdia vyvodzujeme, že neobstojí doterajšie stratigrafické zaradenie hodnoteného súvrstvia do liasu, ani jeho tektonické zaradenie do obalovej série Inovca.

Autorky na základe sedimentárno-mikrofaciálneho a biostratigrafického výskumu zastávajú názor, že preštudované súvrstvie nepatrí vnútrokarpatským jednotkám. Odlišnosť sa javí v prítomnosti sivých vápнитých bridlíc a zlepcov vrchnokriedového veku, ako aj v prítomnosti strednokriedových červených a zelených vápнитých bridlíc s rádiolaritmi.

Na základe týchto nových poznatkov zastávame názor, že preskúmané litostratigrafické jednotky patria ku klapskej sérii.

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—188.
- BAUMGARTNER, P. O. 1980: Late yurassic Hagiastriidae and Patulibracchiidae Peninsula (Peloponnesus, Greece). *Micropaleontology* 26, 3, New York, 274—322.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1980: Doplnenie mikrofauny z pestrých slieňov vo vrte SBM-1 Soblahov. *Geol. Práce, Správy* 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 205—206.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1980: Mikrobiostatigrafické štúdium kriedy manínskej série na základe vápניתého nanoplanktónu. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. 1980: Litologicko-mikrofaciálny výskum karbonatických hornín jury a sp. kriedy beckovskej a inoveckej série. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- MAHEL, M. 1950: Obalová séria Inovca. geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 1, 1, Bratislava, 47—58.
- MAHEL, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zoš. 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—52.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, II, Západné Karpaty 1, ÚÚG Praha, 1—468.
- MAHEL, M. 1978: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. Mineralia slovaca, 10,4, Bratislava, 289—309.
- MAHEL, M. 1979: Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatrid. Mineralia slovaca, 11,3, Bratislava, 263—277.
- MARSCHALKO, R.—KYESELA, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. Záp. Karpaty, geológia 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—81.
- PESSAGNO, jr. E. A. 1976: Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. Micropaleontology special publication, 2, New York, 1—65.
- PESSAGNO, jr. E. A. 1977: Radiolaria in Mesozoic Stratigraphy. Oceanic Micropaleontology, 2, New York, 913—938.
- PESSAGNO, jr. E. A.—BLOME, CH. D. 1980: Upper Triassic and Jurassic Pantanelliinae from California, Oregon an British Columbia. Micropaleontology, 26, 3, New York, 225—274.

Anna Kullmanová—Viera Gašpariková

Oberkretazische Sedimente im nördlichen Teil des Považský Inovec — Gebirges

Resumé

Die stratigraphische Eingliederung der grauen, schwach kalkigen Schiefer in die Oberkreide — näher ins Coniac wurde auf Grund der von Schwemmungen gewonnenen Globotruncanen durchgeführt. Dagegen haben wir in den Dünnschliffen mittelkretazische Foraminiferen festgestellt. Obzwar die aus den Dünnschliffen und Schwemmungen festgestellte Mikrofauna auf ein verschiedenes Alter hinweist, halten wir uns der stratigraphischen Einstufung in die Oberkreide, belegt durch von mehrmals untersuchten Proben gewonnenen Globotruncanen.

In der Fazies der rotbraunen und grüngrauen schwach kalkigen Schiefer kommt in den Schwemmungen und Dünnschliffen eine Foraminiferen-vergesellschaftung des Alb-Untercenomans vor. Inmitten dieser Schiefer kommen Radiolarien vor. Die durch Auflösung von Radiolariten gewonnenen Radiolarien können nicht paläontologisch bearbeitet werden. Demgegenüber beobachten wir in den Dünnschliffen eine grosse Anzahl von Radiolarien, welche von uns generisch bestimmt wurden, ohne näherer stratigraphischer Eingliederung.

Aus dem höher beschriebenen lithostratigraphischen Studium ausgehend geht hervor, dass die bisherige stratigraphische Einstufung der untersuchten Schichtfolge in den Lias sowie auch derer tektonische Eingliederung in die Hüllen-Serie des Inovec-Gebirges nicht besteht.

Auf Grund der sedimentär-mikrofaziellen und biostratigraphischen Untersuchung gelangen die Autorinnen zur Ansicht, dass die beobachtete Schichtfolge nicht zu den innerkarpatischen Einheiten gehört. Der Unterschied macht sich durch die Anwesenheit von grauen kalkigen Schiefern und Konglomeraten oberkretazischen Alters, sowie auch durch die Anwesenheit von mittelkretazischen roten und grünen Kalkschiefern mit Radiolariten bemerkbar.

Auf Grund dieser neuen Erkenntnisse kommen wir zur Ansicht, dass die untersuchten lithostratigraphischen Einheiten der Klape-Serie angehören.

Übersetzung: J. Pevný.

Vysvetlivky k tabuľkám VII—XVIII

Tabuľka VII

- Obr. 1 *Rotalipora* sp., *Radiolaria* sp., výbr. č. 152/80, zv. 100×.
Obr. 2 *Thalmaninella* cf. *deckei* (Franke), výbr. č. 1375/80, zv. 100×.
Obr. 3 *Rotalipora* sp. (pyritizovaná), výbr. č. 150/81, zv. 100×.
Obr. 4 *Rotalipora* sp., *Radiolaria* sp., výbr. č. 152/50, zv. 100×.
Obr. 5 *Thalmaninella* sp., výbr. č. 148/81, zv. 100×.
Obr. 6 *Hedbergella* sp., výbr. č. 148/80, zv. 80×.
Obr. 7 *Epistomina* sp., výbr. č. 152/80, zv. 100×.
Obr. 8 *Hedbergella* sp., výbr. č. 1360/80, zv. 100×.

Tabuľka VIII

- Obr. 1 *Radiolaria* sp., výbr. č. 154/81, zv. 60×.
Obr. 2 *Patulibracchium* sp., výbr. č. 150/80, zv. 100×.
Obr. 3 *Paronella* sp., výbr. č. 151/80, zv. 80×.
Obr. 4 *Stichomitra* sp., výbr. č. 150/80, zv. 100×.

Tabuľka IX

- Obr. 1, 2 *Tetratrabs* sp., *Lithocampe* sp., výbr. č. 154/80, zv. 115×.

Tabuľka X

- Obr. 1, 2 *Pantanellium* sp., *Dictyomitra* sp., *Lithocampe* sp., výbr. č. 152/80, zv. 100×.

Tabuľka XI

- Obr. 1 *Patulibracchium* sp., *Tetratrabs* sp., *Dictyomitra* sp., výbr. č. 153/80, zv. 80×.
Obr. 2 *Dictyomitra* sp., *Lithocampe* sp., výbr. č. 150/80, zv. 80×.

Tabuľka XII

- Obr. 1 *Thalmaninella* cf. *deckei* (Franke), výbr. č. 1357/80, zv. 80×.
Obr. 2 *Hedbergella* sp., výbr. č. 1360/80, zv. 80×.
Obr. 3, 4, 6 *Balthisphaeridium* sp., výbr. č. 1378/80, zv. 220.
Obr. 5 *Biblobigerinella* sp., výbr. č. 152/80, zv. 220×.
Obr. 7 Úlomky rastlinných pletív, výbr. č. 1358/80, zv. 220×.

Tabuľka XIII

- Obr. 1—5 Úlomky rastlinných pletív, výbr. č. 1358/80 (obr. 1—4), výbr. č. 1378/80 (obr. 2, 5), výbr. č. 1359/80 (obr. 3) zv. 220×.

Tabuľky VII—XII — foto A. Kullmanová.

Tabuľka XIV

- Obr. 1 *Hedbergella delrioensis* (Carsey), vz. A, n° 374/79, zv. 210×.
Obr. 2 *Hedbergella* sp., vz. A, n° 374/79, zv. 175×.
Obr. 3 *Hedbergella* ex gr. *delrioensis* (Carsey), vz. B, n° 375/79, zv. 225×.
Obr. 4 *Hedbergella* ex gr. *delrioensis* (Carsey), vz. B, n° 375/79, zv. 130×.
Obr. 5 *Hedbergella* ex gr. *planispira* (Tappan), vz. A, n° 39/80, zv. 150×.
Obr. 6 *Hedbergella* ex gr. *delrioensis* (Carsey), vz. B, n° 375/79, zv. 225×.
Obr. 7 *Hedbergella* sp., vz. B, n° 40/80, zv. 140×.

Tabuška XV

- Obr. 1 *Hedbergella* ex gr. *delrioensis* (Carsey), vz. A, n° 374/79, zv. 225×.
Obr. 2 *Hedbergella* sp., vz. B, n° 40/80, zv. 110×.
Obr. 3 *Hedbergella* sp., vz. B, n° 375/79, zv. 90×.
Obr. 4. *Thalmaninella* sp. vz. A, n° 374/79, zv. 100×.
Obr. 5 *Thalmaninella* sp., Vz. B, n° 375/79, zv. 200×.
Obr. 6 ? *Globotruncana* sp., vz. B, n° 375/79, zv. 110×.
obr. 7 *Thalmaninella* sp. vz. A, n° 374/79, zv. 225×.

Tabuška XVI

- Obr. 1 *Thalmaninella* sp. vz. A, n° 39/80, zv. 180×.
Obr. 2 ? *Praeglobotruncana* sp., vz. A, n° 374/79, zv. 150×,
Obr. 3 ? *Thalmaninella* sp., vz. Selec — zárez cesty, n° 380/79, zv. 100×.
Obr. 4 ? *Thalmaninella* sp., vz. B, n° 375/79, zv. 180×.
Obr. 5 *Globotruncana* ex gr. *linneiana linneiana* (Orbigny), vz. B, n° 375/79, zv. 135×.
Obr. 6 *Globotruncana* ex gr. *linneiana linneiana* (Orbigny), vz. B, n° 40/80, zv. 100×.

Tabuška XVII

- Obr. 1 *Globotruncana* ex gr. *tricarinata tricarinata* (Queureau), vz. A, n° 374/79, zv. 135×.
Obr. 2 *Globotruncana* ex gr. *angusticarinata* Gandolfi, vz. A, n° 374/79, zv. 90×.
Obr. 3 *Globotruncana* ex gr. *angusticarinata* Gandolfi, vz. B, n° 375/79, zv. 90×.
Obr. 4 *Globotruncana* ex gr. *angusticarinata* Gandolfi, vz. B, n° 375/79, zv. 90×.
Obr. 5 *Globotruncana* ex gr. *angusticarinata* Gandolfi, vz. A, n° 374/79, zv. 135×.
Obr. 6 *Globotruncana* sp., vz. B, n° 374/79, zv. 110×.

Tabuška XVIII

- Obr. 1 *Globotruncana* ex gr. *angusticarinata* Gandolfi, vz. A, n° 374/79, zv. 105×.
Obr. 2 *Globotruncana* sp. cf. *G. lapparenti* Brotzen, vz. A, n° 374/79.
Obr. 3 ? *Sigalia* sp., vz. A, n° 374/79, zv. 120×.
Obr. 4 *Globotruncana* ex gr. *angusticarinata* Gandolfi, vz. A, n° 374/79, zv. 150×.
Obr. 5 *Globotruncana* sp. cf. *G. lapparenti* Brotzen, vz. B, n° 375/79, zv. 135×.
Obr. 6 *Sigalia* ex gr. *deflaensis* (Sigal), vz. A, n° 374/79.

Robert Marschalko—Michal Potfaj

Sekvenčná analýza, paleoprúdenie a prostredie uloženia spodnoeocénneho flyšu Oravskej Magury a bradlového pásma

8. obr., 15 fotogr. tabuliek (XIX—XXXIII), anglické resumé

Abstract. The sedimentological analysis determinate depositional environment of the Lower Eocene Magura sandstone in Orava region. We proved, that the Magura sandstones had been deposited in the central part of the submarine fan. The source of material is located at least 45 km northeastward. As the material of sandstones is mainly quartz, crystalline schists, and there is a lack of sedimentary rocks fragments, we have excluded the „Pieninic“ cordillera as a possible source area.

Úvod

Flyš Oravskej Magury bol už dávnejšie považovaný za útvar resedimentovaný turbiditnými prúdmi. Poukázali na to početné práce poľských autorov v priľahlej oblasti. M. Eliáš (1961) vo svojich petrografických prácach radil pieskovce k drobám a kremitým pieskovcom. Vertikálne zmeny turbiditových asociácií, ich sedimentárne textúry, ani hydrodynamická interpretácia neboli podané. Pieskovcové litosómy Oravskej Magury kartograficky vymedzil D. Andrusov 1931, A. Matějka a Z. Roth 1950—1952, 1954—1960; stratigraficky ich radili do stredného až vrchného eocénu. Významným znakom je ich poloha na pásme brekcií Babín Lokca; ich vek skúmal v posledných rokoch M. Potfaj (1979).

Vymedzenie problému

Litosóm ústredného hrebeňa Oravskej Magury leží tektonicky na brekciách z materských hornín bradlového pásma. Nakoľko podobné, vekove zhodné pieskovce sú v úzkych šupinách súčasťou bradlového pásma i pásiem severne od Oravskej Magury (Jasenica, Breza), ktorých podložie nepoznáme, urobili sme porovnávaciu sedimentologickú analýzu týchto oddelených litosómov na jednotnej stratigrafickej úrovni (spodný eocén). Skúmanie vertikálnych sekvenčných zmien, textúrnych znakov, prúdového systému, pieskovcovo-ílovcového pomeru a granulometrických zmien

RNDr. R. Marschalko, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
RNDr. M. Potfaj, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

sme hodnotili z hľadísk dnešného modelu podmorských náplavových kužeľov, ako ho predložil F. Ricci Lucchi (1975), W. R. Normark (1970) a R. G. Walker (1978) pre flyšové bazény.

Základné stratigrafické a tektonické údaje

Hoci geologickú stavbu Oravskej Magury a stratigrafiu paleogénnych súvrství opisujeme na inom mieste (M. Potfaj, v tlači), uvedieme v stručnosti základné údaje. Pieskovce Oravskej Magury nazval už K. M. Paul (1868) magurskými.* Na rozdiel od predchádzajúcich geológov, ktorí ich pokladali za najmladší komplex, dokázali sme biostratigraficky ich spodnoeocénny vek. V ich nadloží leží strednoeocénne súvrstvie s pestrými ílovcami a drobnorytmický vápnitý flyš vrchnoeocénnych malcovských vrstiev. Magurské pieskovce obsahujú mikrofaunu s druhmi *Hyperamina nodata* Grzyb., *H. karpatica* Masl., *Rheophax elongata* Grzyb., *Rh. duplex* Grzyb., *Rh. pilulifera* Brady, *Rh. guttifera scalaria* Grzyb., *Ammodiscus hoernesii* (Karrer), *Glomospira gordialis* (Jon. et Park), *Gl. charoides* (Jon. et Park.), *Trochamminoides ammonoides* (Grzyb.), *T. subcoronatus* (Grzyb.), *Haplophragmoides mjatljuk* Mals., *H. walteri* (Grzyb.), *Thalmannammina subturinata* (Grzyb.), *Trochammina intermedia* Grzyb. a *Dendrophrya latissima* Grzyb., Z nanoplanktónu sme našli druhy *Rhombasper cuspis* Bram. et Sull., *Helicosphaera* cf. *lophota* Bram. et Sull., *Chiphragmalithus acantodes* Bram. et Sull., *Tribrachiatus orthostylus* (Bram. et Ried.), *Discoaster binodosus* Mart., *D. barbadiensis* Tan Sin Hok, *D. mediosus* Bram et Sull. a priebežne sa vyskytujúce kokolity.

V hrebene Kubínskej Hole je bežný aj *Chiasmolithus grandis* (Bram. et Ried.) a *Discoaster lodoensis* Bram. et Ried. V najvyššej časti súvrstvia (zárez cesty v Breze) k nim pristupujú ešte druhy *Discoaster* cf. *tani tani* Bram. et Ried a *D. cf. sublodoensis* Bram. et Sull.

Pomerne chudobné spoločenstvo nanoplanktónu a aglutinované asociácie mikrofauny by mali naznačovať sedimentáciu súvrstvia pod hladinou kompenzácie karbonátov (CCD) — Ch. M. Saidova 1965). No pretože sa nám nepodarilo nájsť preukázateľné hemipelagické členy sedimentačných cyklov, nemáme možnosť overiť túto domnienku priamym meraním obsahu CaCO_3 , ktorý je určujúcim znakom (napr. R. Hesse 1975, M. Sagri 1979). Hĺbka CCD v eocéne bola okolo 4000 m (W. H. Berger 1970).

Petrografické zloženie pieskovcov je nasledovné: Kremeň 45—75 %, kremence a rohovce do 10 %, rôzne typy chloritických a muskoviticko-sericitických fylitov 5—16 %, živce 8—15 %, muskovit do 3 %, nízky je podiel karbonátov (organický detrit od 0—10 %, nezriedka sa nájdu aj úlomky aplitov a granitických hornín (červenkasté). Pomerne často sa vyskytujú útržky ílovcov (0—2 %). Zvyšok tvorí

* Nakolko sedimentologickú analýzu sme urobili na stratotype K. M. Paula, ponechávame v tejto práci jeho pôvodný termín — magurský pieskovec

ílovitovápnitá hmota, na základe ktorej možno pieskovce radiť do skupiny drobových pieskovcov až drôb. Zrná kremeňa a odolných hornín sú miestami dobre ováľané a zaoblené, miestami poloostrohranné. Pre naše úvahy o povahe zdroja má dôležitý význam skutočnosť, že pieskovce majú výnimočne nízky podiel karbonátových úlomkov a vysoký obsah kremeňa, čím sa líšia od súvekých súvrství paleogénu vnútorných Karpát.

Maximálna zachovaná hrúbka súvrstvia je 1600 m; v celom úseku je naprostá prevaha pieskovcov nad ílovcami (asi 10:1). Priame podložie magurských pieskovcov z tejto oblasti nepoznáme. Stýkajú sa s malcovskými vrstvami cez tektonickú zónu širokú 20—150 m. Je to silne drvené pásmo, prebiehajúce popod celé severozápadné úpätie hrebeňa Oravskej Magury; jeho litologickú náplň tvoria rozdrvené, zošošovkovatené bloky a útržky hornín z vrstevnatých sledov bradlového pásma, utopené v tektonickom íle. Magurské pieskovce tvoria prevrátené megašupiny, s úklonom približne 45° na SZ. Medzi megašupinou severnejšou (Námestovo—Breza) a južnejšou (hrebeň Oravskej Magury) je zovreté synklinórium Hruštínky s malcovskými vrstvami (obr. 1, 2). Tie sú zavrásnené do dvoch až troch synklinál, s vyvlečenými úzkymi antiklinálnymi chrbtami. Vrásy sú deformované mierne divergentnými (do 30°) poruchami prešmykového charakteru. Niekoľko úzkych pruhov malcovských vrstiev je zavrásnených do komplexu magurských pieskovcov na sz. svahu Oravskej Magury.

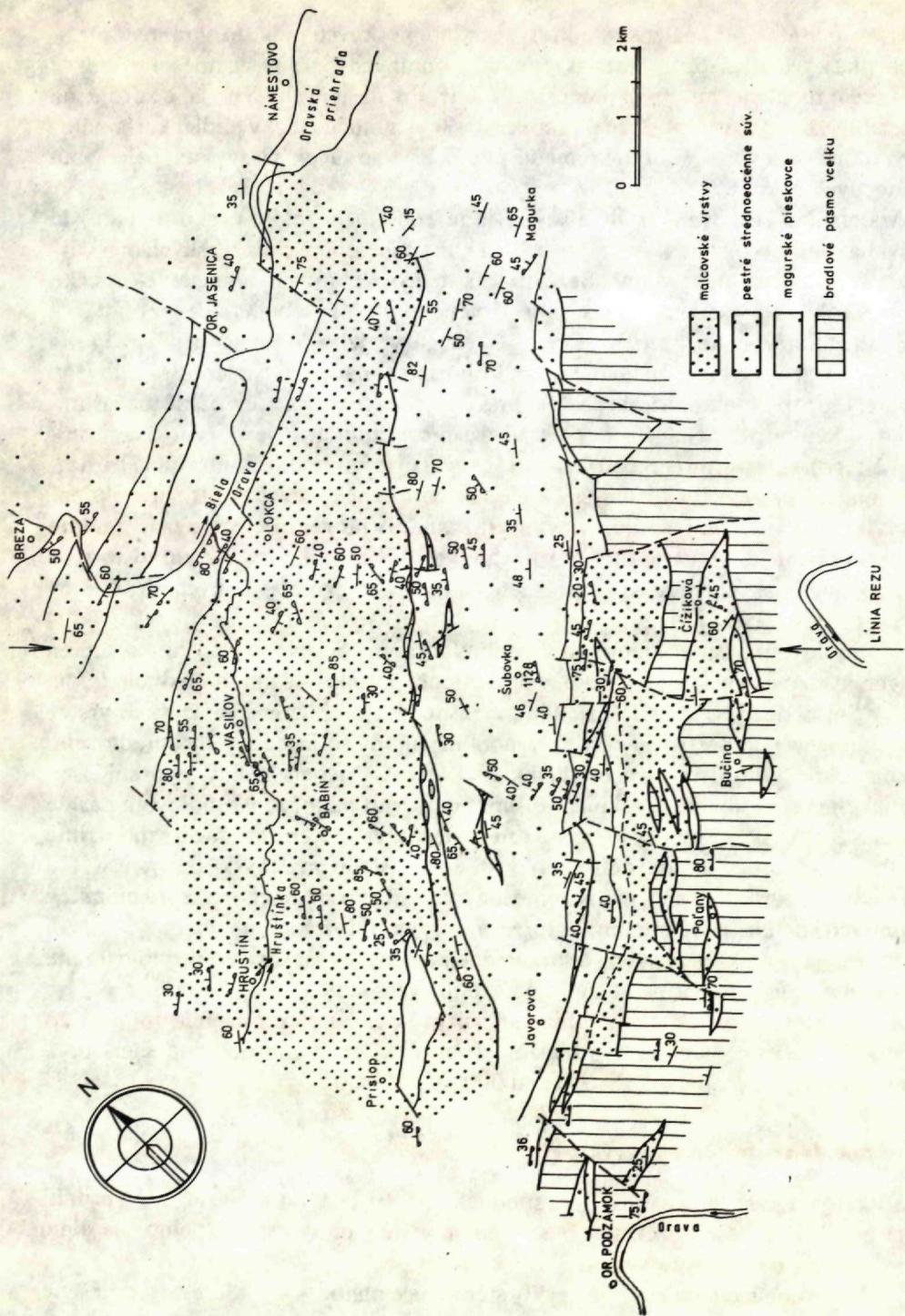
V bradlovom pásme samotnom v Podbieľanskom Cickove je zacviknutá šupina magurských pieskovcov. Je takisto, v prevrátenej polohe — s úklonom okolo 50° na SZ. V jej nadloží, t. j. na JV, sú silne zvrásnené a prehnetené malcovské vrstvy a strednoeocénne pestré súvrstvie. V podloží šupiny je kriedový flyš bradlového pásma a niekoľko drobných bradielok — blokov. Priebeh šupiny je nesúhlasný s priebehom bradlových štruktúr. Musíme upozorniť na to, že v bradlovom pásme v oblasti Oravskej Magury sa vyskytujú ešte na viacerých miestach hrubozrnné pieskovce, ktoré však už patria do vrstevného sledu malcovských vrstiev. Od magurských pieskovcov ich rozlišujeme hlavne podľa hromadného výskytu úlomkov vápnitých stielok rias, litotamnií a foraminifer, viditeľných pomocou lupy. Ďalším kritériom je charakter súvrstvia a sprievodné horniny, to však v zle odkrytom teréne povrchu bradlového pásma nemá praktického významu.

Pre názornosť predkladáme schematickú geologickú mapu územia (obr. 1) zo zjednodušeným geologickým prierezom (obr. 2). Originálna dokumentácia bola spracovávaná do máp v mierkach 1:10 000 a 1:25 000.

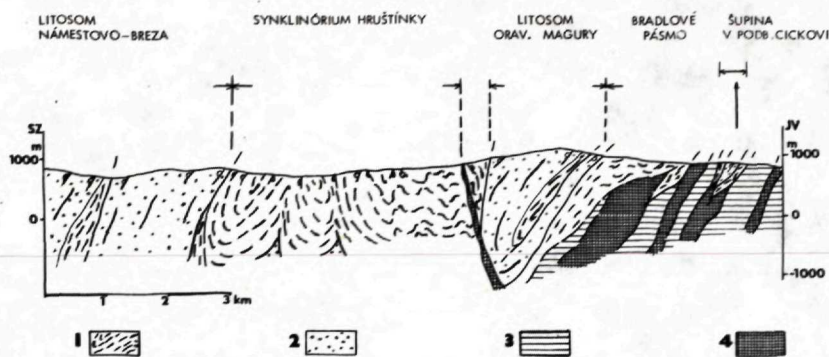
Zoskupenie vrstiev do magacyklov

Vertikálna sekvenčná analýza flyšu spodného eocénu v Oravskej Magure a príľahlom bradlovom pásme ukázala, že striedanie vrstiev pieskovcov a pelitov sa dialo v troch typoch megacyklov (obr. 3):

1. cykly hrubnúce nahor
2. cykly stenčujúce nahor
3. cykly zmiešané



Obr. 1 Geologická mapa oblasti Oravskej magury zjednodušená (M. Potfaj 1981).



Obr. 2 Schematický geologický rez územím Oravskej Magury (M. Potfaj 1981)

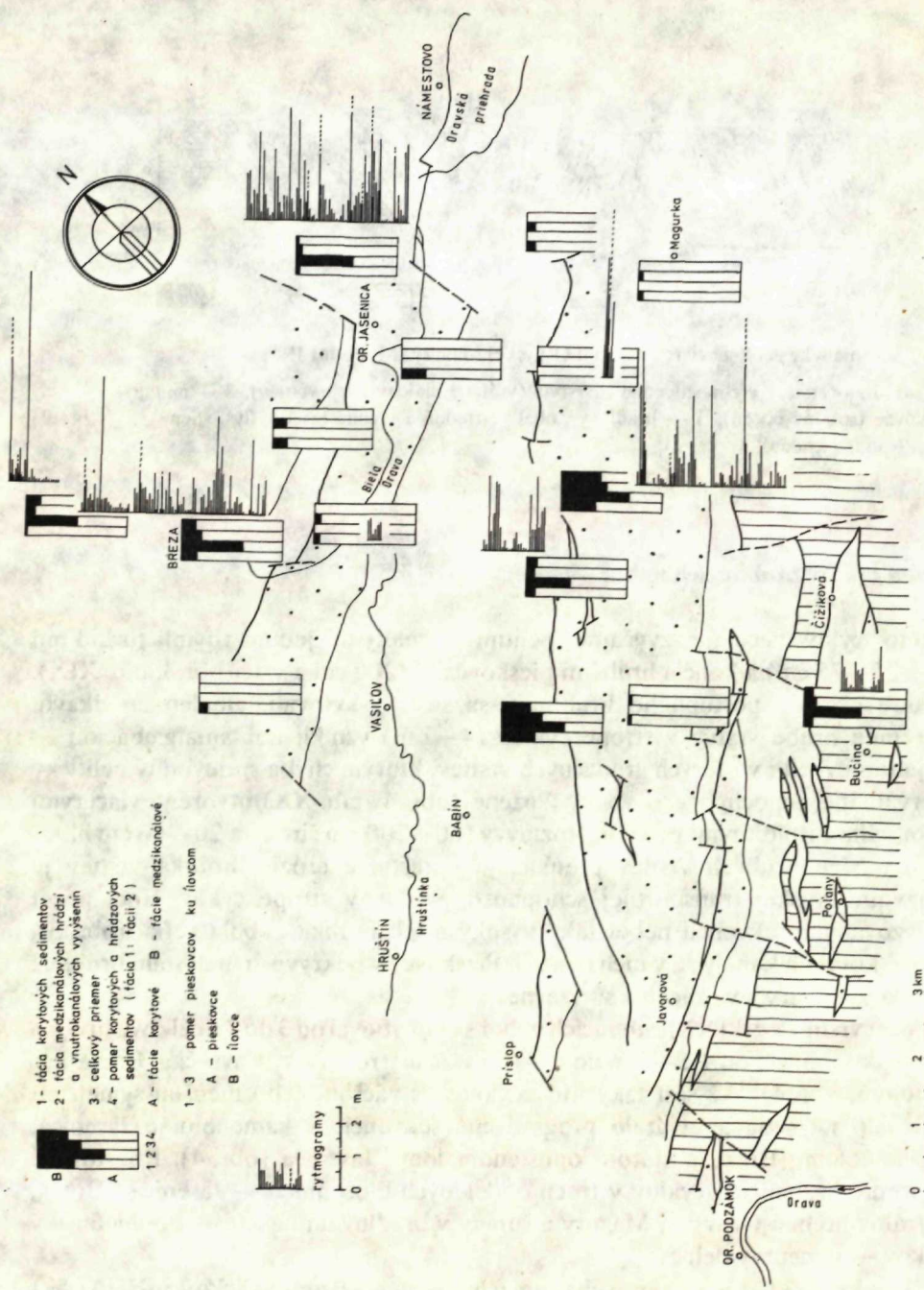
1 — strednoeocénne a vrchnoeocénne súvrstvia (vrátane malcovských vrstiev), 2 — magurské pieskovce (spodný eocén), 3 — bradlový „obal“ (stredná a vrchná krieda, flyš, sliene), 4 — bradlá (jura—spodná krieda).

Stavba cyklov hrubnúcich nahor

Takéto cykly začínajú zvyčajne pelitmi a tenkými jemnozrnými turbiditmi (10—25—75 cm) a končia hrubými pieskovecami (200 cm a viac (obr.3, tab. XIX). Ideálne prípady postupného hrubnutia sa síce vyskytovali, ale len zriedkavo. Extrémne hrubé vrstvy v strope cyklov (4—7 m) vznikli tiež amalgamáciou — spojením dvoch i viacerých gradačných vrstiev, ktorým chýba sprievodný pelitický interval. Ide nepochybne o vrstvy zložené (obr. 4, tab. XX) utvorené viacerými osobitnými turbiditnými prúdmi. Rozmyvy (60—200 cm široké a 20—40 cm hlboké) na báze hrubých vrstiev preukazujú narastanie erózie, hrúbka vrstiev je prejavom vysokej transportnej schopnosti prúdov v strope cyklu. Hoci počet analyzovaných sekvencií nebol taký vysoký a ich hrúbka nebola veľká (obr. 3), hlboké korytá a kanály sa v nich nenašli. Pieskovce v odkryvoch mali stálu hrúbku; šošovkovité tvary a vytrácanie sú vzácné.

Počet vrstiev v cykloch hrubnúcich nahor sa pohyboval od 3 do 7 a celková hrúbka cyklov dosahovala od 1,5—2 m do 6—16 i viac metrov, (lok. Vavrečka, Breza-kameňolom, obr. 4). Až šesť takýchto cyklov sa s väčšou alebo menšou symetriou nakladalo na seba a utváralo progradačné sekvencie v kameňolome Jasenica, v kameňolome Breza a starom opustenom lome Jasenica (obr. 4). Priestorové rozšírenie hrubnúcich cyklov v troch oddelených litosómoch — Jasenica—Breza, centrálny hrebeň Oravskej Magury a šupiny v bradlovom pásme — Podbieľanský Cickov — je nepravidelné:

Vyšší výskyt (63 %) je v externých pásmach Jasenica—Breza a Cickov, nižší (41 %) v centrálnom hrebeni Oravskej Magury.



Obr. 3 Diagramy pomeru pieskavce/ílovce, zastúpenie korytových a hrdzových facií: flyšové megacykly v spodnom eocéne (M. Potfaj—R. Marschalcko 1981).

Distribúcia troch typov megacyklov v troch pásmach sp. eocénu

Lokalita	Megacyklus			
	hrbnúci nahor	miešaný	stenčujúci sa nahor	
Jasenica — nový kameňolom	6	3	1	10
Jasenica — starý kameňolom	1	1	1	3
Breza — kameňolom	4	—	—	4
Breza — zárez cesty	3	2	—	5
Spolu:	14	6	2	22
Magura-Budín N33/2	5	2	3	10
Magura N33/1	2	1	1	4
Magurka	—	1	2	3
Vavrečka	1	—	—	1
Lokca	—	—	2	2
Spolu:	8	4	8	20
Podbiefanský Cickov	2	—	1	3
Spolu:	24	10	11	45

Sedimentárne textúry v cykloch hrbnúcich nahor a ich hydrodynamická interpretácia

Keďže sedimentárne textúry turbiditových pieskovecov ukazujú charakteristickú postupnosť v podstate utvorenú odumierajúcim tokom, prechádzajú z vrchného do spodného tokového režimu, sú v jednotkách pevne fixované a delené do piatich Boumových intervalov T_{a-e} . Nakoľko zmena tokového režimu je nezvratná, zachovanie intervalov umožňuje predpovedať nielen procesy, ale aj rýchlosť transportu a akumuláciu turbiditov.

Úplná Boumova sekvencia bola prítomná len v menšom počte (30 %) turbiditov nahor obrátených cyklov. Takmer 45 % vrstiev od 20—400 cm hrubých bolo gradačne zvrstvených (T_a interval Boumu) sčasti typu „coars tail“ G. V. Middletona (1967) a sčasti s progresívnym postupným triedením zrn. Masívne bezštruktúrne zvrstvenie utváralo 35—45 % vrstiev. Gradačné aj masívne vrstvy boli iba v 30 % prípadoch prekryté spodnou paralelnou lamináciou T_{ab} alebo prúdovočerinovým zvrstvením T_c (tab. XXI, XXII). Zachovali sa aj úplné prechody medzi gradačným zvrstvením a laminovanými intervalmi. Deformácia lamín do veľkých vln a miskovité textúry boli vzácné. Podľa vývoja textúr väčšinu pieskovecov tvorilo len gradačné alebo bezštruktúrne zvrstvenie, a preto nemôže byť opísané úplným Boumovým modelom. V zrovnaní s typickými flyšovými sekvenciami sú pieskovce (hlavne amalgamované) nahor hrbnúcich cyklov hrubozrnnejšie a zle triedené, čo

je charakteristické pre proximálne fácie R. Walkera (1978), resp. fácie asociácie B₂ umiestované R. Walkerom a E. Muttim (1973) do kanálmí rozbrázdenej strednej časti podmorského náplavového kužela a bližšie ku zdroju („suprafan“ podľa nomenklatúry W. R. Normarka 1970). Hrubozvrstvené pieskovce so šmuhami granúl, bezštruktúrne typy a zložené vrstvy bez laminácie mohli byť transportované inými nezrelými prúdmi (suťové prúdy, pieskotoky) rozdielnymi od turbiditných prúdov, ktoré operujú blízko zdroja vo vyšších častiach náplavového kužela. Zdá sa, že hoci teoreticky možno rozlíšiť turbiditné prúdy od tokov zrn a suťových tokov, v pieskovcových sedimentoch je to prakticky neuskutočniteľné. Pre toky zrn a suťové prúdy sú diagnostické miskovité štruktúry, sklzové stopy, vzniknulé druhotne po uložení sedimentu, ktoré necharakterizujú tok ako taký, len jeho finálnu fázu. Domnievame sa, že masívne pieskovce, podobne ako gradačné, vznikali rýchlou depozíciou zo suspenzie, preto neostal čas na utváranie laminovaných trakčných intervalov. Vysokú turbulentnú schopnosť prúdov preukazujú plytké erózne rozmyvy a prúdové stopy na báze (tab. XXVII), úlomky ílovcov vyštípané a opracované (tab. XXVI), ako aj imbrikácia zrn. Stálosť vrstiev a neprítomnosť hlbokých kanálov a korýt nahor hrubnúcich cyklov sú znakom fyziografie vonkajšej (spodnej) časti náplavov. Toky vyliete z korýt akumulujú piesok v podobe plochých lalokov a delt šošovkovitého tvaru s nízkym nahor vyklenutým reliéfom. Intenzitou prínosu narastá hrúbka pieskovcov a amalgamácia je obyčajný jav. Ak sa koryto upchá („odškrtí“), cyklus náhle a ostro končí. Tok sa presunie do zníženej oblasti medzi lalokmi a v mieste pôvodného náplavu pokračuje sedimentácia pelitov a zvýšená organická činnosť. Náplav postupne poklesáva. Po čase sa môže vrátiť na miesto starého náplavu a nový nahor hrubnúcí cyklus sa nakladá na starší. Existujú určité náznaky toho, že nahor hrubnúce cykly s hrubozrnnými pieskovecami v strope sa koncentrovali v nekanálovej strednej časti rozsiahleho náplavového kužela a presúvali sa do jeho spodnej časti.

Stavba cyklov zjemňujúcich sa smerom nahor, dynamika sedimentárnych procesov a faciálne vzťahy

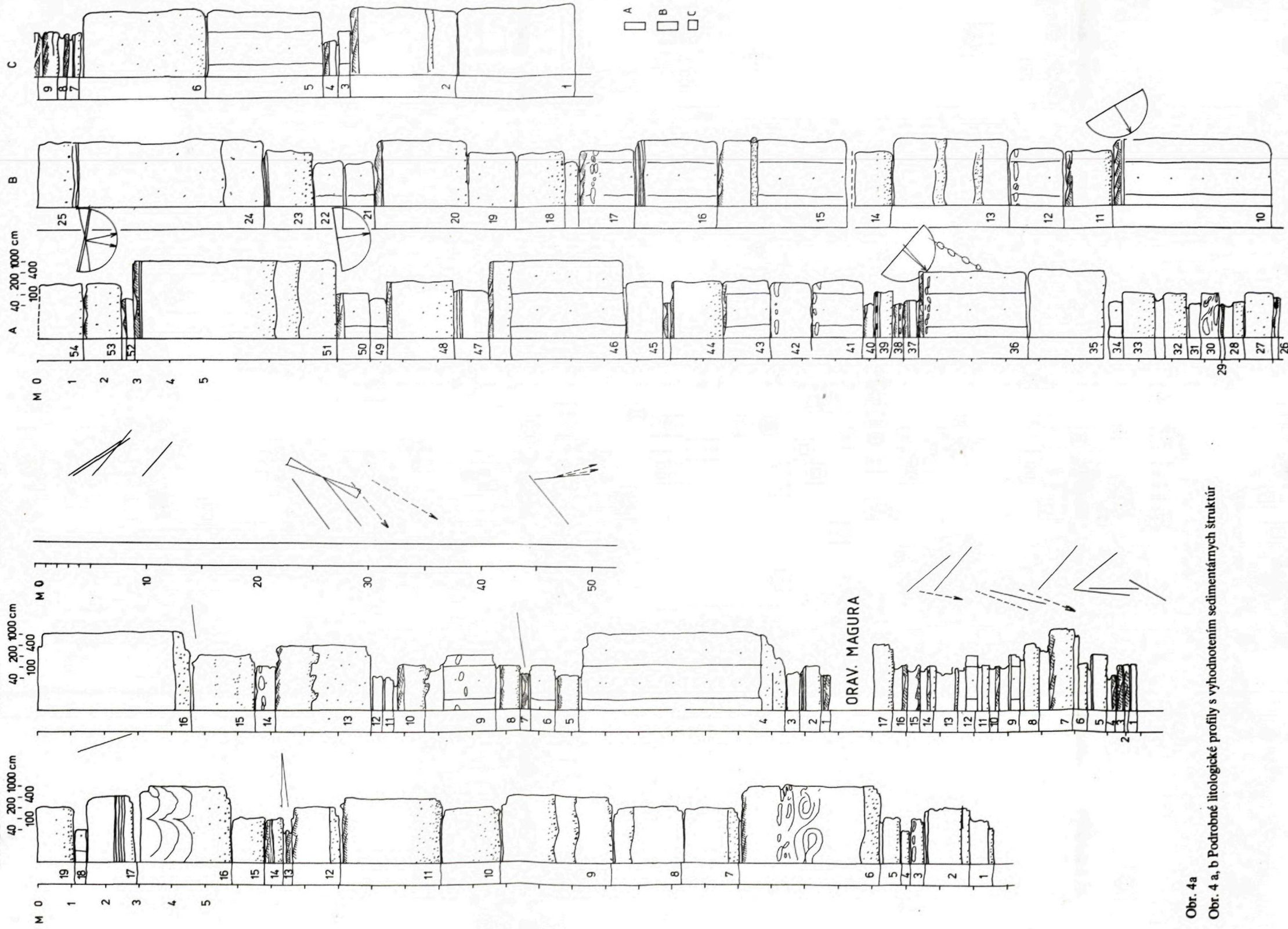
Takéto cykly sa vyznačovali nasledovným usporiadaním: Hrubé, na báze hrubozrnné vrstvy sa postupne stenčujú (60—30 cm) a pribúda pelitov. Charakteristickým znakom sú vložky (4—10 m hrubé) tenkorytmických flyšov (obr. 3 a 4) prerušujúce sled hrubých cyklov. Tieto vložky radíme k hrádzovým (medzikanálovým) náplavom. Môžu však predstavovať náplavy piesčitých valov a vyvýšení (point bar) utvorených v nánosovej fáze meandrujúcich tokov v širokých podmorských korytách a kanáloch. Vrstvy na báze cyklov dosahovali 3—6 m, výnimočne 9 m a v niektorých prípadoch (tab. XXIII) mali obrátenú gradáciu s koncentráciou valúnikov (priemeru až 15 mm) vyššie nad bázou. Obrátená gradácia vo vrstvách s plochou bázou nevystupovala nad erozívnymi rýhami. Hrubé, hrubozrnné vrstvy

ŠUBOVKA

BREZA

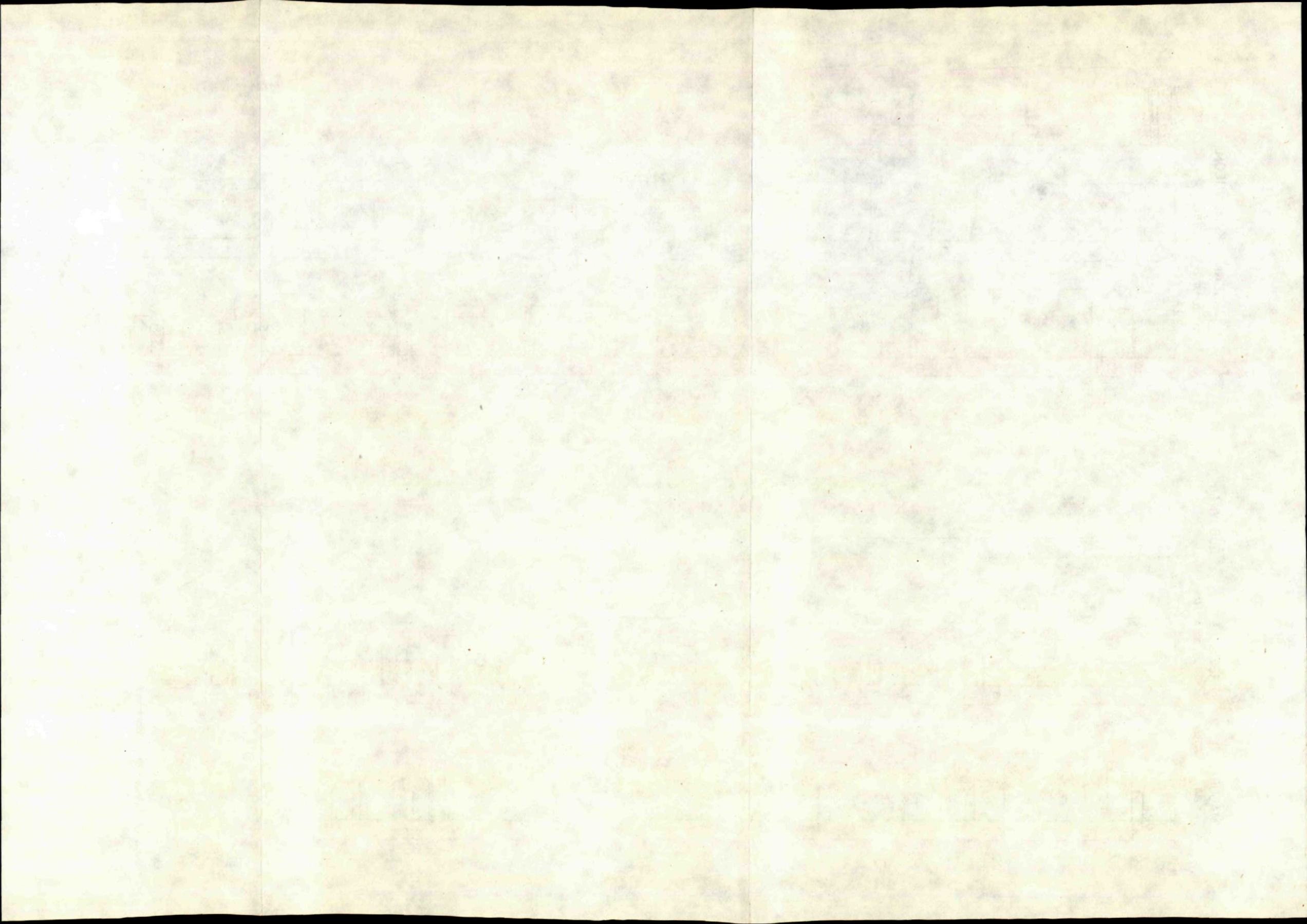
JASENICA KAMEŇOLOM

MAGURKA



Obr. 4a

Obr. 4 a, b Podrobné litologické profily s vyhodnotením sedimentárných štruktúr

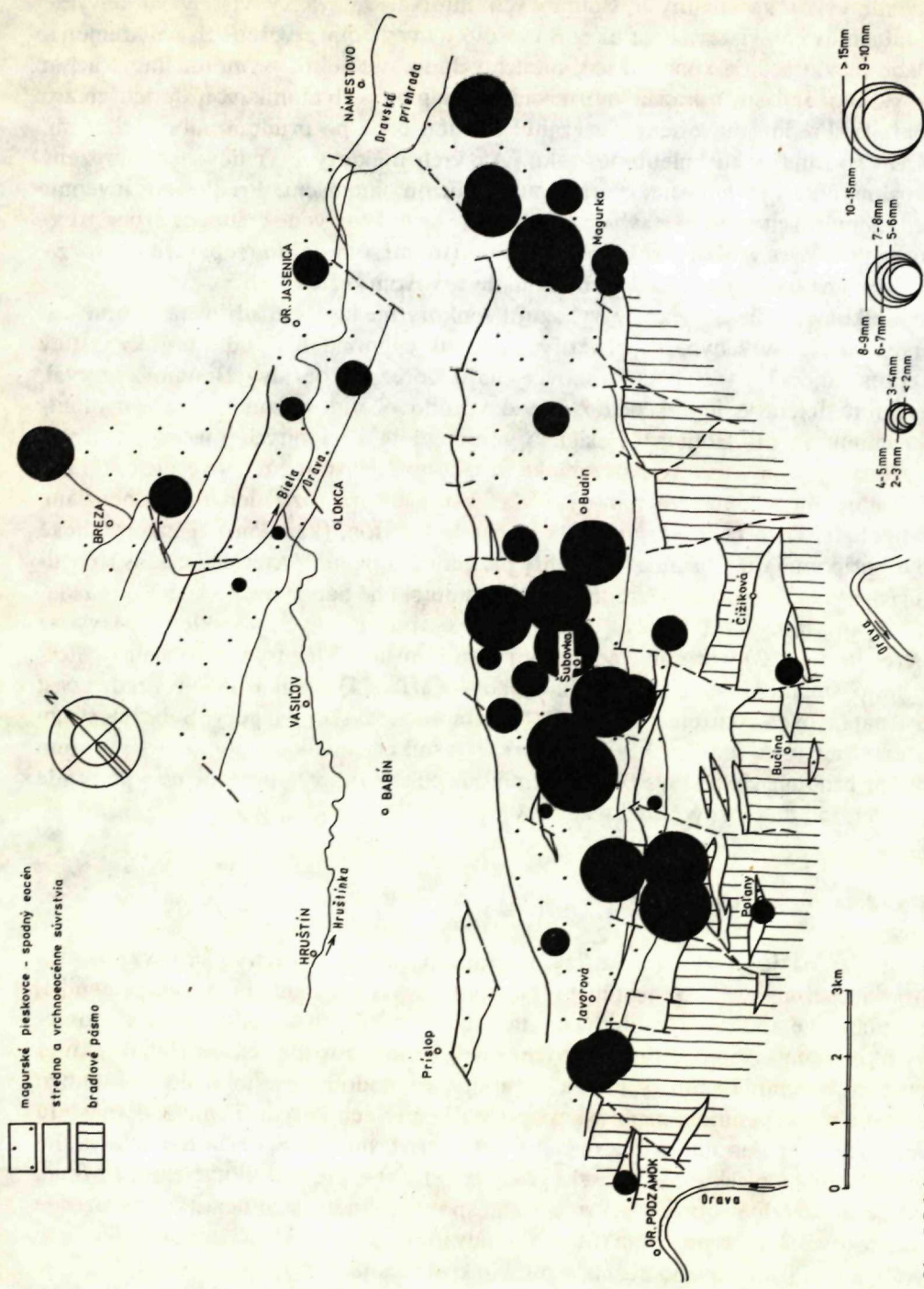


nemali vývoj kompletných Boumových intervalov, zväzky vrstiev sú obvykle amalgamované, vrstevnatosť ukazujú šošovky a vrstvičky utvorené zo zrn kremeňa, alebo ju zdôrazňuje koncentrácia väčších valúnikov s dobre vyvinutou imbrikáciou vo valúnovej časti. Výrazná imbrikácia bola u plochších úlomkov, u sferických zrn chýbala. Prednostná orientácia granúl s dlhou osou po prúde a imbrikácia (tab. XXIV) vznikli v turbulentnom toku. Ak vrch niektorých vrstiev nebol zrezaný eróziou, ukazuje nejasne vypracovanú difúziu lamináciu. Predložený inventár sedimentárnych textúr a stavba naznačujú, že hrubozvrstvené gradačné aj bezštruktúrne pieskovce vznikli vysokoturbulentnými tokmi so zreteľnou separáciou (erozívne stopy na báze, imbrikácia) vo vrchnom tokovom režime.

Celkom rozdielne textúry vykazujú tenkorytmické flyše združené s hrubými vrstvami cyklov. Chýba im akýkoľvek náznak usporiadania podľa hrúbky vrstiev nepresahujúcej 2—20 cm. Pieskovce majú odrezaný bazálny Boumov interval, vyvinuté sú len vyššie trakčné textúry, ako prúdovočerinová laminácia a konvolutná laminácia (T_c Boumu). Pelagický sediment je z vápnitých značne piesčitých a sľudnatých ílovcov. Tenkorytmické vložky predstavujú hrádzové fácie, terasy, prípadne medzikanálové nánosy občas zaplavované rozriedenými suspenziami z riedkeho chvosta prúdu pri jeho prechode korytom (kanálom). Tenkorytmické flyše pripomínajú „distálne“ turbidity bazénových pláni. V asociácii cyklov stenčujúcich sa nahor vznikali v strednej časti podmorského náplavového kužeľa zbrzdzeného korytom veľkej šírky. Pomerne nízky počet takýchto cyklov, ich vyššie percento (obr. 3) v litosóme centrálnej časti Oravskej Magury v porovnaní s externými pásmami (Jasenica—Breza a Cickov—Čížiková) preukazuje, že stredná časť osi náplavového kužeľa prebiehala litosómom Oravskej Magury. Súbežne s ním v externej časti (pásmo Jasenica—Breza) vznikala hladká topografia s vývojom nahor hrubnúcich cyklov. Telesá zjemňujúcich sa cyklov boli pozdĺžne a po prúde prechádzali do plochých delt a lalokov.

Problém miešaných cyklov

Nedoriešená je otázka vzniku tzv. miešaných cyklov, v ktorých sú prvky vrstiev hrubnúcich nahor. Po dosiahnutí maxima sa vrstvy stenčujú a cyklus zaniká. Stupňovanie a klesanie zaplňovania mohlo byť medzi iným podmienené tektonickým zdvihom a zmenou topografie zdrojovej oblasti, prípadne eustatickým efektom hladiny bazénu. Domnievame sa, že najpravdepodobnejšie sa dialo postupným a laterálnym presunom zaplňovania pri stálej migrácii koryta. Tomu zodpovedajú meniace sa paleoprúdové vzory v rovnomerne stabilných faciách náplavu. Pri veľkej hrúbke pieskovcov Oravskej Magury (1600 m) je granulometrické zloženie pomerne stabilné (obr. 5). Po smere transportu (15 km) sme nezistili hrubozrnné zlepcové fácie, typy synmiktív ani balvanové akumulácie charakteristické pre vrchnú časť náplavového kužeľa a pre blízkosť zdroja.



Obr. 5 Schéma rozmiestnenia najväčších zmeraných priemerov zrn v magurských pieskovcoch (R. Marschalko—M. Potfaj 1981).

Z vertikálnej sekvenčnej analýzy a rozboru dynamiky sedimentárnych procesov možno uzavrieť, že spodnoeocénne pieskovce Oravskej Magury vznikli v stabilnom, ale rozsiahlom — aspoň 45 km dlhom, plytkom, ale širokom (15—25 km) údolí (koryte), v ktorom meandrovali turbiditné prúdy a vytvárali zložitý systém terás, valov, hrádzí a lalokov. Hlavná os nánosu prechádzala litosómom Oravskej Magury (centrálny hrebeň). Hrúbka pieskovcov dáva dôvod k predpokladu, že celý systém bol živý stálym prínosom pieskov z veľkých vzdialeností. V pieskovcoch chýbajú ostré faciálne zmeny, zvyčajné ako v smere kolmom, tak priebežne s uložením litosómov v proximálnych faciách, chýbajú hrubozrnné kontrastné typy klastík uložené vedľa zdrojov. Monotónny systém pieskovcových facií pokračuje bez zmien smerom na JZ (Kubínska Hoľa) až do párnicej sigmoidy. Prezrádza otvorený flyšový bazén na JZ a JZZ.

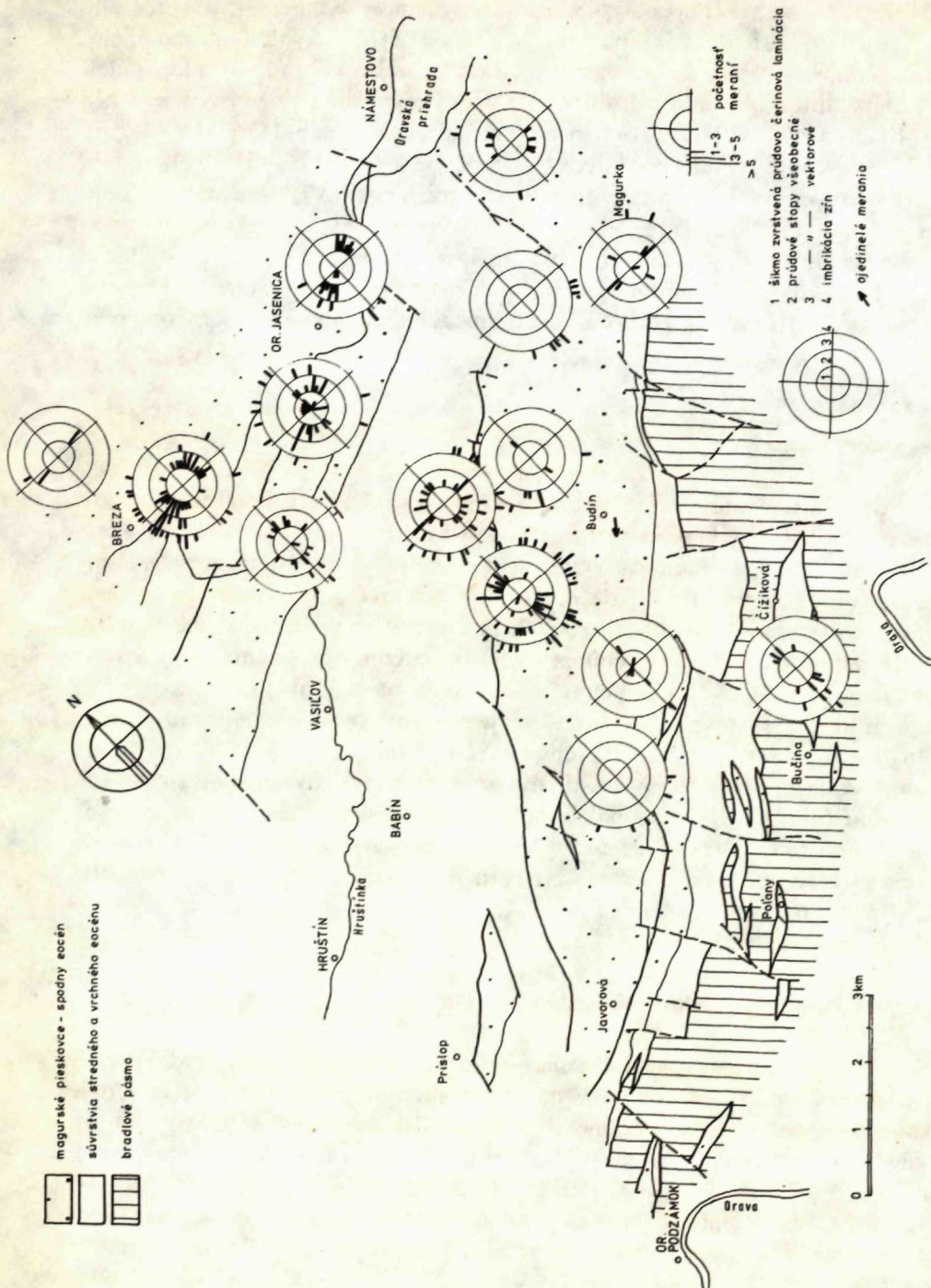
Paleoprúdová analýza

Orientované sedimentárne textúry sme merali vo väčšine prístupných odkryvov, rezov spodnoeocénnych pieskovcov Oravskej Magury a získali sme nové údaje o prúdovom smere v danom časovom úseku. Analýza vychádza z meraní väčšiny textúr prítomných vo vrstve. Ide o erozívne prúdové stopy, stopy po vlečení, poskakovaní a údere zrn na báze vrstiev. U hrubozrnných pieskovcov sme merali aj orientáciu dlhých osí predĺžených klastov a silnú prednostnú orientáciu vyjadrenú imbrikáciou zrn. Menší počet meraní sme urobili na prúdovej šikmo zvrstvenej laminácii, ak sa vyskytovala. Namerané údaje sme korigovali jednoduchou rotáciou okolo smeru vrstiev, pretože otvorený nevrásový tektonický štýl nepripúšťa inú možnosť. Údaje sme vyhodnocovali do prúdových ružicových diagramov s 5° presnosťou (obr. 6). Nakoľko paleoprúdový smer získaný meraním rozdielnych typov orientovaných textúr sa môže diametrálne líšiť (napr. stopy erozívneho pôvodu na báze, imbrikácie a šikmo zvrstvená laminácia u vrchu vrstvy), hodnotili sme ich v diagramoch oddelene.

Paleoprúdový smer — jeho variabilita v priestore a čase

V litosóme pieskovcov pásma Jasenica—Breza mal získaný paleoprúdový smer strednú hodnotu 50°—60° od SVV na JZZ s miernou rotáciou k západu. Údaje získané s priebehu prúdových lineácií a z imbrikácie zrn boli súhlasné (obr. 6). Rozdiel v smere sa našiel severne od Vasíľova, kde mal prúdový systém prednostnú orientáciu 5° od S na J a zjavne sa krížil s predošlým stabilným systémom.

Značný rozdiel v smere transportu, ako globálne tak miestne, predstavuje súbor údajov získaný z litosómu centrálneho hrebeňa Oravskej Magury. Pozorovali sme tri základné smery: od SZ a SZZ (stredný smer 320—345°) na JV, od S na J (stredný



Obr. 6 Schéma paleoprúdov v litotype magurských pieskovcoch (M. Pottaj—R. Marschalko 1981).

smer 0—5°) a od SVV (stredný smer 50°—70°) na JZ. Menlivosť je zjavná z pomerne hrubých stratigraficky stálych sekvencií, tektonicky neporušených. Miestnu nesúhlasnosť medzi imbrikáciou a lineáciami vysvetľujeme usporiadaním pozdĺžnych klastov (dlhou osou A a plochou AB) v tečúcich antidunách, ktoré sa neprejavujú ani tvarovo, ani morfológicky (vrstevnatosťou). Tri základné smery transportu možno objasniť radiálnym rozptylom z jedného centra od hrotu rozsiahleho kužeľa (deltý). Predsa rozbor údajov v stratigraficky stálych rezoach naznačuje skôr možnosť, že toky meandrovali v širokom plytkom údolí, budovali v ňom terasy, hrádzy a pieskové valy, cez ktoré sa prelieval a plavil materiál z rozriedených turbiditných prúdov. Zatiaľ hrubý materiál so zrnami kremeňa a úlomkami hornín meandroval (sledoval prúdnicu koryta) a mal vlastnú komponentu pohybu, jemný piesok a silt mal rozdielny prúdový smer, nielen vzhľadom k prúdnici, ale aj k topografickým nerovnostiam, valom, terasám a hrádzam, ktorými pretekali. Tak vznikol zložitý prúdový systém so základnou komponentou a prídavnými smermi. Pri takej vysokej variabilite (110°) prúdového systému predpokladáme mierny spád koryta, čo je v súhlase s uvedenými argumentmi, že totiž flyšové litosómy spodnoeocénnych pieskovcov vznikli transportom pieskov z veľkých vzdialeností a nepredstavujú fácie utvárané bezprostredne blízko zdrojovej zóny (proximálne alebo marginálne). Paleoprúdový výskum neposkytuje dôkazy o pozdĺžnom transporte s bočným zaplňovaním od juhovýchodu. Zložka transportu od SZ a SZZ (stredný smer 320—345° na JV) je dokonca protisvahová, ak predpokladáme zdvíhaný zdroj južne od pásma (centrálneho hrebeňa) Oravskej Magury. Výsledný smer získaný priemerovaním troch základných, ide od SSV na JJZ (10—14°) a predstavuje najväčší spád náplavu. Výsledný smer ukazuje úchylku aj od longitudinálneho zaplňovania súbežného s dlhou osou flyšového žľabu a často paralelného s tektonickými štruktúrami (v našom prípade smeru SV—JZ 45°) horstva. Keby zdroj pieskovcových klastík bol rozmiestnený južne od najväčšieho litosómu Oravskej Magury, determinoval by spád, rozptylové prúdové vzory a výsledný smer (os koryta) by bol na západ, čo sa nepotvrdilo. Severojužná zložka transportu sa zistila aj v spodnoeocénnych pieskovcoch pieninského bradlového pásma (V Podbieľanskom Cickove), čo naznačuje rozšírenie magurského bazénu na štruktúry bradlového pásma.

Sklzové deformácie a paleosvah

Zistený paleoprúdový smer je základne podmienený tokom hustých turbiditných prúdov generálne sledujúcich podmorský svah. Nečakane vysokú variabilitu lokálne topograficky podmieňoval vývoj terás, hrádzí a lalokov, medzi ktorými sa toky presúvali a meandrovali. Preto sú sklzové deformácie v základe podmienené komplikovaným reliéfom a neodrážajú generálny sklon, iba sklon miestny. Sklzový pohyb postihol viac vrstiev, pričom nastal väčší alebo celkom nízky stupeň deformácie, sprevádzaný rotáciou úlomkov. U tých, kde vzdialenosť premiestnenia bola malá

(100 m), zachovaná os deformovaných vrás (tab. XXVIII) vykazovala orientáciu kolmú na smer pohybu a zhodnú s transportným systémom obklopujúcich sekvencií. Tieto sklzové vrásky až brekcie v slede normálnych nedeformovaných turbiditov nemajú žiadny vzťah k tektonickým pohybom a v zhode s prúdovým smerom ukazujú sklon pieskových náplavov. V oblasti Jasenica—Breza boli vrásky orientované kolmo k transportnému smeru; predpokladáme dolusvahový pohyb od SVV na JJZ a Z. V priestore Oravskej Magury sa sklzy v drobnorytmických flyšoch orientovali pod uhlom 60° k transportnému smeru, t. j. od SSV.

Maximálna veľkosť valúnov a granúl, vzťah k transportnému smeru a odhad vzdialenosti od kraja bazénu

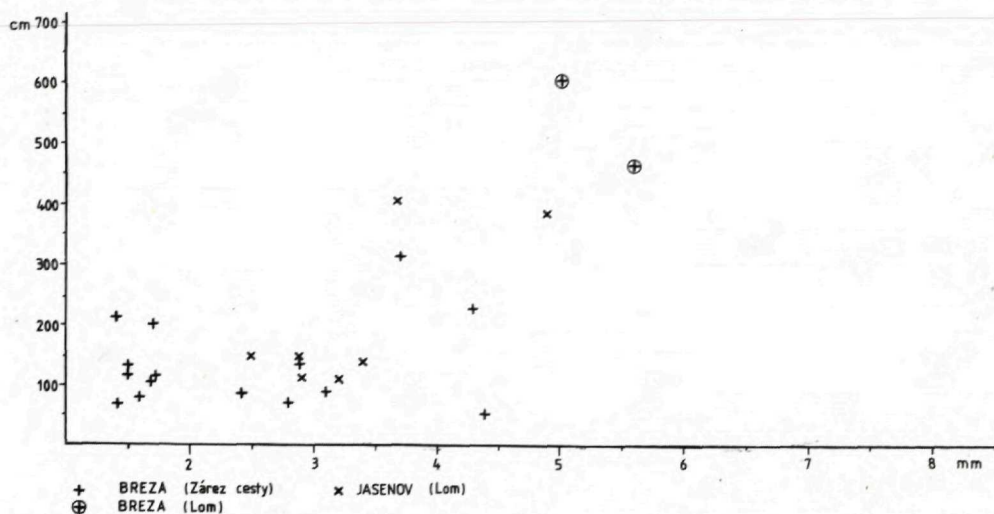
Systematické ubúdanie veľkosti valúnov a zrn po smere transportu je dávnejšie stanovená skutočnosť (F. J. Pettijohn 1975). Bez ohľadu na príčiny tohto javu (progresívne triedenie v smere prúdu, abrázia, atď.) stále početnejšie skúmania preukazujú, že možno dedukovať nielen smer prúdu, ale aj vzdialenosť od kraja bazénu, čo je zvlášť potrebné v oblastiach tektonického skrátania a teleskopingu štruktúr.

Za týmto účelom sme merali maximálne veľkosti (pomocou lupy s mikrometrickým okulárom) 10 najväčších valúnov alebo granúl v hrubozrnných pieskovecoch a vyhodnotili sme ich na mape (obr. 5, 7, 8). Skúmanie ukázalo najväčšiu koncentráciu veľkých valúnikov a zrn do osovej časti pohoria Oravskej Magury (litosóm ústredného hrebeňa), pričom priemer veľkosti sa po smere transportu výrazne nezmenšoval (obr. 5). Nakoľko litosóm je orientovaný šikmo k smeru transportu, nevieme aké zmeny sa odohrávali do strán. Za predpokladu, že externé litosómy (Jasenica—Breza) sú stratigrafickým pokračovaním Oravskej Magury, veľkosť maximálnych klastov v nich je rádovo 2—3 krát menšia. Nachádzajú sa len roztratené zvyšky jemnozrnných granúl. Relatívne najmenšie priemerné hodnoty sú v šupinách eocénnych pieskovecov bradlového pásma.

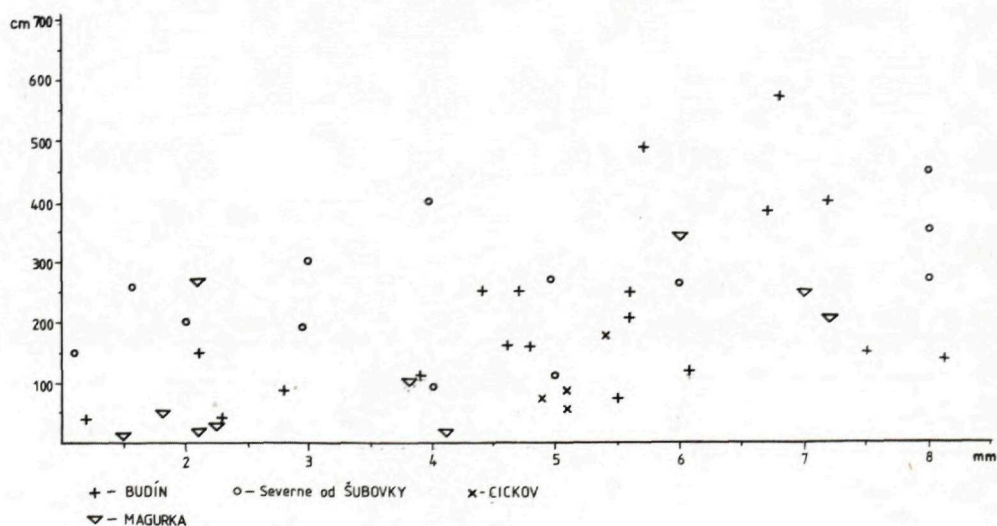
Najväčšie valúniky nepresahovali 20 mm (os A), typy parakonglomerátov alebo roztrúsených valúnov sa nezaznamenali. Blízkosť zdrojov vo flyšových fáciách preukazujú zlepenec. V schéme proximálnych fácií paleogénu vnútorných Karpát východného Slovenska vystupujú ojedinelé vrstvy parakonglomerátov (os A max 12 cm) až 50—55 km od vyústenia kaňonov na dno flyšového bazénu. V oblasti krynickej jednotky Čerhovských vrchov, ktorá je ekvivalentom Oravskej Magury, roztratené synmiktity signalizujú zdroj, bočný vstup a zdvihnutý okraj na juhu. Ak berieme do úvahy, že zmenšovanie valúnikov a zrn je úmerné sklonu náplavu a smeru transportu, klesanie veľkosti sledované v úseku centrálného hrebeňa (15 km) je také nepatrné po smere toku, že bude potrebná 3 až 5-násobná vzdialenosť, aby maximálna veľkosť valúnov vzrástla dvoj- až trojnásobne. Vzťah maximálnej veľkosti k hrúbke vrstiev nie je exponencionálny (obr. 7 a 8), čo

preukazuje, že tokové podmienky neboli vyrovnané, rýchlo sa menili a vplývali negatívne na triedenie zŕn podľa veľkosti. Ak sa preukáže v úseku aspoň 30 km progresívne klesanie veľkosti zŕn súbežne s prúdom a faciálnym trendom, bude možno vylúčiť bočný prisun materiálu a zdroj v priestore medzi bradlovým pásmom a maguským flyšom.

Významným sa zdá, že v 1600 m hrubom litosóme pieskovcov Oravskej Magury



Obr. 7 Vzťah maximálnej veľkosti zŕn k hrúbke vrstiev



Obr. 8 Vzťah maximálnej veľkosti zŕn k hrúbke vrstiev

vertikálne nepribúda maximálnej veľkosti zrn, akú pozorujeme v úplnej progradáčnej sekvencii. Vertikálne sa nepozoroval prechod do plytkomorských a šelfových facií, ale do flyšu distálnych častí náplavových kužeľov a bazénových pláni. To je v súlade s vyššie obhajovaným názorom, že spodnoeocénne pieskovce Oravskej Magury sú aktívnymi časťami migrujúcich náplavov vzdialenými od zdroja 50 i viac km.

Fosilne organické stopy a batymetria spodnoeocénneho flyšu

Biogénne štruktúry sú v spodnoeocénnych pieskovcoch Oravskej Magury a bradlového pásma časté a doposiaľ neboli podrobnejšie skúmané. Keďže nepoznáme pôvodné organizmy, preberáme opisné klasifikácie M. Książkiewicza (1970) a M. Plička (1970) a pokúsime sa o sedimentologickú interpretáciu.

Častou a významnou organickou stopou v pieskovcoch nahor hrubnúcich cyklov bol *Zoophycus* sp. (tab. XXIX a XXX; lok. Podbieľanský Cickov-lom, Budín-zárez). Ide o stopy ľahko rozoznateľné, kruhové, vertikálne sa točiace do špirálnych vzorov. Špirály sa upínali na centrálny kanálik dvíhajúci sa k vrchu vrstvy pieskovca. Organizmus bol hemisesilny (polychét) typu dnového požíerača, ktorý vertikálne zhora nadol špirálne zarezával laloky. Viazal sa s gradáčnymi a častejšie s bezštruktúrnymi vrstvami pieskovcov do 1 m hrúbky. Iba v jednom prípade sa špirály prerezávali cez pieskovce a pokračovali v ílovci.

Zriedkavým typom (tab. XXXI)/(lok. Budín-zárez) boli paprskovité z centra rozbiehavé rovné rúrky (6 mm hrubé) pravidelne sa rozširujúce, ornamentované; podobajú sa typu *Rhabdoglyphus* nov. spec. Książkiewicz (1970). Rúrky, ako aj centrálna jadrá, sú vyplnené kontrastnou ílovito-piesčitou zelenosivou hmotou, podľa čoho sa ľahko rozoznajú v pieskovcoch. Dĺžka rúrok od stredu dosahovala 40—60 cm a hustota na plochu 5 × 5 cm vo vzdialenosti 20 cm od centrálného jadra bola 2—4. Živočích radiálne zdola nahor systematicky prežieral čerstvo prinesený piesok. Hoci M. Książkiewicz (1970 str. 317) uvádza stopy len zo spodnej plochy pieskovca, naše nálezy ukazujú, že vývoj životnej činnosti organizmu bol možný len v homogénnom médiu, aké predstavovali masívne vrstvy (4 m) nahor sa zjemňujúcich cyklov korytových facií.

Početnú skupinu tvoria stopy po pasení a lezení organizmov (*Pasichnia*, porovnaj A. Seilacher 1964). Podľa priebehu stôp organizmy voľne preliezali dnom a meandrovitým pohybom systematicky spracovávali íl nasýtený bentosom. Stopa (tab. XXXII) mala výrazný stredný val, na strany bola konkávna, šírky 2,5 cm, meandry mali rozpätie 40—50 cm a šírku 8—10 cm. Stopa prítomná na báze turbiditu má charakter výliatku a bola utvorená pred uložením a zaplnením pieskom. V porovnaní s literárnymi údajmi ide o druh *Taphrhelminthopsis plana* Książkiewicz (1970) uvádzaný týmto autorom zo spodného eocénu.

Samostatnú skupinu tvoria rúrky rôzneho priemeru (1—5 mm) vyvrtané v ílov-

coch kolmo na vrstevnatosť. Pri štúdiu sa zistilo, že hroty erozívnych prúdových stôp sú fixované na rúrky, ktoré vyvolali separáciu a vymývanie toku a presvedčivo dokazuje preddepozičnú povahu organickej činnosti. Hustá sieť rúrok vznikala medzi obdobím uloženia turbiditov v pokojnej fáze, keď bahno bolo obnažené a prístupné činnosti organizmov dlhú dobu.

Plytké jamky oválneho prierezu, orientované do kruhu (tab. XXXIII) boli utvorené pohybujúcim sa živočíchom v dobe odpočinku. Našli sa len v ílovcoch.

Z opisovaných ichnocenóz sú z hľadiska analýzy prostredia významné dva typy. Spoločenstvo *Zoophycus* situuje A. Seilacher (1964), T. P. Crimes (1975), R. W. Frey a A. Seilacher (1980) od litorálu po batyál. C. K. Chamberlainové výskumy hlbokomorských vrtov (DSDP) z Pacifiku ukazujú (1975), že *Zoophycus* je kozmopolitná forma veľkých hĺbok, viazaná hlavne na nanofosílnu bahnú a ílovitopiesčité substrát, idúca cez kompenzačnú hĺbku karbonátov (CCD) do hĺbky 5300 m. Forma je prítomná vo všetkých skúmaných hĺbkach, s dvoma maximami výskytu od 3150 do 3300 m, a hlavne v abyzáli od 2700 do 5000 m. Uvedený autor poznamenáva, že *Zoophycus* a *Chondrites* sú rozšírené v hlbokomorských bahniach hojnejšie než sa predtým myslelo. Štúdia J. Rodrigeza a R. G. Hutschika (1975) paleozoických karbonátových bazénov tiež zdôrazňujú, že forma *Zoophycus* žila hlbšie než v neritiku, lebo sa viazala na osovú fáciu geosynklinály sprevádzané poklesom. Naše skúmania sú potvrdením názorov o jej hlbokomorskom pôvode. Výskyt v turbiditoch s prevahou pieskovcov facií korýt a náplavov naznačuje, že táto forma vyhľadávala prevažne pieskovcový typ pre hojnejší prísun živín.

Typy druhej rozsiahlej skupiny *Taphrormintopsis* podľa T. P. Crimesa (1975) indikujú batyálnu a abysálnu hĺbku a okysličené prostredie. Výskyt stôp v pásme Jasenica—Breza je väčší než v centrálnom hrebeni Oravskej Magury, avšak permanentne združený s tenkorytmickými sériami nahor hrubnúcich, ale aj stenčujúcich sa cyklov i do stratigraficky mladších flyšov ako spodný eocén. Preukazuje to stabilnú hĺbku bazénu v spodnom eocéne, neovplyvnenú ani zvyšujúcim, ani meniacim sa prínosom hrubých klastík v dlhom časovom rozpätí. Tento kontinuálny vývoj ichnocenóz typu *Taphrormintopsis* je podmienený jednak distalitou náplavov, jednak prostredím hlbokomorského biotopu vhodného pre nepretržitý a časove stabilný vývoj ichnocenóz. Naše nálezy potvrdzujú predpoklad A. Seilachera (1964), že flyšové ichnocenózy *Zoophycus* a *Nereites* (*Taphrormintopsis*) sú typické bentosové spoločenstvá batyálnych až abyzálnych hĺbok (2000—5000 m).

Niektoré paleogeografické a paleotektonické závery

Pieskovcové litosómy spodného eocénu sú zvyšky podmorských náplavov. Za stálej hĺbky (2000—5000 m) bazénu turbiditné prúdy zostupovali systémom korýt a nanášali piesok do plochých kužeľov a delt ďaleko od zdrojov. Striedanie cyklov,

neprítomnosť náhlych vertikálnych zmien a stály rast náplavov sú výsledkom zložitej hry medzi gravitačnými transportnými mechanizmami a subsidenciou. Materiál pieskov neprichádzal z južného okraja bazénu, postráda znaky proximality a prúdové vzory šíriace sa z bodového zdroja. Ukladá sa šikmo (30°) k sv.—jz. trendu hlavných geologických štruktúr.

Základným typom sú litické drobové pieskovce a droby s kremeňom ako základnou zložkou (M. Eliáš 1961). Veľké zrná kremeňa, úlomky hornín kryštalinika, granitoidov, kremencov (s nízkym podielom karbonátov) a stredne dobré až dobré zaoblenie získali pravdepodobne recyklicitou. Pieskovce získali materiál z terénov s pestrou litológiou materských hornín. Do úvahy prichádza niekoľko areálov — možných zdrojových oblastí.

1. Kordiléry pieninského geosynklinálneho systému zložené z bázičných metalvulkanitov a kyslých efuzív (M. Šimová—R. Marschalko 1981, v tlači) s prevahou vápencov a nepatrným podielom granitov, kryštalinika a kremeňa zanikli vo vrchnej kriede, a neprichádzajú v úvahu.

2. Vnútrokarpatský areál konsolidovaný strednokriedovým orogénom bol rozsiahlou oblasťou. Príkrovový pokryv v spodnom eocéne bol taký hrubý, že sotva mohol poskytnúť iný ako karbonátový detrit. Kryštalinikum ležalo v hlbokom podloží, s výnimkou južných gemeridných provincií. Po vonkajšom okraji sa utvárali v spodnom eocéne a paleocéne súľovské fácie monomiktých karbonátových zlepcov a pieskovcov (R. Marschalko—J. Kysela 1981), látkové diametrálne odlišné od magurských. Dávnejšie sa poukazovalo na to, že blok centrálnych Karpát v paleocéne — spodnom eocéne lemoval žľab (sústava žľabov?) v dĺžke aspoň 400 km, ktorý zbieral materiál z dolomitových čiel príkrovov a súčasne oddeľoval vnútorné provincie geosynklinály od externých flyšových žľabov (R. Marschalko 1975). Blok centrálnych Karpát nemohol byť zdrojovou oblasťou pre severné flyšové žľaby v paleocéne spodnom eocéne.

3. Z týchto hľadísk potenciálny zdroj magurských pieskovcov sa rozprestieral v priestore magurskej geosynklinály. Naše výskumy čiastočne vylučujú možnosť situovať ho medzi pieninské bradlové pásmo a magurský flyš z nasledovných dôvodov:

a) Oddelené pásma spodnoeocénnych pieskovcov centrálného hrebeňa Oravskej Magury, pásmo Breza—Jasenica, sa utvárali pôvodne ako jeden litosóm. Také znaky ako úzke hlboké kaňony a korytá, balvany a štrk vrchnej časti náplavu, ostré faciálne zmeny sa nezaznamenali vôbec, čo vylučuje vznik litosómu vedľa zdroja. Stavba cyklov, granulometrické zloženie, typy klastík a distalita sú prejavom transportu turbiditov minimálne 45 km od zdroja.

b) Paleoprúdový systém, hlavne pásma Oravskej Magury nepreukazuje radiálne vzory od J a JV, ale prebieha šikmo (30°) ku geologickým štruktúram. Ak systém reprezentuje os akumulácie, zhodnú s osou žľabu, dokumentuje otvorený bazén do priestorov pieninského bradlového pásma.

c) Bradlové elementy pokračovali do magurského priestoru. Sú prítomné na

báze najhrubšieho litosómu v až vyše 100 m hrubom a 4 km dlhom páse brekcií (melanž?) od Babína do Lokce (obr. 2). Keby zdrojová zóna rozdeľovala magurský flyš od bradlového pásma južne od litosómu Oravskej Magury, predĺženie bradlových elementov severozápadne od nej by bolo vysoko nepravdepodobné, pretože zdroj predstavuje látkové aj štruktúrne rozhranie v kôre. Poklesávanie pienidných štruktúr do podkladu magurského bazénu nastalo po subsidencii segmentu kôry pravdepodobne vo vrchnej kriede alebo v paleocéne (najmladšie členy v brekciách sú mástrichtské sliene; J. Salaj — ústne oznámenie). Predpokladáme, že niekoľko km hrubá výplň bazénu sa ukladala na laramský zvrásnený pienidný podklad.

d) Pieskovce centrálneho hrebeňa a pásma Breza—Jasenica patria jednému náplavu, tektonicky separovanému do šupín pozdĺžnych so štruktúrou horstva. Šírka primárneho náplavu bola viac než 40 km a hrúbka litosómu presahovala 1500 m. Podľa uskutočnených výskumov sa zdá, že tektogén amputoval ľavú juhovýchodnú časť blízku stredú náplavu a ľavé okraje na styku s pieninským bradlovým pásmom.

e) Existenciu zdroja spodnoeocénnych pieskovcov predpokladáme na styku bradlového pásma a magurského bazénu v jeho predĺžení na severovýchod (50—100 km). Nemáme dostatočné dôkazy ani sedimentologické, ani stratigrafické, ani tektonické pre umiestnenie zdroja v oblasti Oravskej Magury.

Literatúra

- ANDRUSOV, D., 1931: Geologická mapa útesového pásma v údolí Oravy v mierke 1:25 000, Praha.
- BERGER, W. H., 1970: Planktonic Foraminifera: selective solution and the lysocline, *Mar. Geol.*, 8, Amsterdam, 111—138.
- BOUMA, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation, Amsterdam, 1—168.
- CRIMES, T. P., 1975: The stratigraphical significance of trace fossils in Frey R. W., (ed): The study of trace fossils, Springer verlag, New York, 109—130.
- ELIÁŠ, M., 1961: Přehledná sedimentárně petrografická charakteristika hlavních typů psamitických hornin magurského flyše na listech generální mapy ČSSR, *Zprávy o výzkumech za rok 1960*, Praha, 137—140.
- FREY, R. W.—SEILACHER, A., 1980: Uniformity in marine invertebrate ichno logy, *Lethaia*, 13, Oslo, 183—208.
- HESSE, R. 1975: Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins, *Sedimentology*, 22, 1975, Oxford, 387—416.
- CHAMBERLAIN, C. K., 1975: Trace fossils in DSDP cores of the Pacific, *Jour. Paleont.* 49, 6, Tulsa, 1074—1096.
- KSIAŹKIEWICZ, M. 1970: Observations on the ichnofauna of the Polish Carpathians, in Crimes T.P. Harper J.C., (ed): Trace fossils, Liverpool, 283—322.
- MARSCHALCO, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príhľých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Nauka o zemi IX*, Geologica 10, Bratislava, 1—146.
- MARSCHALCO, R.—KYSELA, J., 1981: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Západné Karpaty*, sér. geológia 6, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 7—79.

- MATĚJKA, A.—ROTH, Z., 1950: Poznámky o magurském flyši v povodí Bílé Oravy, Věst. St. geol. Úst., 25, Praha.
- MATĚJKA, A.—ROTH, Z., 1952: Zpráva o geologickém výzkumu magurského flyše v povodí Bílé Oravy, Věst. Úst. Geol., 27, Praha, 212—216.
- MIDDLETON, G. V., 1967: Experiments on density and turbidity currents III, Deposition of sediments: Can. J. Earth Sci., 4, Ottawa, 475—507.
- NORMARK, W. R., 1970: Growth patterns of deep sea fans, Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 54, Tulsa, 2170—2195.
- PAUL, C. M., 1868: Die Nordliche Arva, J. Geol. RA., 18, Wien, 203—247.
- POTFAJ, M., 1979: Tektonický profil styku bradlového pásma a magurskej jednotky v oblasti Oravskej Magury, in Maheľ M., (ed): Tektonické profily Západných Karpát, Bratislava, 37—40.
- POTFAJ, M. (v tlači): Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave.
- PETTIJOHN, F. J., 1975: Sedimentary rocks, III ed., p. New York.
- PLIČKA, M., 1970: Zoophycus and similar fossils, in Crimes T. P., Harper J. C., (ed): Trace fossils Liverpool, 361—370.
- RICCI LUCCHI F., 1975: Depositional cycles in two turbidite formation of Northern Apennines (Italy), Jour. Sed. Petrol., 45, Tulsa, 3—43.
- RODRIGUEZ, J.—HUTSCHIK, R. G., 1970: Late Devonian-early Mississippian ichnofossils from Western Montana and Northern Utah, in Crimes T. P., Harper J. C., (ed): Trace fossils, Liverpool, 407—438.
- SAGRI, M., 1979: Upper Cretaceous carbonate turbidites of the Alps and Apennines deposited below the calcite compensation level., Jour. Sed. Petrol. 49, 9, Tulsa, 23—28.
- SAIDOVA, Ch. M., 1965: Raspredelenie donnych formaminifer v Tichom Okeane, Okeanologia, 5, 1, Moskva, 99—110.
- SEILACHER, A., 1964: Biogenic sedimentary structures, in: Imbrie J., Newell N. D., (ed): Approaches to Paleocology, 296—316, Wiley J., Sons. Inc, N. York.
- SEILACHER, A., 1967: Bathymetry of trace fossils, Marine Geol. 5, Amsterdam, 413—428.
- ŠÍMOVÁ, M.—MARSCHALCO, R. (1981): Najnovšie poznatky o petrografickom obsahu zlepencov Západoslovenského segmentu bradlového pásma (horniny vyvrelé a metamorfované) in Materiály IV Slovenskej Geologickej Konferencie, 3, Bratislava, 47—52.
- WALKER, R., 1978: Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration and for stratigraphic traps, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 62, Tulsa, 932—966.
- WALKER, R.—MUTTI, E., 1973: Turbidite facies and facies associations, in (ed): Middleton G. F., Bouma A. H., Short course SEPM, Anaheim, 119—157.

Do tlače odporučil O. Samuel a T. Ďurkovič.

Róbert Marschalko—Michal Potfaj

Sequence analysis, paleocurrents, and depositional environment of the Oravská Magura Flysch and the Klippen Belt Flysch

Summary

In the last years the way of the study of flysch sequences changed markedly. Since the traditional model of geosynclines, many authors have analyzed the flysch in respect of dynamic of sedimentary processes and in a causal relation among the source, the mode of transport and deposition, and the place of origin (facies).

The latest results were published by F. Ricci Lucchi (1975), E. Mutti and F. Ricci Lucchi (1972), R. Walker and E. Mutti (1973), V. R. Normark (1970), and R. Marschalko (1975) in our country.

Facial analysis was performed on the sandstone complex of Oravská Magura (the Magura sandstones — M. Potfaj 1981). The Magura sandstones build up the mountain ridge of the Oravská Magura and the Kubínska Hoľa. Eastward they plunge beneath the Neogene of the Oravská panva (basin) to emerge again at Nowy Targ (denoted here as the Jaszcz sandstones by M. Ciężkowski et al. 1975). On the west, the Magura sandstones are tectonically confined by the Zázrivá sigmoid. We also analyzed sandstones from the belt between the towns Námestovo and Breza, and sandstones forming a slice in the Klippen Belt. They are included in the Magura sandstones. The maximal thickness of the lithosome is 1600 m. The Lower Eocene age of the sandstones was indicated by microfauna and nannoplankton. At its base the lithosome is confined tectonically. The sandstone complex passes upwards into the Middle Eocene flysch. The sandstone/claystone ratio is high: 5:1—20:1.

We distinguished three types of megarhythms in the Magura sandstones lithosome:

1. thickening upward,
2. fining upward,
3. mixed.

1. Thickening upward megarhythms. Their total thickness is 2—16 m and the number of beds 3—7. In the Jasenica quarry even 6 megarhythms deposited above each other to form a progradational sequence. Sedimentary structures show characteristic sequence formed by the gradually fading out turbidity currents. A complete Bouma interval is only in 30% of sandstone beds. About 45% of beds have only gradation interval T_a , partly of the „coarse tail“ type (G. W. Middleton 1967) and partly progressive sorting according to grain size. 45% of beds show structureless bedding. Only 30% of graded beds have parallel (T_{a-b}) or current-ripple lamination (T_{a-c} T_{b-c}). The sandstones are poorly sorted, coarse-grained. According to the classification by R. Walker — E. Mutti (1973) they belong to the B-2 facies association emplaced in the middle part of the depositional fan (suprafan; W. R. Normark 1970), dissected by channels.

Sandstones with lenses of fine-grained conglomerates were most likely transported by high density turbidity currents or sandflows in the upper part of the depositional fan. We assume that both the graded and the structureless sandstones resulted from a rapid deposition and so there was no time to form laminated intervals from the subsequent grain fraction. Scattered shallow scour marks on the base of beds are indicative of turbulent ability of currents. Relative continuity of beds and absence of small erosional channels are characteristic of the middle part of the depositional fan.

On the apex of submarine channel, the flows accumulate sand in the form of flat lobes with low convex relief. When the thickness of layers increases the megarhythm ends up and the flow passes into the area between the adjacent lobes. In the place of the previous lobe the deposition of pelites continues with occasional extension of marginal parts of turbidity currents flowing through the main channel.

2. Fining upward megarhythms. In these megarhythms the thick beds, coarse-grained on their base, are replaced upward by thinner (60—30 cm) beds and the s/c ratio decreases. Beds on the base of megarhythms range up to 3—6 m, scarcely to 9 m in thickness. Some beds have inverse grading with pebbles and granules higher above the base. Usually it was impossible to classify the thick beds by means of Bouma intervals. Some beds are amalgamated with distinctly imbricate arrangement of platy particles in their thicker part. The association of structures may indicate the origin of sandstones from high density turbidity currents in the upper flow regime.

Frequent intercalations of fine-rhythmical flysch (4—10 m thick) interrupt the sequence of thick megarhythms. They belong among levee or terrace (interchannel) deposits. Sandstones of the intercalations have mostly only higher Bouma intervals T_{c-d} T_d . There is no arrangement of beds according to thickness. The fining upward megarhythms formed in the middle of the submarine fan dissected by broad and flat channel (channels).

3. Mixed megarhythms. At the beginning they have the thickening upward character, then a certain

maximum is followed by fining of beds and the megarhythm fades out. Influence of tectonic activity on mixed megarhythms is possible. The mixed megarhythms are likely to have formed in places of continuous lateral migration of the channel looking for the most favourable gradient curve. It is also indicated by variable paleocurrent directions in comparatively stable facies of the fan.

Thickening upward megarhythms are dominant (63%) in the zone Jasenica—Breza and in Podbielanský Cickov, whereas they are less frequent in the central ridge (43%) where the fining upward megarhythms are dominant. So we presume the axial part of the submarine fan to have been passing over the Oravská Magura.

Decreasing size of pebbles and granules in transport direction has been known for long. We measured size (A axis) of 10 largest pebbles in coarse-grained sandstones and presented their valuation in a map. Large pebbles concentrate mostly in the axial part of the Oravská Magura Mts. whereas the 2—3 times smaller pebbles are in external parts. The size of the largest pebbles does not exceed 20 mm. Paraconglomerates, characteristic of the top parts of the fan adjacent to the source, were not found.

If we admit that the decrease of the size of pebbles is proportional to the fan slope and to transport direction, the decrease of size in a part of the central ridge of Oravská Magura followed in flow direction is so slow that a 3—5 times greater distance in upcurrent direction will be necessary for the maximum size of pebbles to increase 2—3 times. This is in accordance with the above discussed opinion: that a) the sandstones deposited in the central part of the deep sea fan, b) they resulted from the transport of sands from great distances and c) they do not represent facies related to the source zone (base of slope). Measurements of oriented current structures resulted in quite new data on transport direction and deposition in basin in the Lower Eocene. In the Jasenica—Breza belt the ENE-SW transport direction is dominant. In the area N of Vasilov the preferred orientation of the current system was N (NNE—S (SSW)). It crossed with the previous one. A complex of measurements on the main mountain ridge of Oravská Magura resulted in three components: NW—SE, N—S, and ENE—WSW (SW). The variability may partly be due to stratigraphy and partly to different types of measured structures. For example, measurements of imbrications revealed mostly N—S directions in contrast to measurements of erosion marks on the base of beds oriented more from NE to SW. The radial dispersion is controlled by the fan topography and by the flow meandering in its uplifted axial part.

The Magura sandstones formed in a stable extensive deep sea fan whose topography was dissected by a broad and shallow channel (10—25 km). Turbidity currents built up a complicated system of terraces and longitudinal embankments in the channel. Continuity of facies, thickness of the lithosome (1600 m) and paleocurrent system are indicative of a flysch basin open to SW and across the present Klippen Belt.

Source area of the Magura sandstones. Lithic arenites with high content (45—75%) of quartz, feldspars (8—15%), 10% and more of matrix, represent the basical type of rocks. Among rock fragments most frequent are muscovite-chlorite-sericitic phyllites, less frequent are granites and scarce or absent carbonates and tests of organisms. Owing to recycling the quartz grains are quite well rounded.

Cordilleras of the Pieninian geosynclinal system (R. Marschalko 1975) with presumable basic and acid magmatites, with dominant carbonate rocks and scarce granites, crystalline schists, quartz, ceased to exist in the Upper Cretaceous time, so they cannot be regarded as sources of clastic material. The Inner-Carpathian area was consolidated by the Upper Cretaceous orogeny and it is most likely to have had its major part emerged in the Lower Eocene. The nappe cover was too thick to be able to produce other detritus than carbonate. Monomictic facies of the Súlov conglomerates, and sandstones different from the Magura type formed along the margin of the Inner-Carpathian block. According to the new data, the source of the Magura sandstones must have been in the area of the Magura geosyncline. It could not have been between the Pieniny Klippen Belt and the Magura basin for the following reasons:

a) The present isolated zones of the sandstones complexes (Oravská Jasenica, Breza, the mountain ridge of Oravská Magura and a slice at Podbielanský Cichov) were formerly one lithosome. The structure of megarhythms, granulometric and material composition, types of textures and structures are representative of transport and deposition from turbidity currents, at least 45 km far from the source.

b) The paleocurrent system does not display any influence of the transport of clastics from S or SE. It is

running from N or NW diagonally to the klippen structures. If the system represents the depositional axis identical with the axis of the deep sea fan, then it is indicative of a basin open into the area of the Klippen Belt.

c) The klippen structures extend partly beneath the Magura area (M. Potfaj 1979). If the source zone divided the Magura Flysch from the Klippen Belt, klippen elements would hardly exist N of the zone.

The Magura sediments deposited on the folded Pieninian substratum.

d) The primary deepsea fan was wider than 60 km. The results of investigations are indicative of tectogenic amputation of the left (SE) part close to the middle of the deep sea fan, and the left margins on the contact with the Klippen Belt. The source area is presumed to have been in the E (NE) extension (50—100 km) of the Magura basin. There are no proofs about the source area to have been in the close vicinity of the Oravská Magura.

Explanations of Figures

Fig. 1 Geological map of the Oravská Magura Mts. (simplified: M. Potfaj 1981)

Fig. 2 Schematical geological section through the area of the Oravská Magura Mts. (M. Potfaj 1981)

1 — Middle Eocene and Upper Eocene sequences (including the Malcov beds), 2 — Magura sandstones (Lower Eocene), 3 — klippen „cover“ (Middle and Upper Cretaceous, flysch and marls), 4 — klippen (Jurassic—Lower Cretaceous).

Fig. 3 Diagrams of sandstone (shale ratio, channelised and levee facies: Lower Eocene flysch megacycles (M. Potfaj — R. Marschalko 1981)

Fig. 4a, Fig. 4b Detailed lithological profiles with evaluation of sedimentary structures

Fig. 5 Scheme of distribution of greatest grain diameters in Magura sandstones (R. Marschalko — M. Potfaj 1981)

Fig. 6 Scheme of paleocurrents in lithosome of Magura sandstones (M. Potfaj — R. Marschalko 1981)

Fig. 7 Relation between maximal grain size and bed thickness

Fig. 8 Relation between maximal grain size and bed thickness

Explanations of Plates XIX—XXXIII

Plate XIX

Thickening upward megarhythm with pelites and thin turbidites dominant. It ends with thick and coarse-grained sandstones.

Road cut Breza—Námestovo.

Plate XX

A thick bed formed by amalgamation of two (three) graded beds. The repeated bedding indicates that the bed was formed by several independent flows.

Road cut Breza.

Plate XXI

Lower parallel lamination T_b and current ripple lamination T_c developing gradually from the graded bed.

Locality: Jasenica.

Plate XXII

A set of climbing ripples (T_c) resting sharply on structureless sandstone (T_a). Lower parallel lamination absent or concealed.

Locality: Jasenica.

Plate XXIII

Concentration of coarse fraction 4—5 cm above the base of the bed. Inverted graded bedding. Central mountain ridge of Oravská Magura.

Plate XXIV

Imbrication of platy particles with long axis parallel to the current. Current from the left. Central mountain ridge of Oravská Magura.

Plate XXV

Armoured clay pebbles in coarse-grained sandstones are indicative of transport from places closer to the source with accumulation of coarse clastic dominant.

Quarry Breza.

Plate XXVI

A swarm of claystone intraclasts with their long axis oriented parallel to the current. The current eroded and chipped up clasts from claystones already compacted.

Quarry Breza.

Plate XXVII

A succession of several generations of marks (groove casts, slump casts treatment by pressure).

Quarry Jasenica.

Plate XXVIII

A sedimentary fold resulting from downslope slumping of beds. Transport distance was small. The fold axis was perpendicular to movement direction. The fold was modified by pressure.

Road cut Breza.

Plate XXIX

Zoophycus sp. forms broad flat circular traces with broadening dextrogyre ways in several levels of sandstone. Top view (from the top of bed).

Road cut Budín.

Plate XXX

Zoophycus sp. Distinct central channel, 1.5 cm in average. Protruding lobes with a tube along margin are sinistroygyre. Top view.

Locality: Quarry Cickov.

Plate XXXI

Rhabdoglyphus, straight tubes (75 cm) running out radially from the centre. In regular intervals they branch off. Occurrence only in turbidites.

Locality: Budín.

Plate XXXII

Taphrhelminthopsis plana (Książkiewicz) with great amplitudes of meandres. The trace is 2 cm wide. Fossil trace on the bottom surface of turbidite is exposed by erosion of claystones.

Locality: road cut Breza.

Plate XXXIII

Traces of uncertain origin in claystones. Originally oval particles arranged in a circle.

Locality: Jasenica quarry.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XIX—XXXIII

Tabuľka XIX

Nahor hrubnúci megacyklus s prevládajúcimi pelitmi a tenkými turbiditmi; na báze končí hrubými a hrubozrnnými pieskovecami.

Zárez: Breza—Námestovo.

Tabuľka XX

Amalgamáciou dvoch (troch?) gradačných vrstiev vzniká hrubá vrstva. Zložené zvrstvenie prezrádza, že vrstva sa utvorila viacerými nezávislými prúdmi.

Zárez: Breza.

Tabuľka XXI

Úplný vývoj intervalov spodnej paralelnej laminácie T_b a šikmého zvrstvenia T_c postupne z gradačnej vrstvy.

Lokalita: Jasenica.

Tabuľka XXII

Séria vzostupných čerín (T_c) leží s ostrým prechodom na masívne zvrstvenom pieskovci (T_a). Spodná paralelná laminácia sa nevyvinula, alebo je maskovaná.

Lokalita: Jasenica.

Tabuľka XXIII

Koncentrácia hrubej frakcie 4—5 cm nad bázou vrstvy. Obrátené gradačné zvrstvenie. Centrálny hrebeň Oravskej Magury.

Tabuľka XXIV

Imbrikácia plochých valúnikov s dlhou osou, paralelnou s prúdom. Prúd zľava. Centrálny hrebeň Oravskej Magury.

Tabuľka XXV

Útržok ílovca otáčaný po vrstve štrku sa oblepil valúnikmi. Obrnené ílovcové lopty prítomné v hrubozrnných pieskovcoch poukazujú na transport z miest bližších ku zdroju, kde prevládala akumulácia hrubých klastík.

Lom: Breza

Tabuľka XXVI

Roj ílovcových intraklastov, orientovaných dlhou osou po prúde. Prúd erodoval a vyštípil klasty z podložných ílovcov, ktoré boli už spevnené.

Lom: Breza

Tabuľka XXVII

Sled niekoľkých generácií stôp (po vlečení, kĺzaní a úprave tlakom).

Lom: Jasenica.

Tabuľka XXVIII

Sedimentárna vrása vznikla sklzávaním vrstiev po svahu. Vzdialenosť transportu bola malá. Os vrásky orientovaná kolmo na smer pohybu. Vrása modifikovaná tlakom.

Zárez cesty Breza.

Tabuľka XXIX

Zoophycus sp. vytvára široké ploché kruhové stopy s rozširujúcimi sa pravotočivými dráhami vo viacerých hladinách pieskovca. Pohľad zhora (z vrchu vrstvy).

Lokalita: Budín.

Tabuľka XXX

Zoophycus sp. Zreteľný centrálny kanálik priemeru 1.5 cm. Vybíhajúce laloky s rúrkou po okraji sú ľavotočivé. Pohľad zhora.

Lokalita: Kameňolom Cickov.

Tabuľka XXXI

Rhabdoglyphus, lúčovite z centra vybíhajúce rovné rúrky (75 cm) sa v pravidelných intervaloch nadurujú (vetvia). Rozšírenie pozorované len v turbiditoch.

Lokalita: Budín.

Tabuľka XXXII

Taphrhelminthopsis plana (Książkiewicz) s veľkými amplitúdami meandrov. Stopa má šírku 2 cm. Fosílna stopa na spodnej ploche turbiditu je obnažená eróziou ílovcov.

Lokalita: zárez cesty Breza.

Tabuľka XXXIII

Stopy neznámeho pôvodu v ílovcoch. Pôvodne oválne telieska boli usporiadané do kruhu.

Lokalita: Kameňolom Jasenica.

Hedviga Bystrická

Výskyt stredného oligocénu v paleogénnych sedimentoch Horehronia

4 fotogr. tabuľky (XXXIV—XXXVII)

Abstract. By geological investigations in the area of Horehronie in the years 1963—1966 the Middle Eocene—Lower Oligocene age of Tertiary sediments was determined (M. Pulec 1966) on the basis of fossils. Besides other fossils also calcareous nannoplankton was studied from the borehole P-16 Závadka n/Hronom. The nannoflora was examined by optical microscope and ranged to the Oligocene. The examination of calcareous nannoplankton by scanning electron microscope revealed rich nannoflora, monotonous in species in sediments from the depth of 68 m—14,8 m of the borehole. The nannoflora comprised the species *Discolithina lateliptica* Bálđi-Beke with scarce occurrences of the species *Reticulofenestra abisecta* (Müller) Roth. The assemblage was ranged in the Middle Oligocene, in the biozone NP 24-*Sphenolithus distentus*. The species representation and the way of preservation show that they lived in semi-littoral, partly desilinated sea.

Úvod

V rámci geologického štúdia vnútrokarpatských kotlín s terciárnou sedimentačnou výplňou bola v r. 1963—1966 riešená stratigrafia týchto sedimentov v oblasti Horehronia. Na základe makrofauny, mikrofauny, makroflóry a nanofosílií získaných z vrtných a povrchových vzoriek bol v študovaných súvrstviach dokázaný strednoeocénny až spodnooligocénny vek (M. Pulec a kol. 1966). Z vrtu P-16 Závadka n/Hronom (na S od obce asi 200 m na V od poľnej cesty — presná situácia je uvedená v práci H. Planderovej z r. 1973), bol v nej skúmaný okrem iných fosílnych skupín aj vápňitý nanoplanktón. Pomocou optického mikroskopu boli v sedimentoch z hĺbky 84—14,8 m zistené nanoasociácie, ktoré boli vyhodnotené ako oligocénne, bez presnejšieho stratigrafického zaradenia (H. Bystrická in M. Pulec 1966). V poslednej dobe bola z tohto vrtu znovu preskúmaná vápňitá nanoflóra, a to za pomoci riadkovacieho elektrónkového mikroskopu, čo umožnilo presnejšiu druhovú identifikáciu, a tým aj spresnenie stratigrafie sledovaných súvrství.

Charakteristika skúmaných spoločenstiev

Vzhľadom na súčasné možnosti ovzorkovania nebolo možné zrevidovať nanoplanktónové asociácie plynule zo všetkých hĺbok uvedených v pôvodnej správe. Nanoflóra bola revidovaná iba v hĺbke: 68, 58,5, 55,5, 52, 44—43, 39, 34,5, 31, 18,5, a 14,4 metrov.

Z jednotlivých hĺbok boli určené nasledujúce druhy:

Hĺbka v m	68	58,5	55,5	52	44—43	39	35,8	35	31	18,5	14,4
<i>Coccolithus</i>											
<i> eopelagicus</i>	1	1	1	1					1	1	1
<i>Coccolithus</i>											
<i> pelagicus</i>	3	3	2	1	1	1	1	1	1	1	1
<i>Cyclicargolithus</i>											
<i> floridanus</i>	1	1	1	1	1		1	1	1	1	
<i>Reticulofenestra</i>											
<i> lockeri</i>	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
<i>Discolithina</i>											
<i> lateliptica</i>	5	5	3	3	1		3	5	5	4	1
<i>Discolithina</i>											
<i> multipora</i>	1								1	1	1
<i>Isthmolithus</i>											
<i> recurvus</i>	1		1	1							
<i>Dictyococcites</i>											
<i> bisectus</i>			1	1	1	1	1	1	1	1	1
<i>Dictyococcites</i> cf.											
<i> hesslandi</i>			1								
<i>Braarudosphaera</i>											
<i> bigelowi</i>			1	1					5		
<i>Chiasmolithus</i> cf.											
<i> solitus</i>							1	1	1	1	1
<i>Discoaster</i>											
<i> adamanteus</i>							1				
<i>Discoaster</i>											
<i> barbadiensis</i>									1	1	
<i>Chiasmolithus</i>											
<i> altus</i>									1		
<i>Cyclococcolithus</i>											
<i> formosus</i>									1	1	
<i>Pontosphaera</i>											
<i> cornifera</i>									1	1	
<i>Zygrhablithus</i>											
<i> bijugatus</i>									1	1	
<i>Reticulofenestra</i>											
<i> umbilica</i>										1	
Kriedové formy		1	1			1	1		1		1

Čísla 1—5 udávajú relatívne zastúpenie jednotlivých druhov; 1 = ojedinele, 5 = masovo

Tabuľka nezachytáva skutočné druhové zloženie jednotlivých spoločenstiev. Nanoflóra je zväčša zle zachovaná, jedince sú rôzne silne korodované a pokryté vrstvičkou sekundárneho kalcitu, čo v mnohých prípadoch znemožňuje druhové určenie.

Bohaté, ale druhove monotónne spoločenstvá boli zistené v hĺbke 68, 58,5, 35, 31 a 18,5 metrov. Všetky sa vyznačujú bohatým až masovým výskytom druhu *Discolithina lateliptica* Baldi-Beke. V hĺbkach 68, 58,5 a 55,5 metrov je dosť početne zastúpený druh *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, v hĺbke 18,5 m druh *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival a v hĺbke 31 m sa objavuje množstvo pentalitov druhu *Braarudosphaera bigelowi* Gran et Braarud.

Veľmi zle zachované jedince, väčšinou neurčiteľné, poskytli jadrá z hĺbok 44—43, 39 a 14,4 metrov. Vo všetkých spoločenstvách sa vyskytovali redeponované eocénné druhy a u väčšiny aj kriedové.

Stratigrafické vyhodnotenie spoločenstiev

Druhové zloženie skúmaných asociácií jednoznačne poukazuje na oligocénny vek sedimentov. Druh *Discolithina lateliptica* Baldi-Beke je známy len z oligocénnych sedimentov. Jeho masový výskyt uvádza autorka druhu zo zóny NP24 *Sphenolithus distentus* v zmysle E. Martiniho (1971) a zaraďuje ju do kišcelu (=rupel). Na rozhraní kišcelu a nadložného egeru konštatuje prudký pokles tohto druhu (M. Baldi-Beke 1973). Príslušnosť nami skúmaných spoločenstiev do biozóny NP24 potvrdzujú aj ojedinelé výskyty druhu *Reticulofenestra abisecta* (Müller) Roth, ktorá je považovaná za vedúcu skamenelinu tejto biozóny v boreálnych vývinoch, kde sa sfenolity, indexové formy tropických vývinov, nevyskytujú (C. Müller 1970).

Nové stratigrafické zistenia dobre nadväzujú na výsledky O. Samuela (O. Samuel in M. Pulec 1966). Tento autor zistil vo vrte P-16 Závadka v hĺbke 80,5 m foraminiferové spoločenstvo, v ktorom dominujú tri druhy: *Anomalina* cf. *affinis* Hantken, *Eponides umbonatus* (Reuss) a *Bolivina beyrichi* Reuss. Ďalej sú význačne zastúpené: *Globigerina officinalis* Subbotina a *Bolivina antegressa* Subbotina. Z kvalitatívneho zloženia mikrofauny usudzuje na spodnooligocénny vek. Napriek tomu, že v nadložných vrstvách výskyt vrchnoeocénnych numulitov, na ktorých nie sú badateľné stopy opracovania, jeho zistenia spochybňuje, v priloženej tabuľke zaraďuje sedimenty vrty od hĺbky 80 m vyššie do spodného oligocénu.

Spodný oligocén, a to biozónu NP22 *Helicosphaera reticulata* indikujú aj spoločenstvá nanoflóry z hĺbok 84 a 71 m, v ktorých nebol zistený druh *Cyclococcolithus formosus* Kamptner (v správe z r. 1966 označený ako *Coccolithus* sp. 1). Tento druh mizne pri vrchnej hranici najspodnejšej oligocénnej biozóny NP21 *Ericsonia subdisticha*, resp. v južnejších vývinoch zasahuje až do biozóny NP22 (C. Cavelier 1975).

Pri paleoekologickom hodnotení skúmaných spoločenstiev boli zohľadnené tri ukazovatele: 1. druhové zloženie spoločenstiev, 2. kvantitatívne zastúpenie prítomných druhov, 3. spôsob zachovania.

1. Ako už bolo spomínané, hlavnú zložku skúmaných spoločenstiev tvorí druh *Discolithina lateliptica* Baldi-Beke. Zastupitele rodu *Discolithina*, podľa doterajších poznatkov, dávajú prednosť plytším až polopribrežným vodám. Za polopribrežný druh je považovaná aj *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud) Deflandre a *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre. Posledný, vzhľadom na holokokolitovú ultraštruktúru, sa pri sedimentácii vo väčších hĺbkach celkom rozpadáva. Z druhového zloženia teda vyplýva, že nanoflóra žila v plytších vodách.

2. Masový výskyt druhu *Discolithina lateliptica* Baldi-Beke potvrdzuje plytkovodnejší biotop, no nevysvetľuje rapidný pokles diverzity a taký rozkvet jediného druhu. Toto mohla najpravdepodobnejšie zapríčiniť zmena dvoch ekologických faktorov: pokles teploty alebo pokles salinity morskej vody. Prvý faktor sa nezdá pravdepodobným. Výraznejší pokles teploty by postihol asociácie rovnakého veku v širokom regionálnom rozsahu a odrazilo by sa to aj na súčasnej flóre, čo však nebolo konštatované (E. Planderová 1973, H. Bystrická 1979). Reálnejším sa zdá byť pokles salinity morskej vody, ktorý umožnil druhu *Discolithina lateliptica* Baldi-Beke okupovať biotop po vymiznutí stenohalinných druhov. Tomu nasvedčuje aj bohatý výskyt druhu *Braarudosphaera bigelowi* Gran et Braarud v hĺbke 31 m. Tento druh je tolerantný voči poklesu salinity morskej vody a jeho monospeciesové spoločenstvá sú známe dokonca z brakických sedimentov spodného sarmatu (H. Stradner 1960).

3. Pri sledovaní sedimentácie recentných kokolitov bolo dokázané u každého druhu postupné selektívne rozpúšťanie. Rozpúšťanie každého druhu je funkciou jeho skeletálnej ultraštruktúry. Selektívne odstránenie skeletárnych elementov u heterokokolitov prebieha v postupnej sekvencii. Holokokolity sú ľahko rozpustné, preto sa v oceánskych sedimentoch vyskytujú len výnimočne. Na základe zmien v rezistencii, a tým aj stupňa a spôsobu rozpúšťania jednotlivých typov vápnitej nanoflóry, bolo možné vymedziť v súčasných oceánoch určité hĺbkové zóny, ktoré možno čiastočne aplikovať aj na fosilne spoločenstvá (M. Schneidermann 1977).

Na jedincoch zo skúmaných sedimentov, napriek zlému spôsobu zachovania, nepozorujeme deštruktívne zmeny takého typu, ktoré by boli dôsledkom klesania do veľkých hĺbok. U plakolitov sú zachované oba disky, podobne bývajú zachované centrálné mriežky a krížové mostíky, ktoré pri selektívnom rozpúšťaní postupne vypadávajú. Naopak, plakolity bývajú pokryté vrstvičkou sekundárneho kalcitu, čo je výsledkom práve opačného procesu. Nekrocenóza vápnitého nanoplanktónu musela teda sedimentovať v prostredí nie podsaturovanom, ale presýtenom CaCO_3 , do ktorého sa CaCO_3 dostával nielen z vápnitých schránok odumretých živočíchov,

ale bol splavovaný aj z kontinentu. Takéto pomery bývajú obvykle v polopribežných vodách.

Spôsob zachovania teda tiež indikuje polopribežný biotop nanoflóry.

Porovnanie s inými asociáciami

Vápnitá nanoflóra zo študovaných súvrství je vekove korelovateľná s nanoflorou z lokality Kordíky z Banskobystrickej kotliny (H. Bystrická 1979a, b). Výrazne sa však od tejto líši zastúpením autochtónnych druhov a množstvom redeponovaných jedincov. Kým tanatocenóza od Kordíkov sa vyznačovala väčšou diverzitou a zastúpením druhov typických pre boreálny vývin bavorskej spodnej molasy (C. Müller 1973), ako aj množstvom redeponovaných kriedových a eocénnych druhov, tanatocenózy z vrtu P-16 Závadka n/Hronom sú veľmi podobné nanoflore kišcelu z lokality Novaj v Maďarsku (M. Báldi-Beke 1973). Táto podobnosť by mohla poukazovať na existenciu spojenia budínskeho mora s vnútrokarpatským aj počas stredného oligocénu.

Záver

Pri prehodení vápnitej nanoflóry z vrtu P-16 Závadka n/Hronom boli v hĺbke 68—14,4 m zistené tanatocenózy s masovým výskytom druhu *Discolithina lateliptica* Báldi-Beke a ojedinelými jedincami druhu *Reticulofenestra abisecta* (Müller) Roth, ktoré boli zaradené do stredného oligocénu, a to do biozóny NP24 — *Sphenolithus distentus*.

Z kvalitatívneho a kvantitatívneho zastúpenia prítomných druhov, ako aj zo spôsobu zachovania sa usudzuje, že nanoflóra pochádza z polopribežných, mierne vysladených, pomerne teplých morských vôd.

Nápadná podobnosť vápnitého nanoplanktónu s nanoflorou kišcelu (=rupelu) z lokality Novaj v Maďarsku naznačuje spojenie budínskeho mora s vnútrokarpatským aj počas stredného oligocénu.

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

- BÁLDI-BEKE, M.—BÁLDI, T. 1973: A novaji tipusszelvény (kiscellien-egerien nannoplanktonja és makrofaunája. Földtani Közlöny, 104, Budapest, 60—88.
- BYSTRICKÁ, H. 1979a: Middle Oligocen calcareous nannoplankton in the Banskobystrická kotlina (depression). Západné Karpaty, sér. paleont. 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—145.

- BYSTRICKÁ, H. 1979b: Rupelian in the Banská Bystrica basin. Geol. Zbor., Geologica Carpathica 30, 1, Bratislava, 109—122.
- CAVELIER, C. 1975: Le diachronisme de la zone à *Ericsonia subdisticha* (Nannoplankton) et la position de la limite éocène-oligocène en Europe et en Amérique du Nord. Bulletin du B.R.G.M. (deux série), IV, 3, Orléans, 201—225.
- MARTINI, E. 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton Zonation. Proceeding of the II Planktonic Conference, Roma 1970. Edizioni Tecnoscienza, Roma, 738—785.
- MÜLLER, C. 1970: Nannoplankton-Zonen der Unteren Meeresmolasse Bayerns. Geologica bavarica 63, München, 107—117.
- PLANDEROVÁ, E. 1973: Nové poznatky o veku centrálnokarpatského paleogénu Horehronia. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 259—272.
- PULEC, M. 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 4372.
- SCHNEIDERMANN, N. 1977: Selective Dissolution of Recent Coccoliths in the Atlantic Ocean. Oceanic Micropaleontology 2, Academic Press, London, 1009—1053.
- STRADNER, H. 1960: Über Nannoplankton-Invasionen im Sarmat des Wiener Beckens. Erdbezeit-schr. 76, 12, Wien, 430—432.

Vysvetlivky k tabuľkám XXXIV—XXXVIII

Tabuľka XXXIV

- Obr. 1 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, kokosféra, hĺbka 55,5 m, zváč. 7000×
- Obr. 2 *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud) Deflandre, hĺbka 55,5 m zváč. 6000×.
- Obr. 3, 4, 5 *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, distál. str., hĺbka 35 m, 14,4 m, 39 m, zváč. 4000×, 4500×, 4000×.
- Obr. 6 *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, proximál. str., hĺbka 18,5 m, zváč. 4000×.

Tabuľka XXV

- Obr. 1—7 *Discolithina lateliptica* Báldi-Beke, proximál. str., hĺbka 31 m, 31 m, 31 m, 31 m, 55,5 m, 31 m, 35 m, zváč. 4500×, 4500×, 4500×, 4500×, 4500×, 5000×.
- Obr. 8—17 *Discolithina lateliptica* Báldi-Beke, distál. str., hĺbka 35 m, 35 m, 35 m, 52 m, 68 m, Zväč. 5000×, 4500×, 5000×, 5000×, 3500×.

Tabuľka XXXVI

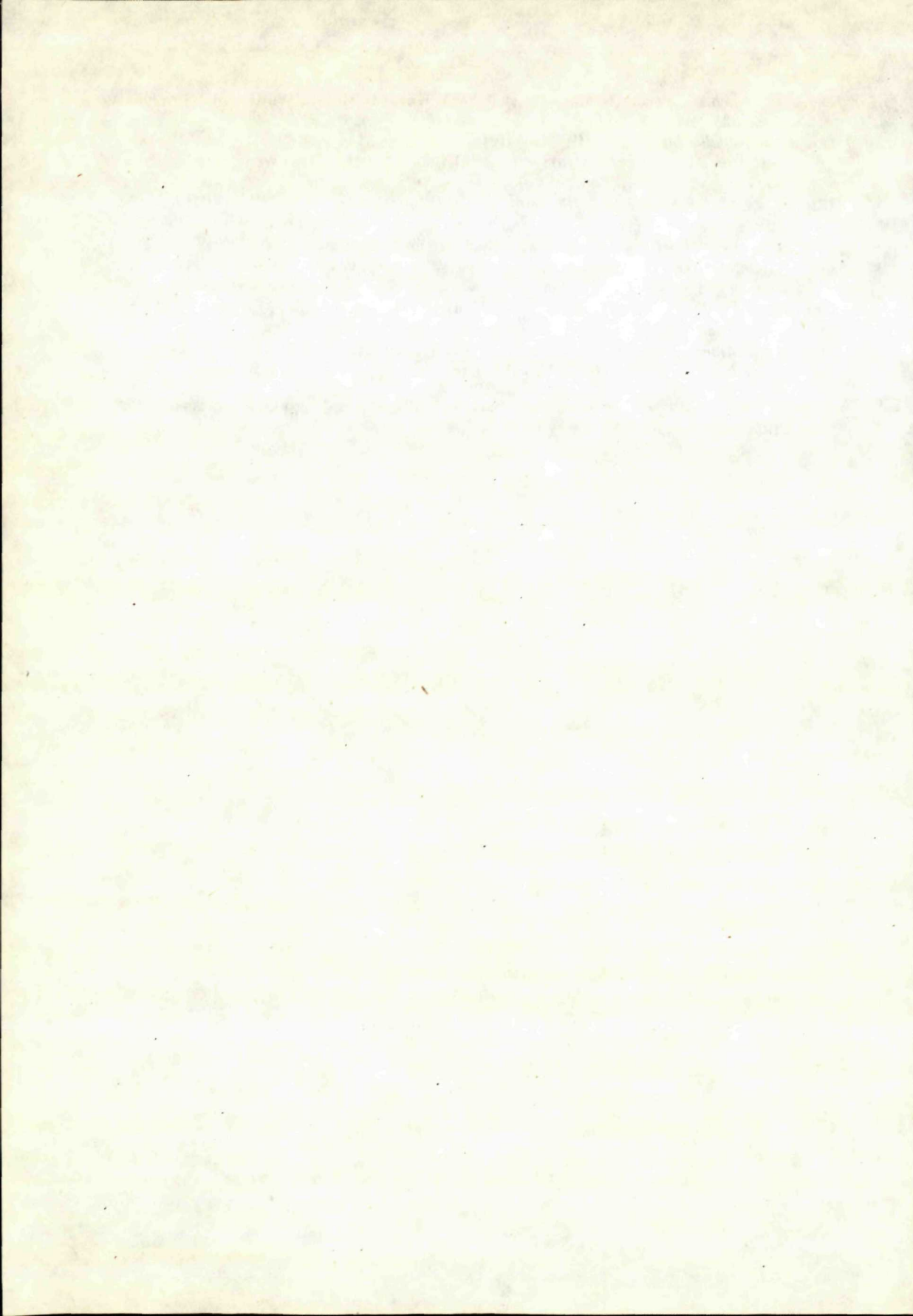
- Obr. 1, 2 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, distál. str, hĺbka 68 m, 14,4 m, zváč. 4000×3500×.
- Obr. 3, 4, 6, 12 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller distál. str., hĺbka 31 m, 35,8 m, 18,5 m, 68 m, zváč. 5000×, 4500×, 4500×, 5000×.
- Obr. 5, 8 *Reticulofenestra lockeri* Müller, distál. str., hĺbka 35,8 m, 31 m, zváč. 5000×, 5000×.
- Obr. 7, 10 *Reticulofenestra abisecta* (Müller) Roth, distál. str., hĺbka 31 m, 35,8 m, zváč. 4250×, 3750×.
- Obr. 9 *Reticulofenestra lockeri* Müller, proximál. str., hĺbka 59,8 m zváč. 5000×.
- Obr. 11 *Discolithina cf. multipora* (Kamptner) Martini, distál, str., hĺbka 18,5 m, zváč. 5000×.

Tabuľka XXXVII

- Obr. 1 *Discoaster adamanteus* Bramlette et Wilcoxon, hĺbka 35,8 m, zváč. 5000×.

- Obr. 2 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Riedel) Hay, Mohler et Wade, distál. str., hĺbka 52,8 m, zváč. 3500×.
- Obr. 3 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre, hĺbka 31 m, zváč. 2000×
- Obr. 4, 5 *Chiasmolithus cf. solitus* (Bramlette et Sullivan) Hay, Mohler et Wade, distál. str., hĺbka 31 m, 31 m, zváč. 5000×, 3500×
- Obr. 6 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre, bazálna časť, hĺbka 31 m, zváč. 6000×
- Obr. 7 *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, distál. str., hĺbka 31 m, zváč. 3000×.
- Obr. 8 *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, distál. str. jedinec pokrytý kryštálkami sekundárneho CaCO₃, ktoré miestami spĺývajú v kompaktnú vrstvičku. Hĺbka 35,8 m, zváč. 4000×.
- Obr. 9 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, proximál. str. hĺbka 35,8 m, zváč. 5000×.
- Obr. 10 *Pontosphaera cornifera* Lehotayová distál. str., hĺbka 35 m, zváč. 4000×.
- Obr. 11 *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, distál. str., hĺbka 31 m, zváč. 5000×.
- Obr. 12 *Arkchangeliskiella cymbiformis* Vekshina, proximál. str., hĺbka 31 m, zváč. 4000×.

Všetky fotografie boli vyhotovené na riadkovacom elektrónovom mikroskope v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave. Operátori: K. Šebor — M. Švec.



Zoltán Schmidt

Biostratigrafia kvartérnych sedimentov v profile sondy MH-1 v Malej nad Hronom (Podunajská nížina)

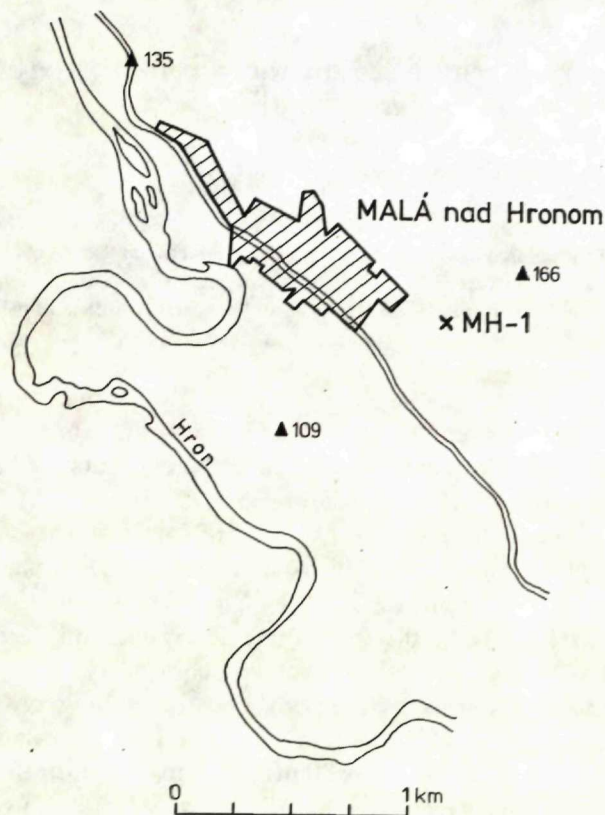
3 obr., 3 fotografické tabuľky (XXXVIII—XL), anglické resumé

Abstract. The author presents information for the purposes of paleogeographical synthesis of regional Quaternary-geological research in the southeastern part of the Podunajská nížina lowland. Discussed is the existence of two large Pleistocene cycles in loesses covering the Riss terrace of the Hron river. Fauna was found in kataglacial (loess) phase of the Late Riss and indicates sediments of the Würm glacial and of the Holocene.

V rámci kvartérno-paleontologického výskumu r. 1971 som kopal sondu v hlinisku tehelne v Malej nad Hronom. Tehelňa sa nachádza asi 250 m jv. od obce („Kalvária“) v sprašovom komplexe na jz. okraji Zalabského chrbta Ipeľskej pahorkatiny, ktorá tvorí východný okraj Podunajskej nížiny (E. Mazúr—M. Lukniš 1980). V odkryve vystupuje súvrstvie spraší s fosílnymi pôdami a piesčitých štrkov o hrúbke vyše 22 m, pričom báza odkryvu leží v úrovni približne 118 m n.m.

V profile sondy MH-1 som rozlíšil nasledovný vrstevný sled: Vo vrchnej etáži ťažobnej steny (MH-1/I.) od 0,00 do 1,10 m je pôdny horizont (černozem). Pod ním do hrúbky 3,70 m je spraš — svetlá, sivožltá, prachovitá (typická). V hĺbke od 3,70 do 4,60 m prechádza spraš do fosilnej pôdy a zemina tejto vrstvy sa javí ako hlina hnedočiernej farby. Od 4,60 do 5,20 m sa už markantne ukazuje fosilný pôdny horizont — vo vrchnej časti (4,60—4,80 m) ako hlina hnedočierna, v spodnej časti (4,80—5,20 m) ako hlina prachovitá, hnedá, ťakatá. V podloží uvedenej hnedozeme, do hĺbky 11,00 m je opäť spraš. Najprv svetlá, sivožltá, s vápnitými konkréciami do hĺbky 6 m, potom svetlá, žltá. R. Halouzka (ústna informácia) videl v strede tohto sprašového horizontu (6,80—7,90 m) náznaky padogenézy. V hĺbke 11,00 do 12,50 m je hlina ďalšieho, hnedozemného, fosilného pôdneho horizontu, v ktorom Halouzka v polohe 11,80—12,10 m rozlíšil hnedozemný pôdny splach. Pod touto fosílnou pôdou sa v hĺbke od 12,50 do 12,90 m nachádza vrstva hlíny prachovitej (sprašovitej). Potom už nasleduje hrubý horizont hlíny tmavej až čiernej (černozem), do hĺbky 14,30 m. V spodnej etáži ťažobnej steny (MH-1/II.) som ho mohol sledovať v hĺbke od 3,00 do 4,40 m (pod povrchom terénu tejto steny). Aj tu, v jeho

nadloží, bola spráš až k povrchu terénu spodnej časti hliniska tehelne, t. j. tri metre hrubý sprašový horizont, svetlý, sivožltý, na báze (2,90—3,00 m) s konkréciami CaCO_3 . V tomto sprašovom horizonte, od povrchu terénu spodnej etáže ťažobnej steny hliniska do hĺbky 1,10 m ide o splach so slabo vyvinutou černozeomou. Spraš



Obr. 1. Lokalizácia sondážneho profilu MH-1 v Malej nad Hronom

žltohnedá, s vápnitými konkréciami, je tu aj v hĺbke od 4,40 do 5,00 m. Pod ňou je slabý nivný horizont piesčitých prachov sivej farby (5,00—5,15 m). Nasleduje vrstva fluviálnych pieskov (5,15—6,25 m), najprv hrdzavohnedej (5,15—5,25 m), potom žltej farby (5,25—6,25 m). R. Halouzka rozlíšil v podloží týchto pieskov asi 20—25 cm vrstvu fluviálnych piesčitých prachov (s polohou pieskov so štrkami). Potom už v profile sondy MH-1/II. vystupovali fluviálne piesčité štrky prerušované vrstvičkami hrdzavohnedej alebo sivohrdzavého piesku (6,50—8,58 m).

Mäkyše v typovom profile sondy MH-1 v Malej nad Hronom patria 15 čeľadiam, jednak z triedy *Gastropoda* (*Valvatidae*, *Thiaridae*, *Lymnaeidae*, *Planorbidae*, *Cochlicopidae*, *Vertiginidae*, *Chondrinidae*, *Pupillidae*, *Valloniidae*, *Enidae*, *Succineidae*, *Zonitidae*, *Clausiliidae*, *Helicidae*) a z triedy *Bivalvia* (*Sphaeriidae*).

Kvalitatívno-quantitatívna analýza malakofauny je nasledovná:

1. <i>Valvata pulchella</i> (Stud.)	0,39 %
2. <i>Fagotia acicularis</i> (Fér.)	0,13 %
3. <i>Lymnaea palustris</i> (Müll.)	0,26 %
4. <i>Lymnaea truncatula</i> (Müll.)	0,13 %
5. <i>Lymnaea peregra</i> f. <i>peregra</i> (Müll.)	5,78 %
6. <i>Lymnaea peregra</i> f. <i>ovata</i> (Drap.)	6,04 %
7. cf. <i>Lymnaea</i> sp.	0,13 %
8. <i>Planorbarius corneus</i> (L.)	1,03 %
9. <i>Planorbis planorbis</i> (L.)	4,24 %
10. <i>Anisus spirorbis</i> (L.)	0,51 %
11. <i>Anisus</i> cf. <i>spirorbis</i> (L.)	1,29 %
12. <i>Anisus leucostomus</i> (Mill.)	0,51 %
13. <i>Gyraulus acronicus</i> (Fér.)	3,21 %
14. <i>Cochlicopa lubrica</i> (Müll.)	0,13 %
15. cf. <i>Cochlicopa nitens</i> (Gall.)	0,13 %
16. <i>Columella columella</i> (Mart.)	1,80 %
17. <i>Vertigo pseudosubstriata</i> Lžk.	0,13 %
18. <i>Vertigo parcedentata</i> (A.Br.)	0,26 %
19. <i>Abida frumentum</i> (Drap.)	0,26 %
20. <i>Pupilla triplicata</i> (Stud.)	2,06 %
21. <i>Pupilla muscorum</i> (L.)	6,04 %
22. <i>Pupilla</i> cf. <i>muscorum</i> (L.)	0,26 %
23. <i>Pupilla muscorum densegyrata</i> Lžk.	3,34 %
24. <i>Pupilla sterri</i> (Vth.)	0,77 %
25. <i>Pupilla loessica</i> Lžk.	16,71 %
26. cf. <i>Pupilla loessica</i> Lžk.	0,26 %
27. <i>Vallonia pulchella</i> (Müll.)	2,57 %
28. <i>Vallonia tenuilabris</i> (A.Br.)	2,83 %
29. cf. <i>Vallonia tenuilabris</i> (A.Br.)	0,26 %
30. cf. <i>Vallonia</i> sp.	0,13 %
31. <i>Chondrula tridens</i> (Müll.)	0,64 %
32. <i>Succinea putris</i> (L.)	0,39 %
33. <i>Succinea oblonga</i> Drap.	29,18 %
34. cf. <i>Oxyloma elegans</i> (Ris.)	0,26 %
35. <i>Catinella arenaria</i> (B.-Ch.)	0,51 %
36. <i>Catinella</i> seu <i>Succinea</i>	0,13 %
37. <i>Perpolita hammonis</i> (Ström.)	0,26 %
38. <i>Vitrea crystallina</i> (Müll.)	0,13 %
39. <i>Clausilia dubia</i> Drap.	0,77 %
40. cf. <i>Clausilia</i> sp.	0,13 %

41. <i>Helicopsis striata</i> (Müll.)	3,47 %
42. cf. <i>Helicopsis striata</i> (Müll.)	0,26 %
43. <i>Monachoides rubiginosa</i> (A.Sch.)	0,13 %
44. <i>Trichia</i> cf. <i>hispida</i> (L.)	0,39 %
45. cf. <i>Trichia hispida</i> (L.)	0,13 %
46. cf. <i>Trichia</i> sp.	0,13 %
47. <i>Helicidae</i> div. sp.	0,90 %
48. cf. <i>Helicidae</i> div. sp.	0,26 %
49. <i>Helicidae</i> sp.	0,13 %
50. <i>Pisidium</i> sp.	0,26 %

Vyhodnotenie rozmanitých vzťahov a závislostí medzi určitým druhom kvartérnych mäkkýšov alebo asociáciou a prírodným prostredím, ktoré ich obklopuje, vychádza z kritérií, ktoré vo svojich prácach zhrňuje V. Ložek (1955, 1956, 1964). Osobitne ich aplikujeme pri každom zistenom druhu na tabuľke malakozoologických nálezov vo vzorkách sedimentov v profile sondy MH-1. Predstavu o celkovom charaktere biotopu a v širšom zmysle o oblastnom ráze podnebia dostaneme zo syntézy analyzovaných kritérií percentuálneho zastúpenia ekvivalentných biotopov vo vrstvách sondy.

Prítomnosť ponticko-meridionálneho prvku *Chondrula tridens* (Müll.) v prvej vzorke (0,00—0,30 m), predstavuje jednotný stepný (S) biotop (suché slnečné stanovište bez drevín). Vlhkomilný, eurosibírsky druh *Succinea oblonga* Drap., z druhej vzorky (0,30—0,50 m), má veľké nároky na vlhkosť (V), no nie na mokrý biotop.

Sediment tretej vzorky (0,50—1,10 m) bol z faunistického hľadiska negatívny.

Vzorky 4,5,6,7 (1,10—4,6 m) predstavujú z ekologického aspektu ucelený komplex fauny sprasovej stepi, otvorených stanovišť bez drevín (O); druhov s veľkým ekologickým rozpätím, od vhlhších lúk po step. Lesu však vyhýbali. Významným ekologickým faktorom tohto faunistického spoločenstva je vlhkomilný prvok *Succinea oblonga* Drap., ktorý nepodmieňuje natoľko označenie biotopu v týchto vzorkách, ale uplatňuje skôr nárok na vlhkosť podnebia vôbec. Na obraze zloženia biotopov v uvedených vrstvách sondy vrchnej etáži hliniska tehefne v Malej nad Hronom vidíme, ako spoločne postupne narastá zložka druhov stepných biotopov (S) a biotopu otvoreného rázu krajiny (O) smerom do podložia. Ako sa tým istým smerom znižuje nárok na vlhkosť tak, že v siedmej vzorke (3,70—4,60 m) už biotopy označené ako S a O majú absolútnu prevahu; prevládajú druhy stepného biotopu — *Chondrula tridens* (Müll.) a *Helicopsis striata* (Müll.). Konštatujeme silné ochladenie podnebia počas tvorby sedimentu tejto vzorky a studené, spočiatku mierne vlhké podnebie v období vzniku sedimentu šiestej vzorky (2,90—3,70 m), neskôr vlhšie (piata vzorka: 2,00—2,90 m) až vlhké (štvrtá vzorka: 1,10—2,00 m) podnebie. Zjavná je existencia mezofilného druhu, palearktického prvku *Perpolita hammonis* (Ström) v šiestej vzorke (2,90—3,70 m), ktorý

nielenže poukazuje na vlhkú fázu — v našom prípade jej nástup — studeného obdobia, ale spolu so stredo európskym elementom *Clausilia dubia* Drap. predpoklad stredne vlhkého biotopu opodstatňuje a nevyklučuje ani blízkosť lesa, najskôr však možnosť skalného stanovišťa.

Ôsma (4,60—4,80 m) a deviata vzorka (4,80—5,20 m) neobsahovali schránky fosílnych mäkkýšov.

Faunistický komplex desiatej (5,20—5,50 m), a jedenástej (5,50—6,00 m) vzorky tvorí jadro vrchných spraší v odkryve hliniska teheľne. Z ekologického hľadiska poukazuje na jednotný charakter biotopu sprašovej stepi, otvoreného rázu krajiny. Druhy stepného biotopu mali mizivé zastúpenie, najmä v jedenástej vzorke (5,50—6,00 m) a v dvanástej vzorke (6,00—6,80 m). Chýbajú v desiatej vzorke (5,20—5,50 m). Podnebie pomáha charakterizovať existencia a vysoká populácia chladnomilných druhov pupíl v dvanástej vzorke — *Pupilla loessica* Lžk., *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk., potom aj holarktický prvok *Columella columella* (Mart.). Bola suchá a studená klíma. Poukazuje na ňu aj prítomnosť stredo európskeho prvku *Helicopsis striata* (Müll.) a menšie percento vlhkomilného druhu — eurosibírskeho elementu *Succinea oblonga* Drap. V jedenástej vzorke (5,50—6,00 m) dosiahla *Succinea oblonga* Drap. najväčšiu populáciu zo všetkých svojich výskytov v sonde MH-1 vôbec. V tomto prípade to znamená zvýšenie vlhkosti ovzdušia v období vzniku tohto sedimentu, čo smerom do nadložia môže byť tiež smerodajné, napriek mizivému zastúpeniu druhov v desiatej vzorke (5,20—5,50 m).

Sediment trinástej vzorky (6,80—8,00 m) neobsahoval malakofaunu.

Na základe determinácie — *Helicidae* div. sp. v štrnásť vzorke (8,00—9,00 m) klasifikujeme túto vrstvu ako ekologický nevýrazný.

Na suché a studené podnebie poukazuje prítomnosť druhov stepného biotopu (S) a druhov otvorených stanovišť, bez drevín (O) v pätnásť (9,00—10,00 m) a šesťnásť (10,00—11,00 m) vzorke. Prvé v pätnásť vzorke, predstavujú šesťdesiatpercentné zastúpenie, v šesťnásť vzorke iba dvadsaťpercentné zastúpenie. Druhé sú v pätnásť vzorke zastúpené dvadsiatimi percentami a v šesťnásť vzorke až osemdesiatimi percentami. Nenecháme bez povšimnutia ani prítomnosť druhov stredne vlhkého biotopu (M) a barinného biotopu (B) v sedimente pätnásť vzorky (9,00—10,00 m). Išlo o lokálny charakter zvlhčenia terénu, na čo poukazuje palearktický prvok *Anisus leucostomus* (Mill.) v blízkosti lužného lesa, ktorý indikuje *Trichia* cf. *hispidus* (L.).

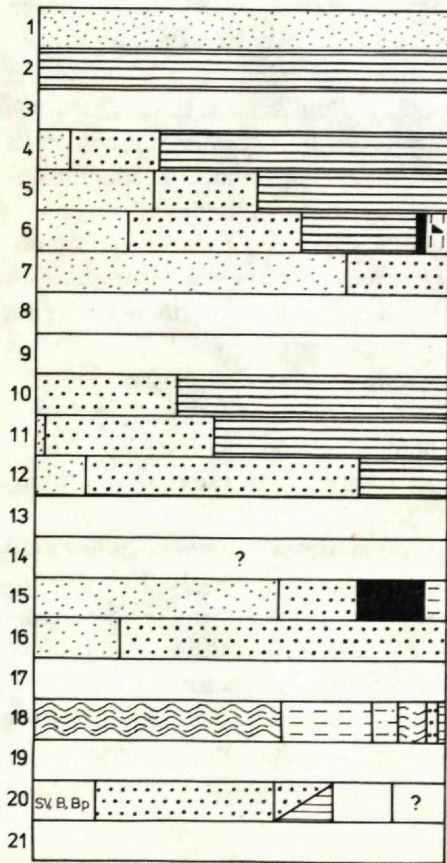
Sedemnásta vzorka (11,00—11,80 m) neobsahovala faunu.

Zo zloženia malakofauny v osemnásť vzorke (11,80—12,10 m) vidíme, že ide o sediment, ktorý sa vytváral v akvatickom prostredí, v biotope stojatých vôd na väčších plochách. Rôznosť označenia zistených biotopov predstavuje nasledovné percentuálne hodnoty: SV (jazerá, stojaté vody), TV (tečúce vody, potoky a rieky) 62,66 %; B (bariny, močiare) 21,34 %; Bp (periodické bariny) 5,33 %; SV 8 %. Je prirodzené, že sa v tejto vzorke vyskytol aj eurosibírsky prvok *Succinea oblonga*

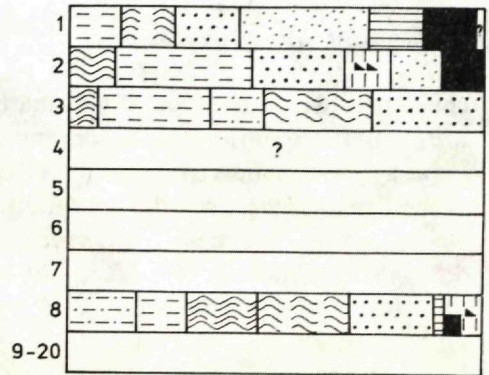
Drap., ktorý má amfibický spôsob života. Predpokladá zvýšenie vlhkosti, je náročný na vlhkosť, hoci sa uživí aj na suchšom mieste, napríklad v lese alebo v háji. Nemohol žiť vo vodnom prostredí. Signalizuje preto blízkosť vlhkého, lužného lesa. Ani holarktický prvok *Vallonia pulchella* (Müll.) nenaruša celkovú ekologickú diagnózu tejto vrstvy, lebo vyhľadáva skôr barinné prostredie. Preto ho nachádzame aj v limnických usadeninách.

Devätnásta vzorka (12,10—12,50 m) bola faunisticky sterilná.

Percentom zastúpenia biotopov v dvadsiatej vzorke (12,50—12,90 m) prevláda

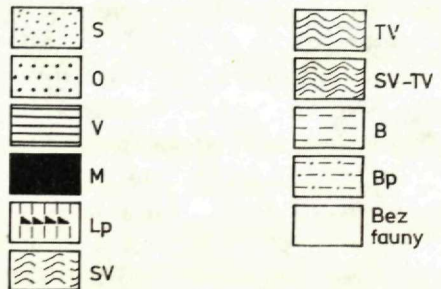


MH - 1/I.



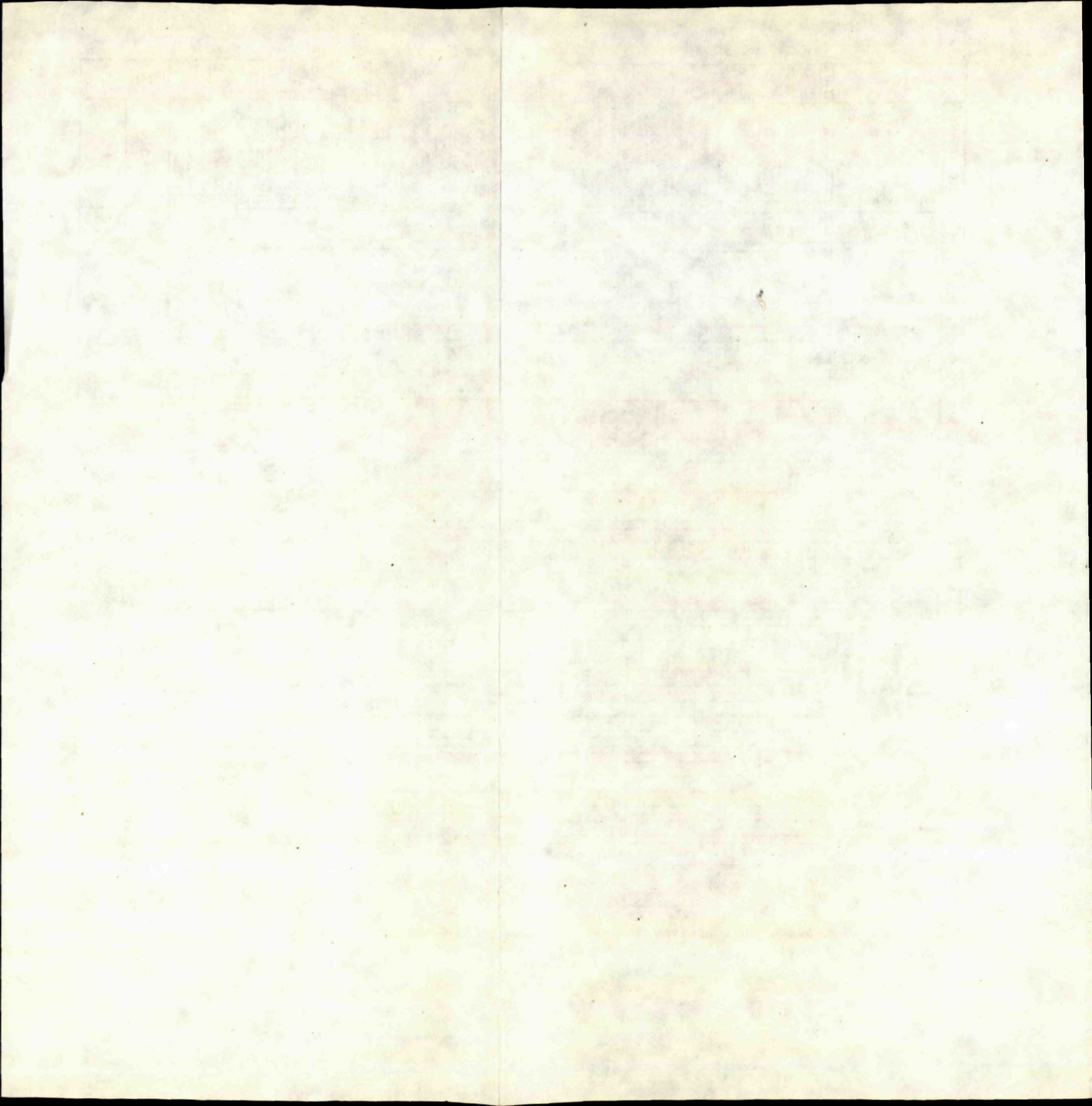
MH-1/I.

VYSVETLIVKY



Obr. 2. Percentuálne zastúpenie prvkov zhodných biotopov v jednotlivých vzorkách profilu sondy MH-1 v Malej nad Hronom

Vysvetlivky k obrazu a k tab. 1: S — step, O — otvorená krajina bez drevín, V — vlhkomilné prvky, M — mezofilné prvky, Lp — stredne vlhké biotopy (častočne v lese, častočne na skalných stanovištiach), SV — jazerá a stojaté vody, TV — rieky, B — močiare, Bp — periodické bariny, ++ — typické sprašové druhy, + — sprašové druhy, (+) — druhy objavujúce sa lokálne v sprašovom spoločenstve, × — vyhynuté druhy.



biotop otvoreného rázu krajiny, bez drevín (O, resp. O—V), od vlhších lúk po step (57,15 %). Akvatickému životnému prostrediu (SV, B, Bp) prislúcha 14,29 %. Rovnakým percentom je zastúpený aj mezofilný biotop (M). To isté percento zastúpenia v prípade nálezu *Helicidae* sp. oprávňuje iba hypoteticky predpokladať jeden z už uvedených biotopov, alebo iný biotop. Zo zloženia malakofauny v tejto vzorke (tab. 1) môžeme usúdiť, že ide o výrazné ochladenie s vlhším výkyvom, ktoré podmienilo vznik močaristého prostredia, barín otvorenej krajiny v blízkosti rieky.

Z hľadiska obsahu paleontologického materiálu je dvadsiata prvá vzorka (12,90—14,30 m) negatívna.

O suchom chladnom podnebí s rôznou intenzitou relatívne teplejších, najmä však vlhkých výkyvov svedčí druhové zloženie malakofauny v sedimentoch prvej, druhej, tretej a štvrtej vzorky v spodnej etáži ťažobnej steny sondy MH-1 (0,00—2,50 m) a pomer akvatických a suchozemských biotopov. Jedno i druhé sa v jednotlivých horizontoch výrazne mení. Prvú vzorku (0,00—0,50 m) charakterizuje prevaha suchozemskej malakofauny, menovite takých druhov ako je meridionálny prvok *Abida frumentum* (Drap.), pontickomeridionálny element *Chondrula tridens* (Müll.) a stredoeurópsky prvok *Helicopsis striata* (Müll.), ktoré svorne dokumentujú suchú klímu, nad druhmi žijúcimi vo vodnom prostredí — palearktickým prvkom *Anisus leucostomus* (Mill.), holarktickým (a boreo-alpínskym) prvkom *Gyraulus acronicus* (Fér.); druhá vzorka (0,50—0,80 m) začína mať prevahu akvatickej fauny. Prítomnosť holarktického elementu *Cochlicopa lubrica* (Müll.) celkom zreteľne poukazuje na pomerne teplejšiu, najmä však vlhšiu fázu chladného obdobia, o ktorom nás presvedča predovšetkým prítomnosť eurosibírskeho prvku *Monachoides rubiginosa* (A.Sch.) v tejto vzorke. Nález ulity uvedeného druhu kochlikopy nevylučuje ani existenciu lužného lesa, najmä keď si k tejto úvahe priberieme aj nález klauzúlie v tejto vzorke. Prítomnosť pontického prvku *Fagotia acicularis* (Fér.) je tu nepresvedčivá. Ulita sem akiste spadla z holocénnych sedimentov.

Sedimenty tretej vzorky (0,80—2,00 m), s malým percentom zastupiteľov otvorených stanovišť bez drevín, už nemôžeme inakšie diagnostikovať — najmä keď ide o taký druh ako je atlantický element *Catinella arenaria* (B.-Ch.) — ako že sa vytvárali vo výlučne akvatickom prostredí stojatých vôd, v limnickom prostredí v blízkosti vodného toku. Toto dôvodenie potvrdzujú palearktické prvky *Planorbis planorbis* (L.), *Oxyloma elegans* (Ris.) *Anisus spirorbis* (L.), holarktický (a boreoalpínsky) element *Gyraulus acronicus* (Fér.) a eurosibírsky prvok *Succinea putris* (L.). Uvedené druhy fosílnych mäkkýšov z tejto vzorky nepochybne signalizujú silné ochladenie a vlhkú fázu vo vývoji kvartérnych sedimentov.

Vzorky 5, 6, 7 (2,50—4,40 m) boli faunisticky sterilné.

Kvalitatívna analýza fosílnych mäkkýšov ôsmej vzorky (4,40—5,00 m) nepripúšťa obchádzanie, hoci aj menšinového zastúpenia eurosibírskeho prvku *Valvata pulchella* (Stud.) a *Pupilla* cf. *muscorum* (L.), potom aj stredoeurópskeho elementu *Clausilia dubia* Drap. a európskeho prvku *Vitrea crystallina* (Müll.). Presvedčivo

totiž doplnia ekologickú diagnózu spolu s vodnou faunou, ktorá má prevahu v malakofaunistickej reprezentácii sedimentu uvedenej vzorky. Sediment vznikol v limnickom prostredí studeného obdobia. O biotope stojatých vôd a močiarov, periodických barín, svedčí prítomnosť takých druhov ako je holarktická *Lymnaea palustris* (Müll.), eurosibirsky *Planorbarius corneus* (L.), palearktické elementy *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus spirorbis* (S.) a *Anisus leucostomus* (Mill.) alebo holarktický (a boreo-alpínsky) prvok *Gyraulus acronicus* (Fér.). Európske elementy *Valvata pulchella* (Stud.) a *Vitrea crystallina* (Müll.) nevyklučujú existenciu vlhkého lužného lesa. Ani nález holarktického prvku *Pupilla cf. muscorum* (L.) neodporuje nášmu tvrdeniu. Hoci poukazuje na blízkosť otvoreného rázu krajiny, môže jestvovať aj vo vlhšom prostredí, hlavne však v podmienkach chladnej klímy, ktorú znáša aj stredoeurópsky prvok *Clausilia dubia* Drap., druh, ktorý lokálne nájdeme aj v sprasiach, hoci prevažne žije na vlhkých skalách a na kameňoch stromov vlhkého lesa.

Sonda MH-1 v hlinisku tehelne v Malej nad Hronom zreteľne ukázala vrstevný sled sedimentov, takže okrem ich makrolitologického vyhodnotenia a ekologického vyhodnotenia mäkkýšov, predkladáme ich biostratigrafickú interpretáciu.

Faunistické súbory dvoch sprašových komplexov predeľuje výrazný interglaciálny, fosílny pôdny horizont černoziemný. Vo vrchných etážach ťažobnej steny (MH-1/I.) je v hĺbke od 12,90 do 14,30 m. V spodnej etáži ťažobnej steny (MH-1/II.) sa nachádza v hĺbke 3,00—4,40 m. Fauna v ňom nebola zistená. Je to ris-würmský pedokomplex, na báze ktorého R. Halouzka (ústna informácia) rozlíšil aj hnedý „B“ horizont pôdy.

V nadloží ris-würmského pôdneho horizontu (0,00—12,90 m) môžeme na základe stratigrafickej interpretácie fauny mäkkýšov rozlíšiť úplný sled štádiálnych a interštádiálnych období würmského glaciálu. Zo zloženia malakofauny dvadsiatej vzorky (12,50—12,90 m) a na základe jej predošlého ekologického vyhodnotenia vidíme, že hlina prachovitá (sprašovitá) sa utvárala v období výrazného ochladenia a pomerne suchšej fázy, čo je obvyklým javom prvého würmského štádiálu (W_1). Sediment obsahoval také druhy, ktoré sa prednostne vyskytujú v teplých obdobiach — *Vallonia pulchella* (Müll.) aj *Lymnaea truncatula* (Müll.), ale ich nachádzame aj v usadeninách studených období. Podobne je to aj s holarktickým prvkom *Pupilla muscorum* (L.), ibaže tento žije prednostne v chladnejšom podnebí. Cf. *Trichia hispida* (L.) je už typickým sprašovým druhom chladných období. Z toho usúdime, že sa spraš vytvárala v podmienkach nie veľmi chladného podnebia stepného rázu krajiny.

Nález cf. *Oxyloma elegans* (Ris.) v sedimente osemnásť vzorky (11,80—12,10 m) môže byť z faunistického hľadiska argumentom, že ide o interštádiálnu fázu glaciálneho obdobia. V tomto prípade o interštádiál $W_{1/2}$, ktorý napriek prítomnosti *Vallonia pulchella* (Müll.) — lebo dáva prednosť teplejšiemu podnebiu — je chladný a vlhší. Naš predpoklad potvrdzujú aj ostatné druhy, ktoré sa našli v tejto vzorke. Sú to: *Planorbarius corneus* (L.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus*

spirorbis (L.), *Gyraulus acronicus* (Fér.). Bývajú roztrúsené v usadeninách teplých i studených období. Sú to väčšinou druhy, ktoré lokálne nájdeme aj v sprašiach; potom by šlo o barinné spraše uprostred súvrstvia hnedozeme z uvedeného interštadiálu skorého würmu. V opise sedimentov spomínaný Halouzkov predpoklad pôvodného splachu môže byť v prípade tohto horizontu opodstatnený. Dokumentujeme ho neprítomnosťou mäkkýšov v nadložnej vrstve (11,00—11,80 m) a vo vrstve v podloží (12,10—12,50 m) osemnásť vzorky (11,80—12,10 m).

Veľmi zaujímavý je vývoj malakofauny v spraši druhého würmského štadiálu (5,20—11,00 m). Zjavne v ňom vyčleníme starší a mladší vývoj, napodiv výrazne predelený faunisticky sterilným horizontom s náznakmi pedogenézy (6,80—7,90 m). Staršia fauna, striatová, sa okrem *Helicopsis striata* (Müll.) predstavuje v sprievode teplomilnejších prvkov *Vallonia pulchella* (Müll.), meridióneho elementu *Pupilla triplicata* (Stud.), *Pupilla muscorum* (L.) a *Anisus leucostomus* (Mill.). Mladšia fauna, kolumelová a striatová (6,00—6,80 m), v nadloží iba kolumelová (5,50—6,00 m), vystrieda teplomilnejší druh pupily — *Pupilla triplicata* (Stud.) za extrémne studenomilnú pupilovú faunu — *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk. a *Pupilla loessica* Lžk. Posledná má veľkú prevahu medzi pupilami (*P. muscorum densegyrata* a *P. muscorum*). Vo vzorke 12 (6,00—6,80 m) tvorí faunistické spoločenstvo aj vyhynutý, významný sprašový druh — studenomilný boreo-alpínsky element *Vertigo parcedentata* (A.Br.). Holarktický prvok *Columella columella* (Mart.) sa v oblasti Podunajskej nížiny pokladá za vedúcu fosíliu tretieho würmského štadiálu. Je však význačný aj pre interštadiál $W_{2/3}$, tiež pre mladšie polohy druhého würmského štadiálu (V. Ložek 1964). A my sa s ňou, na tejto lokalite, najhojnejšie stretáme práve v mladšej polohe druhého würmského štadiálu. Vo väčšom počte sa objavuje v jedenásť vzorke (5,50—6,00 m). V tejto vzorke je aj najsilnejšia populácia vlhkomilnej *Succinea oblonga* Drap. v sonde MH-1. Z toho usúdime, že sediment tohto horizontu sa tvoril v podmienkach studeného a vlhšieho podnebia. Ale spraš v podloží tohto horizontu, t. j. v hĺbke 6,00—6,80 m, sa vytvárala v suchej a studenej klíme. Dôkazom toho je rapidný ústup vlhkomilnej *Succinea oblonga* Drap.

Nedostatok fauny vo vzorke 10 (5,20—5,50 m) — cf. *Pupilla loessica* Lžk. (2 kusy) a *Succinea oblonga* Drap. (4 kusy) signalizuje nástup pomerne teplejšej a málo vlhkej fázy podnebia. V sedimentoch deviatej (4,80—5,20 m) a ôsmej vzorky (4,60—4,80 m) už fauna nebola. Ide o interštadiálny pôdny horizont, ktorý v tejto biostratigrafickej úvahe dávame do $W_{2/3}$.

Usadeniny tretieho štadiálu würmského glaciálu sa faunistickým zložením aj počtom druhov výrazne odlišujú od predošlých sedimentov. Vývoj malakofauny začína prítomnosťou stepných prvkov, vedúceho druhu *Helicopsis striata* (Müll.) a pontickomeridióneho prvku *Chondrula tridens* (Müll.), tiež *Pupilla muscorum* (L.). Dokladajú nástup chladnej fázy podnebia, ktorá v nadloží (2,90—3,70 m) nadobúda výraznejší vlhký charakter (sediment obsahoval väčšiu populáciu *Succinea oblonga* Drap.). Tento sa smerom k najmladším vrstvám tretieho würmského

štadiálu mierne zmenšuje, pričom si zachováva trend extrémneho ochladenia klímy. Veľmi citlivým ukazovateľom vlhkosti je totiž aj *Perpolita hammonis* (Ström.), prítomná v šiestej vzorke (2,90—3,70 m). Na studené podnebie poukazuje *Columella columella* (Mart.) a prítomnosť takých pupíl ako *Pupilla loessica* Lžk., *Pupilla sterri* (Vth.) tiež vedúcej fosílie studených období pleistocénu, severoázijského (sibírskeho) elementu *Vallonia tenuilabris* (A.Br.), význačného sprašového druhu. Vznikanie tohto štadiálu charakterizuje v profile našej sondy ojedinelý výskyt uvedených studených druhov pupilovej fauny a valónie — *Vallonia tenuilabris* (A.Br.).

V súvrství holocénu (0,00—1,10 m) sa našla v ornici (0,00—0,30 m) *Chondrula tridens* (Müll.) a *Helicopsis striata* (Müll.), pod ňou (0,30—0,50 m) len *Succinea oblonga* Drap.

Spraš ôsmej vzorky (4,40—5,00 m) v spodnej etáži ťažobnej steny (MH-1/II.) dávame do druhého riského štadiálu — risu mladšieho (R₂). Usudzujeme tak z prítomnosti takých druhov kvartérnych mäkkýšov ako sú *Pupilla* cf. *muscorum* (L.), *Vallonia pulchella* (Müll.), *Vitrea crystallina* (Müll.), *Clausilia dubia* Drap. Vybadáme, že šlo o vyznievanie studeného štadiálneho obdobia, o výrazne teplejšiu fázu. Tomuto dôvodu neodporuje ani prítomnosť akvatických druhov v sedimente. Datovanie podporuje predovšetkým prítomnosť eurosibírskeho prvku *Valvata pulchella* (Stud.). Ostatné druhy biotopov stojatých vôd, močiarov a periodických barín, ako *Lymnaea palustris* (Müll.), *Lymnaea peregra* f. *peregra* (Müll.), *Planorbis corneus* (L.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus spirorbis* (L.), *Anisus leucostomus* (Mill.) a *Gyraulus acronicus* (Müll.) nachádzame, ako sme už uviedli, roztrúsené tak v studených, ako aj v teplých obdobiach pleistocénu.

Zo sedimentov v podloží spraše mladšieho risu (t. j. v hĺbke 5,00—8,58 m) som odobral ešte dvanásť vzoriek pre účely paleontologického výskumu. No, ani jedna z nich faunu neobsahovala. Na začiatku práce opísané sedimenty horeuvedenej hĺbky sondy MH-1/II. patria v súhlase s oznámenou stratifikáciou R. Haluzku anaglaciálnej (soliflukčnej) fáze mladšieho risu.

Zväčša ojedinelé výskyty druhove početného faunistického obsahu sedimentov v nadloží ris—würmskej pôdy (3,00—4,40 m), ktorá neobsahovala schránky mäkkýšov, môžeme porovnávať s prvým würmským štadiálom a interštadiálom V_{1/2}, tiež druhým würmským štadiálom. Uvedené postupne boli opisované v profile sondy vo vrchnej etáži ťažobnej steny (MH-1/I.). Konchylie však boli väčšinou rozbité, úlomkovite zachované. Hoci už k známym druhom pristúpili aj také, ktoré v prvej časti sondy neboli spomínané, napríklad pontický prvok *Fagotia acicularis* (Fér.), holarktický prvok *Cochlicopa lubrica* (Müll.), cf. *Cochlicopa nitens* (Gall.), severoázijský element *Vertigo pseudosubstriata* Lžk., eurosibírske prvky *Succinea putris* (L.) a *Monachoides rubiginosa* (A.Sch.), potom aj atlantický prvok *Catinella arenaria* (B.Ch.), jednako skutočnosť splachu nemôžeme vylúčiť.

Do tlače odporučil V. Ložek.

Literatúra

- HALOUZKA, R.—SCHMIDT, Z. 1979: Brief report on the new climatic-stratigraphic interpretation of Late Pleistocene loess series in the Danube lowland in Slovakia. IGCP project 73-1-24: „Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere“. Report 5, Prague, 138—145.
- LOŽEK, V. 1955: Měkkýše československého kvartéru. Praha.
- LOŽEK, V. 1956: Klíč československých měkkýšů. Bratislava.
- LOŽEK, V. 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei, Praha.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie. 1: 500 000. Bratislava.
- SCHMIDT, Z. 1976: Paleontologicko-stratigrafické vyhodnotenie kvartérnych mäkkýšov profilu MH-1 v Malé nad Hronom. Geofond, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I.—HALOUZKA, R. 1976: Geologická mapa Podunajskej nížiny. Juhovýchodná časť. Bratislava.

Zoltán Schmidt

Biostratigraphy of Quaternary sediments in profile of test pit MH-1 in Malá nad Hronom (Podunajská nížina lowland)

Summary

Biostratigraphy of Quaternary sediments in the profile of the pit MH-1 in Malá nad Hronom showed that the locality is not only a representative paleontological find but it is significant for Quaternary stratigraphy of the mentioned morphogenetic unit. The more that the locality is getting liquidated by human activity owing to mining and geological operations. The area of the former "Kalvária" was mined for brick production raw materials. So the documentation of the area is historically significant, and the material was evaluated with the purpose of obtaining as many stratigraphical and paleontological data as possible.

The author distinguished two large Pleistocene cycles in loesses covering the Riss terrace of the Hron river. Fauna was found in kataglacial (loess) phase of the Late Riss. It is indicative of sediments of the Würm glacial and of the Holocene. In spite of the existing biostratigraphical interpretation of sediments, three large Pleistocene cycles may be represented in the profile of the pit MH-1. It was also mentioned by V. Ložek (in Z. Schmidt 1976) in connection with a sequence of soils and soil derivatives at the depth of 3,70—5,20 m of the pit MH-1/I. The sequence may be a rest of a former huge soil complex evidently having comprised the last Glacial. According to malacofauna from this locality both biostratigraphical interpretations of the sediments are possible. But the interpretation of our faunal material cannot be precised without further finds of interglacial character from this area. Our biostratigraphical conclusions are based on the actual criteria offered by the regional research of the Quaternary in the Pohronie area (R. Halouzka in R. Halouzka—Z. Schmidt 1979) and by stratigraphical data on the Quaternary of Slovakia (I. Vaškovský—R. Halouzka 1976; V. Ložek 1964).

Explanations of Figures

Fig. 1 Localization of profile of the pit MH-1 in Malá nad Hronom.

Fig. 2 Percentage of elements of identical biotopes in the samples from the profile of the pit MH-1.

Explanations to Fig. 2 and table 1: S — steppe, O — open country without woody plants, V — hydrophilous elements, M — mesophilous elements; Lp — medium-humid biotopes (partly in forest, partly in rock conditions), SV — lakes, stagnant waters, TV — rivers, B — marshes, Bp — periodical swamps, ++ — typical loess species, + — loes species, (+) — species locally present in loess assemblage, × — extinct species.

Table 1 Finds of fossil molluscs from sediments of the pit MH-1 in Malá n/Hronom. (For explanations see Fig. 2.)

Explanations of Plates XXXVII—XL

Plate XXXVIII

Panorama of loam pit in brick-kiln in Malá n/Hronom.

Plate XXXIX

Loesses of the upper level of the mining wall of the loam pit of the brick kiln in Malá n/Hronom, MH-1/I.

Plate XL

Quaternary sediments in the lower level of the mining wall of the loam pit of the brick kiln in Malá n/Hronom, the pit MH-1/II.

Photographed by Z. Schmidt.

Translation: E. Jassingerová.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXXVIII—XL

Tab. XXXVIII

Panoráma hliniska tehelne v Malej nad Hronom.

Tab. XXXIX

Spraše vrchnej etáže ťažobnej steny hliniska tehelne v Malej nad Hronom, sonda MH-1/I.

Tab. XL

Kvartérne sedimenty v spodnej etáži ťažobnej steny hliniska tehelne v Malej nad Hronom — sonda MH-1/II.

Foto: Z. Schmidt

Ján Kysela—Robert Marschalko—Ľudovít Samuel

Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky

8 obr., 1 tab, 2 fotogr. tabuľky (XLI—XLII), anglické resumé

Abstract. The authors present a new lithostratigraphical classification of the Manín Unit. They distinguished the Podmanín Group comprising six newly-defined lithostratigraphical units of the formation category (the Butkov Formation, the Žadovec Formation, the Hrabové Formation, the Hlboké Formation and the Hradisko Formation).

Úvod

Podrobné mapovacie práce a súčasne s nimi vykonávaný mikrobiostratigrafický a sedimentologický výskum spolu s tektonickou analýzou priniesli najmä za posledných 20 rokov mnoho nových poznatkov o vrchnej kriede manínskej jednotky (D. Andrusov 1951, 1958; J. Salaj 1962; A. Began—J. Salaj a kol. 1963; J. Salaj—Ľ. Samuel 1966; J. Salaj—J. Kysela a kol. 1978; R. Marschalko—J. Kysela 1980). Na základe týchto poznatkov a v zmysle medzinárodného stratigrafického kódu (ed. H. D. Hedberg 1976) a Československého stratigrafického kódu (I. Chlupáč 1978) klasifikujeme, resp. redefinujeme (rekatégorizujeme) vrchnokriedové sedimenty manínskej jednotky. Predmetom klasifikácie sú ílovcovo-slieňovcové a flyšové sedimenty vrchnej kriedy (sčasti vrchného aptu-albu) v priestore medzi Žilinou a Považskou Bystricou na ľavom brehu Váhu, zaraďované do manínskej jednotky,* a ich litostratigrafické ekvivalenty medzi Považskou Bystricou a Tunežicami. Tento zložitý súbor sedimentov navrhujeme pomenovať podmanínska skupina. Naša klasifikácia zahrňuje vrchnokriedové sedimenty manínskej série s.s. a kosteleckej série A. Began—J. Salaja (1978).

*V zmysle členenia R. Marschalku—J. Kyselu 1980; sčasti J. Salaj—Ľ. Samuel 1966 a D. Andrusov 1972.

RNDr. J. Kysela, RNDr. Ľ. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Ing. R. Marschalko, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, Bratislava

Názory na tektonickú príslušnosť manínskej jednotky nie sú jednotné. Alternatívne je pokladaná za súčasť bradlového pásma (D. Andrusov 1959, 1972), tatridného pásma (D. Andrusov 1945, M. Maheľ 1967, 1973), alebo je pokladaná za samostatné pásmo medzi bradlovým a centrálnym pásmom (J. Salaj—O. Samuel 1966), prípadne medzi bradlovým pásmom a tatridami (M. Rakús 1975, 1977, R. Marschalko—J. Kysela 1980) alebo za súčasť krížňanského príkrovu (M. Maheľ 1978). Naposledy M. Mišík—M. Sýkora (1981) uvádzajú súbor faktov svedčiacich pre umiestnenie manínskej jednotky medzi bradlové pásmo a tatrikum.

Podmanínska skupina

Pomenovanie: Podľa geografického názvu Podmanínska pahorkatina [oblasť južne od Považskej Bystrice; ohraničenie je znázornené v schéme E. Mazúra—M. Lukniša (1980)]. Vrchnokriedové sedimenty majú v tomto geomorfologickom podcelku veľké plošné rozšírenie a nachádza sa v ňom aj časť typových lokalít.

Rozdelenie: V skupine vyčleňujeme na základe litofaciálnych znakov šesť litostratigrafických jednotiek vyššej kategórie (súvrstvie = formation) a dve jednotky kategórie nižšej (člen = member): butkovské súvrstvie, praznovské súvrstvie, v ktorom rozlišujeme kvašovské vrstvy a hradnianske zlepence, žadovské súvrstvie, hrabovské súvrstvie, súvrstvie Hlbokého a súvrstvie Hradiska.

Hrúbka: Pohybuje sa v rozmedzí 450—1500 m.

Litofaciálna charakteristika: Skupina pozostáva najmä z ílovcovo-slieňovcových a fyšových sedimentov. Zriedkavé sú organogénne pieskovce a exotické zlepence. Sedimentácia v skupine začína slieňovcovou litofáciou prechádzajúcou postupne do litofácie flyšovej, za ktorou nasledujú pestré slieňovce. V ich nadloží sa znovu objavuje flyšové súvrstvie. Heteropickou litofáciou so zrejším laterálnym zastupovaním je ílovcovo-slieňovcové súvrstvie. Do päťdesiatych rokov boli flyše manínskej jednotky považované za sekvencie plytkomorských pieskovcov a slieňovcov. Až preukázanie turbiditnej sedimentácie viedlo k reinterpretácii masívnych a gradačných pieskovcov ako litosómov vznikajúcich na podmorských náplavoch hlbkomorských plošín.

Hranice: Spodná hranica je výrazná voči urgónskym vápencom barémsko-aptského veku (oblasť Manína), resp. voči organodetrilitickým vápencom spodného albu (J. Michalík et al. in O. Fusán—O. Samuel, ed. 1980). Táto hranica má podľa viacerých autorov transgresívny charakter (D. Andrusov 1954, M. Rakús 1977, J. Michalík et al., l.c.). Vek transgredujúcich slieňov je stanovený ako vrchný apt-alb*. Vrchná hranica je v oblasti Hlbokého podľa jedných autorov tektonická, podľa druhých je hranica transgresívna. Pri Žiline je dokumentovaný pozvoľný prechod z mástrichtských do paleogénnych pelitov (J. Salaj et al. 1978).

* Diskusia o veku sa nachádza v stati o geologickom veku butkovského súvrstvia.

Butkovské súvrstvie

História: Po prvýkrát použil termín „cementové sliene Butkova“ D. Andrusov (1959). Podrobné litostratigrafické opisy sa nachádzajú v prácach J. Salaja—O. Samuela (1966) a M. Rakúsa (1977).

Pomenovanie: Podľa kóty Butkov, juhovýchodne od Ladiec.

Typová lokalita: Lom na západnom svahu kóty Butkov, zárez oproti drviču (1A — na obr. 1 v kartograme typových a referenčných lokalít, tab. XLI obr. 1).

Referenčné lokality: Kameňolom pri ceste Belušké Slatiny Mojtiín (1b); Záskanie pri Považskej Bystrici — roklna pri ukončení manínskej tiesňavy (1c) a umelý zárez na severozápadnom úpätí kóty Drieňovka (1d).

Hrúbka: 40—150 m.

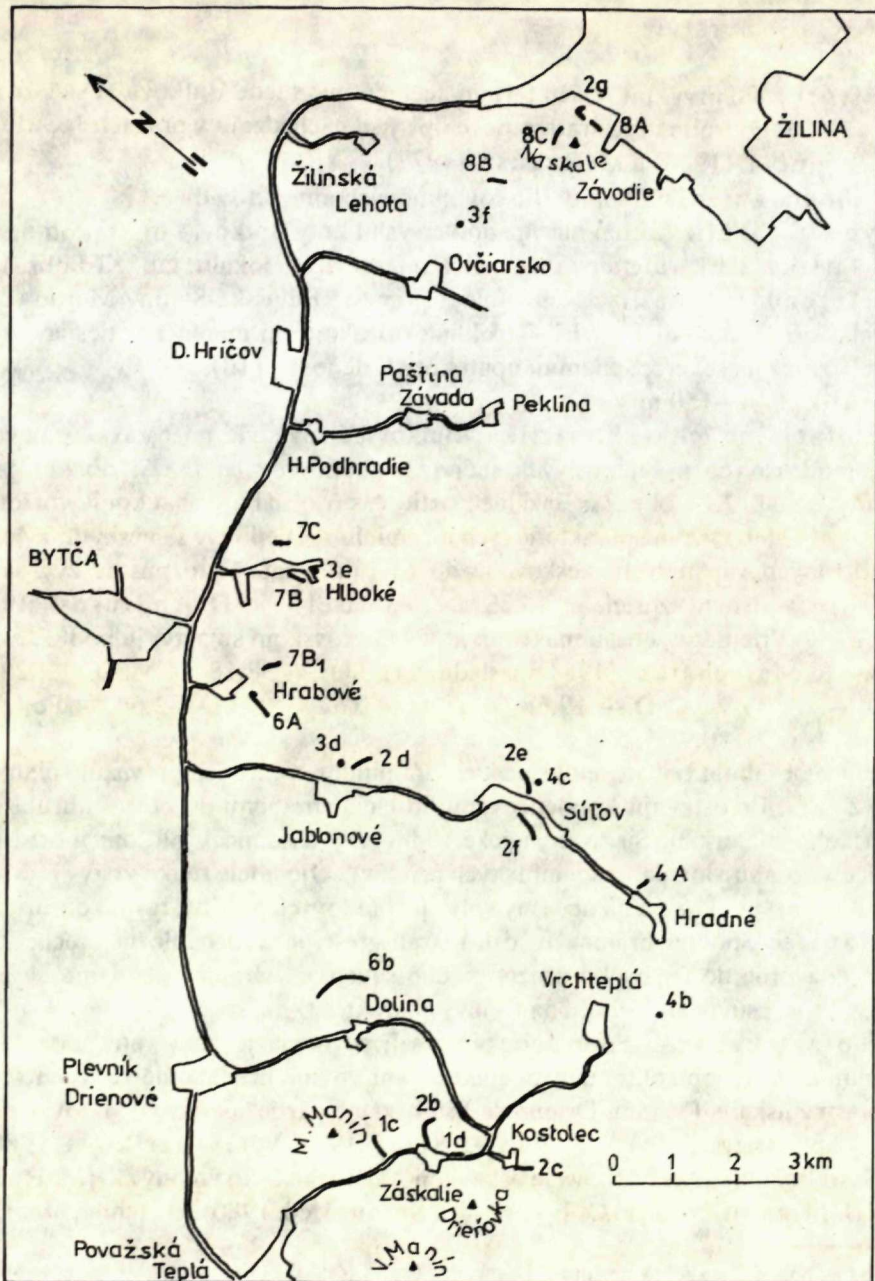
Litofaciálna charakteristika: Butkovské súvrstvie pozostáva z tmavosivých, modrosivých a zelenosivých slieňov a slieňovcov (tab. XLI obr. 1) často škvrnitých (tab. XLI obr. 2). Bazálne partie často obsahujú glaukonit vo forme voľných zŕn alebo výplne planktonových foraminifer. Ojedinele sa vyskytujú vložky jemnozrných vápenatých pieskocov do hrúbky 3 cm. Nerozpustný zvyšok zo slieňovcov z dvoch vzoriek je 46,38 %. (V. Veselý in D. Andrusov 1945) a 54,27 %. Priemerný obsah makroprvkov v butkovskom súvrství je podľa J. Očkaya—R. Marschalku (1981) nasledujúci: SiO₂ — 38,18 %, MgO — 2,22 %, Al₂O₃ — 11,19 %, CaO — 19,68 %, TiO₂ — 0,57 %, K₂O — 2,60 %, Fe₂O₃ — 4,46 %, Na₂O — 0,97 %.

Slieňovce obsahujú bohaté spoločenstvá foraminifer, v ktorých prevažuje planktonová zložka. Predstavujú kondenzovanú litofáciu chránenú od prínosu hrubšieho klastického materiálu. Sú to pelagické sedimenty usadené v hlbšom mori „pod hranicou dosahu vlnenia, resp. morských prúdov“. Ojedinelé tenké vrstvy pieskocov (do 3 cm) poukazujú na občasný vplyv turbiditových prúdov, resp. konturitov.

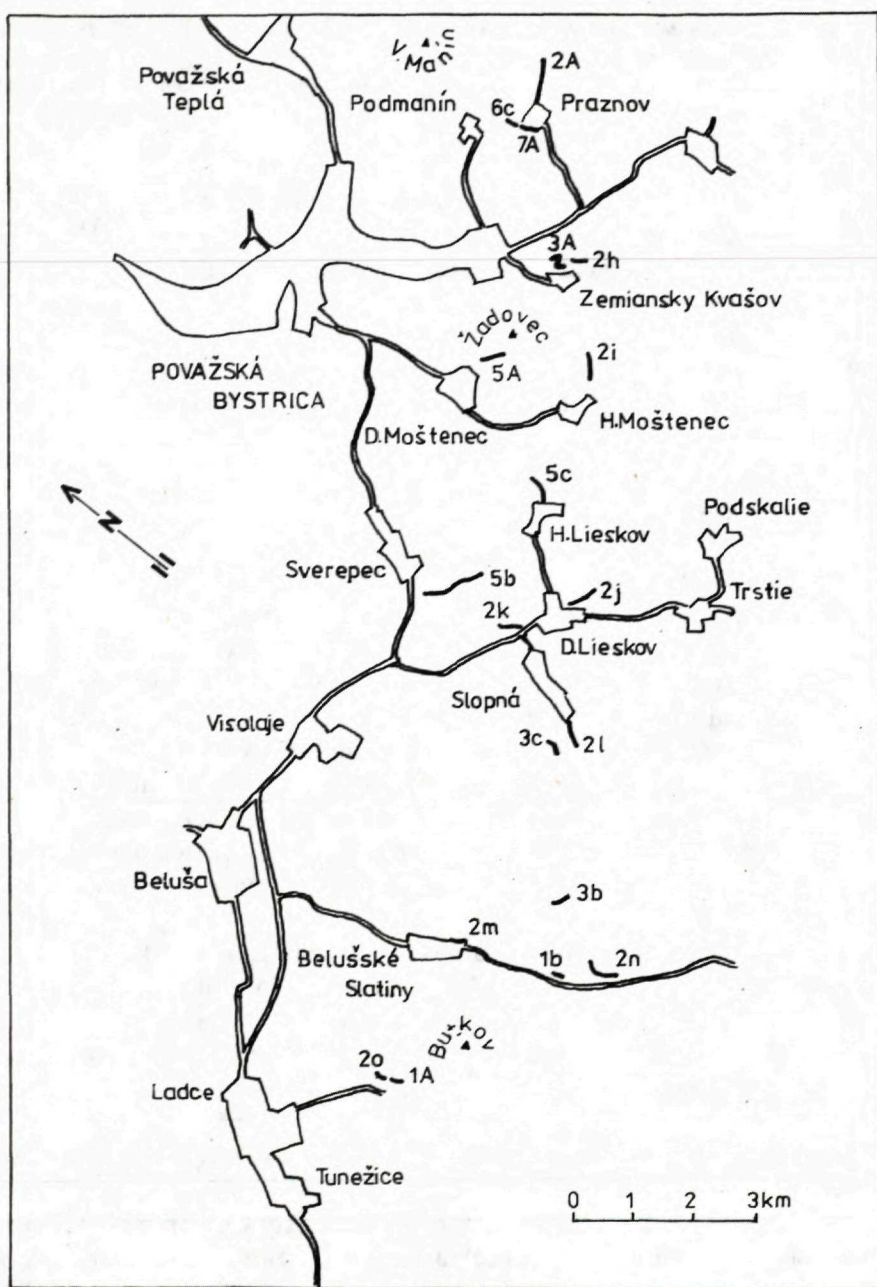
Hranica: Spodná hranica je ostrá, transgresívna. Do nadložia prechádzajú sliene pozvoľne do flyšového praznovského súvrstvia. Hranicu kladieme na bázu zóny, v ktorej súvrstvie nadobúda flyšový charakter.

Geologický vek: Stratigrafický rozsah súvrstvia je stanovený na základe foraminifer a nanoplanktónu. Ani spodná, ani vrchná hranica nie sú izochrónne. V oblasti Záskania (Manín, Drieňovka) sú bazálne partie slieňovcov datované ako vrchný apt—stredný alb (A. Began—J. Salaj 1978, V. Gašpariková 1980)*. V oblasti Podmanína a Butkova je báza slieňov datovaná ako vrchný alb (M. Rakús 1977, J. Michalík et al. in O. Fusán—O. Samuel, ed. 1980). O vrchnej hranici sa

* Pôvodne bola báza slieňov na úpätí Drieňovky (v. od Záskania) datovaná ako vr. apt—sp. alb (foraminifery *H. trocoidea*, *H. infracretacea*, *T. roberti* a drobné jedince druhu *Thalmaninella cf. ticinensis* — J. Salaj 1962a). V práci J. Salaja—O. Samuela (1966) zostáva stratigrafické hodnotenie rovnaké, ale *Th. cf. ticinensis* už nie je uvádzaná v asociácii s *H. roberti* (str. 36). Ak sa však *Th. cf. ticinensis* = *Th. ticinensis subticinensis* (ústna informácia J. Salaja, november 1981) v spoločenstve nachádza (podľa ústnej informácie áno), je potrebné asociáciu zaradiť podľa J. Salaja (1980, str. 62) do



Obr. 1a Kartogram typových a referenčných lokalít litostratigrafických jednotiek podmanínskej skupiny (časť severovýchod)



Obr. 1b Kartogram typových a referenčných lokalít litostratigrafických jednotiek podmanínskej skupiny (časť juhozápad)

str. albu. Zostáva však naďalej problematické (vzhľadom na informáciu J. Salaja 1962a — „bezprostredný styk s urgónom pre značnú zosutenosť odkryvu sa nepodarilo zistiť“), či boli odobraté vzorky z bázy slieňov. Problematické zostáva aj datovanie bázy slieňov pri východnom ukončení manínskej sútesky. Podľa A. Began—J. Salaja 1978 je spodnoalbské, podľa V. Gašparikovej (1980) sú slieňe na báze aptské.

v literatúre uvádzajú rozporné údaje, podľa J. Salaja in A. Began a kol. (1963) zodpovedá hranica najmä vrchnej časti spodného cenomanu. Podľa O. Samuela (in M. Rakús 1977, str. 29) už 120 cm nad tvrdým dnom (hard-ground) v butkovskom lome obsahujú butkovské slieňe vrchnocenomanskú asociáciu s *Rotalipora cushmani* (Morrow), pričom nad bodom odberu vzorky je ešte niekoľko metrov slieňov bez ruptúrneho porušenia. Vzhľadom na tieto rozporné údaje chápeme zatiaľ hranicu ako heterochrónnu (porov. s tab. 1 — synoptická tabuľka). Foraminifery sú uvedené na obrázku 2.

Praznovské súvrstvie

História: Sedimenty zaraďované do praznovského súvrstvia po prvýkrát opísal D. Štúr (1860) ako praznovské vrstvy. V jeho ponímaní litologicky zodpovedajú súvrstviu slieňov s vložkami zlepcov obsahujúcich „*Exogyra columba*“. Ako typovú lokalitu uvádza zárez potoka severovýchodne od Praznova. Túto lokalitu podrobne študoval E. Scheibner—V. Scheibnerová (1958). Okrem litotypov uvádzaných D. Štúrom (l.c.) zaznamenali prítomnosť paketov flyšového súvrstvia a hrubých pieskovcových vrstiev (2—3 m) Z textu ďalej vyplýva, že litologický obsah a rozšírenie vrstiev chápali širšie než D. Štúr. Uvádzajú ich tiež z lokalít Kostolec, Záskanie, Plevník, Súľov-Hradná. Prikláňame sa tiež k širšiemu litologickému ponímaniu, nakoľko pri geologickom mapovaní nie je možné objektívne odlišiť* flyšové pasáže so širokým varíovaním pieskovcovo-ílovcového pomeru (1:20—1:1 až 3:1) od slieňovcovo-ílovcových pasáží v tak komplikovanom striedaní a tiež z toho dôvodu, že flyš na typovej lokalite do značnej miery litostratigraficky zodpovedá flyšu na ostatných lokalitách (pozri obr. 3 a Tab II, obr. 1). Vzhľadom na hore uvedené pomery zaraďujeme jednotku do vyššej kategórie (=súvrstvia).

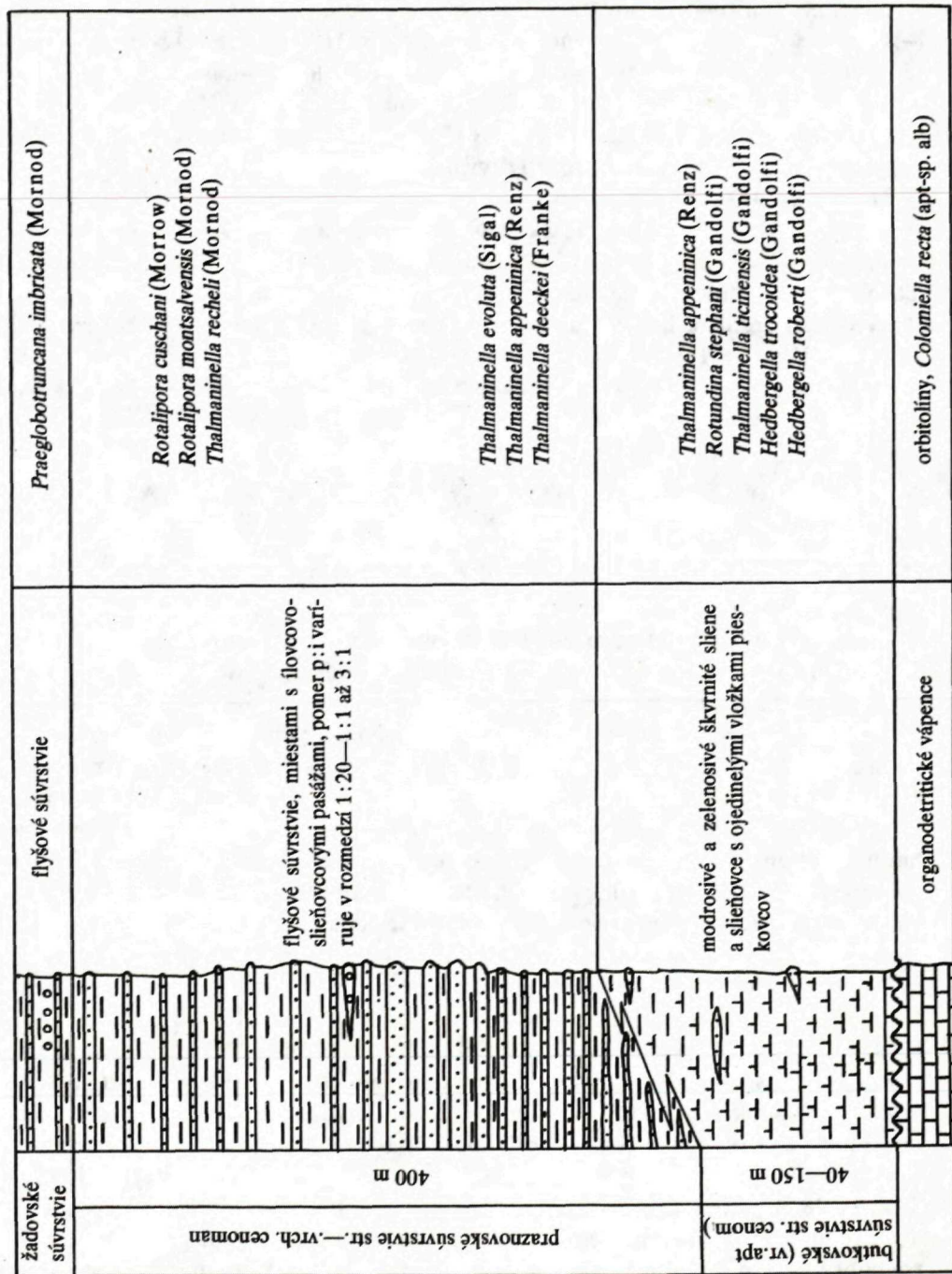
Pomenovanie: Podľa obce Praznov, pri ktorej sa nachádza typová lokalita.

Typová lokalita: Praznov, zárez potoka s poľnej cesty severovýchodne od obce (2A; D. Štúr 1860).

Referenčné lokality: Záskanie, zárez poľnej cesty s. od obce (2b); Kostolec — zárez poľnej cesty južne od obce (2c); Jablonové — zárez poľnej cesty východne od obce (2d); Súľov-Hradná — poľná cesta východne od obce (2e) a západne od

* Základnou požiadavkou pri vyčleňovaní jednotky je jej objektívna odlišiteľnosť pri terénnom výskume a jej použiteľnosť pri geologickom mapovaní.

Obr. 2 Schematický profil butkovského a praznovského súvrstvia (oblasť Manín, Butkov)



obce (2f); Žilina—Závodie, rokliny a zárez cesty na západnom okraji obce (2g); Zemiansky Kvašov—rokliny na svahu východne od obce (2h); Horný Moštenec—zárez cesty a roklina východne od obce (pri JRD) (2i); dolný Lieskov—zárez lesnej cesty východne (2j) a západne (2k) od obce; Slopná—zářezy ciest pri JRD (2l); Belušké Slatiny—zárez cesty juhovýchodne od obce (2m); Kraličková—zárez lesnej cesty a štátnej cesty pri zastávke ČSAD (2n); Ladce—lom na západnom svahu kóty Butkov, ľavá časť zárezu oproti drviču (2o).

Hrúbka: 200—1000 m.

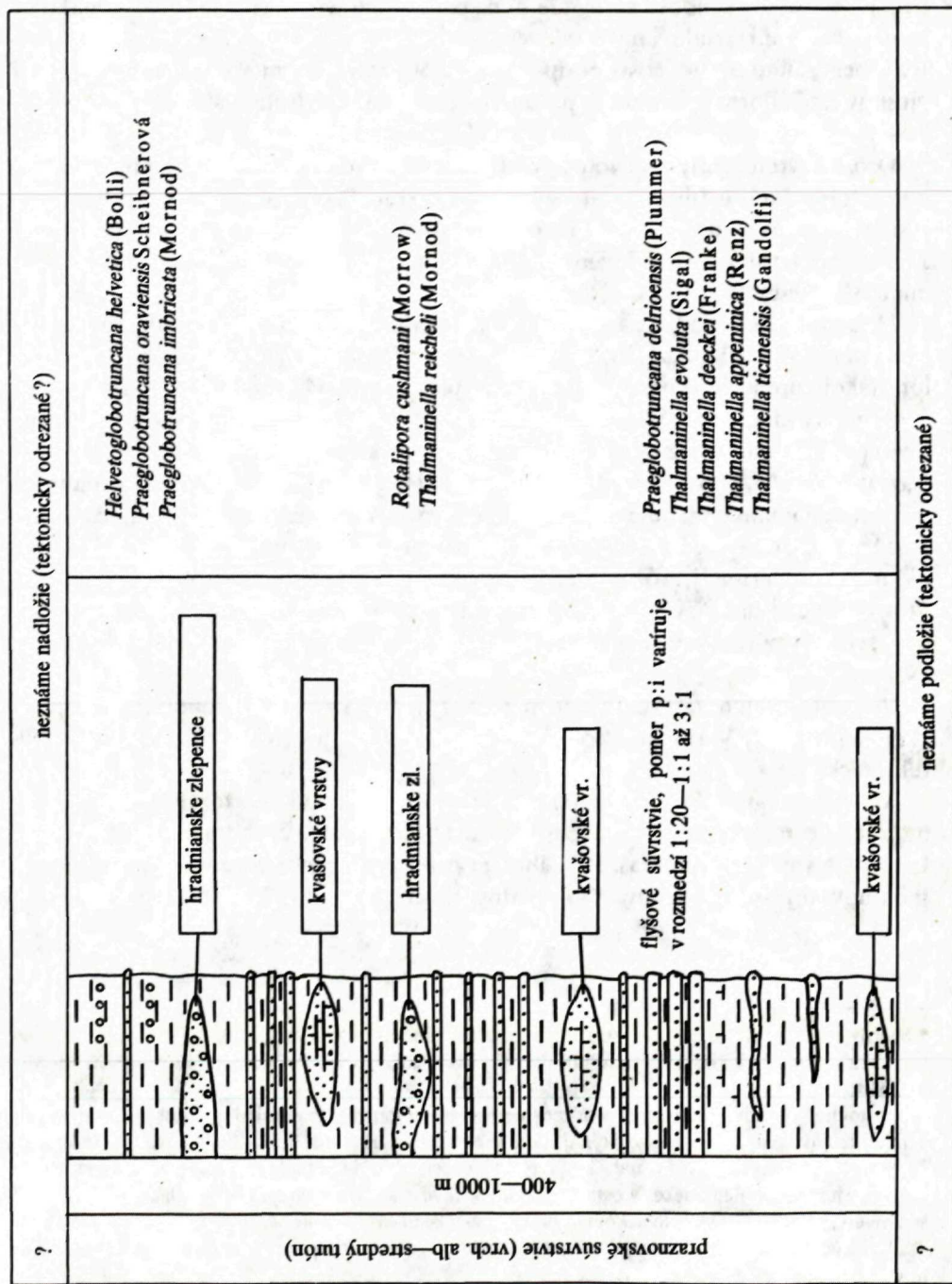
Litofaciálna charakteristika: Súvrstvie je prevažne flyšové, pozostávajúce z modrosivých a tmavosivých vápenatých ílovcov až slieňov a prachovcov (obsah CaCO_3 sa pohybuje v rozmedzí 23,3—73 % CaCO_3). Silikátové analýzy pelitov (15 vzoriek) preukázali nasledujúce zastúpenie makrokomponent (J. Očkay—R. Marschalko 1981):

SiO_2	39,75 %	MgO	2,76 %
Al_2O_3	12,01 %	CaO	17,95 %
TiO_2	0,68 %	K_2O	2,47 %
FeO	1,31 %	Na_2O	0,97 %
Fe_2O_3	3,10 %		

Hrúbka vrstiev pelitov od 2 cm do 20 m. Zrnitostné zloženie nerozpustného zvyšku je nasledujúce: E. Scheibner—V. Scheibnerová (1958) — frakcia $<0,05$ mm 91—98 %, frakcia $>0,05$ mm 2—9 %, z toho ťažká frakcia dosahuje maximálne 2 %. V nich sa vyskytujú vložky (do 2 cm) a konkrécie (do priemeru 15 cm) Fe-karbonátov-pelosideritov.

Ílovce sa často striedajú s jemnozrnnými až hrubozrnnými vápenatými pieskovcami hrubými 1—200 cm (tab. XLII obr. 2). Pieskovce obsahujú 16—40 % kremeňa, 10—20 % kremencov, 5—64 % karbonátov, 0,1—2,2 % vulkanitov, 2—3 % živcov, muskovitu, glaukonitu a pyrit. Vápenatý tmel a vápenato-ílovitá základná hmota zastupuje 15—20 %. Ťažké minerály sú charakterizované asociáciou chrómspinel-zirkón-amfibol-granát (P. Masaryk 1980). Súčasťou súvrstvia sú tiež valúnové ílovce (pebbly mudstone), strednozrnné až balvanovité zlepenice a strednozrnné až hrubozrnné vápenaté pieskovce až piesčité vápence s úlomkami schránok „*Exogyra columba*“, ktoré sa vyskytujú takmer výlučne pri južnom obmedzení manínskej jednotky, v tzv. praznovsko-jablonovskej šupine (R. Marschalko—J. Kysela, l.c.), organogénne pieskovce tiež v oblasti medzi Hričovským Podhradím a Žilinou. Posledné dva litotypy vyčleňujeme ako samostatné litostratigrafické jednotky nižšej kategórie (člen = member). Štúdium sedimentárnych textúr v drobnorytmických flyšoch preukázalo chýbanie definovateľného gradačného zvrstvenia. Len v niektorých vrstvách sa vyskytuje Tb interval spodnej paralelnej laminácie. Takmer 98 % vrstiev zo súboru má zastúpenú len šikmú prúdovočerinovú lamináciu Tc s rovnou erozívnou spodnou a mierne sčerenou vrchnou plochou. V rezoch rovnobežných so smerom transportu možno pozorovať úklon lamín jedným smerom

Obr. 4 Schematický profil praznovského súvrstvia v tzv. jablonovsko-praznovskej šupine



a naložené série lamín s malou amplitúdou a vzdialenosťou vrcholov (15—25 cm). Erozívne, ani iné prúdové stopy nie sú na báze týchto vrstiev prítomné. Rovnako sa nevyskytujú ani erodované a odštiepené úlomky pelitov známe z turbiditových sekvencií. Tieto skutočnosti podporujú názor, že možným spôsobom transportu pieskov boli normálne dnové prúdy — konturity (podrobnejšie R. Marschal-ko—J. Kysela, l.c.).

Drobnorytmický flyš pozvoľne prechádza, prípadne sa strieda s flyšom, ktorý má normálne vyvinutú turbiditovú postupnosť textúr Ta-Td A. H. Boumu (hrúbka vrstiev pieskovcov do 200 cm). Transport detritového materiálu prebiehal od SV na JV s miernou rotáciou prúdového poľa k JJZ, t. j. približne rovnobežne s priebehom manínskej jednotky.

Hranice: Spodná hranica súvrstvia je zhodná s vrchnou hranicou butkovského súvrstvia. V oblasti medzi Žilinou a Hričovským Podhradím a v tzv. praznovsko-jablonovskej šupine je spodná hranica tektonická. Vrchná hranica je heterochrónna a má rôzny charakter. V úseku Manín—Butkov (oblasť Horného Lieskova) a pri Sverepci je známy pozvoľný prechod do turónskeho flyšu (porov. J. Salaj—O. Samuel 1966, A. Began—J. Salaj 1978). Hranicu kladieme v tomto prípade na povrch cenomanských sedimentov*. V oblasti pri Žiline je vrchná hranica ostrá. R. Marschal-ko—J. Kysela (l.c., str. 17) pripisujú tento stav stratigrafickému hiátu (? submarinnej erózii). Faktom však je, že styk je aj tektonicky porušený. O prítomnosti hiátu svedčia redeponované cenomanské foraminifery. Tektonické porušenie by potom bolo druhotné (naložené). Problém vyžaduje ďalší podrobnejší výskum.

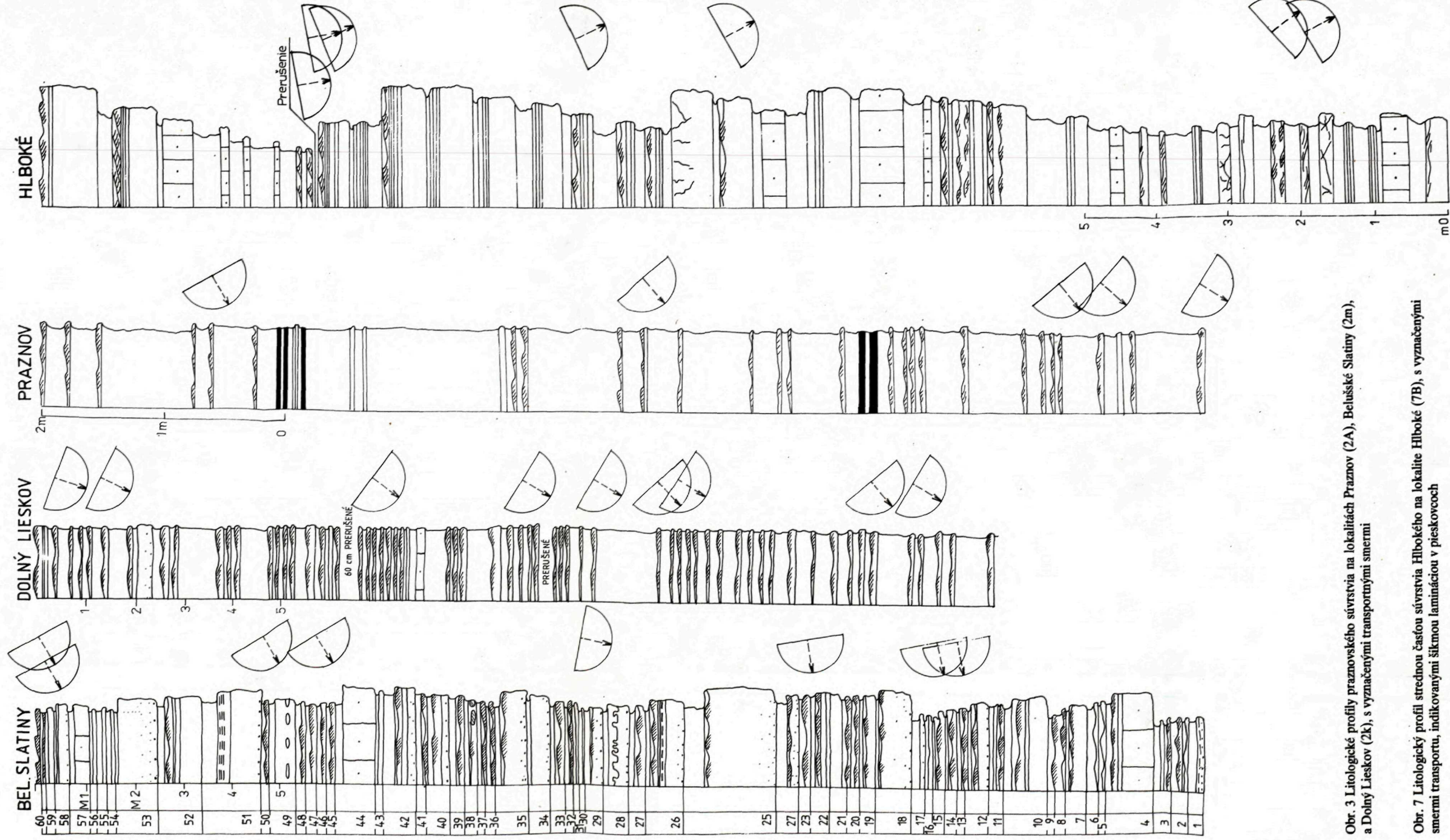
Po vnútornom okraji rozšírenie manínskej jednotky v tzv. jablonovsko-praznovskej šupine (R. Marschal-ko—J. Kysela 1980) je vrchná hranica súvrstvia tektonická.

V e k: Stratigrafický rozsah súvrstvia je stanovený na základe foraminifer, lokálne na základe makrofauny na stredný—vrchný cenoman (v úseku Butkov—Horný Lieskov a v oblasti Manína). Pri Žiline je zistený vek cenoman a v tzv. praznovsko-jablonovskej šupine vrchný alb—stredný turón (pozri obr. 2, 4, sčasti obr. 8).

* Využívame odchýlku Československého stratigrafického kódu od Medzinárodného stratigrafického kódu (H. D. Hedberg ed. 1976). Československý kód stratigrafické stanovenie hranice pripúšťa (porov. J. Chlupáč 1978).

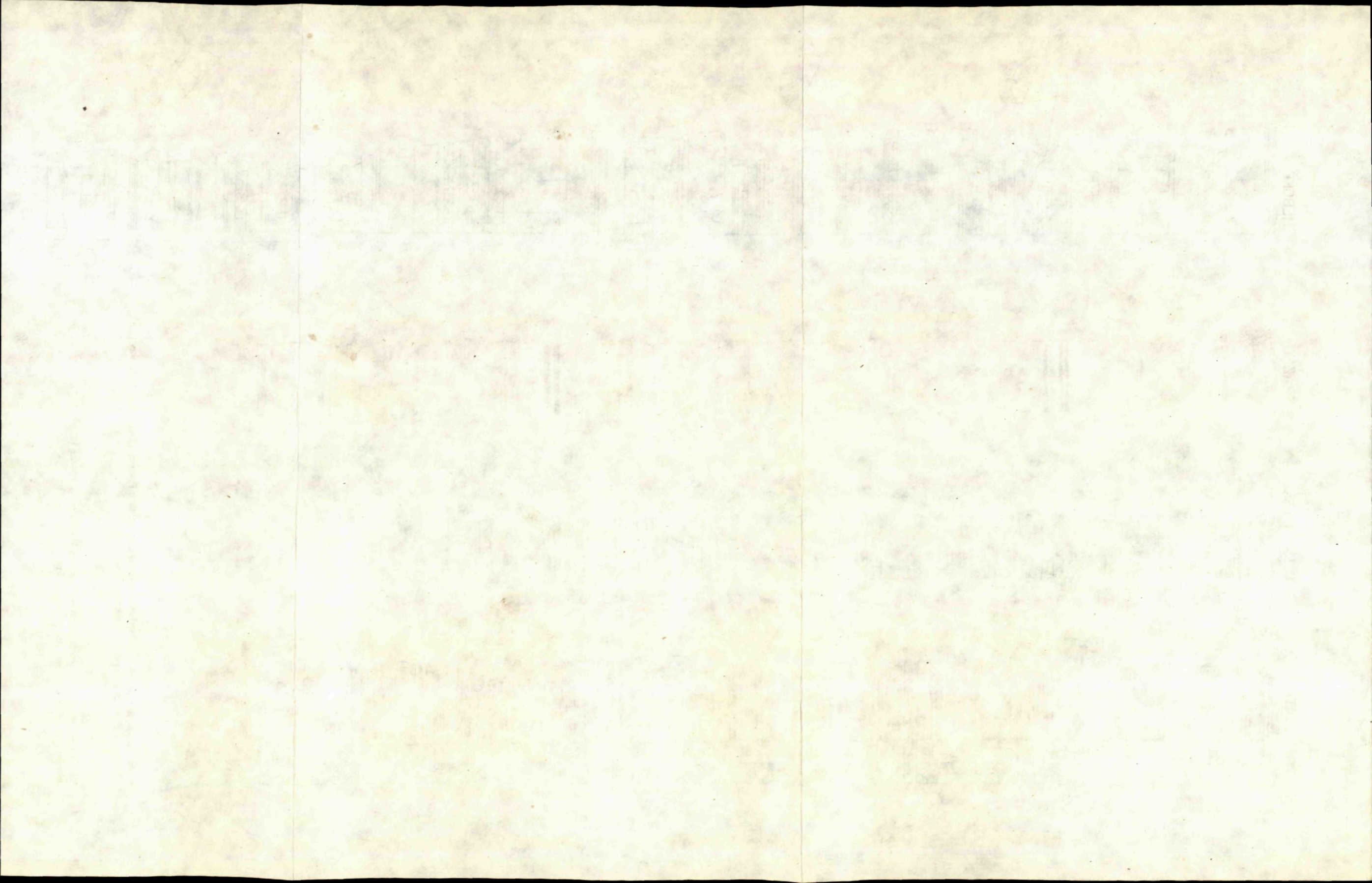
V tomto prípade využívame zvláštnosti geologickej stavby manínskej jednotky. Cenomanské a mladšie súvrstvie sa normálne stýkajú len v oblasti pri Hornom Lieskove a Sverepci (porovnaj J. Salaj—O. Samuel 1966), teda len v týchto dvoch oblastiach bude litostratigrafické stanovenie hranice v teréne problematické. V ostatných prípadoch na povrch vystupujú ako najmladšie cenomanské sedimenty, prípadne sú v tektonickom kontakte s mladšími súvrstviami.

Kvôli účelnému využitiu vrchnej hranice jednotky pri geologickom mapovaní stanovujeme hranicu na povrch cenomanských sedimentov.



Obr. 3 Litologické profily praznovského súvrstvia na lokalitách Praznov (2A), Belušké Slatiny (2m), a Dolný Lieskov (2k), s vyznačenými transportnými smermi

Obr. 7 Litologický profil strednou časťou súvrstvia Hlbokého na lokalite Hlboké (7B), s vyznačenými smermi transportu, indikovanými šikmou lamináciou v pieskovcoch



Kvašovské vrstvy

Pomenovanie: Podľa obce Zemiansky Kvašov.

Typová lokalita: Zemiansky Kvašov — zárez lesnej cesty a zalesnený svah severne od obce (3A).

Referenčné lokality: Zárez potoka vjv. od Belušských Slatín (3b); Slopná — zárez lesnej cesty juhozápadne od obce (3c); Jablonové — zalesnený svah severovýchodne od obce (3d); Hlboké — križovatka poľných ciest na východnom okraji obce (3e); Ovčiarско-skálny tvrdoš v poli východne od obce (3f).

Hrúbka: Premennivá, v rozmedzí 2—50 m.

Litofaciálna charakteristika: Kvašovské vrstvy pozostávajú zo svetlohnedých organodetrítických piesčitých vápencov a strednozrnných a hrubozrnných organogénnych pieskocov, masívnych alebo vrstevnatých. Miestami sa v nich nachádzajú šmuhy, prípadne vrstvy drobnozrnných organogénnych zlepcov s makrofaunou. Posledné sa vyskytujú aj samostatne. Pomerne zriedkavo sa v uvedených litologických typoch nachádzajú valúny exotických hornín. Dosahujú veľkosť 1—30 cm. Mikroskopicky boli vo vápencoch zistené sesilne foraminifery, úlomky rudistov a iných lamelibranchiátov, úlomky koralinných rias, korálov a orbitolín. Tmel pieskocov je sparitový. Litosómy organogénnych psamitov a psefitov majú šošovkovitý tvar a v niektorých prípadoch tiež znaky, dovoľujúce ich interpretovať ako uloženiny turbiditových prúdov. Môžu predstavovať výplne širších alebo užších (podľa dĺžky šošoviek) podmorských kaňonov vyrezaných v podložných partiách praznovského súvrstvia.

Hranice: Spodná a sčasti tiež vrchná hranica šošoviek je ostrá. Lokálne prechádzajú pieskovec smerom nahor, pozvoľne do flyšu, prípadne pelitov praznovského súvrstvia. V týchto prípadoch kladieme hranicu na povrch poslednej hrubšej (> 1 m) vrstvy organogénnych psamitov alebo psefitov.

Vek: Šošovky organodetrítických vápencov, pieskocov a zlepcov sa vyskytujú v rôznych stratigrafických úrovniach. Najstaršie sú pieskovec pri Jablonovom a Hlbokom. Obklopujú ich pelity obsahujúce planktónový druh *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), ktorý indikuje vrchný alb. Pri Ovčiarску sa pieskovec vyskytujú v slieňoch s *Thalmaninella appenninica* (Renz) — stredný cenoman. Organogénne psamity a psefity v úseku Praznov—Tuženice obsahujú často úlomky schránok a celé schránky druhu *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) = *Exogyra colomba* so stratigrafickým rozsahom vrchný cenoman—turón (B. Záruba in M. Mišík—M. Sýkora 1981, str. 56), resp. cenoman—turón (J. Salaj 1961, str. 84). Mikrofauna z doprovodných slieňov poukazuje podľa J. Salaja (1962a, str. 248) na spodný—stredný cenoman; my sme zistili tiež prítomnosť vrchného cenomanu.

Hradnianske zlepence

Pomenovanie: Podľa obce Hradná..

Typová lokalita: Hradná — zárez poľnej cesty pri JRD (4A):

Referenčné lokality: Hradná — kóta Zlatý dielec (4b); Súľov — zárez poľnej cesty východne od obce (4c).

Hrúbka: Premennivá, 2—40 m.

Litofaciálna charakteristika: Strednozrnné až balvanovité zlepence s piesčitou základnou hmotou, ktorá v časti zlepenčov prevláda — ide o parazlepence, miestami sú však prítomné aj ortozlepence. Veľkosť valúnov kolíše od 1 do 200 cm. Valúny sú zaoblené, prevažne vytvorené z vápencov (80 %), datovaných ako trias, malm, barém, apt a spodný alb (O. Samuel et al. 1972, K. Borza 1979, M. Mišík—M. Sýkora 1981), kremence zastupujú 5 %, kremenné porfýry 4 %, dolomity 2,3 %. Rovnako zastúpené sú kremenné zlepence. Žilný kremeň dosahuje 1,7 %. Vo vrchnom zlepenčovom litosóme (pri Hradnej) sú prítomné aj zaoblené valúny a bloky (do 2 m) piesčitých vápencov až pieskovcov albu—cenomanu. Nachádzajú sa v nich orbitoliny a úlomky *Rhynchostreon suborbicularis* (Lamarck). Ojedinele sa vyskytujú tiež ílovce s valúnmi (pebbly mudstone). Telesá zlepenčov sa nachádzajú v praznovskom súvrství a majú šošovkovitý tvar. Ich genézu možno interpretovať obdobne ako u kvašovských vrstiev (R. Marschalko—J. Kysela, l.c.).

Hranice: Spodná aj vrchná hranica zvyčajne ostrá. V prípade pozvoľných prechodov do flyšového súvrstvia (zlepenčový flyš) hranicu kladieme na povrch poslednej hrubšej (> 1 m) zlepenčovej vrstvy.

Vek: Hradnianske zlepence sa vyskytujú v dvoch stratigrafických úrovniach (A. Began—K. Borza—J. Salaj—O. Samuel 1965). V prerušovanom pruhu západne od Hradnej a východne od Súľova pelity z bezprostrednej blízkosti zlepenčov obsahujú mikrofaunu s druhom *Thalmaninella appinica* (Renz), ktorý poukazuje na stredný cenoman. Stratigraficky vyšší zlepenčový pruh (prebiehajúci cez Hradnú) zodpovedá vrchnému cenomanu a spodnému turónu. V slieňoch sa vyskytujú foraminifery *Rotalipora cushmani* (Morrow) a *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod).

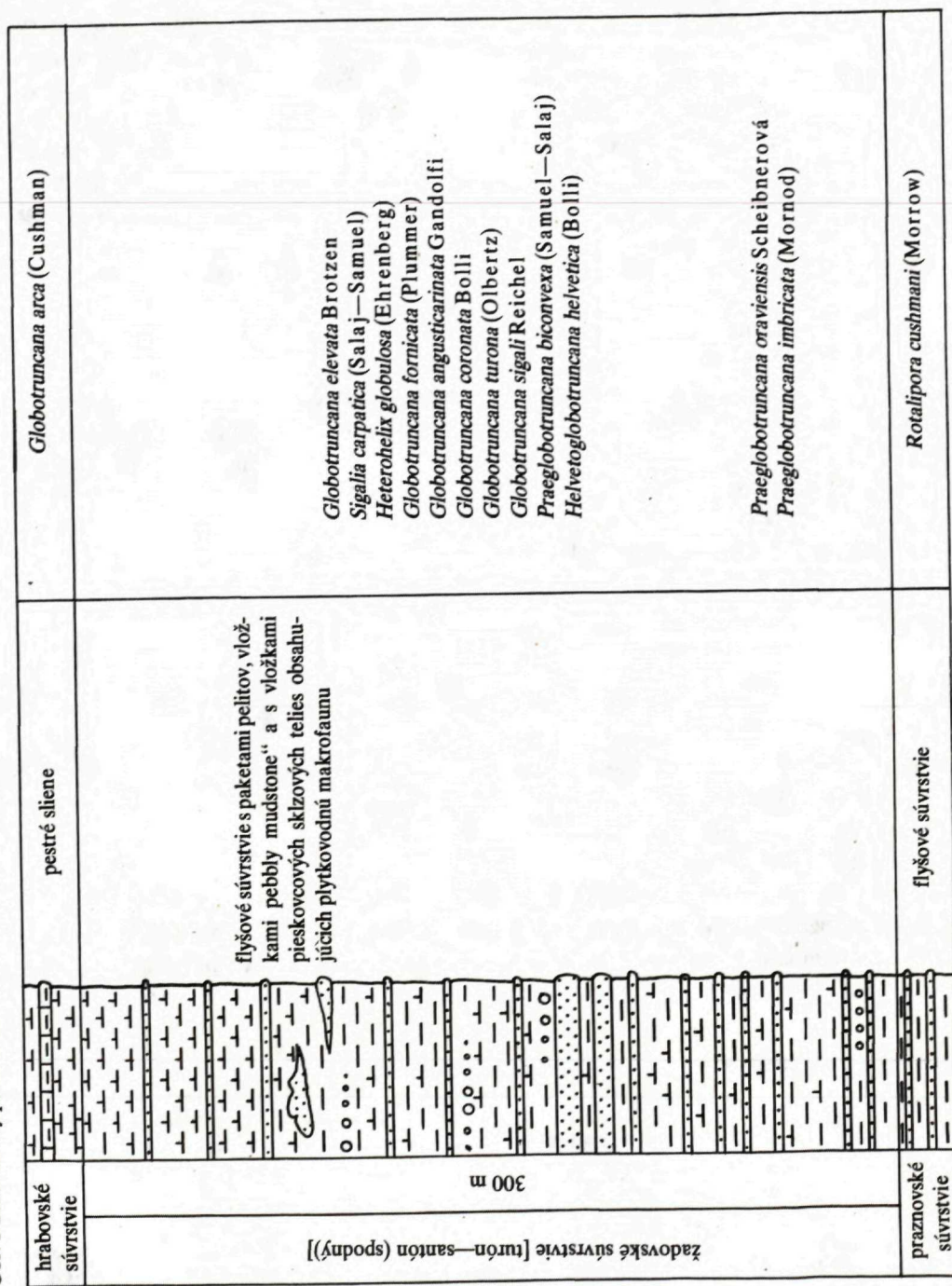
Žadovské súvrstvie

Pomenovanie: Podľa kóty Žadovec, v blízkosti ktorej sa nachádza typová lokalita.

Typová lokalita: Dolný Moštenec — zárez poľnej cesty a potok východne od obce, na juhozápadnom úpätí kóty Žadovec (5A). Dokumentácia lokality sa nachádza v správe J. Salaja (1962b).

Referenčné lokality: Sverepec — zárez potoka pretekajúceho motokrosovým areálom (5b); Horný Lieskov — zárez poľnej cesty severne od obce (5c).

Obr. 5 Schematický profil žadovského súvrstvia



Hrúbka: Približne 300 m.

Litofaciálna charakteristika: Žadovské súvrstvie zahŕňa litofaciálne pestrý súbor sedimentov, v ktorom dominuje flyš. Vyskytujú sa aj sivé sliene bez vložiek pieskovcov a ílovce s valúnmi (pebbly mudstone). Valúny sú zaoblené a vytvorené najmä z kremenných porfýrov, vápencov, dolomitov a pieskovcov. Ich veľkosť kolíše v rozmedzí 2—20 cm. Zaznamenali sme tiež výskyt prachovcových a pieskovcových sklzových telies s redeponovanými koralmi. Pelity z flyšového súvrstvia sú vápenaté, pôvodne tmavosivé a modrosivé, po zvetraní žltosivé a hnedosivé. Pieskovce sú vápenaté, jemnozrnné až strednozrnné, pôvodne modrošedé, po zvetraní hnedošedé. Hrúbka vrstiev sa pohybuje v intervale 1—200 cm. Interné textúry poukazujú na vznik pôsobením turbiditových prúdov, resp. u tenkých vrstiev s prúdočerinovou lamináciou možno predpokladať, obdobne ako v praznovských vrstvách, konturito-vý pôvod. Transportné smery majú rovnakú orientáciu ako v praznovskom súvrství.

Hranice: Spodná hranica je zhodná s vrchnou hranicou praznovského súvrstvia. Stanovili sme ju stratigraficky (pozri diskusiu na str. 152). Vrchnú hranicu kladieme na rozhranie flyšu a pestrých slieňovcov mladšieho hrabovského súvrstvia.

Vek: Stratigrafickým zaradením opisovaného súvrstvia sa po prvýkrát zaoberal J. Salaj (1962c). Určitú úpravu priniesla práca A. Beganá—J. Salaja (1978). Podľa týchto autorov je stratigrafický rozsah turón—santón (? spodný). Mikrofauna je uvedená na obrázku 5.

Hrabovské súvrstvie

Pomenovanie: Podľa obce Hrabové pri Bytči.

Typová lokalita: Zárez poľnej cesty južne od Hrabového (6A).

Referenčné lokality: Lesná cesta na hrebeni severne od osady Dolina (6b), svah s roklinami západne od Praznova, pri cintoríne (6c)*.

Hrúbka: Približne 80 m.

Litofaciálna charakteristika: Súvrstvie tvoria sliene, pri Hrabovom aj ílovité vápence, červenej, zelenej a zriedkavejšie tiež sivej farby. Zriedkavo sa v nich vyskytujú vložky vápenatých pieskovcov 5—40 cm hrubé. Obsah makrokomponent v pelitoch dokumentuje prímer z dvanástich analýz (J. Očkay—R. Marschalko 1981):

SiO ₂	32,34 %	MgO	2,71 %
Al ₂ O ₃	8,94 %	CaO	25,44 %
TiO ₂	0,55 %	K ₂ O	1,70 %
FeO	1,39 %	Na ₂ O	0,41 %
Fe ₂ O ₃			

* Táto lokalita je z uvedených najprístupnejšia a najlepšie odkrytá. Bola by vhodnejšia ako typová lokalita, avšak vhodný topografický názov v jej blízkosti je už použitý pre inú litostratigrafickú jednotku.

Obr. 6 Schematický profil hrabovského súvrstvia a súvrstvia Hlbokého

<p>neznáme nadožie — tektonicky odrezané, resp. transgredujúci paleogén</p>	<p>flyšové súvrstvie s paketami slieňov, vložkami „pebbly mudstone“, piesčitých vápencov a s olistolitmi</p>	<p><i>Abothompalus mayarensis</i> (Bolli) <i>Globo truncana stuarti</i> (de Lapparent) <i>Racemiguembelina varians</i> (Rzehak) <i>Rugoglobigerina rugosa</i> (Plummer) <i>Orbitoides gensacicus</i> (Leymerie) <i>Lepidorbitoides socialis</i> (Leymerie) <i>Siderolites calcitrapoides</i> Lamarck <i>Miscelanea</i> sp. <i>miscella</i> (D'Archiac-Haine)</p>
<p>500—650 m</p>	<p>pestré (červené, zelené) slieňovce a fľovitě vápence so zriedkavými vložkami pieskovcov</p>	<p><i>Pseudotextularia elegans</i> (Rzehak) <i>Globo truncana rosetta</i> (Carsey) <i>Globo truncana falsostuarti</i> Sigal</p> <p><i>Orbitoides media</i> (d' Archiac) <i>Orbitoides apiculata</i> Schlumberger <i>Globo truncana calcarata</i> Cushman <i>Globo truncana rugosa</i> (Marie)</p>
<p>hrabovské súvrstvie sp. kampaň</p>	<p>80 m</p>	<p><i>Globo truncana arca</i> (Cushman) <i>Globo truncana scutilla</i> Gandolffi <i>Ventilabrella alpina</i> de Klasz <i>Heterohelix globulosa</i> (Ehrenberg)</p>
<p>žadovské súvrstvie</p>	<p>flyšové súvrstvie</p>	<p><i>Globo truncana elevata</i> Brotzen</p>

Zastúpenie farieb slieňov sa v longitudinálnom smere od Hrabového na juhozápad mení. Pri Hrabovom prevládajú červené farby, pri Plevníku-Drieňovom sú zelené a červené farby zastúpené približne v pomere 1:1 a pri Praznove a južnejšie prevládajú (až výrazne) zelené farby pelitov. Súvisí to zrejme s častejšími vložkami pieskovcov. Predpokladá sa, že červená farba sedimentov je pôvodná, spôsobená prímiesou katiónov trojmocného železa (Fe^{3+}) derivovaných z lateritickej zvetrávanej pevniny. Jej zachovanie preukazuje pomalú sedimentáciu v prostredí spojenú s oxidáciou organických látok. Ak boli sedimentačné rýchlosti pôvodne červených sedimentov veľké, organické látky sa zachovali a redukovali v neskorších diagenetických procesoch trojmocného železa na dvojmocné, ktoré sfarbilo sedimenty na zeleno. Takáto interpretácia zodpovedá zistenej zmene zastúpenia farieb v súvislosti s výskytom čatejších vložiek pieskovcov a poukazujú na ovplyvnenie sedimentácie turbiditovými prúdmi, t. j. rýchlejšiu sedimentáciu.

Prevažujúce zastúpenie planktónových druhov foraminifer v druhovo bohatých spoločnostiach napovedá, že pestré slieňe môžu byť analógom súčasných foraminiferových bahien usadzovaných v hĺbkach 2—3 km.

Hranice: Spodná hranica je výrazná. Kladieme ju na rozhranie flyšu a pestrých slieňov. Vrchná hranica je rovnako výrazná a umiestňujeme ju na rozhranie pestrých slieňov a flyšového súvrstvia Hlbokého.

Vek: Pestré pelity obsahujú bohaté spoločnosti planktónových foraminifer: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana scutila* Gandolfi, *Globotruncana elevata* (Brotzen), ktoré datujú súvrstvie ako spodný kampán (D. Andrusov—O. Samuel 1973). Podľa údajov J. Salaja—J. Kyselu et al. (1978), A. Bega—J. Salaja (1978) je tiež zastúpený vrchný santón. (obr. 6)

Súvrstvie Hlbokého

Pomenovanie: Podľa obce Hlboké (pri Bytči).

Typová lokalita: Nakoľko je terén, vybudovaný zo súvrstvia Hlbokého, značne zakrytý a súvrstvie je hrubé, používame zloženú typovú lokalitu.

Spodná časť súvrstvia — Praznov — úpätie svahu pri cintoríne (7A).

Stredná časť súvrstvia — zárez poľnej cesty južne od Hlbokého (7B), obr. 7; ref. profil — zárez poľnej cesty pri JRD v Hrabovom (7B₁).

Vrchná časť súvrstvia — zárez lesnej cesty sv. od Hlbokého (7C).

Hrúbka: 500—650 m.

Litofaciálna charakteristika: Súvrstvie Hlbokého je vytvorené z flyšových sedimentov a slieňov. Ďalšie litologické typy — ílovce s valúnmi, olistolity a piesčité vápence sú zriedkavé. Slieňe vo flyšovom súvrství sú pôvodne modrošedé a tmavošedé. Zvetvávajú na žltohnedo. Pri Hrabovom obsahujú koraly a veľké foraminifery. Hrúbka vrstiev sa pohybuje od 2 do 200 cm. Pieskovce sú rovnako sfarbené ako pelity, sú vápenaté, jemnozrnné až strednozrnné, zriedkavo organogénne. Dosahujú hrúbku 3 až 100 cm. Pozostávajú z úlomkov karbonátov 25—35 %, kremeňa

35—53 %, úlomkov kyslých vulkanických hornín (do 7 %), živcov 0,5—2 %. Sú to litické pieskovce. Ťažké minerály sú zastúpené turmalínom, zirkónom a rutilom. Organogénne pieskovce a piesčité vápence zistené na lokalitách Hrabové, Kopanický potok a Hlboké (O. Samuel—K. Borza—E. Köhler 1972) okrem toho obsahujú úlomky slieňov s globotrunkánami, ihlice húb, úlomky lamelibranchiátov, solitérne koraly a veľké foraminifery. Pieskovcovo-slieňový pomer sa pohybuje medzi hodnotami 0,25—1,37.

Skúmanie sedimentárnych textúr poukázalo, že gradačné zvrstvenie dokonca v hrubších vrstvách je zriedkavé a je nahradené bezštruktúrnym intervalom, alebo je na báze vrstvy vyvinutý len interval spodnej paralelnej laminácie — Tb. Nad ním je prítomný interval prúdovočerínovej laminácie Tc. V tenších vrstvách (< 10 cm) celá vrstva obsahuje len tento interval. Základným a charakteristickým znakom flyšu je postupné pribúdanie priemernej hrúbky pieskovcov a ubúdania slieňovej zložky odspodu nahor. Vertikálne pribúdanie pieskovcovej zložky a hrubnutie vrstiev smerom nahor je znakom progradácie turbiditového litosómu v distálnych častiach náplavového kužela, na prechode do rovného dna bazénu. Ichnofauna je reprezentovaná stopami *Zoophycus* sp. a *Nereites* sp. Jej prítomnosť indikuje turbiditové prostredie väčších morských hĺbok. Transportné zmeny sú orientované takmer kolmo k starším albsko-cenomanským prúdovým poliam. Transport prebiehal od SZ a ZSZ a od S na JV.

Hranice: Spodná hranica je výrazná, nachádza sa na rozhraní pestrých slieňov a flyšu. Na charakter vrchnej hranice existujú dva názory. Podľa O. Samuela et al. (1972) je súvrstvie obmedzené transgredujúcim paleogénnym súvrstvom. Podľa J. Salaja et al. (1978) a R. Marschalku—J. Kyselu (1980) je obmedzenie tektonické. Slabé odkrytie terénu na mieste riešenia problému nedovoľuje sa zatiaľ vyjadriť o hranici jednoznačne.

Vek: Súvrstvie je datované na základe určenia malých a veľkých foraminifer a nanoplanktónu (H. Bystrická in J. Salaj—O. Samuel 1966) ako vrchný kampán—vrchný mástricht. Z tohto hľadiska súvrstvie študoval E. Köhler (1960), O. Samuel et al. (1967), O. Samuel et al. (1972), A. Began et al. (1978). Prehľad zistených foraminifer je uvedený na obrázku 5.

6.

Súvrstvie Hradiska

Pomenovanie: Podľa kóty Hradisko, západne od Žiliny.

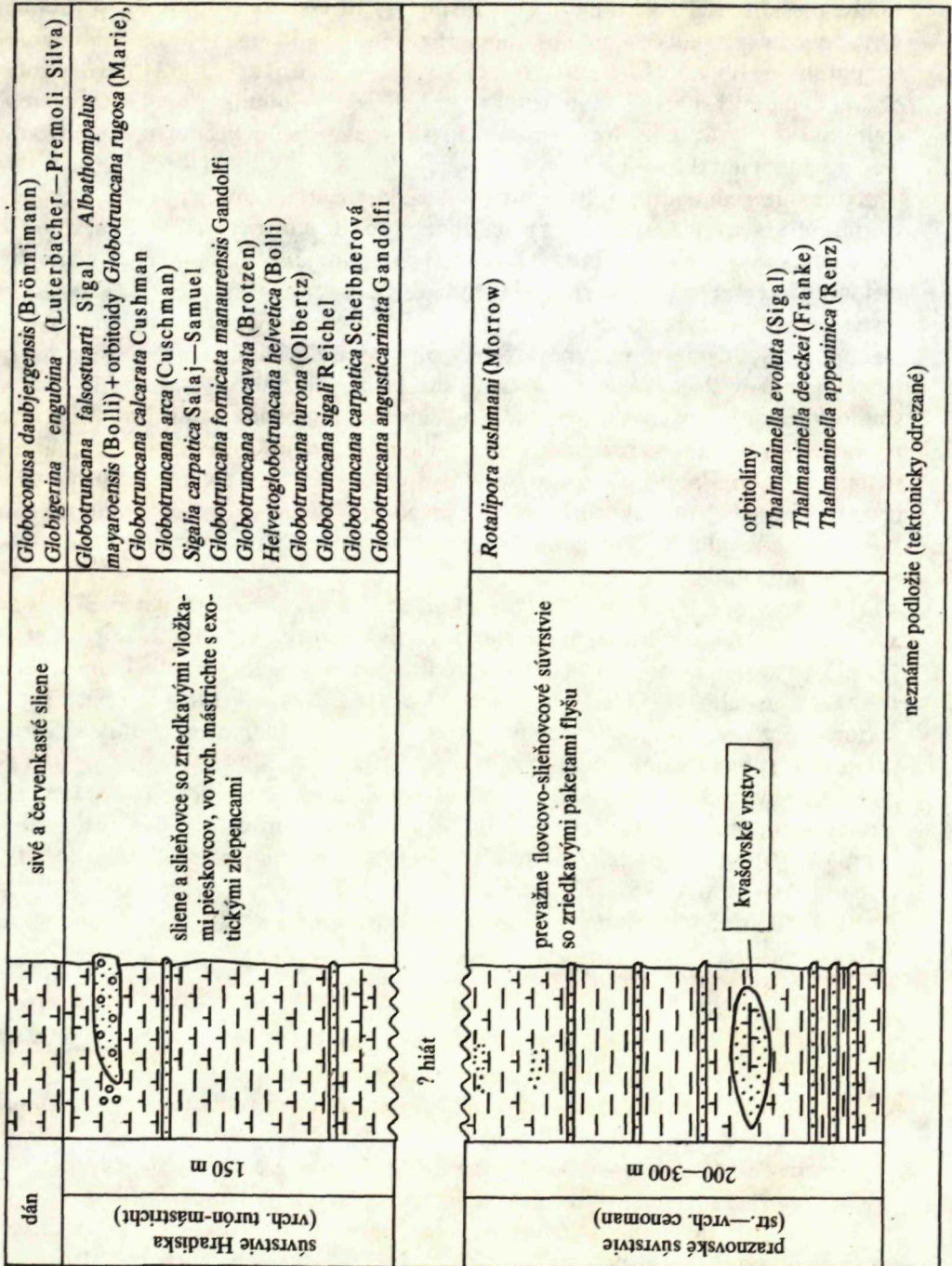
Typová lokalita: Z dôvodov značnej tektonickej redukcie rôznych pasáží súvrstvia a zakrytia terénu používame zloženú typovú lokalitu.

Spodná časť súvrstvia — Závodie pri Žiline, sektor „pod Vinicou“ (8A).

Stredná časť súvrstvia — roklna na južnom svahu kóty Hradisko (8B).

Vrchná časť súvrstvia — Žilina-Závodie, zárez cesty v sektore „Tri dolinky“, severne od kóty „Na skale“ (8C).

Obr. 8 Schematický profil praznovského súvrstvia (pri Žiline) a súvrstvia Hradiska



Tab 1 Synoptická tabuľka litostratigrafických jednotiek podmanínskej skupiny

NEPOMENOVANÉ		NEPOMENOVANÉ		VRCHNÁ KRIEDA						SP. KRIEDA									
						CENOM.		TURON		KOŇAK	SANTÓN	KAMPÁN	MASTR.	DÁN	APT		ALB		
?		?		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)	
SÚVRSTVIE HLBOKÉHO (7)		SÚVRSTVIE HLBOKÉHO (7)		SÚVRSTVIE HLBOKÉHO (7)		SÚVRSTVIE HLBOKÉHO (7)		SÚVRSTVIE HLBOKÉHO (7)		SÚVRSTVIE HLBOKÉHO (7)		SÚVRSTVIE HLBOKÉHO (7)		SÚVRSTVIE HLBOKÉHO (7)		SÚVRSTVIE HLBOKÉHO (7)		SÚVRSTVIE HLBOKÉHO (7)	
HRABOVSKÉ SÚVRSTVIE (6)		HRABOVSKÉ SÚVRSTVIE (6)		HRABOVSKÉ SÚVRSTVIE (6)		HRABOVSKÉ SÚVRSTVIE (6)		HRABOVSKÉ SÚVRSTVIE (6)		HRABOVSKÉ SÚVRSTVIE (6)		HRABOVSKÉ SÚVRSTVIE (6)		HRABOVSKÉ SÚVRSTVIE (6)		HRABOVSKÉ SÚVRSTVIE (6)		HRABOVSKÉ SÚVRSTVIE (6)	
ŽADOVECKÉ SÚVRSTVIE (5)		ŽADOVECKÉ SÚVRSTVIE (5)		ŽADOVECKÉ SÚVRSTVIE (5)		ŽADOVECKÉ SÚVRSTVIE (5)		ŽADOVECKÉ SÚVRSTVIE (5)		ŽADOVECKÉ SÚVRSTVIE (5)		ŽADOVECKÉ SÚVRSTVIE (5)		ŽADOVECKÉ SÚVRSTVIE (5)		ŽADOVECKÉ SÚVRSTVIE (5)		ŽADOVECKÉ SÚVRSTVIE (5)	
PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)	
BUTKOVSKÉ SÚVRSTVIE (1) Butkov		BUTKOVSKÉ SÚVRSTVIE (1) Butkov		BUTKOVSKÉ SÚVRSTVIE (1) Butkov		BUTKOVSKÉ SÚVRSTVIE (1) Butkov		BUTKOVSKÉ SÚVRSTVIE (1) Butkov		BUTKOVSKÉ SÚVRSTVIE (1) Butkov		BUTKOVSKÉ SÚVRSTVIE (1) Butkov		BUTKOVSKÉ SÚVRSTVIE (1) Butkov		BUTKOVSKÉ SÚVRSTVIE (1) Butkov		BUTKOVSKÉ SÚVRSTVIE (1) Butkov	
Drieňovka		Drieňovka		Drieňovka		Drieňovka		Drieňovka		Drieňovka		Drieňovka		Drieňovka		Drieňovka		Drieňovka	
Manín		Manín		Manín		Manín		Manín		Manín		Manín		Manín		Manín		Manín	
Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?	
Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?		Hiát?	
Rohovcové vápen.		Rohovcové vápen.		Rohovcové vápen.		Rohovcové vápen.		Rohovcové vápen.		Rohovcové vápen.		Rohovcové vápen.		Rohovcové vápen.		Rohovcové vápen.		Rohovcové vápen.	
Urgónske vápence		Urgónske vápence		Urgónske vápence		Urgónske vápence		Urgónske vápence		Urgónske vápence		Urgónske vápence		Urgónske vápence		Urgónske vápence		Urgónske vápence	
?		?		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)		PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (2)	

(3) Kvašovské vrstvy (4) Hradnianske zlepence

Hrúbka: 150 m.

Litofaciálna charakteristika: súvrstvie pozostáva prevažne zo slieňov a slieňovcov, žltohnedej a zelenej farby, zriedkavo sa vyskytujú vložky turbiditových pieskocov, a to najmä v kampáne a vo vrchnom mástrichte. Vo vrchnom mástrichte sú tiež prítomné exotické zlepenca a ílovce s valúnmi (pebbly mudstone) s úlomkami rudistov, koralmi, gastropódmi a veľkými foraminiferami. Výskyt má šošovkovitý tvar a je plošne málo významný. Stratigrafické ekvivalenty v okolí šošovky sú slieňovcové a obsahujú pelagické (planktónové) foraminifery. Rovnakú mikrofaunu obsahujú aj vložky slieňov v zlepencoch. V spodnom kampáne sa slieňe laterálne zastupujú s pestrými (červenými) slieňami. Ich posledný výskyt bol zistený v oblasti východne od Ovčiarska. Zriedkavá prítomnosť turbiditových pieskocov poukazuje na prostredie sčasti mimo dosahu činnosti turbiditných prúdov. Šošovkovitý tvar zlepenecov obsahujúcich úlomky starších slieňovcov (K. Borza 1966) umožňuje interpretovať litosóm zlepenecov ako výplň erozívneho kanála. Podľa orientácie obtekových stôp okolo valúnov na spodnej strane vrstiev zlepenecov prebiehal transport z juhu. Záverom teda možno zhrnúť, že horniny boli usadené v spodnej, resp. strednej časti svahu sedimentačného bazéna.

Hranice: Spodná hranica je výrazná, je interpretovaná ako transgresívna s následným tektonickým porušením (porov. diskusiu na str. 152). Vrchnú hranicu kladieme na povrch poslednej vrstvy pevných slieňovcov, ktorá je vrchnomástrichtská. Na nich sú uložené šedé, červenkasté a červené slieňe, ktoré už patria paleocénu. Zároveň je dobre definovaná biostratigraficky vymretím globotrunkán a objavením sa drobných globigerín dānu (J. Salaj et al. 1978).

Vek: Vek súvrstvia je stanovený na základe malých a veľkých foraminifer ako vrchný turón—mástricht (R. Marschalko—J. Kysela 1980). Zistené foraminifery sú uvedené na obrázku 8.

Do tlače odporučil J. Salaj.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť IV. a V. Práce Štát. Geol. Úst. 13, Bratislava, 1—176.
- ANDRUSOV, D. 1951: Podrobná geologická mapa Československej republiky, Slovensko, list Považská Bystrica. Štát. Geol. Úst., Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1958: Podrobná geologická mapa Československej republiky, Slovensko, list Považská Bystrica. Štát. Geol. Úst., Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geologie československých Karpát, zväzok II, Vydavateľstvo SAV, Bratislava, 1—357.
- ANDRUSOV, D. 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manin (Zone des klipptes piénines Carpathes occidentales, Slovaquie). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 23, 2, Bratislava, 227—235.
- ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. 1973: Sur la repartition du facies „couches rouges“ dans les Carpathes occidentales. Geol. zbor., Geologica carpathica 24, 1, Bratislava, 99—106.

- BEGAN A.—SALAJ, J. a kol. 1963: Závěrečná správa za úlohu „Základný geologický výskum a mapovanie v merítku 1:25 000 a 1:50 000, spojený s edíciou máp v merítku 1:50 000, list Považská Bystrica. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BEGAN, A.—BORZA, K.—SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1965: On the Age of Uphlave Conglomerates. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—138.
- BEGAN, A.—BORZA, K.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O. 1978: Orbitoidný vývin kriedy západného Slovenska. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49—67.
- BEGAN, A.—SALAJ, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: Konfer.-Symp.-Semin. „Paleogeografický vývoj Západných Karpát“. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161—168.
- BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepcov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o zemi, Geologica 2, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 5—68, tab. I—XIII.
- BORZA, K. 1979: Valúny albsko-turónskych vápencov zo zlepcov kriedy a paleogénu Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—122.
- FUSÁN, O.—SAMUEL, O. (ed.) 1980: Materiály XXIII. Celoštátnej geologickej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. Prednášky a exkurzní sprievodcovia, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—275.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1980: Mikrobiostratigrafické štúdium kriedy manínskej série na základe vápňitého nanoplanktónu. Čiastková záverečná správa za r. 1978—80. Geofond, Bratislava.
- HEDBERG, H. D. (ed.) 1976: International stratigraphic Guide. subcommission on stratigraphic classification of IUGS Commission on stratigraphy. Wiley—Intersc. Pubic. New York, London, Sydney, Toronto, 1—200.
- CHLUPÁČ, I. 1978: Některé otázky stratigrafické klasifikace. Věst. Ústř. Ústav Geol. 53, 2, Praha, 65—73.
- KÖHLER, E. 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. Geol. Zbor. 11, 1, Bratislava, 67—82.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionálna geológia ČSSR, 2 Praha, 9—486.
- MAHEL, M. et al. 1973: Tectonical structures of the West Carpathians Mts. Guide to excursion A. Geol. Inst. D. Štúra, X. Congr. of the KBGA, fig. 12, Bratislava, 3—80.
- MAHEL, M. 1978: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny križňanského príkrovu. Mineralia slovaca 10, 4, Spišská Nová Ves, 289—309.
- MARSCHALCO, R.—KYSELA, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. Západné Karpaty, sér. geol. 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—79.
- MASARYK, P. 1980: Ťažké minerály z flyšových súvrství albu-cenomanu bradlového pásma a križňanského príkrovu. Diplomová práca PFUK. Geofond č. 45816, Bratislava.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie a regionálna geografická syntéza Slovenskej socialistickej republiky (súbor diagnostických a prognostických máp o krajine a životnom prostredí, Slovenský úrad geodézie a kartografie. Bratislava.
- MIŠÍK, M.—ŠÝKORA, M. 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a manínskej jednotky. Západné Karpaty sér. geol. 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—111.
- OČKAY, J.—MARSCHALCO, R. 1981: Geochémia slieňovcových hornín manínskej jednotky. Zborník referátov, zv. 3, IV. Slovenská geologická konferencia, Bratislava, 39—46.
- RAKÚS, M. 1975: Pestrá vrchná krieda „Couches rouges“ v manínskom príkrove. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 311—313.
- RAKÚS, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. Geol. Práce, Správy 69, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21—38.

- SALAJ, J. 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 83—97.
- SALAJ, J. 1962a: Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov križňanskej a manínskej jednotky a ich vzájomný vzťah. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 245—259.
- SALAJ, J. 1962b: Správa o stratigrafii kriedových sedimentov manínskej série na liste Považská Bystrica. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. 1962c: Mikrobiostratigrafia kriedy Západných Karpát (Slovensko). Dizertačná práca PFUK, Praha.
- SALAJ, J. 1980: Microbiostratigraphie du Cretacé et du Paleogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—238.
- SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-kreide (Slowakei). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291, tab. 1—48.
- SALAJ, J.—KYSELA, J.—GAŠPARIKOVÁ, V.—BEGAN, A. 1978: Dán a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. Geol. Práce, Správy 70. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57—81.
- SALAJ, J.—KYSELA, J. a kol. 1978: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000, list Bytča. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SAMUEL, O.—SALAJ, J.—KÖHLER, E.—BORZA, K. 1967: Relation of the Cretaceous to the Paleogene in the Klippen Belt of the Váh riverside (West Carpathians). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 18, 1, Bratislava, 125—132.
- SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the middle Váh valley (West Carpathians). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—246.
- SCHEIBNER, E.—SCHEIBNEROVÁ, V. 1958: O veku praznovských vrstiev v Považí. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied 9, 1, Bratislava, 40—51.
- ŠTÜR, D. 1860: Bericht über die Geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. Geol. Reichsanst, 11, Wien, 17—151.

Ján Kysela—Róbert Marschalko—Ondrej Samuel

Lithostratigraphical classification of Upper Cretaceous sediments of the Manín Unit

Summary

Detailed mapping with microbiostratigraphical and sedimentological researches in the past twenty years resulted in many new data especially on the Upper Cretaceous of the Manín Unit. Although the opinions about its paleogeographical position are different, the Cretaceous sediments, in our opinion genetically related with older formations of the unit, differ in lithofacies character from stratigraphically analogous members of the Klippen Belt. So we distinguished the Podmanín group in the Manín Unit. According to different lithofacial elements we distinguished there six lithostratigraphical units of higher (formation) category and two of lower (member) category.

The Butkov Formation (synonym: cement marls from Butkov in the sense of D. Andrusov 1959) comprises dark, blue-grey and green-grey marls and marlstones, partly spotty. They contain occasional intercalations of fine-grained calcareous sandstones, 3 cm in thickness. According to the existing microbiostratigraphical results, neither the upper nor the lower boundary of the lithostratigraphical unit described are not isochronous. In the area of Zásكالie, the lower boundary is Aptian-Albian, and Upper Albian in the area of Podmanín and Butkov. The upper boundary is not likely to overpass the Upper Cenomanian.

The Praznov Formation is a redefined lithostratigraphical unit (the Praznov beds in the sense of D. Štúr 1860). It consists mostly of flysch including blue-grey and dark-grey limestones, shales and marls

alternating with fine-grained and coarse-grained calcareous sandstones. They contain occasional intercalations of medium- to coarse-grained conglomerates.

Stratigraphical range of the Praznov Formation is Upper Albian-Cenomanian, to Middle Turonian. So the Formation is partly synchronous with the Butkov Formation.

Two units of lower order (members) may be distinguished in the Praznov Formation: the Zemiansky Kvašov beds and the Hradné conglomerates.

The Zemiansky Kvašov beds consist of light-grey organodetrital sandy limestones and of medium-grained to coarse-grained organogenic sandstones. Sediments of this lithofacial type form lenses of variable stratigraphic level (Upper Albian, Lower—Upper Cenomanian).

The Hradné conglomerates consist of medium-grained to bouldery conglomerates with sandy matrix. Their stratigraphic range is Middle—Upper Cenomanian.

The Žadovec Formation consists mostly of Flysch facies with intercalations of grey marls and shales with pebbles (pebbly mudstone). Stratigraphic range of the Formation is Toronian—Santonian.

The Hrabové Formation consists of red and green variegated marls with layers of clayey limestones and infrequent calcareous sandstones. Its Upper Santonian—Campanian stratigraphic range was determined according to plentiful planktonic foraminifers.

The Hlboké Formation is made up of flysch sediments and marls. They contain scarce shales with pebbles, olistolites and sandy limestones.

Marls in the Flysch Formation are blue-grey to dark-grey. When weathered, they turn out yellow brown. Sandstones are the same in colour as pelites. The formation contains occasional corals and larger foraminifers (Hrabové). The larger and small foraminifers indicate the Upper Campanian—Upper Maastrichtian stratigraphical range of the Hlboké Formation.

The Hradisko Formation consists mostly of yellow-brown and green marls and marlstones. Intercalations of turbidite sandstones are infrequent, mostly in the Campanian and Upper Maastrichtian. In the Upper Maastrichtian are also exotic conglomerates and pebbly mudstone with fragments of rudistes, corals, gastropods and larger foraminifers. The Upper Turonian- Maastrichtian age of the Hradisko Formation was determined according to small and larger foraminifers.

Explanations of Figures

Fig. 1a Cartogram of type and reference localities of lithostratigraphical units of the Podmanín Group (NE part).

Fig. 1b Cartogram of type and reference localities of lithostratigraphical units of Podmanín Group (SW part).

Fig. 2 Schematic profile of the Butkov and the Praznov Formations (area Manín, Butkov).

Fig. 3 Lithological profiles of the Praznov Formation on localities Praznov (2A), Belušské Slatiny (2m), Dolný Lieskov (2k), with transport directions marked.

Fig. 4 Schematic profile of the Praznov Formation in the so-called Jablonovo—Praznov slice.

Fig. 5 Schematic profile of the Žadovec Formation.

Fig. 6 Schematic profile of the Hrabové and the Hlboké Formations.

Fig. 7 Lithological profile of the central part of the Hlboké Formation of the locality Hlboké (7B) with marked transport directions indicated by cross lamination in sandstones.

Fig. 8 Schematic profile of the Praznov Formation (near Žilina) and of the Hradisko Formation.

Photographic tables XLI—XLII

Table XLI

Fig. 1 Butkov Formation — structureless and vaguely laminated marlstones. A quarry on the western slope of the B.M. Butkov — a part of the type locality (1A)

Fig. 2 Butkov Formation — a detail of spotty marlstones. Spots resulted from intense bioturbation. A quarry on the western slope of the B.M. Butkov (locality 1A)

Table XLII

Fig. 1 Sandstones of contourite type in the Praznov Formation. A road cut W of Lieskové (locality 2k)

Fig. 2 Turbidite flysch of the Praznov Formation. A road cut near Belušské Slatiny (locality 2m)

Translation: E. Jassingerová

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XLI—XLII

Tabuľka XLI

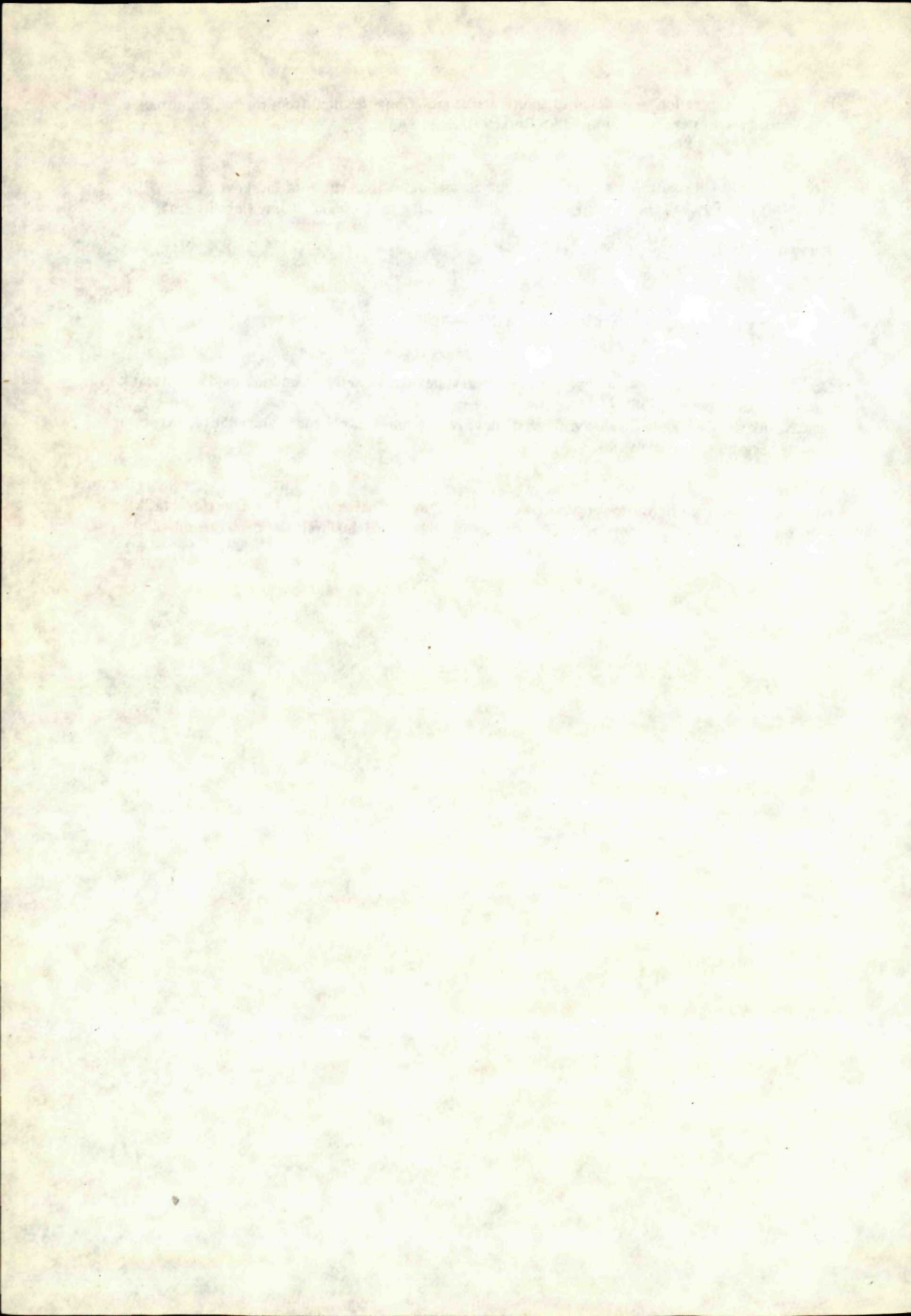
Obr. 1 Butkovské súvrstvie — masívne až nevýrazne vrstevnaté slieňovce. Lom na západnom svahu k. Butkov — časť typovej lokality (1A)

Obr. 2 Butkovské súvrstvie—detail škvrnitých slieňovcov. Škvrnitosť spôsobená intenzívnou bioturbáciou. Lom na z. svahu kóty Butkov (lokalita 1A)

Tabuľka XLII

Obr. 1 Pieskovce typu konturítov v praznovskom súvrstí. Zárez poľnej cesty z. od Lieskova (lokalita 2k).

Obr. 2 Turbiditový flyš praznovského súvrstvia v záreze cesty pri Belušských Slatinách (lokalita 2m)



Anna Vozárová—Jozef Vozár

Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika

1 mapa pod páskou, 7 obrázkov, anglické resumé

Abstract. In the basal part of the cover of the southern part of the Veporicum two new lithostratigraphic units were distinguished, namely the Slatvina Formation and the Rimava Formation forming the Revúca Group. Their age is Stephanian C—D to Permian.

Úvod

Problém zastúpenia mladšieho paleozoika v južnej časti veporika medzi Dobšinou—Jelšavou—Poltárom až sz. okrajom lučenskej kotliny sa traduje od prvých výskumov v tejto oblasti. Obdobne i možná korelácia s vývinmi mladšieho paleozoika v Čiernej hore a Sľubici je stále predmetom záujmu odbornej verejnosti. Štúdiom tejto problematiky v posledných 5—7 rokoch sme dospeli k celému radu výsledkov čiastočne dopĺňujúcich doterajšie náhľady. Ako úplne nový fenomén tu vystupuje do popredia vymedzenie a definovanie súvrství v bazálnej časti obalu južného veporika.

Predkladáme charakteristiku novovymedzených litostratigrafických jednotiek — slatvinského a rimavského súvrstvia, ktoré spolu budujú revúcku skupinu. Súčasne zaujímame stanovisko k ich pozícii. Osobitným problémom je kontaktná metamorfóza spôsobená mladým alpínskym granitom, a to po celej dĺžke vystupovania súvrství revúckej skupiny.

Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika možno korelovať s obdobnými výskytmi v južnej časti masívu Sľubice a Čiernej hory.

Prehľad výskumov

Z prvej etapy výskumov treba spomenúť z územia Jelšava—Sirk—Burda—Hnúšťa ucelené geologické mapy J. Šufa (už z r. 1923—1933) a jeho neskoršie publikova-

RNDr. A. Vozárová, CSc., RNDr. J. Vozár, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

né práce (1937, 1938). Z týchto štúdií vyplýva jednak stavba gemerika v blízkosti Ľubenícko-margecianskej línie (sensu D. Andrusov 1958, 1959) a zo strany veporika (sensu D. Andrusov—J. Bystrický—O. Fusán 1973) vymedzenie dôležitých celkov terigénnych sedimentárnych hornín bez konkrétnejšej stratigrafie. J. Šuf (1937, 1938) postrehol účinky kontaktnej metamorfózy svetlého granitu na šedé súvrstvie pieskovcov a fylitov.

V južnej časti veporika, na JZ od Ľubeníka vymedzuje A. Nemčok (1953) staršie paleozoikum, ku ktorému zaraďuje granity, svory, fylity a kontaktne metamorfované pieskovce. Okrem toho vyznačuje terigénne sedimenty permu ako jediný reprezentant obalovej série. Na tom „en bloc“ leží príkrov gemerika.

Celkové nové poňatie obalovej série je v práci A. Bieleho (1955), ktorý vymedzil perm v súlade so staršími údajmi, avšak v podloží permu tmavošedé fylity, fylitické bridlice a pieskovce miestami kontaktne metamorfované svetlým granitom považuje za možný ekvivalent karbónu. Vrchnokarbónsky vek tu neskôr potvrdila E. Planderová—A. Vozárová (1978) na základe nálezu palinomorf z litologic-ky študovaných profilov Uhliarskej doliny v blízkosti Turčoka, novšie od Selcov a Kocihy (D. Vass et al 1982).

K významnejším prácam prevažne regionálne geologického a tektonického charakteru s cieľom riešiť vzťah gemerika a veporika pozdĺž celého styku od Dobšinej na J a JZ sú štúdie V. Zoubka (1932, 1936, 1956). Kryštalínikum veporika tzv. kohútskej zóny je v citovaných prácach chápané ako prekambrium, na ktorom leží v autochtónnej pozícii perm a lokálne i trias. Pre riešenie celkového tektonického vzťahu, najmä vyjadrenie nasunutia gemerika na veporikum, bolo prínosom definované vrásy Markušského vrchu (V. Zoubek—L. Snopko 1955).

Kryštalínikum južnej časti veporika a jeho obalová séria boli súhrnne spracované na základe vyššie citovaných prác pre Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, listy Vysoké Tatry, Rimavská Sobota (O. Fusán et al. 1962, 1963) a v Regionálnej geológii ČSSR (M. Maheľ et al. 1967). Opätovne sa pripisuje kryštalíniku prekambriový vek a v perme obalovej série sa opisujú viaceré typy klastických sedimentov, malé telesá kremenných porfýrov a ich pyroklastík.

Nové poňatie stavby územia medzi dolinami Západný Turiec a Rimava priniesla štúdia I. Vargu (1963), ktorý sa venoval hlavne útvarom v gemeriku (karbón s magnezitmi). Zo strany veporika vymedzuje granitoidy pásma Kohúta a v ich rámci definuje masív Hiaku a Hrlice. Tmavé a svetlé kvarcity, kontaktné rohovce, rôzne typy fylitov považuje za podložie vrchného permu, ku ktorému zaraďuje zlepence, droby a kremenný porfýr s vulkanoklastikami. Granity, ktoré sú v alpínskych štruktúrach a kontaktne metamorfujú nadložné sedimenty, považuje za mladé až postrednokriedové. Opisuje náznaky a účinky plytkej podpovrchovej intrúzie žuly aj v sedimentoch vrchného karbónu gemerika.

V poslednom období skúmal stupeň premeny na kontaktoch granitu J. Kamenický (1977). Granit nazýva rimavickým, považuje ho za variský a kontaktne metamorfované sedimenty, nami zaradené do slatvinského súvrstvia, považuje za

prekambrium. V práci uvádza dobre zachované sedimentárne textúry. Zónu kontaktnej metamorfózy vymedzuje plošne na 2—3 km, najviac až na 4 km vzdialenú od granitu a teplotu na kontakte uvádza do 550 °C.

Na mladý alpský vek granitov v priestore tektonického styku gemerika a veporika prvýkrát upozornil J. Kantor (1960) a pôvodný údaj doplnil novším datovaním na 88—118 mil. rokov (J. Kantor 1979 ex A. Vozárová—J. Vozár et al. 1979).

Pri výskume a zostavovaní geologických máp v mierke 1:50 000, listy Tisovec (A. Klinec et al. 1963), Revúca (A. Klinec et al. 1962), Dobšiná (L. Snopko et al. 1963), ako aj pri zostavení mapy regiónu Slovenské rudohorie—stred, Nízke Tatry—východ (A. Klinec 1976) sa kryštalínikum veporika chápe ako dva tektonické celky — hronský komplex a kráľovohoľský komplex, ktoré sú v tektonickom styku (príkrovová pozícia kráľovohoľského komplexu). Vekove sa uvažuje prevažne o staropaleozoickom zaradení. Pri východnom a juhovýchodnom obmedzení kryštalínika veporika bolo vymedzené staršie paleozoikum ako séria Hladomornej doliny (A. Klinec—I. Lehotský—M. Petro—S. Vrána 1962, 1963), a to na základe výskytu spor z lokality Hladomorná dolina určených P. Snopkovou. Tento názor na vek sedimentov z oblasti Hladomornej doliny zastáva aj novšie A. Klinec—E. Planderová (1981) na základe troch vzoriek z vrtnu KV-3 (Rochovce) z hĺbky 100,5 m, 150,0 m a 236,0 m. Zároveň pripúšťajú autori aj možnosť zastúpenia sedimentov dvoch komplexov rozdielnych vekov — staropaleozoického zhodne so starším poňatím A. Klinca et al. (1962) a mladopaleozoického — stefan C — zhodne s poňatím E. Planderovej—A. Vozárovej (1978).

Mladšie paleozoikum na vyššie citovaných mapách L. Snopku et al. (1963), A. Klinca et al. (1963, 1962), A. Klinca (1976) je zastúpené len terigénnymi sedimentmi permu s lokálnym výskytom vulkanogénnych hornín. V podstate je to názor zhodný s O. Fusánom et al. (1962, 1963).

T. Gregor (1962) súhlasne s poňatím J. Šufa (1923—1933) a A. Bieleho (1955) v podloží permu vymedzuje súvrstvie šedých sedimentov. Pri zostavovaní mapy Geologicko-ložiskovej štúdie Spišsko-gemerského rudohoria (L. Snopko et al. 1970) sa zohľadnili obe poňatia stavby jv. časti veporika, medzi Rejdovou—Lubenikom—Hnúšťou. Vymedzuje sa jednak staropaleozoická „séria Hladomornej doliny“, ale v mladšom paleozoiku zároveň „šedé súvrstvie vrchného karbónu (?)“ aj „pestré súvrstvie vrchného permu“.

Koncepciu A. Klinca et al. (1962, 1963) uplatnili pri metalogenetickom výskume veporského kryštalínika M. Chovan a M. Petro (1972) — vymedzujú okrem starých granitoidov aj mladšie variské granity s účinkami kontaktnej metamorfózy na komplexy hornín „séria Hladomornej doliny“. Ako obal vymedzujú len terigénne sedimenty permu.

Od r. 1972 sme skúmali paleozoikum oblasti styku gemerika a veporika. Spracovaním tohto územia topografických listov v mierke 1:25 000 Jelšava (T. Gregor et al. 1976), Ratkovské Bystré (P. Reichwalder et al. 1979), Ratkovská Suchá

(L. Gaál et al. 1980), ako aj štúdiom obalu južnej časti veporika medzi Dobšinou—Jelšavou—Poltárom a sz. okrajom lučenskej kotliny sa dospelo k novým výsledkom aj v poňatí stavby a vymedzenia obalovej série veporika. Bola skúmaná litológia, petrografia, metamorfizmus, prítomnosť vulkanických členov, tektonika. Žuly v literatúre rôzne označované (typ Hiaku—Hrlice sensu I. Varga 1963, rimavický granit sensu J. Kamenický 1977, rochovský granit sensu A. Klinec et al. 1980), na základe datovaní J. Kantora (1960, 1979 in A. Vozárová—J. Vozár et al. 1979, in A. Klinec et al. 1981) pozície a formy vystupovania chápeme ako synorogénny prienik do alpínskych štruktúr v postrednekriedovom období.

Toto poňatie stavby južného a juhovýchodného okraja veporika sme zahrnuli už do novej geologickej mapy Slovenské rudohorie—východ (Š. Bažaník et al. 1979).

Geologická pozícia v južnej časti veporika

Pozdĺž Iubenícko-margecianskej línie (sensu D. Andrusov 1958, 1959) je na veporikum „en bloc“ nasunutá vrchná tektonická jednotka gemerikum. Priebehom tejto línie je limitované južné a juhovýchodné obmedzenie jednotlivých členov obalovej série veporika. V území medzi dolinou rieky Muráň na SZ od Jelšavy, dolinou Poltarice na S od Poltára až na severozápadný okraj lučenskej kotliny je generálny priebeh Iubenícko-margecianskej línie SV—JZ s úklonom na JV o variabilnej hodnote 15° — 55° , len ojedinele dosahuje hodnota sklonu až 75° na JV.

Od oblasti Jelšavy po záver doliny dobšinského potoka je priebeh Iubenícko-margecianskej línie prevažne SSV—JJZ až S—J s úklonom 15° — 55° generálne na V, len lokálne bola zistená hodnota úklonu viac než 55° . Veporikum, ktoré vystupuje severne od Iubenícko-margecianskej línie na povrchu, upadá pozdĺž tejto línie na JV, resp. V do podložia gemerika. Násunová línia je lemovaná širšou zónou zbridičnatenia, drvenia, ktoré je intenzívnejšie na spodnej jednotke, zatiaľ čo u vrchnej jednotky možno pozorovať okrem intenzívneho zbridičnatenia aj výrazné detailné prevrásnenie jednotlivých komplexov vrchného kárbónu i staršieho paleozoika, čo je charakteristické pre bazálnu časť násuvanej jednotky v príkrovovej pozícii.

Lubenícko-margecianska línia je povrchovým prejavom násuvnej plochy značných rozmerov, najmä čo do hĺbkového pokračovania (A. Klinec, L. Snopko 1977 in J. Plančár et al. 1977, P. Grecula—I. Varga 1979). Táto význačná štruktúra je na styku dvoch rozdielnych tektonických jednotiek. Tieto boli v pôvodnom palinspastickom pláne vrchného paleozoika a mezozoika od seba vzdialené a medzi nimi existoval široký sedimentačný priestor s reprezentatívnymi vývinmi jednak obalových sérií južnej časti veporika a severnej časti gemerika, jednak pôvodný priestor príkrovov hronika (sensu D. Andrusov—J. Bystrický—O. Fusán 1973). V dnešnom poňatí geologickej stavby v okolí Iubenícko-

margecianskej línie je dominujúcim faktorom príkrovový charakter stavby a nasunutie gemerika na veporikum i prítomnosť intrúzie granitov, ktorých vek preukázal J. Kantor (1960, 1979 in A. Vozárová—J. Vozár 1979) ako barém až turón v rozmedzí 118—88 mil. rokov.* Granity prenikli až do alpínsky sformovanej ľubenícko-margecianskej línie a s ňou súhlasne prebiehajúcich štruktúr formou viacnásobných jazykovitých intrúzií. Predovšetkým sú to prieniky do spodnej tektonickej jednotky v miestach relatívne voľnejšieho priestoru na styku kryštalinika a obalovej série. Priebeh granitovej intrúzie je SV—JZ a sklon na JV. Zatiaľ čo vo veporiku sú to dnes dobre obnažené telesá, granitová intrúzia je plytšia a prejav kontaktnej metamorfozy dobre sledovaný na povrchu, v oblasti budovanej gemerikom, kde margeciansko-ľubenícka línia upadá strmšie na JV, je granitová intrúzia hlbšie uložená a len lokálne možno na základe žíl aplitových žúl a prítomnosti novotvorených minerálov predpokladať jej rozšírenie vo väčšej hĺbke.

Priečna zlomová tektonika dopĺňa dnešný obraz zložitej geologickej stavby. Sú to prevládajúce smery zlomov S—J, potom SSZ—JJV až SZ—JV. Prebiehajú väčšinou v dolinách a v morfológicky výrazných depresiách. Tendencia posunu na priečnych zlomoch je prevažne horizontálna, u jednotlivých zlomov aj vertikálna.

Charakteristika litostratigrafických jednotiek

Revúcka skupina

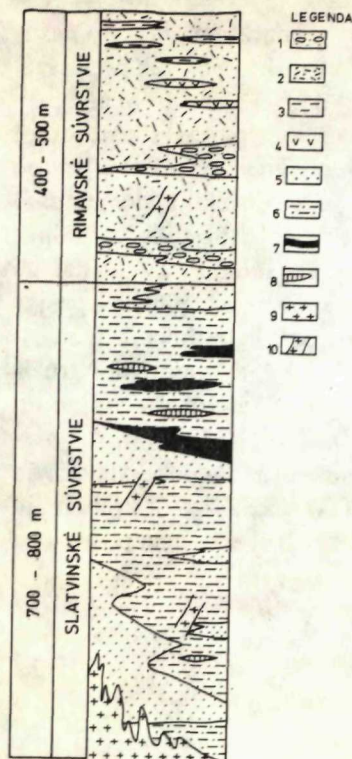
V južnej časti Slovenského rudohoria, regionálne vo vymedzenej Revúckej vrchovine (M. Lukniš—E. Mazúr 1980), pri južnom a juhovýchodnom obmedzení tektonickej jednotky veporikum vystupuje v pozícii obalu súbor metamorfovaných klastických sedimentov so sporadickým výskytom vulkanických hornín. Nazývame ho *revúcka skupina*.

Zloženie skupiny. Pozostáva z dvoch základných litostratigrafických jednotiek: slatvinské súvrstvie, rimavské súvrstvie (geol. mapa, obr. 1).

Pomenovanie skupiny je podľa orografickej jednotky Revúcka vrchovina, kde majú obe súvrstvia skupiny maximálne rozšírenie. V profile Revúckej doliny na sever od Sirku sú dobre zachované prierezy oboch základných litostratigrafických jednotiek skupiny.

Rozšírenie skupiny je dané rozšírením slatvinského a rimavského súvrstvia (viď geol. mapu). Regionálne to možno obmedziť na Revúcku vrchovinu medzi záverom dobšinského potoka a obcou Rejdová až po oblasť Slavošovce—Rochovce, ďalej smerom do doliny rieky Muráň na sever od Jelšavy. Smerom na JZ sú to južné svahy Revúckej vrchoviny severne od obcí Turčok, Sirk, Poproč až do doliny

* Novšie J. Kantor in D. Vass et al. 1982 z oblasti selčianskeho potoka preukázal vek 14±10 mil. rokov



Obr. 1 — Litostratigrafická schéma rimavského a slatvinského súvrstvia.

1—4 — rimavské súvrstvie; 1 — metamorfované piesčité zlepence; 2 — metamorfované arkózové vaky a živcové droby; 3 — metamorfované aleuopelity; 4 — metamorfované ryolity a ryolitové tufy; 5—8 — slatvinské súvrstvie: 5 — metamorfované pieskovce; 6 — metamorfované pieskovce cyklicky sa striedajúce s metamorfovanými pelitmi; 7 — metamorfované grafitické bridlice; 8 — metamorfované dacity, dacitové tufy; 9 — granit; 10 — žily aplitickej žuly, žily pegmatitové.

Rimavy na juh od Hnúšte. Ďalej na západ južné svahy Sinca, na sever od Selcov a Poltára, severný a severozápadný okraj lučenskej kotliny až po oblasť Sedem chotárov.

Hrúbka skupiny je max. 1.300 m.

Pozícia. Spodná časť zachovaného obalu veporika. V podloží vystupuje intrúzia mladej alpínskej žuly, ktorá prenikla v štruktúre medzi obalom a staropaleozoickým komplexom kryštalinika. Nadloží revúckej skupiny je federátska skupina, resp. jej jednotlivé mezozoické členy, pokiaľ sú zachované. Tektonickým nadloží je gemerikum „en bloc“.

Slatvinské súvrstvie

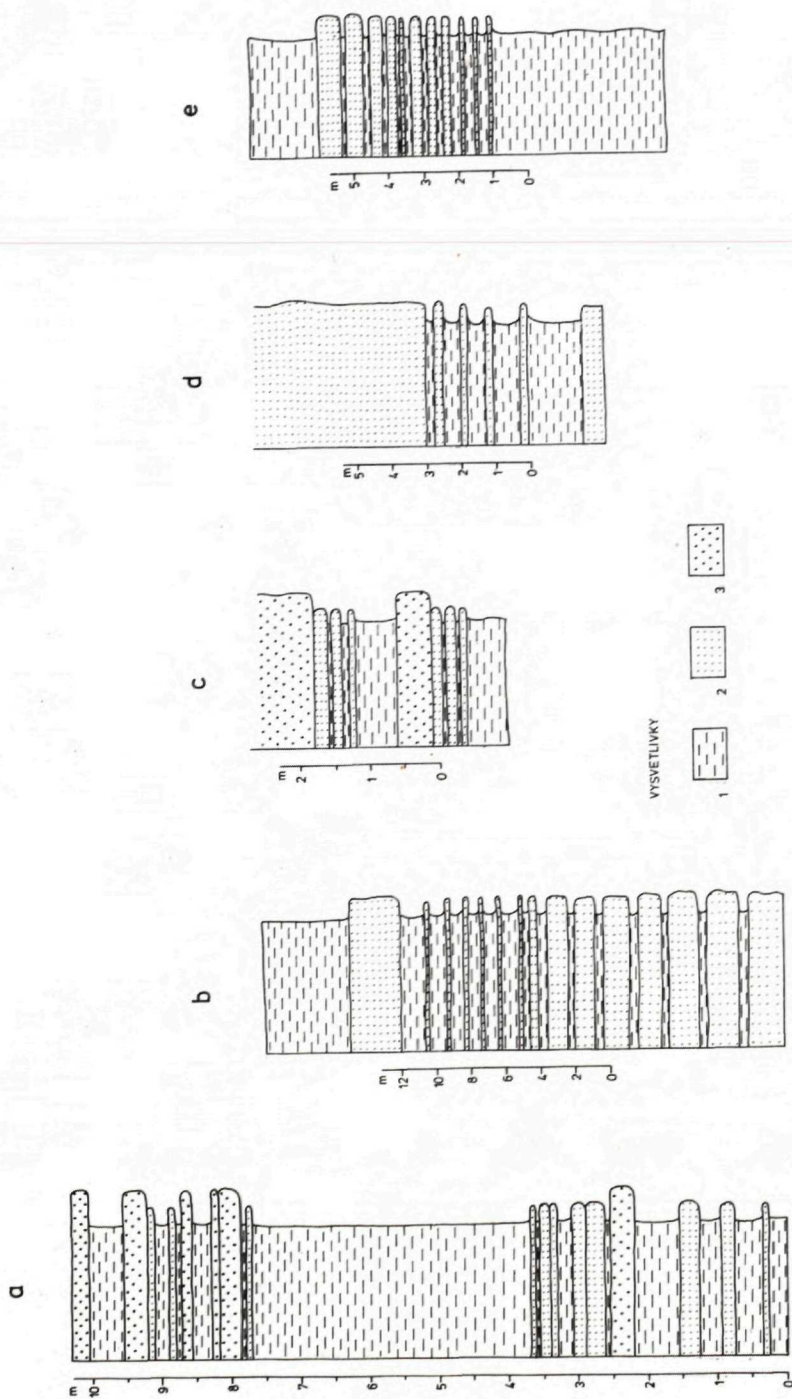
Do slatvinského súvrstvia bol začlenený komplex metamorfovaných klastických sedimentov prevažne šedej farby. Napriek polymetamorfnnej premene celého komplexu zachovala sa zo značnej časti makroštruktúra pôvodných sedimentárnych sekvencií, ktoré majú výrazne cyklickú stavbu. Je to jeden zo základných litostratigrafických znakov slatvinského súvrstvia.

Pomenovanie. Podľa údolia potoka Slatvina, na juhovýchod od obce Krokava, na juh od obce Hrlica.

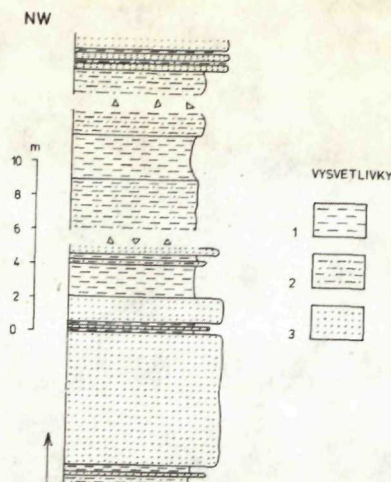
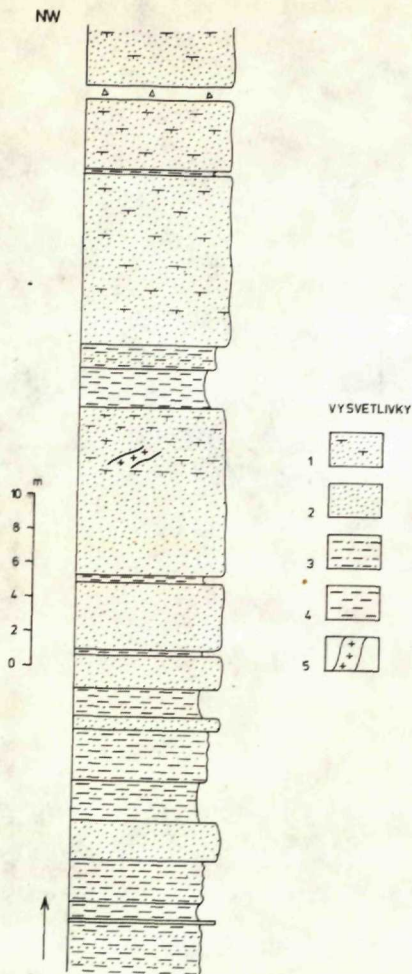
Stratotypom súvrstvia je defilé v záreze štátnej cesty Krokava—Burda (obr. 3) doplnený o profily z Revúckej (obr. 4) a Uhliarskej doliny (publikovaný v práci E. Planderová A. Vozárová 1978), z oblasti na S od Sirku a Turčoka.

Hrúbka súvrstvia je odhadnutá na 700 až 800 m, z údajov získaných z terénnych litologických štúdií a z mapovacích podkladov.

Regionálne rozšírenie súvrstvia je viazané na bazálnu časť obalovej série južnej časti veporika (viď mapu).



Obr. 2a, b, c, d, e. — Litologické profily slatvinským súvrstvím lokality: 2a — dol. Kočíšský potok, 2b — Lipová dolina, lok. č. 12 na SZ od Turčoka, 2c — Lipová dolina, lok. č. 21 na SZ od Turčoka, 2d — Bystrá dolina, lok. č. 63, pri Sirku; 2e — Vlačská dolina, lok. č. 59 na S od Sirku.
 1 — metamorfované aleuropelity; 2 — metamorfované jemnozrnné pieskovce; 3 — metamorfované strednozrnné pieskovce.



Obr. 4 — Profil slatvinským súvrstvím, lokalita: Revúcka dolina na S od Sirku
 1 — metamorfované bridlice, 2 — metamorfované prachovce, 3 — metamorfované drobnozrnné pieskovce.

Obr. 3 — Profil slatvinským súvrstvím, lok. cesta na Krokavu pri k. Slatviná
 1 — stredozrnné zlepence, 2 — jemnozrnné zlepence, 3 — piesčité zlepence, 4 — pieskovce, 5 — piesčité bridlice, 6 — grafické bridlice.

nie vada

Hranice. Jeho priamy vzťah ku stratigrafickému podložíu je zastrený kontaktom s mladou alpínskou žulou, ktorej vek K-Ar metódou preukázal J. Kantor z oblasti Lubeníka (1960) a z oblasti Krokavy z typového profilu (J. Kantor 1979 ex A. Vozárová—J. Vozár et al. 1979).

2

Stratigrafickým nadložíom slatvinského súvrstvia je komplex stredno- až hruboklastických metasedimentov svetlošedej farby, ktorý bol označený ako rimavské súvrstvie. Vzájomné vzťahy slatvinského a rimavského súvrstvia sú poznačené faciálnym prechodom, ktorý možno dobre sledovať v oblasti Turčoka — defilé v Uhliarskej doline a Lipovej doline (obr. 2, lok. č. 21). Ďalej smerom na JZ je lokálne styk slatvinského súvrstvia s rimavským súvrstvom tektonický. Násun rimavského súvrstvia od JV na SZ pozdĺž strmo ukлонenej plochy je prejavom alpínskej tektoniky severnej vergencie.

Litologická charakteristika. Najvýraznejším znakom je cyklická stavba sedimentárnych sekvencií, ktorá zostala zachovaná i napriek regionálnej epimeta-morfnej premene celého súvrstvia. Výnimkou je iba zóna v blízkosti kontaktu s mladou žulou, kde sú metasedimenty zmenené na granátovo-biotitické rohovce a sú poprenikane rojom aplitických žiliek.

Cyklická stavba je charakteristická striedaním dobre vyvinutých telies pieskovcov, pôvodne drobnostrednozrnných, s relatívne jemnejšími sedimentmi, pôvodne aleuropelitmi, v dnešnom stave metamorfovanými do fylitovej fácie. Telesá pieskovcov majú tabulárny tvar, sú ostro ohraničené voči svojmu podložíu i nadložíu a vo väčšine prípadov masívne, bez prejavov gradačného zvrstvenia. Lokálne je zachované horizontálne zvrstvenie, len veľmi vzácné šikmé zvrstvenie.

Telesá pieskovcov sú zložené do cyklov nižšieho radu. Cykličnosť je spôsobená zmenou v hrúbke vrstiev pieskovcov, zmenou percentuálneho zastúpenia pôvodne piesčitých a aleuropelitových členov v celej sekvencii, niekedy i zmenou zrnitosti v pieskovcových telesách. Zistené boli typy cyklov normálnych, ktoré sú typické zjemňovaním sedimentov smerom do vrchných častí, ale tiež inverzných, to znamená s typickým zhrubovaním zrn sedimentov alebo zväčšovaním hrúbky telies hrubších sedimentov smerom do vrchných častí (príklady typov sedimentačných cyklov — obr. 2—5). Cykly nižšieho rádu, ktoré dosahujú hrúbku okolo 5—10 m, sú zložené do cyklov vyššieho rádu. Tieto majú výraznú tendenciu zhrubovania do vrchných častí. Regionálne možno pozorovať dva takéto cykly nad sebou. Zhrubovanie sa prejavuje pribúdaním telies pieskovcov v cykloch nižšieho rádu, až celkový charakter cyklov nadobúda takmer výlučne piesčitý charakter. Striedajú sa lavice metapi-skovcov drobnostrednozrnných, veľmi vzácné v oblasti Hnúšte i hrubozrnných.

Dva typy sedimentárnych sekvencií — 1) metamorfované pieskovcové komplexy; 2) cyklicky sa striedajúce metamorfované pieskovce a aleuropelity — tvoria základné členy slatvinského súvrstvia dobre odlišované v celej študovanej oblasti aj kartograficky.

Významným členom sú polohy grafitických bridlíc, rozšírené predovšetkým v oblasti Sirku a Turčoka. Dosahujú maximálnu hrúbku 30—50 m. Obsahujú hojný rastlinný detritus a tiež zvyšky hmyzu (E. Planderová—A. Vozárová 1978), ktoré neboli doposiaľ bližšie určené. Grafitické bridlice vystupujú predovšetkým v druhom veľkom cykle, pričom jeden z najvýznamnejších horizontov je práve v jeho bazálnej časti.

Súčasťou slatvinského súvrstvia sú i slabé produkty vulkanickej činnosti — dacitovo-andezitového až bazaltového charakteru. Sú to väčšinou malé polohy vulkanoklastík ojedinele i tenké efuzívne formy. Produkty vulkanickej činnosti boli zistené najmä v oblasti Uhliarskej doliny na S od Turčoka, v profile Revúckej a Bystrej doliny pri Sirku, na JV od Hrlice, v doline Rimavy a na SZ od Rimavského Brezova.

Sedimentačné prostredie: Na základe litologickej analýzy metasedimentov slatvinského súvrstvia možno usudzovať, že sedimenty vznikali v plytkovodnom

bazéne, v humídnej klíme. Charakter zachovaných zvyškov textúr cyklov, stupeň zrnitosti pieskovcov, tabulárne telesá pieskovcov striedajúce sa s aleuropelitmi a predovšetkým tendencia zhrubovania sedimentov smerom do vrchných častí, potvrdzujú najpravdepodobnejšie sedimentačné prostredie deltové. Prítomnosť veľkoškálových zhrubujúcich sa sekvencií, ďalej prítomnosť tenkých telies pieskovcov v jemných sedimentoch, ktoré v mnohom pripomínajú sedimenty dnových gravitačných prúdov, to všetko sú znaky, ktoré by mohli poukazovať na usadeniny čela delty. Telesá grafitických bridlíc možno považovať za súčasť prodeltových facií. Obsahujú množstvo redeponovaných rastlinných pletív, hmyzu, tiež morský mikroplanktón zo skupiny *Acritarcha* (E. Planderová in E. Planderová—A. Vozárová 1978). Bežnou zložkou v nich sú sulfidy železa.

Vektorové meranie tabulárneho šikmého zvrstvenia, ktoré bolo urobené len na jednej lokalite (južný okraj Hnúšte), poukazuje na smer transportu materiálu zo ZSZ generálne na V. Keďže meranie bolo iba z jednej lokality, nedajú sa vyvodzovať žiadne závery pre riešenie paleogeografie.

Vek slatvinského súvrstvia bol po prvýkrát doložený na základe sporomorf ako stefan C—D (E. Planderová—A. Vozárová 1978), na lokalite Uhliarska dolina na S od Turčoka a na SZ od obce Sirk.

V r. 1979—1980 bol potvrdený stefanský vek i z grafitických bridlíc v oblasti Revúckej doliny pri Sirku (ústne oznámenie dr. E. Planderovej). Ten istý vek potvrdila z rovnakej lokality i dr. M. Kaisrová z ÚÚG Praha (ústne oznámenie).

Vrchný stefan bol potvrdený E. Planderovou (in D. Vass et al. 1982) aj z dolín kočišský potok a selčiansky potok.

— Petrografická charakteristika —

Metamorfované hrubo zrné pieskovce

V komplexe slatvinského súvrstvia sú zastúpené len veľmi vzácné. Tvoria lavice hrúbky 70 cm až 150 cm v pieskovcových súboroch hlavne v oblasti východne od Hnúšte. Sú to svetlošedozelené hrubo zrné horniny, s výrazne tlakovo usmernenou, kompaktnou textúrou. Štruktúry týchto metasedimentov sú — blastopsamitová, blastomylonitová, lepidogranoblastická.

Relikty klastických zŕn pôvodne hrubopiesčitej veľkosti sú reprezentované kremeňom a živcami. Kremeň tvorí veľké polykrystalické, silne undulózne zrná, rekryštalizované v smere plôch foliácie. Živce, ktoré v pôvodnom sedimente tvorili okolo 25 % detritu, sú mineralogicky reprezentované plagioklasmi a ortoklasom. Sú silne kataklasticky deformované v plochách foliácie, drvené, undulózne zhášajú. Po okrajoch majú dorastené novotvary. U plagioklasov sú typické dvojčatné albitové zrasty, ktoré sú v dôsledku kataklastickej deformácie silne ohýbané. U draselných živcov boli vzácné zistené úlomky s grafickými vrastlicami kremeňa. Všeobecne

obsah plagioklasov prevláda nad obsahom draselných živcov. Pôvodná základná hmota je metamorfne rekryštalizovaná, lepidogranoblastická. Obsahuje drobné, rôzne orientované fragmenty mylonitového detritu živcov. Zložená je v prevažnej miere z kremeňa, sericitu, v menšom množstve chloritu. Medzi asociáciu nízkometamorfných minerálov patria i drobné idiomorfné kryštály rutilu a turmalínu.

Opisované sedimenty zodpovedali v predmetamorfnom štádiu najpravdepodobnejšie arkózovým drobám.

Metamorfované jemno- a strednozrnné pieskovce

Farba týchto metapieskovcov je šedá, tmavošedá, sporadicky svetlošedá. Tvoria najrozšírejší typ sedimentov v slatvinskom súvrství.

Textúru majú masívnu, usmernenú, často pásikovanú, ktorá je najpravdepodobnejšia reliktom horizontálne laminovanej pôvodnej sedimentárnej textúry.

Štruktúra metamorfovaných pieskovcov je nerovnomerne zrnitá lepidogranoblastická, reliktné blastopsamitová.

Relikty psamitovej štruktúry sú zachované v podobe väčších zŕn kremeňa a klastických živcov deformovaných a rekryštalizovaných v plochách foliácie. Obsah živcového detritu silne varíruje, avšak v jemno- až strednozrnných metapieskovcoch spravidla nepresahuje 5—10 %. Relikty klastických živcov sú reprezentované plagioklasmi s typickými dvojčatnými zrastami (bázicita An_{10-17}) a v malom množstve albitizovanými draselnými živcami. Klastické živce sú v štruktúre rôzne orientované a po okrajoch dorastené novotvarmi.

Pôvodne jemnozrnejšia časť sedimentov bola metamorfne usmernená a rekryštalizovaná. Vznikol lepidogranoblastický agregát kremeňa, sericitu, vzáčne zachovaného grafitu a v malom množstve chloritu a zelenohnedého biotitu. Ojedinele vznikali drobné xenoblasty nízkometamorfného albitu, ktoré obsahujú množstvo uzavrenín grafitu. Bežným nízkometamorfným minerálom je rutil v podobe submikroskopických ihličkovitých kryštálikov a tiež turmalín. Sprievodné minerály: zirkón, rozložený titanit.

Petrografické zloženie metamorfovaných pieskovcov je komplikované kontaktnou metamorfózou mladej alpínskej žuly, ktorej intenzita všeobecne rastie smerom ku kontaktu.

Opisovaný komplex metapieskovcov zodpovedal v predmetamorfnom štádiu kremenným a v menšom množstve arkózovým drobám (tab. 1).

Metamorfované aleuropelity — fylity, fylitické bridlice grafitické

Tmavošedé až čiernošedé horniny s dobre vyvinutým systémom paralelne orientovaných foliačných plôch.

Tabuľka 1. Zloženie metamorfovaných pieskocov slatvinského súvrstvia vyjadrené v percentách

	vz. č. 20/80	4/78	2/78	7/78	50/78	55/78
relikty klastických zŕn kremeňa	23,74	20,61	14,34	32,84	16,50	13,39
relikty klastických zŕn živcov	7,15	1,90	0,24	7,96	0,73	6,09
relikty klastických zŕn biotitu	0,17	0,15	—	—	—	—
rekryštalizovaný agregát kremeňa	26,60	28,40	51,66	24,88	36,82	47,68
sericit-muskovit	28,80	22,59	3,30	8,14	24,18	11,73
chlorit	11,71	16,33	3,03	6,78	14,63	9,07
metamorfný živec	0,30	—	—	1,57	0,53	1,26
epidot-zoizit	—	0,42	—	11,93	1,53	0,31
biotit zelenohnej farby	—	—	—	5,75	4,86	—
titanit	—	1,58	—	—	—	—
granát	—	—	2,52	—	—	0,45
biotit tmavohnej farby	—	—	21,38	—	—	10,02
hydrotermálne minerály (apatit, chlorit, živec, kremeň)	1,52	8,02	3,52	0,15	0,22	—

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tabuľke 1

vz. č. 20/80 — Revúcka dolina, severozápadne od Širku

vz. č. 4/78 — zárez v ceste Revúca—Širkovský Železník na sever od Tomášovej

vz. č. 2/78 — zárez v ceste Revúca—Širkovský Železník 300 m na J od kóty 558,4 m

vz. č. 7/78 — zárez cesty Revúca—Širkovský Železník, oblasť kóty 520 m

vz. č. 50/78 — hrebeň na Čierťaž, lesná cesta v nadmorskej výške 650 m

vz. č. 55/78 — Madašova dolina, na SZ od Bradna.

Poznámka: Číslovanie lokalít a vzoriek podľa dokumentácie čiastkovej záverečnej správy autorov A. Vozárová—J. Vozár (1980).

Štruktúru majú lepidogranoblastickú, zloženú z kremeňa, sericitu, v malom množstve chloritu. V grafitických bridliciach je v intergranulárnych priestoroch medzi zrnami kremeňa rozptýlený grafit. Vzácné vznikli xenoblasty nízkometamorfného albitu s uzavreninami grafitu a sericitu.

Prímes relatívne hrubozrnnejšieho klastického detritu sa v štruktúre odrazila prítomnosťou väčších zŕn kremeňa a tiež zŕn dvojčatne lamelovaných plagioklasov.

Metamorfované vulkanoklastické sedimenty

Tvoria tenké vložky v komplexe metasedimentov. Farba týchto hornín je šedozeleňá. Sú jemnozrné, kompaktné, často pásikovanej textúry. Štruktúru majú lepidogranoblastickú, vzácné blastovitoklastickú.

Základnou zložkou je nízkometamorfný agregát kremeňa, chloritu v menšom množstve sericitu, rutilu, epidotu.

Sporadicky sa v štruktúre objavujú xenoblasty albitu a kryštály titanitu písmenkoveho tvaru. Opisované horniny obsahujú okrem toho i prímies hrubšieho klastického detritu, obdobného zloženia ako vyššie opísané metasedimenty. V predmetamorfnom štádiu zodpovedali vulkanoklastickým sedimentom, s obsahom vulkanogénneho materiálu intermediárneho zloženia. V dnešnom stupni metamorfnej premeny sú to chloritické a sericiticko-chloritické fylity.

Vzácné bol zistený vitroklastický tuf dacitového zloženia zelenošedej farby (lok. Bystrá dolina pri Sirku). Kryštaloblasty ostrohranné, úlomkovite obmedzené tvoria kremeň, plagioklas, vzácne biotit. Pôvodne vitroklastický materiál je rekryštalizovaný alebo hnedasto sfarbený. Jeho premenou vzniká sericit, chlorit, rutil, sporadicky zoizit.

Metamorfované dacity

Zistené boli doteraz iba v profile Uhliarskej doliny. Opísané boli v práci E. Plandarová—A. Vozárová (1978). Vulkanické horniny sú v bazálnej časti druhého cyklu. Zodpovedajú felzitickému typu dacitu, ktorý pozostáva z mikrokryštalického agregátu, v prevahe tvoreného kremeňom, sericitom. Xenomorfne obmedzené kryštály plagioklasov predstavujú 10—15 % celkovej hmoty. Mafická zložka je reprezentovaná šmuhovite rozmiestneným rudným pigmentom s leukoxenizovanými kostrovitými výrastlicami ilmenitu. K sekundárnym minerálom patrí najmä sericit, chlorit, zriedkavejšie turmalín.

Metabazalty, metabazaltové tufy a tufity

Vystupujú vo forme drobných telies šošovkovitého obmedzenia, väčšinou spolu s polohami fylitických bridlíc. Boli zistené od záveru dobšinského potoka po Rejdovú, ďalej v smere na JZ v širšom okolí Rochoviec a len celkom ojedinele aj v inej časti rozšírenia slatvinského súvrstvia.

Sú to premenené bázické vulkanické horniny povahy amfibolických bazaltov vystupujúcich s vložkami premenených vulkanoklastík, prípadne sedimentov s vulkanoklastickou prímiesou. Farba týchto hornín je prevažne zelená, zelenošedá; sú dokonale bridličnaté. Efuzívne horniny sú drobnozrnité, tlakove usmernené, v reliktoch majú zachovalú diabázovú štruktúru s amfibolom a plagioklasom. Celý súbor metabazaltov a sprievodných sedimentov je regionálne metamorfovaný do fácie zelených bridlíc za vzniku minerálnej asociácie — chlorit-aktinolit-epidot. Sekundárne sú karbonáty a žilky kremeňa s karbonátom.

Stupeň metamorfnej premeny sedimentov slatvinského súvrstvia. Premeny slatvinského súvrstvia majú polymetamorfný charakter, premena prebehla v dvoch časove na seba nadväzujúcich etapách. V prvej etape bol celý sedimentárny

komplex postihnutý regionálnou tlakovou metamorfózou, ktorá zapríčinila zároveň i rekryštalizáciu sedimentov za vzniku nízkometamorfnjej asociácie minerálov. Asociáciu nízkometamorfných minerálov tvorí kremeň-sericit-chlorit±albit, rutil a grafit. Len sporadicky vznikali drobné kryštály zelenohnedo sfarbeného biotitu, ktorý však nie je typickým minerálom pre celý metamorfný komplex. Opísaná asociácia minerálov zodpovedá metamorfnjej fácií zelených bridlíc, strednotlakového barowienského typu.

Intrúzia mladých žúl je sprevádzaná aureolou žíl aplitických žúl, pegmatitových i kremenných žíl, ktoré prerážajú komplex metasedimentov na mnohých miestach v celej šírke jeho vystupovania. Intrúzia mladej žuly zapríčinila vznik vyššie termálnych minerálnych asociácií, ktoré tvoria kontaktnú aureolu. Intenzita termálnej premeny stúpa smerom ku styku.

Asociáciu minerálov kontaktnej aureoly možno rozdeliť do dvoch zón:

A. vonkajšia zóna — chlorit-epidot-zoizit-muskovit-turmalín-apatit-hematit-plagioklas blízky albitovému zloženiu, v malom množstve biotit.

B. vnútorná zóna — muskovit-biotit-granát-plagioklas-draselný živce±modrozelený amfibol-titanit.

Vonkajšia zóna zodpovedá fácií albitovo-epidotických rohovcov, teda fácií zelených bridlíc nízkotlakového typu. Vnútorná zóna kontaktne metamorfnjej aureoly zodpovedá fácií amfibolických rohovcov, to znamená amfibolitovej fácií nízkotlakového typu. Sú to minerálne asociácie, ktoré vznikajú pri nízkotlakovkej premene hornín pelitických a kremenno-živcových s obsahom SiO_2 a K_2O .

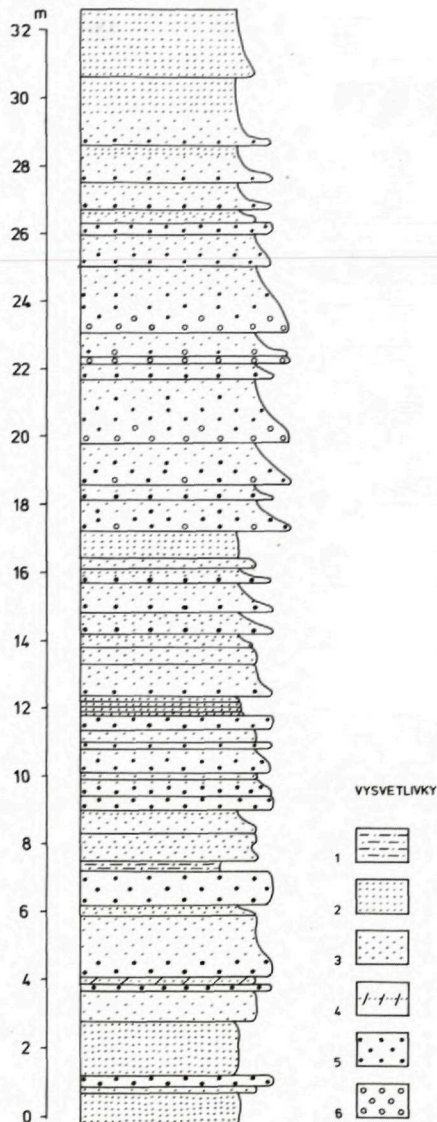
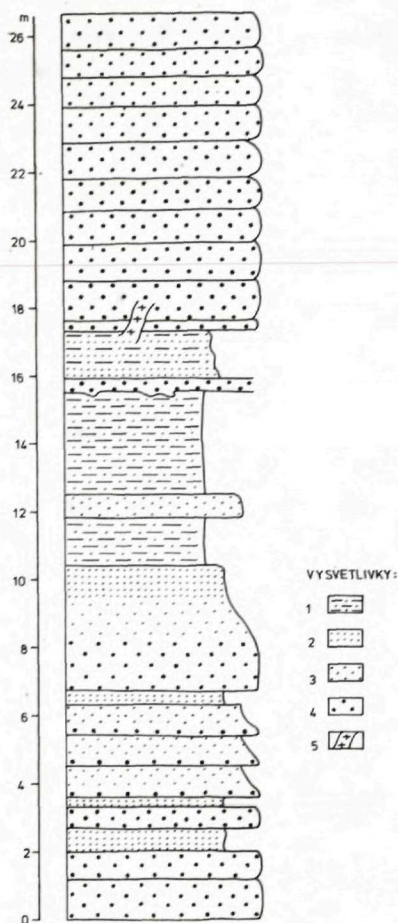
Žula vytvára jazykovité prieniky do sedimentu. Časté sú enklávy metamorfovaných sedimentov uprostred žulového telesa. V odkrytých zárezoch na priamych kontaktoch možno pozorovať súbežne s hlavným telesom drobné prieniky žuly, injekcie 3—10 cm hrubé, sledovateľné na značnú vzdialenosť zhodne s bridličnatosťou. Textúrne sú to rovné alebo jemnovráskaté prieniky. Okrem toho celý komplex žulovej intrúzie a kontaktne metamorfovaného sedimentu je presekaný priečnymi aplitovými, aplitovo-kremennými žilami. Vek hlavného telesa žúl je v rozmedzí 88—118 mil. rokov (J. Kantor 1960, 1979 in A. Vozárová—J. Vozár et al. 1979).

Rimavské súvrstvie

Do rimavského súvrstvia bol začlenený komplex regionálne metamorfovaných detritických sedimentov svetlošedozelenej farby, doposiaľ všeobecne označovaných autormi (in lit.) ako „juhoveporidný perm“.

Pomenovanie je podľa údolia rieky Rimava, v ktorom sú odkryté všetky charakteristicky vyvinuté členy súvrstvia.

Typový profil je v doline Rimavy, defilé v záreze štátnej cesty južne od obce Kociha (obr. 5) a pri Rimavských Zálužanoch (obr. 6), doplnený o profil v Revúcej doline pri Sirku (obr. 7).



Obr. 5 — Litologický profil rimavským súvrstvím ; lokalita : južne od obce Kociha

1 — metamorfované aleuopelity ; 2 — metamorfované jemnozrnné pieskovce ; 3 — metamorfované strednozrnné pieskovce ; 4 — metamorfované hrubozrnné pieskovce ; 5 — žila aplitickej žuly.

Obr. 6 — Litologický profil rimavským súvrstvím ; lokalita : južne od obce Rimavské Zálužany

1 — metamorfované aleuopelity ; 2 — metamorfované jemnozrnné pieskovce ; 3 — metamorfované strednozrnné pieskovce ; 4 — pieskovce s tabulárnym šikmým zvrstvením ; 5 — metamorfované hrubozrnné pieskovce ; 6 — metamorfované piesčité zlepence.

Hrúbka rimavského súvrstvia je na 400—500 m vypočítaná z mapy i z konkrétnych profilov v doline Rimavy, v Revúckej doline pri Sirku a Uhliarskej doline pri Turčoku.

Regionálne rozšírenie rimavského súvrstvia je viazané na južné obmedzenie tektonickej jednotky veporikum.

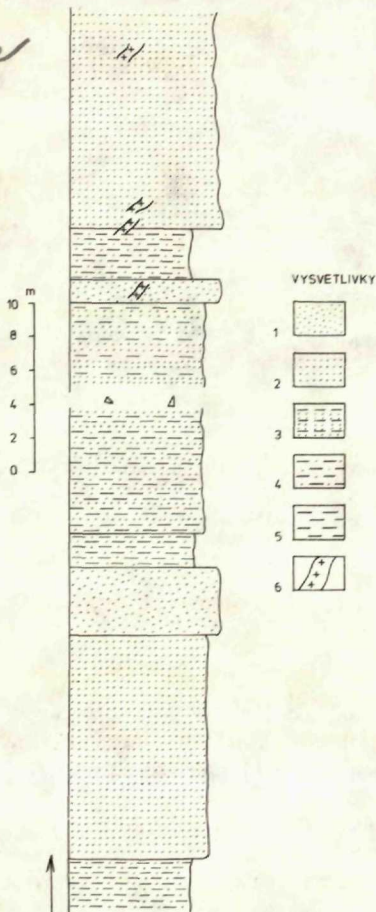
Hranice. Vystupuje v priamom stratigrafickom nadloží slatvinského súvrstvia. Juhozápadne od Sirku je priamy styk oboch súvrstiev tektonický pozdĺž strmého prešmyku severnej vergencie.

Rimavské súvrstvie je pozdĺž margeciánsko-lubeníckej línie v tektonickom styku s vyššou príkrovovou jednotkou — gemerikom, ktoré je „en bloc“ nasunutú na veporikum, resp. na jednotlivé jeho členy. Priame stratigrafické nadložie rimavského súvrstvia je spodný trias federátskej skupiny, ktorá je v dnešnom obraze územia zachovala rudimentárne, jej maximálne plošné i stratigrafické rozšírenie je v závere

doliny Dobšinského potoka.

Litologická charakteristika. Základnou litologickou črtou rimavského súvrstvia je absolútna prevaha metamorfovaných klastických sedimentov piesčitej zrnitosti frakcie. Telesá hrubozrnných a tiež jemnozrnných sedimentov sú zastúpené len v podradnom množstve.

Cyklická stavba sedimentov, i keď relatívne menej výrazná, je iného genetického typu, v porovnaní so sedimentmi slatvinského súvrstvia. Zastúpené sú sedimentárne cykly typické pre aluviálny režim. Charakteristické je gradačné zjemňovanie zrnitosti smerom do vrchných častí cyklov. Sedimentárne cykly obsahujú hrubé gradačne zvrstvené lavice pieskovcov, ktorých vzájomný styk je často erózný. Lokálne obsahujú na báze koncentrované veľké klastické častice. Tento typ sedimentov reprezentuje usadeniny riečnych korýt alebo zvyšky dnovej výplne. Veľmi vzácné bolo zistené tabulárne šikmé zvrstvenie z lok. Rimavské Zálužany, ktoré bolo zrezané nadložnou hrubozrnnou, gradačne



Obr. 7 — Profil rimavským súvrstviem; lokalita: Revúcka dolina na S od Sirku

1 — metamorfované jemnozrnné pieskovce; 2 — metamorfované strednozrnné pieskovce; 3 — striedanie bridlíc a drobnozrnných pieskovcov; 4 — metamorfované prachovce; 5 — metamorfované bridlice; 6 — aplity, žily aplitov.

zvrstvenou lavicou. Jemnozrnnejšie metasedimenty, v predmetamorfnom štádiu jemnozrnne pieskovce a aleuropelity sú zastúpené percentuálne v malom množstve. Tvoria vrchné časti sedimentárnych cyklov a patria najpravdepodobnejšie k tzv. vertikálne narastajúcim aluviálnym sedimentom, ktoré vznikajú v priestore záplavovej roviny.

Sedimentárny súbor rimavského súvrstvia obsahuje v dvoch horizontoch telesá piesčitých zlepcov, ktoré majú nepravidelnú hrúbku a smerne sa vytrácajú. Sú reprezentované gradačne zvrstvenými, hrubými lavicami, oddelenými navzájom od seba eróznymi kontaktmi. Na báze lavíc sa nachádzajú dobre opracované valúny strednej veľkosti tvorené kremeňom a granitoidmi. Horizonty hruboklastických sedimentov signalizujú prejavy synsedimentárnych vertikálnych tektonických pohybov v oblasti znosu.

Vulkanická činnosť v období sedimentácie rimavského súvrstvia bola sporadická. V sedimentárnom komplexe sa nachádzajú iba malé telesá ryolitov a ryolitových tufov. Boli opísané z oblasti Rimavskej Bane (I. Varga 1963, 1971), novšie zistené pri Kocihe a kóte Havranov severne od Sirkovského Železníka.

Sedimentačné prostredie. Na základe zachovaných sedimentárnych textúr, predovšetkým typu cyklov, charakteru gradačného zvrstvenia, zachovaných erózných rozmyvov, sedimentov typu dnovej výplne korýt na báze hrubých lavíc môžeme jednoznačne charakterizovať sedimentačné prostredie rimavského súvrstvia ako kontinentálne, aluviálne. Jeho bližšie definovanie je značne sťažené stupňom deformácie celého sedimentárneho komplexu, a pomerne slabou odkrytosťou terénu. Avšak na základe prevládajúceho množstva hrubšieho klastického materiálu možno usudzovať, že to bol aluviálny režim v tektonicky aktívnej oblasti, v bazéne s členitým reliéfom, ktorý poskytoval značné množstvo detritu. Rieky sa vyznačovali pravdepodobne nízkym stupňom sinusoidy, pretože v sedimentárnych súboroch možno pozorovať nedostatok zastúpenia sedimentov jemnozrnnejších, typu rozlivo-vých fácií.

Meranie vzácne zachovaného tabulárneho šikmého zvrstvenia na lokalite v profile štátnej cesty južne od obce Rimavské Zálužany poukazuje na smer transportu zo SZ na JV.

Vek rimavského súvrstvia bol vždy uvažovaný predovšetkým na základe litologického zloženia, pretože celkový charakter sedimentov a kataklastický charakter deformácie neposkytoval reálne možnosti na zachovanie rastlinných alebo živočíšnych zvyškov. Všetci autori (in lit.), ktorí v tejto oblasti pracovali, považovali tieto sedimenty za perm, prevažne sú to zhodné názory na vek — vrchný perm. Ojedinelé nálezy sporomorf (Rim. Baňa, Revúcka dol. pri Sirku), ktoré hovoria pre permský vek, boli uvedené v prácach A. Ilavskej (1968) a E. Planderovej (ex. T. Gregor et al. 1976).

Novšie z doliny Rimavy pri Kocihe (obr. 5) a pri Rimavských Zálužanoch (obr. 6) boli E. Planderovou (in D. Vass et al. 1982) zistené charakteristické permské sporomorfy.

Petrografická charakteristika

Metamorfované piesčité zlepence

Metamorfne usmernené hrubozrnné sedimenty s obsahom deformovaných valúnov kremeňa a granitoidov, ktoré nesú stopy dobrého opracovania. Farba šedá, hrdzavošedá, šedozelená. Základná hmota metazlepenčov je zložená z hrubozrnného piesčitého materiálu, ktorý bol postihnutý kataklastickou deformáciou. Klastické častice sú drvené v plochách foliácie a čiastočne po okrajoch rekryštalizované. Piesčitá frakcia je zložená z kremeňa, plagioklasu, ortoklasu. Jemnejšia sedimentárna frakcia spolu s mylonitovým detritom bola rekryštalizovaná na lepidogranoblastický agregát kremeňa, chloritu, muskovitu. Drobné zhluky ihličkovitých kryštálov rutilu spolu s opakovými minerálmi môžu byť zvyškami po úplne rozloženom klastickom biotite. V sprievodnom množstve sú prítomné zrná epidotu.

Metamorfované stredno- až hrubozrnné pieskovce

Sú najrozšírenejším typom metasedimentov v rimavskom súvrství. Farba týchto sedimentov je šedozelená, textúra výrazne usmernená, bridličnatá, v blízkosti nasunutia gemerika až s lístkovým rozpadom. Štruktúry metapieskovcov sú: blastopsamitová, kataklastická, nerovnomerne zrnitá lepidogranoblastická. Relikty psamitovej štruktúry sú reprezentované pôvodne relatívne hrubšími zrnami, ktoré boli pri neskorších premenách kataklasticky deformované. Mineralogicky najdôležitejšou zložkou piesčitej frakcie je kremeň, plagioklas a draselný živec. Zrná sú kataklasticky drvené, granulované, undulózne, s trhlinami vyhojenými mladším kremeňom. Plagioklasy, pokiaľ sa dali určiť, patria k oligoklasu. Z draselných živcov okrem ortoklasu a ortoklas-pertitu, bol vzácne zistený mikroklín. Ojedinele v hrubozrnejších varietách metapieskovcov boli zistené úlomky granitoidov. Sprievodne sú zastúpené zvyšky rozloženého biotitu. Základná hmota pieskovcov spolu s mylonitovým detritom piesčitých zrn bola rekryštalizovaná na výrazne usmernený lepidogranoblastický agregát kremeňa, chloritu, muskovitu. Táto minerálna asociácia tvorí základnú štruktúru novovytvorenej zložky metapieskovcov. Ojedinele došlo k vzniku drobných xenoblastov albitu, kryštálov rutilu, hematitu a turmalínu. Osobitnú skupinu minerálov predstavujú epidot-zoizit, apatit, kalcit, ojedinele biotit zelenohnej farby. Tvoria idiomorfne obmedzené kryštály usporiadané v štruktúre lineárne alebo všesmerne orientovane. Lokálne tvoria radiálne lúčovité agregáty.

V predmetamorfnom vývine popisovaný typ sedimentov zodpovedal arkózovým a živcovým drobám (tab. 2).

Tabuľka 2. Zloženie metamorfovaných pieskoviec rimavského súvrstvia vyjadrené v percentách

	vz. č. 32/72	7/72	9/72	22/78	35/78	24/72	66/78	28/78
relikty klastických zŕn kremeňa	—	12,72	14,17	20,34	14,74	21,67	4,13	14,36
relikty klastických zŕn živcov	19,98	9,06	19,40	26,39	15,83	10,94	1,11	28,66
relikty úlomkov granitoidov	—	0,35	—	0,47	—	2,84	—	—
rekryštalizovaný agregát kremeňa	43,88	33,47	27,06	26,54	38,63	31,72	43,42	36,56
muskovit	19,07	26,25	24,01	19,75	20,48	20,85	27,58	15,07
chlorit	9,55	3,40	7,56	6,05	1,03	4,12	7,98	2,38
nízkometamorfný živec	1,60	1,09	0,49	—	1,26	—	3,10	0,29
kalcit	5,00	—	6,22	—	2,74	—	—	—
epidot-zoizit	0,42	13,40	—	0,45	5,00	7,52	8,19	1,36
titanit	0,25	—	0,80	—	0,19	0,34	—	0,92
apatit	0,25	0,26	0,29	—	0,10	—	0,48	0,39
nepriesvitné minerály (hematit)	—	—	—	—	—	—	4,00	—

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tabuľke 2:

vz. 32/72 — zárez v ceste Rimavská Baňa—Kráskovo, asi 1 km na východ od Rimavskej Bane

vz. 7/72 — Revúcka dolina, na S od obce Sirk

vz. 9/72 — Revúcka dolina, na S od obce Sirk

vz. 22/78 — Bystrá dolina, na JZ od kóty 511, západne od obce Sirk

vz. 35/78 — na JV od obce Hrlica

vz. 24/72 — zárez v ceste Hnúšťa—Ratková, cca 5 km na V od Hnúšte

vz. 66/78 — Revúcka dolina, na S od obce Sirk

vz. 28/78 — zárez v ceste Ratková—Ratkovské Bystré, na JV od kóty 342 m.

Poznámka: Číslovanie lokalít a vzoriek podľa dokumentácie z čiastkovej záverečnej správy autorov A. Vozárová—J. Vozár (1980).

Metamorfované jemnozrnné pieskovce, aleuopelity — chloritovo-muskovitické fylity

Do tejto skupiny patria jemnozrnné zelenošedé horniny, bridličnatej štruktúry. Systém paralelne orientovaných foliačných plôch je dobre vyvinutý, s hladkým rovným povrchom. Základnými stavebnými zložkami sú kremeň, chlorit a muskovit. Štruktúra je lepidogranoblastická, umernená. Bežné sú idiomorfne kryštály epidotu a zoizitu, ďalej xenoblasty albitu s hojnými uzavreninami. Medzi akcesoricky zastúpené minerály patrí turmalín, hematit, granát.

Metamorfované ryolitové tufy

Tvorí drobné telesá, väčšinou sa kartograficky nedajú vyznačiť. Väčšie z nich boli zistené v oblasti severne od Sirkovského Železníka (300 m JZ od k. Havranovo). Sú fialovošedej farby, s textúrou metamorfne usmernenou. Štruktúra týchto hornín je blastolítokryštaloklastická. Litoklasty sú v dôsledku tlakovej metamorfózy v štruktúre šmuhovite rozvlečené. Reprezentované sú úlomkami mikrokryštalickej štruktúry. Kryštaloklasty tvoria približne 20 % štruktúry. Prevládajú úlomky výrastlice kremeňa, magmaticky korodované. Zo živcov boli zistené úlomky silne albitizovaného draselného živca a fragmenty úplne rozvlečených plagioklasov. V akcesorickom množstve bol zistený rozložený biotit a turmalín. Základná hmota je mikroepidogranoblastická, zložená z kremeňa, sericitu a sekundárnych kryštálov limonitizovaného karbonátu.

Príkladom zloženia metaryolitových tufov je analýza vz. 1/78: kryštaloklasty kremeňa — 20,57 %, kryštaloklasty plagioklasu — 0,43 %, kryštaloklasty draselného živca (vrátane mikropertitu) — 5,17 %, rekryštalizovaná základná hmota — 73,83 %.

Metamorfované ryolity

Tvorí tenké telesá zistené najmä v oblasti Rimavskej Bane (I. Varga 1963) a južne od Kocihy. Farba šedá, šedozelená. Textúra výrazne metamorfne usmernená, kompaktná. Štruktúra metaryolitov je blastoporfyrická. Porfyrické výrastlice sú tvorené kremeňom, plagioklasom a mikropertitom. Kremeň tvorí idiomorfne kryštály so stopami po magmatickej korózii, ktoré sú kataklasticky deformované, undulózne. Plagioklasty tvoria výrastlice prizmatického habitu, sú kataklasticky segmentované. Typické sú dvojčatné zrasty podľa zákona albitového a periklinového. Základná hmota je mikrokryštalická, metamorfne usmernená. Zložená je prevažne z agregátu kremeňa, v ktorom sa nachádzajú drobné xenomorfne obmedzené zrná mikropertitu a lišty plagioklasu. Sprievodné minerály: rutil, apatit. Pri nízkometamorfnej premene základnej hmoty vzniká usmernený agregát sericitu.

Zloženie metaryolitu vyjadrené v percentách: vulkanogénny kremeň — 9,16 %; plagioklas — 6,90 %; draselný živec — 1,19 %; mikropertit — 2,89 %; rekryštalizovaná základná hmota — 79,85 %.

Záver

sever
Obalová séria kryštalínika v južnej časti veporika je tvorená revúckou skupinou (mladšie paleozoikum), v nadloží ktorej sú sporadicky zachovalé výskyty federátskej skupiny (mezozoikum). V rámci revúckej skupiny možno vymedziť dve súvrstvia —

2
rimavské (perm) a slatvinské (vrchný karbón, stefan C—D). Styk slatvinského súvrstvia s podložím je zastretý jazykovitým prenikom alpínskej žuly (88—118 mil. rokov, K-Ar metóda, J. Kantor 1960, 1979).

Novodefinované a charakterizované rimavské súvrstvie sa rozsahom v podstatnej miere stotožňuje s „juhoveporidným permom“ kartograficky jednotne vymedzeným O. Fusánom v Prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 (O. Fusán et al. 1962, 1963).

Slatvinské súvrstvie sme vymedzili v rámci teritória, na ktorom doteraz bola uvádzaná a aj kartograficky vyznačená len séria Hladomornej doliny (A. Klinec 1976).

V oblasti na juhozápad od Jelšavy až po sz. okraj lučenskej kotliny sme v podloží monoklinálne uloženého rimavského súvrstvia zistili zastúpenie len slatvinského súvrstvia, ktoré po celej dĺžke výskytu je rôznym stupňom preniknuté a kontaktne metamorfované alpínskou žulou ohraničujúcou súvrstvie voči staropaleozoickým komplexom kryštalinika. V študovanej oblasti zachováva vymedzené slatvinské súvrstvie rovnaký litologický charakter a možno ho dobre korelovať s typovým profilom. Nebola tu jz. od Jelšavy zistená prítomnosť komplexov hornín, ktoré by bolo možné začleniť ku sérii Hladomornej doliny.

V území medzi Jelšavou—Rochovcami—Rejdovou až záverom dobšinského potoka sa rimavské a slatvinské súvrstvie podieľa na zložitej stavbe okraja veporika. Sú tu prevažne monoklinálne vrásové štruktúry kombinované s plochými prešmykmi a zložitou priechnou tektonikou. Podstatnú časť tu vymedzenej „série Hladomornej doliny“ v zmysle A. Klinca (1976) na základe charakteristických litologických znakov priradujeme k slatvinskému súvrstviu. Jeho nadložím je aj v tejto oblasti rimavské súvrstvie. Podložím slatvinského súvrstvia sú kordieritické ruly a bridlice s kordieritom, ktoré sú obnažené v niekoľkých výskytoch pri Rochovciach, pri Magnezitovciach a v Hladomornej doline. Je tu evidentná aj prítomnosť mladej žuly. V súfadi s novšími údajmi A. Klinec—E. Planderová (1981) považujeme tieto výskyty za súčasť komplexu Hladomornej doliny takto vymedzeného už aj na Geologickej mape Slovenského rudohoria — východná časť 1 : 50 000 (Š. Bajanič et al 1983, v tlači).

Na nápadnú podobnosť staropaleozoických komplexov veporika v Revúcej vrchovine s komplexami hornín v kryštaliniku Čiernej hory poukázal St. Jacko (1978). Obdobne upozornil aj na charakter a možnú koreláciu mladopaleozoických sekvencií. Na základe podrobnejších údajov z južnej časti Čiernej hory možno konštatovať, že len niektoré výskyty litologicky, ale aj pozíciou možno dobre korelovať s rimavským a slatvinským súvrstvím.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1958—59: Geológia československých Karpát I. a II. SAV, Bratislava, 353, 358.
ANDRUSOV, D.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geol. exc. X. Congr. CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—44.

- BAJANÍK, Š. et al. 1979: Geologická mapa Slovenského rudohoria — vých. časť, 1:50 000. Mapa a vysvetlivky — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—320.
- BIELY, A. 1955: Geologické pomery v okolí Lovinobane. Geol. Práce. Spr. 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 125—131.
- FUSÁN, O. 1962: Stratigrafické postavenie karbonátového súvrstvia medzi Tuhárom a Ružinom, s. od Lučenca. Geol. Práce, Zoš. 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 219—222.
- FUSÁN, O. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200 000 list Rim. Sobota. Geofond, Bratislava, 5—123.
- FUSÁN, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200 000 list Vysoké Tatry. Geofond, Bratislava, 5—215.
- GAÁL, L. et al. 1980: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Ratkovská Suchá. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—110.
- GRECULA, P.—VARGA, I. 1979: Main discontinuity belts on the inner side of the Carpathians, Miner. Slovaca, 11, 5, Alfa Bratislava, 389—403.
- GREGOR, T. 1962: Štruktúrno-geologické pomery na ložisku Železník. Geol. Práce, Zoš. 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 201—214.
- GREGOR, T. 1964: K poznaniu geologickej stavby územia v okolí Podrečian a Tuhára. Geol. práce, Spr. 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—42.
- GREGOR, T. et al. 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Jelšava. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—120.
- CHOVAN, M.—PETRO, M. 1972: Vysvetlivky k častiam listov Jelšava, Ratkovská Suchá, Ratkovské Bystré. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—90.
- ILAVSKÁ, A. 1968: Stratigrafia paleozoických sérií Záp. Karpát na základe sporomorf a hystrichosferíd. Kand. diz. práca, manuskript — archív SAV, Bratislava, 1—150.
- KAMENICKÝ, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathians Mts.) Mineralia Slovaca, 9, 3, Bratislava, 161—184.
- KANTOR, J. 1960: Kriedové a orogentické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. Geol. práce. Spr. 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—27.
- KLINEC, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria — Veporské rudohorie—stred a Nízke Tatry—vých. časť, 1:50 000, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINEC, A. et al. 1962: Vysvetlivky ku geol. mape 1:50 000, list Tisovec. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 1—170.
- KLINEC, A. et al. 1963: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000, list Revúca. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—180.
- KLINEC, A.—SNOPKO, L. 1977 in PLANČÁR, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Záp. Karpaty, séria geológia, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—144.
- KLINEC, A. et al. 1980: Rochovský granit v styčnej zóne gerneríd s veporidami. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—112.
- KLINEC, A.—PLANDEROVÁ, E. 1981: Otázka stratigrafickej jednoty série Hladomornej doliny. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 13—18.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie. Geol. Zbor. Geologica carpathica, 24, 2, Bratislava, 365—374.
- LUKNIŠ, M.—MAZÚR, E. 1980: Regionálne geomorf. členenie. Regionál. geogr. syntéza SSR. Geogr. Úst. SAV, Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie Československa, část Záp. Karpaty. ČSAV, Praha, 1—450.
- NEMČOK, A. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Geol. Zbor. SAV, 4, 3—4, Bratislava, 589—623.

- PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129—141.
- REICHWALDER, P. et al. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000. List Ratkovské Bystré. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—90.
- ROZLOZSNÍK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. Geol. Hungarica, serie geologica, 5, Budapest, 1—118.
- SNOPKO, L. et al. 1963: Vysvetlivky ku geol. mape 1:50 000, list Dobšiná. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—180.
- SNOPKO, L. et al. 1970: Geologicko-ložisková štúdia SGR. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—350.
- ŠUF, J. 1937: Zpráva o nálezištích užitečných nerostů v okolí Hnúšti na Slovensku se zvláštním zřetelom ku geol. poměrům této oblasti. Ban. svět, 16, 2—4, Praha, 44—46.
- ŠUF, J. 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. Věstník SGÚ, 14, Praha.
- VASS, D. et al. 1982: Vysvetlivky ku geol. mape 1:25 000 list Hrachovo. Archív GÚDŠ, Bratislava, 70 s.
- VARGA, I. 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi západným Turcom a Rimavou. Geol. Práce, Správy 29, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—47.
- VARGA, I. 1971: Vzťahy Iubenícko-margeciánskej línie, rožňavskej línie a štítnického zlomu. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 223—229.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. et al. 1979: Permian of the West Carpathians. Guide-book for geol. exc. Symposium Permian of the West Carpathians. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—79.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1980: Výskum ml. paleozoika veporika a tatrika (časť 3. Ml. pal. v juž. časti veporika). Čiast. záv. spr., manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ZOUBEK, V. 1932: Předběžná zpráva o mapování na listě Vefká Revúca (4564). Věstník SGÚ, VIII, Praha, 136—145.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věstník SGÚ, XII, Praha, 207—239.
- ZOUBEK, V. 1956: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. Práce, Zoš. 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38—51.
- ZOUBEK, V.—SNOPKO, L. 1955: Správa o mapování styku veporíd a gemeríd medzi Slavošovcami a Rejdovou. Správy o geol. výsk. v r. 1954 Ústr. Úst. geol., Praha, 210—211.

Do tlače odporučil P. Reichwalder.

Anna Vozárová—Jozef Vozár

New lithostratigraphical division of the basal part of the cover of Southern Veporicum

Summary

The Lubeník-Margecany line (D. Andrusov 1958, 1959) is a surficial representative of a large overthrust plane of great depth reach (J. Plančár et al. 1977, P. Grecula—I. Varga 1979). The significant structure is on the contact of two different tectonic units: the Gemericum an bloc is thrust over the Veporicum. In the original palinspastic pattern of the Paleozoic and the Mesozoic the two units were considerably distant from each other. Between them was the sedimentation area of marginal parts of the two units and the root zone of nappes of the Hronicum (D. Andrusov et al. 1973).

The southern part of the Veporicum consists of Early Paleozoic complexes of granitoides and metamorphites (A. Klinec 1976). They are overlain by the Revúca Group defined in this article. The Revúca Group consists of two formations: Slatvina and Rimava. Their Stephanian C—Permian age is indicated by sporomorphs and proved by lithological correlation. The Lubeník-Margecany line and parallel structures are the main penetration ways of the young Alpine granite (88—118 m.y., J. Kantor 1960, 1979, A. Vozárová—J. Vozár et al. 1979) which formed linguoid intrusions of vein and caused contact metamorphism of its surroundings.

The Revúca Group is actually the basal part of the cover of the Southern Veporicum. The upper part of the cover is represented by the Foederata Group of Mesozoic (mostly Triassic) age. In the tectonically complex structure along the thrust of the Gemicum over the Veporicum the Foederata Group is only rudimentarily preserved.

The Revúca Group consists of two formations: Slatvina and Rimava. The entire Group is characterized as a complex of metamorphosed clastic sediments with sporadic occurrences of volcanic rocks.

The Slatvina Formation consists of a complex of mostly grey clastic sediments arranged in a cyclical structure preserved in spite of regional metamorphism of the whole formation. The thickness of the formation ranges up to 700—800 m. The cyclical structure is characterized by alternation of well developed sandstone bodies with relatively finer sediments (formerly aleuropelites). They show graded and horizontal bedding, scarcely cross bedding. Two types of sedimentary sequences were distinguished: 1. metamorphosed sandstone complexes, 2. cyclically alternant metamorphosed sandstones and aleuropelites with intercalations of graphite schists with plant detritus.

The formation comprises sporadically preserved products of dacite-andesite volcanism and basalt volcanism.

Depositional environment of the formation is deltaic, extending to a shallow-water basin.

The Stephanian C—D age of the formation is evidenced by sporomorphs (E. Planderová—A. Vozárová 1978).

Polymetamorphic character of the rock of the Slatvina Formation is representative of regional dynamometamorphism resulting in a mineral assemblage of medium-pressure green schist facies, and of the intrusion of the young Alpine granite resulting in high-thermal mineral assemblages concentrated in the contact aureole.

The Rimava Formation consists of regionally metamorphosed detrital sediments, mostly greygreen. The thickness of the formation is 400—500 m.

Absolute majority of metamorphosed clastic sediments of sandy granularity fraction is principal lithological character of the formation. Bodies of coarse-grained, conglomerate, and fine-grained sediments are infrequent.

The cyclical structure is less distinct and represents a different type from that of the Slatvina Formation. In the Rimava Formation area sedimentary cycles typical of alluvial regime: characteristic gradual refining of granularity toward the upper parts of cycles. The cycles contain thick, graded-bedded, sandstone sheets whose mutual contact is frequently erosive. They are types of sediments of river beds or they are rests of floor filling. Scarce tabular cross bedding is usually cut by an overlying sheet. Finer sediments—originally fine-grained sandstones and aleuropelites are poorly represented in the upper parts of cycles. Conglomerates were only scarce in the basal parts of cycles. They contain pebbles of granite material.

Preserved products of volcanism, like small rhyolite and rhyolite tuff bodies are sporadic.

Depositional environment is continental with dominant alluvial regime.

The Permian age of the formation was determined on the basis of lithological correlation and superposition to Triassic horizons.

Explanation of Figures

Fig. 1: Lithostratigraphical scheme of the Rimava and Slatvina Formations

1—4 — Rimava Formation; 1 — metamorphosed sandy conglomerates; 2 — metamorphosed arcose wackes and feldspar graywackes; 3 — metamorphosed aleuropolites; 4 — metamorphosed rhyolites and rhyolite tuffs; 5—8 — Slatvina Formation: 5 — metamorphosed sandstones; 6 — metamorphosed sandstones in cyclical alternation with metamorphosed pelites; 7 — metamorphosed graphitic schists; 8 — metamorphosed dacites, dacite tuffs; 9 — granite; 10 — veins of aplitic granite, pegmatite veins.

Fig. 2a, b, c, d, e — Lithological profiles of the Slatvina Formation:

locality: 2a — Kočíšský potok brook, 2b — Lipová dolina valley, loc. 12 NW of Turčok, 2c — Lipová dolina valley, loc. 21 NW of Turčok, 2d — Bystrá dolina valley, loc. 63 near Sirk, 2e — Vlašská dolina valley, loc. 59, N of Sirk; 1 — metamorphosed aleuropolites; 2 — metamorphosed fine-grained sandstones; 3 — metamorphosed medium-grained sandstones.

Fig. 3: Profile of the Slatvina Formation, locality: a road to Krokava near B. M. Slatvina

1 — medium-grained conglomerates, 2 — fine-grained conglomerates, 3 — sandy conglomerates, 4 — sandstones, 5 — sandy schists, 6 — graphitic schists.

Fig. 4: Profile of the Slatvina Formation locality: Revúčka dolina valley N of Sirk

1 — metamorphosed schists, 2 — metamorphosed siltstones, 3 — metamorphosed fine-grained sandstones.

Fig. 5: Lithological profile of Rimava Formation locality: S of the village Kociha

1 — metamorphosed aleuropolites; 2 — metamorphosed fine-grained sandstones; 3 — metamorphosed medium-grained sandstones; 4 — metamorphosed coarse-grained sandstones; 5 — aplitic granite vein.

Fig. 6: Lithological profile of Rimava Formation locality: S of the village Rimavské Zálužany

1 — metamorphosed aleuropolites; 2 — metamorphosed fine-grained sandstones; 3 — metamorphosed medium-grained sandstones; 4 — sandstones with tabular cross bedding; 5 — metamorphosed coarse-grained sandstones; 6 — metamorphosed sandy conglomerates.

Fig. 7: Profile of Rimava Formation

locality: Revúčka dolina valley N of Sirk

1 — metamorphosed fine-grained sandstones, 2 — metamorphosed medium grained sandstones, 3 — alternation of schists and fine-grained sandstones, 4 — metamorphosed siltstones, 5 — metamorphosed schists, 6 — aplites, aplite veins.

Explanations to maps of southern and eastern parts of Veporicum

Cover formations: 1 — deluvial and polygenetic sediments (Quaternary), 2 — Neogene volcanic rocks, volcanoclastics,

Gemicum: 3 — formations of Dobšiná Group (Upper Carboniferous),

Veporicum: 4 — fine-grained and medium-grained leucocrate granite (Middle Cretaceous) 5 — Foederata Group: light skin-coloured, grey-white fine to medium-grained epimetamorphosed sandstones in basal parts with pebbles (Lower Trias); 6—13 — Revúčka Group, Rimava Formation (Permian): 6 — metamorphosed medium to coarse-grained sandstones with layers of phyllitic schists and

occasional volcanoclastics, 7 — metamorphosed sandstones with pebbles, metamorphosed sandy conglomerates, 8 — phyllitic schists, metamorphosed fine-grained sandstones, 9 — metamorphosed rhyolites, rhyolite tuffs and tuffites. Slatvina Formation: (Upper Carboniferous): 10 — metamorphosed sandstones in cyclic alternation with phyllitic schist and occasional volcanoclastics, 11 — graphitic phyllitic schists, phyllites, 12 — fine — to medium-grained metamorphosed sandstones with dark-grey schists, 13 — metamorphosed dacites, dacite tuffs and tuffites; in the area of Lúbeník—Rochovce—Slavošovce—Rejdová also metamorphosed basalts and their volcanoclastics Early Paleozoic of Veporicum: 14 — Hron complex, 15 — Kráľová hoľa complex, 16 — Hladomorná dolina complex, 17 — crushed zones, mylonites, 18 — bed schistosity, cleavage, 19 — heap.

The rocks both formation of the Revúca Group (especially the Slatviná Formation) are contact-metamorphosed by the Cretaceous granite intrusion. The intensity of the metamorphism decreases with its distance from the direct contact. The extent of the contact metamorphism is not marked in the map; the character of the alteration is described in the text.

Translation: E. Jassingerová.

Jozef Václav

Chemické zloženie sideritov hydrotermálnych žíl v oblasti Stará Voda—Švedlár

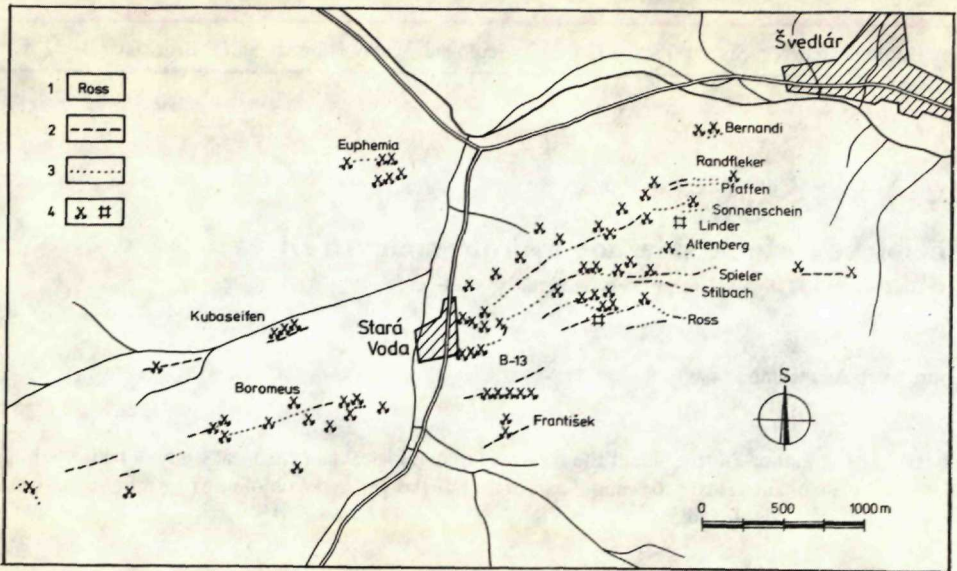
9 obr., anglické resumé

Abstract. The author informs about the results of mineralogical and chemical study of hydrothermal siderites — of sulphidic veins in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains) from the area of Stará Voda—Švedlár.

Úvod

Skúmané územie sa rozprestiera medzi obcami Stará Voda—Švedlár a 2 km na západ od Starej Vody (obr. 1). Dĺžka študovaného žilného rajónu je asi 3 km (V—Z) a šírka 2 km (S—J). Sideritovo-sulfidické žily sú najhojnejšie v priestore obcí Švedlár a Stará Voda, kde tvoria systém paralelných žíl — tzv. starovodský žilník. Celkove tu vystupuje 14 žíl: Bernardi, Randflecker, Pfaffen, Sonnenschein, Linder, Altenberg, Spieler, Stillbach, Ross, František, Boromeus, Euphémia, Kubaseifen a žila č. 13. Žily tvoria jednotný systém, pokiaľ ide o smer, sklon i výplň — samozrejme s priestorovou zmenou mineralizácie. Majú krátku smernú dĺžku (šošovkovitá charakter) a malé hrúbky. Hlavným rudným minerálom na žilách vo východnej časti je siderit a tetraedrit, v západnej časti Fe-dolomit a chalkopyrit. Pyrit tvorí lokálne monominerálne nahromadeniny. Z nerudných minerálov je najhojnejšie zastúpený kremeň. Celkovú sukcesiu uvádzame na obr. 2 (O. Fusan—J. Kantor 1952, J. Václav 1976).

Celé územie je budované horninami gelnickej skupiny. Sedimentárne detritické horniny sú zastúpené rôznymi druhmi fylitov a kremencov. Z vulkanických hornín tu vystupujú tufo- i tufitoporfyroidy a v menšej miere horniny diabázového charakteru. Vulkanické horniny tvoria bázu nadložných sedimentárnych hornín. Celé súvrstvie je mierne uklonené na sever. Žily sú naopak uklonené na juh (50—80°) a viazané na dislokačné poruchy V—Z (J. Václav 1961).



Obr. 1 Situačná mapa hydrotermálnych žíl v oblasti Starej Vody

1 — pomenovanie žíl, 2 — priebeh žíl na povrchu podľa bankých prác, 3 — predpokladaný priebeh žíl na povrchu.

MIN.	ČASOVÁ POSTUPNOSŤ VYLUČOVANIA				
	PER.	Krem.		Sulfidická	
	pyritová	Sideritová	Krem.- turmalínová	subper.	subper.
KREMEN	I	II	III	IV	
FUCHSIT					
PYRIT	I			II	III
SIDERIT		I	II		
Fe-DOLOMIT		I		II	III
ALBIT					
TURMALÍN					
MUSKOVIT					
CHLORIT				I	II
RÝDZE Au					
PYROTIN					
MARKAZIT					
ARZENOPYRIT					
CÍNOVEC					
CHALKOPYRIT					
SFALERIT					
TETRAEDRIT					
KALCIT				I	II

1 - - - - - 2 - - - - - 3 - III

Obr. 2 Celková sukcesia minerálov na žilách

1 — postavenie v sukcesii nejasné, 2 — pravdepodobne sa vylučoval priebežne, 3 — generácia minerálu.

Charakter sideritov na žilách

Študovali sme siderity zo všetkých žíl menovanej oblasti. Zvláštnu pozornosť sme však venovali žilám, ktoré vystupujú medzi obcami Švedlár—stará Voda, lebo boli najmenej postihnuté procesmi oxidácie. Separovali sme ich pod binokulárnou lupou. Jednako sme mnohé analýzy nemohli použiť pre vysoký obsah nerozpustného zbytku a Fe_2O_3 . K dispozícii nám ostalo 12 chemických analýz. Lokalizácia vzoriek, z ktorých sme mohli použiť analýzy, nám dovolila sledovať zmenu chemického zloženia v priestore iba v určitom zmysle, a to z toho dôvodu, že banské práce boli neprístupné — rozdiely sme mohli študovať u sideritov odobratých z priepaslísk („ping“), prípadne z hald, ktorých štôlne sledovali žily v podpovrchových častiach a z hald štôlní, u ktorých bolo jasné, že žilu nafárali hlbšie.

Makroskopický opis

Siderit je vyvinutý v dvoch generáciách. Siderit II. je vyvinutý iba akcesoricky. Siderit I. (ktorý je predmetom štúdia) má spravidla v dôsledku oxidácie tmavohnedú farbu. Čerstvý je svetlejší žltohnedý. Zrnitosť sme pozorovali rôznu. Vo východných častiach žíl, kde sú i väčšie hrúbky, má hrubozrnnejší charakter. V západných častiach je spravidla stredno- až jemnozrnny. Drúzové dutiny sú vzácne. Vytvára masívne, hniezdovité, rebríkovité a brekciovitú textúru. Štruktúra sideritovej výplne je zrnitá. Mladšie tektonické pochody sa na siderite prejavujú spravidla kataklázou. Je hojne preniknutý mladším minerálom, hlavne kremeňom, ďalej Fe-dolomitom a sulfidmi.

Mikroskopický opis

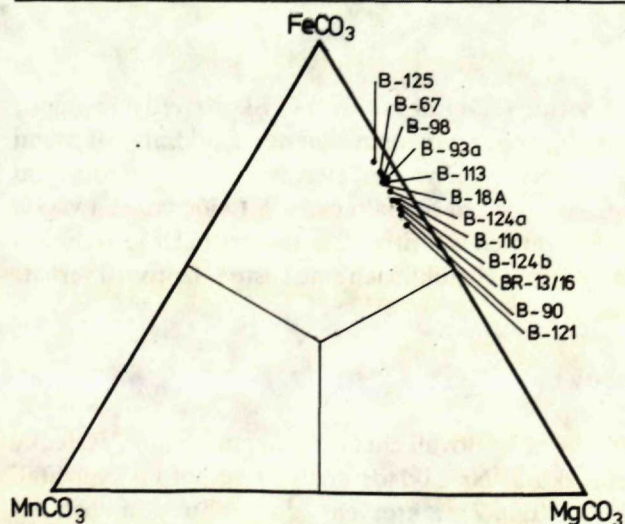
Čistý monominerálny agregát sideritu je veľmi zriedkavý. Skoro vždy je siderit prerastený mladšími minerálmi, hlavne kremeňom, menej sulfidmi. Miestami kremeň prechádza až do jemnej siete, využívajúc priestory medzi jednotlivými zrnami a klencovú štiepateľnosť. Hranice zrn sú málo členité. Laločnatosť a väčšia členitosť sa prejavuje len u strednozrných sideritov. Charakteristická je klencová štiepateľnosť a pseudoabsorbcia. V jemných puklinách sme často pozorovali sericit.

Chemické zloženie sideritov

Makrochemické zloženie sideritov sme sledovali chemickými analýzami. Výsledky sú zhrnuté v tabuľke 1 a na obrázku 3. Na základe analýz sme potom vypočítali kryštalochemické formule sideritov (tab. 2), z ktorých vidno určitú nestálosť. Ich

Tabuľka 1. Chemické analýzy sideritov

Č. anal. Č. vzorky	Analytik Lokalita	FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	CO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Nerozp. zb. %	Celkom %
7463 B-121	Ryšavá, Jilková starovod. žilník	38,84	1,71	13,36	0,73	41,72	3,80	0,82	100,98
9389 B-R-13/16	Macáková starovod. žilník	41,78	1,78	12,52	3,09	34,84	0,30	5,17	99,48
9390 B-124	Macáková starovod. žilník	34,48	1,68	9,50	2,11	31,53	0,78	14,21	94,28
9394 B-90	Macáková starovod. žilník	35,99	1,53	11,18	2,71	34,60	0,11	14,92	101,14
9396 B-67	Macáková žila Boromeus	47,10	2,34	9,68	2,11	33,73	0,27	1,06	96,29
137T B-93a	Dvonč starovod. žilník	46,22	1,84	10,36	0,35	40,50	—	—	99,27
138T B-113	Dvonč starovod. žilník	45,59	1,70	10,29	0,35	39,95	—	—	97,88
144T B-124a	Dvonč starovod. žilník	43,66	2,22	10,69	0,21	40,25	—	—	97,03
143T B-110	Dvonč starovod. žilník	43,28	2,00	11,59	0,56	41,10	—	—	98,53
135T B-125	Dvonč starovod. žilník	48,48	2,01	8,51	0,84	39,15	—	—	98,99
74629 B-98	Ryšavá, Jilková starovod. žilník	43,43	1,68	9,27	0,49	40,70	4,50	0,80	100,87
9397 B-18A	Macáková starovod. žilník	36,64	1,78	8,15	3,52	33,83	0,40	11,79	96,10



Obr. 3 Grafické vyjadrenie chemického zloženia sideritov vo fázovom diagrame systému siderit—magnetit—rodochrozit.

Tabuľka 2. Kryštalochemické formule sideritov

Č anal. Č. vzorky					
74630 B-121	(Fe _{0,588}	Mg _{0,364}	Mn _{0,035}	Ca _{0,013})	1,0CO ₃
9389 B-R-13/16	(Fe _{0,598}	Mg _{0,319}	Mn _{0,025}	Ca _{0,057})	1,0CO ₃
9390 B-124	(Fe _{0,620}	Mg _{0,308}	Mn _{0,021}	Ca _{0,051})	1,0CO ₃
9394 B-90	(Fe _{0,602}	Mg _{0,323}	Mn _{0,025}	Ca _{0,050})	1,0CO ₃
9396 B-67	(Fe _{0,678}	Mg _{0,249}	Mn _{0,034}	Ca _{0,039})	1,0CO ₃
137T B-93a	(Fe _{0,693}	Mg _{0,275}	Mn _{0,026}	Ca _{0,006})	1,0CO ₃
138T B-113	(Fe _{0,693}	Mg _{0,278}	Mn _{0,024}	Ca _{0,005})	1,0CO ₃
144T B-124a	(Fe _{0,667}	Mg _{0,292}	Mn _{0,035}	Ca _{0,006})	1,0CO ₃
143T B-110	(Fe _{0,647}	Mg _{0,309}	Mn _{0,032}	Ca _{0,012})	1,0CO ₃
135T B-125	(Fe _{0,745}	Mg _{0,020}	Mn _{0,221}	Ca _{0,014})	1,0CO ₃
74629 B-98	(Fe _{0,688}	Mg _{0,264}	Mn _{0,037}	Ca _{0,011})	1,0CO ₃
9397 B-18A	(Fe _{0,642}	Mg _{0,247}	Mn _{0,031}	Ca _{0,080})	1,0CO ₃

variabilnosť je pochopiteľná vzhľadom na ich odber. Vzorky pochádzajú jednak z rôznych žíl a jednak z rôznych hĺbok. Stredný kryštalochemický vzorec zodpovedá nasledujúcej formule —



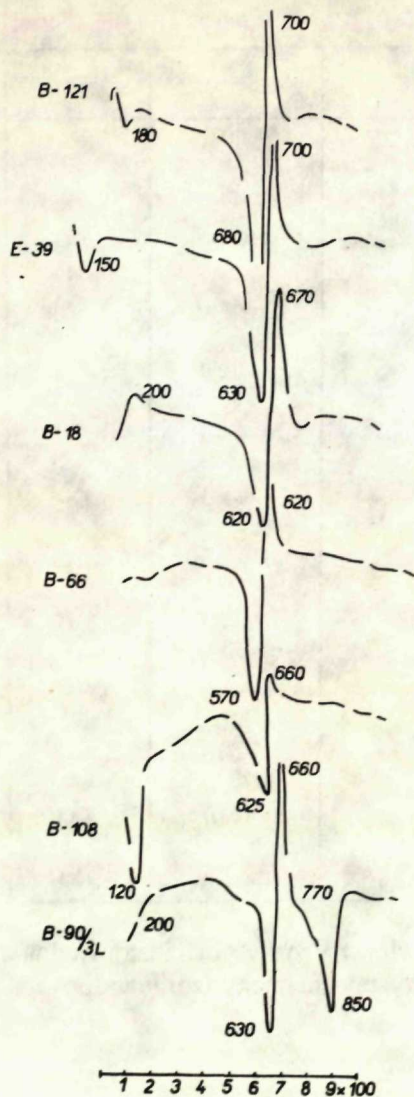
— z nej vyplýva, že v ideálnom chemickom vzorci FeCO₃ je asi

29 % pozícií Fe⁺² zastúpené Mg,

3 % pozícií Fe⁺² zastúpené Mn,

2 % pozícií Fe⁺² zastúpené Ca.

Hoci boli vzorky z rôznych miest pomerne širokého areálu, predsa vykazujú zhodu a charakterizujú tým skúmanú oblasť, hlavne však starovodský žilník vyznačujúci sa zoskupením sideritovo-sulfidických žíl. Ich dôležitou črtou je pomerne nízky obsah FeO — ojedinele maximálne 48 %, vysoký obsah MgO pohybujúci sa v rozmedzí 8—11 % a CaO o obsahu až 3,52 %. MnO sa pohybuje od 1,53 % do



Obr. 4 Termogramy sideritov.

2,34 % (väčšinou však pod 2 %). Vzhľadom ku kvalitným sideritom Spišsko-gemerského rudohoria (Rudňany, Rožňava atď.) majú pomerne nepriaznivé zloženie ovplyvnené Mg a Ca.

Na určenie sideritu sme použili aj diferenciálnu termickú analýzu (D. Kusý v laboratóriu GÚDŠ). Termogramy boli zhotovené na prístroji s fotografickou registráciou. Zo vzorky bola urobená briketka. Teplota pece a diferenčná teplota boli overené Pt-Pt/Qh termočlánkom, pričom teplota pece bola zvyšovaná priemernou rýchlosťou 50 °C/min. Termogramy sú zachytené na obrázku 4. Teploty minimálnych endoteriem sa pohybujú v rozmedzí 570° až 680°. Druhá endoterma v termograme vzorky B-10/32 s teplotou minima 850° je zapríčinená značnou prímiesou kalcitu.

Mikrochemické zloženie sideritov sme sledovali radom kvalitatívnych spektrálnych analýz (obr. 5) robených v laboratóriu GÚDŠ (G. Kupčo). Bol použitý spektrograf Hilger E 492 a ISP-51. Vzorky pre kvalitatívne spektrálne analýzy sme odobrali i zo žíl mimo študovaného územia — z príslušných oblastí, t. j. z oblastí Švedlár—Tichá Voda—Bystrý Potok. Siderity boli separované pod binokulárnou lupou. I tak sa u mnohých nepodarilo značnejšie odstrániť heterogénne prímesi. V závislosti od množstva Si a Al rastie úmerne i rad iných prvkov, ktoré pochopiteľne nie sú viazané na siderit, ale na klastické primiešaniny silikátov, hlavne kremeňa a sericitu. Podľa zastúpenia stopových prvkov prislúchajúcich k sulfidom sa dá usúdiť, že sulfidy netvorí v mechanických prímiesiach podstatnú časť. Základnou stavebnou súčasťou sideritov je Fe, Mg, kým Mn a Ca sú bežnými izomorfnými prímiesami.

SIDERIT

Číslo vzorky	Ag	Al	Ba	Bi	Ca	Cd	Co	Fe	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Rb	Si	Sr	Ti	V	Y	Yb	Ca	Cu	Ga
E - 25g	•	•			•			■		■	●		•				●								
E - 39	•	○			•			■		■	●		•					●				•			
E - 39	•	○			•			■		■	○		•					●				•			
B - 18/7	•	•			•			■		■	●		•					●							
B - 10	•	•			•			■		■	●		•		•			●				•			
B - 18/16	•	•			•			■	•	■	○	•	•	•	•			●	•						
B - 98	•	•			•			■	•	■	○		•	•	•			●				•			
B - 111	•	•			•	•		■		■	●		•	•	•			○		•		•			
E - 18	•	•	•		•			■		■	●							○	•						
B - 121	•	•			•			■	•	■	●		•	•				●							
B - 90/2	•	•			•	•		■		■	○		•	•				●							
B - 68/1	•	•	•		•			■		■	●	•	•	•				○	•			•			
E - 13/17	•	•			•			■	•	■	●	•	•	•				●							
B - 117	•	•			•			■		■	●		•	•				●							
B - 101	•	•			•			■		■	●		•	•				○							
B - 124	•	•			•			■		■	●		•	•				●							
B - 96a	•	•			•			■		■	●		•	•				●							
B - 114	•	•			•			■		■	●		•	•				●							
B - 103	•	•			•			■		■	●		•	•				●							
B - 125	•	•			•			■		■	●		•	•				●							
B - 123	•	•			•			■		■	●		•	•				○							
B - 92a	•	•			•			■		■	●		•	•				●							
B - 93a	•	•			•			■		■	●		•	•				●							
B - 91a	•	•			•			■		■	●		•	•				●							
B - 106	•	•			•			■	•	■	●		•	•				●	•				•		
B - 108	•	•			•			■		■	●		•	•				●	•				•		
B - 66	•	•			•			■		■	●		•	•				■							
E - 40/3	•	•			○			■	•	■	●		•	•	•			●						•	•
E - 40/12a	•	○			○			■	•	■	●		■	•	•			○	•					○	•

1 ■ 100% - 1% 2 ● 1% - 0,1% 3 ○ 0,1% - 0,01% 4 • 0,01% - 0,001%

Obr. 5 Kvalitatívne spektrálne analýzy sideritov

Malý a zriedkavý obsah Sr nedáva predpoklad izomorfie s Ca v siderite. Usudzujeme preto, že Sr sa viaže na submikroskopické prímеси Fe-dolomitov a kalcitu, v ktorých vystupuje priebežne. Dokumentujeme to na obrázku 6 — zo spektrálnych analýz dolomitov a kalcitov sme vybrali iba Sr. Pokiaľ ide o Ni, J. H. Bernard (1961) predpokladá na základe jeho rovnomerného rozšírenia v sideritoch v Spišskogemerskom rudohorí jeho izomorfný charakter. To môže byť podmienené blízkosťou iónových polomerov dvojmocného železa a niku ($Fe^{II} - 0,74 \text{ \AA}$; $Ni^{II} - 0,69 \text{ \AA}$; L. H. Ahrens 1952). Ni v študovaných sideritoch nevystupuje priebežne. To však nevylučuje jeho izomorfný charakter. Avšak jeho stála prítomnosť v pyrite a chlorite (i vo zvýšených koncentráciách, hlavne v pyrite — obr. 7, 8) a častá v iných mineráloch nepoukazuje na jeho izochemický charakter v siderite. Na základe tohto predpokladáme, že obsahy Ni zachytené kvalitatívnou spektrálnou analýzou sa viažu na submikroskopické prímеси iných minerálov. O izomorfnom zastupovaní možno

DOLOMIT

Číslo vzorky	Sr
E - 26	○
E - 24	○
E - 21	○
E - 39	○
E - 25i	•
E - 23	○
E - 1	○
E - 2	○
E - 6	•
E - 10	•
E - 10	•
E - 10/1	•
E - 11	•
E - 11	•
E - 11	•
E - 13	○
E - 15	•
E - 15	•
E - 17	•
E - 18	○
B - 18b	○
B - 15	•
E - 24	•
E - 15	•
E - 39	•
E - 25	•
E - 39	•
E - 23	•
E - 11	•
E - 17	•
E 39	○
E - 13/18	○
E - 13	○
E - 13	•
E - 40/13a	○

KALCIT

Číslo vzorky	Sr
B - 77	•
B - 77/4	•
B - 90/3	•
B - 91	•
E - 10/3	•
E - 40/3	○

PYRIT

Číslo vzorky	Ni(g.t ⁻¹)
E - 16	147
B - 103	151
E - 8	21
E - 13/18	588
E - 1	>1000
B - 18	512
E - 13/6	93
E - 17	109
B - 121	794
E - 18	< 10
B - 10	125
E - 27	204
E - 18	22
E - 16	120
B - 117	354
E - 25i	660
B - 15/21	467
B - 97	407
B - 117	1259
E - 25	478
E - 2	>1000
E - 18J	549
E - 18	
B - 10	91

CHLORIT

Číslo vzorky	Ni
E - 1	○
E - 2	•
E - 3	•
E - 5	•
E - 7	•
E - 18	•
E - 16	•
E - 17	•
E - 22	○
E - 33	○
E - 34	○
E - 35	○
B - 15	○
E - 10/3	•
E - 2	○
E - 10	•
B - 15/19	•
E - 18	•
E - 35	•
B - 113	•
E - 33	•
E - 34	•
E - 22	•
E - 7	•

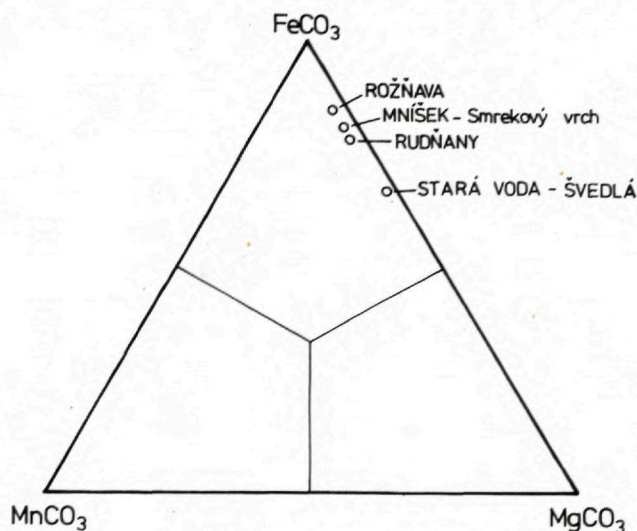
Obr. 6 Koncentrácia Sr z kvalitatívnych spektrálnych analýz dolomitov a kalcitov. Vysvetlivky ako obr. 5.

Obr. 7 Koncentrácie Ni z kvantitatívnych spektrálnych analýz pyritov.

Obr. 8 Koncentrácie Ni z kvalitatívnych spektrálnych analýz chloritov. Vysvetlivky ako obr. 5.

hovorí i u priebežne vystupujúceho Ag. Avšak ani jeho značná citlivosť pri spektrálnom stanovení a za prítomnosti sulfítov v mase sideritu nesvedčí jednoznačne o izomorfiu. K heterogénnym prímiesiam ďalej radíme Cu, Pb, Ba, Cr, Li, Mo, Yb, Y, Sn, Ca a Co. V zmysle klasifikácie A. N. Winchela—H. Winchela (1951) môžeme siderity z oblasti Švedlár—Stará Voda zaradiť k pistomezitom až sideroplezitom. Väčšinou však ide o sideroplezity.

Hoci pohyblivosť jednotlivých zložiek v sideritoch (hlavne Fe a Mg) nie je veľká, predsa môžeme pozorovať určité priestorové zmeny. Z východnej časti žily Sonnenschein (z priepadiska — „pingy“) sme odobrali vzorku B-93a, ktorá vykázala obsah FeO — 46,22 % ; MgO — 10,38 %. Z hlbšej časti spomínanej žily, t. j. z haldy štólne



Obr. 9 Grafické vyjadrenie priemerného chemického zloženia sideritov vo fázovom diagrame systému siderit—magnezit—rodochrozit.

Tabuľka 3. Kryštalochemické formule sideritov z niektorých ložísk Spiško-gemerského rudohoria

Stará Voda — Švedlár (J. Václav 1976)	(Fe _{0,66}	Mg _{0,20}	Mn _{0,03}	Ca _{0,02})	1,0CO ₃
Rožňava Mária žila (F. Novák 1960)	(Fe _{0,85}	Mg _{0,10}	Mn _{0,34}	Ca _{0,01})	1,0CO ₃
Mníšek nad Hnilcom Smrekový vrch (Z. Trdlička 1960)	(Fe _{0,83}	Mg _{0,11}	Mn _{0,05}	Ca _{0,01})	1,0CO ₃
Rudňany (J. H. Bernard 1961)	(Fe _{0,78}	Mg _{0,16}	Mn _{0,04}	Ca _{0,006})	1,0CO ₃

máme vzorku B-18A s obsahom FeO — 36,64 % ; MgO — 8,15 %. Zo západnej časti žily je vzorka z haldy (B-121) s obsahom FeO — 38,84 % a MgO — 13,36 %. Podobne sme odobrali vzorky zo žily Spieler. Z východnej časti žily (z priepadliska — „pingy“) vzorka B-125 vykázala FeO — 48,48 % a MgO — 8,5 % ; z haldy štólne vzorka B-124 a B-124a FeO — 34,48 %, MgO — 9,5 %, FeO — 43,6 %, MgO — 18,69 %. Z haldy štólne razenej o niečo hlbšie a východnejšie vzorka BR-13/16 vykázala obsah FeO — 41,38 %, MgO — 12,52 % a zo západného úseku žily vzorka (B-90) z haldy štólne FeO — 35,99 %, MgO — 11,18 %. Nevieme z ktorej žily pochádzajú vzorky B-113 a B-98 brané z hald. Vzorka BB-67 pochádza zo žily Boromeus, západne od starovodského žilníka. Hoci nemôžeme jednoznačne tvrdiť (vzhľadom na odber vzoriek a ich počet), že na žile Sonnenschein a Spieler smerom do hĺbky a na východ obsah Fe klesá, a naopak obsah Mg stúpa, určitý trend tu predsa pozorujeme. Že k zmene chemického zloženia sideritu vo vertikálnom a horizontálnom smere na žilách v Spišsko-gemerskom rudohorí dochádza, pekne dokumentuje napr. na ložiskách v Rožňave F. Novák (1960), v Slovinkách F. Regásek (1967), v Mlynkách a Vlachove J. Beňka (1973), v Mníšku Z. Trdlička (1960).

Záverom na porovnanie uvádzame stredné kryštalochemické formuly z niektorých lokalít Spišsko-gemerského rudohoria (tab. 3) a ich chemické zloženie vyjadrujeme i graficky (obr. 9). Z uvedenej tabuľky a grafického vyjadrenia vidíme, že siderity centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria z oblasti Stará Voda—Švedlár nedosahujú takú kvalitu ako siderity periférnych oblastí.

Do tlače odporučil J. Forgáč.

Literatúra

- AHRENS, L. H. 1952: The use of ionisation potentials. Part I. Ionic radii of elements. *Geochemica et cosmochemica acta*, 2, London, 1—155.
- BEŇKA, J. 1973: Mineralizácia a geochemia sideritu z ložiska Mlynky a Vlachovo. *Geol. Práce, Správy* 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 89—99.
- BERNARD, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwer-Spatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslovakei), *Geol. Práce, Zoš.* 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—222.
- FUSÁN, O.—KANTOR, J. 1952: Geologické a rudné pomery na liste Švedlár. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1—30.
- NOVÁK, F. 1960: Záverečná správa o geochemicko-mineralogickom výskume ložiska Mária Baňa a okolí. Manuskript — Ústav nerast. surovín, Kutná Hora, 1—582.
- REGÁSEK, F. 1967: Mineralógia, geochemia a paragenéza ložiska Slovinky v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript — archív Prír. fakulty UK, Bratislava, 1—358.
- TROBIČKA, Z. 1960: Záverečná správa o výskume charakteru rúd z ložiska oblasti Smrekový vrch. Geofond, Bratislava.
- VÁCLAV, J. 1961: Predbežná správa o štruktúrnom geologickom a metalogenetickom výskume oblasti iz. od Švedlára. *Geol. Práce, Správy* 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—67.

- VÁCLAV, J. 1976: Mineralogicko-paragenetické a geochemické pomery hydrotermálnych rudných žíl Švedlár—Tichá Voda—Bystrý Potok. Manuskript — archív Prír. fak. UK, Bratislava, 1—233.
- WINCHEL, A. N.—WINCHEL, H. 1951: Optičeskaja mineralogija — preklad z angličtiny, 1953, Moskva, 104—129.

Jozef Václav

Chemical composition of siderites of hydrothermal veins in the area of Stará Voda—Švedlár

Summary

The author deals with the chemical composition of siderites from the area of Stará Voda—Švedlár (central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.). The siderites are compared with siderites in peripheral areas of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Siderites from this area belong among pistomesites and mostly among sideroplesites.

Crystallochemical formulas are in Table 2. The middle crystallochemical formula corresponds to the following composition:

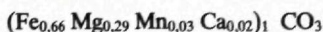


Table 3 and Fig. 9 show that siderites from Stará Voda and Švedlár are of lower quality than those from peripheral areas (Rožňava, Mníšek, Rudňany).

Explanations of Figures

Fig. 1. Situation map of hydrothermal veins in the area of Stará Voda

1 — names of veins, 2 — course of veins on the surface according to mining operations, 3 — presumable course of veins on the surface.

Fig. 2. Succession of mineral on veins

1 — indistinct position in succession, 2 — probable current elimination, 3 — generation of mineral.

Fig. 3. Graphical illustration of chemical composition of siderites in phase diagram of siderite-magnesite-rhodochrosite system.

Fig. 4. Thermograms of siderites

Fig. 5. Qualitative spectral analyses of siderites

1 — 100%—1%, 2 — 1%—0,1%, 3 — 0,1%—0,01%, 4 — 0,01%—0,001%.

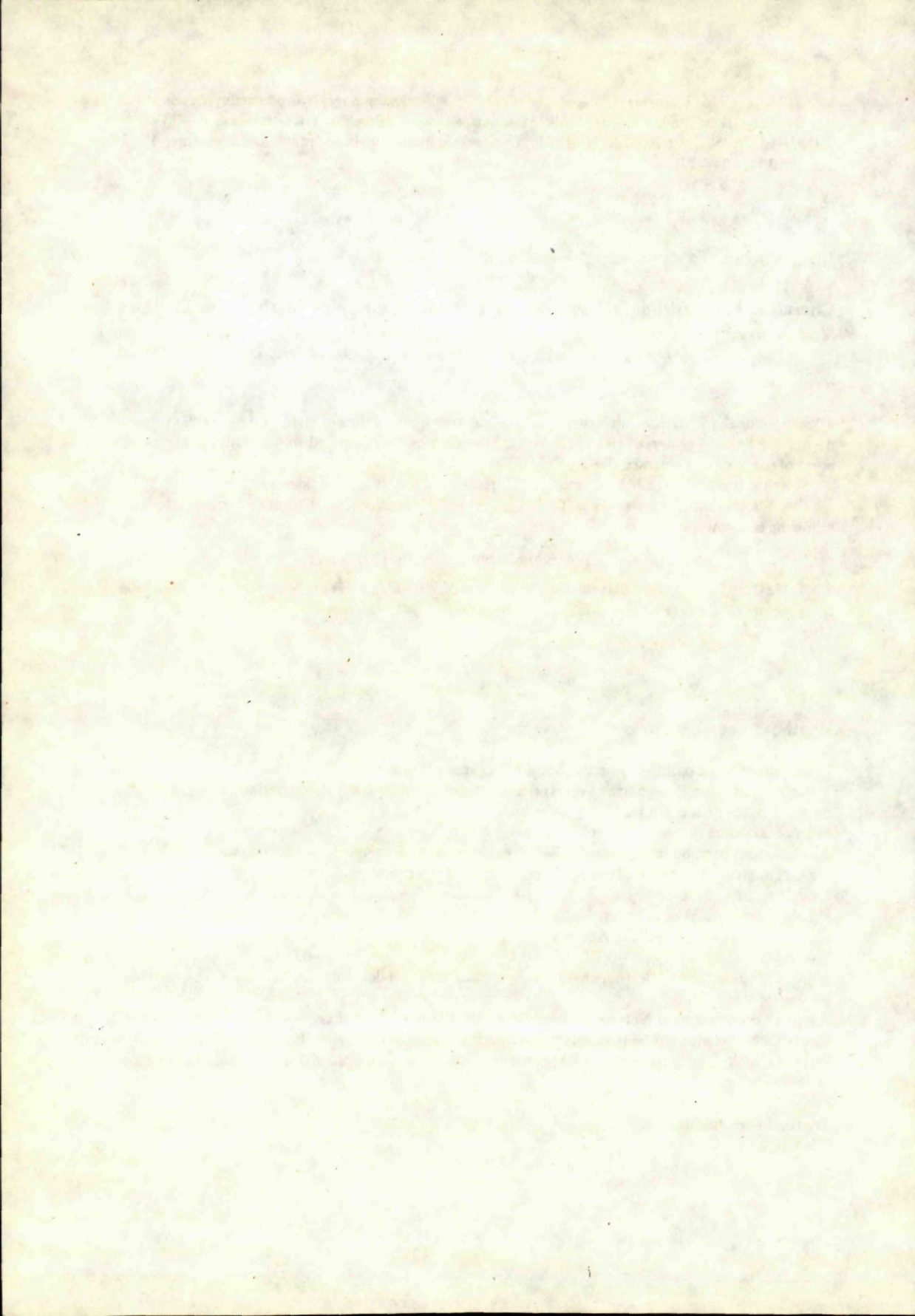
Fig. 6. Concentrations of Sr from qualitative spectral analyses of dolomites and calcites. For explanations see Fig. 5.

Fig. 7. Concentrations of Ni from quantitative spectral analyses of pyrites

Fig. 8. Concentrations of Ni from qualitative spectral analyses of chlorites. For explanations see Fig. 5.

Fig. 9. Graphical illustration of the average composition of siderites in phase diagram of siderite-magnesite-rhodochrosite

Translation E. Jassingerová.



Eugen Kullman

Podzemné krasové vody v okrajovom zlome pezinských Karpát pri Trstíne

6 obr., 1 fotogr. tabuľka (XLIII), anglické resumé

Abstract. At the NE margin of the Pezinské Karpaty Mts. is an open aquiferous fault, broadened by karst processes. The fault is NE—SW striking, dipping at about 80° into the mountain-range.

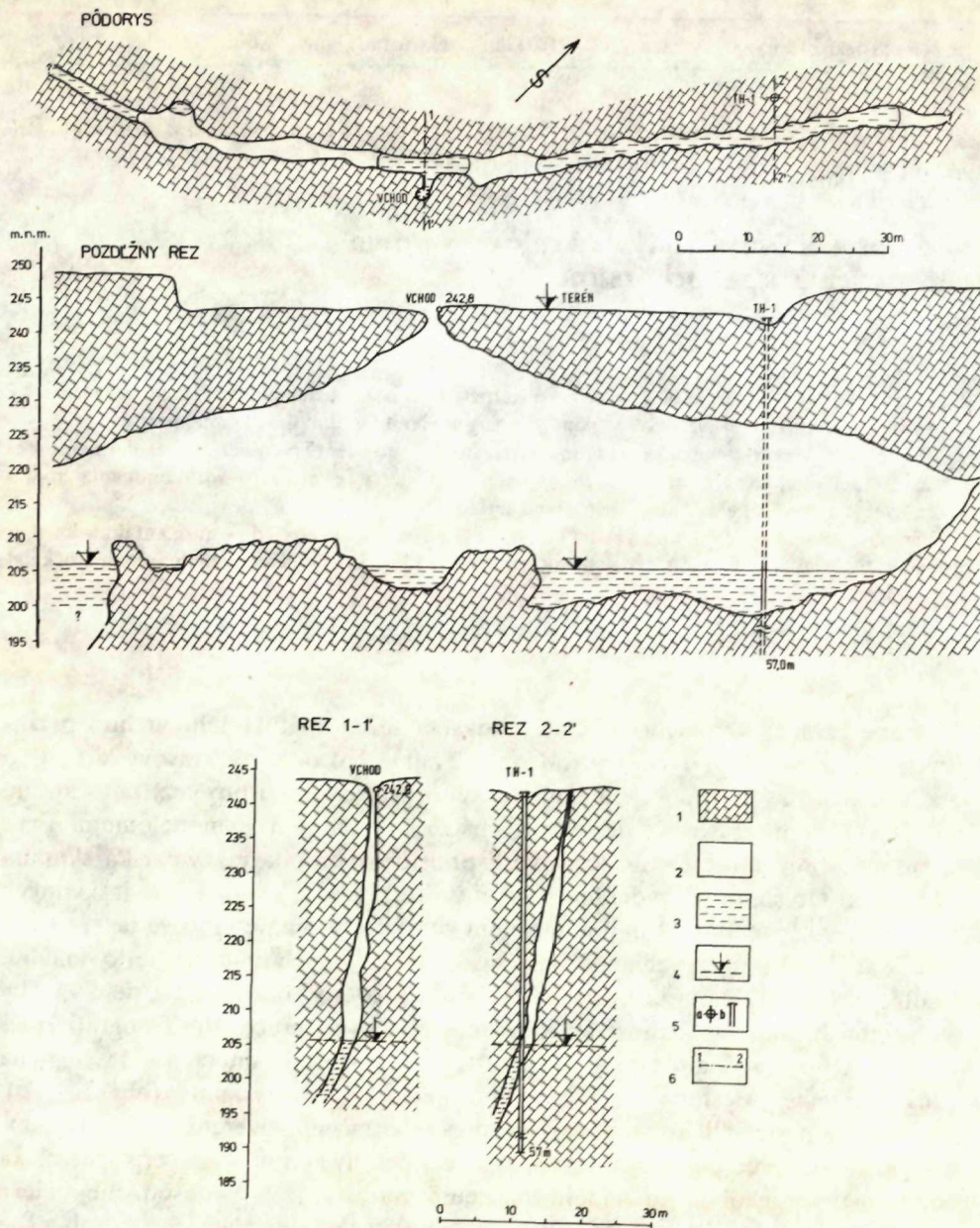
The fault provides draining of karst ground waters from the adjacent Triassic dolomites and limestones of the Havranica nappe of the mountain range. On the fault there are karst areas with continuous ground water level at a depth of about 40 m below land surface.

Pumping tests in the borehole TH-1 (Trstín) in the open fault resulted — at 4,3 m drawdown of ground water level — in $55,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ of dynamical reserves and 12.154 m^3 of accumulated reserves of karst ground waters.

Úvod

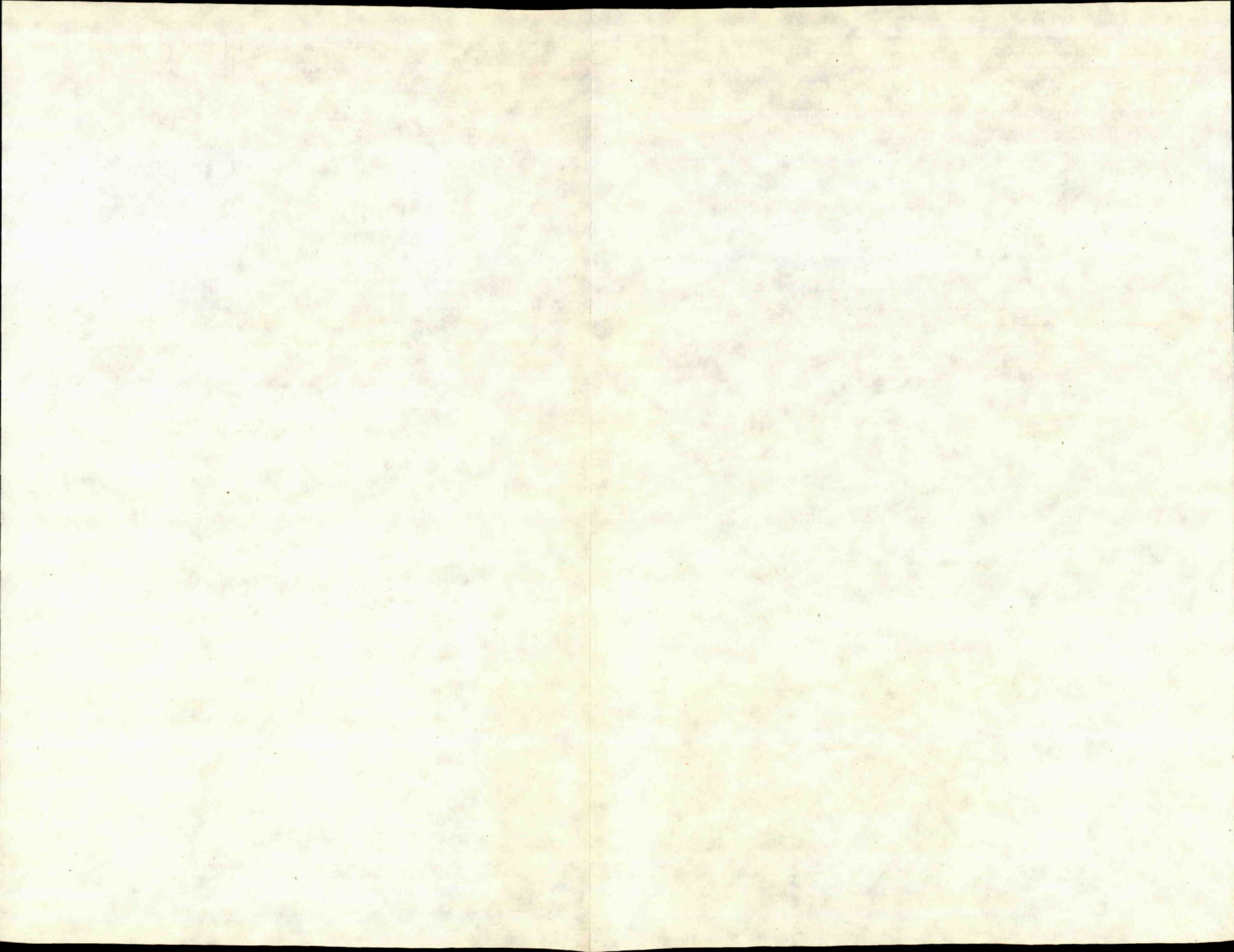
Pri ťažbe kameňa v kameňolome na juhovýchodnom úpätí Holého vrchu v pezinských Karpatoch (cca 1 km ssz. od obce Trstín) bol odkrytý krasový komín vo svetlých ladinských vápencoch havranického príkrovu. Zostup cez tento komín umožnil objaviť krasové priestory nachádzajúce sa pod kameňolomom. Prvé orientačné preverenie týchto krasových priestorov urobila jaskyniarska skupina z Dolných Orešian pod vedením P. Nemčoka. Pretože spodná časť jaskynných priestorov v hĺbke 39—41 m pod terénom vytvára podzemné krasové jazero a bol predpoklad overenia významnejších zásob podzemných vôd na tejto lokalite Geologický ústav Dionýza Štúra sa rozhodol preveriť podrobnejšie tieto zásoby podzemných vôd. Na žiadosť autora tohto príspevku pracovníci Geografického ústavu SAV pod vedením Dr. A. Droppu, CSc., zamerali v dňoch 8.—11. augusta 1967 jaskynné priestory pre účely hydrogeologického výskumu (obr. 1a, 1b). Výsledky zamerania dokumentovali možnosť orientačného overenia zásob podzemných krasových vôd ponorným čerpadlom cez vstupný komín. Táto čerpacia skúška potvrdila hydrogeologickú nádejnosť, neumožňovala však v dostatočnej miere overiť zdroje a zásoby podzemných vôd na tejto lokalite. Na ich podrobnejšie overenie uskutočnil Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave hydrogeologický vrt TH-1 (Trstín) a urobil čerpaciu skúšku krasových vôd z krasových priestorov otvoreného zlomu.

Ing. E. Kullman, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.



Obr. 1a, 1b Plán podzemných krasových priestorov v otvorenom okrajovom zlome pri Trstíne
Zameral a zostavil A. Droppa a kol. v r. 1967, čiastočne upravené na základe výsledkov hydrogeologic-
kých vrtných prác.

1 — vápence (vrátane v podzemných priestoroch napadaných vápencových blokov), 2 — krasové priestory voľné, 3 — krasové priestory vyplnené podzemnou krasovou vodou, 4 — hladina podzemných krasových vôd, 5 — hydrogeologický vrt (a — v situácii, b — v reze) 6 — línie rezov.



Geologický prehľad

Oblasť Holého vrchu nachádzajúca sa pri severovýchodnom okraji pezinských Karpát tvorí súčasť havranického príkrovu. Vystupujú tu na povrch v spodnej časti svetlé vápence ilýru-ladinu a v ich nadloží svetlosivé dolomity stredného až vrchného triasu. Tieto karbonátové súvrstvia havranického príkrovu sú voči sedimentom Trnavskej pahorkatiny (súvrstvia spodného egenburgu a karpátu — pieskovce, zlepenca, štrky a piesky; ako aj vrchného bádenu — vápnité íly a piesky) tektonicky oddelené zlomom tvoriacim súčasť okrajových zlomov pezinských Karpát v tejto oblasti. Overenie a zameranie jaskynných priestorov dokumentovalo, že krasové priestory s podzemnými krasovými vodami sú viazané na krasovými procesmi otvorenú a rozšírenú časť okrajového zlomu prebiehajúceho smerom SV—JZ so strmým, približne 80° , úklonom do pohoria (obr. 1a, 1b; tab. XLIII, XLIV). Možno predpokladať, že ide o pokračovanie pásma okrajových zlomov pezinských Karpát, prebiehajúcich od Lošonca cez Smolenice k Trstínu.

Hydrogeologický prehľad

Hydrogeologicky hodnotená lokalita tvorí časť severovýchodného okraja rozsiahlej hydrogeologickej štruktúry, budovanej najmä vápencami a dolomitmi chočského, veternickeho a havranického príkrovu a rozprestierajúcej sa medzi Rohožníkom, Prievalmi a Trstínom. Táto hydrogeologická štruktúra zaberá celkovú povrchovú rozlohu $68,6 \text{ km}^2$ (z toho $58,3 \text{ km}^2$ tvoria triasové vápence a dolomity). Je zjavne odvodňovaná najmä prameňmi a sčasti i prestupmi krasových vôd do povrchových tokov vo vnútri a pri okrajoch hydrogeologickej štruktúry. Podstatná časť výstupov týchto krasových vôd je do povodia Moravy v oblasti medzi Rohožníkom a Prievalmi. Iba podstatne menšia časť výstupov podzemných krasových vôd bola dokumentovaná pri východnom okraji hydrogeologickej štruktúry. Celkove hydrogeologická štruktúra je odvodňovaná 20 prameňmi; a v 8 úsekoch povrchových tokov bol dokumentovaný vzťah medzi povrchovými a podzemnými vodami. Na základe sústavných meraní prameňov a nesústavných meraní skrytých prestupov podzemných vôd do povrchových tokov v období 1957—1963 celkový priemerný odtok podzemných vôd z hodnotenej hydrogeologickej štruktúry bol $284 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z toho v prameňoch $212 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (E. Kullman 1965, 1974; D. Duba—E. Kullman 1968). Predstavuje to priemerný špecifický odtok podzemných krasových vôd $4,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Porovnaním s výsledkami získanými v susednej krasovej hydrogeologickej štruktúre krížňanskeho príkrovu, nachádzajúcej sa medzi obcami Kuchyňa a Lošonec, z ktorej bol v súhlasnom období dokumentovaný priemerný špecifický odtok podzemných vôd na základe sústavne meraných prameňov a nesústavne meraných prírastkov podzemných vôd do povrchových tokov v hodnote $8,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, vychádza významný deficit v odtoku krasových vôd zo štruktúry

(E. Kullman 1965, 1975). Na základe vzájomného hodnotenia týchto dvoch hydrogeologických štruktúr, majúcich zhruba zhodné geologické i klimatické pomery, vychádza pre hodnotenú hydrogeologickú štruktúru deficit odtoku podzemných krasových vôd nad $200 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ($270 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Podstatná časť tohto deficitu bola overená ako skrytý prestup podzemných krasových vôd pri západnom okraji pezinských Karpát v oblasti medzi Rohožníkom a Cerovou-Lieskovým, a to jednak do kvartérnych sedimentov sološnickej nádrže kvartérnych podzemných vôd a jednak do kvartérnych sedimentov plaveckej depresie (E. Kullman 1980). Tento skrytý prítok podzemných krasových vôd z pezinských Karpát do sološnickej nádrže, vyčíslovaný vo viacerých hydrologicky rozdielnych obdobiach a viacerými metódami, vychádza v medziach $70\text{--}130 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (E. Kullman 1980). Ďalší, bilančne dokumentovaný skrytý prestup podzemných krasových vôd do kvartérnych sedimentov plaveckej depresie bol vyčíslený na $92 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Z. Holéczyová 1968, E. Kullman 1980). Možno teda predpokladať, že z hodnotenej mezozoickej hydrogeologickej štruktúry sa pri jej západnom okraji odvodňuje skryte do kvartérnych sedimentov v priemere približne $190 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemných krasových vôd.

Skryté odvodňovanie podzemných krasových vôd pri východnom okraji hodnotenej hydrogeologickej štruktúry (v oblasti Trstína) nie je možné pre zložité geologické pomery podrobnejšie kvantitatívne zhodnotiť.

Z celkovej bilancie štruktúry (pri uvažovaní podzemného odtoku v prameňoch, dokumentovaných prestupov podzemných krasových vôd do povrchových tokov i dokumentovaných skrytých prestupov podzemných krasových vôd do kvartérnych sedimentov pri západnom okraji hodnotenej hydrogeologickej štruktúry) vychádza ešte deficit približne $80 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Možno predpokladať, že časť z tohto množstva, prípadne i celé toto množstvo podzemných krasových vôd sa sústreďuje pri severovýchodnom okraji hodnotenej štruktúry. Tieto krasové podzemné vody (s výnimkou priamych prestupov podzemných krasových vôd do potoka Raková a započítaných do celkovej bilancie) nevystupujú pri severovýchodnom okraji štruktúry na povrch, naopak, ich hladina podzemných krasových vôd v tejto oblasti je značne zaklesnutá.

V tejto oblasti existujú dve možné formy skrytého prestupu podzemných vôd do susedných súvrství.

Prvou, menej pravdepodobnou, je skrytý prestup podzemných krasových vôd do príľahlých súvrství spodného egenburgu, karpátu a bádenu.

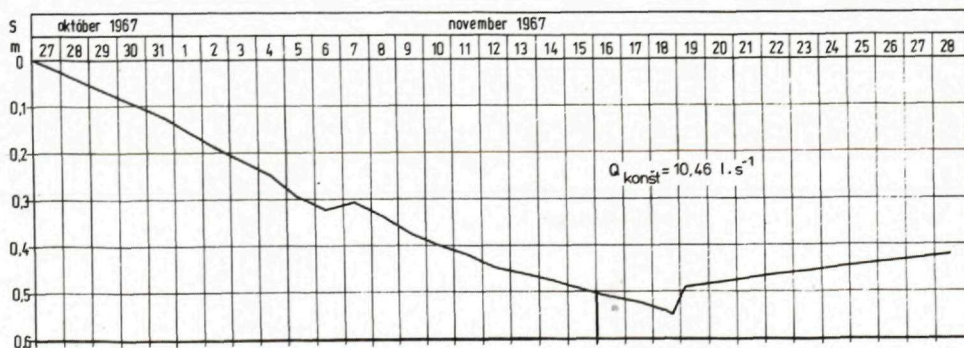
Druhou, pravdepodobnejšou formou je prestup týchto podzemných krasových vôd v súvrstviach vápencov a dolomitov k severovýchodu pod neogénnymi sedimentmi Dobrovodskej kotliny do hydrogeologickej štruktúry dolomitov a vápencov mezozoika Plešivej hory v brezovských Karpatoch, odvodňovaného hlavne významným krasovým prameňom v Dehticiach. V tomto prameni sa na základe výsledkov rozsiahlych meraní odvodňuje v suchých rokoch $500\text{--}600 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemných krasových vôd (M. Takáčová 1980).

Overenie zdrojov a zásob podzemných krasových vôd v okrajovom zlome pri Trstíne

Dokumentovaný otvorený zlom zaplnený podzemnou krasovou vodou vytvára významný drén pre podzemné vody priľahlých triasových vápencov a dolomitov. Tento drén bol overený v dĺžke 125 m, kde dosahuje premenlivú šírku 2—7 m (obr. 1a, 1b). Jeho otvorenú hĺbku vzhľadom na úklon otvorenej poruchy nemožno stanoviť. Jeho ďalšie pokračovanie, tak smerom na severovýchod, ako aj smerom na juhozápad, nie je preverené, môže však zasahovať na veľké vzdialenosti. Určitý dôkaz o pokračovaní otvoreného zlomu juhozápadným smerom podávajú dokumentované straty časti povrchových vôd potoka Raková v miestach, kde predpokladané pokračovanie zlomu prebieha naprieč údolím tohto povrchového toku. Tieto straty vzhľadom na zaklesnutú hladinu podzemných krasových vôd (hĺbka hladiny podzemných krasových vôd v zlome v oblasti kameňolomu na základe nesústavných meraní kolíše od 39,0 do 41,0 m pod terénom) môžu dopĺňovať podzemné krasové vody zlomu.

Na overenie možnosti využitia podzemných krasových vôd, zlomom drenovaných a v ňom sústredovaných, bol urobený pokus overiť zdroje a zásoby týchto podzemných vôd čerpacou skúškou ponorným čerpadlom spusteným do zlomu cez vstupný otvor. Táto skúška, uskutočnená v dňoch 27. 10.—18. 11. 1967 pri maximálne nožnej technicky dosiahnuteľnej výdatnosti $10,46 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, dokumentovala veľmi pomalý plynulý pokles hladiny podzemných vôd. Maximálna depresia po 23 dňoch čerpacej skúšky bola iba 0,55 m. Taktiež stúpacia skúška ukázala iba veľmi pomalé stúpanie hladiny. Hladina podzemných vôd v priebehu 11 dní vystúpila iba o 0,13 m. Získané výsledky (obr. 2) neumožnili stanoviť dynamický prítok podzemných krasových vôd. Dokumentovali však jednoznačne, že po depresiú 0,55 m sa na celkovom čerpanom množstve významne podieľali akumulované zásoby krasových vôd štruktúry.

Na presnejšie overenie zdrojov a zásob podzemných krasových vôd sústredovaných zlomom bol v r. 1968 urobený hydrogeologický vrt TH-1 (Trstín) do hĺbky



Obr. 2 Priebeh čerpacej skúšky krasových vôd zlomu cez vstupný otvor do podzemných priestorov

57 m. Bol vytýčený na základe výsledkov zamerania jaskynných priestorov tak, aby prešiel zlomom v jeho zvodnenej časti. Vrt splnil tento účel, i keď v dôsledku zmenšenia úklonu poruchy v hĺbke pod 35 m prešiel iba čiastočne zvodnenou časťou poruchy (obr. 1b). Geologický profil vrtu i jeho zabudovanie podáva obr. 3.

Na vrte bola urobená dlhodobá čerpacia skúška v trvaní 42 dní (8. 11. 1968—19. 12. 1968). Vzhľadom na vplyv akumulovaných zásob krasových vôd i vzhľadom na problémy s ponornými čerpadlami zhruba ustálené pomery boli dosiahnuté pri:

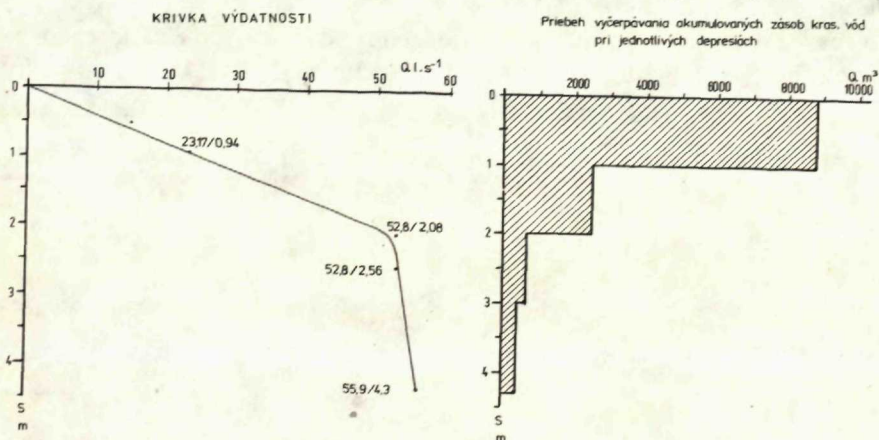
$$s = 0,94 \text{ m} - Q = 23,17 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1};$$

$$s = 2,08 \text{ m} - Q = 52,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$$

$$s = 4,3 \text{ m} - Q = 55,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \text{ (obr. 4).}$$

V priebehu čerpacej skúšky, hlavne pri jej prvej časti, sa výrazne prejavil vplyv vyčerpávania akumulovaných zásob krasových vôd. Na základe zhodnotenia celkového odčerpaného množstva krasových vôd a dokumentovaného dynamického prítoku bolo vyčíslené vyčerpávanie akumulovaných zásob pri jednotlivých depresiiach (obr. 5). Z tohto hodnotenia vychádza, že pri depresii 1 m bolo vyčerpané 8758 m³ podzemných krasových vôd, pri depresii 2 m ďalších 2479 m³, pri depresii 3 m—608 m³ a pri maximálnej depresii 4,3 m ďalších 309 m³ podzemných krasových vôd, čo spolu predstavuje 12 154 m³ odčerpaných akumulovaných zásob podzemných vôd. Hodnotenie vyčerpávania akumulovaných zásob podzemných vôd svedčí o výraznom poklese odčerpávania akumulovaných zásob s nárastom depresie (obr. 5).

Obdobná situácia sa prejavila i pri stúpacej skúške po ukončení čerpania. Stúpanie hladiny podzemných vôd od depresie 4,1 m po depresiu 2,6 m bolo veľmi rýchle, od depresie 2,6 m po depresiu 1,7 m bolo zaznamenané určité, i keď nevelké spomalenie stúpania hladiny. Výrazné spomalenie stúpania hladiny podzemných vôd bolo dokumentované od depresie 1,7 m. Značí to, že pri stúpaní hladiny na túto



Obr. 5 Krivka zmien výdatnosti vo vzťahu k jednotlivým depresiiam a priebeh vyčerpávania akumulovaných zásob krasových vôd

úroveň začalo výraznejšie dopĺňanie vyčerpaných akumulovaných zásob krasových vôd a prípadne tiež o možnosti vznievania vplyvu horizontu, prípadne horizontov krasových vôd s menšou výtlačnou výškou na dopĺňovaní vyčerpaných zásob krasových vôd.

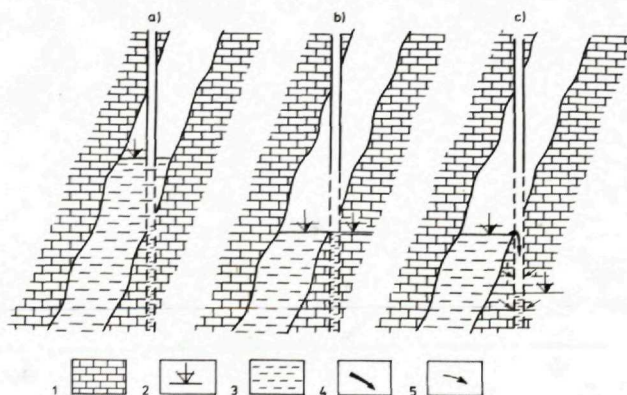
Všetky tieto hodnotenia dokumentujú jednak významný vplyv akumulovaných zásob po depresiu 1,7—2,0 m, jednak významný dynamický prítok, taktiež iba po túto depresiu. Pri vytváraní väčšej depresie nedochádza ani k významnému ďalšiemu vyčerpaniu akumulovaných zásob podzemných vôd, ani k významnejšiemu zvýšeniu dynamického prítoku.

Existujú dve možné vysvetlenia :

Prvým je možnosť uzatvárania poruchy do hĺbky, a tým i limitovanie dynamického prítoku i akumulovaných zásob podzemných vôd iba do vrchnej časti zlomu.

Druhým, pravdepodobnejším vysvetlením sa javí možnosť, že tento stav je vyvolaný vlastným vrtom (obr. 6). V tomto prípade podzemné vody, čerpané z vrtu sú v súčinnosti s nádržou krasových vôd v otvorenom zlome iba po úroveň spodnej časti vrtu vo vlastnej otvorenej poruche (obr. 6a, b). Pri ďalšom znižovaní hladiny podzemných vôd vo vrte, pretože tento prešiel cez otvorenú poruchu do vápencového bloku, v ktorom je dopĺňovanie limitované popri konštantnom prítoku z poruchy iba málo priepustnými drobnými puklinami, môžu sa vytvoriť rozdielne hladiny podzemných vôd vo zvodnenej poruche a vo vrte. Tým hlavný prítok do vrtu je výškove limitovaný najspodnejším miestom vzájomného súvisu otvorenej poruchy a vrtu (obr. 6b). Pri ďalšom znižovaní hladiny podzemných vôd dochádza v tomto prípade iba ku konštantnému prítoku krasových vôd z vlastnej otvorenej poruchy do vrtu, zväčšenému o malý prítok z drobných puklín vápencového bloku (obr. 6c).

Ak platí druhý predpoklad, môže dokumentovaná maximálna ustálená výdatnosť



Obr. 6 Predpokladané jednotlivé fázy čerpania podzemných krasových vôd z otvoreného zlomu cez hydrogeologický vrt (podľa alternatívy 2)

1 — vápence, 2 — hladina podzemných krasových vôd, 3 — zaplnenie otvoreného zlomu krasovou vodou, 4 — prítok krasových vôd zo zlomu do vrtu, 5 — priame prítoky podzemných krasových vôd z mikropuklín a drobných puklín vápencového bloku do vrtu.

vrtnu ($55.0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) predstavovať iba časť z možných využiteľných zdrojov krasových vôd na tejto lokalite. V prípade potreby využitia krasových vôd na tejto lokalite bolo by vhodné preveriť túto alternatívu ďalším hydrogeologickým vrtom, lokalizovaným viac do vnútra pohoria tak, aby overil otvorenosť a zvodnenosť poruchy vo väčšej hĺbke pod hladinou krasových vôd.

Hydrochemické pomery a problémy ochrany

Hodnotené krasové vody sú kalciovo-(magnéziovo)-bikarbonátového typu s celkovou mineralizáciou 468—498 mg/l. Pomer Mg/Ca kolíše v hraniciach 0,58—0,72, čo dokumentuje významný podiel dolomitov na formovaní ich chemického zloženia. Bolo zistené, že v priebehu čerpacej skúšky sa zvýšila celková mineralizácia (z 468 mg/l na 498 mg/l), stúpol obsah HCO_3 (z 335 mg/l na 366 mg/l) a poklesol obsah SO_4 (z 23,9 mg/l na 16,0 mg/l).

Prehľad chemického zloženia odčerpávaných podzemných krasových vôd z hydrogeologického vrtnu TH-1 počas dlhodobej skúšky

Dátum	Čerpané dni	Výdatnosť $Q \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$	Zníženie s m	Teplota vody $^{\circ}\text{C}$	Celková mineralizácia	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	SO_4	Cl
						mg/l						
11. 11. 1969	4	32,73	0,8	10,6	468	69,44	28,89	2,40	0,60	335,06	23,87	1,98
21. 11. 1969	14	63,33	1,92	11,0	483	76,39	27,09	2,20	0,60	354,04	17,28	1,98
10. 12. 1969	33	59,37	3,45	11,0	481	72,14	31,01	2,70	1,0	347,88	17,28	4,36
16. 12. 1969	39	55,88	4,24	11,0	498	72,14	29,79	2,50	1,0	366,12	16,05	0,26

Analýzy podzemných vôd urobil v chemickom laboratóriu GÚDŠ Bratislava Ing. S. Gazda a kol.

Hlavné nebezpečenstvo znečistenia týchto krasových vôd je v otvorenosti zlomu, miestami až k povrchu. S touto možnosťou treba počítať po celej dĺžke priebehu zlomu. Je to najmä v oblasti kameňolomu, prípadne i v iných miestach, kde znečistenie sa môže dostať priamo do zlomu. Z tohto hľadiska k znečisteniu podzemných krasových vôd môže dôjsť i v miestach, kde zlom prebieha naprieč Rakovou dolinou a kde je možnosť prestupov časti povrchových vôd z povrchových tokov do zlomu. Túto možnosť potvrdzujú i hydrometrické merania na potoku Raková, kde v miestach križovania zlomu s povrchovým tokom boli dokumentované straty povrchových vôd $5,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (26. 11. 1969 — pokles prietoku zo $46,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ na $40,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Vlastná infiltračná oblasť tvorená dolomitmi, je z hľadiska možného znečistenia krasových vôd podstatne menej zraniteľná.

Záver

V oblasti Trstína pri severovýchodnom okraji pezinských Karpát bol dokumentovaný otvorený, krasovými procesmi rozšírený zvodnený okrajový zlom smeru SV—JZ so strmým, približne 80°, úklonom do pohoria. Tento otvorený zlom vytvára drenáž podzemných vôd z príľahlej časti dolomitov a vápencov hydrogeologickej štruktúry. Sústreďujú sa v ňom významné zdroje i akumulované zásoby podzemných krasových vôd. Hladina týchto podzemných vôd v zlome je zaklesnutá v hĺbke 39,0—41,0 m pod terénom.

Čerpacou skúškou z hydrogeologického vrtu TH-1, navráteného do otvoreného zlomu, bolo pri depresii 4,3 m od ustálenej hladiny dokumentované: maximálny ustálený dynamický prítok podzemných krasových vôd $55,91 \cdot s^{-1}$ a $12\,154 \text{ m}^3$ vyčerpaných akumulovaných zásob krasových vôd.

Vody sú kalciovo-(magnéziovo)-bikarbonátového typu s celkovou mineralizáciou 468—498 mg/l. Na základe pomeru Mg/Ca — 0,58 až 0,72 sú formované hlavne v dolomitoch a drénované otvoreným zlomom vo vápencoch. Ich stála zvýšená teplota 11 °C v priebehu čerpacej skúšky v zimnom období svedčí o ich hlbšom obehu. Z hľadiska ochrany najväčšie nebezpečenstvo ich možného znečistenia je priamo do otvoreného zlomu, umožňujúceho bezprostrednú kontamináciu sústredených krasových vôd. V prípade ich využitia bude nutné chrániť pred znečistením hlavne oblasť vlastného zlomu, kde je možnosť bezprostrednej kontaminácie krasových podzemných vôd a to najmä v úseku dolina Raková—Rosuchov.

Literatúra

- DUBA, D.—KULLMAN, E. 1968: Water balance calculation for the Small Carpathians. Geol. Práce, Správy 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 281—289.
- HOLÉČZYOVÁ, Z. 1968: Záhorská nížina — oblasť Cerová-Lieskové—Šajdíkové Humence. Regionálny hydrogeologický prieskum viatych pieskov. Manuskript Geofond, Bratislava, 1295.
- KULLMAN, E. 1965: Vody západných svahov Malých Karpát a ich vplyv na režim a zásoby podzemných vôd Záhorskej nížiny. Kandidátska dizertačná práca, Manuskript — SVŠT, Bratislava, 1445.
- KULLMAN, E. a kol. 1974: Základná hydrogeologická mapa M = 1 : 200 000 list Znojmo (slovenská časť) + textové vysvetlivky. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 170.
- KULLMAN, E. 1977: Hydrogeologické a hydrodynamické hodnotenie podzemných vôd v puklinovom a puklinovokrasovom prostredí. Geol. práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 181—210.
- KULLMAN, E. 1980: Hydrogeológia kvartéru a najvyšších častí neogénu Záhorskej nížiny. Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inž. geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—125.
- TAKÁČOVÁ, M. 1980: Dechtice — krasové vody: Materiály XXIII. celoštátnej geologickej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 218—219.

Karst ground waters in Carpathian marginal fault near Trstín

Summary

In the area of Trstín at the NE margin of the Carpathians around pezinok an open aquiferous marginal fault was found, broadened by karst processes. It is NE—SW striking, dipping at about 80° into the mountain range. The open fault drains ground waters from the adjacent part of dolomites and limestones of a hydrogeological structure. Significant sources and accumulated reserves of karst ground waters concentrate in the fault. The level of the ground waters in the fault is 39,0—41,0 m below land surface.

Pumping test from hydrogeological borehole TH-1 in the open fault revealed the maximal stable dynamical afflux of karst ground waters 55,9 l · s⁻¹, and 12 154 m³ of exhausted accumulated reserves of karst waters.

The waters represent the calcium-(magnesium)-bicarbonate type with T.D.S. 468—498 mg/l. According to the ratio Mg/Ca = 0,58—0,72 they formed mostly in dolomites and were drained by the open fault in limestones. Their permanently increased temperature 11°C during the pumping test is indicative of their deeper circulation. In respect of protection, most probable is contamination of concentrated karst waters through the open fault. In case of their exploitation the protection of the fault alone will be inevitable, especially in the segment of the Raková dolina—Rosuchov.

Explanations of Figures

Fig. 1a, 1b Plan of underground karst areas in open marginal fault near Trstín (by A. Droppa et al. 1967, partly modified according to results of hydrogeological drilling).

1 — limestones (including those fallen down in underground areas), 2 — free karst areas, 3 — karst areas filled with karst ground water, 4 — karst ground water level, 5 — hydrogeological borehole (a — situation, b — cross section), 6 — cross section lines.

Fig. 2 Course of pumping test of karst water in a fault, by means of an opening into underground area.

Fig. 3 Geological profile of borehole TH-1 (Trstín).

Fig. 4 Course of long-lasting pumping test of hydrogeological borehole TH-1 (Trstín).

Fig. 5 Curve of yield alterations in relation to individual depressions, any course of exploitation of accumulated ground water reserves.

Fig. 6 Presumable pumping phases of karst ground water from open fault by means of hydrogeological borehole (according to alternative No. 2).

1 — limestones, 2 — karst ground water level, 3 — open fault filled with karst water, 4 — afflux of karst water from fault to borehole, 5 — direct afflux of karst ground water from micro-fissures in limestone block into borehole.

Explanations of Plate XLIII

Plate XLIII

Fig. 1 Underground karst areas in open fault beneath the opening.

Fig. 2 Continuous level of karst ground water in open fault at depth of about 40 m below land surface.

Photo by F. Vrbovský.

Vysvetlivky k tabuľke XLIII

Tabuľka XLIII

Obr. 1 Podzemné krasové priestory v otvorenom zlome pod vstupným otvorom do podzemia.

Obr. 2 Súvislá hladina podzemných krasových vôd v otvorenom zlome v hĺbke približne 40 m pod terénom.

FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
I—XLIII

