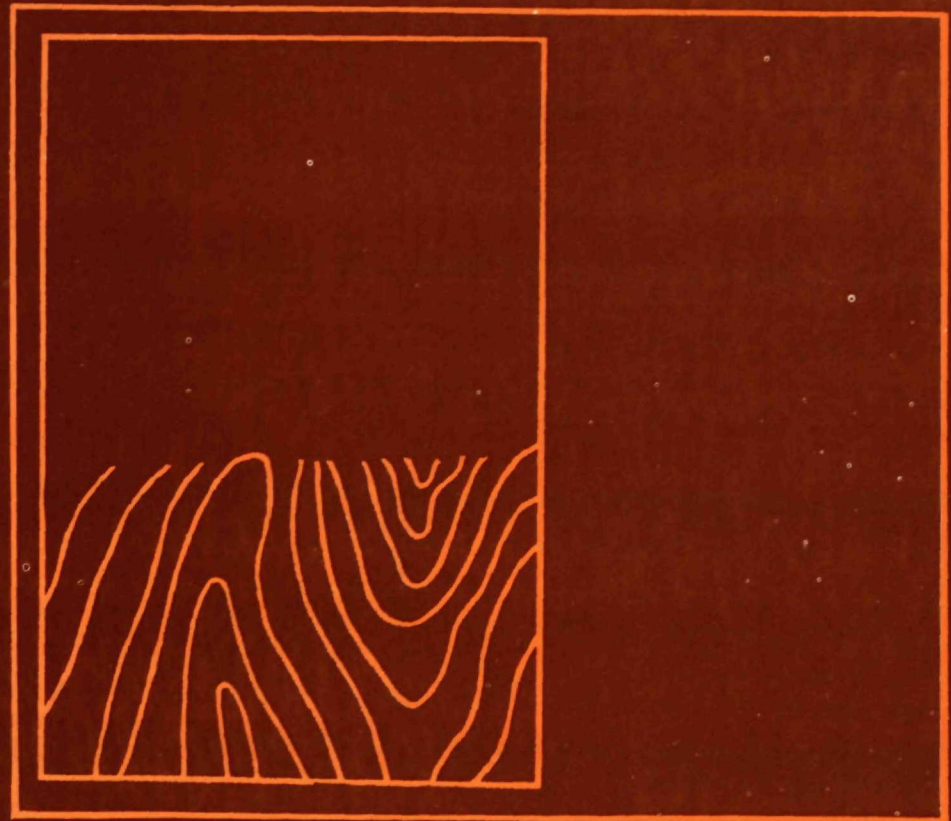


1 B 19 b

GEOLOGICKE PRA'CE

CS ISSN 0433 — 4795



SPRÁVY 88

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

Tem. skup. 03/9
Cena brož. Kčs 30,—

1B191b
správny 88 rev

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001016705

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 88**

Vedecký redaktor

RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, CSc.

Redakčný okruh

RNDr. ANTON BIELY, CSc., Prof. Ing. FRANTIŠEK ČECH, DrSc., člen korešpondent SAV OTO FUSÁN, DrSc., RNDr. VLADIMÍR HANZEL, CSc., RNDr. MIROSLAV HARMAN, CSc., RNDr. MICHAL KALIČIAK, CSc., RNDr. TOMÁŠ KORÁB, CSc., Prof. RNDr. IVAN KRAUS, DrSc., RNDr. JAROSLAV LEXA, CSc., akademik MICHAL MAHEL, RNDr. MILAN POLÁK, CSc., RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc., RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, CSc. (predseda edičnej rady), RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc.

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 88**

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra:

13196

kat. čís.:

631/1989

Kčs kúpa:

30.-

Kčs vým.:

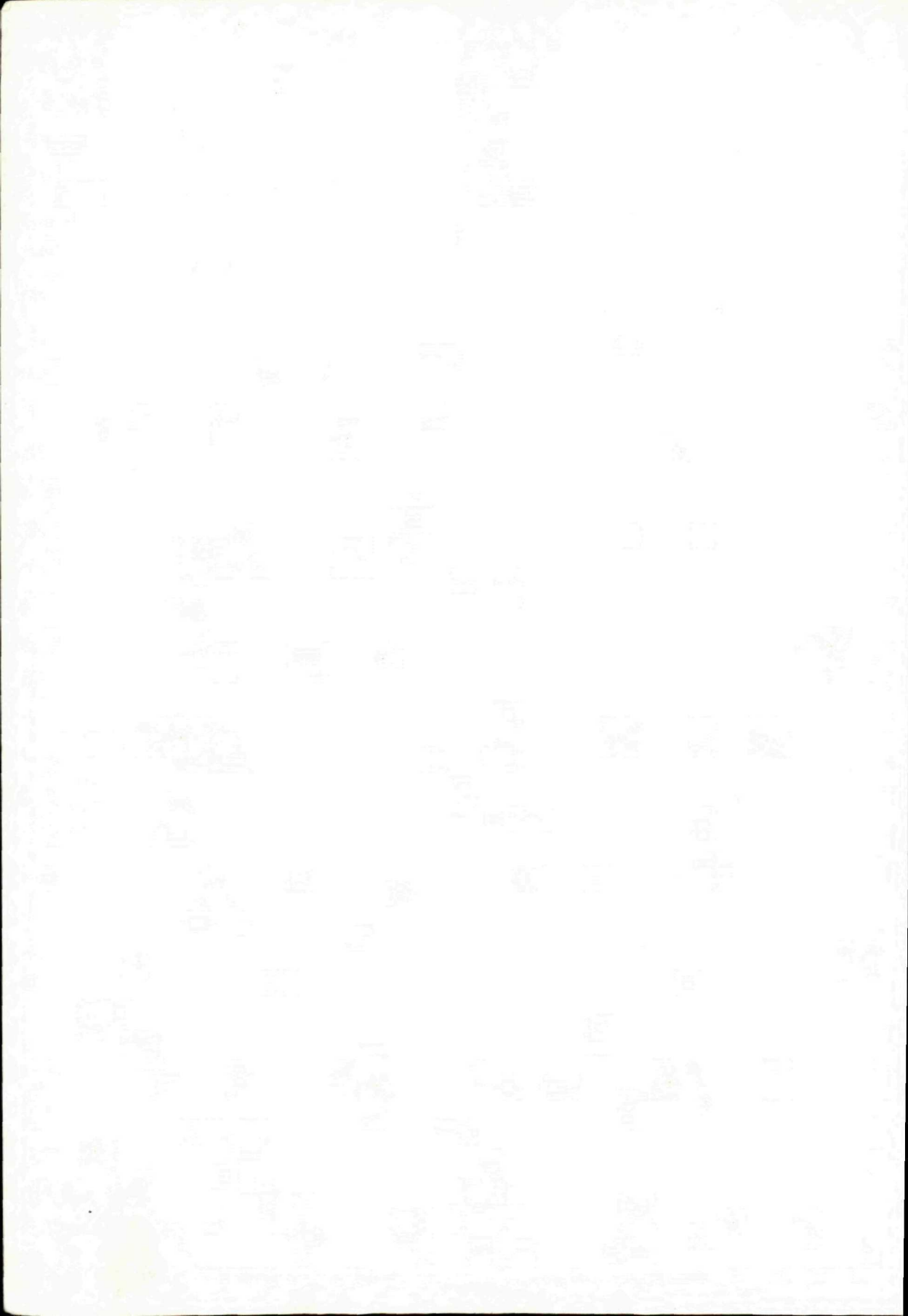
—

Kčs dar:

—

Obsah — Contents

VASS, D.: Za RNDr. Zorou Priechodskou, CSc.	7
VASS, D.: Za doc. RNDr. Ivanom Krystkom, CSc.	11
Reichwalder, P.: Prof. RNDr. Milan Mišík DrSc. — šesťdesiatročný.	13
VASS, D.: K životnému jubileu RNDr. Ruženy H. Lehotayovej	21
FRANKO, O.: Augustín Rebro — priekopník histórie minerálnych vôd Slovenska — šesťdesiatročný	27
VASS, D.: Zhodnotenie rýchlosti sedimentácie v alpínskych molasových panvách Západných Karpát — Sedimentation rate in Alpine molasse basins of West Carpathians	31
KOVÁČ, M. — KRÝSTEK, I. — VASS, D.: Vznik, zánik a migrácia sedimentačných priestorov Západných Karpát v neogéne — Origin, migration and disappearance of the West Carpathians sedimentary areas in the Neogene	45
KRÝSTEK, I.: Výsledky sedimentologického výskumu karpátu pod flyšovými príkrovy ve střední části karpatské předhlubne na Moravě — Results of sedimentological research of Karpathian beneath Flysch nappes in central part of Carpathian Foredeep in Moravia	59
ELEČKO, M. — VASS, D.: Pôtorské vrstvy (uhfonosný otnang) v Lučenskej kotline — Pôtor Member (coal-bearing Ottangian) in Lučenská kotlina basin	71
KALIČIAK, M. — KONEČNÝ, V. — LEXA, J.: Štruktúra a vývoj neogénnych vulkanitov Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike — Relationship of Structure and evolution of the Neogene volcanics in Slovakia to block faulting	79
KRAUS, I.: Prejavy kaolinizácie v oblasti Turčianskej kotliny — Kaolinization indications in Turčianska kotlina basin	105
RUDINEC, R.: Dvojetážová stavba vnútrokarpatského paleogénu pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku — Double-levelled structure of Inner-Carpathian Paleogene at southern foot of Klippen Belt in East Slovakia	121
BUJNOVSKÝ, A. — SAMUEL O.: Litofaciálna a biostratigrafická interpretácia predneogénneho podložia vrtov Závod-79, 81 a 84 (viedenská panva) — Lithofacies-and biostratigraphical interpretations of pre-Neogene basement of boreholes Závod-79, 81, 84 (Vienna basin)	127
ZEMBJAK, O.: Možnosti ťažby tepla zo suchých hornín — Possibility of extraction of heat from hot dry rock	137
ONDRÁŠIK, R. — MATEJČEK, A. — KLUKANOVÁ, A.: Zlomové poruchy veporského kryštalinika v prieskumnej štôlni Ipeľ — Fault disturbances in Vepor crystalline complexes in exploratory drift Ipeľ	147
FABINI, P. — KAZDA, J. — MODLITBA, I. — ŠTRBA, F.: Niektoré poznatky zo zisťovania reziduálnej šmykovej pevnosti súdržných zemín — Brief information on residual shear strength of coherent soils	165
KOVÁČIKOVÁ, M. — KOVÁČIK, M. — MODLITBA, I.: Zemný prúd v katastri obce Klieština — Eartflow in Klieština village cadaster	177
SIDERIS, Ch.: Late Paleozoic in Greece	191
TAHER, R. M.: A comparative petrochemical study of Gabal Nigrub El Fogani and Gabal El Naga ring complexes, South Eastern Desert, Egypt.	203
SENEŠ, J.: Stratigrafická korelácia neogénu Tetýdy a Paratetýdy	215
HOLEC, P.: Recenzia knihy — D. Jánossy: Pleistocene Vertebrate Faunas of Hungary	221
SNOPKO, L.: Recenzia knihy — M. Mahel: Geologická stavba československých Karpát; Palealpínske jednotky I	223



Za RNDr. Zoru Priehodskou, CSc. (14. 9. 1926 — 21. 1. 1989)



Spomedzi slovenských geológov náhle a navždy odišla RNDr. Zora Priehodská, CSc. Dňa 21. 1. 1989 udrelo jej srdce naposledy. Odišla nečakane a na jej osirelom pracovnom stole ostala neukončená práca, problémy, ktoré pred odchodom na zaslúžený odpočinok hodlala doriešiť.

Zorka Priehodská sa narodila 14. 9. 1926 v Mýte pod Ďumbierom v lone krásnej slovenskej prírody, ktorá jej natrvalo učarovala a ktorej obdivovateľkou a vyznávačkou ostala do smrti. Detstvo a dievčenské roky strávila na Liptove v Sielnici. V Liptovskom Mikuláši v roku 1946 maturovala. Vysoko-

školské štúdium absolvovala na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity v Bratislave v roku 1951. Jej prvým pracoviskom bol Slovenský ústredný ústav geologický v Bratislave. Súc tematicky zameraná na rudné suroviny, bola pri reorganizácii geologickej služby na sklonku roku 1951 začlenená medzi pracovníkov vtedajšieho Východoslovenského rudného prieskumu v Spišskej Novej Vsi. Najprv sa podieľala na prieskume Spišsko-gemerského rudohoria, menovite na prieskumných prácach na železorudnom ložisku Gelnica a Mária huta. Riešenu problematiku spracovala ako dizertačnú prácu a v roku 1952 získala hodnosť doktora prírodných vied (RNDr.). Neskôr viedla prieskumné práce na ložiskách sedimentárnych mangánových rúd Švábovce a Kišovce. Pracovala na povrchu, kde vykonávala geologické mapovanie v okolí zmienených ložísk a vyhodnocovala prieskumné vrty v Levočskom pohorí, a v podzemí, kde mapovala banské diela. V tomto období zostavila celý rad záverečných správ a dva výpočty zásob. Svoje poznatky o stavbe Spišskej kotliny, Levočských vrchov a o mangánovom zrudnení publikovala vo viacerých vedeckých prácach (1, 2, 8, 9, 10, 16). Východoslovenský rudný prieskum dr. Priehodská opustila v roku 1957, ale na roky strávené v kraji pod Tatrami vždy s láskou spomínala a profesionálne priateľstvá uzavreté na Spiši udržiavala až do konca svojho života.

Na svojom staronovom pracovisku v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave (čo je inštitúcia totožná s niekdajším Slovenským ústredným geologickým ústavom), kde pracovala od r. 1957 až do dňa keď skončila jej životná púť, sa vypracovala na špecialistu v oblasti sedimentárnej petrografie a štúdium ťaž-

kých minerálov úspešne aplikovala o. i. pri stratigrafickej korelácii terciérnych sedimentov. Vo svojej prvej vedeckej práci v tejto geologickej disciplíne spracovala ťažké minerály neogénnych sedimentov z vrtu Bočiar-1 (3), prvého oporného vrtu v Košickej kotline. Neskôr touto metódou spracovala sedimenty výplne podunajskej panvy. Vysledovaním typických znakov asociácii ťažkých minerálov našla nástroj k úspešnej korelácii biostratigraficky nemých pliocénnych súvrství, ale i mladšieho miocénu v strednej a východnej časti Podunajskej nížiny (4, 5, 6, 7, 18) i na Žitnom ostrove (13, 15). Spoločenstvá ťažkých minerálov študovala tiež v sedimentoch centrálnokarpatského paleogénu na Liptove, Spiši i na Orave (8, 16), vo vulkanosedimentárnych súvrstviach Žiarskej kotliny (17), v lunzských vrstvách a vrchnokriedových sedimentoch podložia Viedenskej panvy (20), v kriedových a paleogénnych sedimentoch Myjavskej pahorkatiny (19) i príbradlovej oblasti.

V rokoch 1973 a 1974 dr. Priehodská ako skúsená sedimentárna petrografka bola vybraná do čs. tímu špecialistov, ktorí pracovali v medzinárodnom kolektíve na pobreží Čierneho mora v Bulharsku v rámci úlohy „Výskum morí a oceánov za účelom využitia ich nerastných zdrojov“. Pracovala v poľnom mineralogickom laboratóriu v Sarafove, kde študovala spoločenstvá ťažkých minerálov v recentných sedimentoch čiernomorského pobrežia (11, 12, 14).

Bohaté skúsenosti v oblasti sedimentárnej petrografie využila pri riešení národohospodársky významnej úlohy ochrany podzemných vôd Žitného ostrova (13), pri spracovaní početných hlbokých vrtov hĺbených v rámci výskumu geotermálnych zdrojov podunajskej panvy (18, 23, 24, 25) a pri dokumentácii ryhy tranzitného plynovodu Družba na slovenskom území. Svoje skúsenosti získané pri štúdiu ťažkých minerálov sedimentárnych súvrství zovšeobecnila v metodicky zameranej práci (15).

Popri práci s mikroskopom dr. Priehodská pracovala aj ako terénna geologička-mapérka, pričom si zväčša sama zabezpečovala dopravu, spočiatku na motocykli, neskôr za volantom auta. Terénne práce popri svojich začiatkoch na Spiši vykonávala hlavne v Podunajskej nížine, kde zostavila a redigovala celý rad listov geologickej mapy 1:25 000 (Lovce, Topolčianky, Tesáre nad Žitavou, Zlaté Moravce, Dolný Pial, Veľká Maňa, Veľké Janíkovce, Milanovce, Kolta, Tekovské Lužany, Nýrovce, Hontianske Tesáre a Mojmírovce). Tieto mapy zhrnula do regionálneho celku v mierke 1:50 000 ako región sv. časť Podunajskej nížiny, ktorý vyšiel tlačou (21, 22). Okrem toho sa podieľala ako spoluautorka na zostavení geologických máp pohoria Tribeč a jv. časti Podunajskej nížiny. Pri terénnych mapovacích prácach nezabúdala na surovinovú problematiku. Počas terénneho výskumu v okolí Dolného Pialu zistila a vrtmi overila lignitové sloje uložené v pontských sedimentoch.

Svoju odbornosť a vedeckú erudíciu potvrdila obhájením dizertačnej práce „Geológia centrálnokarpatského flyšu a jeho mangánové zrudnenie v oblasti Švábovíc“, za ktorú v roku 1968 získala hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických vied (CSc.).

Okrem dvoch dizertačných prác a publikovaných vedeckých prác jej odbornovo-vedecká pozostalosť obsahuje viac než 80 nepublikovaných správ, výpočtov

zásob a vysvetliviek ku geologickým mapám 1:25 000 a 13 už spomínaných listov geologickej mapy v mierke 1:25 000.

RNDr. Zorka Priehodská, CSc. prežila plodný život. Venovala ho predovšetkým geológii Slovenska. Nezaložila si vlastnú rodinu, ale jej rodinou bola široká slovenská geologická pospolitosť a jej, tak povediac, deťmi sú viacerí mladí adepti geológie, ktorých zaúčala do metodík štúdia ťažkých minerálov a do tajov sedimentárnej petrografie. My najbližší jej spolupracovníci nikdy nezabudneme na čaro jej osobnosti, ktorým dokázala nadviazať trvalé priateľstvá a teplé ľudské vzťahy. Nezabudneme na odborné debaty v jej pracovni, ani na jej pohostinnosť, ktorou vedela počastovať každého, kto v dobrom k nej prichádzal. Vedela vypočuť ľudské tragédie, vedela potešiť i pomôcť odbornou i ľudskou radou. Vedela sa rozdať a nebolo azda takého, kto by v jej spoločnosti nepookrial. Mala citlivú dušu, milovala vážnu i populárnu hudbu. Za dobrú platňu či magnetofónovú nahrávku obľúbeného speváka i synfonického orchestra nešetřila peniazmi a rada ochotne dobrú hudbu sprístupňovala iným. Aj večer pred skonom sa chystala na koncert, avšak vtedy už jej miesto v koncertnej sále ostalo prázdne.

Zorka, vedeli sme, že sa chystáš na zaslúžený odpočinok, vedeli sme, že stratíme s Tebou každodenný kontakt. Ty si však odišla navždy. Nevtieravé zaklopanie, posledný úsmev, posledné priateľské gesto, dvere sa za Tebou ticho zatvorili — to sú posledné okamihy, posledné spomienky na Teba. Lenže dobrý a čínorodý človek celkom nezomiera. Ostáva žiť jeho dielo, výsledky práce, umu, usilovnosti, plody dobrého srdca a láskavého slova. Nech Ti je zem Tvojej domoviny, zem, ktorej tajomstvá si pomáhala odkrývať, nech Ti je ľahká!

Dionýz Vass

ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH PRÁČ

- 1 PRIEHODSKÁ, Z. 1956: Predbežná správa o geologických pomeroch širšej oblasti Hozelca. Geol. práce, Správy 8, Bratislava, 162—167
- 2 ILAVSKÝ, J., PECHO, J., PRIEHODSKÁ, Z. 1956: Poznámky ku geológii a tektonike flyša Spišskej kotliny. Geol. práce, Správy 8, Bratislava, 151—161.
- 3 PRIEHODSKÁ, Z., BRESTENSKÁ, E., 1960: Sedimentárno-petrografické a biostratigrafické vyhodnotenie oporného vrtu Bočiar-1. Geol. práce, Zošit 59, Bratislava, 243—250.
- 4 PRIEHODSKÁ, Z. 1964: Ťažké minerály a ich použitie pre členenie miocénu a pliocénu v širšom okolí Zlatých Moraviec. Geol. zborník, XV, 1, Bratislava, 103—111.
- 5 PRIEHODSKÁ, Z. 1964: Zpráva o geologickom mapovaní a sedimentárno-petrografickom výskume neogénu na liste M-34-121-D (Zlaté Moravce). Správy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Slovensko, Bratislava, 138—140.
- 6 PRIEHODSKÁ, Z., PLANDEROVÁ, E. 1965: Kriterien zur Gliederung des Obermiozän und Pliozän im NO Teil der Donauebene. Geol. zborník, XVI, 2, Bratislava, 281—286.
- 7 PRIEHODSKÁ, Z. 1965: Sedimentárno-petrografický výskum pliocénu a vrchného miocénu v sv. časti Podunajskej nížiny. Správy o geol. výskumoch v r. 1964, 2, Slovensko, Bratislava, 82—83.
- 8 GROSS, P., PRIEHODSKÁ, Z. 1966: Geologischer Bau und Mineralbestand der Sandsteine des Zentralkarpatischen Flysches des Sudteiles des Levoča-Gebirges und des Spiš-Beckens. Geol. zborník, XVII, 2, Bratislava, 305—310.

- 9 PRIECHODSKÁ, Z. 1966: O výskytoch sedimentárnych Mn-rúd v juhozápadnej časti Levočského pohoria a v Spišskej kotline. Geol. práce, Správy 40, Bratislava, 133—143.
- 10 PRIECHODSKÁ, Z. 1969: K chemickému zloženiu sedimentárnych Mn-rúd z oblasti Levočského pohoria a Spišskej kotliny. Geol. práce, Správy 49, Bratislava, 181—192.
- 11 PULEC, M., CVETKOVA, V., PRIECHODSKÁ, Z., GEORGIEV, V. 1978: Occurrence and distribution of heavy minerals in beach and marine sediments of the Burgas bay. Zbor. III. národnej vedecko-technickej konferencie s medzinárodnou účasťou, Burgas.
- 12 CVETKOVA-GOLEVA, V., GEORGIEV, V., PULEC, M., PRIECHODSKÁ, Z. 1979: Sostav i raspredelenie tiaželych mineralov v osadkach pliaža i akvatorii Burgasskovo zaliva. Paleontology, Stratigraphy and Lithology, 11, Bulg. Akad. Nauk, Sofia, 77—92.
- 13 HORNIŠ, J., PRIECHODSKÁ, Z. 1979: Použitie ťažkých minerálov pri štúdiu sedimentárneho komplexu Žitného ostrova. Miner. slov., 11, 6, Bratislava, 529—536.
- 14 PULEC, M., CVETKOVA, V., JEŘÁBEK, J., PRIECHODSKÁ, Z., GEORGIEV, V. 1979: Výskyt a rozmiesťenie ťažkých minerálov v plážových a morských sedimentoch Burgaského zálivu. Informační zpravodaj Nerostné suroviny, Úst. nerost. surovín, Kutná Hora.
- 15 HORNIŠ, J., PRIECHODSKÁ, Z. 1979: Použitie ťažkých minerálov pri štúdiu sedimentárneho komplexu Žitného ostrova. In J. Slavík 1980: Význam a použití těžkých minerálů pri regionálnim a ložiskovém průzkumu. Čas. pro min. a geol., 25, 1, Praha, 103—107.
- 16 PRIECHODSKÁ, Z. 1980: Výsledky štúdia ťažkých minerálov str. 93—95, in P. Gross, E. Köhler et al. 1980: Geológia Liptovskej kotliny, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 1—292.
- 17 PRIECHODSKÁ, Z. 1980: Sedimentárny komplex, str. 100—107, in J. Forgáč, M. Pulec 1980: Štruktúrny vrt FŽB-1, Železná Breznica, Region. Geol. ZK 12-13, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 1—130.
- 18 PRIECHODSKÁ, Z., VASS, D. 1986: Geológia neogénu centrálnej depresie Podunajskej panvy. Region. Geol. ZK 21 (Správy o výskumoch Geol. úst. D. Štúra), Bratislava, 105—111.
- 19 SALAJ, J., PRIECHODSKÁ, Z. 1987: Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp. Miner. slov., 19, 6, Bratislava, 499—521.
- 20 PRIECHODSKÁ, Z. 1988: Výskum ťažkých minerálov v pieskovochoch lunzských vrstiev a vrchnej kriedy z vrtov hĺbených do podložia viedenskej panvy. Západ. Karpaty, sér. Geol. 11, Bratislava, 129—142.
- 21 HARČÁR, J., PRIECHODSKÁ, Z. et al. 1988: Geologická mapa Podunajskej nížiny, sv. časť. 1:50 000. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
- 22 PRIECHODSKÁ, Z., HARČÁR, J. et al. 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape sv. časti Podunajskej nížiny 1:50 000. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 1—116.
- 23 PRIECHODSKÁ, Z. 1989: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie neogénnych sedimentov vo vrte FGTZ-1 Topoľčany. In M. Fendek et al. 1989: Region. Geol. ZK 24. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava (v tlači).
- 24 PRIECHODSKÁ, Z. 1989: Stratigraficko-litologická charakteristika neogénnych sedimentov vo vrte FGTZ-1 Topoľčany. In M. Fendek et al. 1989: Region. Geol. ZK 24. Geol. úst. D. Štúra Bratislava (v tlači).
- 25 PRIECHODSKÁ, Z. 1989: Výsledky spracovania ťažkých minerálov a stratigraficko-litologická charakteristika neogénnych sedimentov v reinjektážnom vrte GRP-1 Podhajská. In M. Fendek et al. 1989: Region. geol. ZK 24. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava (v tlači).

Za doc. RNDr. Ivanom Krystkom, CSc.

(18. 7. 1930 — 30. 5. 1987)

Na sklonku mája 1987 ohromila československú geologickú verejnosť takmer neveriteľná správa — docent RNDr. Ivan Krystek, CSc. zomrel. Zomrel náhle, nečakane, v plnom rozmachu tvorivých síl. Smrť urobila bodku za jeho ukončenou doktorskou dizertačnou prácou a vytrhla ho z úzkeho kruhu rodiny a širokého okruhu spolupracovníkov, priateľov, poslucháčov.

Docent Krystek sa narodil 18. 7. 1930 v Prahe, ale od útlej mladosti žil, študoval a pracoval na Morave a na Slovensku.

Roky mladosti strávil v Hodoníne, kde absolvoval základnú školu i gymnázium. Slovácko považoval za svoj rodný kraj, s ktorým bol nerozlučne spätý. Miloval jeho ľud, jeho folklór a umenie, zvlášť slovácke pesničky a keramické výrobky prostých ľudových hrnčiarov i plody slováckej zeme. Ale nadovšetko si vážil hlbokú múdrosť slováckeho ľudu, ktorá sa v mnohom odrážala v jeho povahe a zvyklostiach. Bol pracovitý ako vinohradník, rozvážny ako slovácky roľník, čestný a úprimný ako prostý vidiečan. Bol veľkým hľadačom pravdy a dorozumenia medzi ľuďmi. Vo chvíľach oddychu v kruhu rodiny a priateľov vedel byť družný a veselý. Jeho dobrá nálada bola nákazlivá a jej iskra vedela rozpáliť smutné duše a vyrovnáť vráskami rozbrázené čelá.

Vysokoškolské štúdiá absolvoval na Prírodovedeckej fakulte J. E. Purkyně v Brne. Po absolutoriu r. 1953 krátko pracoval na Katedre geológie a paleontológie ako asistent a získal titul doktora prírodovedy (RNDr.). R. 1954 prešiel na Geologický ústav D. Štúra v Bratislave, kde pracoval ako terénny geológ — mapér v oddelení neovulkanitov. Po dvoch rokoch (r. 1956) sa vrátil do Brna, na vtedajší Ústav pre naftový výskum, kde zastával funkciu vedúceho oddelenia sedimentárnej petrografie. Na tomto pracovisku — r. 1958 — získal hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických vied. Najväčší kus práce pre spoločnosť a pre československú geológiu však docent Krystek odviezol na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity J. E. Purkyně v Brne, kam sa vrátil pracovať v r. 1964. V tom istom roku sa habilitoval za docenta pre odbor všeobecnej geológie. V rokoch 1971—1978 bol vedúcim katedry a vtedy i potom nemalou mierou prispel k jej rozvoju a zvyšovaniu jej odbornej úrovne, držiac krok s búrlivým rozvojom geovedných disciplín v posledných desaťročiach. Docent Krystek bol učiteľom, radcom a spolupracovníkom mnohých československých geológov mladších generácií. Jeho žiakmi sú početní geológovia pôsobiaci na Morave i na iných miestach v Československu, hlavne v oblasti naftovej geológie, ale aj v Geologickom prieskume, v n. p. Geofyzika, Geotest, na ÚÚG a v mnohých ďalších organizáciách.

Pre zdarnú pedagogickú prácu hľadal neustále inšpiráciu v praxi, či už v základnom geologickom výskume, alebo v aplikovanom prieskume. Svoju vedeckú a odbornú činnosť zameral na petrografiю vulkanoklastických a sedimentárnych klastických hornín. V širších súvislostiach študoval problematiku neogénnych molasových panví Západných Karpát, zvlášť problematiku čelnej priehlbiny Karpát na Morave. Študoval niektoré špeciálne problémy viedenskej panvy a vonkajšieho flyšového pásma. Jeho práce sa týkali aj geologickej problematiky na Slovensku. Podieľal sa na monografickom spracovaní niektorých oporných vrtoв naftového prieskumu: študoval petrografiю sedimentov vo vrte Nová Vieska 1 (Podunajská nížina) a Bušince 1 (Ipeľská kotlina). V ďalšej práci zhrnul poznatky o petrografii sedimentov Podunajskej nížiny a študoval tiež tufy zo spodného miocénu Bánovskej kotliny. Poznatky o vulkanoklastikách, ktoré získal pri práci v stredoslovenských neovulkanitoch, zúžitkoval a premietol do návrhu klasifikácie tufov a tufitov.

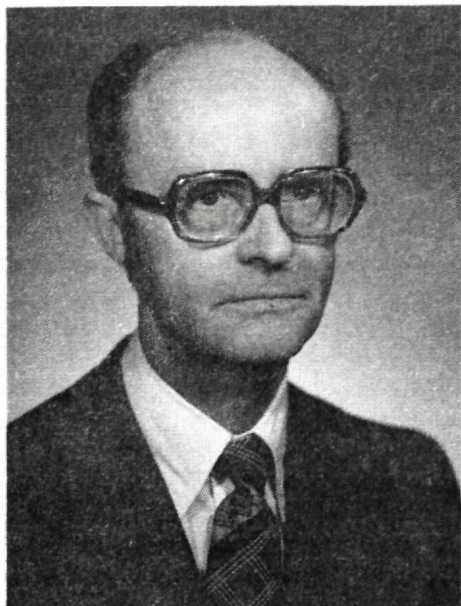
Bezosporu najväčším prínosom pre poznanie geologickej stavby a vývoja Západných Karpát sú jeho štúdie, články a vedecké pojednania o čelnej priehlbine Karpát. Sú to jednak práce analytické, v ktorých rieši problematiku petrografie, sedimentológie, stratigrafie a tektoniky molasových sedimentov čelnej priehlbiny na Morave, jednak syntetické, v ktorých riešil v širokom východoalpско-karpatskom kontexte problematiku tektonického vývoja a paleogeografie čelnej priehlbiny Karpát. V tejto oblasti spolupracoval s početnými zahraničnými odborníkmi na viacerých medzinárodných projektoch a problematike karpatskej čelnej priehlbiny venoval aj svoju doktorskú dizertačnú prácu, ktorú mu však náhla smrť nedovolila obhájiť.

Niet pochýb o tom, že docent Ivan Krystek patril medzi popredné osobnosti československej geológie. Bol nielen vynikajúcim odborníkom, ale i dobrým pedagógom, rozširoval obzor poznania geológie Karpát a pripravil desiatky nových odborníkov a špecialistov, ktorým odovzdal štafetu poznávania. A nielen to, docent Krystek nebol iba dobrým odborníkom a pedagógom, docent Krystek bol dobrý človek. Preto jeho odchod je pre blízkych a spolupracovníkov dvojnásobne ťažký, jeho miesto v radoch československých geológov a v radoch pedagógov Univerzity J. E. Purkyně v Brne ostane dlho prázdne.

Ivan, Tvoja usmiata tvár, Tvoj životný optimizmus, Tvoje umenie hľadať a schopnosť nájsť medzi ľuďmi to, čo ich spája, to všetko nám veľmi, veľmi chýba, a aj preto spomienka na Teba ostane navždy medzi nami.

Dionýz Vass

Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc. — šesťdesiatročný



3. novembra 1988 uprostred zanietej vedeckovýskumnej a pedagogickej práce sa pri dobrom zdraví, naplnený životným optimizmom a jemu vlastným nadšením pre objavovanie nových geologických poznatkov, ale aj odovzdávanie bohatých skúseností mladým adeptom geológie i spolupracovníkom dožíva významného životného jubilea Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc.

Jubilant patrí medzi popredných československých geológov a významných odborníkov v oblasti stratigrafie, sedimentológie, mikrofaciálnej analýzy, paleogeografie i ďalších geologických disciplín spojených so štúdiom sedimentárnych hornín. S jeho osobou je spojená nielen široká škála nových vedeckovýskumných poznatkov, ale aj výchova veľmi početnej plejády česko-

slovenských i zahraničných geológov a kvalifikovaných vedeckovýskumných pracovníkov.

Narodil sa v Skalici, kde prežil svoje detstvo. Na gymnáziu v Bratislave získal stredoškolské vzdelanie i lásku k prírode a záujem o jej hlbšie poznanie, o skúmanie histórie a zákonitosti jej vývoja. Tento záujem ho priviedol na Prírodovedeckú fakultu, kde študoval učiteľskú aprobáciu prírodopis — zemepis. Tu sa jeho záujem postupne upriamil na geologické disciplíny. Už ako študent štvrtého ročníka bol ustanovený za asistenta na Geologicko-paleontologickom ústave a neskôr viedol samostatne prednášky a cvičenia zo všeobecnej a historickej geológie pre študentov Pedagogickej i Prírodovedeckej fakulty. Na Katedru geológie a paleontológie nastúpil po rigorózných skúškach v roku 1952 a zostal jej verný počas celého jeho doterajšieho pracovného pôsobenia, s výnimkou obdobia, keď pôsobil ako vysokoškolský učiteľ v zahraničí (Kuba, Alžírsko). Cestu vysokoškolského učiteľa začal ako asistent u profesora Dimitrija Andrusova. V roku 1961 sa habilitoval za docenta a v roku 1970 ho vymenovali za mimoriadneho profesora. V rokoch 1966—1970 bol vedúcim Katedry geológie Prírodovedeckej fakulty UK.

S osobou jubilanta a jeho celoživotným dielom je nerozlučne spojená obetavá práca svedomitého vysokoškolského pedagóga, erudovanosť tvorivého vedca

a organizátora vedeckého výskumu i nadšeného popularizátora geologických vied. Hoci je obťažné rozhodnúť, v ktorej sfére je jeho prínos najvýznamnejší, jednoznačne môžeme povedať, že práve vzájomné sklbenie uvedených činností a ich výsledkov radí prof. Mišíka medzi popredné osobnosti našej geológie. Získané poznatky a skúsenosti sa vždy snažil odovzdávať mladším. Svedčí o tom jeho veľmi bohatá publikačná činnosť, množstvo vedeckých aspirantov i študentov, ktorým bol školiteľom, vedúcim diplomových prác či prác v rámci ŠVOČ.

Jeho odborný profil je veľmi široký, o čom svedčí pestrá škála predmetov, ktoré prednášal (stratigrafická a historická geológia, všeobecná geológia, sedimentárna petrografia, náuka o faciách a cvičenia z mikrofácií, geotektonika, odborné semináre z geologických vied, sedimentológia a celý rad výberových prednášok), preda len niektoré geologické disciplíny mu hlbšie prirástli k srdcu. Najčastejším objektom jeho výskumnej práce sú sedimentárne horniny a to predovšetkým ako záznam informácií o procesoch ich vzniku a vývoja a prostriedok na rekonštrukciu paleogeografických, paleotektonických a paleoklimatických podmienok, ktoré ovplyvňovali sedimentáciu. Takýto komplexný prístup k ich štúdiu predurčuje jeho hlboké teoretické i praktické poznatky tak zo sedimentárnej petrografie, ako i mikropaleontológie. Najviac ho vždy priťahovali karbonátové horniny, ktoré v dôsledku pestrého petrografického charakteru a bohatej fauny citlivo reagujúcej na zmeny sedimentačných podmienok umožňujú najprecíznejšie faciálne analýzy i štúdium historických aspektov sedimentačných procesov. Litológiou a mikrofáciami jury a spodnej kriedy centrálnych Západných Karpát sa zaoberá jeho docentská habilitačná práca. Mikrofaciálnemu štúdiu vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát a faciálnej analýze stredného triasu jadrových pohorí sa venuje v doktorskej dizertačnej práci, ktorú obhájil v roku 1970. O analýze facií a mikrofácií karbonátov mezozoika a terciéru Západných Karpát pojednávajú viaceré jeho publikované práce. Významným je najmä monografické spracovanie poznatkov z výskumu väčšiny vápencových facií a formácií v práci „Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians“, ktorou položil základy modernej mikrofaciálnej analýzy vápencov u nás. Práca sa stretla s veľmi pozitívnym ohlasom i v medzinárodnom meradle.

Prínos pre poznanie paleogeografie a paleotektoniky Západných Karpát, predovšetkým geologických jednotiek bradlového a flyšového pásma a ich substrátu takmer neznámeho in situ v dnešnej povrchovej stavbe znamenajú rekonštrukcie vychádzajúce zo štúdia mikrofácií z valúnov kriedových a terciérnych zlepcov. Takýmto spôsobom spolu s viacerými spoluautormi analyzoval zlepenec s exotickým materiálom z albu centrálnych Západných Karpát, kriedové zlepenec bradlového pásma, manínskej jednotky, paleogénne zlepenec magurskej jednotky, zlepenec centrálnokarpatského paleogénu, ale i viaceré neogénne zlepenec. Tieto poznatky výrazne posunuli paleogeografické a palinspasticke úvahy o postavení Západných Karpát v rámci alpínskeho vývoja tetýdnej oblasti i korelácie s priľahlými segmentmi alpsko-karpatského orogénneho pásma.

Napriek tomu, že prof. Mišík je autorom početných regionálnogeologických, palinspastických, paleogeografických i geodynamických rekonštrukcií a schém a interregionálnych geologických korelácií, predsa mu bola vždy bližšia a milšia mravenčia detailná práca spojená s mikroskopickým štúdiom tisícok konkrétnych vzoriek a výbrusov, s hľadaním faktov, lúštením a skladaním zložitej geologickej mozaiky pomocou takýchto konkrétnych „tehličiek“. Takéto prísne vedecké a exaktné metodické prístupy k riešeniu i tých najzložitejších geologických problémov karpatskej geológie vstúpil ako vysokoškolský učiteľ i ako školiteľ pri vedeckej výchove aspirantov. Značná časť jeho vedeckých publikácií sú práve takéto „tehličky“, ale i „veľké stavebné kamene“ pevne položené do postupne vytváratej, ale aj často prestavovanej a upravovanej architektúry geologického vývoja a stavby Karpát.

Významná je aj jeho publikačná činnosť pri tvorbe vysokoškolských učebníc, najmä ako hlavného autora celoštátnej učebnice „Stratigrafická a historická geológia“ a autora exkurzného sprievodcu „Geologické exkurzie po Slovensku“.

Profesor Mišík nie je len významným vedcom a pedagógom, ale aj organizátorom a popularizátorom vedy. Počas mnohých rokov vedie ako zodpovedný riešiteľ čiastkovú výskumnú úlohu ŠPZV zameranú na aktuálne otázky stratigrafie a paleogeografie mezozoika a kenozoika Západných Karpát. Je národným koordinátorom riešenia projektu IGCP — UNESCO č. 198 „Vývoj severného okraja Tetýdy“. Aktívne sa podieľal na práci viacerých medzinárodných vedeckých komisií (KBGA, Medzinárodná asociácia sedimentológov, Mnohostranná spolupráca AV socialistických krajín — PK IX, ap.). Bol tajomníkom Čs. národného geologického komitétu i Slovenskej geologickej spoločnosti, členom Slovenskej geologickej rady a členom vedeckých rád viacerých geologických inštitúcií (PFUK, GÚDŠ, GÚ SAV a ďalších). Aktívne pracoval vo viacerých edičných a redakčných radách geologických časopisov. Výsledky svojej vedeckovýskumnej práce prezentoval na mnohých významných vedeckých podujatiach v zahraničí (medzinárodné geologické kongresy a sympóziá).

Pri zamyslení sa nad prácou jubilanta nemožno obísť jeho rozsiahlu popularizačno-vedeckú prácu, prostredníctvom ktorej priblížil i neodborníkom zrozumiteľnou rečou mnohé tajomstvá i krásy geológie. U mnohých mladých nadšencov práve takým spôsobom prebudil záujem o štúdium geológie. Publikoval desiatky zaujímavých článkov v dennej tlači a populárnych časopisoch, vystupoval v mnohých rozhlasových reláciách, ale i na početných prednáškach pre veľmi rôznorodé okruhy záujemcov. Pri každej takejto príležitosti dokazoval svoje veľké majstrovstvo zaujímavovo vyjadriť aj tie najzložitejšie odborné geologické poznatky pre každého zrozumiteľným spôsobom. Jeho zásluhou sa z mnohých neodborníkov stali nadšenci geológie a uvedomelí ochrancovia krásy mnohých geologických výtvorov, ktoré vznikli v priebehu zložitej geologickej histórie nášho územia.

Aj keď šesťdesiatročné jubileum je obyčajne významným medzníkom v živote a práci každého z nás, u nášho jubilanta ide skôr len o príležitosť trochu sa poohliadnúť do minulosti a oceniť to obrovské množstvo vykonanej pedagogic-

kej, vedeckej i ostatnej každodennej práce. Ide o príležitosť vyjadriť mu našu vďaku za to, čím prispel k formovaniu odborného profilu mnohých nás z početnej generácie slovenských geológov a popriať mu dobrého zdravia a pracovného elánu do ďalších rokov tvorivej práce.

Doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.

ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH PRÁC Prof. RNDr. MILANA MIŠÍKA, DrSc.

Vedecké práce

- Mišík, M. 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. zb. (Bratislava), 4, 3—4, 557—587.
- Mišík, M. 1953: Rozvoj a súčasný stav sedimentárnej petrografie SSSR. Geol. zb. (Bratislava), 4, 3—4, 519—524.
- Mišík, M. 1954: Správa o sedimentárno-petrografickom výskume neogénu úpätia Prešovsko-tokajských hôr. Geol. práce, Správy (Bratislava), 1, p. 104.
- Mišík, M. 1954: Sedimentárno-petrografický výskum neogénu východného Slovenska. Geol. zb. (Bratislava), 5, 1—4, 234—254.
- Mišík, M. 1955: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov. Geol. zb. (Bratislava), 6, 3—4, 161—174.
- Mišík, M. 1955: Štrkové súvrstvia Košickej kotliny. Geol. práce, Správy (Bratislava), 4, 121—133.
- Mišík, M. 1956: Použitie ťažkých minerálov pre stratigrafiu a paleogeografiu Malej dunajskej nížiny. Geol. zb. (Bratislava), 7, 1—2, 91—96.
- MATHERNY, M.—MIŠÍK, M. 1956: Predbežná správa o rozboroch dunajských pieskovcov. Geol. práce, Správy (Bratislava), 5, 139—142.
- Mišík, M. 1956: I. Použitie ťažkých minerálov pre stratigrafiu a paleogeografický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. II. Sedimentárno-petrografické štúdium poltárskej formácie. Geol. práce, Zošit (Bratislava), 43, 59—139.
- Mišík, M. 1957: Litologický profil manínskou sériou. Geol. zbor. venovaný 60. nar. akad. Andrusova (Bratislava), 8, 242—258.
- Mišík, M. 1957: Tridymit, kristobalit a kaolinit „Bacillaritového“ typu v neovulkanitoch stredného Slovenska. Čas. miner. geol. (Praha), 4, 390—393.
- Mišík, M.—ČÍČEL, B.—MARKOVÁ, M. 1958: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza pukaneckých ílov. Geol. práce, Zošit (Bratislava), 49, 123—148.
- Mišík, M. 1958: Výskyt rodu *Nannoconus* Kamptner v Západných Karpatoch. Geol. zb. (Bratislava), 9, 2, 195—202.
- Mišík, M. 1959: „Lombardiová“ mikrofaciá—vodčí horizont v malme Západných Karpát. Geol. zb. SAV (Bratislava), 10, 1, 171—182.
- Mišík, M. 1959: Litologický profil súvrstvom vyššieho liasu („Fleckenmergel“) Belanských Tatier. Geol. zb. (Bratislava), 10, 1, 183—190.
- Mišík, M. 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. Geol. práce, Správy (Bratislava), 16, 61—78.
- Mišík, M. 1959: Stratigrafické rozpätie Globochaete alpina Lombard. Geol. zb. (Bratislava), 10, 2, 309—316.
- Mišík, M.—ZELMAN, J. 1959: Príslušnosť koralovo-riasových rífov Myjavskej pahorkatiny (Brezovské pohorie) k eočenu. Geol. zb. (Bratislava), 10, 2, 301—308.
- Mišík, M.—ČÍČEL, B.—MARKOVÁ, M. 1959: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza ílov pukaneckej lignitovej panvičky. Acta Univ. Carol. Geologica (Praha), 1—2, 101—109.
- ANDRUSOV, D.—MIŠÍK, M.—SCHEIBNER, E.—SCHEIBNEROVÁ, V. 1960: Stratigraphie, micropaleontologie et microfacies des formations jurassiques et crétacées des Carpathes de la Slovaquie. International Geological Congress, XXI Session, Norden (Copenhagen), Part VI, 106—113.

- MIŠÍK, M.—KÚŠÍK, R.—BORZA, K. 1960: Horniny so silikátovými oolitmi v réte a spodnom liase Belanských Tatier a masivu Širokej. Geol. zb. (Bratislava), 11, 2, 179—212.
- MIŠÍK, M. 1961: Mikrofácia s Involutina liassica (Jones), 1853 z liasu Veľkej Fatry (Západné Karpaty). Acta geol. geogr. univ. Com. Geol. (Bratislava), 5, 177—191.
- MIŠÍK, M. 1962: Príspevok k petrografii sadrovcovo-anhydritových hornín verfénu gemerid. Geol. zb. (Bratislava), 13, 1, 149—160.
- MIŠÍK, M. 1962: Litofaciálny výskum liasu Veľkej Fatry a západnej časti Nizkych Tatier. Geol. práce, Zošit (Bratislava), 62, 229—232.
- MIŠÍK, M. 1963: Facies du Lias de Veľká Fatra (Carpates Occidentales). Association Géologique Carpat-Balkanique. V-ème Congrès Communications scientifiques (Bucuresti), II-ème section: Stratigraphie, 19—22.
- MIŠÍK, M. 1963: Authigenic quartzs and authigenic feldspars in mesozoic limestones of West Carpathians. Geol. zb. (Bratislava), 16, 2, 295—300.
- MIŠÍK, M.—POSPÍŠIL, A. 1964: On the occurrence of phosphoritic rock from the Liassic of Malá Fatra. Geol. zb. (Bratislava), 15, 2, 311—317.
- MIŠÍK, M. 1964: Lithofazielle Studien im Lias der Grossen Fatra und im westlichen Teil der Niederen Tatra. Zbor. geol. vied, Záp. Karpaty (Bratislava), 1, 7—91.
- MIŠÍK, M.—RAKÚS, M. 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikums in der Grossen Fatra. Zbor. geol. vied, Záp. Karpaty (Bratislava), 1, 159—199.
- KRÁLÍK, J.—MIŠÍK, M. 1966: Authigenic feldspars from the baryte concretions from the Tertiary of Cuba. Geol. zb. (Bratislava), 17, 1, 105—116.
- MIŠÍK, M. 1966: Tentative microscopical classification of veinlets in limestones. Geol. zb. (Bratislava), 17, 2, 337—344.
- MIŠÍK, M. 1968: Traces of submarine slumping and evidences of hypersaline environment in the middle Triassic of the West Carpathian Core Mountains. Geol. zb. (Geol. Carp.) (Bratislava), 19, 1, 205—224.
- MIŠÍK, M. 1968: Some aspects of diagenetic recrystallization in limestones. International Geological Congress, Report of the XXIII. session, Czechoslovakia (Praha), Proc. of section 8, 129—136.
- MIŠÍK, M. 1968: Summary of the Geology of Czechoslovakia—West Carpathians. Atlas, News Supplement to the Earth-Science Review (Amsterdam), 4, 1, 21—23.
- MIŠÍK, M.—FEDIŇOVÁ, O.—KÖHLER, E. 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. Geol. práce, Správy (Bratislava), 46, 161—171.
- MIŠÍK, M. 1969: Petrografická príslušnosť silicítov z paleolitických a neolitických artefaktov Slovenska. Acta geol. geogr. Univ. Com. (Bratislava), 18, 117—135.
- GOREK, A.—MIŠÍK, M. 1969: K sedemdesiatinám akademika Dimitrija Andrusova. Acta geol. geogr. Univ. Com. Geologica (Bratislava), 18, 5—8.
- MIŠÍK, M. 1970: Facial interpretation of the Middle Triassic of the West Carpathians Core Mountains. Acta Geol. Acad. Scie. hung. (Budapest), 14, 437—444.
- MIŠÍK, M. 1970: Štruktúrna klasifikácia a terminológia vápencov. Acta Geol. Geogr. Univ. Com. Geologica (Bratislava), 19, 225—234.
- MIŠÍK, M. 1970: Verwischung der ursprünglichen Merkmale in kalkigen Sedimenten und Kalken bei der Dolomitisierung. Verh. Geol. Bundesanst. (Wien), 4, 637—688.
- MIŠÍK, M. 1971: *Aeolisaccus tintinniformis* n. sp. from the Triassic of the West Carpathian Mts. Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava), 22, 1, 169—172.
- MIŠÍK, M. 1971: Observations concerning calcite veinlets in carbonate rocks. J. sed. Petrology (Tulsa), 41, 2, 450—460.
- GERTHOFFEROVÁ, H.—MIŠÍK, M. 1971: Štúdium niektorých vápencov a dolomitov Karpát v elektrónovom mikroskope. Acta geol. geogr. Univ. Com. Geologica (Bratislava), 21, 163—186.
- MIŠÍK, M. 1972: Otázka zvrtnosti a nezvrtnosti geologických procesov. Miner. slov. (Spiš. Nová Ves), 4, 13, 111—115.
- MIŠÍK, M. 1972: Lithologische und fazielle Analyse der Mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. Acta Geol. Geogr. Univ. Com. Geologica (Bratislava), 22, 5—154.
- MIŠÍK, M. 1973: Structures of the chert concretions from the limestones of Tithonian and Neocoman, West Carpathian Mts. Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava), 24, 1, 141—162.

- Mišík, M. 1973: *Campanulina carpatica* n. gen. n. sp.—ein Mikroproblematikum aus Oberjura und Unterkreide der Karpaten. *Acta geol. geogr. Univ. Com. Geologica (Bratislava)*, 26, 203—209.
- Mišík, M. 1974: Paleogeographic outline of the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. *Acta geol. pol. (Warszawa)*, 24, 3, 485—503.
- BORZA, K.—MIŠÍK, M. 1975: *Gemeridella minuta* n. gen., n. sp. aus der Oberen Trias der Westkarpaten. *Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)*, 26, 1, 77—81.
- DRAGASTAN, O.—MIŠÍK, M. 1975: *Verticillodosmis clavaeformis* nov. gen. nov. sp. in the Upper Jurassic of Czorsztyn Series-Klippen Belt (Czechoslovakia). *Rev. esp. Micropaleont. (Madrid)*, 7, 2, 215—220.
- Mišík, M. 1976: Bradlové pásmo a globálna tektonika. In: M. Maheľ (Ed.): „Československá geológia a globálna tektonika“. Zborník referátov z vedeckej konferencie. Smolenice, 28—36.
- BORZA, K.—MIŠÍK, M. 1976: *Pieninia oblonga* n. gen., n. sp. aus Kretazischen und Paläogenen Kalken der Westkarpaten. *Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)*, 27, 1, 65—77.
- Mišík, M. 1976: Petrograficko-mikropaleontologické kritériá pre zisovanie proveniencie silicito-vých nástrojov na Slovensku. *Folia Facul. Sci. Nat. Univ. Purk. Brunensis (Brno)*, 16, 10. *Geol.* 27, 89—107.
- MARSCHALCO, R.—MIŠÍK, M.—KAMENICKÝ, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungazonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Slowakei). *Záp. Karpaty, sér. Geol. (Bratislava)*, 1, 7—124.
- Mišík, M.—BORZA, K. 1976: Obere Trias bei Silická Brezová (Westkarpaten). *Acta Geol. Geogr. Univ. Com. Geologica (Bratislava)*, 30, 5—49.
- Mišík, M.—MOCK, R.—SÝKORA, M. 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)*, 28, 1, 27—69.
- Mišík, M. 1977: Dimitrij Andrusov (1897—1976)—nekrológ. *Roc. Pol. Tow. geol. (Kraków)*, 47, 4, 635—638.
- Mišík, M. 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalinné fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. In: J. Vozár (Ed.): *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. GÚDŠ (Bratislava)*, 35—48.
- Mišík, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma, In: J. Vozár (Ed.): *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. GÚDŠ (Bratislava)*, 147—159.
- Mišík, M.—JABLONSKÝ, J. 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenice Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta Geol. geogr. Univ. Com. Geologica (Bratislava)*, 33, 5—36.
- Mišík, M.—BORZA, K. 1978: *Gemeridella*, *Didemmides*, *Didemnum* und *Körperchen* öhnlicher Gestalt aus dem Mesozoikum der Westkarpaten. *Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)*, 29, 2, 307—326.
- Mišík, M. 1979: Pieniny Klippen Belt and the global tectonics model. In: M. Maheľ—P. Reichwalder (Eds.): *Czechoslovak geology and global tectonics. Veda (Bratislava)*, 89—101.
- Mišík, M. 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). *Záp. Karpaty, sér. geol. (Bratislava)*, 5, 7—56.
- Mišík, M. 1979: Jurassic and Cretaceous algae (Dasycladales excepted) from the West Carpathians. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine (Pau)*, 3, 2, 705—712.
- Mišík, M.—JABLONSKÝ, J.—FEJDI, P.—BORZA, K. 1980: Chromian and ferian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Miner. slov. (Bratislava)*, 12, 3, 209—228.
- MARSCHALCO, R.—MIŠÍK, M.—SAMUEL, O. 1980: Postavenie bradlového pásma vo vývoji Západných Karpát. *Materiály z XXIII. celoštátnej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. GÚDŠ (Bratislava)*, 97—111.
- MARSCHALCO, R.—MIŠÍK, M.—SAMUEL, O.—KYSELA, J. 1980: Sprievodca po bradlovom pásme stredného Považia. In: *Materiály z XXIII. celoštátnej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. GÚDŠ (Bratislava)*, 113—137.
- Mišík, M.—SÝKORA, M. 1980: Jura der Silica-Einheit rekonstruiert aus Geröllen und oberkretizische Süßwasserkalke des Gemerikums. *geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)*, 31, 3, 239—261.
- Mišík, M. 1980: Súčasné problémy bradlového pásma. In: M. Maheľ (Ed.) *Vážnejšie problémy*

- geologického vývoja a stavby Československa; kľúčové územia a metódy riešenia. Zbor. prednášok z konferencie v Smoleniciach, III. časť, 229—240.
- Mišík, M. 1980: Miocene sinter crust (speleothems) and calcrete deposits from neptunian dykes, Malé Karpaty Mts. *Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)*, 31, 4, 495—512.
- Mišík, M. 1980: A szilicei egség jura és kréta időszaki ösföldrajza. *Földtani kutatás (Budapest)*, 23, 3, 29—30.
- Mišík, M. 1980: Evidences of strong Albian tectonic phase and new interpretation of the Pienines cordillera in the Carpathian Klippen Belt. *Materialy XI. Kongressa Karpato-Balkanskoj geologičeskoj asociacii. Tektonika. Naukova Dumka (Kijev)*, 147—153.
- Mišík, M.—JABLONSKÝ, J.—MOCK, R.—SÝKORA, M. 1981: Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten—paläogeographische und tektonische Interpretation. *Acta geol. geogr. Univ. Com. Geologica (Bratislava)*, 37, 5—55.
- Mišík, M.—JABLONSKÝ, J.—FEJDI, P.—SÝKORA, M. 1981: Spinely z kriedových sedimentov Západných Karpát. *Folia Facult. sci. natur. Univ. Purk. Brunensis (Brno)*, 22, 3, *Geologia* 3, 95—99.
- Mišík, M.—SÝKORA, M. 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a manínskej jednotky. *Záp. Karpaty, sér. geol. (Bratislava)*, 7—111.
- Mišík, M.—SÝKORA, M. 1982: Allopapische Barmsteinkalke im Malm des Gebirges Čachtické Karpaty. *Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)* 31, 1 51—78.
- Mišík, M. 1982: Recentné onkolity (riasové hľuzky) z potokov Malých Karpát. *Záp. Karpaty, sér. paleont. (Bratislava)*, 8, 135—144.
- Mišík, M.—LOGUIN, M. V. 1983: Acrasiales fossiles dans les concrétions siliceuses du Barrémien des Carpathes occidentales (Tchecoslovaquie). *Comptes rendus du 108^e congrès national des sociétés savantes, Grenoble, Sect. des Sciences, fasc. I. Sciences de la Terre, Tome II (Paris)*, 167—173.
- Mišík, M. 1984: Novšie názory na stavbu Telského Atlasu. *Miner. slov. (Bratislava)*, 16, 5, 493—502.
- Mišík, M. 1985: Développement structural des Carpathes Occidentales Internes, basé sur l'analyse paléogéographique et facial du Mésozoïque. *Rocz. Pol. Tow. geol. (Kraków)*, 55, 1—2, 45—54.
- Mišík, M. 1986: Fluorit a celestín z karbonatických hornín triasu z podložia viedenskej panvy. *Miner. slov. (Bratislava)*, 18, 3, 259—266.
- Mišík, M. 1986: Sedimentologisches und fazielles Studium der Trias und Lias der Devín—Entwicklung (Malé Karpaty). *Acta geol. geogr. Univ. Com. Geologica (Bratislava)*, 47, 67—91.
- Mišík, M. 1986: Petrographic-mikrofacial analysis of pebbles and Interpretation of source areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts). *Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)*, 37, 4, 405—448.
- Mišík, M. 1987: *Alga Halicoryne carpatica* n. sp. of the West Carpathian Upper Triassic. *Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)*, 38, 3, 285—293.
- Mišík, M. 1987: About the relation of Central West Carpathians and Northern Apuseny Mts. *Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)* 38, 63, 643—650.

Monografie

- Mišík, M. 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. *Mikrofacie vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát. SAV, Bratislava*, 1—269.
- FUSÁN, O.—GOREK, A.—MIŠÍK, M. 1968: *Geológia čsl. Karpát*. In: *Čsl. vlastivěda, díl I. Příroda*, sv. 1 (Praha), 155—242.
- Mišík, M.—GULIČKA, J.—URVICHÁROVÁ, E. 1974: *Devínska Kobyla. Geologické pomery, kvetena a fauna. Obzor, Bratislava*, 1—103.
- Mišík, M. 1976: *Geologické exkurzie po Slovensku. SPN Bratislava*, 1—359.
- Mišík, M. in PAUK, F. et al. 1979: *Didaktika geologických věd. SPN Praha*, 1—253.
- Mišík, M.—CHLUPÁČ, I.—CICHA, I. 1985: *Stratigrafická a historická geológia. SPN, Bratislava*, 1—570.

Odborné pedagogické články

- LUKAČ, R.—KRIST, E.—MIŠÍK, M. 1969: Metodické poznámky k vyučovaniu geológie v 2. ročníku gymnázia. SPN Bratislava, 34—56.
- MIŠÍK, M. 1971: Poznámky k príprave a vedeniu geologických exkurzií. Přírodní vědy ve škole (Praha), 22, 8, 210—211.
- MIŠÍK, M. 1972: Science fiction a vyučovanie geológie. Přírodní vědy ve škole (Praha), 24, 1, 15—16.
- MIŠÍK, M. 1974: Otázka tvorby a ochrany životného prostredia aj do škôl. Učiteľské noviny, (Bratislava), 24, 2, str. 3.
- MIŠÍK, M. 1974: Vznik pohorí a pohyb kontinentov v zmysle koncepcie tzv. globálnej tektoniky. In: Geológia a vedecký svetový názor. UV Socialistickej akadémie SSR, Bratislava, 117—125.

Popularizačné články

- MIŠÍK, M. 1952: Dekoračné kamene Bratislavy. Príroda a spoločnosť, (Bratislava).
- MIŠÍK, M. 1952: Po stopách pravekov. Príroda a spoločnosť, (Bratislava), 1, 6.
- MIŠÍK, M. 1952: O vzniku sprae. Príroda a spoločnosť, (Bratislava).
- MIŠÍK, M. 1953: Čo vieme o zrodení horstiev. Príroda a spoločnosť, (Bratislava), 2, 10.
- MIŠÍK, M. 1954: Vzácné kovy kedysi a dnes. Príroda a spoločnosť, (Bratislava), 3, 10, 473—474.
- MIŠÍK, M. 1956: Zlato v dunajských náplavoch. Príroda a spoločnosť, (Bratislava), 5, 6, 276—277.
- MIŠÍK, M.—ŠVAGROVSKÝ, J. 1960: Ako sa vyvíjal život? Život (Bratislava), 10, 8, str. 6.
- MIŠÍK, M. 1960: Ako vznikli Vysoké Tatry. Magazín Prírody a spoločnosti (Bratislava).
- MIŠÍK, M. 1960: Slovensko — morské dno? Príroda a spoločnosť, (Bratislava), 9, 18, str. 3.
- MIŠÍK, M. 1961: V okolí Bratislavy pred 10 miliónmi rokov. Príroda a spoločnosť (Bratislava), 10, 15, 6—8.
- MIŠÍK, M. 1961: Tenger Szlovákia területén? Természet és társadalom (Bratislava), 7, 7, 18—20.
- MIŠÍK, M. 1961: Svedkovia dávnych dôb. Smena (Bratislava).
- MIŠÍK, M. 1961: Nové formy a metódy výuky. Zborník „Za dôsledné spojenie vysokej školy so životom“.
- MIŠÍK, M. 1965: Korálová útesy. Svet socializmu (Bratislava), 15, 34.
- MIŠÍK, M. 1965: Ostrov slnka — Kuba (10 pokračovaní). Lud (Bratislava), júl—august.
- MIŠÍK, M. 1966: Kedy vznikol život. Príroda a spoločnosť (Bratislava), 15, 9, str. 11.
- MIŠÍK, M. 1966: Náhoda a objavy. Prúd (Bratislava), 1, 8, p. 16—19.
- MIŠÍK, M. 1966: Priorita a etika vo vedeckej práci. Svet vedy (Bratislava), 5, 304—307.
- MIŠÍK, M. 1966: Kontinenty cestujú. Príroda a spoločnosť (Bratislava), 15, 24, 49—52.
- MIŠÍK, M. 1972: Ako možno objaviť nový minerál? Nedefná Pravda (Bratislava).
- MIŠÍK, M. 1972: Kontinenty v pohybe. Nové Slovo (Tribúna materialistickej vedy) (Bratislava), 14, 10. (9. 3. 1972).
- MIŠÍK, M. 1972: Klimatické zmeny v minulosti Zeme. Nové Slovo (Tribúna materialistickej vedy) (Bratislava), 14, 28, (13. 7. 1972).
- MIŠÍK, M. 1973: Človek ako geologický činiteľ. Príroda a spoločnosť (Bratislava), 22, 14, 2—6.
- MIŠÍK, M. 1976: Objavy v obrátenom poradí. Príroda a spoločnosť (Bratislava), 25, 10, 26—27.
- MIŠÍK, M. 1978: Je zemetrasenie hrozbou ľudstvu? Príroda a spoločnosť (Bratislava), 27, 1, 18—23.
- MIŠÍK, M. 1979: Poznávajme stavebné a dekoračné kamene Bratislavy (súťaž). Elektrón (Bratislava), 7, 6, 52—53.
- MIŠÍK, M. 1980: K najbližším sopkám. Príroda a spoločnosť (Bratislava), 29, 3, 52—57.

K životnému jubileu RNDr. Ruženy H. Lehotayovej-Danihelovej

V júli 1987 sa v zdraví dožila významného životného jubilea popredná slovenská paleontologička RNDr. Ružena Lehotayová.

Jubilantka sa narodila 15. 7. 1927 v Trnave, v robotníckej rodine. V rodnom meste získala základné i stredoškolské vzdelanie. Po ukončení stredoškolského štúdia skúškou dospelosti v r. 1945 sa zapísala na Prírodovedeckú fakultu Slovenskej univerzity. Počas štúdia pracovala ako demonštrátorka, neskoršie ako vedecká pracovná sila na Ústave biológie a fyziológie rastlín. Po ukončení štúdia v r. 1951 a po získaní hodnosti doktora prírodných vied nastúpila na svoje prvé pracovisko — Geologický ústav D. Štúra v Bratislave, ktorému ostala verná počas svojej celej pracovnej a vedeckej kariéry. Do praxe vstúpila v období, keď sa na Slovensku formovala nová zemevedná disciplína — biostratigrafia na základe foraminifer. Dr. Lehotayová, vtedy ešte pod svojim dievčenským menom Danihelová, začala spolupracovať s mladým kolektívom geológov pracujúcich v uhoľnej prospekcii. S týmto kolektívom spolupracovala najprv pri uhoľnom prieskume v Ipeľskej kotline, kde sa overovalo pokračovanie uhoľných slojov z okolia Pôtra do strhársko-trenčskej prepadliny. Neskoršie sa ťažisko uhoľného prieskumu prenieslo na východné Slovensko, kde jej práca mikropaleontológa bola nepostrádateľnou pomocou pri pionierskom prieskume dovtedy len veľmi málo prebádanej sedimentárnej výplne východoslovenskej neogénnej panvy. Z tohto obdobia pochádzajú prvé publikované práce jubilatky, v ktorých biostratigraficky zhodnotila spoločenstvá foraminifer hlavne bádenu a sarmatu východoslovenskej panvy. (1, 2, 4, 5). Paralelne s prácou na východnom Slovensku študovala aj spoločenstvá mikrofauny egeru v Rimavskej kotline (3). Neskoršie pracovala v kolektíve, ktorý viedol akademik Čechovič. Biostratigraficky vyhodnotila foraminifery z morských spodnomiocénnych sedimentov Hornonitrianskej kotliny (6) a vrátila sa opäť k problematike biostratigrafie morského stredného miocénu v Košickej kotline (7). Výsledky jej biostratigrafických výskumov boli využité pri zostavovaní generálnych geologických máp ČSSR v mierke 1 : 200 000. Neskoršie sa jej odborný záujem sústredil na miocén v jv. a východnej časti Podunajskej nížiny (8, 10, 11) a na miocénne morské sedimenty v Ipeľskej kotline (9, 13). Jej práca prispela okrem iného i k riešeniu otázky veku vulkanitov na južnom okraji stredoslovenskej neovulkanickej oblasti (12).

Na konci 60-tych rokov sa dr. Lehotayová začala zaujímať o novú mikropaleontologickú disciplínu, ktorá sa vo svete začala presadzovať a sláviť prvé úspechy. Bola to zásluha aj dr. Lehotayovej, že táto nová disciplína, postavená na štúdiu vápnitej mikroflóry, bola rozpracovaná v západokarpatskom priestore a rozhodujúcim spôsobom podoprela a doplnila biostratografiu na základe foraminifer. Jubilantka si rýchlo osvojila prácu s elektrónovým riadkovacím

mikroskopom i metodiku štúdia nanoplanktónu (14) a vypracovala sa v danej disciplíne na odborníka európskeho formátu. Študovala vápnitú mikroflóru prakticky vo všetkých neogénnych panvách Slovenska — vo viedenskej, podunajskej, vrátane Bánovskej kotliny, vo východoslovenskej (15, 16, 36, 37) i v niektorých vnútorných kotlinách (27). Spracovala tiež vápnitú nanoflóru z viacerých hlbokých vrtov (29, 30, 44, 45). Svoje pozorovania a biostratigrafické závery zhrnula v niekoľkých súborných prácach, v ktorých možno nájsť prehľad o vápnitej mikroflóre neogénnych sedimentov Slovenska (18, 19, 22, 28, 35, 38). Zvláštnu zmienku si zasluhuje práca, v ktorej sú uvedené so stručnou charakteristikou všetky neogénne nanofloristické zóny (NN) zistené na území Slovenska (36).

Vďaka bohatým skúsenostiam a veľmi dobrým vedeckým výsledkom v oblasti neogénnej biostratigrafie dr. Lehotayová bola prizvaná do širokého medzinárodného tímu špecialistov pracujúcich na chronostratigrafii a neostratotypoch paratetýdneho neogénu. V rámci tohto kolektívu spracovala vápnitú mikroflóru sarmatu (20), egeru (21) a bádenu (25) Slovenska. Okrem toho pracovala tiež v medzinárodnej skupine pri RCMNS (Regionálna komisia pre stratografiu mediteránneho neogénu), ktorá riešila problém hranice paleogénu a neogénu (31 až 34). Aktívne sa zúčastnila na viacerých medzinárodných podujatiach, napr. na II. planktonickej konferencii v Ríme (16, 17), na mikropaleontologickom kolokviu, ktoré sa konalo r. 1983 v ČSSR (37), na zjazde KBGA (Bratislava 1973), na V. kongrese RCMNS (Bratislava 1975), pracovala na projekte č. 25 IGCP a v skupine špecialistov pre biostratografiu paratetýdneho neogénu v rámci KBGA. Aktívne sa podieľala na spolupráci medzi Geologickým ústavom Dionýza Štúra a Geologickým ústavom Gruzínskej akadémie vied (39).

Svoju pedantnú prácu v oblasti biostratigrafie dopĺňovala paleontologickými štúdiami a opísala niekoľko nových druhov vápnitej mikroflóry (23, 26, 27, 40). Medzi jej posledné práce patria stručné pojednania, v ktorých dokázala prítomnosť morských ekvivalentov otnangu (41, 42, 43) a rozšírila vertikálny rozsah egenburgu (38) v juhoslovenskej panve.

Po pri počtých, v priloženej bibliografii uvedených publikovaných prácach dr. Lehotayová vypracovala mnoho rukopisných správ, ktoré sú uložené v archíve Geologického ústavu D. Štúra.

Výsledky jej bohatej výskumnej práce boli využité pri zostavovaní novej generácie geologických máp Slovenska, a to ako máp v mierke 1 : 25 000, tak i geologických máp regiónov 1 : 50 000.

Dr. R. Lehotayová svojou usilovnou prácou pomohla odkrývať geologickú stavbu Západných Karpát, ale šírila tiež dobré meno československej geológie v zahraničí, kde dodnes patrí medzi všeobecne uznávaných odborníkov v oblasti biostratigrafie neogénu.

Spolupracovníci a priatelia prajú jubilantke hodne zdravia, spokojnosti v rodinnom živote. Radi prijmú i v budúcnosti jej pomoc, radu a s vďakou využijú jej bohaté skúsenosti pri riešení pestrej problematiky stratigrafie a stavby molasových panví Západných Karpát.

Dionýz Vass

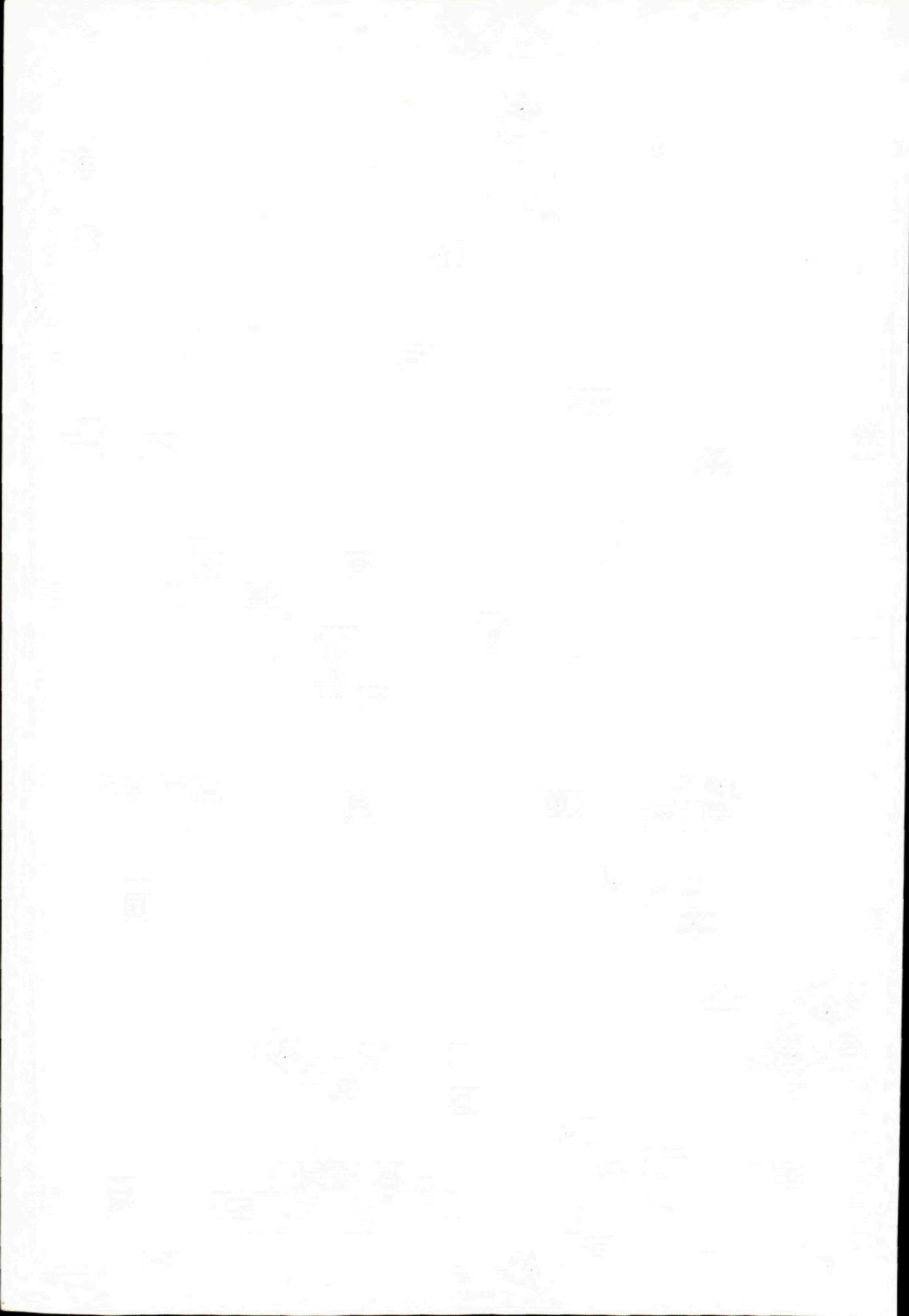
ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH PRÁČ

- 1 DANIHELOVÁ, R. H. 1954: Predbežná správa o mikrofaune východoslovenského neogénu. — Geol. Práce, Spr. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103.
- 2 DANIHELOVÁ, R. H. 1954: Správa o mikropaleontologickom výskume východoslovenského neogénu. — Geol. Práce, Spr. 1, 5/1—4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103.
- 3 DANIHELOVÁ, R. H. 1954: Predbežná správa o mikrofaune juhoslovenského oligocénu. — Geol. Práce, Spr. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 88—89.
- 4 DANIHELOVÁ, R. H. 1955: Správa o mikrofaune zo strednej a západnej časti Prešovsko-tokajského pohoria. — Geol. Práce, Spr. 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 72—77.
- 5 LEHOTAYOVÁ-DANIHELOVÁ, R. H. 1957: Mikrofauna tortónu východného Slovenska — Věst. Ústř. Úst. geol. 32, Praha, 414—417.
- 6 LEHOTAYOVÁ, R. 1959: Mikrobiostratigrafický výskum terciéru severnej časti handlovskej uhoľnej panvy. — Geol. Práce, Zoš. 53, Bratislava, 113—119.
- 7 LEHOTAYOVÁ, R. 1960: Neogénna mikrofauna južnej časti Košickej kotliny. — Geol. Práce, Zoš. 59, Bratislava, 251—254.
- 8 BRESTENSKÁ, E. — LEHOTAYOVÁ, R. 1960: Spodno-oligocénne brakické usadeniny s *Rotalia beccarii* (L.) z oblasti Štúrova (južné Slovensko). — Geol. Práce, Spr. 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—116.
- 9 LEHOTAYOVÁ, R. 1964: Mikrofauna miocénnych sedimentov južného okraja stredoslovenských neovulkanitov. — Spr. geol. Výsk. 2, Bratislava, 142—143.
- 10 LEHOTAYOVÁ, R. 1965: Príspevok k mikrobiostratigrafii vých. časti Podunajskej nížiny. — Spr. geol. Výsk. 2, Bratislava, 83—84.
- 11 LEHOTAYOVÁ, R. — ONDREJČKOVÁ, A. 1966: Fauna lanzendorfskej série od Bajtavy (JV časť Podunajskej nížiny). — Geol. Práce, Spr. 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39—54.
- 12 LEHOTAYOVÁ, R. — Marková, M. — Vass, D. 1967: Zur Alterbestimmung des Vulkanismus in der Südslowakei. — Spisy Přírodověd. Fak. Univ. Purkyně, Brno, sér. G 10, 1967/4 č. 282, Brno, 154—155.
- 13 KONEČNÝ, VI. — LEHOTAYOVÁ, R. — MARKOVÁ, M. — VASS, D. 1969: Relations between tectonic mobility of sedimentary basins and subsequent volcanism. — Geol. Práce, Spr. 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—38.
- 14 LEHOTAYOVÁ, R. 1969: Použitie elektrónovej mikroskopie v paleontológii pri výskume nanoplanktónu. — Geol. Práce, Spr. 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 206—208.
- 15 LEHOTAYOVÁ, R. 1970: Electron-Microscopic Examination of Calcareous Nannoflora from Badenian of Western Slovakia. — Západ. Karpaty, 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—175.
- 16 LEHOTAYOVÁ, R. 1970: A Comparison of Calcareous Nannoflora of Badenian, West Slovakian Neogene. — Proceed. of II. Plankt. Conf. Roma, 677—681.
- 17 LEHOTAYOVÁ, R. 1971: Správa o účasti na II. Planktonickej konferencii v Ríme. — Geol. Práce, Spr. 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 237—238.
- 18 LEHOTAYOVÁ, R. 1972: Elektron — Mikroskopische Untersuchung of Calcareous Nannoflora from Neogene Pelite in Slovakia. — Jb. Geol. Bundesanst., Sonderber. 15, Wien, 46—48.
- 19 LEHOTAYOVÁ, R. 1974: Elektronen-mikroskopische Untersuchungen der Kalknannoflora von neogenen Peliten der Slowakei. — Náuka o Zemi, Bratislava, 5—35.
- 20 LEHOTAYOVÁ, R. 1975: Kalkige Nannoflora des Sarmatien. — Chronostratigraphie und Neostratotypen, IV, Veda, Slov. Akad. Vied. Bratislava, 516—527.
- 21 LEHOTAYOVÁ, R. 1975: Kalkige Nannoflora der Sedimente des Egerien. — Chronostratigraphie und Neostratotypen, V, Veda, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 479—529.
- 22 LEHOTAYOVÁ, R. 1975: Calcareous nannoflora of a Badenian Praeorbulina-Orbulina horizon. — Západ. Karpaty 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 25—38.
- 23 LEHOTAYOVÁ, R. 1975: Reticulofenestra excavata n. sp. from the Eggenburgian to Carpathian of Central Slovakia. — Západ. Karpaty, Sér. Paleont. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39—40.

- 24 LEHOTAYOVÁ, R. 1978: New data on calcareous nannoflora in pelites of the brick kiln at Devínska Nová Ves. — Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 2—3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 184.
- 25 LEHOTAYOVÁ, R. — PRIEWALDER, H. 1978: Cycloperfolithus, eine neue Nannofossilgattung aus dem Badenien der Zentralen Paratethys. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Bd. VI —M4 Badenian, Veda, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 486—489.
- 26 LEHOTAYOVÁ, R. — MOLČIKOVÁ, V. 1978: Das Nannoplankton in der Tschechoslowakei. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Bd. IV—M4, Badenian, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 481—486.
- 27 LEHOTAYOVÁ, R. 1979: Pontosphaera cornifera n. sp. in thanatocenoses of sediments from drill hole Lu-2 (Horehronie). — Západ. Karpaty, Sér. Paleont. 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161—162.
- 28 LEHOTAYOVÁ, R. 1979: Vápňitá nanoflóra Západných Karpát. — Zem. Plyn Nafta 23, 4a, Hodonín, 689—710.
- 29 FORGÁČ, J. — PULEC, M. — LEHOTAYOVÁ, R. et al. 1980: Štruktúrny vrt FŽB—1 Železná Breznica. — Region. Geol. Západ. Karpát 12—13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79—134.
- 30 LEHOTAYOVÁ, R. 1981: Vápňitá nanoflóra sedimentov bádenu. In: Vass D. et al.: Štruktúrny vrt ŠV-8 (Dolné Semerovce, Ipeľská pahorkatina). — Region. Geol. Západ. Karpát 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 62—65.
- 31 BÁLDI-BEKE, M. — BIOLZI, M. — LEHOTAYOVÁ, R. 1981: Potential stratotypen in Italy and Greece. The Lemme section. Biostratigraphic results Calcareous nannoplankton. — G. Geol. 2, 43/II, Bologna, 94—97.
- 32 MÜLLER, C. — LEHOTAYOVÁ, R. 1981: Potential stratotype sections in Italy and Greece. The Fusconi section. Biostratigraphic results Calcareous nannoplankton. — G. Geol. 2, 43/II, Bologna, 120.
- 33 MÜLLER, C. — LEHOTAYOVÁ, R. 1981: Potential stratotype sections in Italy and Greece. The Montebello d'Urbino section. Biostratigraphic results. Calcareous nannoplankton. — G. Geol. 2, 43/II, Bologna 129—131.
- 34 MÜLLER, C. — LEHOTAYOVÁ, R. 1981: Potential stratotype sections in Italy and Greece. The Casa di Tosi section. Biostratigraphic results Calcareous nannoplankton. — G. Geol. 2, 43/II, Bologna, 140—142.
- 35 LEHOTAYOVÁ, R. 1981: Zonárne členenie miocénu Západných Karpát na základe vápnitej nanoflóry. — IV. Slov. geol. konferencia, Zborník referátov zv. 4, Slov. geol. úrad — Dom techniky ČSVTS Bratislava, 68—71.
- 36 LEHOTAYOVÁ, R. 1982: Miocene nannoplankton zones in West Carpathians. — Západ. Karpaty, Sér. Paleont. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—110.
- 37 BRESTENSKÁ, E. — LEHOTAYOVÁ, R. — PLANDEROVÁ, E. 1983: Lithostratigraphy of Lower Miocene of Bánovská kotlina (depression). — In: Samuel O. — Gašpariková V. (edit.) 18th — European Colloquy on Micropaleontology, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 101—111.
- 38 LEHOTAYOVÁ, R. 1984: Vápňitá nanoflóra spodného miocénu Západných Karpát. — Západ. Karpaty, Sér. Paleont. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99—109.
- 39 VASS, D. — ELEČKO, M. — LEHOTAYOVÁ, R. 1984: Srednij miocen Zapadnych Karpat v svete radiometričeských vozrastov i nanoplanktona. — Geol. Práce, Spr. 80, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 193—205.
- 40 LEHOTAYOVÁ, R. 1985: Helicosphaera porosa — new species of calcareous nanoflora from Oligocene / Miocene boundary. — Západ. Karpaty, Sér. Paleont. 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—104.
- 41 VASS, D. — ELEČKO, M. — LEHOTAYOVÁ, R. 1987: Nové dôkazy veku šalgótarjárskeho súvrstvia na Slovensku. — In: I. celostátní konference Uhlonosné formace Československa. Abstrakt, Praha 27.—29. ledna, Ústí. Úst. geol., Praha, 59.
- 42 VASS, D. — ELEČKO, M. — KANTOROVÁ, V. — LEHOTAYOVÁ, R. — KLUBERT, J. 1987: Prvý nález otnangu v juhoslovenskej panve. — Mineralia slov., 19, 5, Bratislava, 417—422.
- 43 VASS, D. — ELEČKO, M. — KANTOROVÁ, V. — LEHOTAYOVÁ, R. — KLUBERT, J. 1988: New

evidence for the age of the Salgótarján Formation in Southern Slovakia. — In: Pešek J. — Vozár J. edit. Coal bearing formation of Czechoslovakia. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- 44 LEHOTAYOVÁ, R. 1988: Vápňitá nanoflóra sedimentov terciéru. — In: D. Vass et al., Štruktúrny vrt FV—1 Blhovce. Region. Geol. Západ. Karpát 23, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57—62.
- 45 LEHOTAYOVÁ, R. 1989: The Calcareous Nannoplankton of Badenian Deposits from the Borehole Devínska Nová Ves-1. — Západ. Karpaty, Sér. Paleont. 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61—68.



Augustín Rebro — priekopník histórie minerálnych vôd Slovenska — šesťdesiatročný

Dňa 28. 8. 1987 uplynulo desať rokov od päťdesiatky promovaneho pedagóga A. Rebru. P. Bujalka v závere zdravice k jeho jubileu uvádza: „Jeho pedagogické vzdelanie mu umožnilo stať sa znalcom starej literatúry o minerálnych vodách na Slovensku, a tým prispieva k oživeniu dobrej tradície využívania minerálnych vôd a ich histórie na Slovensku“ (Hydrogeologická ročenka 1977, Geoindustria, Praha, 216—217). Do ďalších rokov sme mu všetci popriali, aby si udržal pracovný elán a aby obohatil našu literatúru ďalšími poznatkami o histórii i súčasnosti minerálnych vôd na Slovensku.

Pri príležitosti 60-ročného životného jubilea sa chcem pozastaviť práve pri „historických“ prácach nášho jubilanta a ich význame pre hydrogeológiu minerálnych vôd Slovenska a Československa, pretože naše želania štedro naplnil. Jubilant sa začal s minerálnymi vodami zoznamovať v roku 1954 v Nimnici počas výstavby priehrady ako pracovník Slovenských zemevertných závodov. Na tejto lokalite som sa ako študent Katedry hydrogeológie a inžinierskej geológie PFUK v Prahe po prvýkrát zoznámil nielen s minerálnymi vodami, ale aj s našim jubilantom. Odvtedy dodnes o minerálnych vodách spolu často diskutujeme, a to tak o ich minulosti, súčasnosti, ako aj o budúcnosti. Aktuálne sú najmä otázky ich exploatácie a ochrany vo vzťahu k ich pôvodu a genéze chemizmu.

Čo sú to za práce, v ktorých nám jubilant približuje históriu minerálnych vôd na Slovensku? Okrem iných sú to hlavne tieto štyri knižné diela:

WERNHER JURAJ 1549: O podivuhodných vodách Uhorska. Odborná úprava, štúdia a poznámky A. Rebro, preklad J. Košecký. Osveta, Martin, 1974.

WERNHER JURAJ 1551: Podivuhodné vody na Spiši. Preklad, štúdia a vysvetlivky A. Rebro. Osveta, Martin, 1980.

SZENTIVÁNYI MARTIN 1689: O podivuhodných silách a vlastnostiach vôd. Preklad, štúdia a vysvetlivky A. Rebro. Alfa, Bratislava, 1981.

REBRO AUGUSTÍN 1983: S Matejom Belom o kúpeľoch a minerálnych vodách. Preklady citácií v texte z Posla dávneho a súvekeho Uhorska (Norimberg 1723) a Historických a zemepisných vedomostí o súvekom Uhorsku (Viedeň 1735) A. Rebro. Alfa, Bratislava.

Prostredníctvom uvedených autorov, J. Wernhera, M. Szentiványiho a M. Bela, nás jubilant zoznamuje s prvými rozsiahlejšími prácami o minerálnych vodách Slovenska. Prvý bol J. Wernher (kráľovský radca, kapitán Šarišského, neskôr aj Spišského hradu, pôvodom z Packova v Sliezsku, bakalár krakovskej Jagelovskej univerzity), ktorý nás i celý svet oboznámil s dvadsiatimi dvoma výskytmi týchto vôd vo svojom diele O podivuhodných vodách Uhorska. V ňom sa však odvoláva na prácu O podivuhodných vodách na Spiši, ktorá musela byť vydaná skôr ako práca známa z roku 1551. Opisuje využívanie

cementových vôd v Smolníku a Španej doline (výroba medi), Piešťany hodnotí ako „najliciejšie v celom Uhorsku“, obdivuje vody sintrujúce, ktoré vytvárajú kameň používaný na stavby, v plastickej forme ako maltu, v pevnej forme ako murivo. Pozná ich vo Vyšných Ružbachoch, Gánovciach, Ondreji, Sivej Brade, Liptovskom Svätom Jáne, Santovke, Dudinciach. O týchto vodách uvádza: „Teraz budem hovoriť o vode, ktorá skamenieva. Vyviera ona zo zeme alebo skôr z kopca, ktorý sama vytvorila, a kde len slabučko preteká, pozvoľna tuhne“. Nie je to výstižný opis vzniku prírodných foriem, ktorým dnes hovoríme travertínové kopy? V čase svojho vzniku (koniec prvej polovice 16. storočia) bol tento spis prekvapením nielen pre uhorských vzdelancov, ale aj pre celú učenu Európu. Najmä exploatacia vôd v Smolníku na získavanie medi bola v tom čase priam prevratným využitím prírodných zdrojov.

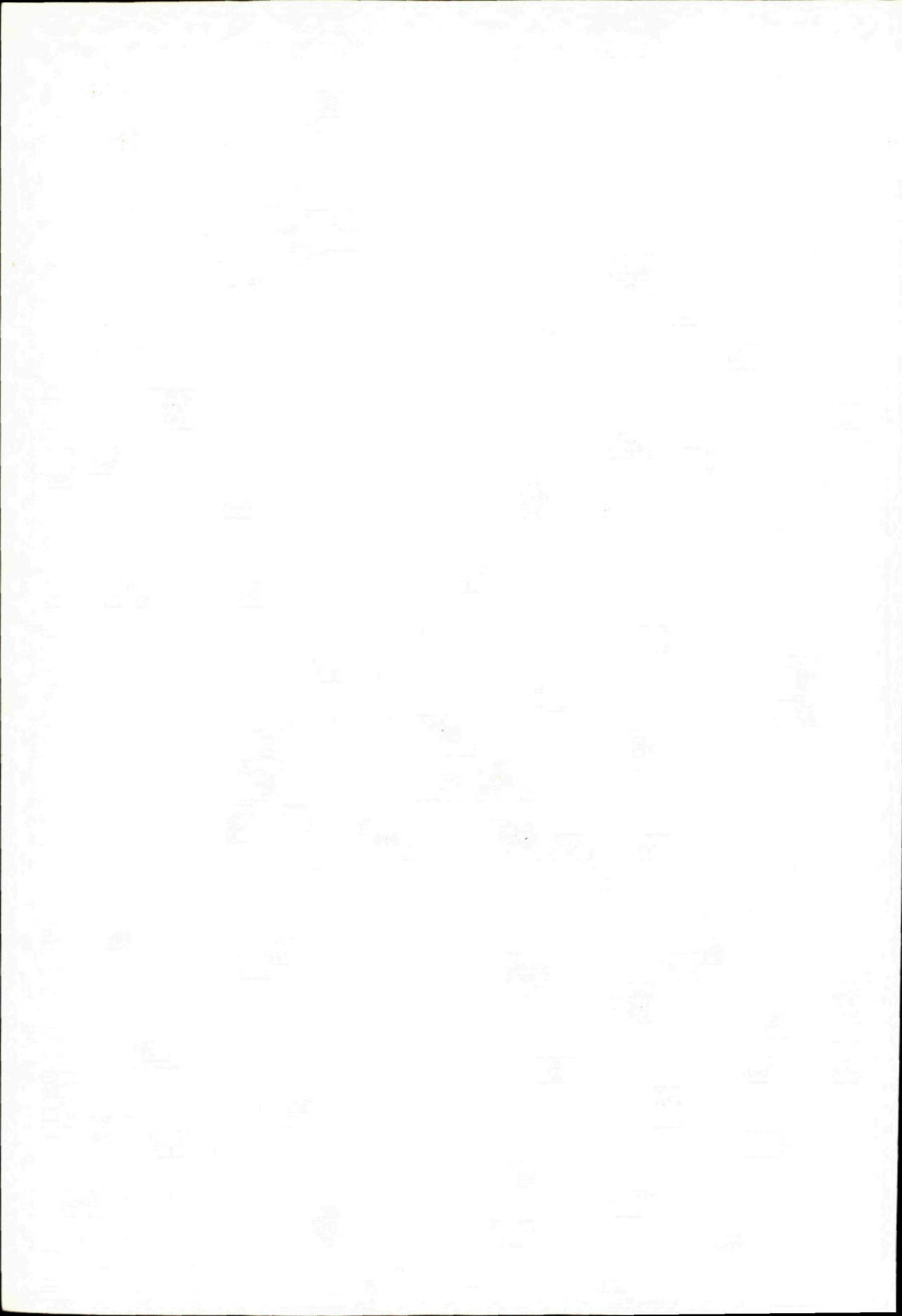
Takmer za „hydrogeológa“ je možné považovať M. Szentiványho (teológ trnavskej univerzity, potomok zemianskej rodiny Svätójánskych, narodený v Liptovskom Jáne, univerzitné vzdelanie získal v Trnave a Leobene, vo filozofickom štúdiu pokračoval vo Viedni). Na rozdiel od predchodcov nielenže opisuje existenciu prameňov minerálnych vôd, tokov, jazier, morí a prameňov obyčajných vôd, ich vonkajšie prejavy a účinky, ale snaží sa interpretovať pohyb vody v prírode, na povrchu i pod zemou. Na rozdiel od J. Wernhera, autora vyššie uvedených hydrografických prác, rozširuje problematiku vôd na celý vtedy známy svet a oboznamuje tak našu odbornú verejnosť nielen so samotnými faktami a problémami, ale aj s ich dobovou alebo vlastnou interpretáciou. Jeho práca predstavuje ôsmu rozpravu rozsiahleho fyzikálno-matematického diela. Rozprava má dve samostatné časti. Prvá má všeobecný teoretický charakter a je akýmsi úvodom do druhej špeciálnej časti. Vysvetľuje v nej základné otázky hydrologického a hydrogeologického charakteru, ktoré sa potom objavujú v druhej časti už pri konkrétnych javoch. Prvá časť má 21 otázok. Veľmi progresívne je vysvetlená 17. otázka o pôvode prameňov. Správne vyčleňuje pramene atmosferického pôvodu (zo zrážok), zo skvapalnených vodných pár v zemskej kôre a pramene vznikajúce infiltráciou vôd z povrchových tokov. Táto otázka znie: „Či všetky pramene majú svoj pôvod v mori“? Odpoveď znie: „Hoci mnoho prameňov pochádza z mora (platil starý názor o pôvode všetkých prameňov vôd na zemi z morských vôd), mnohé predsa vznikajú inak, a to po prvé z dažďových vôd a počas búrok vsakuje cez škáry a otvory mnoho vody, zem sa ňou napije ako špongia, a potom, keď si nájde možnosť, vyrazí cez nejakú puklinu a vytvorí prameň...“. Špeciálnu časť autor rozdeľuje na dva podcelky. V prvom hovorí o podivuhodných vodách Uhorska (43 opisov) a v druhom o podivuhodnostiach iných krajín (57 opisov). Pri spracovaní problematiky Uhorska ide takmer výhradne (okrem Budína a Ostrihomu) o minerálne a termálne vody zo Slovenska.

Kým J. Wernher bol „hydrografom“ a M. Szentiványi „hydrológom a hydrogeológom“, Matej Bel (rektor bratislavského evanjelického lýcea, pastor evanjelickej cirkvi v Bratislave, syn roľníka a mäsiara nezemanského pôvodu, narodený v Očovej, vzdelanie získal na evanjelickom lýceu v Banskej Bystrici a univerzite v Halle, kde študoval teológiu, medicínu, filozofiu, prírodné vedy a jazyky)

bol považovaný za polyhistora. Jeho vedecký význam je hodnotený ako veľká ozdoba Uhorska (*Magnum decus Hungariae*). Sám sa priznáva k štátnemu príslušenstvu Uhorska, k slovenskému jazyku a k nemeckej výchove. Ako historik a geograf už vo svojich prácach oproti J. Wernherovi vypočítava 137 miest s prameňmi minerálnych a termálnych vôd a pripomína, že pozná i ďalšie, pre ktoré sa v jeho diele nenašlo miesto. Jeho zásluhou sa obzor poznania týchto vôd podstatne rozšíril. Podal verejnosti dôkaz o mimoriadnom rozšírení, množstve prameňov vôd obdivuhodných, zvláštnych, o kyselkách, o sírnych vodách a o termálnych vodách v našom etniku. Jeho zámer pri spracovaní údajov o prameňoch termálnych a minerálnych vôd bol geografický a pri kúpeľoch aj historický. Jeho cieľom je dôkladný opis, pokiaľ možno z vlastného poznania. Matej Bel býval pre svoju výrečnosť, jadrnosť a jazykovú štyľovitosť nazývaný uhorský Ciceró. Jeho schopnosť využívať vo svojich prácach poznatky a spisy iných autorov mu zase predurčila titul majster kompilácie, ktorý sa dodnes uznáva. Príkladom jeho jazykovej štyľovosti je napr. opis výskytu vôd v oblasti Bratislavy: „Bratislavská stolica oplýva najmä v nižších miestach na úpätí vrchov prameňmi stálymi a zdravými na pitie. Vŕšky tu sú preslávené vinicami. Vinohradníci si hľbia studne v dolinách, pretože pri vinohradníckych prácach potrebujú vodu. To je možné robiť najmä v blízkosti vrchov...“. Pri opise obce Smrdáky hovorí, že „okrem viníc niet tu čo chváliť, lebo sú tu iba lúky. Meno má od smradľavej vody, ktorú domáci obyvatelia používajú na pitie, a to bez ujmy na zdraví“.

Augustín Rebro, vďaka svojmu vzťahu k minerálnym vodám a k histórii ich poznávania, sprístupnil našej verejnosti množstvo ďalších historických poznatkov. Ucelene sú uvedené práve v poslednej práci pojednávajúcej o Matejovi Belovi. Pretože nie všetky staré literárne pramene o minerálnych vodách na Slovensku sú známe, želáme nášmu jubilantovi do ďalších rokov silné zdravie a dobrú pohodu, aby sa mu ich podarilo objaviť, preložiť a verejnosti sprístupniť na ošoh československej hydrogeológie.

O. Franko



DIONÝZ VASS

Zhodnotenie rýchlosti sedimentácie v alpínskych molasových panvách Západných Karpát

5 obr., anglické resumé

Abstract. Because of changes and precision of radiometrical and/or numerical time scales the sedimentation rates in molasse basins of the West Carpathians have been recalculated. The sedimentation rate maxima in intramontane molasse basins and in the fore-deep migrated in time from W to E during the Miocene time. The culmination of volcanism was preceded by the sedimentation rate culmination in the East-Slovakian Basin.

Rýchlosť sedimentácie v alpínskych molasových panvách Západných Karpát bola vypočítaná a zhodnotená v práci D. VASSA a F. ČECHA (1983). Podkladom pre numerické veky chronostratigrafických stupňov neogénu — neogén bol obdobím formovania hlavnej alpínskej molasy — bola rádiometrická časová škála neogénu paratetydy (D. VASS, G. P. BAGDASARJAN 1978). Táto škála bola spresnená na základe nových údajov (D. VASS et al. 1985). Numerické veky menovite spodného, vrchného miocénu a pliocénu boli doplnené alebo spresnené. Numerické veky stredného miocénu sa od predchádzajúcej škály odlišujú len málo. Revidovaná rádiometrická časová škála paratetýdneho neogénu a trvanie chronostratigrafických stupňov, resp. podstupňov sú uvedené v tab. 1. Avšak ani revidovaná časová škála nie je úplne doriešená. Zvlášť numerické veky hraníc otnang/karpat a eger/egenburg nie sú dokázané ani doložené rádiometrickým meraním vekov.

Jedným z dôvodov, pre ktoré bol tento článok napísaný, bola skutočnosť, že v dôsledku zmien a doplnkov rádiometrickej numerickej časovej škály neogénu paratetydy i numerickej časovej škály paleogénu bolo potrebné upraviť výpočet rýchlosti sedimentácie v alpínskych molasových panvách Západných Karpát. Druhým dôvodom je analýza vzťahu medzi rýchlosťou sedimentácie a intenzitou vulkanickej aktivity, ktorá je tu spracovaná na príklade východoslovenskej panvy (molasová vnútrohorská panva) a ju obklopujúcich vulkanitov Slanských vrchov, Vihorlatu — Popriečneho, príp. aj Tokajských vrchov a vulkanitov pochovaných v panve.

Tab. 1 Rádiometrická časová škála centrálnej paratetydy (podľa D. VASS et al. 1985) a dĺžka trvania chronostratigrafických stupňov a podstupňov

		Ma	Trvanie (v Ma)
Kvartér		1,8	
Ruman		$3,7 \pm 0,1$	1,9
Dák		$5,6 \pm 0,2$	1,9
Pont		$7,0 \pm 0,5$	1,4
Panón		$11,0 \pm 0,5$	4,0
Sarmat	vrchný	12,0	1,0
	stredný	12,7	0,7
	spodný	$13,6 \pm 0,2$	0,9
Báden	vrchný	15,0?	1,4
	stredný	15,5	0,5
	spodný	16,5	1,0
Karpát		$17,5 \pm 0,5?$	1,0
Otnang		19,0	1,5
Egenburg		22,0?	3,0
Eger		27,0?	5,0

Alpínske molasy Západných Karpát boli rozdelené v čase na ranú (najvyššia krieda — eger vrátane), hlavnú (egenburg — sarmat vrátane) a neskorú molasu (panón — pliocén vrátane) a v priestore na vonkajšiu (čelná priehlbina), vnútornú (vnútrohorské panvy) a zadnú (zadná hlbina D. VASS 1980, 1981) molasu.

Rýchlosti sedimentácie ranej molasy (najvyššia krieda — eger vrátane 83-22 Ma) vo vnútorných Západných Karpatoch boli vypočítané a zhodnotené vo vyššie citovanej práci D. VASSA a F. ČECHA (1983, s. 412—414), a to na základe výsledkov vrtu GK-4 (Bzovík). V období najvrchnejšia krieda — eocén sme rýchlosť sedimentácie prepočítali s ohľadom na numerický vek hranice santón/kampán 83 Ma (G. S. ODIN 1982, s. 7). Vypočítaná rýchlosť 0,11 cm/100 rokov* (tab. 2) určite nezodpovedá skutočnej rýchlosti sedimentácie. Vo vrchnokriedovo-eocénnej časti profilu vrtu GK-4 je pravdepodobne ukrytých niekoľko hiátov a hrubodetritická časť profilu má sedimentologické príznaky rýchlej sedimentácie.

* Všetky rýchlosti sedimentácie v tomto článku nie sú opravované s ohľadom a diagenetické zmeny hrúbky sedimentov a na možné prerušenie sedimentácie.

Tab. 2 Ipeľská kotlina

		1	2	3	4	5
		Chronostratigrafické stupne	Rádiometrická škála (Ma)	Trvanie v Ma	Hrúbka sedimentov (m)	Rýchlosť sedimentácie cm/100 rokov
Hlavná molasa	Báden		13,6	2,9	700	2,41
	Karpat		15,5	1,0	350	3,50 (?)
	Otnang		17,5 (?)	1,5	300	2,00
	Egenburg		19,0	3,0	250*	0,83
			22,0 (?)			
Raná molasa	Eger		27,0	5,0	700	1,40
	Kišcel		33,0	6,0	400	0,66
	Kampán — eocén		83,0	50,0	540	0,11

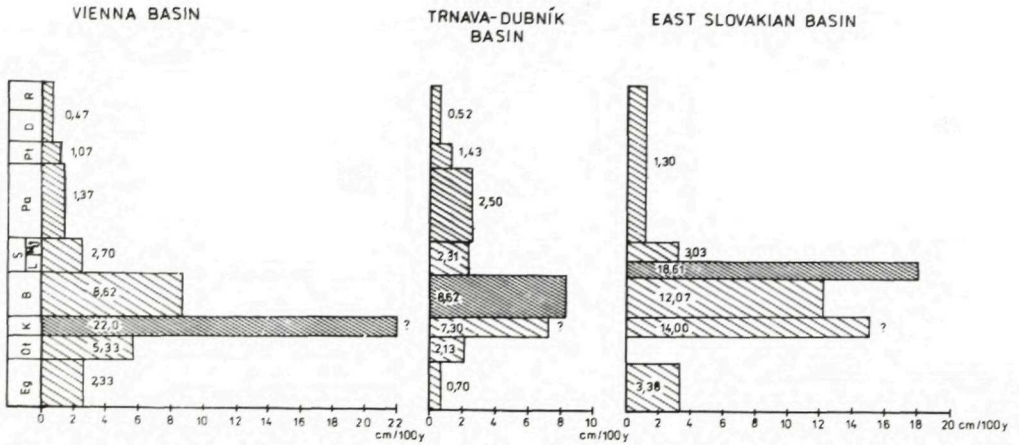
* Cerová vrchovina

V Ipeľskej kotline, ktorá je súčasťou panvy budínskeho paleogénu v zadnej hlbine Karpát, narastá rýchlosť sedimentácie v čase: rýchlosť sedimentácie počas kišcelu (rupelu) bola 0,66 cm/100 rokov a počas egeru 1,40 cm/100 rokov (tab. 2). V severnom Maďarsku, kde celková hrúbka kišcelu a egeru dosahuje 2 500—3 000 m, je rýchlosť sedimentácie v období kišcel-eger 2,27—2,72 cm/100 rokov.

Obdobie hlavnej molasy (egenburg-sarmat 22,0—11,0 Ma) je obdobím, keď rýchlosť molasovej sedimentácie v Západných Karpatoch kulminovala. V určitom časovom období rýchlosť sedimentácie dosiahla až 22 cm/100 rokov.

Vo veľkých vnútrohorských panvách, ako je viedenská panva, trnavsko-dubnícka panva a východoslovenská panva (obr. 1) kolíše rýchlosť sedimentácie v karpate od 7,3 do 22,0 cm/100 rokov, v čelnej hlbine na Morave a v Poľsku od 10 do 12 cm/100 rokov a v jednej z panví zadnej priehlbiny Karpát — v Ipeľskej kotline — dosahuje 3,5 cm/100 rokov. Vo všetkých spomínaných molasových panvách rýchlosť sedimentácie v karpate predstavuje maximum, alebo ide o hodnotu blízku maximu (tab. 2—8). Túto skutočnosť musíme interpretovať obozretne, pretože trvanie karpatu (1 Ma) nie je spoľahlivo numericky kalibrované. Numerický vek hranice karpát/báden, ako sa zdá, je spoľahlivo stanovený (16,5 Ma). Pre hranice otnang/karpat navrhli numerický vek 17,5 Ma F. RÖGL a F. F. STEININGER (1983, s. 139, obr. 2). Spomínaný vek však nie je dokázaný rádiometricky. Rádiometrické veky karpatu, publikované v práci D. VASS, G. P. BAGDASARJAN (1978, s. 1984): 19, 4—20, 7 Ma, sú vo

svetle novších poznatkov nereálne. Spofahlivé rádiometrické veky karpátu sú veky hornín, ležiacich vo vrchnej časti karpátu, ale aj tých je málo (2 veky, D. VASS et al. 1985). Ak by sme predĺžili trvanie karpátu posunutím hranice otnang/karpát na 18 Ma, karpatský vrchol sedimentácie sa stratí vo všetkých panvách, s výnimkou viedenskej. Vo viedenskej panve však maximum rýchlosti sedimentácie zostane, i keby sme predĺžili trvanie karpátu na 2,5 Ma. V ostatných vnútrohorských panvách kulminuje rýchlosť sedimentácie v strednom miocéne.



Obr. 1 Rýchlosť sedimentácie v neogénnych vnútrohorských panvách Západných Karpát. Eg — egenburg, Ot — otnang, K — karpát, B — bádene, S — sarmat, Pa — panón, Pt — pont, D — dák, R — ruman, Q — kvartér

V trnavsko-dubníckej panve kulminuje rýchlosť sedimentácie v bádene: 8,62 cm/100 rokov (tab. 5) a vo východoslovenskej panve v spodnom sarmate: 18,61 cm/100 rokov (tab. 4). V čelnej hlbine na sv. Morave kulminuje rýchlosť sedimentácie v spodnom bádene 10 cm/100 rokov, v čelnej hlbine na jz. Morave v karpate: 12 cm/100 rokov ? (tab. 7) a v poľskej čelnej hlbine v sarmate: 10,38 cm/100 rokov. V zadnej hlbine Karpát (napr. v Ipeľskej kotline, ktorá je čiastkovou panvou zadnej hlbiny) bola rýchlosť sedimentácie menej intenzívna v porovnaní s vnútrohorskými panvami a kulminovala v bádene: 2,41 cm/100 rokov (tab. 2).

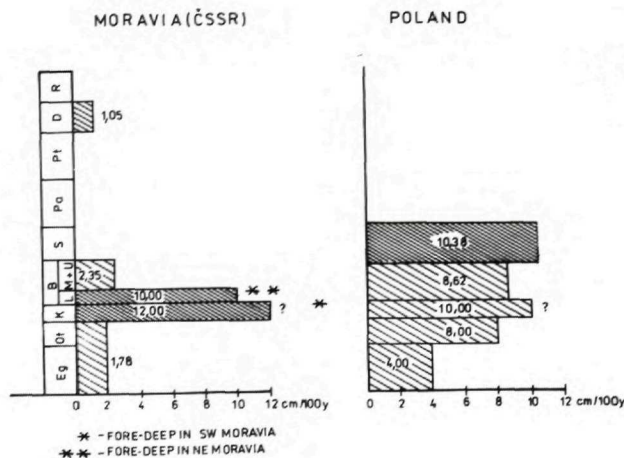
Intenzita a prejavy miocénneho vrásnenia v čele príkrovov vonkajších Karpát migrovali v čase od Z na V (T. BUDAY 1961, s. 64, R. JIŘÍČEK 1979). Migrácia posledných prejavov vrásnenia je sprevádzaná migráciou kulminácie rýchlosti sedimentácie vo vnútrohorských panvách, ale aj v čelnej priehlbine. Spravidla kulminácia rýchlosti sedimentácie predchádzala prejavy posledného vrásnenia v čele vonkajších Karpát. Z tohto dôvodu rýchlosť sedimentácie vo viedenskej panve (na západe) kulminuje v karpate, v trnavsko-dubníckej panve v bádene a vo východoslovenskej panve v spodnom sarmate (obr. 1,3). Podobný trend pozorujeme aj v čelnej hlbine. V moravskej časti čelnej priehlbiny kulminovala

rýchlosť sedimentácie v karpate (jz. Morava: 12 cm/100 rokov) a v spodnom bádene (sv. Morava: 10 cm/100 rokov), zatiaľ čo v Poľsku kulminovala v sarmate: 10,38 cm/100 rokov (obr. 2, 3).

V období formovania neskej molasy (panón až pliocén 11, 0—1,8 Ma) rýchlosť sedimentácie vo vnútrohorských panvách poklesla (obr. 1). Vo vienedskej panve bola rýchlosť sedimentácie počas panónu len 1,37 cm/100 rokov a aj neskôr sa progresívne znižovala až na 0,47 cm/100 rokov v pliocéne (tab. 3). Rýchlosť sedimentácie v trnavsko-dubnickej panve klesala z hodnoty 2,50 cm/100 rokov (panón) až na 0,52 cm/100 rokov (pliocén, tab. 5). Mierny nárast rýchlosti sedimentácie v panóne oproti sarmatu (2,3 cm/100 rokov) v tejto panve je možné zdôvodniť jej pozíciou v bezprostrednom susedstve gabčíkovej panvy, ktorá ako súčasť zadnej priehlbiny Karpát začala intenzívne klesať práve v panóne. Vo východoslovenskej panve bola priemerná rýchlosť sedimentácie v období panón až pliocén 1,30 cm/100 rokov, čo je podstatne menej ako 3,03 cm/100 rokov vo vyššom sarmate, resp. 18,61 cm/100 rokov v spodnom sarmate (tab. 4).

V čelnej priehlbine Západných Karpát v období formovania neskej molasy sedimentácia prakticky neprebíhala (obr. 2). Výnimkou je napr. Hornomoravský úval — štruktúra priečne naložená na čelnú priehlbinu, ktorá sa zapĺňala hlavne v daku pri rýchlosti sedimentácie 1,05 cm/100 rokov.

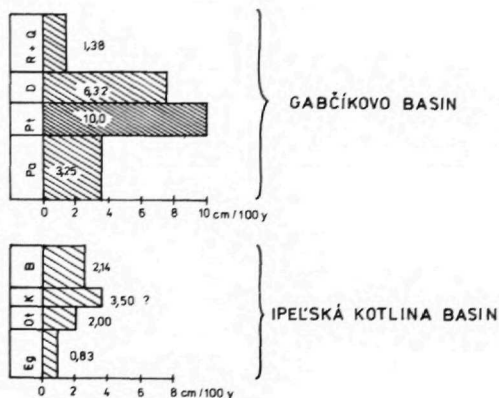
Najväčšia rýchlosť sedimentácie v období formovania neskej molasy bola zjavne v oblasti zadnej priehlbiny (D. VASS a F. ČECH 1983). V gabčíkovej panve, ktorá je súčasťou zadnej priehlbiny, kulminovala rýchlosť sedimentácie v ponte a dosiahla 10 cm/100 rokov (tab. 6, obr. 4).



Obr. 2 Rýchlosť sedimentácie v západokarpatskej čelnej priehlbine. Vysvetlivky skratiek vid. obr. 1.

Tab. 4 Východoslovenská panva

		1	2	3	4	5
		Chronostratigrafické stupne	Rádiometrická škála (Ma)	Trvanie v Ma	Hrúbka sedimentov (m)	Rýchlosť sedimentácie cm/100 rokov
Hlavná molasa	Pliocén — panón		1,8			
	Sarmat	stred. + vrchný	11,0	9,2	1200	1,30
		spodný	12,7	1,7	515	3,03
	Báden		13,6	0,9	1675	18,61
Neskorá molasa	Karpát		16,5	2,9	3500	12,07
	Otnang		17,5 (?)	1,0	1400	14,00 (?)
	Egenburg		19,0	1,5	—	—
			22,0 (?)	3,0	1000	3,30



Obr. 4 Rýchlosť sedimentácie v zadnej priehlbine Západných Karpát. Vysvetlivky skratiek ako na obr. 1.

Obr. 3 Migrácia sedimentácie v neogénnych molasových panvách (čelná priehlbina a vnútrohorské panvy) vo vzťahu k poslednému dosúvaniu čiel príkrovov vonkajších flyšových Karpát.

1 — predpolie Západných Karpát (platforma), 2 — vonkajšie Západné Karpaty — flyš, 3 — bradlové pásmo, 4 — vnútorné alebo centrálné Západné Karpaty, 5 — vnútorné jednotky Východných Álp, 6 — jednotky panónskeho bloku, 7 — čelná priehlbina Západných Karpát (vonkajšia molasa), 8 — vonkajšia molasa ležiaca na flyšových príkrovoch, 9 — vnútrohorské panvy a kotliny Západných Karpát, 10 — zadná (tylová) priehlbina Západných Karpát, 11 — neovulkanity, 12 — čelá príkrovov vonkajších flyšových Karpát presunuté do dnešnej pozície a) po karpate a pred bádenom, b) počas bádenu, c) počas sarmatu
B — báden, S — sarmat, K — karpát

Tab. 5 Trnavsko-dubnícka panva

	1	2	3	4	5
Neskorá molasa	Ruman + dák	1,8	3,8	200	0,52
	Pont	5,6	1,4	200	1,43
	Panón	7,0	4,0	1 000	2,5
	Sarmat	11,0	2,6	600	2,31
Hlavná molasa	Báden	13,6	2,9	2 500	8,62
	Karpat	16,5	1,0	720/450* / 7,30/4,5*/	
	Otnang	17,5 (?)	1,5	320*	2,13
	Egenburg	19,0	3,0	210*	0,7
		22,0 (?)			

* Bánovská kotlina/čiastková panva/

Tab. 6 Gabčíkovská panva

	1	2	3	4	5
	Chronostratigrafické stupne	Rádiometrická škála (Ma)	Trvanie v Ma	Hrúbka sedimentov (m)	Rýchlosť sedimentácie cm/100 rokov
Neskorá molasa	Kvartér + ruman		3,7	510	1,38
	Dák	3,7	1,9	1 200	6,32
	Pont	5,6	1,4	1 400	10,0
	Panón	7,0	4,0	1 300	3,25
		11,0			

Vzťah medzi intenzitou rýchlosti sedimentácie a intenzitou vulkanizmu

Obdobie formovania hlavnej molasy v Západných Karpatoch je obdobím kulminácie rýchlosti sedimentácie i vulkanizmu (D. VASS 1980, s. 162, H. LUTZNER, D. VASS 1983, s. 26). Podrobnejšia analýza časového vzťahu medzi rýchlosťou sedimentácie vo východoslovenskej panve a vulkanickou aktivitou vo vulkanických pohoriach obklopujúcich panvu (Slanské vrchy, Vihorlat —

Tab. 7 Karpatská čelná priehlbina na Morave

		1	2	3	4	5
Neskorá molasa	Dák		3,7	1,9	200	1,05
	Pont — sarmat		5,6	—	—	—
	Báden	stred. + vrchný		13,6	1,9	480
spodný			15,5	1,9	1000	10,00
Hlavná molasa	Karpat		16,5	1,0	1200	12,00 (?)
	Egenburg + otnang		17,5 (?)	4,5	800	1,78
			22,0			

Tab. 8 Karpatská čelná priehlbina v Poľsku

		1	2	3	4	5
Hlavná molasa	Sarmat		11,0	2,6	2 700	10,38
	Báden		13,6	2,9	2 500	8,62
	Karpat		16,5	1,0	1 000	10,00
	Otnang		17,5 (?)	1,5	1 200	8,00
	Egenburg		19,0	3,0	1 200	4,00
				22,0 (?)		

Popriečny, Tokajské vrchy, resp. vnútri panvy) vedie k záveru, že rýchlosť sedimentácie a vulkanická aktivita nekulminovali súčasne.

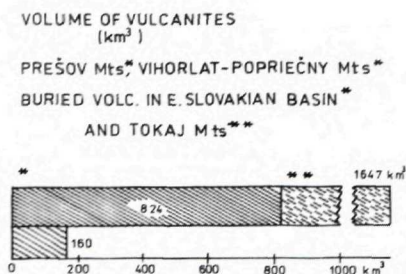
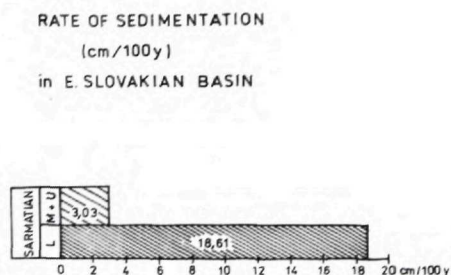
Vo východoslovenskej panve kulminovala rýchlosť sedimentácie v spodnom sarmate. V okolí Čičaroviec (jz. od Veľkých Kapušian) vrt Čičarovce-2 prevrtal 1 675 m spodného sarmatu, čo je najväčšia dosiaľ známa hrúbka spodného sarmatu na východnom Slovensku. Najväčšia spoločná hrúbka stredného a vrchného sarmatu na východnom Slovensku je iba 515 m (J. ČVERČKO, ústne oznámenie). Rýchlosť sedimentácie, vypočítaná pomocou uvedených údajov o hrúbkach, je pre spodný sarmat 18,61 cm/100 rokov, pre vyšší sarmat 3,03 cm/100 rokov. Z obdobia spodného sarmatu sú v panve pochované strato-vulkány, malčický, bešiansky a čičarovský (zvlášť vek malčického stratovulkánu je biostratigraficky dobre doložený, pozri D. ĎURICA 1965, s. 48), podobne ako aj andezity pri Ruskove (ich vek je overený biostratigraficky i rádiometricky, G. P. BAGDASARJAN et al. 1971) a tufy myšľanských a olšavských vrstiev, ktorých spodnosarmatský vek je dokázaný biostratigraficky (J. ŠVAGROVSKÝ 1959, 1964) a rádiometricky (D. VASS et al. 1978). Celkový objem produktov spodnosarmatského vulkanizmu na východnom Slovensku je asi 160 km³. Vul-

Tab. 9 Rádiometrické veku hlavných vulkanických komplexov Slanských vrchov, Vihorlatu, Popriečného, Tokajských vrchov a spodnosarmatské vulkanity v oblasti východného Slovenska

SARMAT	vrchný	11,0 ± 0,5	8,90—12,26 Ma 10,00—12,00 Ma 10,24—12,70 Ma
	stredný	12,0	Vihorlat — Popriečny Tokajské vrchy Prešovské vrchy
	spodný	12,7	Myšľanské tufy 13,44 Ma Olšavské tufy Ruskov 12,77—13,15 Ma Malčice, Beša, Čičarovce
PANÓN		13,6 ± 0,2	

kanizmus na východnom Slovensku zjavne kulminoval v strednom a vrchnom sarmate, keď vznikli hlavné masivy vulkanitov budujúcich Slanské vrchy, ktorých rádiometrický vek kolíše od 10,24 Ma do 12,70 Ma, najviac vekov sa sústreďuje okolo 12 Ma, čiže sú prevažne z obdobia stredného sarmatu (D. VASS et al. 1978, s. 82). Prevažne vrchnosarmatského veku sú vulkanity Vihorlatu a Popriečného (ich rádiometrické veku kolíšu od 8,9 Ma do 12,26 Ma, D. VASS et al. 1978, s. 84—85). Väčšina rádiometrických vekov vulkanitov Tokajských vrchov v MLR kolíše od 10 do 12 Ma (K. BALOGH et al. 1983), čiže sú strednosarmatského až panónskeho veku (tab. 9). Objem vulkanitov Slanských vrchov, Vihorlatu a Popriečného presahuje 800 km³ a spolu s vulkanitmi Tokajských vrchov predstavuje až 1 700 km³ (obr. 5).

Z uvedenej krátkej analýzy rýchlosti sedimentácie a vulkanickej aktivity na východnom Slovensku je zrejme, že kulminácia rýchlosti sedimentácie predchádzala kulminácii vulkanizmu a pokles či vyznievanie vulkanizmu v tejto oblasti nebol sprevádzaný zrýchlením sedimentácie. Práve naopak, ale v súlade s generálnym trendom spomalenia sedimentácie vo vnútrohorských panvách, sa v epoche neskorého molasy (panón — pliocén) rýchlosť sedimentácie vo východoslovenskej panve progresívne zmenšovala od 3,03 cm/100 rokov (stredný a vrchný sarmat) po 1,30 cm/100 rokov (pliocén).



Obr. 5 Pomer rýchlosti sedimentácie k vulkanizmu v oblasti východného Slovenska.

Záver

Maximá rýchlosti sedimentácie vo vnútrohorských molasových panvách Západných Karpát migrovali v čase zo západu na východ. Vo viedenskej panve kulminovala rýchlosť sedimentácie v karpate, v trnavsko-dubníckej panve v bádene a vo východoslovenskej panve v spodnom sarmate. Podobný trend bol zaznamenaný aj v čelnej priehlbine Západných Karpát: v moravskom segmente čelnej priehlbiny kulminovala rýchlosť sedimentácie v karpate, resp. na sv. Morave v spodnom bádene, v čelnej priehlbine v Poľsku v sarmate.

Najväčšie rýchlosti sedimentácie v období formovania ranej molasy boli v zadnej priehlbine. V období formovania hlavnej molasy dosahovala molasová sedimentácia najvyššie hodnoty 18 resp až 22 cm/100 rokov a jej ťažisko bolo vo vnútrohorských panvách. Počas obdobia neskorej molasy sa najintenzívnejšia sedimentácia vrátila späť do oblasti zadnej hlbiny za výrazného poklesu rýchlosti sedimentácie vo vnútrohorských panvách, zatiaľ čo v čelnej priehlbine sedimentácia prakticky prestala.

Všeobecne je možné teda konštatovať, že v období hlavnej molasy kulminuje aj rýchlosť molasovej sedimentácie, aj aktivita vulkanizmu. Avšak detailná analýza časového vzťahu medzi rýchlosťou sedimentácie vo východoslovenskej panve a vulkanickou aktivitou v okolí i vnútri panvy ukázala, že kulminácií rýchlosti sedimentácie predchádzala kulminácia vulkanizmu: rýchlosť sedimentácie kulminovala v spodnom sarmate, zatiaľ čo vulkanizmus kulminoval v strednom a vrchnom sarmate.

Literatúra

- BALOGH, K. — PÉCSKAY, Z. — SZÉK-FUX, V. — GYARMATI, P. 1983: Chronology of Miocene volcanism in North-East Hungary. — Anu. Inst. geol. geofiz. 61, Bucuresti, 149—158.
 BUDAY, T. 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken usw. — Geol. Práce, Zošit 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87—106.

- ĐURICA, D. 1965: Vulkanické štruktúry vo východoslovenskej neogénnej panve a ich význam. — Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 45—54.
- JIRÍČEK, R. 1979: Tektogenetický vývoj karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. — In Tektonické profily Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 203—212.
- LÜTZNER, H. — VASS, D. 1983: Subdivision and stages of development of Variscan and Alpine molasses. — Zentralinst. Phys. Erde, 77, AdW DDR, Potsdam, 11-34.
- ODIN, G. S. 1982: The Phanerozoic time scale revisited. Episodes. — Ottawa, 3—9.
- RÖGL, F. — STEININGER, F. F. 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes. — Ann. Naturhist. Mus., 85/A, Wien, 135—163.
- ŠVAGROVSKÝ, J. 1959: Asociácie mäkkýšov brakických uloženín vrchného tortónu a spodného sarmatu východného Slovenska. — Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—255.
- ŠVAGROVSKÝ, J. 1964: Zur Torton — Sarmat Grenze in ostslowakischen Neogene. — Geol. Zbor. Geologica carpath., 15, 1, Bratislava, 79—84.
- VASS, D. 1980: Principles of subdivision and principal types of the West Carpathian molasse basins and depressions. — Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, 58, Potsdam, 155—175.
- VASS, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. — BAGDASARJAN, G. P. 1978: A Radiometric Time Scale for the Neogen of the Paratethys Region. — Studies in Geology, 6, Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, 179-203.
- VASS, D. — ČECH, F. 1983: Sedimentation rates in molasse basins of the West Carpathians. — Geol. Zbor. Geologica carpath., 34, 4, Bratislava, 411—422.
- VASS, D. — REPČOK, I. — HALMAI, J. — BALOGH, K. 1985: Contributions to the improvement of Numeric Time scale for the Central Paratethys Neogene. — Paper presented on VIIIth Congress of the regional Committee on Mediterranean Neogene stratigraphy 15—22 september 1985, Budapest.
- VASS, D. — TÖSZÉR, J. — BAGDASARJAN, G. P. — KALIČIAK, M. — ORLICKÝ, P. — ĐURICA, D. 1978: Geochronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. — Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—88.

Dionýz Vass

Sedimentation rate in Alpine molasse basins of West Carpathians

Summary

The sedimentation rate maxima in molasse basins of the West Carpathians migrated in time and space. During the formation of the early molasse (Upper Cretaceous — Egerian 83-22 Ma) the greatest sedimentation rate was in the back-deep. Data on the Ipeľská kotlina basin are in Table 2. In North Hungary with the greatest total thickness of sediments in the culmination stage of the early molasse (Kiscelian-Egerian), the sedimentation rate ranged to 2.27—2.72 cm/100 years.

In the period of the main molasse (Eggenburgian-Sarmatian, 22-11.0 Ma) the sedimentation rate culminated in molasse basins. Maximum of the sedimentation rate migrated into intramontane basins. (Tables 3—5). Particularly great sedimentation rate was in the Karpathian (up to 22 cm per 100 years) but the datum about the duration of the Karpathian — 1 Ma — (Table 1) is not quite reliable (perhaps the Karpathian lasted longer) and may distort the calculation of sedimentation rate. In the Vienna Basin the maximum of sedimentation rate will stay in the Karpathian even if its duration were 2.5 Ma. In the Trnava-Dubník basin the sedimentation culminated in the Badenian (8.62 cm/100 years) and in the East-Slovakian basin — in the Lower Sarmatian (18.61 cm/100 years). So the sedimentation intensity migrates in time from W to E (Fig. 1). Migration of sedimentation rate in the West-Carpathian Foredeep shows a similar trend: in the Foredeep in SW Moravia sedimentation culminated in the Karpathian (12 cm/100 years, in NE Moravia — in the

Lower Badenian (10 cm/100 years), in Poland — in the Sarmatian 10.38/100 years (Fig. 2). The intensity and Miocene folding manifestations in Outer Flysch Carpathians migrated in time from W to E (T. BUDAY 1961; R. JIŘÍČEK, 1979). The last folding was preceded by the most intensive sedimentation in adjacent segments of the Foredeep and/or in the nearest intramontane basins (Fig. 3).

During the formation of the late molasse (Pannonian-Pliocene; 11.0-1.8 Ma) the sedimentation was most intensive in the back-deep (i.e. in the partial Gabčíkovo basin where the sedimentation rate ranged to 10 cm/100 years in the Pontian; Table 6, Fig. 4). In intramontane basins the sedimentation rate increased markedly in contrast to the preceding period (Fig. 2).

In the time of the main molasse not only molasse sedimentation rate increased but also volcanism, syngenetic with the formation of molasses. A detailed analysis of time relation between the sedimentation rate in the East-Slovakian basin and volcanic activity on the periphery and inside the basin shows that culminating sedimentation rate preceded culminating volcanism: the sedimentation rate culminated in the Lower Sarmatian, volcanism in the Middle and Upper Sarmatian (Fig. 5, Table 9).

The Central Paratethys radiometric time scale and duration of chronostratigraphic stages and substages applied in the calculation of sedimentation rate are in Table 1.

Explanations of Figures

Fig. 1 Sedimentation rate in Neogene intramontane basins of the West Carpathians

Abbreviations: Eg — Eggenburgian, Ot — Ottnangian, K — Karpathian, B — Badenian, S — Sarmatian, Pa — Pannonian, Pt — Pontian, D — Dacian, R — Romanian, Q — Quaternary

Fig. 2 Sedimentation rate in West-Carpathian Fore-deep. For abbreviations see Fig. 1

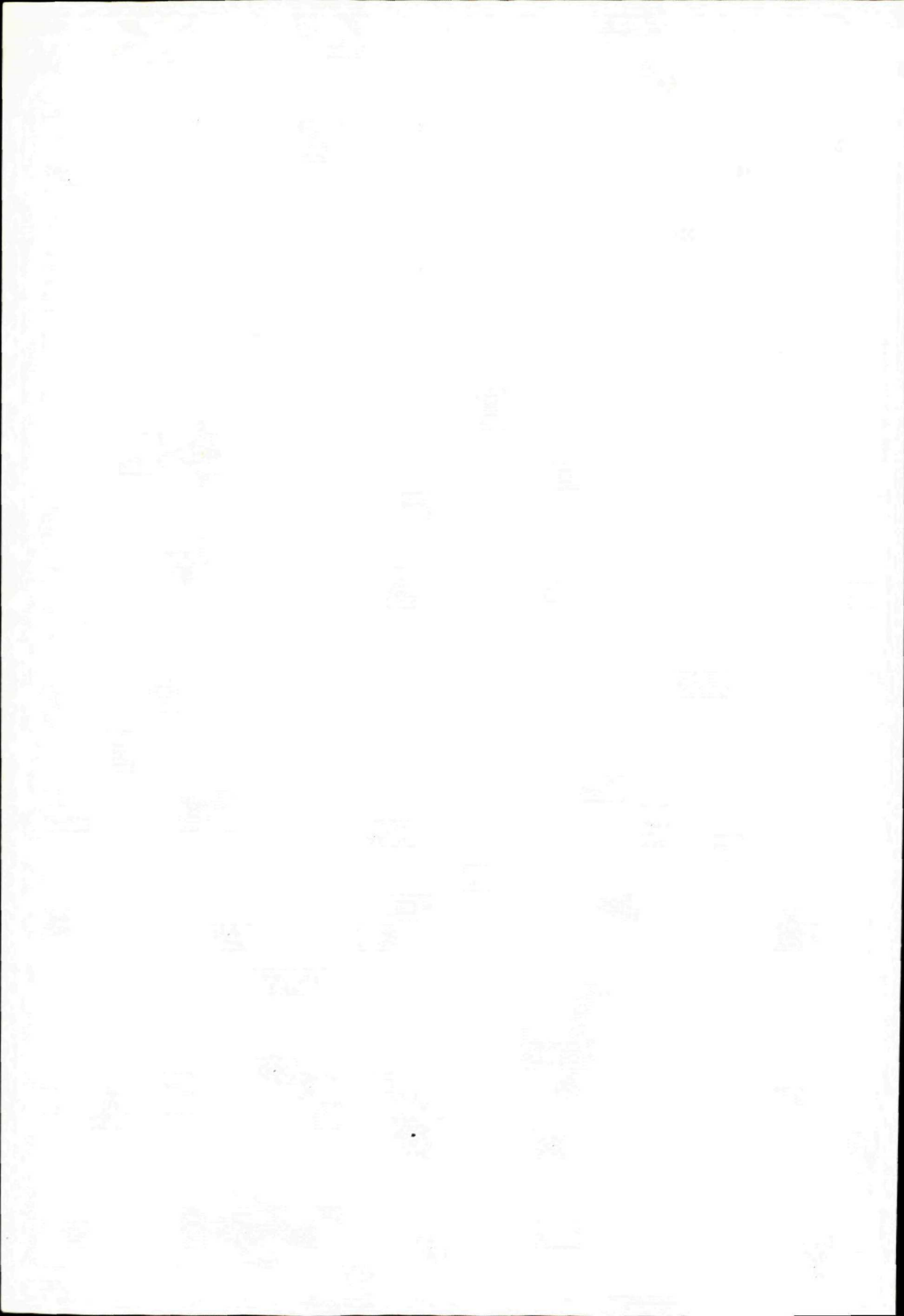
Fig. 3 Sedimentation migration in Neogene molasse basins (fore-deep and intramontane basins) in relation to the last thrust of nappe fronts of Outer Flysch Carpathians.

Explanations: 1 — West Carpathian Foreland (platform); 2 — Outer West Carpathians — Flysch, 3 — Klippen Belt; 4 — Inner or Central West Carpathians; 5 — Inner East-Alpine units; 6 — Pannonian block units; 7 — West-Carpathians Fore-deep (outer molasse); 8 — outer molasse resting upon Flysch nappes; 9 — intramontane basins and depressions in West Carpathians; 10 — West-Carpathian back-deep; 11 — neovolcanics; 12 — Outer Flysch Carpathians thrust to their present position a) after Karpathian and prior to Badenian, b) during Badenian, c) during Sarmatian

B — Badenian, S — Sarmatian, K — Karpathian

Fig. 4 Sedimentation rate in West-Carpathian back-deep. For abbreviations see Fig. 1

Fig. 5 Relation of sedimentation to volcanism in East Slovakia.



MICHAL KOVÁČ — IVAN KRYSTEK — DIONÝZ VASS

Vznik, zánik a migrácia sedimentačných priestorov Západných Karpát v neogéne

4 obr., anglické resumé

Abstract. Neogene evolution of the West-Carpathian part of the Alpine-Carpathian suture zone was particularly influenced by the course and velocity of movements of individual segments of the West-Carpathian folded belt, by interblock stress in single parts of the accomplished folded mountain range, by decreasing compressive loading and tensile stress inside the blocks, and by mobility of platform foreland. Individual geodynamic phenomena of the folded zone, molasse basins, of the entire folded West-Carpathian mountain range, and magmatic activity are manifested characteristically in three periods: Lower Miocene, Middle Miocene, Upper Miocene to Pliocene

Rekonštrukcia geodynamického vývoja alpsko-karpatskej sutúrnej zóny počas neogénu je založená na rekonštrukcii vzniku, pôvodného rozšírenia, migrácie a zániku panví v čase a priestore. Je to obdobie usadzovania hlavnej a neskoršej alpínskej molasy (v zmysle D. VASSA 1981). Z pôvodných sedimentačných priestorov dnes poznáme len erózne, t. j. denudačné zvyšky alebo do čiel prikrývov vonkajších Karpát zvrásnené šupiny, prípadne nimi prekryté, zväčša neúplné sukcesie pôvodných výplní panví (obr. 4).

Vývoj sutúrnej zóny ovplyvňoval celý rad faktorov. Za najdôležitejšie považujeme: smer a rýchlosť pohybu jednotlivých segmentov vrásneného pásma Západných Karpát, medziblokové namáhanie v jednotlivých segmentoch dotvárajúceho sa horského pásma, ako aj uvoľňovanie tlakového a ťahového namáhania vnútri jednotlivých blokov a mobilitu platformného predpolia zvrásneného pásma Západných Karpát.

Pásmo Západných Karpát v neogéne vystriedané vo vnútorných Karpatoch bolo generálne oblasťou na S, SV smerujúcej kompresie, vystriedané vo vnútorných Karpatoch dilatáciou sz.-jv., príp. až z.-v. smeru. Redukcia priestoru vo vonkajších jednotkách prebiehala súčasne s roztváraním panví vnútri Karpát. Vo vonkajších Karpatoch počas neogénu predpokladáme minimálne 40 km

RNDr. M. KOVÁČ, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 81473 Bratislava;
† Doc. RNDr. I. KRYSTEK, CSc., Př. fak. Univ. J. E. Purkyně, Kotlářská 2, 611 37 Brno;
RNDr. D. VASS, DrSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava

redukciu priestoru na juhozápade a približne 100 km na severovýchode (M. Kováč 1979). L. ROYDEN et al. (1983) odhadujú dilatáciu vnútrokarpatskej oblasti (t. j. priestoru, kde sa formovali panvy vnútornej a zadnej molasy) počas stredného a vrchného miocénu na 100 km, čo zodpovedá rovnakej redukcii priestoru vo vonkajších jednotkách Karpát (F. HORVÁTH 1984).

Sutúrna zóna bola v neogéne predovšetkým pod vplyvom pozdĺžnej a priečnej tektonickej aktivity oproti zvrásnenému pásnu Západných Karpát, ktorá podmienila samostatný vývoj jednotlivých segmentov a blokov. V období dotvárania oblúkového tvaru Západných Karpát vznikali mobilné zóny namáhané kosým posunom. Po vyvrásnení a akrecii vonkajších jednotiek k horskému pásnu Západných Karpát je vznik a vývoj sedimentačných priestorov vnútornej a zadnej molasy kontrolovaný panónskou termálnou anomáliou (plášťový diapír, L. STEGENA et al. 1975, D. VASS 1979, F. HORVÁTH 1984).

Vývoj alpsko-karpatskej sutúrnej zóny neprebíhal vo všetkých jej úsekoch, resp. segmentoch v rovnakom čase. Jedným z možných vysvetlení je predpoklad určitej synchronnosti základných pohybov ako dôsledok pohybu veľkých dosák. Tieto pohyby sa však vďaka rotácii jednotlivých segmentov a ich častí, ale aj mobilite platformného predpolia neprejavujú rovnako intenzívne (s rovnakými účinkami v rovnakom čase). Naopak, je možné konštatovať, že jednotlivé etapy vývoja sú v jednotlivých segmentoch (ale aj v rámci nich) časovo posunuté. Preto ak rozdelíme neogén na etapy — v súlade s chronostratigrafickým členením neogénu — môžeme v rámci nich pozorovať určitú následnosť vývoja geologických dejov v jednotlivých segmentoch a ich vzájomnú nadväznosť a vzájomný posun v čase a priestore.

Spodný miocén

Geodynamický vývoj Západných Karpát v spodnom miocéne (eger-karpat) a čiastočne v spodnom bádene charakterizuje (obr. 1, 2):

1. Kompresná tektonika v oblasti vonkajších jednotiek Západných Karpát, prejavujúca sa tvorbou a dosúvaním príkrovových jednotiek.

2. Vznik čelnej priehlbiny, ktorej sedimentačný priestor sa vyvíjal najprv v priestoroch flyšových trogov redukovaných kompresiou (ždánická, pouzdřanská, sokolská, stebnická, kde v predchádzajúcej etape prebiehala sedimentácia menilito-krosnenskej fácie a jej podoby), neskôr sa spomínaný sedimentačný priestor postupne presúval na aktivizované platformné predpolie a sčasti sa nachádzal na príkrovoch vonkajších jednotiek (flyšových) Západných Karpát.

3. V tomto období (koniec egeru) zanikali sedimentačné priestory oligocénneho štruktúrneho plánu (budínska panva) a pod vplyvom segmentácie horského pásma vznikol (v egenburgu) sedimentačný priestor na mobilnej zóne namáhanéj šikmým posunom (M. Kováč 1986).

4. Najmä v tylovej oblasti Karpát sedimentáciu sprevádzal kyslý (kôrový) vulkanizmus, aktivitu ktorého prezrádza vulkanoklastický, značne rozptýlený materiál viazaný na spodnomiocénnu výplň sedimentárnych panví.

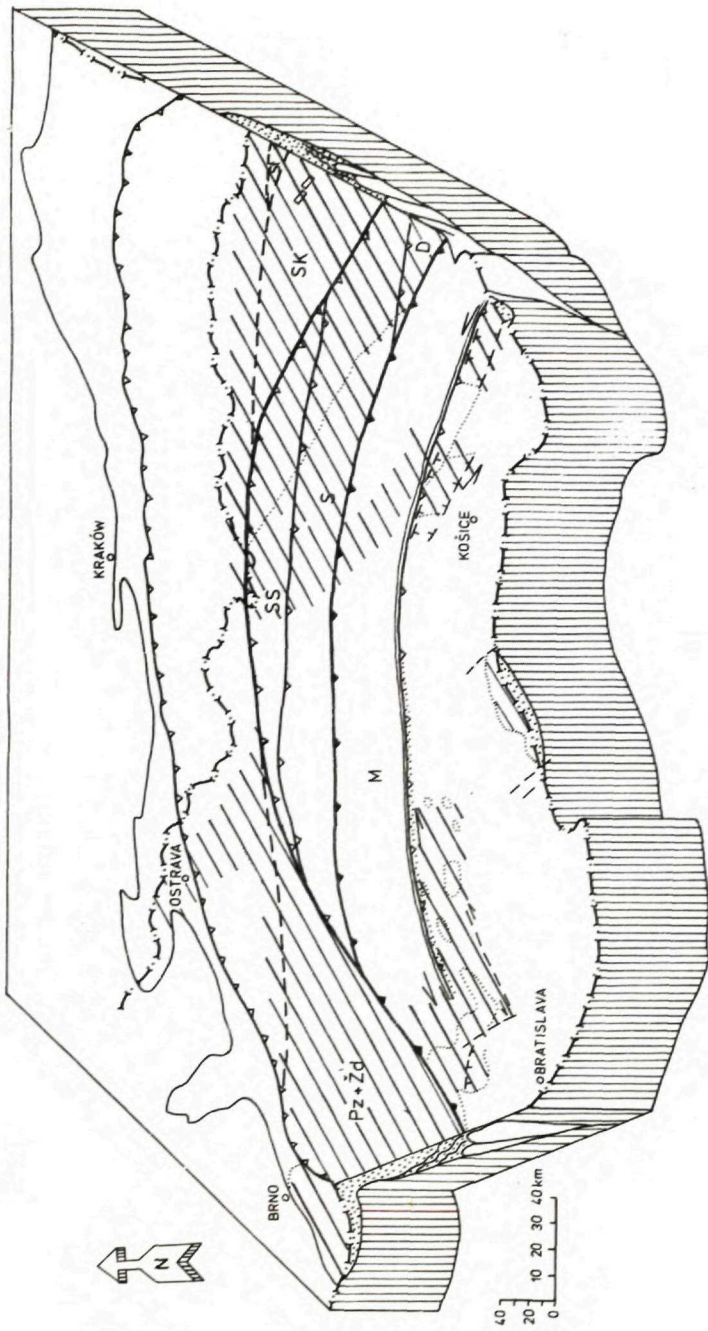
Na začiatku miocénu v oblasti vonkajších Západných Karpát sa mení na mnohých miestach flyšová sedimentácia na molasovú (eger). Znaky tohto prechodu predstavuje sedimentácia pouzdřanského súvrstvia a žďánicko-hustopečských vrstiev pouzdřanskej a žďánickej jednotky v jz. časti Západných Karpát (I. CÍCHA, F. PÍCHA 1964). Sedimentačný priestor dnešnej pouzdřanskej a žďánickej jednotky bol v tomto období zárodkom čelnej priehlbiny tvoriacej sa pred čelom príkrovov magurskej skupiny. Morské spojenie smerom na SV s oblasťou flyšovej sedimentácie krosnenských vrstiev v dnešnej jednotke podsliezskej, sliezskej a skolskej (PLR) predpokladáme do konca oligocénu, resp. po hranicu oligocén/miocén. Prerušenie tohto spojenia, podobne ako aj vrásnenie sedimentov pouzdřanskej a žďánickej jednotky počas sedimentácie začiatkom egenburgu bolo prejavom sávskych pohybov v západokarpatskej oblasti.

Pod vplyvom kompresie v egenburgu dosahuje čelná priehlbina značné rozšírenie na aktivizovanom predpolí vrásneného pásma (oveľa väčšie než naznačujú dnešné denudačné zvyšky egenburgu v tejto oblasti). Rozprestierala sa pozdĺž celého čela flyšových príkrovov. Maximálny rozvoj priehlbiny v jz. časti Západných Karpát, na prechode medzi východoalpiským a západokarpatským segmentom, bol pravdepodobne sčasti ovplyvnený aj pričnou tektonikou. Rozšírenie pôvodného sedimentačného priestoru dnes dokumentujú denudačné zvyšky sedimentov egenburgu v čelnej priehlbine, v pouzdřanskej jednotke, žďánickej jednotke a vo viedenskej panve, kde egenburg leží na čelách magurských príkrovov (M. KOVÁČ et al. 1984).

Rozšírenie sedimentačných priestorov počas otnangu sleduje rozšírenie sedimentačných priestorov egenburgu, hoci vo veľmi obmedzenej miere. Veľká časť sedimentačných priestorov egenburgu v oblasti priehlbiny bola vyzdvihnutá a vystavená denudácii. Prerušenie sedimentácie na strednej a severnej Morave, ako aj ústup sedimentácie z oblasti flyšových príkrovov a príbradlovej pásma boli nesporne spôsobené kompresiou. Sedimentácia otnangu sa na západe obmedzila na najjužnejšiu časť priehlbiny a viedenskú panvu. V sv. časti priehlbiny (PLR) nachádzame dnes sedimenty otnangu jednak autochtónne, jednak alochtónne v stebnickej jednotke (R. NEY et al. 1974).

V karpate (pravdepodobne ako dôsledok kompresie počas otnangu) sa rozšíril sedimentačný priestor priehlbiny pred celým čelom vonkajších Západných Karpát. Jeho rozsah bol podstatne väčší než dnešné rozšírenie sedimentov karpátu v tejto oblasti. Jeho dosah na Český masív dnes dokladajú mnohé zachované denudačné zvyšky pôvodných sedimentov priehlbiny (I. KRÝSTEK 1983). Na neskoršiu tektonickú redukciu sedimentárnej výplne priehlbiny upozorňuje aj značná hrúbka sedimentov karpátu v panvovom vývoji (šlír) v oblasti medzi Mikulovom a vranovickou priekopou. 1200 m hrubé súvrstvie šlíru je tu doslova „uťaté“ čelom príkrovov vonkajších Západných Karpát.

V karpate dochádza k ďalšej redukcii priestoru vo vonkajších jednotkách Západných Karpát. Postupné dosúvanie čiel príkrovov do priehlbiny dokumentuje flyšový materiál v telesách zlepcov na Ostravsku (nad bázou sivého súvrstvia, I. KRÝSTEK 1983a), ako aj v nitkovických a holešovských štrkoch v strednom úseku priehlbne na Morave (I. KRÝSTEK 1983b). V sv. časti (PLR)



- | | | | | | | | |
|---|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| | | | | | | | 17 |

sa koncom karpátu oddelila časť sedimentov priehlbiny v podobe príkrovu stebnickej jednotky (R. NEY et al. 1974). Lavostranné bočné posuny k severu v magurskej, sliezskej a podsliezskej jednotke považujú M. KRS a Z. ROTH (1979) za dôsledok štajerských pohybov. Od konca karpátu sedimentáciu v oblasti viedenskej panvy charakterizuje vývoj bazénu v mobilnej zóne namáhanej šikmým posunom (M. KOVÁČ 1986), čo dokladá i zvýšená rýchlosť sedimentácie v tejto oblasti (D. VASS, F. ČECH 1983).

Nová, miocénna konfigurácia sedimentačných priestorov sa vytvára po sávskych pohyboch aj vo vnútorných Západných Karpatoch. Okrem uplatnenia priečnej tektoniky v oblasti dnešnej viedenskej panvy v tomto období, pod vplyvom pohybu západokarpatského segmentu ožili staré zlomy vo vnútorných jednotkách, v mobilnej zóne namáhanej šikmým posunom.

Počas egenburgu v bezprostrednom tyle vrásniacich a dvíhajúcich sa vonkajších jednotiek Západných Karpát vzniká pozdĺžna vnútrohorská depresia. Jej sedimentačný priestor sledoval rozhranie vonkajších a vnútorných jednotiek (t. j. vnútornú stranu bradlového pásma) a zasahoval pozdĺž oživených mobilných zón do vnútorných Západných Karpát.

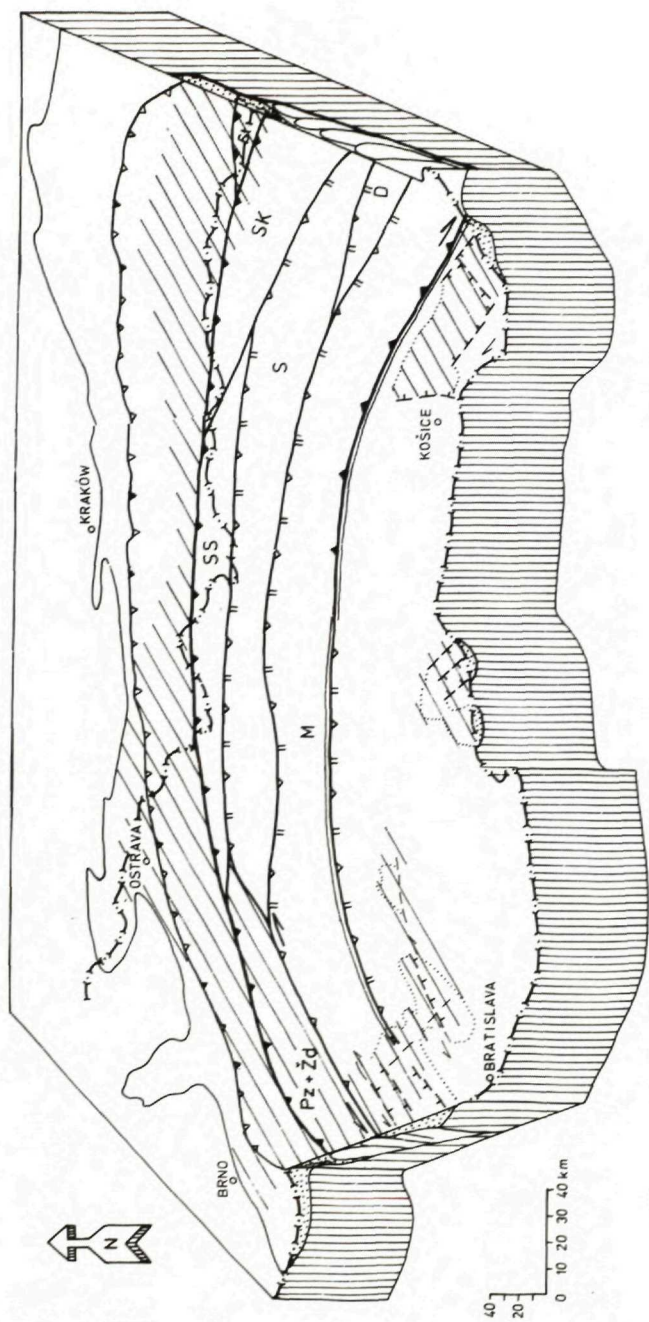
V otnangu pod vplyvom kompresie (výzdvih Východných Álp) došlo k redukcii morských sedimentačných priestorov vnútri Západných Karpát. Na vplyv priečnej tektoniky, ako aj na pokračujúci vývoj mobilnej zóny namáhanej kosým posunom môžeme uvažovať na základe neprerušenej sedimentácie v oblasti viedenskej panvy a v oblasti vnútorných kotlín Západných Karpát — Bánovská kotlina (E. BRESTENSKÁ 1980). V tylovej oblasti na južnom Slovensku a v Maďarsku prebiehala terestrická sedimentácia.

Novú morskú transgresiu karpátu do vnútornej časti Západných Karpát ovplyvnila tektonika šikmým posunom namáhanej mobilnej zóny, ktorá sa koncom karpátu výrazne prejavila staroštajerskými pohybmi. Sedimentačná oblasť sa nachádzala (obr. 2) na území dnešnej viedenskej panvy, severnej časti Podunajskej nížiny, vrátane Bánovskej kotliny. Vo východnej časti vnútorných Západných Karpát, počas karpátu môžeme pozorovať účinok kompresie, čoho dôkazom je splytčenie v oblasti východoslovenskej panvy, kde (v okolí Prešova) sa vytvorili podmienky pre vznik evaporitov.



Obr. 1 Západokarpatský segment sutúrnej zóny po sávskych pohyboch (egenburg).

1 — štátna hranica, 2 — okraj priehlbiny (dnešný), na obr. 4 dnešné kraje neogénnych panví, 3 — pôvodné ohraničenie sedimentačných priestorov dnešných príkrovových jednotiek, 4 — čelo (dnešné) príkrovov vonkajších Západných Karpát, 5 — vrásnené a tvoriace sa príkrovové jednotky, 6 — aktívne čelá príkrovov v jednotlivých zobrazených obdobiach, 7 — ohraničenie príkrovových jednotiek, 8 — bradlové pásmo, 9 — príkrovové jednotky (v blokdiagramovom pohľade), 10 — syngeneticky vyvrásňovaný sedimentačný priestor (v blokdiagramovom pohľade), 11 — zóna namáhania kosým posunom, 12 — zlomy, 13 — sedimentárna výplň pánví: a) na ploche, b) v blokdiagramovom pohľade, 14 — olistolity, 15 — dnešné ohraničenie denudačných zvyškov neogénnych sedimentov príslušného časového úseku, 16 — vulkanické centrá, 17 — vulkanity. M — magurská jednotka, S — sliezska jednotka, SS — podsliezska jednotka, D — dukelská jednotka, Sk — skolská jednotka, Žd — ždánická jednotka, Pd — pouzdřanská jednotka, St — stebnická jednotka. (Vysvetlivky aj pre obr. 2—4)



Obr. 2 Západokarpatský segment sutúrnej zóny po staročajerských pohyboch (karpát)

Stredný miocén

Geodynamický vývoj Západných Karpát v strednom miocéne (báden, sarmat) charakterizuje (obr. 3):

1. Kompresná tektonika v oblasti vonkajších jednotiek Západných Karpát, ktorej vyznievanie koncom tohto obdobia má za následok postupný rozpad a zánik priehlbiny. Rozmiestnenie sedimentačných bazénov v čele dotvárajúceho sa horského pásma odráža vplyv priečnej tektoniky.

2. Vyzdvihnutie horského pásma Západných Karpát.

3. Rozvoj sedimentačných priestorov viazaných na mobilné zóny nepriamo namáhané šikmým posunom. Ich vznik je zapríčinený medziblokovým namáhaním a uvoľňovaním napätia vo vnútri blokov (bloková stavba Západných Karpát v zmysle O. FUSÁN et al. 1979).

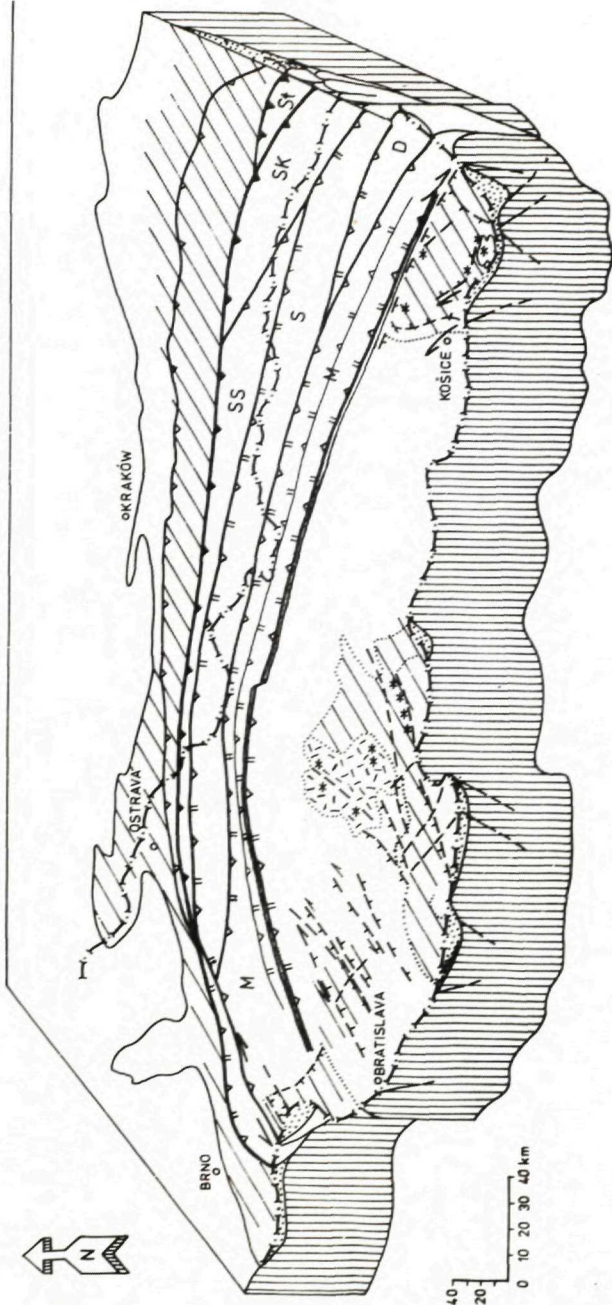
4. Dilatačná tektonika vo vnútornej i tylovej oblasti Západných Karpát. Vznik sústavy hrastí a prepadlín v zadnej hlbine (F. HORVÁTH 1984).

5. Kulminácia vulkanizmu, prevažne andezitového charakteru (D. VASS 1979, D. VASS et al. 1983).

V spodnom bádene (po doznení staroštajerských pohybov) sa v čele flyšových jednotiek Západných Karpát rozprestieral sedimentačný priestor priehlbiny, kontrolovaný predovšetkým pozdĺžnou tektonikou. Oživením priečnej (a pozdĺžnej tektoniky) dochádza k jeho rozšíreniu do predpolia Západných Karpát, hlavne v sz. a sv. časti (územie severnej Moravy a PER). Toto rozšírenie, podobne ako aj skutočnosť, že koncom spodného bádenu došlo k dosunutiu príkrovov na priehlbínu (mladoštajerské pohyby) poukazujú na trajektórium pohybu západokarpatského segmentu na S, SV. Dĺžka presunu príkrovov na území ČSSR už nedosiahla dĺžku presunov koncom karpátu. Dosnutie príkrovov bolo pravdepodobne obmedzené priečnou tektonikou na oblasť sz. od kryhy Maleníka s rotáciou proti smeru hodinových ručičiek v podstate en bloc (A. JURKOVÁ 1976).

V strednom bádene sa končí morská sedimentácia vo veľkej časti čelnej priehlbiny na území ČSSR s výnimkou severnej Moravy (Opavsko). Nový bazén priehlbiny sa tu už nevytvoril. Tento jav je typický pre československý úsek Západných Karpát. Spôsobila ho neschopnosť ďalšej aktivizácie okraja rigidného bloku Českého masívu ako aj orientácia tlakového namáhania na S, SV. Na západ i na východ od československej časti pokračuje sedimentácia v bazénoch priehlbiny. Pred Alpami je to sedimentačný priestor vrchnej sladkovodnej molasy, smerom na východ od vrchného bádenu sa vytvárajú rozsiahle subsidenčné oblasti priehlbiny pred Západnými a hlavne Východnými Karpatmi. To, že s., sv. časť čela horského pásma Západných Karpát zostala naďalej oblasťou kompresie dokladajú i evapority vznikajúce v uzavretých oblastiach (plytkovodné prostredie) pred čelom dosúvajúcich sa príkrovov vonkajších jednotiek. Čelá príkrovov sú zároveň južným okrajom priehlbiny (denudačné zvyšky bádenu na čelách flyšových príkrovov v PER; (R. NEY et al. 1974).

Vo vrchnom bádene je dosnuté čelo flyšu na sv. časť čelnej priehlbiny v PER



Obr. 3 Západokarpatský segment sutúrnej zóny po mladostajerských pohyboch (spodný bádén)

už sčasti gravitačnou tektonikou pod vplyvom vyzdvihnutia Západných Karpát (S. POLTOVICZ 1978).

Sedimentáciou sarmatu sa končí kompresný vývoj sv. úseku čelnej priehlbiny Západných Karpát (PLR). Dosunutie čela príkrovov vonkajších jednotiek na túto časť priehlbiny po spodnom sarmate je už ovplyvnené kompresiou v oblasti východokarpatského segmentu.

Vývoj sedimentačných priestorov vo vnútri Západných Karpát a v ich tylovej oblasti vykazuje v strednom miocéne nadväznosť na štádiá vývoja v čelných jednotkách.

Podunajská nížina bola v bádene postupne takmer celá zaplavená. Hlavné depocentrá sa oproti spodnomiocénnym presunuli zo severného okraja panvy južným smerom. Spojenie so sedimentačným priestorom viedenskej panvy, po vyzdvihnutí hrasti Malých Karpát, sa obmedzilo na oblasť eisenstadtsko-západomaďarskú (transgresívna fac. vrchného bádenu, Devínska Nová Ves). Sedimentáciu počas bádenu kontrolovali zlomy sv. smeru, ktoré formovali hrastovo-prepadlinovú stavbu panvy, ale aj priečne zlomy, napr. ľudinský, okolo ktorého, resp. sv. od neho sa rozprestierali bádenské depocentrá.

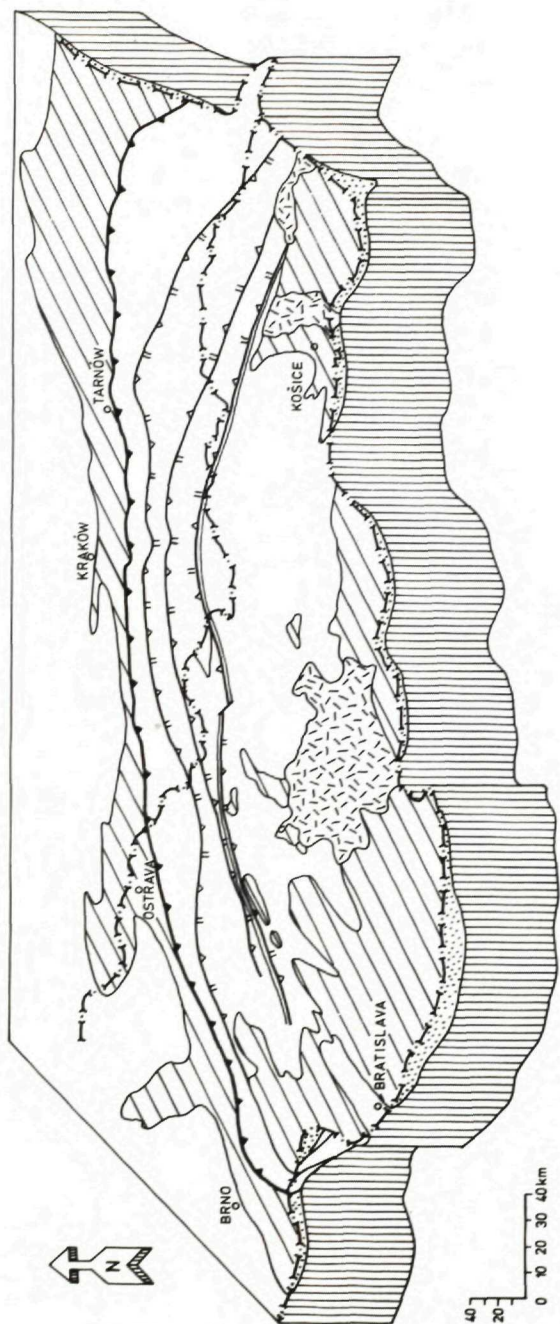
Východoslovenská panva, podobne ako viedenská, vznikala v oblasti mobilnej zóny namáhanej šikmým posunom ako dôsledok medziblokového namáhania pri dotváraní oblúkovitého tvaru Západných Karpát. Tu môžeme sledovať priamu závislosť medzi prejavmi kompresie v čele horského oblúku (manifestovanej okrem iného tvorbou a dosúvaním príkrovov) a synsedimentárnou aktivitou zlomov v mobilných zónach namáhaných šikmým posunom. Dobre to dokumentuje rýchlosť sedimentácie v týchto oblastiach (D. VASS, F. ČECH 1984, D. VASS 1986 in lit.). Pre oblasť viedenskej panvy to znamená obdobie karpátu 22 cm/100 rokov — staroštajerské pohyby, pre oblasť východoslovenskej panvy je to obdobie bádenu 12 cm/100 rokov a spodného sarmatu 18,6 cm/100 rokov — mladoštajerské pohyby.

Vo viedenskej panve sa na území ČSSR zlomová tektonika prejavuje intenzívne od karpátu. V spodnom bádene dochádza k inverzii a depocentrá sa posúvajú na JV. Rozčlenenie viedenskej panvy zlomami v strednom miocéne dobre dokumentuje uhlová diskordancia transgresie bádenu na jednotlivé kryhy (R. JIŘÍČEK 1985).

Sedimentácia v oblasti východoslovenskej panvy dosahuje vrchol v strednom miocéne. V tomto období sledujeme postupné presúvanie depocentier na JV. Os sedimentačného priestoru je SZ—JV, je pozdĺžna, s priebehom východokarpatského segmentu (R. RUDINEC 1978). Postihnutú časť východoslovenskej panvy od stredného bádenu môžeme už považovať za tylovú časť (zadnú hlbinu) segmentu Východných Karpát.

V strednom miocéne dosahuje vrchol i jazerno-riečna sedimentácia v oblasti vnútorných kotlín Západných Karpát. Zlomovú aktivitu v tejto oblasti môžeme považovať zase za uvoľňovanie vnútroblokového namáhania (tlakového a ťahového). S roztváraním zlomov súvisí aj vulkanizmus, ktorý v oblasti Západných Karpát kulminuje práve v strednom miocéne.

Morský vývoj v juhoslovenskom sedimentačnom priestore trvá len do stred-



Obr. 4 Západokarpatský segment sutúrnej zóny — súčasný stav

ného bádenu (V. ČECHOVIČ, D. VASS 1962). Po ňom prebieha len limnická a terestrická sedimentácia. Ukladá sa vulkanický materiál a oblasť predstavuje južný okraj elevačnej oblasti horského pásma Západných Karpát. Neprerušená morská sedimentácia pokračuje v oblasti zadnej hlbiny, predstavovanej severomaďarským sedimentačným priestorom. Charakteristickým znakom tohto sedimentačného priestoru je, že sa rozdeľuje na panvy hrastovo-prepadlinového typu.

Vrchný miocén (a pliocén) — panón, pont (a dák, ruman)

Geodynamický vývoj Západných Karpát vo vrchnom miocéne (a pliocéne) charakterizuje:

1. Ukončenie kompresie v čele horského oblúka.

2. Pokračujúce vyzdvihovanie Západných Karpát, ktoré sprevádza zlomová aktivita, ale s menšou intenzitou než počas stredného miocénu.

3. Sedimentácia sa sústreďuje v brachysynklinálne prehnutých panvách v tyle Karpát. V oblasti zadnej hlbiny sa vytvára jednotná tzv. panónska panva v.—z. orientácie, ako dôsledok panónskej termálnej anomálie (kolaps oblasti, STEGENA et al. 1975, D. VASS 1979, F. HORVÁTH 1984, L. ROYDEN et al. 1983a, b atď.).

4. Andezitový vulkanizmus bol vystriedaný bazaltovým. Vo vrchnom miocéne (a pliocéne) sa v oblasti vonkajších Západných Karpát (v priehlbine) uplatňuje hlavne priečna tektonika. Na území ČSSR ide o oživenie zlomov sz.—jv. orientácie — Hornomoravský úval.

Vývoj jednotnej subsidujúcej zadnej hlbiny vo vrchnom miocéne a v pliocéne je viazaný na dve oblasti. V tylovej časti Západných Karpát (na západe) je to oblasť s centrom sedimentácie na území gabčíkovej panvy, ktorá smerom na juhozápad pokračuje z oblasti Podunajskej nížiny smerom do tylového priestoru Východných Álp. Na východe (mimo územia ČSSR), v centre panónskej panvy, sa vytvára subsidenčná oblasť Alföldu. Je to depresia jz.-sv. orientácie s depocentrom na východ od riek Dunaja a Tiszy.

Zadná priehlbina zabrala sčasti aj priestor vnútorných Západných Karpát — vnútrohorské panvy, ktoré už nie sú ťažiskovou, ale iba okrajovou oblasťou sedimentácie.

Vznik panónskej sedimentačnej oblasti je podmienený subkrustálnou eróziou a poklesom pod vplyvom tepelného vývoja panónskej oblasti (vývoja tepelnej anomálie: F. HORVÁTH 1984, atď.) Smerom na východ od Álp stúpa hranica MOHO z 50 na 27 km (M. MÜLLER 1976), v oblasti Alföldu je hranica MOHO len 23 km (L. STEGENA et al. 1975).

Vývoj sedimentačných priestorov v tyle Západných Karpát je vo vrchnom miocéne a pliocéne sprevádzaný bazaltovým vulkanizmom.

Literatúra

- BRESTENSKÁ, E. 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny 1 : 50 000. — Geofond, 1—50, Bratislava.
- CÍCHA, I. — PÍCHA, F. 1964: Příspěvek k poznání stratigrafického a litologického vývoje jihovýchodní části ždánické jednotky. — Sbor. geol. Věd, Geol., 4, Praha, 137—158.
- ČECHOVIČ, V. — VASS, D. 1962: K otázke stratigrafického členenia tortónskych vrstiev okolia Modrého Kameňa. — Geol. Práce, Správy 25, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 160—182.
- FUSÁN, O. — IBRMAJER, I. — PLANČÁR, J. 1979: Neotectonic blocks of the West Carpathians. Geodynamics investigations Czechoslovakia. Final report. — Veda, vydav. SAV, Bratislava, 187—193.
- HORVÁTH, F. 1984: Neotectonics of the Pannonian basin and surrounding mountain belts: Alps, Carpathians and Dinarides. — *Annales Geophysicae*, 2, 2, Budapest, 147—154.
- JIRÍČEK, R. 1985: Geneze geologické stavby v prostoru vídeňské pánve. — *Zemní plyn a nafta*, 30, 3, Hodonín, 315—335.
- JURKOVÁ, A. 1976: The structure of the Carpathian Foredeep and flysch nappes in north-eastern Moravia. — *Čas. Mineral. Geol.*, 24, 4, Praha, 349—362.
- KOVÁČ M. 1979: Kvalitatívna analýza pohybov v neogénnych panvách Západných Karpát. — Kand. disert. práca GU SAV, Bratislava, 152.
- KOVÁČ, M. — KRYSŤEK, I. — SENEŠ, J. — VASS, D. 1984: Origin, migration and disappearance of sedimentary basins of the West Carpathians in the Lower Miocene. — *Giornale di geologia*. Bologna, (in press).
- KOVÁČ, M. 1986: Lower Miocene sedimentation in the area of Jablonica depression — a model bound to oblique-slip mobile zone. — *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 37, 1, Bratislava, 3—17.
- KRS, M. — ROTH, Z. 1979: The insubric — carpathian block system: its origin and desintegration. — *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 30, 1, Bratislava, 3—17.
- KRYSŤEK, I. 1983: Výsledky faciálneho a paleogeografického výzkumu mladšieho terciéru na jihovýchodných svazích Českého masívu v úseku jih. — *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brunn., Geol.*, 24, 9, Brno, 1—47.
- KRYSŤEK, I. 1983: Některé poznatky o severovýchodní části karpatské předhlubni na Moravě (úsek sever). — Manuskript-archív UJEP, Brno, 116.
- MÜLLER, M. 1976: A lithospheric Seismic Profils along the axis of the Alps 1975. First Results. — *Paleogeographysics*, 114, Basel, 1109—1130.
- NEY, R. — BURZEWSKI, W. — BACHLEDA, T. — GÓRECKY, W. — JAKOBCZAK, K. — STUPCZYŃSKI, K. 1974: Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno — facjalnego otworow miocenu zapadliska przekarpackiego. — *Prace geológ.*, 82, Warszawa, 1—64.
- POLTOWICZ, S. 1978: Gravity slides of the Flysch Carpathian Marginal Zone in the light of New Global Tectonics. — *Rocznik Polskiego towarzystwa geologicznego. Anales de la societe geologique de Pologne*, 48, 3, 4, Kraków, 407—444.
- ROYDEN, L. — HORVÁTH, F. — RUMPLER, J. 1983: Evolution of the pannonian basin system. — 1. *Tectonics*, 2, 1, Washington, 63—90.
- ROYDEN, L. — HORVÁTH, F. — NAGYMAROSY, A. — STEGENA, L. 1983: Evolution of the pannonian basin system, 2, Subsidence and thermal history. — *Tectonics* 2, 1, Washington, 91—137.
- RUDINEC, R. 1978: Paleogeographical, lithofacial and tectogenetic development of the Neogene in Eastern Slovakia and its relation to volcanism and deep tectonics. — *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 29, 2, Bratislava, 225—240.
- STEGENA, L. — GÉCZY, B. — HORVÁTH, F. 1975: A Pannon — medence későkainozóos fejlődése. — *Földtani Közönlöny*, Bull. Geol. Soc. Hungarian, Budapest, 107.
- VASS, D. 1979: Genesis of Inner-Molasse basins in West Carpathians in light of leadin function of mantle in Earth's crust development. — In *Czechoslovak geology and global tectonics*. — Veda, vydav. SAV, Bratislava, 183—197.
- VASS, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. Dokt. dizert. práca, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 345.
- VASS, D. — ČECH, F. 1983: Sedimentation rates in molasse basins of the Western Carpathians. — *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 34, 4, Bratislava, 411—423.

Michal Kováč — Ivan Krýstek — Dionýz Vass

Origin, migration and disappearance of the West Carpathians sedimentary areas in the Neogene

Summary

Reconstruction of geodynamical development of the Alpine-Carpathian suture zone during the Neogene is based on reconstruction of formation, original distribution, migration and disappearance of the basins in time and space. Development of suture zone was affected by a number of factors. The most important are: direction and rate of movement of individual segments of the West Carpathians folded belt, interblock stress at block junctions and in adjacent block interiors of individual segments of the mountain chain whose formation is being completed, as well as mobility of platform foreland. If the Neogene is divided into stages — in accordance with chronostratigraphic classification of the Neogene — a certain succession in development of geological events in individual segments and their mutual correlation and transition in time and space may be observed within these stages.

Geodynamical development of the West Carpathians in the Lower Miocene (Egerian — Karpatian) and partly in the Lower Badenian is characterized by Fig. 1, 2)

a) compression tectonics in the region of the outer units of the West Carpathians, its maximum is manifested by formation and overthrust of nappe units;

b) formation of foredeep whose sedimentary area was developed at first in flysch troughs regions reduced by compression (in the previous stage sedimentation of Menilite-Krosno facies and the similar ones took place in them) and from here it gradually advanced to activated platform foreland. Thus, the Lower Miocene foredeep spread on the platform and on fronts of the outer West Carpathians nappes;

c) sedimentary area of intermountain depression is formed on oblique-slip mobile zone due to segmentation of the mountain chain, sedimentary areas of the Oligocene structural plan (Buda basin) disappear.

Geodynamical development of the West Carpathians in the Middle Miocene (Badenian, Sarmatian) is characterized by (Fig. 3):

a) Compression tectonics in the region of the West Carpathians outer units is being completed in the end of this period, it caused gradual disintegration and disappearance of the foredeep. Dislocation of sedimentary areas in front of forming mountain chain reflects an influence of transversal tectonics.

b) Uplift of the mountain chain.

c) Development of sedimentary areas bound to oblique-slip mobile zones. Their formation is caused by interblock stress at block junctions and in adjacent block interiors.

d) Extension tectonics in backland region of the West Carpathians and formation of graben and horst structure in backdeep.

e) Culmination of volcanism especially of andesite character.

Geodynamical development of the West Carpathians in the Upper Miocene (and Pliocene) is characterized by:

a) Completion of compression in front of the mountain chain.

b) Continuing uplift of the West Carpathians, weakened fault activity in comparison with the Middle Miocene.

c) Sedimentation is concentrated to brachysynclinal down-bended basins.

d) Uniform, so-called Pannonian basin of E-W orientation is being formed in the region of backdeep as a result of thermal anomaly (on the territory of C.S.S.R. — Gabčíkovo basin).

e) Andesite volcanism was replaced by basalt one.

Explanations of Figures

Fig. 1 West-Carpathian segment of suture zone after Savian movements (Eggenburgian)

Fig. 2 West-Carpathian segment of suture zone after Early-Styrian movements (Karpathian)

Fig. 3 West-Carpathian segment of suture zone after Late-Styrian movements (Lower Badenian)

Fig. 4 West-Carpathian segment of suture zone — present state.

IVAN KRYSTEK

Výsledky sedimentologického výzkumu karpátu pod flyšovými příkrovy ve střední části karpatské předhlubně na Moravě

7 fotogr. tab. (I—VII), anglické resumé

Abstract. Carpathian sediments in Moravia buried under Outer Flysch Carpathian nappes show variegated sedimentary structures indicative of deposition in intertidal and subtidal shore zones. They represent the southern periphery of the Foredeep in Moravia in the Carpathian time. The Carpathian sediments overlie transgressively the crystalline complexes with a smooth relief.

Sedimenty karpátu jižní a střední části vnější karpatské předhlubně na Moravě jsou vyvinuty převážně ve šlírovém vývoji, místy s hojnějšími nebo řidšími siltovými až jemně písčitymi laminami nebo vrstvičkami, řídkěji, hlavně na JZ předhlubně i většími tělesy jemnozrnných písků a siltů. V těchto litotypech se vyskytuje převážně malý počet typů zvrstvení a jiných textur. Je zde přítomna hlavně paralelní laminace, která je ostatně pro šlír charakteristická, šikmé zvrstvení a další typy textur typické pro prostředí s větší dynamikou vodního prostředí se zde prakticky nevyskytují. Odpovídá to představě o sedimentaci uniformní suspenze v klidném prostředí bez výraznějšího proudění na dně (PASSEGA — BYRAMJEE 1969). Kromě uvedené paralelní laminace pozorujeme ve šlírech dosti zřídka zvlněnou, případně drobně čeřinovou laminaci a bioturbační textury.

V odlišných litologických typech karpátu, které se vyskytují v úseku „Sever“ (pestré a hnědé vrstvy A. Jurkové), nebyly typy zvrstvení podrobně studovány, srovnání tedy chybí.

Od poměrů běžných v oblasti „Jih“ a „Střed“ se svým bohatstvím textur zcela odlišují sedimenty karpátu ve vrtech Gottwaldov 1, Gottwaldov 2 a Stupava 1 a zčásti i některých dalších vrtech. Litologický vývoj těchto sedimentů a hlavně charakter textur, svědčí o odlišných sedimentačních podmínkách. Je to velmi důležité z paleogeografického hlediska, poněvadž doposud nemáme dostatek spolehlivých údajů, podle nichž by bylo možno rekonstruovat jak velikost, tak prostorové rozložení předhlubně v karpátu.

† Doc. RNDr. I. KRYSTEK, CSc., Katedra geologie a paleontologie, Přírodovědecká fakulta UJEP, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Textury ve vrtu Gottwaldov 2

Silná litifikace sedimentů karpátu v této vrtbě umožnila velmi dobré zachování textur a je také velmi příznivá pro studium textur na vrstevních plochách nebo na plochách laminace. V souhrnu jsem zjistil v sedimentech karpátu vrtby Gottwaldov 2 následující typy textur:

1. Paralelní laminace
 - a) tvořená pelitickou substancí v písčitém materiálu
 - b) písčitéjším materiálem v pelitech
 - c) organickou hmotu v písčitých vložkách
 2. Mázdřité zvrstvení (flaser bedding)
 - a) jednoduché
 - b) rozvětvené (bifurcated)
 - c) zvlněné
 - d) rozvětvené zvlněné
- Tedy všechny typy uváděné autory REINECK — SINGH (1975).
3. Zvlněné zvrstvení proudových, příp. vlnových čerín
 4. Čočkovité (lenticular bedding), resp. mikročočkovité zvrstvení
 5. Drobné šikmé zvrstvení migrujících proudových čerín (small-ripple cross bedding), často ve spojení s mázdřitým zvrstvením
 6. Gradační zvrstvení, více nebo méně zřetelné v některých písčitých polohách
 7. Konvolutní zvrstvení
 8. Bioturbační zvrstvení
 9. Vtisky
 - a) drobné vtisky bez zřetelné interní stavby
 - b) typ „load casted ripples“
 10. Bioglyfy na vrstevních plochách
 11. Drobné proudové hieroglyfy.

Podobné typy zvrstvení i když třeba v poněkud jiné frekvenci jsem zjistil také ve vrtbě Gottwaldov 1 a Stupava 1, v níž se navíc vyskytovalo ojediněle šikmé zvrstvení typu „rybí kost“ (herring-bone cross bedding). V daleko menším množství se některé z těchto typů vyskytují zejména ve spodních částech profilů ve vrtbách Tlumačov 1, Roštín 1, Morkovice 4 a v některých vrtbách z oblasti Lubné.

Ve vrtbě Gottwaldov 2 je v j. č. 14 (4727—4731 m) v převážně černých, případně černohnědých jílovcích nezřetelná světlá laminace, které směrem nahoru poněkud přibývá. Bioturbace je zde minimální, v souladu s tím jsou zde hojně rybí zbytky.

V j. č. 13 (4680—4684 m) přibývá oproti minulému jádru poněkud siltových vložek a na ně je vázáno nepříliš hojně se vyskytující mázdřité zvrstvení (flaser bedding). Běžná je paralelní laminace, přibývá bioturbace.

V hloubce 4681,8 m jsou vyvinuty typické vtisky typu load-casted ripples v nesouvislé roztrhané poloze. Podobně jsou patrně skluzově a zčásti snad i bioturbačně roztrhané místy (4683,2 m) jílovité laminy až vrstvičky, vystylající

čeřiny (t.j. mázdry = flaser) nebo čočkovitě ztlušující a ztenčující se vrstvičky, takže vzniká intraformační brekciovitá poloha (viz foto 5) — textura typu pull-appart. K porušení souvislosti lamin nedošlo běžným prouděním, poněvadž není zřetelné rozplavování jílových útržků, ale spíše při skluzu po paleosvahu. Na bázi písčité vložky v témže vzorku jsou drobné vtisky a proudové hieroglyfy.

Jádro č. 12 (4484—4489 m) je mimořádně bohaté na zvrstvení spojené s asymetrickými čeřinami — zejména mázdřité zvrstvení s drobným šikmým zvrstvením, vyskytuje se ale i konvolutní zvrstvení, v některých intervalech je hojná paralelní laminace. Hojnost typů je v souladu s větším množstvím písčitých a siltových vložek. Bioturbace je běžná. V písčitých polohách je někdy slabá gradace.

Jádro č. 11 (4414—4418 m) má rovněž velké bohatství textur od konvolutného zvrstvení přes velmi hojné a typické mázdřité, drobné, šikmé čeřinové až po čočkovité. Zejména ve spodní, pelitičtější části je hojná paralelní laminace. Ve vzorku z hloubky 4415,90 m jsou vyvinuty opět čeřinové vtisky (load-casted ripples). Bioturbace je v celém jádře běžná.

Jádro č. 10 (4350—4355 m). Nejhojnější je mázdřité a zvlněné, příp. čočkovité zvrstvení, vyskytuje se i slabá konvolutní deformace a paralelní laminace. Směrem nahoru poněkud přibývá jílovitých vložek v tomto jinak převážně písčitéjším intervalu.

Jádro č. 9 (4296—4300 m). Jde o interval s polohami pískovců až 20 cm mocnými. Množství textur je poněkud nižší, je zde mázdřité zvrstvení spolu s drobným šikmým zvrstvením proudových čeřin a paralelní laminace. V hloubce 4354,40 m se vyskytuje i „mikročočkovité zvrstvení“ s velmi plochými drobnými čočkami pelitů do 1 mm výšky a 5 mm délky.

Ve vzorku z hloubky 4297,4 m jsou čeřiny, které jsou kopírovány jílovitými mázdrami nebo které omezují čočkovitě naduřující siltovcové vrstvičky ve tvaru plochých asymetrických čeřin s délkou 1/2 vlny kolem 4—5 cm. Na spodní ploše siltovce jsou drobné proudové hieroglyfy milimetrových rozměrů. Bioturbace je celkově slabá.

Jádro č. 8 (4240—4244 m) je charakteristické střídáním písčitých a jílovitých vrstviček. Ve spodní části jsou mocnosti pískovců až 8 cm, ve svrchní 1—2 cm. Jádro je velmi bohaté na typy zvrstvení. Je zde zvrstvení zvlněné, čočkovité, mázdřité, konvolutní, drobné šikmé zvrstvení proudových čeřin, řídkěji bioturbací.

Význam textur pro určení sedimentačního prostředí

1. Paralelní laminace

a) v písčitých siltových sedimentech

REINECK (1963a) popisuje laminované písky na plážích, v nichž se laminace vytváří vlnovou činností. Podle tohoto autora se během jedné přílivově-odlivové fáze vytvoří až 6—16 lamin. Laminy jsou v těchto případech tvořeny různou zrnitostí sedimentů, různým obsahem tmavě

zbarvených minerálů a křemene, fekálními peletami atd. Laminace v píscích se objevuje také v polohách vzniklých při bouřích a uložených v šelfových bahnech (strom-sand layers), v oblasti tzv. předbřežní lice (od předbřežního valu směrem do moře), na svazích kanálů na přílivových plošinách, v intervalu paralelní laminace v typických flyšových sekvencích (BOUMA 1962), ale i v říčních a jezerních sedimentech. V literatuře nejsou prakticky zmínky o paralelní laminaci vytvářené zuhelnatělou rostlinnou sečkou, která je právě velmi typická pro popisované sedimenty karpátu, kromě valů při ústí distribučního kanálu v deltách. Příliš malý rozsah výskytu je ale nepravděpodobný. Z autopsie známého typu se sedimentů recentních pláží, vzniká ale běžně i v hlubších prostředních, vyskytuje se totiž často v některých flyšových sedimentech.

b) Laminace vytvářená střídáním pelitického a písčitého materiálu (tzv. rytmy — REINECK — SINGH 1975)

Mocnost jednotlivých lamin je obvykle menší než 3—4 mm. Vznikají rytmickým opakováním pravidelných změn v transportu, nebo produkci materiálu. Najtypičtější jsou při změnách režimu během přílivu a odlivu — tzv. tidální zvrstvení (SCHÜTTE 1929, JOHNSTON 1922, RICHTER 1929, REINECK 1967 a další). Kontakt lamin jílu a pisku je v těchto případech velmi ostrý. Rytmy vznikají (podle REINECKA a WUNDERLICHHA 1969) také proudovou aktivitou a sedimentací z „mraků“ suspenze, jsou známé i z deltových sedimentů a z hlubokovodního prostředí.

c) Laminace vytvářená změnou zbarvení pelitického sedimentu nejčastěji při změnách chemizmu prostředí

Tmavá a světlá laminace vznikající při sezónním střídání oxidačního a redukčního prostředí — popisovaná napr. SEIBOLDEM (1955, 1958) ze zátoky poblíž ostrova Mljet v Jadranu. Obdobné typy jsou známé z kalifornského zálivu z hloubek kolem 600 m, kde jsou tu způsobovány různým obsahem schránek rozsivek, jinde jsou tvořeny světlými kalcitovými laminami atd. Vyskytuje se i v prostředí hlubokého moře. Je nutno si uvědomit, že tento typ zvrstvení v převážně pelitickém materiálu se může vyskytnout jen tam, kde je nedostatek bentické fauny a laminace není zničena bioturbací.

2. Mázdřité zvrstvení (flaser bedding)

Mázdřité zvrstvení patří do velké skupiny čeřinových zvrstvení. Vzniká tam, kde je k dispozici jak písčité, tak jílovité materiálu a tam, kde se střídají periodicky období proudové aktivity s obdobími klidných podmínek. Během period proudové aktivity je transportován písek a vytvářejí se čeřiny. Jílovitá substance je v suspenzi. Po vyznění proudové aktivity jsou ukládány ze suspenze vločky — koaguláty jílu, případně fekální pelety zejména v depresích čeřin, případně pokrývá jílovitý sediment celé čeřiny. Při startu nového cyklu jsou erodovány hřbety čeřin a písek se ukládá opět ve formě čeřin. Tenké „mázdry“ jílu jsou v depresích čeřin zachovány (REINECK — SINGH 1975). Hlavním prostředím, v němž se mázdřité zvrstvení vyskytuje, jsou přílivové plošiny (tidal flats), a to jak v části subtidální, tak intertidální. Vznik tohoto typu zvrstvení je zde v přímé relaci k tidálnímu rytmu — tedy střídání přílivu a odlivu na extrémně plochých částech pobřežní zóny, t. j. v relaci ke střídání přílivového a odlivového proudění s periodami klidné vody.

Podmínky pro vznik mázdřitého zvrstvení jsou mimo přílivové plošiny velmi vzácné. REINECK (1963, 1967, 1968) je popisuje z oblasti přechodu od pobřežních písků do šelfového bahna v oblasti Büsum na pobřeží Severního moře, speciálně z pobřežních písků a přechodné zóny (hloubky vody 0—15 m), podmínky jsou však velmi blízké přílivovým plošinám a vznik mázdřitého zvrstvení je i zde vázán na přílivové a odlivové proudění střídající se s obdobími klidné vody. Jediná zmínka z jiných podmínek pochází od VAN DER LINGENA (1969) (in REINECK — SINGH 1975), který uvádí proudové čeřiny — flaser type z nejsvrchnějšího intervalu jedné ze sekvencí zvrstvení flyšového typu. Sekvence má na bázi gradační interval, nad tím spodní interval paralelní laminace, dále interval laminace proudových čeřin (jako základní Boumovy sekvence — BOUMA 1962) místo pelitického intervalu je nejvýše interval nazvaný interval proudových čeřin a siltu (flaser type). Pelitický interval chybí.

Od výskytů mázdřitého zvrstvení v mělkovodním prostředí přílivových plošin resp. plochých přílivových pobřeží typu Būsum se van der Lingenem popsany výskyt liší zcela zřetelně celou asociací typů zvrstvení v rámci charakteristické flyšové sekvence.

3. Zvlněné zvrstvení (wavy bedding)

Tento typ je geneticky velmi blízký mázdřitému zvrstvení. Jílovité a písčité vrstvičky jsou však souvislé. Jílovitý materiál často kompletně vyplňuje deprese čerín a tvoří tenký povlak na čerínových hřbetech, takže svrchní vrstevní plochy jílovitých vrstviček jen mírně kopírují vypuklé a vyduté tvary podložních čerín. Na rozdíl od mázdřitého zvrstvení čerínové zvrstvené písčité vrstvy jsou vertikálně nesouvislé a izolované (REINECK — SINGH 1975). Rozsah výskytu zvlněného zvrstvení je oproti mázdřitému značně větší, vzniká v prostředí, v němž je možné zachování jak písku, tak jilu.

4. Čočkovité zvrstvení (lenticular bedding)

Je další z typů blízkých mázdřitému a zvlněnému zvrstvení a vyskytuje se také velmi často s oběma předešlými pospolu. Písčité čočky (většinou drobné a poměrně ploché, představující čeríny) jsou oproti oběma minulým typům nesouvislé jak ve vertikálním, tak horizontálním směru a jsou izolované v pelitickém sedimentu. Vznikaly jako izolované písčité čeríny na jílovitém dně — tedy jde o „nekompletní čeríny“, které jsou zachovány díky následující jílové vrstvičce. Vznikají v prostředí, které je příznivější pro zachování jilu nežli písku. Právě tak jako mázdřité zvrstvení předpokládá vznik typického čočkovitého zvrstvení střídání period větší proudové aktivity a klidu. Vzniká nejčastěji na přílivových plošinách, kde je možno rozlišit podle REINECKA — SINGHA (1975) dva směry proudění vody. Rozmezí vzniku čočkovitého zvrstvení je však oproti mázdřitému poněkud širší, je popisováno kromě přílivových plošin zejména z deltového prostředí (prodelta, výplň kanálu a z baze deltových sedimentů, přechody k prostředí šelfového bahna), ale i z deltových čel nejen mořských, ale i jezerních delt (COLEMAN 1966).

5. Drobné šikmé zvrstvení migrujících proudových čerín (small-ripple-cross bedding)

Je to zvrstvení, které se vyskytuje prakticky všude, kde nacházíme čerínové zvrstvení a je vázáno na písčité sediment čerín, ať už jsou izolované nebo naznačené v mocnějším písčitém horizontu. Toto šikmé zvrstvení naznačuje směr vodního proudění, které čeríny vytváří. Vyskytuje se ve velmi širokém rozsahu prostředí, právě tak jako drobné proudové čeríny. Velmi hojně je v sedimentech písčitých intertidálních plošin, vyskytuje se ale také v sedimentech fluvialních, zejména v tzv. point barech, deltových sedimentech, ve všech typech příbřežních mořských sedimentů zábřeží přes příbřeží, předbřežní líc až k předbřeží. Šikmé zvrstvení proudových čerín je známé také z hlubokovodních sedimentů a vyskytuje se v typických flyšových sekvencích (interval laminace proudových čerín).

6. Šikmé zvrstvení typu „rybí kost“ (herring-bone cross bedding)

Vyznačuje se opačným směrem šikmých lamin ve dvou následujících vrstvičkách a připomíná tak rybí kostru. Dá se rozeznat pouze ve trojrozměrné projekci. SINGH (1969) popsal speciální druh tohoto zvrstvení, kde jsou serie lamin opačného sklonu odděleny tenkou jílovitou laminou. Tento typ je typický pro prostředí přílivových plošin. Ve vzorcích z vrtby Gottwaldov 2 jsme sice tento typ zvrstvení nezaznamenali, našli jsme je však v jednom případě ve vrtbě Stupava 1 (2410,35 m).

7. Gradační zvrstvení (graded bedding)

Je typické a nejvíce rozšířené ve flyšových sekvencích, vyskytuje se ale běžně, i když ne tak často i v mělkovodních sedimentech. Popsal jsem gradační zvrstvení z těles písků subakválních částí pláže z badenských okrajových klastik. Zjemňování zrnitosti od písků k jílům souvisí v těchto případech s vyzníváním proudové aktivity (KRYSTEK 1974, 1983 — srovnej REINECK — SINGH 1975). Poslední

autoři konstatují přítomnost takovýchto gradačních sedimentů v prostředí intertidálních plošin. Mocnost gradačně zvrstvených vrstviček má být podle těchto autorů do 2 cm. V mocných tělesech spodnobadenských klastik jsou však mocnosti i značně vyšší. Ve vrstev Gottwaldov 2 nepřesahují většinou mocnosti 1 do 3 max. do 5 centimetrů.

8. Konvolutní zvrstvení (convolution bedding)

Vyznačuje se složitou deformací svazku lamin bez porušení jejich spojitosti. Většinou se v něm střídají poměrně ostré hřbety s širšími depresivními částmi, v nichž jsou laminy jakoby svinuty do vrásově zprohýbaných tvarů. Nad i pod intervalem s konvolutním zvrstvením může v jedné vrstvě následovat interval nedeformované paralelní laminace, takže děj, který „svinuté“ zvrstvení způsobuje je jednorázový, relativně krátký a synsedimentární. Vysvětlení je různé, může být patrně způsobeno nestejným zatížením hydroplastického sedimentu (jemný písek-silt) sedimentací písku v jeho nadloží, seismickými vlnami nebo jiným šokem, porušením sedimentu kompakcí, deformací čerín. Experimentálně je potvrzena možnost uvedená jako první (MCKEE, GOLDBERG 1969). Původně bylo považováno za typickou součást turbiditní sekvence (v některých flyšových sedimentech se ostatně vyskytuje velmi často). V současné době je známo, že je velmi hojně v sedimentech intertidálních plošin (REINECK — SINGH 1974), vyskytuje se hojně na strmějších svazích písčitých barů v přílivově-odlivovém prostředí, ale i v říčních sedimentech, zejména v point-barech aj., (např. BRAHMAPUTRA — COLEMAN 1969). Známe je také z distribučních kanálů delty Mississippi (GAGLIANO 1969 in REINECK-SINGH 1974).

9. Vtisky

Ve vrtu Gottwaldov 2 v jádru č. 11 a 13 (4415,9 m a 4681,8 m) se vyskytují textury na spodních vrstevních plochách, které je obecně možno označit jak vtisky (load casts). Jejich interní stavba by dávala možnost zařadit je mezi textury označované jako „flame“ nebo „flamé“, jejichž vznikem se zabýval např. WALTON (1956) a SANDERS (in FAIRBRIDGE — BOURGEOIS 1978). Podle prvního autora mají vznikat buďto různým zatížením podle hraniční plochy písek-jíl, nebo průchodem turbulentního proudu nad dnem, z něhož je deponován písek na povrch čerín, tvořených jílem. Jílovité laminy jsou pak proudem, který nese písek, vytahované nahoru. Sanders předpokládá vznik malými rotačními víry, které postupují paralelně s hlavním proudem — víry mají být podobné Langmuirové buňce nebo Langmuirové cirkulaci, podobně jako existuje na rozhraní atmosféry a hladiny oceánu. Jílovité laminy jsou ve vtiscích tohoto typu podle autora deformované proudovým vlečením během vypadávání sedimentu z nadloží turbulentní suspenze. Daleko nejlepší je jednoduché vysvětlení DZULYNSKÉHO a KOTLARCYKA (1962 in REINECK — SINGH 1975), kteří vykládají vznik vtisků obecně depozicí písku na hydroplastickou vrstvu jílu. Dochází při tom díky nestejnému zatížení na jedné straně k vtlačení písku ve formě laloků do jílu a na druhé straně k vytlačení jílu v podobě jazykovitých výběžků nahoru do písčité hmoty. S tímto názorem souhlasí také KUENEN a PRENTICE (1957). Vznik vtisků našeho typu souvisí se skutečností, že při uvedených procesech mají hřbety čerín tendenci klesat do podložního hydroplastického jílu (viz obr. REINECK — SINGH 1975, str. 76). Autoři nazývají tento typ vtisků load-casted ripples — vtiskové čeriny. Podle REINECKA — SINGHA (1975) nejsou tyto čeriny vázány na určité prostředí, nacházejí se nejčastěji ve flyši. Příležitostně se však nacházejí také v mělkovodních sedimentech, speciálně v oblastech, které mají rychlou pelitickou sedimentaci přerušovanou příležitostným ukládáním písku. Jsou známe v kanálech intertidálních plošin.

10. Proudové hieroglyfy

Vznikají buďto vyplněním drobných depresí vyerodovaných proudem v jílovitém dně (po přeměně laminárního proudění na turbulentní, např. za drobnou překážkou a pod. jsou označovány jako flood casts), nebo jako drobné hřbítky písku v proudovém stínu, rovněž za drobnou překážkou v proudícím prostředí (tzv. obstacle marks). Jejich vznik je patrně limitován pouze výskytem v proudícím prostředí. Nejčastěji se nacházejí ve flyšových sedimentech na spodních vrstevních plochách, jsou ale známe i z jiných (i mělkovodních) prostředí. Jejich pozorování je v nezpevněných nebo slabě zpevněných sedimentech téměř vyloučeno.

Vrtba Gottwaldov 2

Jádro — hloubka	Prostředí vzniku	Textury
j.č. 9 — 4297,4 m	spodní část přílivových plošin, resp. přechod mezi spod. jílovitými a spod. písčítými plošinami	mázdřité — čočkovité
4354,4 m	spodní písčítá část přílivových plošin (intertidální)	typické mázdřité a čočkovité
j.č. 11 — 4415,9 m	pelitčtější úsek intertidální části přílivových plošin, resp. výplň kanálu v těchto plošinách	paralelní laminace čeřinové, mázdřité, vtiskové čeřiny
j.č. 12 — 4681,8 m	spodní písčítá část přílivových plošin, spodní intertidální, resp. subtidální úsek	paralelní laminace, mázdřité, šikmé čeřinové, slabá gradace
vz. 2 — 4681,8 m	kanál intertidálních plošin, pelitická část	zvlněná laminace, mázdřité, vtiskové čeřiny
j.č. 13 — 4683,2 m	přechod od sp. jílovitých do sp. písčitých plošin (vnitřní písčité plošiny podle EVANSOVY (1975) terminologie), přechod od intertidálu do subtidálu	pull-appart (roztrhané mázdřité), paralelní laminace drobné šikmé čeřinové vtisky, drobné proudové hieroglyfy

Textury v sedimentech karpát v ostatních vrtbách v úseku Střed

Podobné poměry jako ve vrtbě Gottwaldov 2 jsem zjistil i ve vrtbě Gottwaldov 1 a Stupava 1, v nichž karpát obsahuje velmi hojné mázdřité zvrstvení, čočkovité, paralelní, laminované, resp. konvolutní zvrstvení. Ve vrtbě Gottwaldov 1 je zejména v jádrech č. 13, 16 a 17. Z jádra č. 14 a 15 bylo k dispozici vždy jen po jedné jádrovnicí, takže zjištěné menší množství typů nemusí být zcela průkazné. I v ostatních jádrech jsou totiž přítomny intervaly na textury chudší nebo dokonce bez makroskopicky pozorovatelných textur. Jsou to zejména čistě písčité nebo čistě jílovité intervaly. Bioturbace je o něco méně frekventována nežli ve vrtbě Gottwaldov 2. Ve vrtbě Stupava 1 jsou vyvinuty typické textury charakteru mázdřitého zvrstvení v jádre 18, 19, 21, 22 a 23, z jádra č. 20 bylo k dispozici velmi málo materiálu. Kromě tohoto typu jsem zde zjistil další typy čeřinových zvrstvení — čočkovité a zejména drobné šikmé migrujících proudových čeřin, jsou zde čeřinové vtisky, drobné hieroglyfy na spodních vrstevních plochách a jako v jediné vrtbě v jednom případě zvrstvení typu „rybí kost“. Velmi hojná je paralelní laminace, tvořená především zuhelnatělými rostlinnými zbytky. Celkově je frekvence čeřinových zvrstvení, zejména mázdřitého, zřetelně nižší nežli ve vrtbě Gottwaldov 1, i když i zde jsou zcela typické výskyty, hlavně v jádre č. 21. V některých intervalech je zřetelná bioturbace.

V řadě vrteb, v nichž je převážně šlírový vývoj, se vyskytuje mázdřité zvrstvení hlavně ve spodnějších částech profilů, v nichž jsou četnější výskyty písčité frakce

a kde písky nebo ještě častěji proměnlivé jílovité silty až jemnozrné písky tvoří souvislejší polohy. Tak je tomu např. ve vrtbě Tlumačov 1, na některých vrtbách v oblasti Lubné, kde se místy vyskytuje i drobné šikmé zvrstvení migrujících proudových čeřin, čeřinové vtisky, případně bioturbační textury.

Z dalších vrtb se mázdřité zvrstvení objevuje ve vrtbě Roštín 1, opět ve spodnější části karpátu, ve vrtbě Morkovice 4 ve dvou oddělených intervalech a konečně ve vrtbě Rataje 2, znovu ve spodní části profilu.

Závěry

Společenstvo typů textur, které se vyskytují ve vrtu Gottwaldov 1, Gottwaldov 2 a Stupava 1 svědčí o tom, že sedimenty karpátu se v této oblasti ukládaly v mělkovodním prostředí březní zóny, v oblasti charakteru přílivových plošin, případně v prostředí lagunárním.

V lagunárním prostředí sedimentovaly patrně bazální černé nebo černohnědé příp. tmavošedé jíly, bohaté na organickou hmotu, jejíž přítomnost způsobovala silně redukční prostředí bez přítomnosti bentózní fauny, včetně infauny, jak o tom svědčí slabá bioturbace a zachování rybích zbytků. Karpat zde transgredoval zřetelně na extrémně ploché pobřeží, svědčí o tom sedimentace pelitů bezprostředně na krystalinickém podloží. Sedimentace postupně přecházela do sedimentace prostředí přílivových plošin (horní jílovitá, přechodní i spodní písčité část — tedy intertidální, ale hlavně subtidální zóna). Svědčí o tom společenstvo textur s hojně se vyskytujícím mázdřitým zvrstvením spolu s ostatními typy čeřinového zvrstvení. Sedimenty jsou litologicky i texturně shodné s typy popisovanými REINECKEM a WUNDERLICHEM (1968), REINECKEM (1975) nebo řadou starších autorů, kteří studovali severoněmecké watty (např. HÄNTSCHEL 1936 aj.).

Blízké typy sedimentů a textur popsal také Evans z východního pobřeží Anglie, Larssonneur ze zátoky Saint Michel z Francie, Knight, Dalrymple z Nového Skotska z Kanady a další autoři (viz sborník Tidal deposits — editor Ginsburg 1975).

Litologicky velmi shodné sedimenty se shodnými texturami popsal Gaždicki a Trammer ze spodního triasu Špicberků a považují je rovněž za přílivově-odlivové (tidal deposits). Mázdřité zvrstvení popsal také VASS (1977) z příbelských vrstev z Ipefské kotliny. Je třeba dodat, že sedimenty litologicky i texturně téměř nerozeznatelné se vyskytují u nás ve spodních petřkovických a hrušovských vrstvách v produktivním karbonu OKR.

Zatímco litologicky většina sedimentů karpátu ve vrtbě Gottwaldov 2 odpovídá velmi dobře uvedeným typům sedimentačního prostředí (litologické typy písek a „schlick“ — siltový jíl s hojným obsahem organických látek) a asociace typů zvrstvení nepřipouští prakticky jiné řešení, odporují tomu příliš velké mocnosti — celkově kolem 400 m. Mocnosti dnešních wattových sedimentů se pohybují většinou v rozmezí 10—30 m.

I ze střídání jednotlivých litofaciálních podtypů je zřejmé, že se v našem

případě jedná o cyklické opakování podobných litofacií, jak je tomu také např. ve vzpomenutém ostravském karbonu. Vzhledem k neúplnosti jádrování není možno ovšem jednotlivé cykly přesně identifikovat a půjde patrně o neúplné cykly. Předpoklad existence podstatnějšího dmutí v miocénních mořích není rovněž v souladu s dosavadními představami poměrně značné izolace rozměrově a hloubkově poměrně malé předhlubně od otevřeného moře. Podle posledních výsledků je ale zřejmé, že zejména v karpátu (a patrně i v eggenburgu) měla karpatská předhlubeň značně velké rozměry (v nejširším místě na našem území šířku snad až kolem 150 km).

Ostatně na velmi plochých pobřežích i poměrně malá hodnota dmutí se projevuje obnažováním značně velkých intertidálních ploch. Poukazy na existenci přílivové odlivových poměrů v předhlubni jsou v poslední době stále častější. Nepochybné znaky přílivově-odlivové dynamiky sedimentačního prostředí popsal např. ALLEN a HOMEWOOD 1984 ze svrchní mořské molasy západního Švýcarska, obdobným poměrům odpovídají i písčité tělesa uzavřená v téglolové litofacii spodního badenu v naší předhlubni (rebešovické, žabčické písky), která v té době byla rozměrově bezpochyby již podstatně menší nežli v karpátu.

Poměry litofaciálního vývoje karpátu a sedimentačního prostředí není možno řešit lokálně a na základě jediné metodiky. Při dalším studiu je nutno co nejkompexněji zhodnotit tyto sedimenty v ostatních vrtbách širší oblasti a pokusit se o zjištění návazností od typických šlírových faciálních vývojų do litofacií přílivových plošin. Vzhledem k řídkému jádrování vrtů je nutno podrobně zhodnotit celkový litologický vývoj z karotážních diagramů, příp. výplachových úlomků a výsledky konfrontovat s mikro-, resp. makropaleontologickými údaji.

Literatura

- ALLEN, P. A. — HOMEWOOD, P. 1984: Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. — *Sedimentology*, 34, Oxford — London — Edinburgh, 63—81.
- BOUMA, A. H. 1962: *Sedimentology of some flysch deposits*. — Amsterdam.
- COLEMAN, J. M. 1969: Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation. — *Sediment. Geol.*, 3, 129—239.
- GAŽDICKI, A. — TRAMMER, J. 1978: Tidal deposits in the Lower Triassic of Svalbard. — *Neu Jb. Geol. Paläont.*, 6, Stuttgart, 321—331.
- GINSBURG, R. N. (Editor) 1975: *Tidal deposits*. — Berlin — Heidelberg — New York.
- HÄNTZCHEL, W. 1936: Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer — Ablagerungen. — *Senckenbergiana*, 18, Frankfurt a. M. 316—336.
- KRYSTEK, I. 1974: Výsledky sedimentologického výzkumu karpatské předhlubně (na Moravě). — *Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol.*, 15, 8, Brno, 1—32.
- KUENEN, Ph. H. — PRENTICE, J. E. 1957: Flow markings and load-casts. — *Geol. Mag.*, 94, Cambridge, 173—174.
- LINGEN, G. J. 1969: The turbidite problem. — *Geol. Geophys.*, 12, New Zealand, 7—50.
- PASSEGA, R. — BYRAMJEE, 1969: Grain-size of clastic deposits. — *Sedimentology*, 13, Amsterdam, 233—252.
- REINECK, H. E. 1960: Über die Entstehung von Lisen- und Flaserschichten. — *Abh. Deutsch. Akad. Wiss.*, 3, 1, Berlin, 370—374.
- REINECK, H. E. 1963: Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. — *Abh. Senckenberg. naturforsch.*, Frankfurt a. M., 505—138.

- REINECK, H. E. — SINGH, I. B. 1975: Depositional sedimentary environments. — Berlin — Heidelberg — New York.
- REINECK, H. E. — WUNDERLICH, F. 1969: Die Entstehung von Schichten und Schichtbänken im Watt. — *Senckenberg. marit.*, 1, 85, Frankfurt a.M., 86—106.
- SCHÜTTE, H. 1929: Über Sedimentbildung an der Küste des Norddeutschen Wattenmeeres. — *Senckenberg.* 11, Frankfurt a.M., 34—352.
- VASS, D. 1977: Pribelské vrstvy, ich sedimentárne textúry a genéza. — *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—198.

Ivan Krystek

Results of sedimentological research of Karpathian beneath Flysch nappes in central part of Carpathian Foredeep in Moravia

Summary

At present there are not enough reliable data for the reconstruction of the size and spatial extent of the West-Carpathian Foredeep in the Karpathian time. It is presumed that besides autochthonous sediments overlying the platform basement and partly buried under flysch nappes, the Foredeep also comprised Karpathian sediments in the Ždánice unit, in the Vienna Basin, and Karpathian sediments tectonically gathered into slices of the Styrian nappe structure. The study of Karpathian facies developments in various tectonic position and detailed sedimentological researches are particularly significant for the reconstruction.

In the southern and central parts of the outer Foredeep in Moravia the Karpathian sediments are mostly in the schlieren development with parallel lamination as a dominant structural character. They are likely to have deposited from uniform suspension in an environment without any great water dynamics.

The drilling made by MND Hodonín revealed the Karpathian sediments beneath 2—4000 m thick flysch nappes (mainly boreholes Gottwaldov 1, 2 Stupava 1). Their lithologic evolution and plentiful structures are indicative of a different environment of their origin. Beside parallel lamination there are mostly lenticular, wavy and flaser bedding, fine cross current ripple bedding, and eventual „fish bone“ bedding, scarce graded bedding. Fine hieroglyphs, ripple casts and bioglyphs are frequent on bedding planes. In some places bioturbation is plentiful.

Structure association are indicative of deposition in a shallow-water environment of tidal flats in intertidal and mainly subtidal zones. The facies developments repeat cyclically in the profile. So the Karpathian is on the southern periphery of the Foredeep, and transgressed over the extremely deep shore composed of crystalline complexes. The transgression of the Karpathian upon Savian fronts of the Flysch nappes — like in the Vienna Basin — was not revealed there.

Explanations of Plates I—VII

Plate I

Borehole Gottwaldov 1, depth 3530.50 m

Dark-grey claystones, fine-grained sandstones to siltstones

Bedding: flaser, fine cross-bedding of migrating ripples

Plate II

Borehole Gottwaldov 1, depth 3768, 0—3773,0 m drill core Nr. 17

Fine-grained sandstones

Bedding: parallel lamination, current ripples both emphasized by meroleim

Plate III

Borehole Gottwaldov 2, depth 4297.40 m, drill core Nr. 9

Dark to dark-grey claystone, dark clayey siltstone

Bedding: flaser, lenticular, parallel lamination

Plate IV

Borehole Gottwaldov 2, depth 4484.8 m, drill core Nr. 12

Dark-grey claystone, siltstone to fine-grained sandstone

Bedding: cross, current ripple, graded, flaser

Plate V

Borehole Gottwaldov 2, depth 4683.20 m drill core Nr. 13

Fine-grained sandstone, dark-grey claystone

Bedding: disturbed flaser, pull apart

Plate VI

Borehole Stupava 2, depth 2137.0—2137.20 m

Dark-grey claystone, dark-grey silty claystone, light-grey siltstone

Bedding: parallel lamination, cross-ripple, current ripple, planar lenticular bedding, bioturbation, flaser

Plate VII

Borehole Stupava 1, depth 2410,35 m

Dark-grey claystone, grey siltstone to fine-grained sandstone

Bedding: flaser, cross-ripple, parallel lamination, ripple casts

Vysvetlivky k fotogr. tabulkám I—VII

Tabulka I

Vrt Gottwaldov 1, hloubka 3530,50 m.

Tmavošedý jílovec, jemnozrný pískovec až siltovec.

Zvrstvení: mázdřité, drobné šikmé migrujících čefin.

Tabulka II

Vrt Gottwaldov 1, hloubka 3768, 0—3773, 0 m, jádro č. 17.

Jemnozrný pískovec.

Zvrstvení: paralelní laminace, proudových čefin, obojí zdůrazněno zuhelnatělou rostlinnou hmotou.

Tabulka III

Vrt Gottwaldov 2, hloubka 4297,40 m, jádro č. 9.

Šedý až tmavošedý jílovec, šedý jílovitý siltovec.

Zvrstvení: mázdřité, čočkovité, paralelní laminace.

Tabulka IV

Vrt Gottwaldov 2, hloubka 4484,8 m, jádro č. 12.

Tmavošedý jílovec, siltovec až jemnozrný pískovec.

Zvrstvení: šikmé proudových čefin, gradační, mázdřité.

Tabulka V

Gottwaldov 2, hloubka 4683,20 m, jádro č. 13.

Jemnozrný pískovec, tmavošedý jílovec.

Zvrstvení: porušené mázdřité, pull appart.

Tabulka VI

Vrt Stupava 2, hloubka 2137,0—2137,20 m.

Tmavošedý jílovec, tmavošedý siltovitý jílovec, světlešedý siltovec.

Zvrstvení: paralelní laminace, šikmé čeřinové proudových čeřin, ploše čočkovité, bioturbační, mázdřité.

Tabulka VII

Vrt Stupava 1, hloubka 2410,35 m.

Tmavošedý jílovec, šedý siltovec až jemnozrný pískovec.

Zvrstvení: mázdřité, šikmé čeřinové, paralelní laminace, čeřinové vtisky.

MICHAL ELEČKO — DIONÝZ VASS

Pôtorské vrstvy (uhľonosný otnang) v Lučenskej kotline

6 obr., anglické resumé

Abstract. The authors present a brief outline of geological evolution of the SW part of the Lučenská kotlina basin. The coal-bearing Pôtor Member (Salgótarján Formation) are discussed with respect to the 3rd seam drilled in borehole BE-1 (Malé Dálovce). Brown coal was analyzed technologically, the main qualitative indexes were compared with the values concerning the 3rd seam in the Pôtor-Dolina deposit. The authors also determined the prognostic area.

Lučenská kotlina (obr. 1) je súčasťou panvy zadnej hlbiny Západných Karpát a je vyplnená sedimentmi ranej (kišcel, eger), hlavnej (egenburg-báden) a nesko-rej (pont) molasy (D. VASS 1981), andezitovými vulkanoklastikami bádenu, bazaltmi a vulkanoklastikami pontu až pleistocénu.



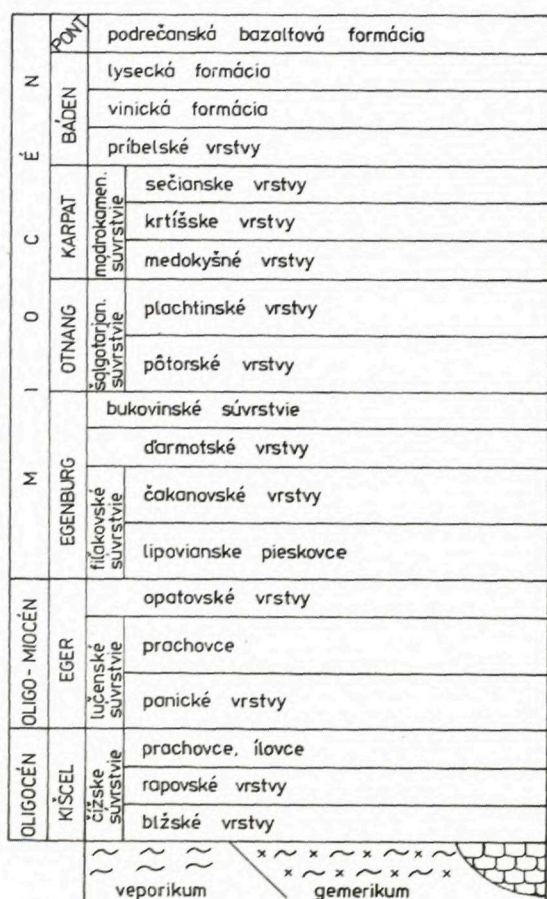
Obr. 1 Situačná schéma územia

RNDr. M. ELEČKO, CSc., RNDr. D. VASS, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská do-lina 1, 81704 Bratislava

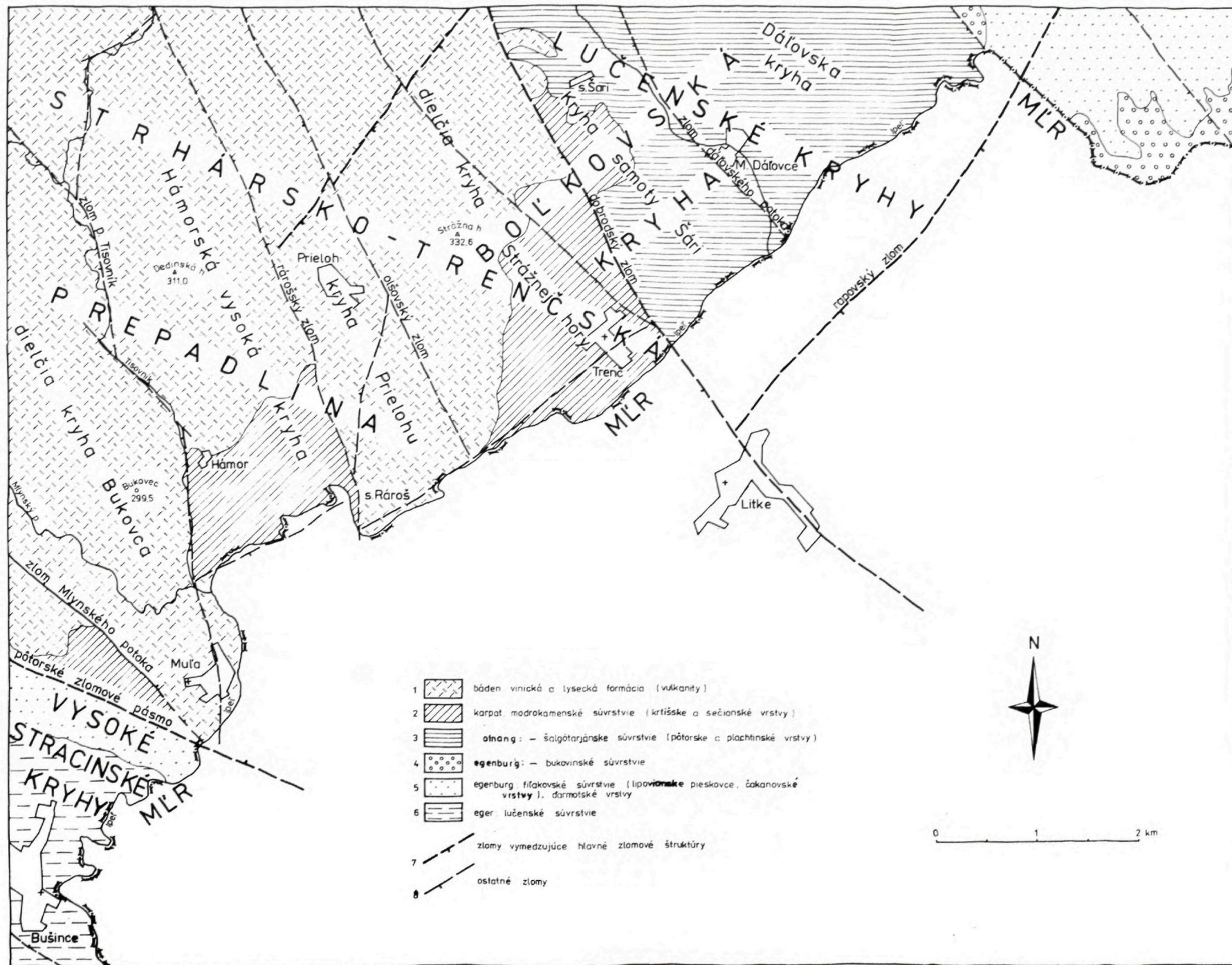
Vrstevný sled v jz. časti kotliny, v oblasti Jelšovec — Veľká n. Ipľom — Trenč, t. j. v oblasti asi 6 km jz. od Lučenca, je nasledovný (obr. 2, 3):

— Predterciérne podložie je budované horninami veporika (komplex Ostrej) a gemerika (gelnická a rakovecká skupina a šupina silického príkrovu, D. VASS et al. 1985).

— Na zvrásnený a denudovaný reliéf predterciérnych hornín transgredovalo terciérne more. *Kišcel je zastúpený čížskym súvrstvom*. Prítomné sú aj bazálne blžské vrstvy, ktoré sú tvorené zlepcami a pieskovecami. Vyššie sú uložené monotónne vápnité ílovce a siltovce, ako aj im zodpovedajúce rapovské vrstvy (pieskovce, siltovce).



Obr. 3 — Litostratigrafické jednotky terciérnej výplne jz. časti Lučenskej kotliny



Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

— *Sedimenty egeru patria lučenskému súvrstviu.* Nachádzajú sa tu bazálne panické vrstvy (zlepence, pieskovce) a vyššie aj hrubé polohy vápnitých siltovcov (šlír) s polohami pieskovcov a opatovské vrstvy — piesky a rozpadavé pieskovce. Koncom egeru v dôsledku sávskych pohybov more ustupuje, ale v egenburgu znova transgreduje. Oscilácia egenburského mora podmienila pestrý vývoj sedimentov.

— *Sedimenty egenburgu* vystupujú na rozdiel od sedimentov kišcelu a egeru aj na povrch. Patria *filakovskému súvrstviu.* Prítomné sú lipovianske pieskovce — pieskovce s glaukonitóm a vápnité siltovce čakanovských vrstiev. Z Ipelskej kotliny sem okrajovo zasahujú darmotské vrstvy (pieskovce a zlepence).

— V dôsledku regresie mora došlo vo *vrchnom egenburgu** k vyzdvihnutiu územia a sedimentácia prebiehala v kontinentálnych podmienkach (riečne sedimenty). Sprevádzaná bola kyslým explozívnym vulkanizmom. Sedimenty patria *bukovinskému súvrstviu* (pestré íly, piesky-pieskovce, štrky a rozpadavé zlepence, ryodacitové tufy, tufity).

— *V otnangu* vznikali močiare a bujná vegetácia podmienila vznik uhoľných ílov a uhlia sprevádzaného pieskami (pôtorské vrstvy). Vyššie pokračovala jazerná sedimentácia, výsledkom ktorej sú monotónne polohy ílov plachtinských vrstiev (nadložné íly). Uhoľný vývoj s uhlím, pieskami a íly zodpovedajú *šalgótarjánskemu súvrstviu.*

— *V karpate* dochádza k novej morskej transgresii. Na začiatku podmienila vznik plytkovodných piesčitých sedimentov (medokýšne a krtíšske vrstvy), neskôr hlbokovodných šlirových sedimentov (sečianske vrstvy). Patria *modrokamen-skému súvrstviu.* Koncom karpátu more ustupuje a územie je opäť vyzdvihnuté a relatívne hlboko denudované.

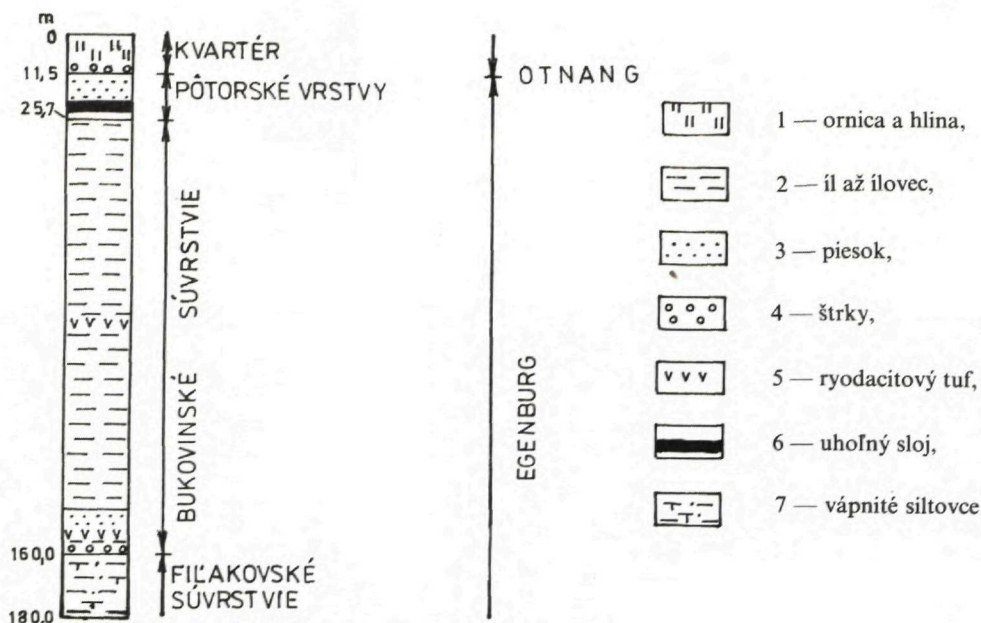
— *Na začiatku bádenu* morská sedimentácia prebiehala v plytkom prostredí, ktoré už bolo ovplyvňované vulkanickou aktivitou. Napriek tomu v istých obdobiach dochádzalo k vzniku riasových vápencov (príbelské vrstvy).

— V priebehu bádenu v súvisе so silnejúcim andezitovým vulkanizmom more teraz už definitívne ustupuje zo skúmaného územia. Kým produkty spodnej vulkanosedimentárnej formácie *vinickej* boli uložené ešte v morskom prostredí, produkty vrchnej *lyseckej formácie* už vznikali v kontinentálnom prostredí (V. KONEČNÝ et al. 1983). Koncom bádenu andezitový vulkanizmus končí a územie je vystavené dlhodobej denudácii.

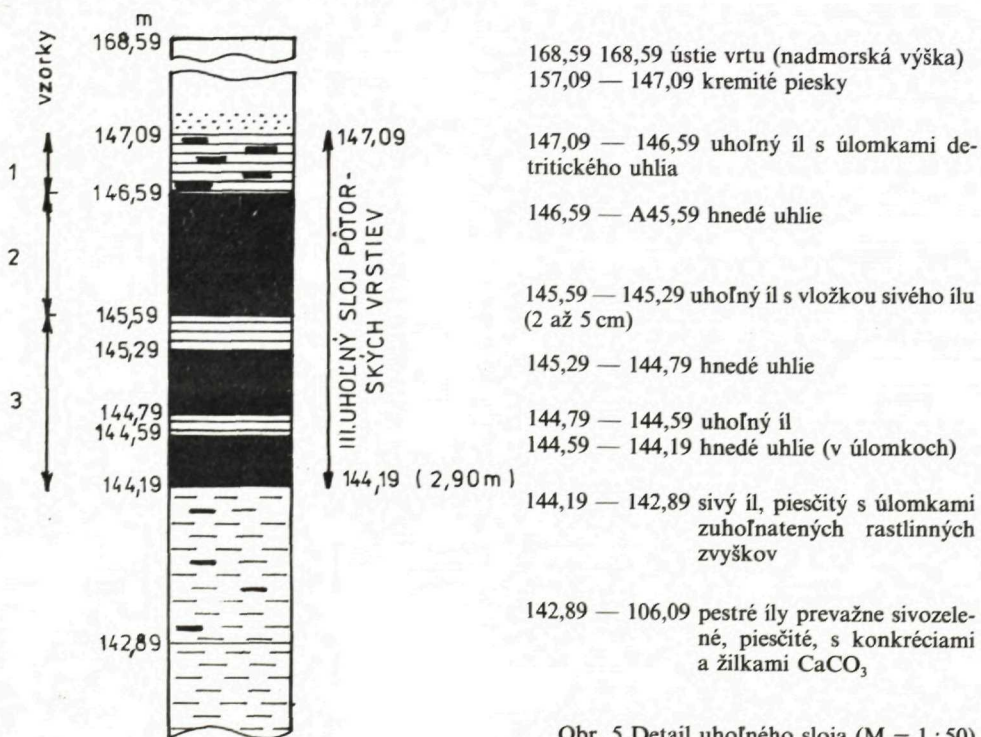
V s. časti územia v *ponte* dochádza k jazerno-riečnej sedimentácii *poltárskeho súvrstvia* (štrky, piesky, íly) a zároveň aj k bazaltovému vulkanizmu, ktorého vulkanoklastiká (*podrečianska bazaltová formácia*) ostali uchované aj na skúmanom území.

Terciérnu výplň porušujú zlomy, hlavne sz. systému, ktoré vytvárajú tri štruktúrne jednotky (obr. 2): lučenské kryhy, strhársko-trenčskú prepadlinu

* Novo prehodnotené rádiometrické veki ryodacitových tufov a teplomilná flóra poukazujú na egenburský vek súvrstvia, ktoré bolo predtým radené k spodnému otnangu (porov. D. VASS et al. 1979, str. 68)



Obr. 4 Schematický profil vrtu BE-1 (M = 1 : 2000)



Obr. 5 Detail uhoľného sloja (M = 1 : 50)

a okraj vysokých stracinských kryh. Tieto sú ďalej členené na systém vysokých a poklesnutých čiastkových kryh.

Ako sme už vyššie uviedli, koncom egenburgu dochádza v dôsledku sávskej fázy k vyzdvihnutiu územia a nastupuje kontinentálna sedimentácia. Nastupuje humidná subtropická klíma a vznikajú podmienky pre vznik uhoľných slojov, ktoré sú bohaté na rastlinstvo a podmieňujú vznik uhoľných slojov. Takýto vývoj bol overený v Ipelskej kotline, v oblasti Veľký Krtíš — Modrý Kameň a v oblasti Šalgótarjánu v MER, kde sa hnedé uhlie ťaží. V 50-tych rokoch sa uhoľný prieskum zameril na sledovanie v. časti uhoľných slojov z oblasti Modrého Kameňa, kde v okolí Ľuboriečky boli zaznamenané dva uhoľné sloje (Š. ĎADO 1955). Novší prieskum v 80-tych rokoch sa znova zameril na oblasť Ľuboriečky (zodpovedný riešiteľ Ing. J. Klubert), kde bolo realizovaných niekoľko vrtov, na základe ktorých boli vypočítané prognózne zásoby. Vychádzajúc z týchto údajov, ale aj z prítomnosti uhoľných pôtorských vrstiev v mapovanom území, vyslovili sme predpoklad o možnej prítomnosti slojov. Mapovací vrt BE-1, situovaný pri osade Malé Dáľovce (obr. 2, 4), overil v hĺbke 11,5—27,5 m prítomnosť pôtorských vrstiev šalgótarjánskeho súvrstvia. Vyvinutý je tu jeden sloj hnedého uhlia v hĺbke 21,5—24,4 m a je 2,9 m hrubý. Detailnejšie je uhoľný sloj znázornený na obr. 5 (detail). V jeho nadloží sú kremité jemozrné piesky. Vrchnú časť sloja (21,5—22,0 m) tvoria uhoľné íly s úlomkami detritickeho uhlia. Hlbšie je poloha hnedého uhlia (22,0—23,0 m) o hrúbke 1,0 m. Nižšie sa nachádza 30 cm vrstva uhoľného ílu (23,0—23,3 m) s vložkou sivého ílu hrubého 2—5 cm. Ešte hlbšie zasahuje druhá poloha hnedého uhlia, hrubá 0,5 m (23,31—23,80 m). Pod ňou je spodná poloha uhoľného ílu hrubá 20 cm (23,80—24,00 m), potom nasleduje spodná poloha hnedého uhlia hrubá 40 cm (24,0—24,40 m). Pod slojom je poloha sivého piesčitého ílu so zuhoľnatelými úlomkami rastlín hrubá 1,3 m. Uvedené íly reprezentujú bázu pôtorských vrstiev. Pod nimi sú pestré, hlavne zelené íly a piesčité íly s konkréciami a žilkami CaCO_3 . Sú ekvivalentom bukovinského súvrstvia.

Podľa pozície sloja a jeho litologického vývoja usudzujeme, že ide o 3., čiže spodný uhoľný sloj pôtorských vrstiev.

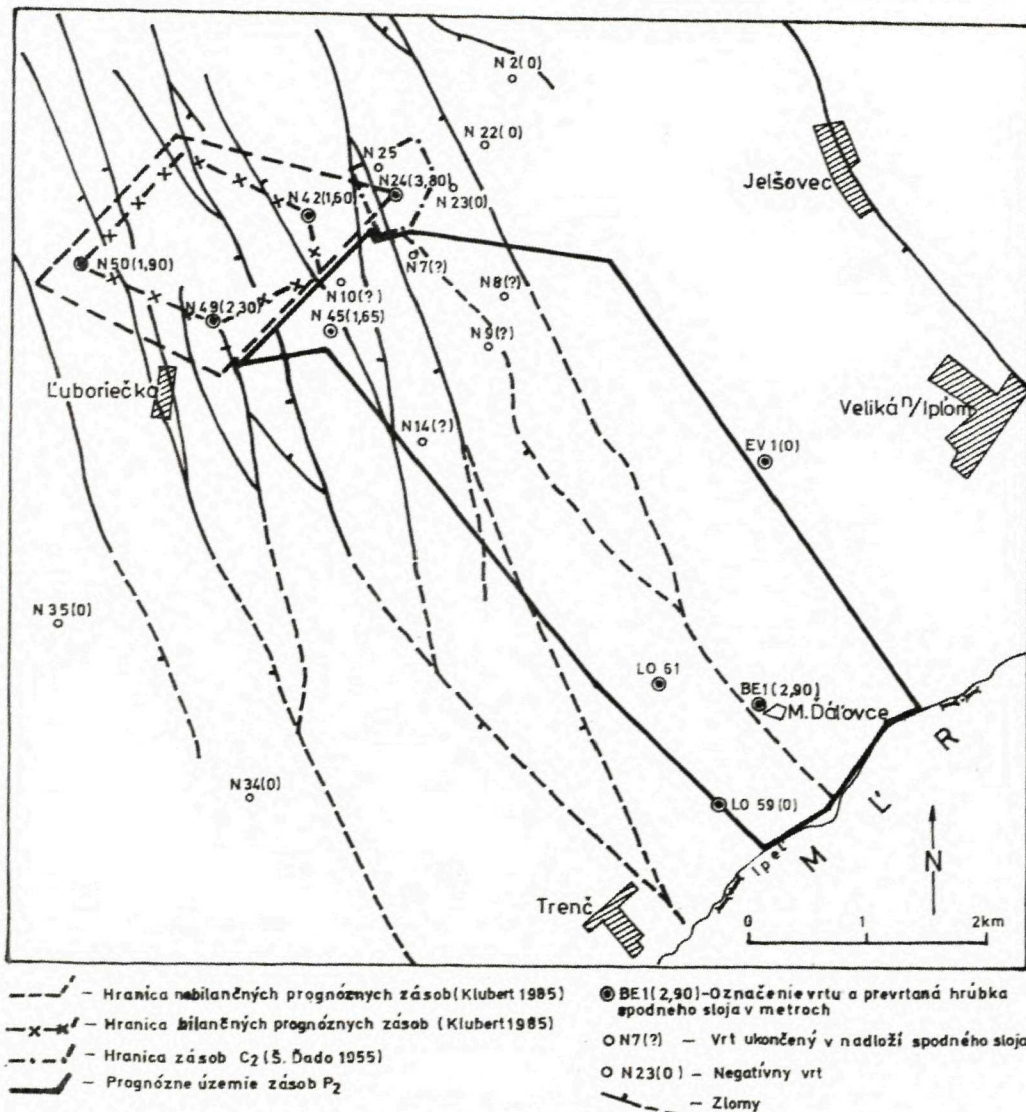
Zo sloja boli odobrané 3 vzorky (obr. 5) na technologické rozborý. Rozborý sa robili zo vzorky v pôvodnom stave, s obsahom vody i bez vody. Vybrané charakteristiky sú v tab. 1.

Tabuľka 1 Technologické rozborý uhlia z vrtu BE-1

Stanovenie	Hodnoty
Obsah vody v pôvodnom stave (W_{tr})	28,25—31,26 %
Obsah popola v pôvodnom stave (A_r)	18,89—33,22 %
Obsah popola v bezvodnom stave (A_d)	26,45—48,34 %
Výhrevnosť v pôvodnom stave (Q_{ir})	7,72—12,59 MJ/kg
Obsah arzenu vo vzorke bez vody (A_3^d)	29,00—88,00 g/t
Obsah síry vo vzorke bez vody (S^d)	3,40—5,00 %
Merná hmotnosť (S_3^d)	1,88—2,10 g/t

Tabuľka 2 Hlavné kvalitatívne ukazovatele uhlia vo vrte BE-1 a 3. sloja ložiska Pótor-Dolina

	BE-1	3 sloj
Obsah popola v bezvodnom stave (A_d) (%)	39,39	24,1
Výhrevnosť v pôvodnom stave (Q_{ir}) (MJ/kg)	9,96	13,25
Obsah síry (S^d) (%)	4,73	2,43
Obsah arzénu (S^a) (g/t)	62,50	14,75



Obr. 6 Prognózna oblasť spodného sloja pôtorských vrstiev v priestore medzi ložiskom Ľuboriečka a Malými Dátovcami

Ako vidieť, výhrevnosť jednotlivých vzoriek uhlia je vyššia než minimálna výhrevnosť bilančných zásob (7,5 MJ/kg) požadovaná Všeobecnými kondíciami, podobne ako aj hrúbka 2,9 m prevyšuje bilančnú hrúbku sloja požadovanú Všeobecnými kondíciami (1,5 m).

Porovnanie hlavných kvalitatívnych ukazovateľov uhoľného sloja z vrtu BE-1 s priemernými hodnotami 3. sloja v ložisku Pôtor-Dolina je zachytené v tab. 2.

Z porovnaní hodnôt vyplýva, že kvalitatívne vlastnosti uhoľného sloja z vrtu BE-1 sú menej priaznivé než priemerné ukazovatele 3. sloja ložiska Pôtor-Dolina.

Vychádzajúc z rozšírenia pôtorských vrstiev: vrtu BE-1, EV-1, LO-59, 61, vrtov v ložisku Luboriečka a vrtov N z 50-tych a 60-tych rokov predpokladáme prognózu oblasti rozšírenia 3. sloja medzi Luboriečkou — Malými Dáľovcami a Veľkou nad Ipľom (obr. 6), vrty N neprevítali celú hrúbku pôtorských vrstiev a je predpoklad prítomnosti 3. sloja.

Predpokladané prognózne územie sa môže zväčšiť o oblasť východnej časti strhársko-trenčskej prepadliny, ktorá nie je vrtmi preskúmaná.

Literatúra

- ĎAĎO, Š. 1955: Výpočet zásob juhoslovenskej uhoľnej panvy — oblasť východná (Luboriečka), stav k 1. X. 1955. — Geofond, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. — LEXA, J. — PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. — Západ. Karpaty, Sér. Geol., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—203.
- VASS, D. — KONEČNÝ, V. — ŠEFARA, J. et al. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—277.
- VASS, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. — Doktorská dizert. práca. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. et al. 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 — list 46 214 Lučenec/4. — Geofond, Bratislava.

Michal Elečko — Dionýz Vass

Pôtor Member (coal-bearing Ottangian) in Lučenská kotlina basin

Summary

The Lučenská kotlina basin is part of the West-Carpathian back deep. It is filled with early (Kiscelian, Egerian), main (Eggenburgian-Badenian) and late (Pontian) molasse sediments, Badenian andesite volcanoclastics and Pontian to Pleistocene basalts and their volcanoclastics.

In the area studied (Fig. 2) the folded and denuded pre-Tertiary basement (the Veporicum — The Hron and the Kráľová hoľa complexes; the Gemericum — the Gelnica Group, the Rakovec Group, the slice of the Silica nappe) is overlain by Tertiary sediments. There are Kiscelian, Egerian, Eggenburgian, Ottangian and Karpathian sediments (Fig. 3), Badenian andesite volcanoclastics,

Pontian basalts and their volcanoclastics. The Tertiary and Quaternary filling is mostly disturbed by the NW fault system.

Favourable conditions for coal sedimentation formed in the Ottangian time (the Šalgótarján Formation — Pôtor Member). A coal-bearing development in the area was verified by borehole BE-1 (Malé Dálovce; Fig 2, 4, 5) revealing a 2.9 m thick coal seam (brown coal and coal clays), equivalent to the 3rd seam of the Pôtor-Dolina mine in the Ipelská kotlina basin. The coal-bearing development was known in the area of Luboriečka, and basing on the borehole BE-1 we presume its presence also in the area studied. The results of technological analyses are in Table 1; a comparison with the 3rd seam in the Pôtor-Dolina mine is in Table 2, and the area distinguished is in Fig. 6.

Explanation of Figures

Fig. 1 Situation scheme. 1—area under study

Fig. 2 Structural scheme of SW part of the Lučenská kotlina basin 1 — Badenian — Vinica and Lysec Formations (volcanics); 2 — Karpathian — Modrý Kameň Formation (Krtíš and Sečany Members); 3 — Ottangian — Šalgótarján Formation (Pôtor and Plachtince Member); 4 — Eggenburgian — Bukovinka Formation; 5 — Eggenburgian — Fífakovo Formation (Lipovany sands, Čakanovce member; Ďarmoty Member; 6 — Egerian — Lučenec Formation, 7 — faults delimitating main fault structures; 8 — other faults

Fig. 3 Lithostratigraphic units of Tertiary filling in SW part of Lučenská kotlina basin

Fig. 4 Generalized section of borehole BE-1, scale 1 : 2 000

1 — topsoil and loam; 2 — clay to claystone; 3 — sand; 4 — gravels; 5 — rhyodacite tuff; 6 — coal seam; 7 — calcareous siltstones

Fig. 5 Detail of coal seam scale 1 : 50

157.09-147.09 quartzous sands

168.59 — collar of well (altitude)

154.09-146.59 coal clay with detrital coal fragments

146.59-145.59 brown coal

145.59-145.19 coal clay with grey clay intercalation (2—5 cm)

145.29-144.79 brown coal

144.79-144.59 coal clay

144.59-144.19 brown coal (in fragments)

144.19-142.89 grey sandy clay with fragment of plants

142.89-106.09 variegated, mostly greyish-green sandy clays with CaCO₃ concretions and veinlets

Fig. 6 Prognostic part of lower seam of Pôtor Member between Luboriečka deposit and Malé Dálovce

Explanations: 1 — non-balance inferred reserves limit (Klubert 1985); 2 — balance inferred reserves limit (Klubert 1985); 3 — C₂ reserves limit (Š. Ďaďo 1955), 4 — inferred P₂ reserves area; 5 — BE-1 2.90 — marking of borehole and drilled depth of lower seam in metres, 6 — N7 (?) — borehole terminating in overlier of lower seam; 7 — N-23 (0) — negative borehole; 8 — faults

MICHAL KALIČIAK — VLASTIMIL KONEČNÝ — JAROSLAV LEXA

Štruktúry a vývoj neogénnych vulkanitov Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike

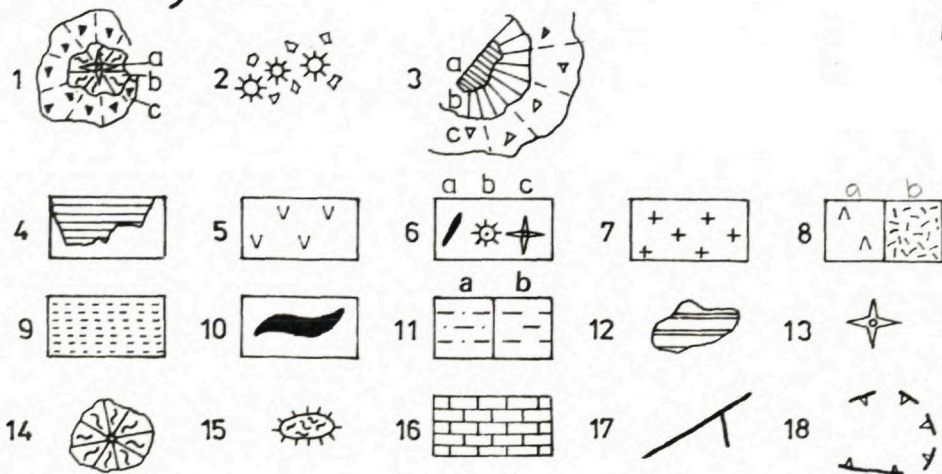
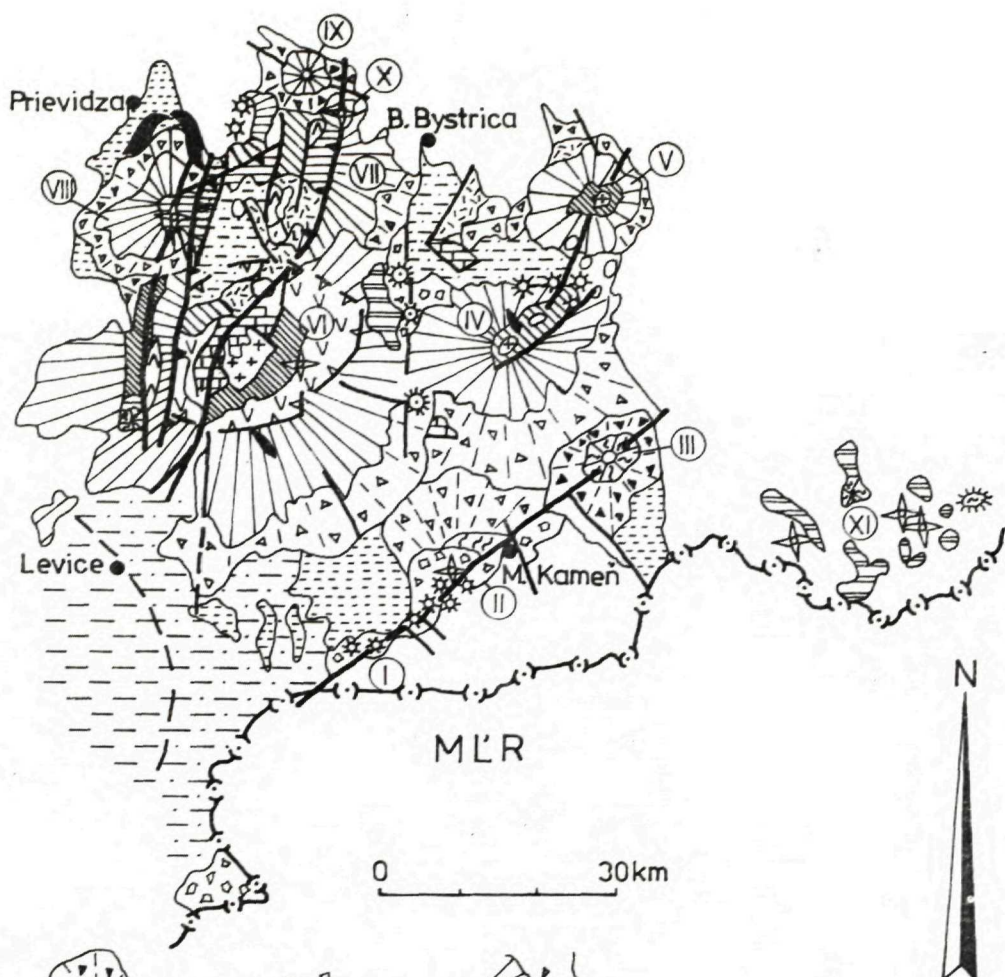
13 obr., anglické resumé

Abstract. Intensive block movements proceeded in the Neogene time at the inner side of the Carpathian orogen. These movements resulted in dissection of the area into partial blocks with vertical movements of variable amplitude, associated with the formation of a complicated horst-graben system. Block movements controlled localization of eruptive centres, development of volcanotectonic structures (calderas, grabens, volcanotectonic horsts), localization of intrusive complexes and the formation of intravolcanic and marginal depositional basins. Evolution of the Neogene volcanism in Central and East Slovakia shows significant differences in space and time relation to the formation of depositional basins, indicating differences in processes controlling both — dynamics of block faulting and processes of magma generation.

V období neogénu prebiehali na vnútornej strane karpatského oblúka, v súvislosti s vývojom panónskeho diapíru, intenzívne blokové pohyby, ktoré podmienili rozpad oblasti na bloky s rôznou amplitúdou vertikálneho pohybu za vzniku zložitého hrasťovo-prepadlinového systému. Blokové pohyby, ktoré sú odrazom rozťahovania kôry nad plášťovým diapírom, zohrali významnú úlohu pri lokalizácii erupčných centier, pri vývoji vulkanických štruktúr, ale aj pri vývoji sedimentačných bazénov. Súčasný pokrok v stratigrafickej a paleovulkanickej analýze umožňuje riešenie niektorých otázok dynamiky vzťahu blokovej tektoniky a vývoja vulkanických štruktúr.

Oblasť stredoslovenských neovulkanitov

Vulkanický areál stredného Slovenska, sformovaný v priebehu alkalicko-vápenatého vulkanizmu v období bádenu-sarmatu, sa vyznačuje prevládáním andezitových stratovulkánov, z ktorých najrozsiahlejšie sú štiavnický stratovulkán, kremnický stratovulkán, stratovulkány Javoria a Poľany (V. KONEČNÝ — J. LEXA 1979 — obr. 1). V sz. časti regiónu sú situované stratovulkány menších



rozmerov — Vtáčnik, rematská formácia a flochovská formácia. Ďalším typom vulkanických foriem andezitového vulkanizmu sú individuálne pyroklastické kužele (napr. čelovská formácia a lysecká formácia na južných okrajoch Krupinskej planiny) a rozptýlené telesá prevažne extruzívneho typu (prípadne pripovrchové telesá intruzívneho typu), s ktorými sa združujú uloženiny hruboblokových brekcií.

Ryolitový vulkanizmus, zastúpený v menších objemoch, reprezentujú prevažne extruzívne telesá viazané na priebeh zlomových systémov ssv.-jjz. smeru v západnej časti regiónu, zatiaľ čo explozívne produkty sú zastúpené podradnejšie (vystupujú vo výplni Žiarskej kotliny).

Vývoj vulkanických štruktúr (ako ukážeme ďalej) prebiehal v úzkych časových a priestorových vzťahoch s vývojom hrastovo-prepadlinových systémov.

Morfoštruktúry podložia

Na schéme morfoštruktúr podložia (obr. 2) zhotovenej na základe interpretácie gravimetrických meraní a výsledkov štruktúrnych vrtov (V. KONEČNÝ — J. LEXA — J. ŠEFARA 1978) sa výrazne zobrazujú dva systémy hrastí a prepadlín:

1 — vo východnej časti regiónu je to pásmo široké asi 10 km sv.-jz. smeru, ktoré zahŕňa vulkanotektonické depresie pod stratovulkánmi Poľany i Javoria a ďalej smerom na juhozápad pliešovskú eleváciu, krupinskú depresiu, priečne situovanú santovsko-túrovskú eleváciu a semerovskú depresiu.

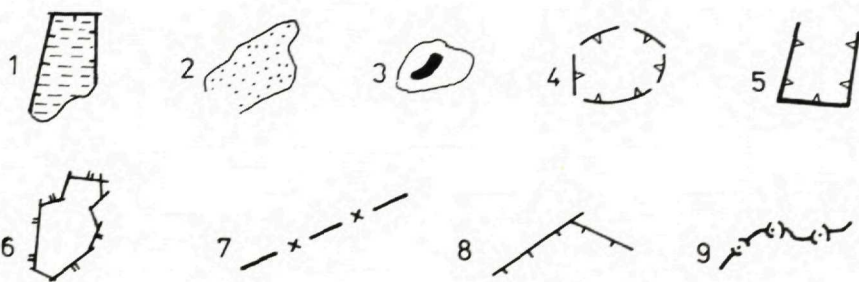
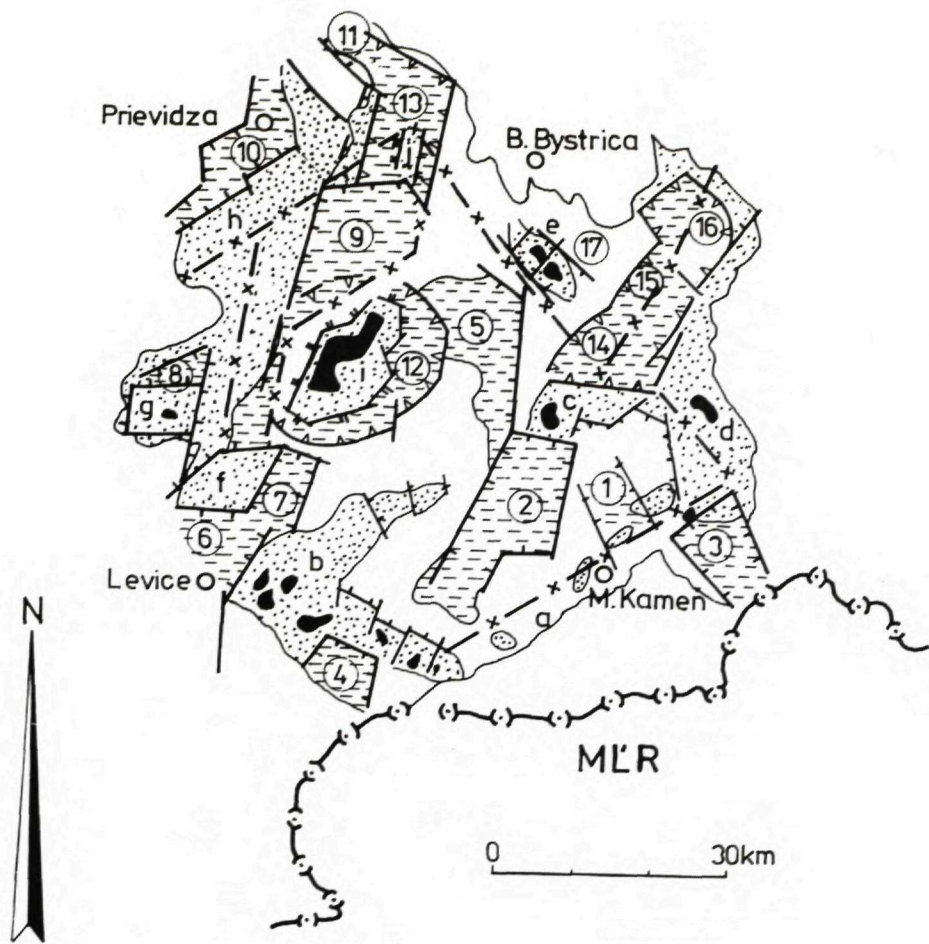
2 — v západnej časti regiónu je to pásmo široké približne 15 km ssv.-jjz. smeru, ktoré v smere od severu k juhu zahŕňa Turčiansku kotlinu, kremnický



Obr. 1 Štruktúrna schéma stredoslovenských neovulkanitov

1 — pyroklastický vulkán: a) explozívny nek, b) pyroklastický kužel, c) prechodná zóna-redeponované pyroklastické brekcie; 2 — andezitové extrúzie a akumulácie hrubých až blokových brekcií; 3 — andezitový stratovulkán: a) centrálna vulkanická zóna tvorená propylitizovanými komplexmi s prevahou ložných intrúzií a extrúzií, b) prechodná vulkanická zóna (stratovulkanický plášť) tvorená lávovými prúdmi a vulkanoklastickými horninami, c) periférna vulkanická zóna tvorená v prevahe epiklastickými brekciami, konglomerátmi a tufo-pieskovcami; 4 efuzívne andezitové komplexy; 5 — amfibolicko-biotitické andezity a vulkanoklastiká vo výplni štiavnickej kaldery, 6 — vulkanické centrá: a) dajky, b) extrúzie pyroxenicko-amfibolických andezitov s granátom c) andezitové neky; 7 — subvulkanické intrúzie (granodiorit, diorit); 8 — ryolitový a ryodacitový vulkanizmus: a) extrúzie, lávové prúdy, b) pyroklastiká; 9 — epiklastické vulkanické pieskovce a tufy; 10 — uhoľné súvrstvia; 11a — tufity, 11b — tufitické siltovce; 12—15 produkty alkalického bazaltového vulkanizmu. 12 — lávové prúdy; 13 — neky; 14 — struskové kužele; 15 maary; 16 — východy predterciérneho podložia vo vulkanickom areáli; 17 — zlomové zóny; 18 — kalderový zlom.

I—III Krupinská Planina, I — vinická formácia, II — čelovská formácia, III — lysecká formácia, IV — stratovulkán Javoria, V — stratovulkán Poľany, VI — štiavnickej stratovulkán, VII — vulkanické komplexy Kremnických vrchov, VIII — stratovulkán Vtáčnika, IX — Flochovská formácia (stratovulkán), X — formácia Vlčí vrch (stratovulkán), XI — bazaltová formácia Cerovej vrchoviny.



gráben vrátane čiastkovej hrasti, Žiarsku kotlinu, štiavnickú kalderu, hodruškoštiavnickú hrasť, pukaneckú depresiu, rudniansku hrasť, čajkovskú depresiu a západný okraj santovsko-túrovej elevácie.

Z analýzy morfoštruktúrneho plánu podložja vyplýva, že pri formovaní hrasť a grábenov sa v južnej a východnej časti regiónu uplatnili zlomy a zlomové systémy sv.-jz. smeru s komplementárnym systémom sz.-jv.; v západnej časti regiónu sa prevažne uplatňujú zlomy a zlomové pásma ssv.-jjz. až sj. smeru v kombinácii s doplňujúcim systémom v.-z. smeru. Niektoré zlomy, resp. zlomové zóny smeru sv.-jz. a ssv.-jjz. až s.-j., ktoré zohrali významnú úlohu pri situovaní erupčných centier, prípadne pri umiestnení intruzívnych komplexov a centrálnych vulkanických zón označujeme ako vulkanotektonické zóny.

Vulkanotektonický vývoj

V tejto časti stručne analyzujeme vzťahy paleovulkanických a morfotektonických štruktúr v období bádén—pliocén.

Spodný bádén (spodná časť obr. 3) charakterizuje rozšírenie morského prostredia do priestoru Krupinskej planiny, ktorá v tomto období začína subsidovať, až po oblasť ladziansko-pliešovskej elevácie. Šahanská elevácia (D. VASS 1964) na južnom okraji Krupinskej planiny, ktorá v spodnom miocéne ohraničovala dosah morských transgresií smerom na sever je v tomto období tektonicky segmentovaná a stráca funkciu morfolologickej bariéry. V smere vznikajúcej zlomovej zóny sv.-jz. priebehu, označenej ako vulkanotektonická zóna šahansko-lysecká (jej priebeh zhruba korešponduje so staršou elevačnou zónou šahanskou), boli aktivizované erupčne centrá andezitového vulkanizmu reprezentované extrúziami amfibolicko-pyroxenických andezitov s akcesorickým granátom a hrubo úlomkovitý materiál, ktorý pochádza z ich deštrukcie, bol prenášaný smerom na sever, do subsidujúceho priestoru krupinskej depresie.

Severne od ladziansko-pliešovskej elevácie v suchozemskom prostredí prebiehala aktivita rozptýlených extruzívnych telies pyroxenicko-amfibolických andezitov s granátom. Väčšia časť extrúzií podľahla denudácii, o čom svedčia masy



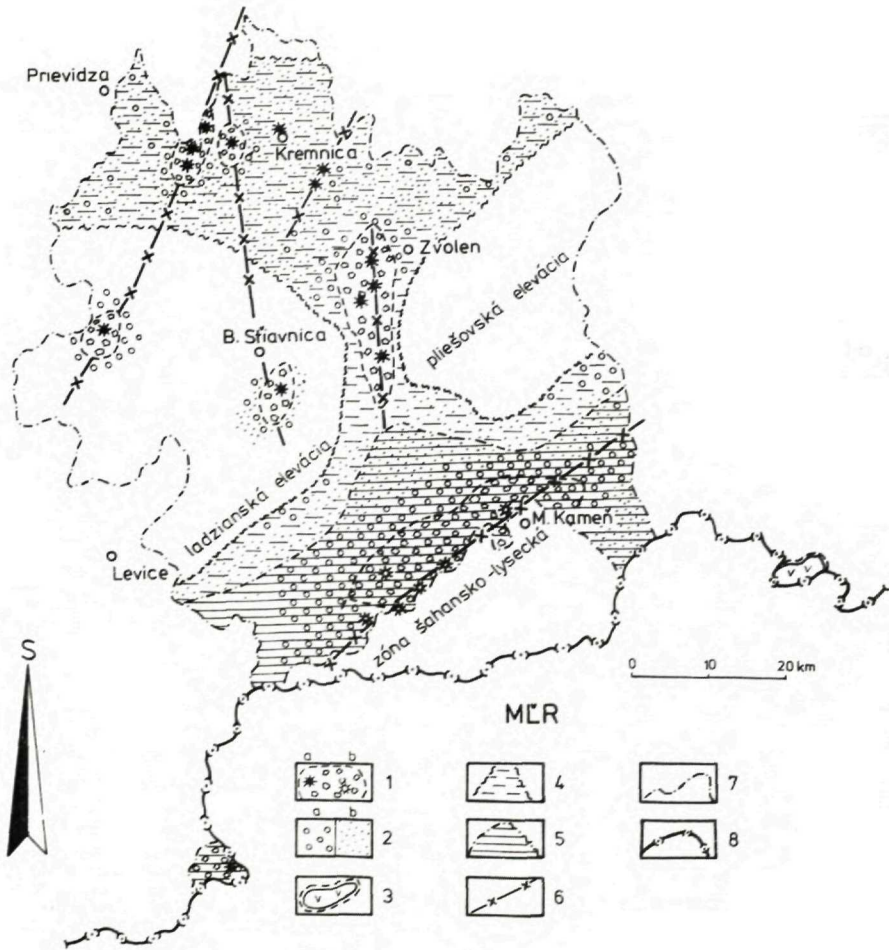
Obr. 2 Morfoštruktúrna schéma podložja stredoslovenských neovulkanitov

1 — depresie; 2 — elevácie; 3 — východy predterciérneho podložja; 4 — kalderový zlom; 5 — zlomy obmedzujúce vulkanotektonické depresie; 6 — zlomy obmedzujúce vulkanotektonické hrasť; 7 — zlom; 8 — vulkanotektonická zóna; 9 — štátna hranica.

1 — dačolomska prepadlina; 2 — krupinska depresia; 3 — strhársko-trenčska prepadlina; 4 — semerovska depresia; 5 — bacúrovská depresia; 6 — čajkovská depresia; 7 — pukanská depresia; 8 — lehotská depresia; 9 — žiarska depresia; 10 — hornonitrianska depresia; 11 — Turčianska kotlina; 12 — štiavnická kaldera; 13 — kremnický gráben; 14 — depresia Javoria; 15 — víglašská depresia; 16 — depresia Poľany; 17 — slatinská depresia;

a) šahanská elevácia; b) ladzianska elevácia; c) pliešovská elevácia; d) ábelovská elevácia; e) lieskovský chrbát; f) rudnianska hrasť; g) inovecká hrasť; h) handlovský chrbát; i) hodruško-štiavnická hrasť; j) kremnická hrasť.

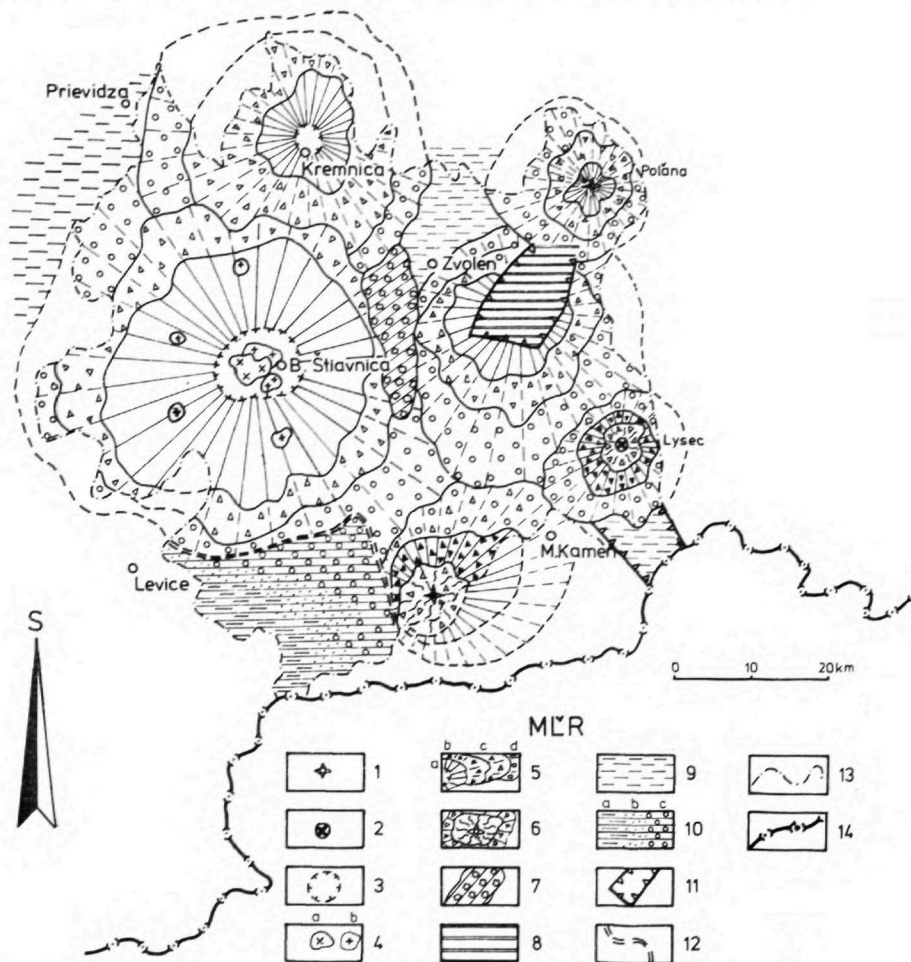
epiklastického materiálu na báze vulkanických komplexov v Štiavnickom a Kremnickom pohorí i v oblasti Zvolenskej kotliny. Relikty extruzívnych telies sa nachádzajú najmä v oblasti Pliešovskej kotliny a Brezín, ďalej v oblasti Kremnických vrchov a vrtmi sú overené v bazálnych úrovniach vulkanických komplexov Štiavnických vrchov a Inovca.



Obr. 3 Paleogeografické schéma pre obdobie spodného bádenu

1 — centrá extruzívnej aktivity a) pyroxenicko-amfibolických andezitov s granátom; b) amfibolicko-pyroxenických andezitov s akcesorickým granátom, uprostred akumulácií hruboúlomkovitých až blokových brekcií; 2 — epiklastické vulkanické horniny: a) epiklastické konglomeráty, b) epiklastické pieskovce a tufty; 3 — sily a lakolity; 4 — fluviaľno-limnické prostredie; 5 — morské až brakické prostredie; 6 — vulkanotektonické zóny; 7 — hranice reliktov neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska; 8 — štátna hranica.

Spodný bádén — stredný bádén (obr. 4) predstavuje obdobie rozsiahlej explozívno-efúzívnej aktivity pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, ktorá podmienila vznik väčšieho počtu vulkánov.



Obr. 4 Paleogeografická schéma pre obdobie spodný-stredný bádén

1 — vulkanický nek; 2 — extruzívny dóm (tholoid); centrálna vulkanická zóna; 4 — intruzívne telesá tvorené: a) granodiori tom, b) dioritom a dioritovým porfýrom; 5 — polygénny stratovulkán tvorený v oblasti prechodnej zóny prevažne: a) lávovými efúziami, b) pyroklastickými brekciami, c) epiklastickými brekciami, d) v oblasti periférnej zóny epiklastickými konglomerátmi; 6 — pyroklastické vulkány; 7 — denudované komplexy staršieho extruzívneho vulkanizmu pyroxenicko-amfibolických andezitov s granátom; 8 — výplň vulkanotektonickej depresie lávovými prúdmi bazaltoidných andezitov a hyaloklastitových brekcií; 9 — piesčito-tufové sedimenty fluvialno-limnického prostredia; 10 — sedimenty morského prostredia: a) epiklastické siltovce a tufty, b) epiklastické pieskovce, c) epiklastické konglomeráty; 11 — hranice vulkanotektonickej depresie; 12 — dosah morského prostredia; 13 — hranice reliktov neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska; 14 — štátna hranica.

V počiatocnom období, v priebehu explozívnej aktivity, vznikajú dva pyroklastické vulkány — čelovská a lysecká formácia v oblasti šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny. Vulkanoklastický materiál bol prenášaný na sever do Krupinskej depresie z čelovského vulkánu a na juh do strhársko-trenčskej depresie z lyseckého vulkánu. Subsistencia uvedených depresii bola kompenzovaná uložením vulkanoklastického materiálu v hrúbkach 350—400 m.

Severne od šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny dochádza k vývoju troch rozsiahlych andezitových stratovulkánov. V oblasti Javoria, a možno aj Poľany, bol sformovaný rozsiahly stratovulkán, neskôr sprevádzaný vznikom vulkanotektonickej depresie zaplňovanej lávovými prúdmi bazaltoidných andezitov a hyaloklastitových brekcií s hrúbkou do 300 m. Severozápadne od ladžiansko-pliešovskej elevácie sa sformoval rozsiahly štiavnický stratovulkán, sprevádzaný vývojom subvulkanického intruzívneho komplexu typu diorit-granodiorit. Redeponovaný vulkanoklastický materiál bol uložený pri úpätí stratovulkánu a južne od ladžiansko-pliešovskej elevácie v pobrežnej zóne bádenského mora. Bacúrovsko-zvolenská depresia bola zaplňovaná vulkanoklastickým materiálom obidvoch uvedených stratovulkánov. Tretí rozsiahly stratovulkán bol formovaný v oblasti Kremnických vrchov — jeho reliktky označujeme ako zlatostudniansku formáciu.

Analýza geofyzikálnych a regionálno-tektonických podkladov naznačuje, že centrálné zóny uvedených troch vulkánov sú situované na krížení regionálnych zlomových systémov sz.-jv. a sv.-jz. smerov, nevyklúčujeme však aj rolu s.-j. zlomových systémov.

Vrchný bádén — spodný sarmat (obr. 5) predstavuje obdobie intenzívnej denudácie vzniknutých stratovulkánov, ktorá dosiahla až úroveň intruzívnych komplexov, s následným formovaním vulkanotektonických depresii za sprievodu vulkanickej aktivity diferencovaných hornín.

Na severnom svahu stratovulkánu Javoria vzniká v priebehu vrchného bádenu ďalší gráben. Jeho vývoj bol sprevádzaný extrúziami pyroxenicko-amfibolických andezitov až dacitov, neskoršie štokovými intrúziami kremito-dioritových porfýrov a dioritov až kremitých monzodioritov (intruzívny komplex Kalinka).

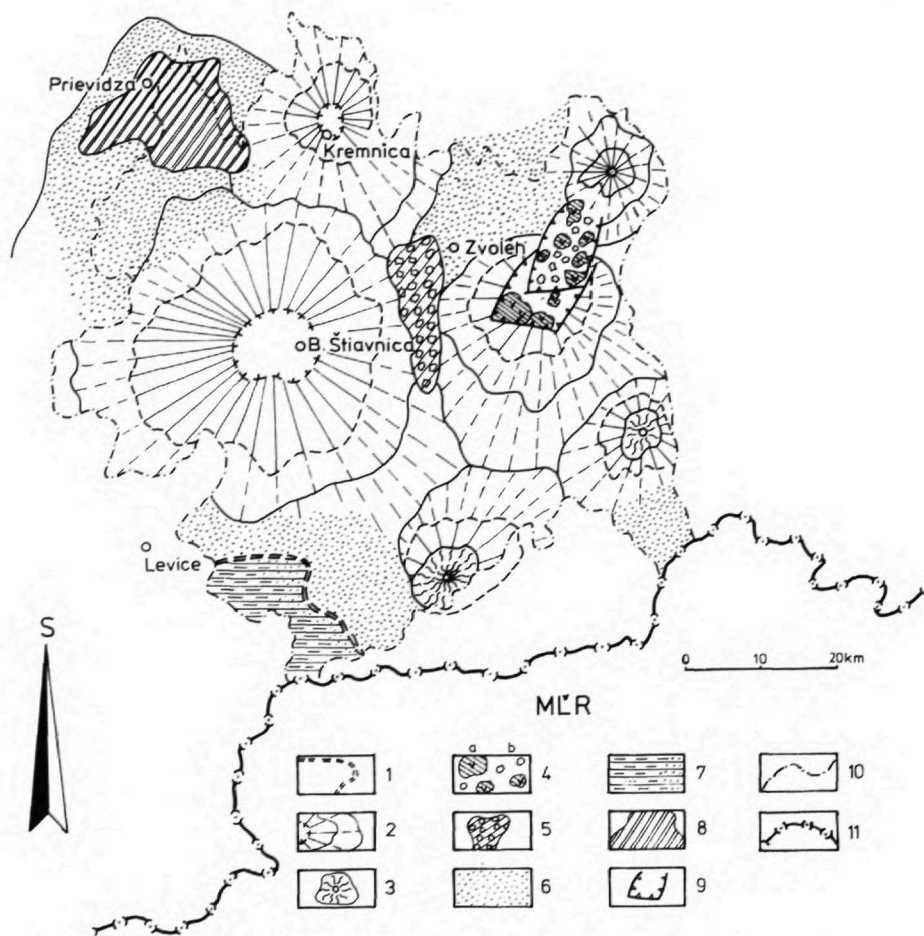
V priestore Hornonitrianskej kotliny a severnej časti Vtáčnika viedla postupná subsistencia v priebehu vrchného bádenu najprv k akumulácii fluvialných konglomerátov a pieskocov, neskôr k uhoľnej sedimentácii a k uloženiu jazerných ílovitých sedimentov (V. KONEČNÝ — J. LEXA — E. PLANDEROVÁ 1983).

Koncom bádenu až začiatkom spodného sarmatu dochádza v oblasti stredoslovenských neovulkanitov k drastickým zmenám, ktoré postihli existujúce stratovulkány (obr. 6).

V oblasti štiavnického stratovulkánu vzniká v jeho centrálnej časti kaldera o priemere 18 × 22 km. Subsistencia kaldery bola kompenzovaná najprv uložením tufitických sedimentov s vložkami lignitov, neskôr produktmi explozívnej a extruzívnej aktivity amfibolicko-biotitických andezitov s hrúbkou 300—500 m. V oblastiach prerušenia kalderového zlomu došlo k výnosu erupovaných más na stratovulkanický svah, kde tvoria výplň paleodolín s radiálnou

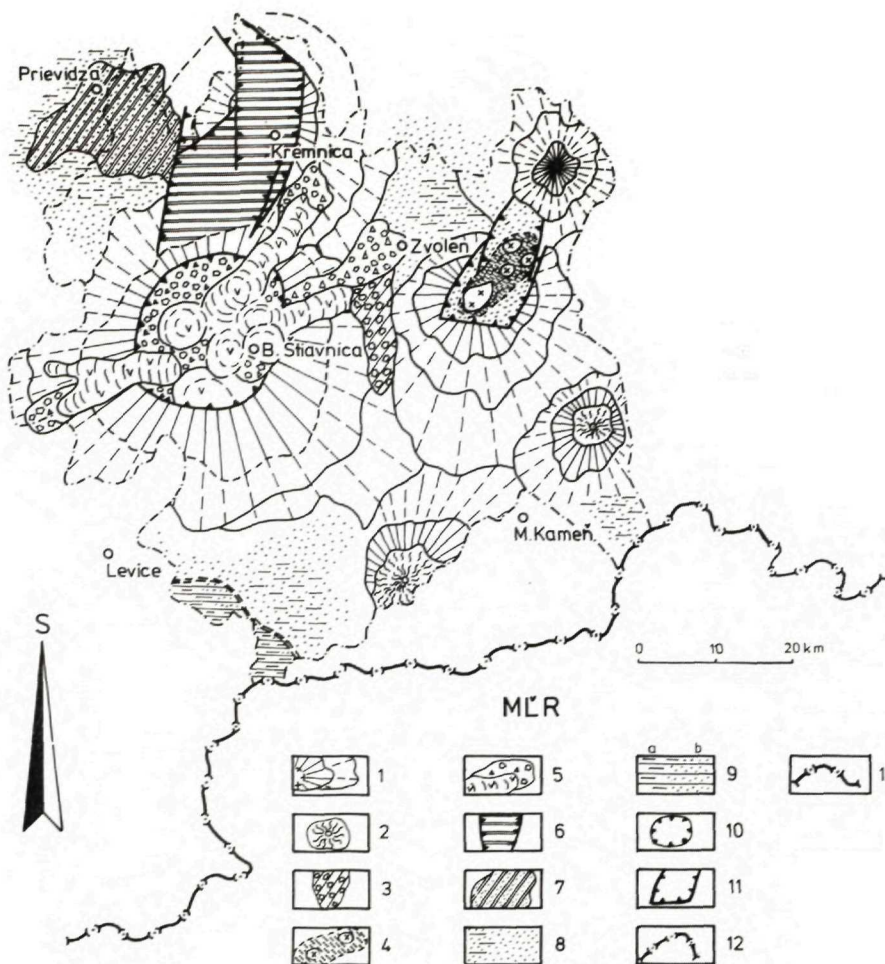
orientáciou. V subvulkanickej úrovni vzniká intruzívny komplex kremito-dioritových až granodioritových porfýrov v podobe silov, dajok a štokov (intruzívny komplex Baniska), ktorý je umiestnený na rozhraní vulkanickej stavby a podložia a preniká tiež do spodných častí vulkanického komplexu.

V severnej časti vulkanického areálu vzniká v tomto období mohutný gráben



Obr. 5 Paleogeografická schéma pre obdobie vrchného bádenu

1 — hranice morského prostredia; 2 — stratovulkány z predchádzajúceho obdobia podliehajúce denudácii; 3 — pyroklastické vulkány z predchádzajúceho obdobia podliehajúce denudácii; 4 — extrúzie pyroxenicko-amfibolických andezitov a hruboúlomkovité brekcie; 5 — denudované komplexy staršieho extruzívneho vulkanizmu pyroxenicko-amfibolických andezitov s granátom; 6 — fluvialno-limnické sedimenty (epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce, konglomeráty); 7 — sedimenty morského prostredia (tufty a epiklastické vulkanické pieskovce); 8 — handlovsko-novácke uhoľné sedimenty; 9 — hranice vulkanotektonických depresii; 10 — hranica reliktov neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska; 11 — štátna hranica.



Obr. 6 Paleogeografická schéma pre obdobie vrchného bádenu až spodného sarmatu
 1, 2, 3 — denudované stratovulkány, pyroklastické vulkány a extrúzičné komplexy staršieho obdobia; 4 — intrúzie kremito-dioritových porfýrov až monzdioritov v prostredí hydrotermálne premenených hornín v oblasti vulkanotektonických depresií Javoria; 5 — extrúzie, efúzie a vulkanoklastická amfibolicko-biotitických andezitov vo výplni štiavnickej kaldery a vo výplni paleodolín na stratovulkanickom svahu; 6 — lávové efúzie a vulkanoklastické horniny bazaltoidných, leukokrátnych a pyroxenicko-amfibolických andezitov vo výplni kremnického grábenu; 7 — fluvialno-limnické sedimenty v oblasti uhoľného bazénu 8 — fluvialno-limnické sedimenty (epiklastické pieskovce, siltovce, konglomeráty); 9 — sedimenty morského prostredia: a) piesčité tufity, tufitické siltovce, b) epiklastické vulkanické pieskovce; 10 — hranice kaldery; 11 — hranice grábenov, 12 — hranica reliktovej neogénnej vulkanizmy stredného Slovenska; 13 — štátna hranica.

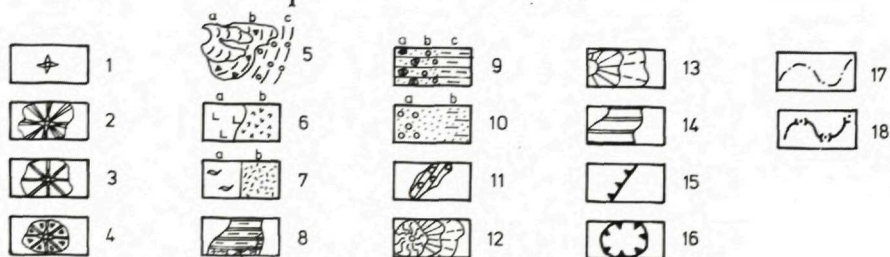
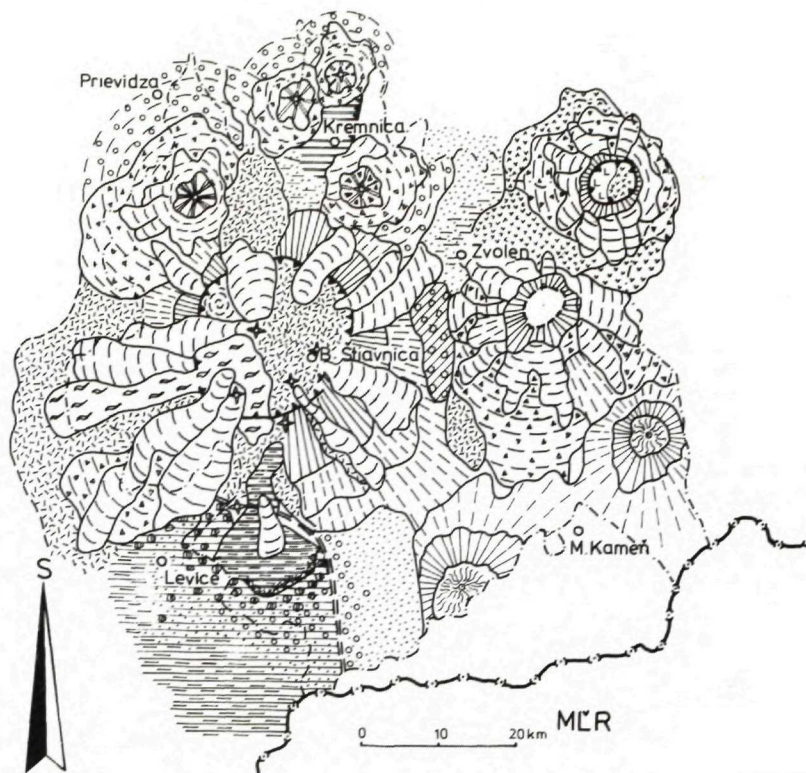
s.-j. priebehu, ktorý z oblasti Turčianskej kotliny zasahoval až do Žiarskej kotliny. Jeho vzťah k štíavnickej kaldere nie je objasnený. Zlomy pri západnom okraji grábenú odrezávajú v priestore Vtáčnika uhoľné sloje a nadložné íly handlovského ložiska, pričom je pozorované aj gravitačné kĺzanie do vznikajúcej depresie (J. ŠIMEČEK — ústne oznámenie). Subsidiencia grábenú bola kompenzovaná najprv efuzívne-explozívnu aktivitou pyroxenických, leukokrátnych a bazaltoidných andezitov (v hrúbke 300—500 m), neskôr efuzívnou aktivitou amfibolicko-pyroxenických andezitov, v závere až pyroxenicko-biotiticko-amfibolických andezitov (s hrúbkou cez 500 m).

Spodný — vrchný sarmat (obr. 7) je charakterizovaný obnovením explozívno-efuzívnej aktivity pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov s výnimkou Poľany, kde vulkanickej aktivite andezitov predchádzal explozívny vulkanizmus ryodacitového charakteru. Tento bol sprevádzaný formovaním kaldery menších rozmerov, zaplnenej prevažne vulkanoklastickým ryodacitovým materiálom a v menšej miere extruzívnymi telesami.

V oblasti štíavnického stratovulkánu a stratovulkánu Javoria nedochádza v tomto období k aktivite centrálného typu, vulkanická aktivita má naopak rozptýlený charakter s väčším počtom erupčných centier situovaných na svahoch stratovulkánov, s pravdepodobnou väzbou na radiálne, ale aj koncentrické systémy zlomov a trhlín. Produkty explozívno-efuzívnej aktivity sú uložené v nadloží staršej výplne vulkanotektonických depresii a v zárezoch paleodolín na svahoch stratovulkánov — často s radiálnou orientáciou k centrálnnej zóne, ktoré vyúsťujú do prolúviálnej roviny v podobe vejárovite formovaných výplavových kužeľov. Prekrývajú tiež okrajové zlomy vulkanotektonických depresii, ale nie sú už výrazne tektonicky porušené. Lávové prúdy na južných okrajoch štíavnického stratovulkánu dosahovali pobrežnú zónu sarmatského mora, kde v dôsledku kontaktu s vodným prostredím podliehali čiastočne dezintegrácii, pričom vznikali hyaloklastitové brekie.

V severnej časti areálu v období vrchného sarmatu vznikali rad menších stratovulkánov centrálného typu (Vtáčnik, Remata, Flochová), ktorých centrá sú situované na okrajových zlomoch kremnického grábenú. Podobne ako v oblasti Javoria a štíavnického stratovulkánu aj tu produkty uvedených stratovulkánov prekrývajú okrajové zlomy kremnického grábenú a jeho výplň vrchnobádenského až spodnosarmatského veku, pričom nie sú týmito zlomami už výraznejšie porušené. V severovýchodnej časti areálu vzniká stratovulkán Poľany, ktorý je v závere sprevádzaný vývojom subvulkanických intrúzií dioritových až andezitových porfýrov v centrálnnej zóne. Jeho produkty prekrývajú vyššie uvedenú vulkanotektonickú depresiu bádenského až spodnosarmatského veku.

Vrchný sarmat — panón (obr. 8) predstavuje obdobie subsidencie v oblasti Turčianskej a Žiarskej kotliny, formovanie bátovskej depresie na jv. svahu štíavnického stratovulkánu a počiatky obmedzenej subsidencie pri severnom okraji stratovulkánu Javoria v slatinskej oblasti. Vo zvyšnej časti areálu prevláda výzdvihový proces, sprevádzaný denudáciou vulkanických komplexov. V Štíavnickom pohorí dochádza k výstupu centrálného bloku štíavnickej kaldery a k formovaniu hrastovej štruktúry. Uvedené tektonické pohyby boli



Obr. 7 Paleogeografická schéma pre obdobie spodný-vrchný sarmat

1 — erupzívne centrá (neky, dajky); 2 — vulkanický kužel efúzivného typu; 3 — vulkanický kužel stratovulkanického typu (lávové prúdy a pyroklastiká); 4 — vulkanický kužel pyroklastického typu; 5 — prechodná vulkanická zóna: a) lávové prúdy, b) pyroklastiká a epiklastiká, c) epiklastické konglomeráty, brekcie; 6 — produkty ryodacitového vulkanizmu: a) extrúzie a efúzie, b) pyroklastiká (prevažne pemzové tufy); 7 — produkty explozívneho amfibolicko-pyroxenického andezitového vulkanizmu s biotitom: a) ignimbrity, b) nespečené pemzové tufy; 8 — lávové prúdy sklovitých pyroxenických a leukokrátnych pyroxenických andezitov s brekciáciou hyaloklastitového typu v okrajových častiach; 9 — oblasť sedimentácie v morskom prostredí: a) redeponované hyaloklastitové brekcie, b) epiklastické vulkanické konglomeráty, epiklastické vulkanické pieskovce, c) tuftické pieskovce, tufty a tuftické siltovce; 10 — oblasť sedimentácie vo fluvialno-limnickom prostredí: a) epiklastické pieskovce s polohami konglomerátov, b) epiklastické pieskovce s vložkami siltovcov; 11 — denudované extruzívne komplexy staršieho obdobia; 12 — denudované pyroklastické vulkány staršieho obdobia; 13 — denudované stratovulkány staršieho obdobia; 14 — výplň vulkanotektonických depresii staršieho obdobia; 15 — zlomové pásmo na okraji grábenú; 16 — kalderový zlom; 17 — hranica reliktoev neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska; 18 — štátna hranica.

v závere sprevádzané ryolitovým vulkanizmom, prevažne extruzívneho typu, s centrami situovanými pozdĺž s.-j. zlomových pásiem, najmä v okolí Žiarskej kotliny (vyhniansko-ihráčsky zlomový systém, ktorý obmedzuje hodrušsko-štiavnickú hrať zo západnej strany a pokračuje ďalej na sever popri východnom okraji Žiarskej kotliny do Kremnických vrchov a novobanskokľakovský zlomový systém západne od Žiarskej kotliny). Na konci obdobia bol v oblasti Kremnických vrchov aktivizovaný bazaltovo-andezitový vulkanizmus, ktorého výsledkom sú reliktý stratovulkánu Vlčí vrch a rozptýlené dajky, sily, kopy a preniky na južných svahoch Kremnických vrchov.

V období pliocénu až kvartéru zanikajú pohyby na zlomoch a pozorujeme celkové vyzdvihnutie celej neovulkanickej oblasti. Ojedinelá vulkanická aktivita je reprezentovaná alkalickými bazaltmi a bazanitmi (Brehy, Ostrá lúka, neky pri Banskej Štiavnici). Rozsiahlejšie reliktý lávových prúdov, struskových kužeľov, maarov a diatrém sú rozšírené v oblasti južného Slovenska, v širšom okolí Filakova.

Z uskutočnenej analýzy vzťahu blokovej tektoniky a vulkanizmu v oblasti stredného Slovenska vyplýva:

— Aktivite andezitového vulkanizmu predchádzala v období sp. miocénu oscilácia výzdvihových a poklesových pohybov s menšou amplitúdou, odrazom ktorých bolo striedanie transgresíí a regresíí mora (významnejší výzdvih bol v období otnangu sprevádzaný ryodacitovým explozívny vulkanizmom). Obdobie medzi karpatom a bádénom je charakterizované výzdvihom a denudáciou.

— Začiatok andezitového vulkanizmu na južnom okraji areálu je sprevádzaný poklesovými pohybmi, výsledkom ktorých sú čiastkové depresie.

— Vývoj značnej časti subsidenčných depresíí má úzky časový a priestorový vzťah k vulkanickej aktivite. V priebehu subsidencie sa v nich hromadí vulkanický materiál synchronne prebiehajúcej vulkanickej aktivity a eruptívne centrá sú často situované na zlomoch a zlomových pásmach obmedzujúcich tieto depresie. Vychádzajúc z tohto vzťahu, označujeme uvedené depresie ako synvulkanické.

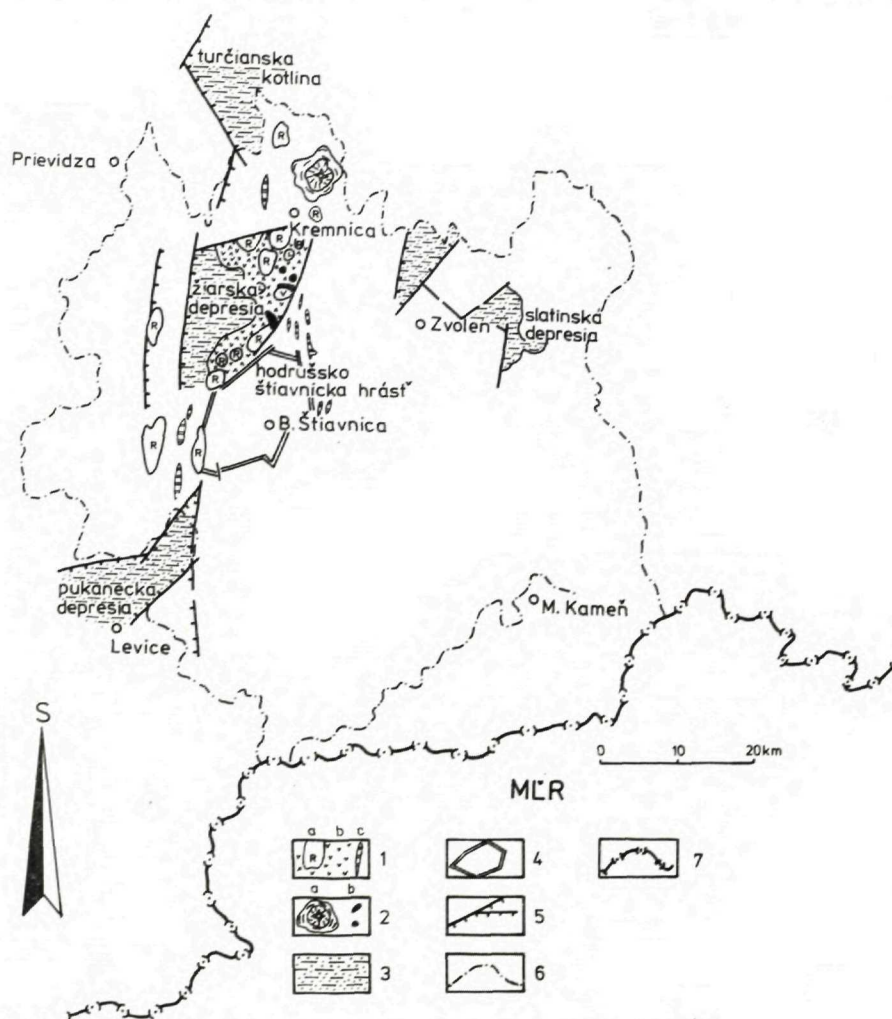
— Niektoré depresie (vígľašská, depresia Javoria, kremnický gráben, štiavnická kaldera), ktoré sú situované v centrálnych častiach stratovulkánov a u ktorých subsidencia bola kompenzovaná akumuláciou explozívno-efuzívnych a extruzívnych produktov zväčša diferencovaných hornín a umiestnením intruzívnych komplexov, označujeme ako depresie vulkanotektonické. Vznik depresíí tohto typu je možné považovať za bezprostredný dôsledok evakuácie magmatických hmôt z plytkých podpovrchových rezervoárov.

— Vulkanickú aktivitu predchádzal všeobecný výzdvih oblasti. Nástup vulkanizmu bol sprevádzaný aj aktivizáciou blokových pohybov, ktoré dosiahli maximálnu intenzitu v priebehu vrchného bádenu až spodného sarmatu po vzniku mohutných stratovulkánov, súčasne s aktivitou diferencovaných hornín. Mladšie vulkanity sú už potom len málo tektonicky porušené.

— Vulkanická aktivita a tektonická mobilita v období bádenu-sarmatu migrovali v úzkej časovej nadväznosti generálne od JV smerom k SZ (t.j. smerom od panónskeho bazénu k orogénu).

— Najintenzívnejšie blokové pohyby s amplitúdou cez 1 000 m sú charakteristické pre oblasti s vývojom najrozsiahljších stratovulkánov, resp. s najväčšou intenzitou vulkanickej aktivity (Javorie, Žiarska kotlina, kremnický gráben).

— U väčšiny hrastových a depresných štruktúr v západnej časti regiónu sa prejavuje asymetričnosť, podmienená čiastočnou rotáciou okolo horizontálnej



Obr. 8 Paleogeografická schéma pre obdobie vrchného sarmatu až panónu

1 — produkty ryolitového vulkanizmu: a) extrúzie a efúzie, b) vulkanoklastiká (prevažne redeponované pemzové tufy), c) dajky; 2 — vulkanizmus bazaltoidných andezitov: a) stratovulkán, b) preniky, kupy a dajky; 3 — tufiticko-piesčité sedimenty intravulkanických a okrajových kotlín; 4 — okrajové zlomy hodruško-štiavnickej hrasti; 5 — okrajové zlomy depresii; 6 — hranica reliktov neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska; 7 — štátna hranica.

osi (intenzívnejší pokles pri záp. okraji u depresii), čo považujeme za výsledok horizontálneho rozťahovania.

Vyššie uvedené skutočnosti je možné objasniť kombináciou blokovej tektoniky vyvolanej procesom rozťahovania nad aktívnym plášťovým diapírom (J. LEXA — V. KONEČNÝ 1974) s paragenetickým vzťahom k vulkanizmu a blokovej tektoniky vyvolanej nestabilitou vrchnej časti kôry nad zónami migrácie magmy a plytkými magmatickými rezervoármi.

Oblasť východoslovenských neovulkanitov

Morfoštruktúry podložia

Najvýraznejším morfoštruktúrnym prvkom v reliéfe podložia východného Slovenska je depresná štruktúra sz.-jv. priebehu. Depresia je rozčlenená priečnymi zlomami sv.-jz. smeru na rad čiastkových častí elevačného a depresného charakteru (L. POSPÍŠIL 1980). Pri južnom okraji je depresia ohraničená hrasťou Zemplínskych vrchov, pri západnom okraji, v podloží Slanských vrchov, prechádza do mozaiky blokov gráben-hrasťového charakteru obmedzených zlomami sz.-jv. a sv.-jz. smeru. Zo severovýchodu je depresia obmedzená zlomovým systémom sz.-jv. smeru (južne od Vihorlatu). V podloží vulkanického reťazca Moršké oko-Popriečny je geofyzikálne indikovaný úzky gráben paralelného priebehu s hlavnou depresiou.

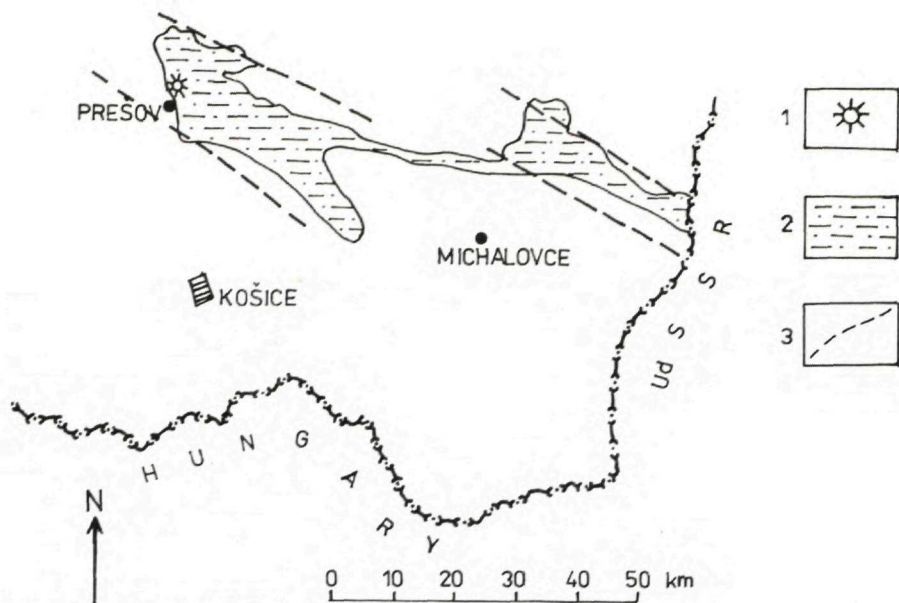
Vulkanotektonický vývoj

Spodný miocén — sedimentácia v období egenburgu začína v úzkom priestore formovanom zlomami sz.-jv. smeru, ktorý bol spojený s morským prostredím od SZ (obr. 9). Súčasťou sedimentačnej výplne sú polohy ryodacitových tufov v sz. časti sedimentačného priestoru.

Po hiáte v otnangu nasleduje karpatský sedimentačný cyklus v rozsiahlejšom priestore, ktorý bol rozšírený v smere na juh a východ (obr. 10). Produkty kyslého vulkanizmu (ryodacitové tufy), erupované z bližšie neznámych erupívnych centier, sú uložené hlavne v sz. časti priestoru a západne od Prešova.

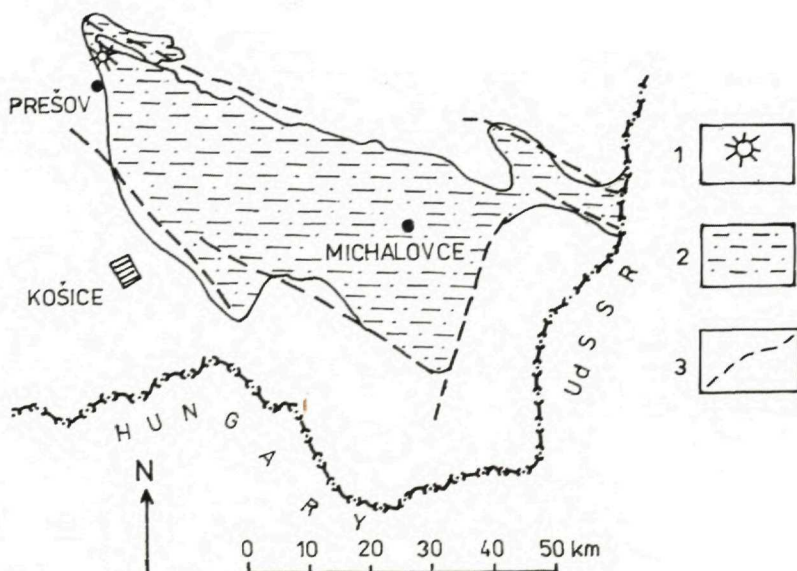
Spodný — stredný bádén (obr. 11) predstavoval obdobie ďalšieho rozširovania sedimentačného priestoru smerom na juh a východ, pričom západná časť v tomto období sa stáva súšou. Rozsah a vývoj bazénu je kontrolovaný hlavne okrajovými zlomami sv.-jz. priebehu, zároveň však aj zlomami toho istého smeru v osovej časti prehlbujúcej sa depresie. V závere spodného bádenu bola subsidencia sprevádzaná explozívny ryolitovo-ryodacitovým vulkanizmom, ktorého produkty v podobe hrubého tufového horizontu vystupujú vo výplni depresie.

Vrchný bádén — spodný sarmat (obr. 12) bol vo vývoji panvy obdobím redukcie sedimentačného priestoru. Severná a severozápadná časť



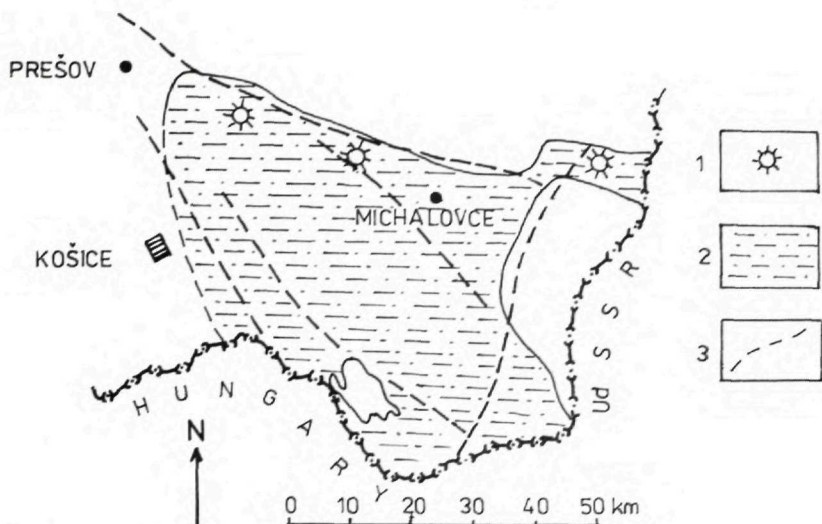
Obr. 9 Paleogeografická schéma pre obdobie egenburgu

1 — centrum ryolitového vulkanizmu; 2 — rozsah sedimentačného bazénu; 3 — aktívne zlomy.

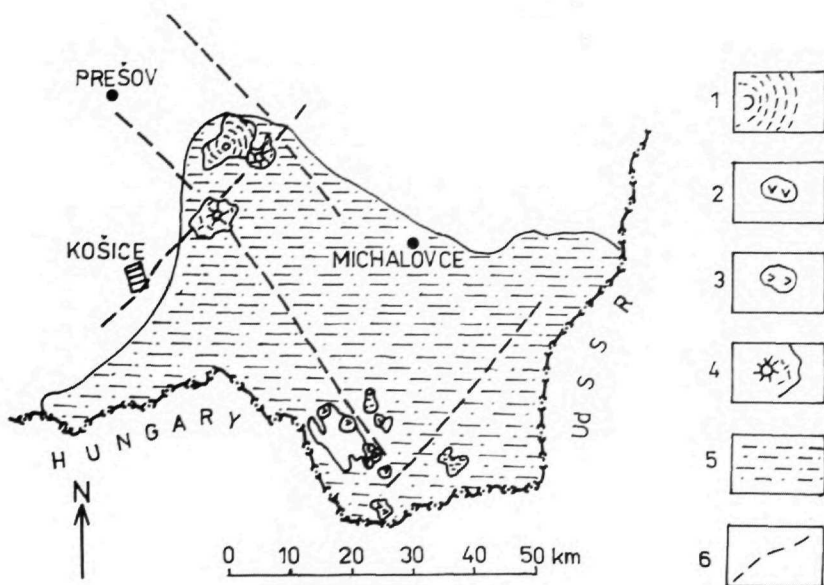


Obr. 10 Paleogeografická schéma pre obdobie karpátu

1 — centrum ryolitového vulkanizmu; 2 — rozsah sedimentačného bazénu; 3 — aktívne zlomy.



Obr. 11 Paleogeografická schéma pre obdobie spodný — stredný bádén
 1 — centrá ryolitovo-ryodacitového vulkanizmu; 2 — rozsah sedimentačného bazénu; 3 — aktívne zlomy.



Obr. 12 Paleogeografická schéma pre obdobie vrchný bádén — spodný sarmat
 1 — andezitový stratovulkán; 2 — extrúzie andezitov; 3 — extrúzie ryolitov-ryodacitov; 4 — centrá ryolitového vulkanizmu; 5 — rozsah sedimentačného bazénu; 6 — aktívne zlomy.

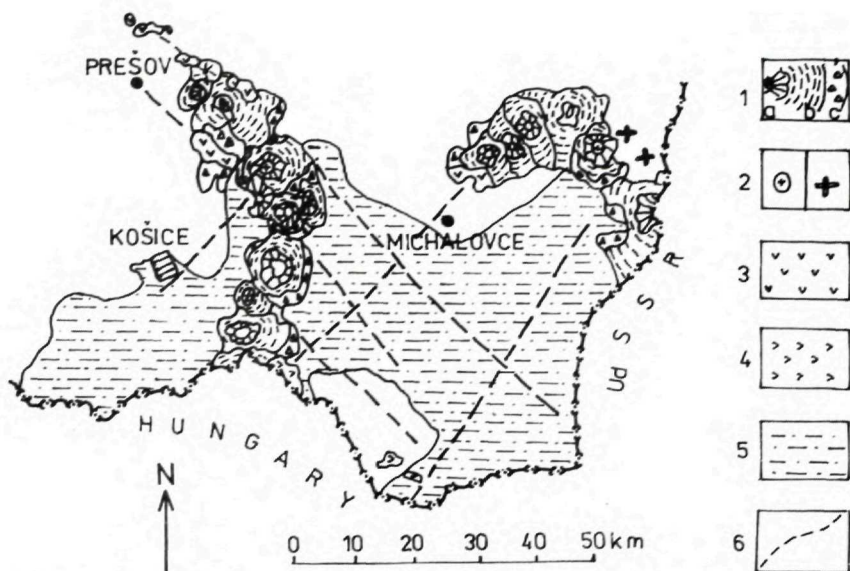
panvy nadobúda v tomto období charakter súše. Intenzívna subsidencia zvyšnej časti panvy bola späť s aktivitou zlomov sz.-jv. a sv.-jz. smeru, ktoré ju členia na systém blokov, hlavne pri jej západnom okraji, s postupným klesaním — do centrálnej časti depresie. Zmeny v tektonickom režime sa odrážajú aj v charaktere vulkanickej aktivity. Výsledkom explozívneho ryolitovo-ryodacitového vulkanizmu sú polohy redeponovaných pyroklastík a epiklastík v sz. a j. časti sedimentárnej výplne. Nasledujúca aktivita intermediárneho pyroxénovo-andezitového vulkanizmu podmienila vznik komplexov stratovulkanického typu pri západnom a južnom okraji depresie v plytkom morskem prostredí.

Stredný — vrchný sarmat (obr. 13) je obdobím pokračujúcej subsidencie, hlavne v centrálnej časti depresie, s postupným presunom na J a JV. Zlomová tektonika pri západnom okraji depresie podmienila vznik blokovej stavby podložia podľa systémov zlomov sv.-jz. a sz.-jv. smeru, zatiaľ čo pri severovýchodnom okraji sedimentačného bazénu vzniká pomerne úzky gráben sz.-jv. priebehu, široký približne 5—7 km.

Vulkanizmus v počiatočnom období je charakterizovaný extruzívnou aktivitou amfibolicko-pyroxenických andezitov ± granát, ktorá podmienila vznik etruzívných dómov pozdĺž severovýchodných okrajových zlomov depresie. V nasledujúcom období vzniká v priebehu aktivity bazaltoidných až intermediárnych pyroxenických andezitov vulkanická reťaz Slanských vrchov severojužného priebehu pri západnom okraji sedimentačného bazénu. Explozívno-efuzívnou aktivitou boli sformované stratovulkány menších rozmerov. Erupatívne centrá sú kontrolované priebehom priečných sv.-jz. zlomov, pričom sú situované prednostne v miestach križovania s pozdĺžnymi zlomami sz.-jv. smeru. Okrem južnej časti územia, kde prevládalo submarinné prostredie, sa vývoj väčšej časti vulkánov uskutočnil v prostredí suchej zeme. V smere od severu na juh sú vymedzené tieto vulkány: Šebastovka, Štavica, Zlatá Baňa, Makovica, Strechov, Rankovské skaly, Vechec, Bogota, Strehulka, Bradlo, Milič.

Ďalšou oblasťou koncentrovanej vulkanickej aktivity je zlomový systém pri sv. okraji panvy. Pozdĺž zlomového systému sz.-jv. smeru, obmedzujúceho od severu spomínaný gráben, vznikla reťaz stratovulkánov, ktoré označujeme ako Morské oko, Diel a Popriečny (M. KALIČIAK — V. KONEČNÝ — J. LEXA 1984). Uvedený reťazec pokračuje ďalej na území ZSSR a Rumunska. Stratovulkány sa vyznačujú vývojom subvulkanických intruzívnych komplexov typu dioritov a dioritových porfýrov. V stavbe uvedených vulkánov sa prejavuje výrazná asymetria, ktorá je dôsledkom synvulkanickej a sčasti aj postvulkanickej subsidencie grábenú, zaplňovaného väčšinou vulkanosedimentárnym materiálom. V prípade vulkánu Morské oko je pozorovaný vznik centrálnej vulkanotektonickej depresie.

Dôsledkom vulkanickej aktivity pozdĺž priečného zlomového systému sv.-jz. smeru (vrbnický systém) bol vznik radu parazitických stratovulkanických kužeľov jz. od vulkánu Morské oko (Vihorlat, Sokolský potok, Kyjov), ktoré sa vyznačujú menšími rozmermi, jednoduchšou stavbou a menšou petrografickou variabilitou hornín. Nie je konštatovaná prítomnosť vulkanotektonických depresií, intruzívne komplexy sú vyvinuté len rudimentárne.



Obr. 13 Paleogeografická schéma pre obdobie stredného až vrchného sarmatu

1 — andezitové stratovulkány; a) vulkanický kužeľ, b) vulkanický plášť pyroklastický a efuzívny, c) epiklastiká; 2 — erupzívne centrá, a) intruzívne telesá dioritových porfýrov, b) andezitové neky; 3 — extrúzie andezitov; 4 — extrúzie ryolitov; 5 — rozsah sedimentačného bazénu; 6 — aktívne zlomy.

Z obdobia vrchného sarmatu až spodného panónu (?) poznáme pri severnom a južnom okraji depresie ojedinelé prejavy ryolitového vulkanizmu.

Vzťah blokovej tektoniky a vulkanizmu v oblasti východného Slovenska je možné zhrnúť nasledovne:

— Iniciálne štádium subsidencie sedimentačného bazénu je sprevádzané ryodacitovo-ryolitovým vulkanizmom, andezitový vulkanizmus nasleduje a domínuje v pokročilom až záverečnom období subsidenčných pohybov.

— Rozsah a objem hmôt sedimentačného bazénu mnohonásobne prevyšuje objem eruptovaných hmôt.

— Vulkanické štruktúry a erupzívne centrá sú lokalizované pozdĺž okrajových zlomov, resp. sú späté s vývojom lokálnych hrastí a grábenov pri okraji sedimentačného bazénu.

— Andezitové stratovulkány, ktoré predstavujú hlavný typ vulkanických foriem, sa vyznačujú malými rozmermi, nedostatkom typických vulkanotektonických depresii (až na vulkán Morské oko) a rudimentárnym vývojom intruzívnych komplexov.

— Asociácia vulkanických hornín je viac-menej bimodálna, na jednej strane je reprezentovaná ryodacitmi až ryolitmi, na druhej strane prevahou bazaltoidných andezitov (diferencované členy andezitového radu sú zastúpené len v obmedzenom rozsahu).

Uvedené charakteristiky sa môžu v zmysle súčasných petrologických koncepcií objašňovať intenzívnou blokovou tektonikou podmienenou rýchlym diapirickým výstupom z oblasti pláštá, ktorý dosiahol až spodnú úroveň kôry. Spomínaný proces nebol priaznivý pre vývoj plytkých magmatických rezervoárov, a teda ani pre vznik diferencovaných hornín a typických vulkanotektonických depresii.

Konfrontácia vulkanotektonického vývoja stredného a východného Slovenska

Okrem spoločnej charakteristiky, ktorou je úzky priestorový a časový vzťah medzi vulkanickou aktivitou a blokovou tektonikou, vulkanické areály stredného a východného Slovenska sa vyznačujú radom rozdielnych črt:

1. V oblasti stredného Slovenska obdobie najintenzívnejších blokových pohybov a vulkanickej aktivity zodpovedá bádenu až spodnému sarmatu, zatiaľ čo v oblasti východného Slovenska je to obdobie od vrchného bádenu do vrchného sarmatu.

2. V oblasti stredného Slovenska je pozorovaná migrácia vulkanickej aktivity a blokovej tektoniky generálne od JV k SZ až S, preto výsledkom je rad menších bazénov či depresii súčasných s vulkanickou aktivitou v tej-ktorej časti územia. Naproti tomu v oblasti východného Slovenska pozorujeme jednotný sedimentačný bazén, ktorý má relatívne stabilnú priestorovú pozíciu, pričom dochádza ku zmenám v jeho rozmeroch a k postupnému prehĺbovaniu v centrálnej časti a k jej presunu v smere na J až JV. Vulkanická aktivita viazaná na zlomové systémy pri jeho západnom okraji (vulkanická reťaz Slanských vrchov) neprejavuje prvky migrácie v priestore. Podobne v rámci vulkanického reťazca pri severovýchodnom okraji bazénu (Vihorlat-Popriečny) nie je možné v období hlavnej aktivity (sp.—v. sarmat) jednoznačne identifikovať migráciu vulkanickej aktivity, vulkanizmus bol aktivizovaný viac-menej súčasne v rámci celého zlomového systému, pričom vývoj rozsiahlejších vulkánov bol v smere zlomového systému sz.-jv. smeru (Morské oko, Diel, Popriečny), zatiaľ čo vulkány v smere zlomového systému SV-JZ (Vihorlat, Sokolský potok, Kyjov) majú parazitický charakter.

3. V areáli stredného Slovenska andezitový vulkanizmus a vznik lokálnych bazénov nasledoval po všeobecnom výzdvihu v období spodného miocénu, ktorý sa v oblasti južnejšie situovaného sedimentačného priestoru Ipeľskej kotliny prejavil oscilačnými pohybmi v sprievode explozívneho ryodacitového vulkanizmu v období egenburgu, otnangu i konca karpátu.

Naproti tomu v oblasti východného Slovenska ryodacitovo-ryolitový a nasledujúci andezitový vulkanizmus predchádzala a neskôr sprevádzala subsidencia a formovanie jednotného sedimentačného bazénu.

4. V oblasti stredného Slovenska v priebehu bádenu vznikajú rozsiahle strato-vulkány sprevádzané vznikom diferencovaných hornín, subvulkanických intruzívnych komplexov a typických vulkanotektonických depresii, čo nasvedčuje na

vznik plytkých podpovrchových magmatických rezervoárov. V období sarmatu vznikali stratovulkány iba menších rozmerov, bez rozsiahlejšej diferenciacie, s ojedinelým vývojom intruzívnych komplexov a bez vzniku vulkanotektonických depresii.

V oblasti východného Slovenska v období vrchného bádenu-sarmatu sa formovali len stratovulkány menších rozmerov, s obmedzenou diferenciáciou bez vzniku typických vulkanotektonických depresii (výnimkou je vulkán Mor-ské oko), čo poukazuje na nedostatočný vývoj, resp. neprítomnosť podpovrchových magmatických rezervoárov. Uvedené charakteristiky sú blízke vulkanizmu stredného Slovenska v období sarmatu.

6. V povahe ako aj v sukcesii erupovaných hmôt sú medzi stredoslovenským a východoslovenským areálom výrazné rozdiely:

a) V oblasti stredného Slovenska, po ryodacitovom explozívnom vulkanizme s centrami v s. Maďarsku, ktorý kulminoval v egenburgu a koncom karpátu, sa andezitový vulkanizmus začal v spodnom bádene amfibolicko-pyroxenickými andezitmi s granátom. Andezitový vulkanizmus sa ďalej vyvíjal v bimodálnu asociáciu s bázickejšími až intermediárnymi andezitmi na jednej strane (s podielom diferencovaných acidných andezitov a komagmatických intrúzií) a na druhej strane s menším objemom ryolitových hmôt. Po krátkom prerušení potom nasledovalo zavŕšenie sukcesie alkalickými bazaltmi a bazanitoidmi.

b) V oblasti východného Slovenska vulkanická aktivita začala explozívny vulkanizmom ryodacitov veľkého rozsahu (egenburg, karpát) a pokračovala v období spodný-vrchný bádén súčasne s počínajúcim andezitovým vulkanizmom. V sarmate nasledoval bázický andezitový (podradne intermediárny andezitový a ryolitový) vulkanizmus. Záverečný alkalický bazaltový vulkanizmus nie je prítomný.

Uvedené rozdiely v povahe vulkanizmu, ako aj erupovaných hmôt, sú pravdepodobne podmienené rozdielmi primárneho zloženia magiem, ktoré sú spôsobené rozdielnymi podmienkami parciálneho tavenia a ďalšej evolúcie v priebehu ich výstupu na povrch. Tieto rozdiely jasne poukazujú na odlišnosti v procesoch, ktoré kontrolujú dynamizmus blokovej tektoniky, ale aj procesy generácie magiem v oblasti stredného a východného Slovenska.

Literatúra

- KALIČIAK, M. — KONEČNÝ, V. — LEXA, J. 1984: Štruktúrno-vulkanologická schéma Vihorlatu a Popriečného v mierke 1 : 50 000. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. — LEXA, J. — ŠEFARA, J. 1978: Vzťah neogénneho vulkanizmu k morfolitektonickým štruktúram predvulkanického podložía (v oblasti stredného Slovenska). — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. — LEXA, J. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. — LEXA, J. — PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—203.

- LEXA, J. — KONEČNÝ, V. 1974: The Carpathian volcanic arc: a discussion. — *Acta geol. Acad. Sci. Hung.* Tom. 18/3—3, Budapest, 279—293.
- POŠPIŠIL, L. 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. — *Miner. slov.*, Košice, 421—440.
- VASS, D. 1964: Tektogenéza Ipefskej kotliny v miocéne. — *Kand. dizert. Práca.* — *Archív SAV*, Bratislava.

Michal Kaličiak — Vlastimil Konečný — Jaroslav Lexa

Relationship of Structure and evolution of the Neogene volcanics in Slovakia to block faulting

Summary

Intensive block faulting at the inner side of the Carpathian arc during the Neogene period resulted in dissection of the area into blocks with vertical movement of variable amplitude. These movements were associated with the formation of a complicated horst-graben system. The block movements controlled localization of eruptive centres, development of the Neogene volcanic structures and subsidence of depositional basins. Progress in stratigraphic and paleovolcanologic analyses of the Slovak Neogene volcanism facilitates the solution of problems concerning relations between the dynamism of block tectonics and development of volcanic structures.

The comparison between the evolution of volcanism and block tectonics in Central and East-Slovakia reveals some differences:

a) In Central Slovakia most intensive block movements and volcanic activity proceeded in the Badenian-Lower Sarmatian time, in East Slovakia — in the Upper Badenian to Upper Sarmatian period.

b) In Central Slovakia, volcanic activity and block tectonics (resulting in several local basins) migrated generally from SE to NW-N.

In East Slovakia a depositional basin with quite a stable spatial position formed. Its extent changed and subsidence centres migrated from the central part to S and SE. Volcanic activity associated with the fault system on the western periphery of the depression (Slánske vrchy hills) is not indicative of migration tendency. In the Vihorlat-Popriečny volcanic chain associated with faults along the NE periphery of the depression the volcanic activity migration in time cannot be defined either. Along this fault system volcanism is more-or-less synchronous. Larger volcanoes are associated with the NW-SE fault system (Morské oko, Diel, Popriečny) whereas volcanoes associated with the NE-SW fault system (Vihorlat, Sokolský potok, Kyjov) are parasitic.

c) In Central Slovakia the Lower Miocene general uplift preceded andesite volcanism and the formation of local depositional basins. In the area of the Ipeľská kotlina basin (southern depositional area), oscillating movements with uplifting tendency prevailed in the Lower Miocene time (particularly in the Eggenburgian, when the uplift corresponds to explosive rhyodacite volcanism).

In East Slovakia, subsidence and formation of a uniform depositional basin was accompanied by rhyodacite-rhyolite volcanism and preceded subsequent andesite volcanism. The subsidence increased in the course of volcanic activity.

d) In central Slovakia huge andesite stratovolcanoes formed in the Badenian time. They were accompanied by the formation of differentiated rocks, subvolcanic complexes and typical volcanotectonic depressions, indicative of the formation of shallow magmatic reservoirs. During the Sarmatian only smaller stratovolcanoes formed, without any extensive differentiation, with sporadic intrusive complexes and without typical volcanotectonic depressions.

In East Slovakia smaller stratovolcanoes with limited differentiation formed in the Badenian-Sarmatian time, without typical volcanotectonic depressions (except the Morské oko volcano) — which are indicative of the absence or insufficient development of shallow magmatic reservoirs. These are features similar to those of Sarmatian volcanism in Central Slovakia.

e) There are marked differences in the nature and succession of volcanics between Central and East Slovakia.

In Central Slovakia the Lower Miocene culmination of rhyodacite explosive volcanism (eruptive centres in North Hungary) was followed by andesite volcanism. It commenced in the Lower Badenian time with extrusions of hornblende-pyroxene andesites with garnets. The andesite volcanism developed into a bimodal association of basic to intermediary andesites and a smaller share of rhyolites. After a short break the succession terminated with alkaline basalts and basanitoids.

In East Slovakia the Lower Miocene explosive rhyodacite to rhyolite volcanism continued during the Badenian even the Sarmatian time, when it was accompanied and followed by basic andesite volcanism with a very limited presence of differentiated rocks.

It is likely that differences in the nature of volcanism and of erupted matter are due to diverse composition of primary magma. It is caused by different conditions for partial melting and further evolution of magmas during their ascent. The differences are indicative of diversities in processes controlling the dynamism of block tectonics and the Neogene volcanism magma generation in Central and East Slovakia.

Explanations of Figures

Fig. 1 Structural scheme of the central Slovakia Neogene volcanic field

1 — pyroclastic volcano: explosive neck (a), pyroclastic cone (b), reworked pyroclastic rocks of the proximal zone (c), 2 — andesite extrusive domes and surrounding accumulations of coarse breccias, 3 — andesite stratovolcano: propylitized intrusive and extrusive rocks of the central zone (a), alternating lava flows and coarse volcanoclastic breccias of the proximal zone (b), predominantly reworked epiclastic volcanic breccias, conglomerates, sandstones of the distal zone (c), 4 — andesite lava flow complex, 5 — hornblende-biotite andesites and their volcanoclastic equivalents filling up the Štiavnica caldera, 6 — volcanic centers: dykes (a), extrusive domes of pyroxene-hornblende andesites with accessory garnet (b), andesite necks (c), 7 — granodiorite and diorite subvolcanic intrusions, 8 — rhyolite and rhyodacite volcanics: extrusive domes and lava flows (a), pyroclastic rocks (b), 9 — epiclastic volcanic sandstones and tuffs, 10 — coal-bearing strata, 11 — tuffaceous sandstones (a), tuffaceous silstones (b), 12—15 — products of alkali basalt volcanism: 12 — lava flows, 13 — necks, 14 — cinder cones, 15 — maars, 16 — outcrops of pre-tertiary basement within limits of the volcanic field, 17 — major faults and fault-zones, 18 — caldera fault.

I—III Krupina plateau: I — Vinica formation, II — Čelovec formation, III — Lysec formation, IV — Javorie stratovolcano, V — Pofana stratovolcano, VI — Štiavnica stratovolcano, VII — Kremnické vrchy volcanics, VIII — Vtáčnik stratovolcano, XI — Flochová formation, X — Vlčí vrch formation, XI — basalts of the Cerová vrchovina hills.

Fig. 2 Scheme of morphology and structure of basement in the area of the central Slovakia Neogene volcanic field

1 — depressions; 2 — elevations; 3 — outcrops of the pre-Tertiary basement; 4 — caldera fault; 5 — faults limiting volcanotectonic depressions; 6 — faults limiting volcanotectonic horsts; 7 — volcanotectonic zones; 8 — faults; 9 — state boundary.

Names of features: 1 — Dačov lom depression; 2 — Krupina depression; 3 — Strháre-Trenč depression; 4 — Semerovce depression; 5 — Bacúrov depression; 6 — Čajkov depression; 7 — Pukanec depression; 8 — Lehota depression; 9 — Žiar depression; 10 — Horná Nitra depression; 11 — Turiec depressions; 12 — Štiavnica caldera; 13 — Kremnica graben; 14 — Javorie depression; 15 — Víglaš depression; 16 — Pofana depression; 17 — Slatina depression; a) — Šahy elevation, b) — Ladzany elevation, c) — Pliešovce elevation, d) — Ábelová elevation, e) — Lieskovec elevation, f) — Rudno horst, g) — Inovec horst, h) — Handlová elevation, i) — Hodruša-Štiavnica horst, j) — Kremnica horst.

Fig. 3 Paleogeographic scheme of the central Slovakia Neogene volcanic field during the early Lower Badenian time

1 — centers of extrusive activity of garnet-bearing pyroxene-hornblende andesites (a) and hornblende-pyroxene andesites with accessory garnet (b) surrounded by accumulations of coarse breccias; 2 — epiclastic volcanic conglomerates (a) and sandstones including tuffites and reworked tuffs (b); 3 — sills and lacoliths; 4 — fluvial and/or limnic environment; 5 — marine and/or brackish environment; 6 — volcanotectonic zones; 7 — extent of the central Slovakia Neogene volcanic field; 8 — state boundary.

Fig. 4 Paleogeographic scheme of the central Slovakia Neogene volcanic field during the late Lower to Middle Badenian time

1 — volcanic neck; 2 — extrusive dome (tholoid); 3 — central volcanic zone; 4 — intrusions of granodiorite (a) and diorite and diorite porphyry (b); 5 — polygenetic stratovolcano in the proximal zone formed predominantly of lava flows (a), pyroclastic breccias (b) and epiclastic breccias (c) and in the distal zone formed of epiclastic volcanic conglomerates and sandstones (d); 6 — pyroclastic volcanoes; 7 — denudated surface of the older extrusive complex of garnet-bearing pyroxene-hornblende andesites; 8 — basaltic andesite lava flows and hyaloclastite breccias filling up a volcanotectonic depression; 9 — epiclastic volcanic sandstones, reworked tuffs and tuffaceous sediments laid down in the fluvial and/or limnic environment; 10 — marine sediments — tuffaceous siltstones and tuffites (a), epiclastic volcanic sandstones (b), epiclastic volcanic conglomerates (c); 11 — volcanotectonic depression; 12 — extent of marine environment; 13 — extent of the central Slovakia Neogene volcanic field; 14 — state boundary.

Fig. 5 Paleogeographic scheme of the central Slovakia Neogene volcanic field during the Upper Badenian time

1 — extent of the marine environment; 2 — older stratovolcanoes in the state of denudation; 3 — older pyroclastic volcanoes in the state of denudation; 4 — extrusive domes of pyroxene-hornblende andesites surrounded by coarse breccias; 5 — denudated surface of the older extrusive complex of garnet-bearing pyroxene-hornblende andesites; 6 — fluvial and/or limnic sediments — epiclastic volcanic conglomerates, sandstones, tuffaceous siltstones; 7 — marine sediments — tuffaceous siltstones, tuffites and epiclastic volcanic sandstones; 8 — Handlová and Nováky coal basin; 9 — volcanotectonic depressions; 10 — extent of the central Slovakia Neogene volcanic field; 11 — state boundary.

Fig. 6 Paleogeographic scheme of the central Slovakia Neogene volcanic field during the late Upper Badenian to early Lower Sarmatian time

1, 2, 3 — older stratovolcanoes, pyroclastic volcanoes and extrusive complexes in the state of denudation; 4 — quartz-diorite porphyry to monodiorite intrusions surrounded by altered rocks in the central zone of the Javorica stratovolcano; 5 — hornblende-biotite andesite extrusive domes, lava flows and volcanoclastic rocks filling up the Štiavnica caldera and radially oriented paleovalleys on slopes of the stratovolcano; 6 — effusive complex of basaltic andesites, pyroxene andesites and pyroxene-hornblende andesites filling up the Kremnica graben; 7 — limnic sediments in the area of Handlová — Nováky coal basin succeeded later by fluvial sandstones and conglomerates; 8 — fluvial and/or limnic sediments — epiclastic volcanic conglomerates, sandstones, siltstones; 9 — marine sediments — tuffaceous siltstones and sandstones (a), epiclastic volcanic sandstones (b); 10 — Štiavnica caldera; 11 — volcanotectonic depressions — grabens; 12 — extent of the central Slovakia Neogene volcanic field, 13 — state boundary.

Fig. 7 Paleogeographic scheme of the central Slovakia Neogene volcanic field during the Sarmatian time

1 — eruptive centers (necks, dykes); 2 — effusive volcanic cone; 3 — stratovolcanic cone; 4 — pyroclastic volcanic cone; 5 — proximal zone of volcanoes — lava flows (a), pyroclastic and epiclastic breccias (b), epiclastic breccias and conglomerates (c); 6 — products of rhyodacite volcanic activity — extrusive domes and lava flows (a), pyroclastic rocks — mostly pumice tuffs (b); 7 — products of explosive volcanic activity of pyroxene-hornblende andesites with biotite — ignimbrites (a), unwelded pumice tuffs (b); 8 — lava flows of pyroxene and feldsparphyric andesites, glassy at margins, passing into hyaloclastite breccias; 9 — deposits of marine environment —

reworked hyaloclastite breccias (a), epiclastic volcanic conglomerates and sandstones (b), tuffites, tuffaceous sandstones and tuffaceous siltstones (c); 10 — deposits of fluvial and/or limnic environment — epiclastic volcanic sandstones interbedded with conglomerates (a), with siltstones (b); 11 — denudated older extrusive complexes; 12 — denudated older pyroclastic volcanoes; 13 — denudated older stratovolcanoes; 14 — older filling of volcanotectonic depressions; 15 — marginal fault of graben; 16 — caldera fault; 17 — extent of the central Slovakia Neogene volcanic field; 18 — state boundary.

Fig. 8 Paleogeographic scheme of the central Slovakia Neogene volcanic field during the late Sarmatian to Lower Pannonian time

1 — products of rhyolite volcanic activity — extrusive domes and lava flows (a), pyroclastic and epiclastic volcanic rocks (b), dykes (c); 2 — products of basaltic andesite volcanic activity — small stratovolcano (a), dykes, sills and lava flows (b); 3 — tuffaceous and sandy sediments of intravolcanic and marginal basins; 4 — marginal faults of the Hodruša-Štiavnica horst; 5 — marginal faults of depressions; 6 — extent of the central Slovakia Neogene volcanic field; 7 — state boundary.

Fig. 9 Paleogeographic scheme of the eastern Slovakia volcanic region during the Eggenburgian time
1 — center of rhyolite volcanic activity; 2 — extent of sedimentary basin; 3 — faults.

Fig. 10 Paleogeographic scheme of the eastern Slovakia volcanic region during the Karpatian time
1 — center of rhyolite volcanic activity; 2 — extent of sedimentary basin; 3 — faults.

Fig. 11 Paleogeographic scheme of the eastern Slovakia volcanic region during the Lower to Middle Badenian time

1 — centers of rhyolite volcanic activity; 2 — extent of sedimentary basin; 3 — faults.

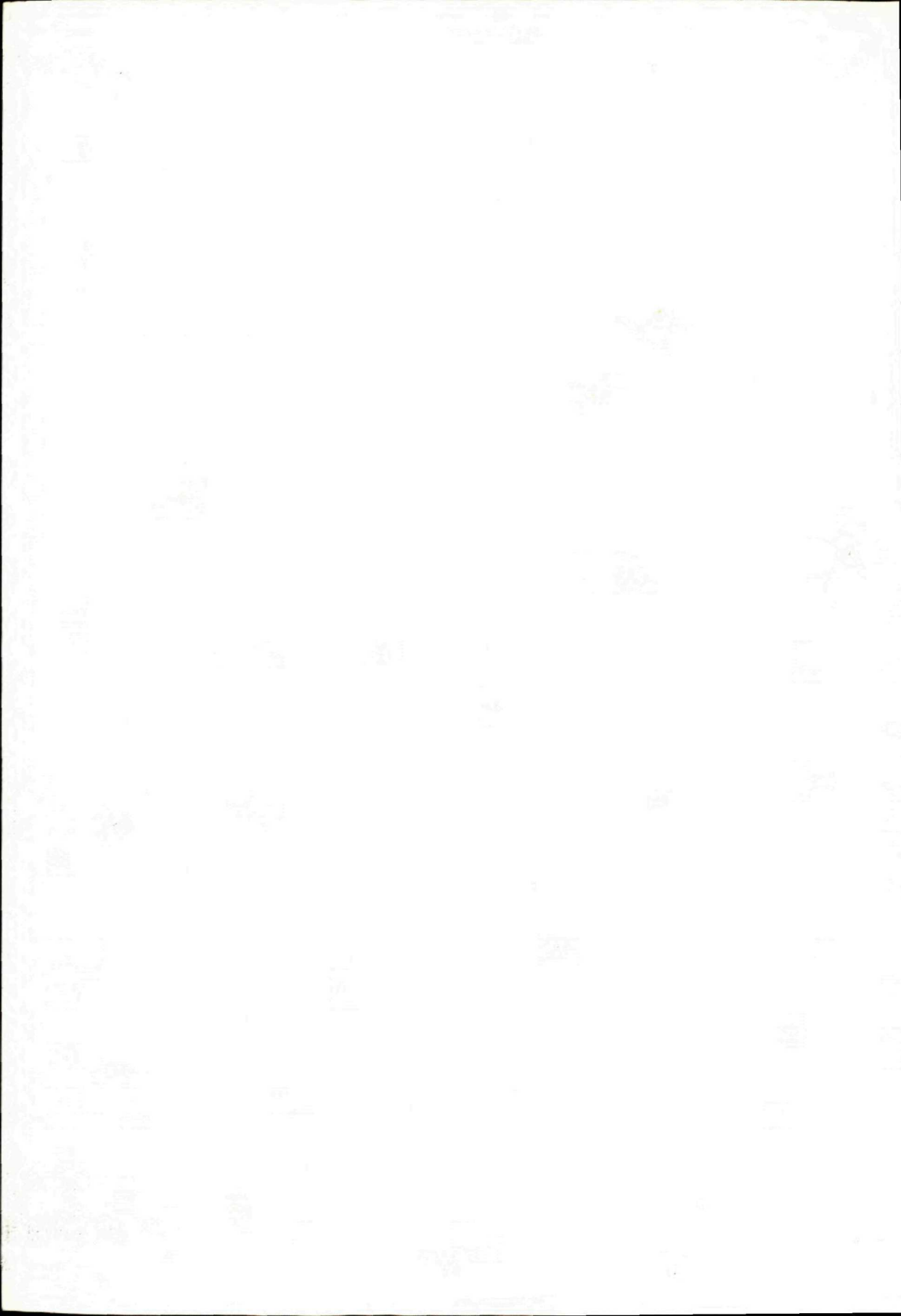
Fig. 12 Paleogeographic scheme of the eastern Slovakia volcanic region during the Upper Badenian to Lower Sarmatian time

1 — andesite stratovolcano; 2 — andesite extrusive domes; 3 — rhyolite to rhyodacite extrusive domes; 4 — centers of explosive rhyolite volcanic activity; 5 — extent of sedimentary basin; 6 — faults.

Fig. 13 Paleogeographic scheme of the eastern Slovakia volcanic region during the Middle Sarmatian to early Pannonian time

1 — andesite stratovolcanoes — volcanic cones (a), effusive complexes including subordinate pyroclastic rocks (b), complexes of reworked pyroclastic and epiclastic volcanic rocks (c); 2 — eruptive centers — diorite porphyry intrusions (a), andesite necks (b); 3 — andesite extrusive domes; 4 — rhyolite extrusive domes; 5 — extent of sedimentary basin; 6 — faults.

Translation: J. Lexa



IVAN KRAUS

Prejavy kaolinizácie v oblasti Turčianskej kotliny

7 obr., 2 fotogr. tab. (VIII, IX), anglické resumé

Abstract. Weathering crusts in the West Carpathian core mountains are scarcely preserved. They do not display any higher kaolinite concentrations. The first manifestations of primary kaolinization in the Žiar core mountains are indicated by sedimentary kaolins with the character of kaolinite sands outcropping at more localities near Rudno and Budiš on the NE margin of the mountain range. They are ranged in the older cycle of the Martin Beds in the Turčianska kotlina basin. In their clayey fraction kaolinite is dominant. Close to them granite sands and gravels were revealed by shallow drilling to 30 m. They represent the weathering, mostly eluvial mantle developed on the Žiar granitoids. Mineral composition of the clayey fraction (the illite + kaolinite ± montmorillonite association) proves that it is a relic of kaoline weathering crust, found for the first time on core mountain granitoids in the West Carpathians.

Úvod

V minulosti sa pre hypergénnu kaolinizáciu všeobecne tradoval nepriaznivý geotektonický vývoj vnútorných Západných Karpát. Súčasnú poznatky potvrdzujú, že má najväčšie opodstatnenie v jadrových pohoriach tatrika. Relikty kôr zvetrávania sú tu len ojedinele zachované a majú prevažne iný ako kaolínový charakter. V rôznych typoch granitoidov vo všetkých skúmaných jadrových pohoriach tatrika pri sekundárnej premene plagioklasov M. HARMAN (1982) potvrdil v prvom rade illit, prípadne montmorillonit alebo chlorit. Kaolinit úplne chýba, alebo je zastúpený v nepatrnom množstve.

Všetky doteraz známe prejavy kaolinizácie v Západných Karpatoch reprezentujú tri základné genetické typy kaolínových ložísk a výskytov: zvetrávacie (alebo kaolínové kôry zvetrávania), hydrotermálne a sedimentárne. Turčianska kotlina s príľahlým jadrovým pohorím Žiar má pri objasnení hypergéennej kaolinizácie Západných Karpát významné miesto, nakoľko sa tu zistili relikty kaolínových kôr zvetrávania a súčasne aj produkty ich redepozície v podobe výskytov sedimentárnych kaolínov.

Prof. RNDr. I. KRAUS, DrSc., Katedra ložiskovej geológie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

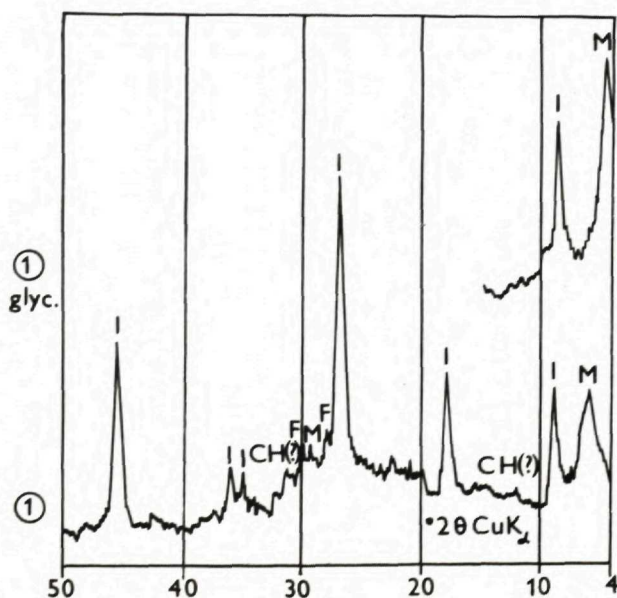
Kôra zvetrávania na granitoidoch Žiaru

Slabo diferencovaný granitoidný masív jadrového pohoria Žiar je tvorený porfyrickým dvojsľudným granitom až granodioritom, autometamorfným granitom a apliticko-pegmatitovým granitom — (L. KAMENICKÝ in M. MAHEL' ed. 1967). Chemické analýzy a modálne zloženie základných typov granitoidných hornín Žiaru poukazuje na prevahu plagioklasov nad K-živcami (tab. 1).

Proces zvetrávania granitoidov Žiaru možno sledovať na sv. okraji masívu, pri obciach Budiš a Rudno, v dvoch rôznych lokalitách.

Prvá sa nachádza sz. od obce Budiš, kde v povrchových odkryvoch vystupuje veľmi slabo rozložený leukokrátny apliticko-pegmatitový granit, ktorý tvorí šošovkovité telesá vo vrchnej časti granitoidnej intrúzie. V ílovitej frakcii je prítomný približne v rovnakom pomere montmorillonit a illit. V nepatrnom množstve môže byť zastúpený chlorit, ale kaolinit chýba (obr. 1).

Druhá lokalita sa nachádza medzi obcami Rudno a Budiš, kde na hranici granitoidov Žiaru a neogénnych sedimentov Turčianskej kotliny sú vyvinuté žulové eluviálne piesky a štrky, skúmané plytkými vrtmi do hĺbky 30 m (J. GAŠPARIK 1969). Ich vzťah k sedimentárnej neogénnej výplni Turčianskej kotliny je znázornený na obr. 2. Hmotnostný výnos frakcie pod 0,05 mm sa v žulových pieskoch a štrkoch pohybuje od 9,88 do 37,40 % (tab. 2).

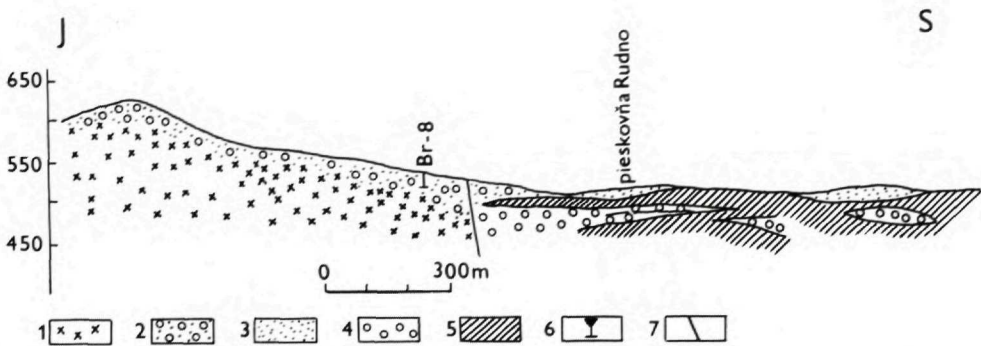


Obr. 1 Röntgendifrakčný záznam ílovitej frakcie pod 0,002 mm zvetralého apliticko-pegmatitového granitu jadrového pohoria Žiar, sz. obce Budiš. M—montmorillonit; I—illit; Ch—chlorit; F—živce; glyc.—vzorka solvatovaná glycerínom.

Tab. 1 Chemické analýzy a modálne zloženie granitoidných hornín Žiaru

	1	2	3	4
SiO ₂	70,85	71,54	72,69	74,17
TiO ₂	0,20	0,36	0,47	stopy
Al ₂ O ₃	15,55	13,54	14,67	14,61
Fe ₂ O ₃	1,41	2,59	0,97	1,14
FeO	0,81	0,18	1,40	0,42
MnO	0,02	0,06	0,05	0,05
MgO	0,49	0,65	0,81	0,45
CaO	1,79	1,65	0,67	0,42
Na ₂ O	4,29	3,95	3,20	3,15
K ₂ O	2,89	3,95	3,15	3,70
P ₂ O ₅	0,12	0,23	0,13	0,22
H ₂ O ⁺	0,11	0,06	0,18	0,17
H ₂ O ⁻	0,72	1,28	1,20	0,99
spolu	99,25	100,04	99,59	99,49
plagioklas	43,5	40	37	42
K — živec	31	22	20	20
kremeň	22	30	35	27
biotit	1	5	4	4
muskovit	2	2	2	6
akcesórie	0,5	1	2	1

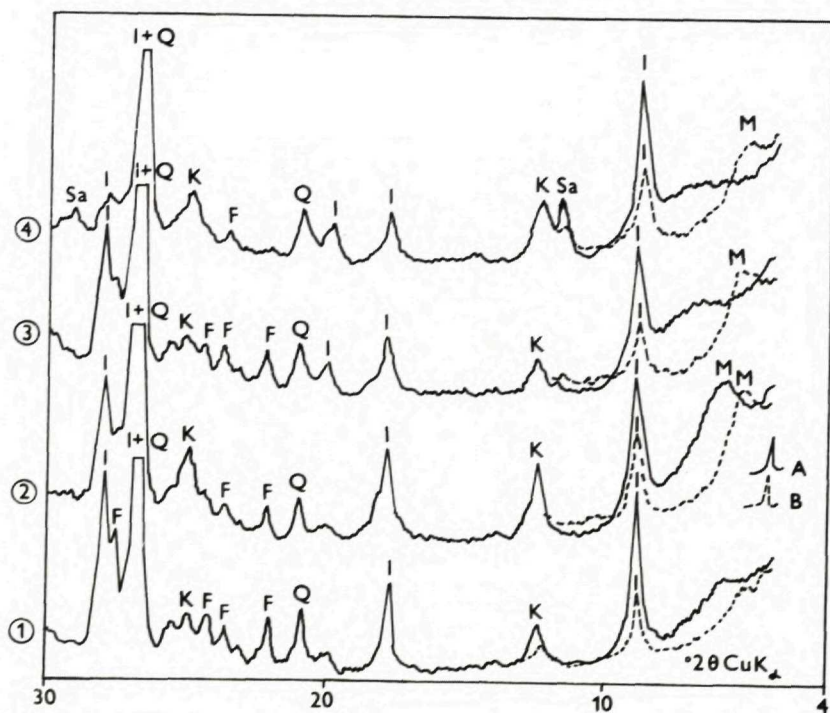
1 — dvojsľudný granit (O. MIKO 1966); 2 — biotický granit až granodiorit, vzorka ZK-62 (J. MAČEK et al. 1982); 3 — aplitoidný granit (O. MIKO 1966); 4 — aplitoidný granit (O. MIKO 1966).



Obr. 2 Geologický profil oblasťou Rudno-Budiš v Turčianskej kotline upravený podľa GAŠPARIKA (1969). 1 — granit; 2 — eluviálne granitové piesky a štrky; 3 — kaolinitové piesky (sedimentárny kaolín); 4 — piesky u ktorých minerálne zloženie ilovitej frakcie nebolo overované; 5 — tmavosivé íly u ktorých minerálne zloženie nebolo overované; 6 — vrt; 7 — dislokácia.

Tab. 2 Granulometrické zloženie žulových eluviálnych pieskov a štrkov v jadrovom pohori Žiar medzi obcami Budiš a Rudno (J. GAŠPARIK 1969)

Frakcia	Vrt BR-7 hĺbka 14,0—30,0 m	Vrt BR-8 hĺbka 0,0—30,0 m
nad 2 mm	7,55	11,04
1—2 mm	2,85	28,14
0,2—1 mm	29,13	38,04
0,05—0,2 mm	23,07	12,90
pod 0,05 mm	37,04	9,88
spolu	100,0 %	100,0 %



Obr. 3 Röntgenfrakčné záznamy ílovitkej frakcie pod 0,002 mm eluviálnych granitových pieskov a štrkov na sv. okraji jadrového pohoria Žiar medzi obcami Budiš a Rudno vo vrte BR-7. 1 — hĺbka 25,0—30,5 m; 2 — hĺbka 16,8—25,0 m; 3 — hĺbka 14,0—16,8 m; 4 — hĺbka 9,0—14,0 m. M — montmorillonit; I — illit; K — kaolinit; Q — kremeň; F — živce; Sa — sádrovec. A — vzorka v pridzenom stave; B — vzorka solvatovaná glycerinom.



Obr. 4 Röntgendifrakčné záznamy ilovitej frakcie pod 0,002 mm eluviálnych granitových pieskov a štrkov na sv. okraji jadrového pohoria Žiar vo vrte BR-8. 1 — hĺbka 29—30 m; 2 — hĺbka 27—28 m; 3 — hĺbka 23—24 m; 4 — hĺbka 19—20 m; 5 — hĺbka 15—16 m; 6 — hĺbka 11—12 m; 7 — hĺbka 7—8 m; 8 — hĺbka 3—4 m: I — illit; K — kaolinit; Q — kremeň; F — živce. A — vzorka v prirodzenom stave; B — vzorka solvatovaná glycerinom.

Tab. 3 Chemické analýzy materských hornín a produktov zvetrávania medzi obcami Budiš a Rudno v jadrovom pohorí Žiar

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	74,17	74,59	61,90	54,49	74,10	55,07
TiO ₂	stopy	0,24	0,78	0,81	0,18	0,94
Al ₂ O ₃	14,61	14,66	14,29	22,65	12,97	23,74
Fe ₂ O ₃	1,14	0,77	2,30	1,11	1,68	1,97
FeO	0,42	0,25	4,35	0,67	0,11	0,85
MgO	0,45	1,01	2,14	0,60	0,70	0,98
CaO	0,42	0,28	1,27	0,78	0,28	0,76
Na ₂ O	3,15	1,73	1,24	0,73	2,65	1,35
K ₂ O	3,70	3,90	3,27	4,21	4,16	3,92
MnO	0,05	0,020	0,11	0,06	0,004	0,04
P ₂ O ₅	0,22	0,10	0,17	0,02	0,12	0,03
SO ₃	—	0,10	1,28	—	0,88	—
H ₂ O ⁺	0,17	—	—	4,99	—	2,05
H ₂ O ⁻	0,99	2,00	6,89	8,48	2,39	7,88
spolu	99,49	99,65	99,99	99,60	100,224	99,58

1 — aplitoidný granit (O. MIKO 1966); 2 — slabo zvetralý apliticko-pegmatitový granit sz. od obce Budiš — minerálne zloženie ílovitej frakcie na obr. 1; 3 — kaolinizované eluviálne žulové piesky a štrky, vrt BR-7, hĺbka 9—14 m; 4 — dtto ako vzorka 3, frakcia pod 0,002 mm — minerálne zloženie ílovitej frakcie na obr. 3; 5 — kaolinizované eluviálne žulové piesky a štrky, vrt BR-8, hĺbka 11—12 m; 6 — dtto ako vzorka 5, frakcia pod 0,002 m, minerálne zloženie ílovitej frakcie na obr. 4; Vzorky 2, 3, 5 analyzoval GP Turčianske Teplice, vzorky 4, 6 analyzoval GÚ UK Bratislava

Vo vrte BR-7 vystupuje viac polôh piesčitých ílov, v ktorých vo vyseparovanej frakcii pod 0,002 mm má v celom profile zreteľnú prevahu illit. Kaolinit tvorí podstatnú prímes, zatiaľ čo montmorillonit sa nachádza iba v najspodnejšej časti, a to len v menšom množstve (obr. 3). Vo vrte BR-8 je viac zastúpená hrubozrnná frakcia, kde prevláda illit a montmorillonit chýba úplne. Kaolinit zreteľne prevláda ako prímes od povrchu približne do hĺbky 20 m. V spodnej časti žulových pieskov a štrkov je jeho zastúpenie nepatrné (obr. 4). Chemické analýzy materskej horniny a produktov zvetrávania sú uvedené v tab. 3.

Sedimentárne kaolíny Turčianskej kotliny

V západnej časti Turčianskej kotliny, na úpätí jadrového pohoria Žiar, vystupujú štrkovo-piesčito-ílovité sedimenty, zaraďované do staršieho cyklu martin-ských vrstiev — vrchný sarmat až spodný panón (T. BUDAY 1962). Materiál týchto sedimentov pochádza z granitoidov Žiaru a je po veľmi krátkom transporte nedokonale vytriedený. Podľa minerálneho zloženia a geologickej pozície (obr. 2) zodpovedá sedimentárnemu kaolínu.

Tab. 4 Chemické analýzy sedimentárnych kaolínov Turčianskej kotliny

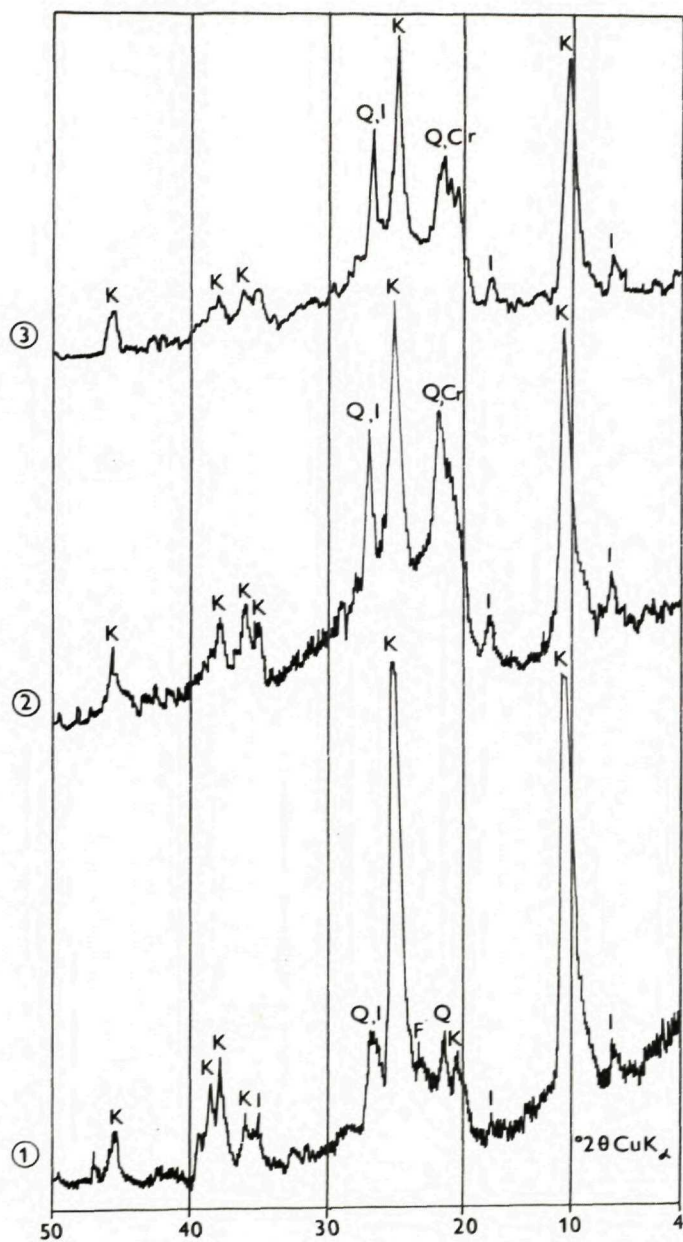
	1	2	3
SiO ₂	81,64	41,18	74,59
TiO ₂	0,14	0,29	0,24
Al ₂ O ₃	10,81	34,52	14,66
Fe ₂ O ₃	0,23	1,59	0,77
FeO	0,04	—	0,25
MgO	0,50	0,82	1,01
CaO	0,14	0,93	0,28
Na ₂ O	0,17	0,10	1,73
K ₂ O	3,65	0,62	3,90
MnO	0,003	0,01	0,020
P ₂ O ₅	0,07	0,01	0,10
SO ₃	0,08	—	0,10
str. suš.	—	1,53	—
str. žih.	2,52	14,04	2,00
spolu	99,993	95,64	99,65

1 — Rudno, pieskovňa; 2 — Rudno, pieskovňa, frakcia pod 0,002 mm, minerálne zloženie ílovitej frakcie na obr. 5; 3 — Budiš, pieskovňa. Vzorky 1, 3 analyzoval GP, Turčianske Teplice, vzorku 2 analyzoval GÚ UK, Bratislava.

Výskyty sedimentárnych kaolínov vystupujú v malých povrchových odkryvoch v obciach Rudno a Budiš i na jz. okraji Rudna. Sú zložené z angulárne obmedzených zrn kremeňa, čiastočne rozložených živcov a muskovitu. Ich vzťah ku granitoidom jadrového pohoria Žiar znázorňuje profil na obr. 2.

Z röntgendifrakčných záznamov ílovitej frakcie vyplýva dominantné postavenie kaolinitu, relatívne veľmi malá prímes illitu a neprítomnosť montmorillonitu (obr. 5). Okrem kaolinitu a kremeňa je v nich prítomná forma cristobalitu s neusporiadanou štruktúrou, označovaná ako lussatit, ktorá sa na mikrofotografii zhotovenej pomocou riadkovacieho elektrónového mikroskopu vyznačuje sférickými útvarmi zloženými z častíc tabuľkovitého habitu (tab. VIII, obr. 2).

Hmotnostný výnos frakcie pod 0,4 mm sa pri laboratórnom sledovaní pohyboval v rozmedzí od 5 do 10 %. Sedimentárne kaolíny majú priaznivé chemické zloženie, predovšetkým niektoré z nich majú veľmi nízky obsah Fe₂O₃. Najkvalitnejší typ z pieskovne pri cintoríne v obci Rudno v prirodzenom stave vykazuje pod 0,3 Fe₂O₃ (tab. 4, vz. 1), čo zatiaľ nemá analógiu u ostatných sedimentárnych kaolínov Západných Karpát. V laboratórnom meradle boli po odstránení ílovitej frakcie skúšané pre sklárske účely (J. GAŠPARIK 1969). Z minerálneho zloženia je zrejme, že tento materiál by mohol nájsť uplatnenie v keramickom priemysle.



Obr. 5 Röntgenfrakčné záznamy kaolinitového piesku (sedimentárny kaolín) frakcie pod 0,002 mm v oblasti Budiš-Rudno v Turčianskej kotline. 1 — Rudno, pieskovňa pri cintoríne; 2 — Budiš, pieskovňa pri škole; 3 — Rudno, sz. okraj obce. K — kaolinit; I — illit; Q — kremeň; Cr — cristobalit (lussatit).

Vznik kaolínových kôr zvetrávania

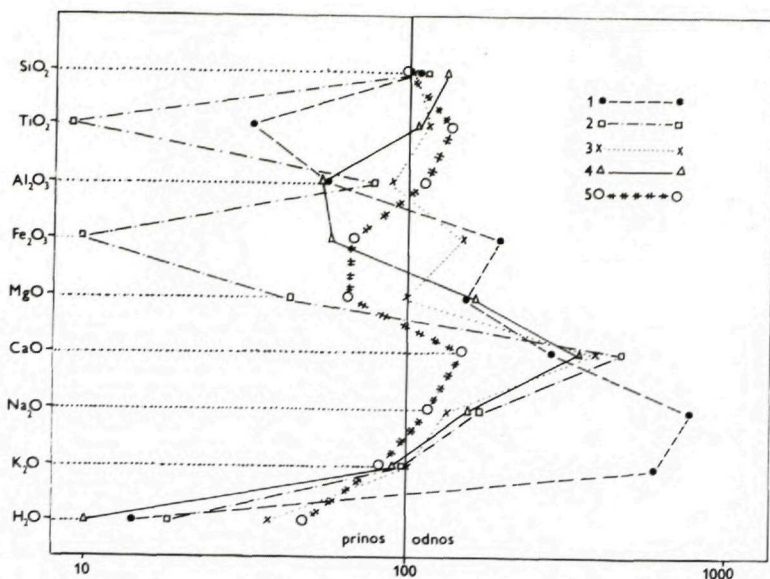
Granitoidy jadrových pohorí tatrika bývajú vo všeobecnosti len zriedkavo rozložené do štádia tvorby ílových minerálov. Preto sa mineralogickému štúdiu produktov ich zvetrávania doteraz nevenovala zvláštna pozornosť. Častejšie sa procesy zvetrávania na granitoidoch študovali z hľadiska morfoštruktúrneho (M. LUKNIŠ 1964, J. ČINČURA 1970), alebo fyzikálnomechanického. R. ONDRÁŠIK (1970) na tomto princípe, vo vertikálnom smere od povrchu so vzrastajúcou hĺbkou, bez stanovenia minerálneho zloženia pri ich zvetrávaní u granitoidov Považského Inovca, Tribča, Žiaru a Malej Fatry vyčleňuje:

- horizont úplného zvetrávania (hornina je úplne rozpadnutá a nemá zachovanú pôvodnú štruktúru a textúru);
- horizont intenzívneho zvetrávania (hornina je rozpadnutá na drobné úlomky a minerálne zrná, pričom zvislé medzery medzi úlomkami sú vyplnené hlinitým materiálom);
- horizont slabého zvetrávania (hornina je rozpadnutá na väčšie úlomky a balvany, zvislé medzery medzi nimi nie sú vyplnené hlinitým alebo drobnou úlomkovitým materiálom);
- horizont počiatočného zvetrávania (hornina je porušená sieťou puklín, ktoré môžu obsahovať hlinitú, alebo drobnou úlomkovitú výplň).

Podľa M. HARMANA (1982) sa ílové minerály pri zvetrávaní granitoidov tatrika tvoria hydrolytickým rozkladom plagioklasov, v ktorých sa obsah K_2O pohybuje od 0,77 do 5,02 %. Počas tohto procesu vznikajú tuhé roztoky amorfnych fáz SiO_x a AlO_x , ktoré zachytávajú najmenej pohyblivý K^+ , čím sa vyrovnáva nábojová nevyváženosť a vytvárajú sa vhodné podmienky pre vznik illitu. V pokročilejšej fáze zvetrávania, pri intenzívnejšej cirkulácii roztokov, je uprednostňovaným produktom sekundárnych premien montmorillonit, ktorý má však podľa citovaného autora len lokálny význam.

Takéto pomery boli zistené v jadrovom pozorí Žiar v lokalite sz. od obce Budiš (obr. 1). Na eluviálnych granitových pieskoch a štrkoch skúmaných vo vrtoch BR-7 a BR-8 do hĺbky 30 m je prakticky v celom profile stabilne zastúpený kaolinit. (obr. 3, 4). Táto skutočnosť spolu s výskytmi sedimentárnych kaolínov v okrajovej fácií martinských vrstiev Turčianskej kotliny dokazuje v jadrovom pohorí Žiar existenciu zvetrávania, pri ktorom sa vytvárali vhodné podmienky pre vznik kaolinitu. Vo vrte BR-8, kde môžeme s istotou hovoriť o elúviu, montmorillonit úplne chýba (obr. 4). Je priamym dôkazom, že v niektorých prípadoch na granitoidoch tatrika sa mohli formovať kaolínové kôry zvetrávania. Zachované relikty predstavujú koreňové — najspodnejšie, chemicky málo zrelé zóny počiatočného rozkladu a mechanického rozpadu. Poukazujú na to jednak výsledky chemických analýz, ale aj graf odnosu a prínosu, ktorý je z nich odvodený, najmä v porovnaní s kaolinizovanými granitoidmi veporika a gemerika (tab. 3, obr. 6).

Minerály granitoidných hornín jadrového pohoria Žiar je možné počas zvetrávania na základe stability rozdeliť na dve skupiny.



Obr. 6 Diagram prínosu-odnosu komponentov kaolinizovaných granitoidov Západných Karpát zostavený podľa GARRELSA — MACKENZIEHO (1971). 1 — kaolinizovaný dvojsľudný karlovarský granit; 2 — kaolinizovaný dvojsľudný granit na lokalite Váfkovo; 3 — kaolinizovaný granodiorit vo vrte KJ-21; 4 — kaolinizovaný granitový eluviálny piesok na lokalite Poproč; 5 — kaolinizovaný granitový eluviálny piesok a štrk vo vrte BR-8 v jadrovom pohorí Žiar.

Plagioklas (zriedkavejšie albit, najčastejšie oligoklas) sú vždy v rôznom stupni postihnuté sekundárnymi premenami. Podľa modálneho zloženia sa ich obsah v materských horninách pohybuje od 37 do 43,5 % (tab. 1). Predstavujú základnú zložku, podieľajúcu sa na tvorbe ílových minerálov.

Draselné živce (20—31 %) a muskovit (2—6 %) predstavujú v danej fáze zvetrávania na skúmaných profiloch stabilné minerály, ktoré nie sú vo väčšom rozsahu postihnuté hydrolytickým rozkladom.

Genéza sedimentárnych kaolínov

Sedimentárne kaolíny Turčianskej kotliny presvedčivo potvrdzujú intenzívnu kaolinizáciu granitoidov Žiaru. Na možnosť výskytu kôr zvetrávania na granitoidoch Žiaru v širšom okolí Budiša upozorňuje na základe svojich dlhoročných geomorfologických výskumov aj M. LUKNIŠ (1985 — ústne oznámenie). Granitové eluviálne piesky a štrky predstavujú zachované relikty spodnej časti kaolínovej kôry zvetrávania, v ktorej prevládajú sludy so stálou prímесou kaolinitu. Vychádzajúc z tohto poznatku môžeme predpokladať, že sedimentárne kaolíny

sa tvorili redepozíciou vrchnej časti primárnych kaolínov, keďže v nich vysoko prevláda kaolinit a je prítomná len nepatrná prímies illitu.

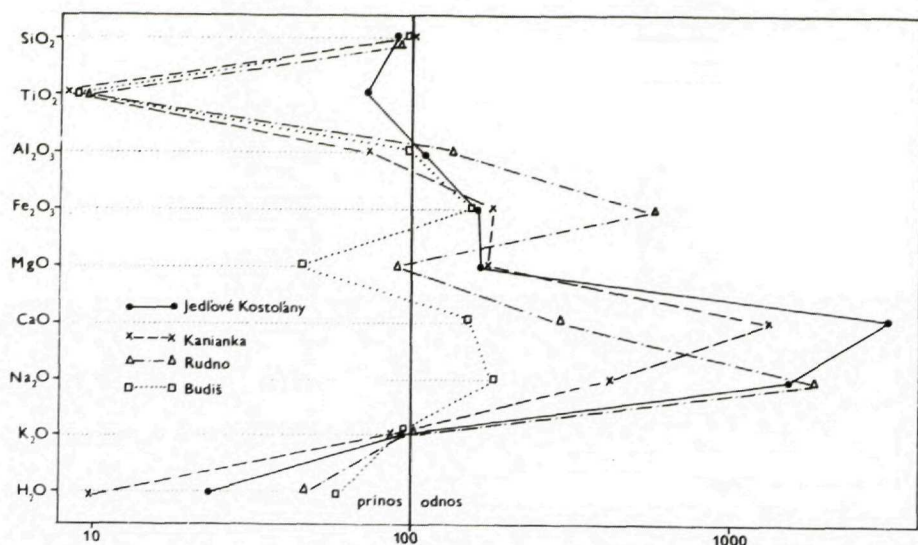
Najvýznamnejší predstaviteľ sedimentárneho kaolínu — kaolinitové piesky v Rudne sa ukladali po krátkom transporte v jazernom prostredí. Sledovaním ich vývoja je potrebné zistiť, či kaolinit prítomný v pieskoch má výlučne allotigénny pôvod, alebo či nedochádza počas sedimentácie a diagenézy aj k jeho autigénnemu vzniku.

Značný pokrok v riešení tohto problému umožňuje štúdium textúr ílov, ale hlavne kaolínov rôznych genetických typov pomocou riadkovacieho elektrónového mikroskopu, čo pôvodne rozpracovali B. F. BOHOR — P. E. HUGHES (1971), ale predovšetkým W. D. KELLER — HANSON (1975) a W. D. KELLER (1976₁, 1976₂, 1976₃, 1977). Pri sedimentárnych kaolínoch sa stáva rozhodujúcim znakom forma a tvar kaolinitových kryštálov. Prítomnosť neporušených kryštálov kaolinitu vermikulárneho typu poukazuje na možnosť jeho vzniku rekryštalizáciou v diagenetickom štádiu (L. H. PATTERSON — H. H. MURRAY 1984).

Dokonale zachované tvary vermikulárneho kaolinitu v sedimentárnom kaolíne z Rudna (tab. VIII, obr. 1) poukazujú na jeho autigénny vznik po usadení v malých limnických panvičkách, ktoré sa tvorili pri ústupe jazier z Turčianskej kotliny počas panónu (J. GAŠPARIK) 1969). Podstaná časť sedimentárneho kaolínu z Rudna je tvorená dobre izolovanými časticami tabuľkovitého tvaru, ktoré majú pravdepodobne allotigénny pôvod a formovali sa vo vrchnej časti kaolínovej kôry zvetrávania na granitoidoch Žiaru (tab. VIII, obr. 2). Prikláňame sa k názoru, že lussatit, prítomný v sedimentárnom kaolíne z Budiša (tab. IX, obr. 1), vzniká pri diagenetickej premene opálu na kremeň v procese starnutia (M. MARKOVÁ 1978). Výrazným kontrastom oproti sedimentárnemu kaolínu z Rudna pôsobí mikrofotografia zhotovená pomocou riadkovacieho elektrónového mikroskopu zo spodnej časti kaolínovej kôry zvetrávania, overenej na granitoidoch Žiaru vo vrte BR-7 (tab. IX, obr. 2). Zjavná je najmä mechanická deštrukcia ílových minerálov z kaolínovej kôry zvetrávania, ktorá hovorí v prospech autigénneho vzniku vermikulárneho kaolinitu z Rudna.

Intenzitu zvetrávacích procesov v zdrojových oblastiach môžeme charakterizovať minerálnym aj chemickým zložením sedimentárnych kaolínov (tab. 4). Diagram prínosu a odnosu komponentov v sedimentárnych kaolínoch, ktoré pochádzajú z kaolínových kôr zvetrávania granitoidov jadrových pohorí, vykazuje pozoruhodne zhodné smery vývoja (obr. 7). Toto konštatovanie potvrdzuje ich približne rovnaký spôsob vzniku, aj príbuzné zloženie materských hornín. Cenné sú predovšetkým deferifikačné procesy pri vzniku sedimentárnych kaolínov v Rudne. U väčšiny skúmaných sedimentárnych kaolínov dochádza aj k intenzívnemu odnosu CaO a Na₂O. Naproti tomu počas kaolinizácie granitoidov jadrových pohorí tatrika nedochádza k odnosu K₂O, čo zároveň platí aj pre kaolinizované granitoidy veporika a gemerika (obr. 6).

Kaolínová kôra zvetrávania na granitoidoch Žiaru predstavuje zatiaľ jediný overený relikť zachovaný v Západných Karpatoch na jadrových pohoriach.



Obr. 7 Diagram prínosu-odnosu sedimentárných kaolínov podunajskej panvy, Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny redeponovaných z kaolinizovaných granitoidov jadrových pohorí tatrika podľa GARRELSA — MACKENZIEHO (1971).

Tento poznatok je v súlade s názorom o asymetrickom vykleňovaní karpatského oblúka, vyslovený J. KRÁĽOM (1977) na základe F-T veku apatitov. Jeho vonkajšie, severnejšie časti boli vyzdvihnuté podstatne neskôr (Malá Fatra, Veľká Fatra, Vysoké Tatry v rozmedzí 10—22 mil. rokov) ako centrálné časti veporika (okolo 75 mil. rokov). Hodnovernosť tohto názoru podporujú aj zistenia pri zvetrávaní granitoidov jadrových pohorí tatrika: jediný relikť kaolínovej kôry zvetrávania sa zistil na granitoidoch Žiaru, kde vek výzdvihu dosahuje v priemere hodnoty okolo 50 mil. rokov (J. KRÁĽ 1985 — ústne oznámenie).

Literatúra

- BOHOR, B. F. — HUGHES, P. E. 1971: Scanning electron microscopy of clays and clay minerals. — *Clays and Clay Miner.*, 19, 1, 49—54.
- BUDAY, T. 1962: Neogén Turčianskej kotliny. — *Sbor. Ústř. Úst. geol.* 27, Praha, 475—502.
- ČINČURA, J. 1970: Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne. — *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied.* 22, 2, Bratislava, 148—162.
- GARRELS, R. M. — MacKenzie, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. — W. W. Norton and Co. — New York, 397.
- GAŠPARIK, J. 1969: Genéza piesčitých sedimentov v Turčianskej kotline a ich využitie. — *Geol. Práce, Správy* 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 171—178.
- HARMAN, M. 1982: Secondary alterations of plagioclases of granitoid rocks of the West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 5, Bratislava, 635—650.
- KELLER, W. D. 1976: Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin — I. — *Clays and Clay Miner.*, 24, 3, 107—113.

- KELLER, W. D. 1976₂: Scan electron micrographs of kaolin collected from diverse environmental of origin — II. — *Clays and Clay Miner.*, 24, 3, 114—117.
- KELLER, W. D. 1976₃: Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse origin — III. — Influence of parent material on flint clays and flint — like clays. — *Clays and Clay Miner.*, 24, 5, 262—264.
- KELLER, W. D. 1977: Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin — IV. — Georgia kaolin and kaolinizing source rocks. — *Clays and Clay Miner.*, 25, 5, 311—345.
- KRÁL, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.* 28, 2, Bratislava, 269—276.
- LUKNIŠ, M. 1964: Pozostatky starších povrchov zarovňávania reliéfu v československých Karpatoch. — *Geogr. Čas.*, 16, 3, Bratislava, 289—298.
- MACEK, J. — CAMEL, B. — KAMENICKÝ, L. — PETRIK, I. 1982: Documentation and basic characteristics of granitoid rock samples of the West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 5, Bratislava, 601—621.
- MAHEĽ, M. ed. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2, 1 — Západní Karpaty, Academia Praha, 495.
- MARKOVÁ, M. 1978: K otázkam genézy lussatitu. — *Miner. slov.*, 10, 1, Bratislava, 37—46.
- MÍKO, O. 1966: Petrografia a ťažké minerály hornín kryštalinika Žiaru. — Diplomová práca — archív Katedry petrografie, Prírod. fak. UK Bratislava, 81.
- ONDRÁŠIK, R. 1970: Inžiniersko-geologický výskum v kôre zvetrávania na Slovensku. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91.
- PATTERSON, S. H. — MURRAY, H. H. 1984: Kaolin, Refractory Clay, Ball Clay and Halloysite in North America, Hawaii and the Caribbean Region. — *Geol. Surv. Prof. Paper 1306* — Washington, 56.
- PEDRO, G. 1971: Experimentálne issledovanija geochimičeskogo vyvetrivanija kristalličeskich porod. — *Mir, Moskva*, 251.

Ivan Kraus

Kaolinization indications in Turčianska kotlina basin

Summary

A clay mineral association was found in eluvial sands and gravels in granitoids of the Žiar core mountains. The association comprised clay minerals of an intermediary type between the bisialic, and monosialic weathering in PEDRO'S sence (1971). It proves that even in the Tatric granitoids there were favourable conditions for the formation of kaolin weathering crusts. The relics preserved represent a root zone of initial decomposition and mechanical disintegration. The zone shows poor chemical maturity. The upper part was destroyed and redeposition products deposited as sedimentary kaolins. They are part of an older cycle of the Martin Beds in the Turčianska kotlina basin around Rudno. The kaolinite only contains a small illite admixture. A smaller part of kaolinite in sedimentary kaolin has authigenic origin (Fig.7). The most part is allothigenic. It formed in the original weathering crust.

Information on the kaolin weathering crust preserved on the Žiar granitoids is in accordance with KRÁL'S (1977) opinion about the asymmetrical vaulting of the Carpathian Arch, based on the fission-track age of apatites. The opinion is supported by the fact that the average age value of the Žiar granitoids uplift is about 50 Ma (KRÁL 1985, personal information) which is considerably more than on granitoids of core mountains where the kaolin weathering was not proved: the Malá Fatra Mts, the Veľká Fatra Mts., the Vysoké Tatry (High Tatra) Mts. with the age of the uplift ranging from 10 to 22 Ma.

Explanations of Figures

Fig. 1 X-ray diffraction pattern of fraction below 0.002 mm of weathered aplite — pegmatite granite from the Žiar core mountain range, NW of the village Budiš.

M — montmorillonite; I — illite; Ch — chlorite; F — feldspars; glyc. — sample, solvated with glycerine

Fig. 2 Geological cross-section of the area around Rudno — Budiš in the Turčianska kotlina basin; modified after GAŠPARIK (1969). 1 — granite; 2 — eluvial granite sands and gravels; 3 — kaolinite sands (sedimentary kaolin); 4 — sands whose clayey fraction mineral composition has not been checked; 5 — dark-grey clays whose mineral composition has not been checked; 6 — borehole; 7 — dislocation.

Fig. 3 X-ray diffraction patterns of clayey fraction below 0.002 mm of eluvial granite sands and gravels on the NE margin of the Žiar core mountain range between the villages Budiš and Rudno in the borehole BR-7. 1 — depth 25.0—30.5 m; 2 — depth 16.8—25.0 m; 3 — depth 14.0—16.8 m; 4 — depth 9.0—14.0 m. M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, Q — quartz; F — feldspars; Sa — gypsum. A — sample in natural state; B — sample solvated with glycerine.

Fig. 4 X-ray diffraction patterns of clayey fraction below 0.002 mm of eluvial granite sands and gravels on the NE margin of the Žiar core mountain range in the borehole BR-8. 1 — depth 29—30 m; 2 — depth 27—28 m; 3 — depth 23—24 m; 4 — depth 19—20 m; 5 — depth 15—16 m; 6 — depth 11—12 m; 7 — depth 7—8 m; 8 — depth 3—4 m; I — illite; K — kaolinite; Q — quartz; F — feldspars.

A — sample in natural state; B — sample solvated with glycerine.

Fig. 5 X-ray diffraction patterns of kaolinite sand (sedimentary kaolin) of fraction below 0.002 mm in the area of Budiš-Rudno in the Turčianska kotlina basin.

1 — Rudno, sand-pit near cemetery; 2 — Budiš, sand-pit near school; 3 — Rudno, NW periphery of the village. K — kaolinite; I — illite; Q — quartz; Cr — cristobalite (lussatite).

Fig. 6 Diagram Supply-removal components of kaolinized granitoids components in the West Carpathians, compiled according to GARREL-MACKENZIE (1971). 1 — kaolinized two-mica Carlsbad granite; 2 — kaolinized two-mica granite at the locality Váfkovo; 3 — kaolinized granodiorite in the borehole KJ-21; 4 — kaolinized granite eluvial sand at the locality Poproč; 5 — kaolinized granite eluvial sand and gravel in the borehole BR-8 in the Žiar core mountain range.

Fig. 7 Diagram Supply-removal of components of sedimentary kaolins in the Danube Basin, in the Hornonitrianska and Turčianska kotlina basins, redeposited from kaolinized granitoids of the Tatric core mountain ranges. Compiled according to GARRELS — MACKENZIE (1971).

Explanations to Plates VIII—IX

Plate VIII

Fig. 1—2 Electron microphotograph made by scanning electron microscope from sedimentary kaolin in the Rudno sand-pit — the source area of the Žiar Mts. Vermicular kaolinite crystals; magn. 4800 × (at the left). „Tabular“ kaolinite crystals, magn. 10000 × (at the right).

Plate IX

Fig. 1 Electron microphotograph made by scanning electron microscope, from sedimentary kaolin in sand-pit of the village Budiš — the source area of the Žiar Mts. Magn. 4800 ×.

Fig. 2 Electron microphotograph made by scanning electron microscope, from granite eluvial sands and gravels of the Žiar Mts., from the borehole BR-7, depth 14.0—16.8 m.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám VIII—IX

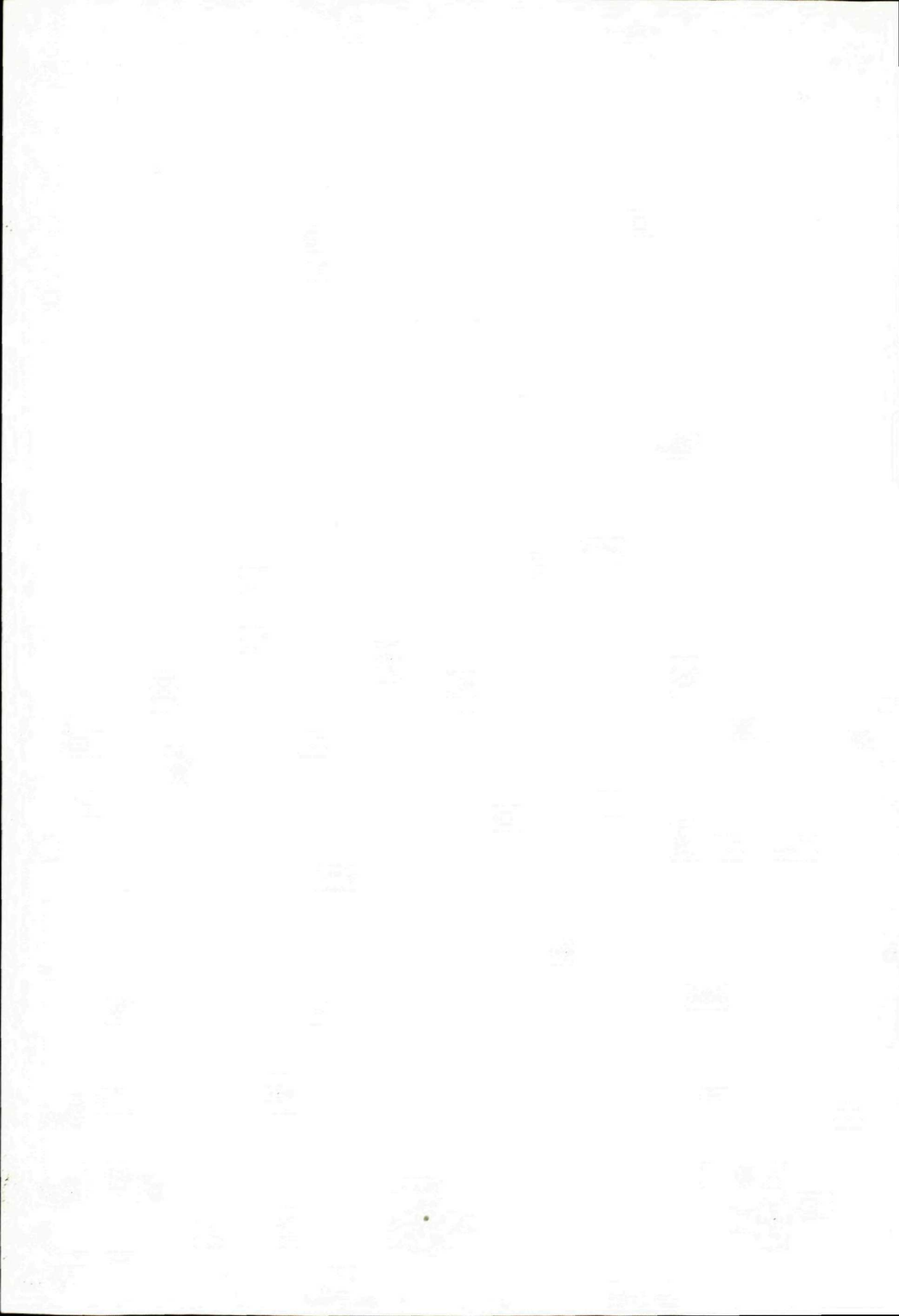
Tabuľka VIII

Obr. 1, 2 Elektronová mikrofotografia z riadkovacieho elektrónového mikroskopu, zo sedimentárneho kaolínu v pieskovni Rudno — zdrojová oblasť Žiaru. Kryštály vermikulárneho kaolinitu, zväčš. 4800 × (vľavo). Kryštály „tabuľkovitého“ kaolinitu, zväčš. 10000 × (vpravo).

Tabuľka IX

Obr. 1 Elektronová mikrofotografia z riadkovacieho elektrónového mikroskopu zo sedimentárneho kaolínu v pieskovni obce Budiš — zdrojová oblasť Žiaru. Zväčš. 4800 ×.

Obr. 2 Elektronová mikrofotografia z riadkovacieho elektrónového mikroskopu zo žulových eluviálnych pieskov a štrkov Žiaru vo vrte BR-7, hĺbka 14,0—16,8 m.



RUDOLF RUDINEC

Dvojetážová stavba vnútrokarpatského paleogénu pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku

2 obr., anglické resumé

Abstract. Drilling and geophysical results indicate the double-levelled structure of the Inner-Carpathian Paleogene S of the Klippen Belt in East Slovakia. The upper level is represented by fold-imbriation structure — nappe overthrust. The lower level is mostly subhorizontal, with interformational bodies (conglomerates, marlstones and marly-calcareous breccia).

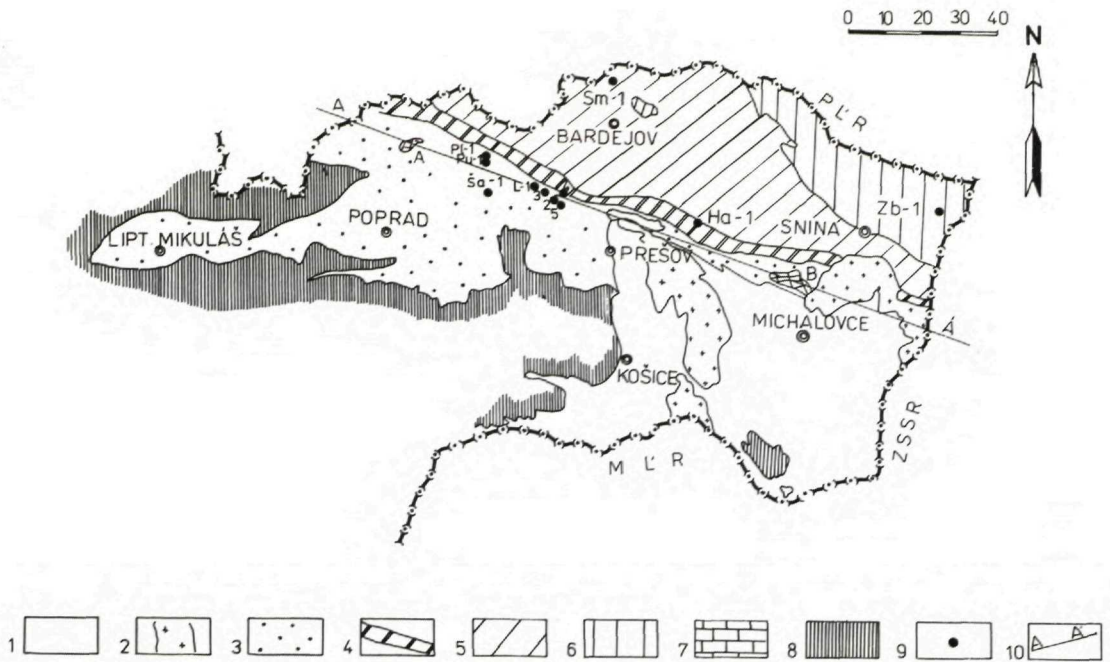
V posledných rokoch sa vo vnútrokarpatskom paleogéne pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku (Šambron — Lipany — Sabinov) urobili pomerne rozsiahle geofyzikálne práce a viaceré hlboké vrty (obr. 1). Ich zásluhou sa získali nové poznatky o litofaciálnej náplni, hrúbke a čiastočne tektonickej diferenciacii vnútrokarpatského paleogénu a jeho bezprostredného podložia.

Už prvé výsledky vrtov zo štruktúry Lipany signalizovali určitú možnú diferencovanosť v tektonickom vývoji vnútrokarpatského paleogénu a ďalšie doplnujúce podklady túto predstavu len podporujú.

Ukazuje sa, že vnútrokarpatský paleogén na skúmanom území môžeme rozdeliť v podstate na dve časti. Vrchnú časť reprezentuje typická flyšová sedimentácia s vrásovo-šupinatou stavbou. Táto časť bude najpravdepodobnejšie nasunutá ako príkrov na spodnejšie časti. Litofaciálne ju reprezentujú sivé až tmavosivé ílovce, siltovce a pieskovce v rôznom zastúpení, event. ďalšie litofácie známe z povrchu na tomto území (R. MARSCHALKO 1975).

Spodná časť je vo všeobecnosti charakterizovaná relatívne pokojnejším uložením (5—30°). Litofaciálne ju budujú tmavé ílovce s preplástkami až polohami pieskocov, ktorých hrúbka sa vertikálne aj laterálne dosť mení, ojedinele bola zistená až cez 100 m (vrt Lipany — 2).

Charakteristickou črtou tejto časti paleogénneho profilu je pomerne hojný výskyt interformačných telies. Tieto sú zastúpené zlepenkami a brecciami (drobné úlomky až väčšie kusy slieňovcov, vápencov, dolomitov a ojedinele aj ílovcov). V niektorých vrtoch ide o jedno takéto interformačné teleso (vrt Lipany-2, 5, a sčasti vo vrte Lipany-4), inde ich môže byť aj viac (vrt Lipany-3 —



Obr. 1 Geologická mapa východného Slovenska

Podklad: Tektonická mapa ČSSR 1:100 000 T. BUDAY, M. MAHEĽ, M. MAŠKA, A. MATĚJKA, J. SVOBODA, V. ZOUBEK 1960.

1 — neogénna výplň; 2 — neovulkanity; 3 — vnútrokarpatský paleogén; 4 — bradlové pásmo; 5 — magurský príkrov; 6 — duklianska jednotka; 7 — mezozoikum: A — ružbašský ostrov, B — humenská hrať; 8 — staršie predpaleogénne súvrstvie vcelku; 9 — hlboké vrty: L — Lipany, Ša — Šariš, Pl — Plavnica, Pu — Šambrón, Ha — Hanušovce, Sm — Smilno, Zb — Zboj; 10 — geologický rez.

R. RUDINEC 1981, 1984, R. RUDINEC — M. ŘEŘICHA 1985). Ich hrúbka kolíše, vo vrte Lipany-2 má 225 m (2455—2680 m), vo vrte Lipany-5 má až 735 m (2130—2865 m), vo vrte Lipany-4 iba 50 m (2305—2355 m). Vo vrte Lipany-3 boli prevrätané tri polohy, 160 m (2560—2720 m), 90 m (2810—2900 m), a 40 m (2930—2970 m).

Spracovanie relatívne bohatej fauny z vápencových fragmentov v brekciách J. ŘEHÁNKOM (1980, 1983, 1986) na štruktúre Lipany prinieslo zaujímavé výsledky. Zatiaľ čo vo vrtoch Lipany-3 a 5 sa zistila príslušnosť fragmentov k spodnej kriede (berias — valangin), vo vrte Lipany-2, ktorý sa nachádza uprostred, sa zistila júrska-malmská fauna (obr. 1). Vo vrte Lipany-4 bola zistená menej preukázateľná fauna poukazujúca na spodnú kriedu (berias-valangin) a vrchnú (alb? — cenoman).

Na SZ, vo vrtoch Šambrón-1 (PU-1) a Plavnica-1, sa zistili v spodnej časti profilu ich ekvivalenty — interformačné zlepence až brekcie. Vo vrte Šambrón-1 s hrúbkou 537 m (1460—1997 m) a vo vrte Plavnica-1 sú tri polohy zlepenčov

a ojedinele brekcií o hrúbke 50 m (1375—1425 m), 170 m (1665—1835 m) a 80 m (1895—1975 m). Úklon vrstiev v spodnom intervale vrtu Plavnica-1 je od 5—15° (obr. 2).

Vo vrte Šariš-1 (T. Koráb — ústna informácia), ktorý je najviac vzdialený od bradlového pásma, sa pod typicky flyšovou, vrásovo-šupinatou stavbou zistila mohutná poloha slieňovcovo-vápnitej brekcie (994—1190 m). Podľa korelácie s okolitými vrtmi predpokladáme, že slieňovce budú vo východnej časti Levočských vrchov vytvárať najpravdepodobnejšie väčšie šošovkovité teleso.

Relatívne dobre je možné sledovať túto dvojetážovú stavbu vnútrokarpatského paleogénu vo väčšine seizmických rezov z tohto územia. Tu sa vrchná časť, zodpovedajúca vrásovo-šupinatej stavbe, prejavuje chaotickým obrazom, bez výraznejších reflexov. Prvá výraznejšia skupina reflexov sa začína prejavovať v miestach najpravdepodobnejšieho prikrvného násunu vrchnej časti paleogénneho profilu.

Násunová plocha sa v priestore štruktúry Lipany prejavuje v hĺbke 1800—2000 m. Vo vrte Šariš-1 je to v hĺbke okolo 1000 m a v priestore vrtu Plavnica-1 asi v hĺbke 1300 m. Jej priebeh z dostupných materiálov pozdĺž južného úpätia bradlového pásma možno čiastočne vidieť na obr. 2.

Spodná, pokojnejšia časť paleogénneho profilu je v seizmických rezoch charakterizovaná relatívne väčším počtom subhorizontálnych reflexov, aj keď sa tu vyskytujú interformačné telesá. Ich tvar sa v horizontálnom smere pomerne často mení (obr. 2). Podľa petrografických štúdií J. ŘEHÁNKA (1983) v oblasti lipianskej štruktúry sú interformačné brekcie produktom rýchleho a krátkeho transportu. Ich genézu spájame s existenciou kordilér vyčnievajúcich nad hladinu paleogénneho bazénu. Vzhľadom na ich nevýrazné zastúpenie vo vrte Lipany-4, ktorý je najbližšie k bradlovému pásmu, predpokladáme, že hlavný znos materiálu z týchto kordilér bol z juhovýchodu, resp. z juhu. To bude platiť asi aj pre oblasť Šambron a Plavnice, kde sa zdrojové masívy mohli nachádzať vo výrazne elevovanej zóne s vrcholom pri Bajerovciach. Predpokladá sa, že tu mohli byť obnažené okrem karbonátov mezozoika aj staršie súvrstvia. Menší význam budú mať pravdepodobne zdrojové oblasti z kordilér na severe, v priestore bradlového pásma, ktoré predpokladali F. CHMELÍK — B. LEŠKO (1976). Interformačné telesá sú veľmi pozoruhodné z hľadiska rezervoárov uhľovodíkov, ropy a plynu, ako to potvrdili doterajšie výsledky v štruktúre Lipany a vo vrte Šariš-1.

Na báze paleogénu vo vrtoch na štruktúre Lipany bola zistená 60—130 m hrubá poloha pestrých — fialovohnedých brekciovitých ílovcov. Ich rozšírenie predpokladáme hlavne v širšom okolí štruktúry Lipany a Sabinov a možno i v depresnej časti západne od štruktúry Šambron (obr. 2). Neboli tu zistené bazálne klastiká, známe napríklad z južného okraja paleogénu event. v Liptovskej kotline (P. GROSS et al. 1980), ktoré tu predpokladal F. CHMELÍK in O. FUSÁN et al. (1963). Nedokázali sa ani zlepenca a brekcie bazálnej transgresívnej litofácie v zmysle R. MARSCHALKA (1975). Vo vrte Plavnica-1 bezprostredný základ paleogénu tvoria silne deformované až mierne zvrásnené ílovce, v ktorých sa nachádzajú „utopené“ kusy ílovcov a pieskovcov (ílovcová me-

lanž). Toto súvrstvie leží diskordantne na svetlosivých rozpukaných mezozoických dolomitoch.

Na celom skúmanom území paleogénne sedimenty ležia diskordantne na mezozoických súvrstviach, ktoré tu tvoria morfológicky členitý reliéf (obr. 2).

Otázka južného obmedzenia dvojetážového vývoja vnútrokarpatského paleogénu, teda aj plochy event. vrchného príkrovu sa z dnes dostupných materiálov nemôže bližšie interpretovať.

Literatúra

- FUSÁN, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Vysoké Tatry. — Geofond, Bratislava, 251.
- GROSS, P. — KÖHLER, E. et al. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 242.
- CHMELÍK, F. — LEŠKO, B. 1976: Perspektívy vyhľadávania ložísk ropy a zemného plynu v centrálnokarpatskom paleogéne a jeho hlbinného podkladu východne od Vysokých Tatier. — Geol. Průzk., 5, Praha.
- MARSCHALKO, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek a prostredia ich vzniku (východné Slovensko). — Náuka o Zemi 9, Sér. geol. 10, Veda, Bratislava, 143.
- NEMČOK, J. et al. 1977: Štruktúrny vrt PU-1 Šambron (Lubovnianska vrchovina). — Region. Geol. Západ. Karpát 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 72.
- ŘEHÁNEK, J. 1983: Mikrofaciální srovnání mezozoických karbonátových fragmentů z centrálněkarpatského paleogénu na vrtech Lipany-2 a 3. — Manuskript — archiv MND, Michalovce, 4.
- ŘEHÁNEK, J. 1986: Petrograficko-faciální analýza vrtných jadier z vrtu Lipany-4. — Manuskript — archiv MND, Michalovce,
- RUDINEC, R. 1981: Závěrečná správa z hlbokého štruktúrneho vrtu Lipany-2. — Manuskript — archiv MND Michalovce, 14.
- RUDINEC, R. 1984: Závěrečná správa z vrtu Lipany-3. — Manuskript — archiv MND Michalovce, 11.
- RUDINEC, R. — ŘEŤICHA, M. 1985: Závěrečná správa vrtu Lipany-5. — Manuskript — archiv MND, Michalovce, 7.

Rudolf Rudinec

Double-levelled structure of Inner-Carpathian Paleogene at southern foot of Klippen Belt in East Slovakia

Summary

The drilling and geophysical results show that the Inner-Carpathian Paleogene at the southern foot of the Klippen Belt, approximately in the area of Šambron — Lipany — Sabinov, may be divided into two parts.

The upper part is represented by typical flysch sedimentation with fold-imbrication structure — the Šambron beds. The lower part is characterized by moderate dip (5—30°). Dark claystones contain frequent interformational bodies of conglomerates, breccia (clast and pieces of marlstones, limestones, dolomites, sporadic claystones). Their thickness ranges from 20 to 750 m. Stratigraphic range of carbonates in breccia is variable: Upper Cretaceous, Jurassic, Triassic.

The double-levelled structure of the Paleogene may also be traced in seismic section. The upper part is characterized by a chaotic pattern of indistinct reflexes; the lower part shows plentiful subhorizontal distinct reflexes.

Explanations of Figures

Fig. 1 Geological map of East Slovakia based on Tectonic map of CSSR 1 : 100 000 by T. BUDAY, M. MAHEĽ, M. MÁŠKA, A. MATĚJKA, J. SVOBODA, V. ZOUBEK 1960

1 — Neogene filling, 2 — neovolcanics, 3 — Inner-Carpathian Paleogene, 4 — Klippen Belt, 5 — Magura nappe, 6 — Dukla unit, 7 — Mesozoic: A — Ružbachy islet, B — Humenné horst; 8 — pre-Paleogene formation, undivided; 9 — deep boreholes: L — Lipany, Ša/Šariš, Pl — Plavnica, Pu — Šambron, Ha — Hanušovce, Sm — Smilno, Zb — Zboj; 10 — geological cross section

Fig. 2 Schematic geological and lithofacial section through Inner-Carpathian Paleogene along southern foot of Klippen Belt (R. RUDINEC 1986)

1 — Inner-Carpathian Paleogene: a — upper part with fold-imbrication structure — nappe overthrust ? b — lower part — flysch in subhorizontal position (5—30°) with interformational bodies (conglomerates, conglomerate-calcareous breccia); 2 — variegated claystones, 3 — Mesozoic, 4 — basement Mesozoic elevations and depressions, 5 — faults

ALFONZ BUJNOVSKÝ — ONDREJ SAMUEL

Litofaciálna a biostratigrafická interpretácia predneogénneho podložia vrtov Závod-79, 81 a 84 (viedenská panva)

4 obr., anglické resumé

Abstract. The authors describe dolomites revealed by the boreholes Závod-79 and 84 in the Vienna Basin Neogene basement with respect to lithofacies and stratigraphy. Foraminifers found indicate the Upper Norian to Lower Norian age of hauptdolomite.

V rámci spolupráce medzi Geologickým ústavom D. Štúra a MND, Hodonín sme vyhodnotili predneogénne podložie vrtov predbežného prieskumu na ropu a zemný plyn Závod-79 a 84. Prvý z menovaných vrtov bol lokalizovaný asi 1 500 m južne, kým druhý asi 2250 m juhozápadne od obce Závod. Predmetné vrty sú v predloženej práci vyhodnotené z aspektu litostratigrafického, na základe petrologických mikrobiostratigrafických výskumov.

Vrt Závod-79

Podľa litostratigrafického vyhodnotenia vrtného jadra (č. 2—6) možno vyčleniť v skúmanom rozsahu vrtu od nadložia do podložia tieto litostratigrafické jednotky (obr. 4):

- konglomeráto-brekcie (terciér — ? spodný karpát),
- brekcie (terciér),
- celistvé dolomity (stredný — vrchný trias).

Dolomitové konglomeráto-brekcie
(terciér — ? spodný karpát)

Konglomeráto-brekcie (v zmysle N. B. VASSOJEVIČA 1958) boli navrátené v hĺbke 4379 až 4413 m (jadro č. 2, 3). Ide o sivé dolomitové zlepenca s ojedinelými



Obr. 1 Situačná mapa vrtov Závod (viedenská panva)

ostrohrannými úlomkami. Dolomitové valúny majú veľkosť asi 5 cm, ale ojedinele aj viac. Zaoblené valúny sú ploché, prípadne aj izometrické.

Zloženie zlepcov pozostáva z rôznych variet dolomitu. Ojedinelý tmel má dolomitový charakter a je bez fosílií. Valúny dolomitu sú svetlosivej, tmavosivej a ružovej farby. Mikroskopicky zodpovedajú dolomikritom, rekrystalizovaným dolomikritom a biomikritom s gastropódovou mikrofáciou, ostrakódovou mikrofáciou, aciculáriovou mikrofáciou a foraminiferovou mikrofáciou. Z konglomerátov bola zistená nasledovná fauna:

hĺbka 4380,5 m — *Agathammina austroalpina* KRISTAN — TOLLMANN,
 hĺbka 4410,0 m — *Semiinvoluta* (cf. *s. clari* KRISTAN, 1957), *Glomospirella* cf. *schengi* HO, *Angulodiscus* sp. (cf. *A. friedli* KRISTAN — TOLLMAN), hĺbka 4410,5 m — *Angulodiscus friedli* (KRISTAN — TOLLMANN).

Všetky vyskytujúce sa druhy sú viazané hlavne na norik až spodný rét.

LITOSTRATIGRAFICKÝ PROFIL PREDNEOGÉNNÉHO PODOLŽIA VO VRTE

Z Á V O D - 81, 81a

Zostavil: A. Bujnovský, 1986

makropis	litológia	vz.	hlbka v m	č.j.	vek	m i k r o p o p i s
HALŠTÁTSKÉ VÁPENCE			3700 - 3704	1	STR TRIAS	biomikrit s Ammodiscus sp., Ammodiscus sp. (cf. A. paraprisicus Hô), Ammodiscus paraprisicus Hô, Permodiscus sp., Permodiscus planidiscoides Oberhauser Trochemimina sp., Tetrataxis inflata Kristan, Tetrataxis sp. (cf. T. nana Kristan Tollman), Dentalina sp., Dentalina (cf. hoi Trifonova Frondicularia wodwardi Howchin, Ophthalmidium Lucidum (Trifonova) Spiroloculina praecursor Oberhauser, Lenticulina acutiangulata (Terquem) Lenticulina cf. sulimbata Kristan Tollman ? Valvulina sp.
ANHYDRITY S VLOŽKAMI ČIERNYCH ÍLOVCOV			3750-3754	2	VRCHNÝ TRIAS	ílovice s obsahom mikroflóry: Porcellispora longdonensis (Clarke) Scheuring, Praeirculina granifer Scheuring, Praeirculina scurrilis Scheuring; Fossapollenites moderatus Scheuring, Patinasporites densus (Leschik) Scheuring, Pseudenzonalesporites summus Scheuring, Claesopollis cf. torosus (Reissinger) Balme cf. Granuloperculatipollis rudis Venk et Gorzan.
PIESKOVCE DOLOMIT GUT. VÁPENEC			3813-3815	3	STR TRIAS	Lenticulina sp. Meandrospira sp. ? Permodiscus sp.
KARBONATICKÉ PIESKOVCE VERF. VRSTVY ?			3940-3944	4	? SPODNÝ TRIAS	
ÚHYB 81						
KREMENNÝ PIESKOVEC			3724-3730	1a	TRIAS	Hrubozrnné až strednozrnné kremenné pieskovce
SOLNÁ BREKCIJA VERF. VRSTIEV ?			3810-3816	2	SPODNÝ TRIAS	Solná anhydritová brekcia
PIESKOVCE-DROBY so žilkami kam. soli			4197-4200	3	VRCHNÝ PERM ?	Anhydritové zlepenca s ílovitými bridlicami

Vzorky odobrané na výbrusy, spory a konodonty

Obr. 3 Litostratigrafický profil vrty Závod-81 (zostavil A. BUJNOVSKÝ 1985)

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Dolomitové brekcie (terciér)

Boli navrtané v hĺbke od 4480 m do 4542 m (jadro č. 4—5). Majú monotónne dolomitové zloženie, takže je veľmi problematické viesť medzi nimi litostratigrafickú hranicu s triasovými dolomitmi. Podľa litostratigrafického zloženia pripomínajú transgresívne dolomitové brekcie borovského súvrstvia, ktoré je väčšinou strednoeocénneho veku (cf. P. GROSS — E. KÖHLER — O. SAMUEL 1984). Časove súvisia však skôr s konglomerátmi spodného karpátu (ústna správa P. Ostrolúckeho). Ich príslušnosť k triasu vylučujú krustifikačné povlaky okolo úlomkov. V intervale 4540,7 m pozorujeme v dolomitovej brekcii dvojkomponentné dolomitové zloženie úlomkov (tmavosivé, jemnozrné dolopelmikrity a oomikrity), ktoré vylučujú tektonický pôvod brekcií. Časť brekcií však môže byť aj tektonického pôvodu.

Sivé dolomity (stredný — vrchný trias)

Boli zistené v hĺbke od 4542,0 m do 4650,0 m (časť jadra č. 5 a jadro č. 6). V intervale 4542 m boli zistené brekciovitité dolomity. Jednotlivé úlomky sú zložené z dolomitového oosparitu, pričom oolity eliptického tvaru majú jednotné usmernenie vo všetkých úlomkoch. Oolity veľkosti 0,25 mm sú čiastočne mikritizované.

Interval 4597,5 m reprezentujú celistvé a rekryštalizované dolomity s kryštalinitou 0,175 mm, pričom zrná sú obmedzené subhedrálne. V rekryštalizovanej hmote je možné zreteľne pozorovať zvyšky mikritu s peletmi.

Interval 4598,5 m je tvorený sivými celistvými dolomitmi, je čiastočne rekryštalizovaný, ekvigranulárny, so subhedrálnym obmedzením zrn. Z textúr sa najčastejšie vyskytujú mikrostylolity. Kvôli nedostatku fosílií môžeme dolomity zaradiť iba na základe korelácie s dolomitmi jadrových pohorí do stredného až vrchného triasu. Dolomity však majú časovo nepriame určenie z mikrofauny terciérnych zlepcov, ktoré poukazuje na norik až spodný réť, z čoho sa dá usudzovať, že ide o vrchnotriasový dolomit (hauptdolomit).

Vrt Závod-84

Z opisovaného vrtu boli skúmané len jadrá č. 3—5 z hĺbky 4550—4699 m (obr. 2). Všetkými tromi jadrami bol zachytený len dolomit (hauptdolomit).

Hlavný dolomit (hauptdolomit — norik — réť)

Bol navrtaný v hĺbke 4550—4553 m (jadro č. 3), 4581—4584 m (jadro č. 4) a v hĺbke 4696—4699 m (jadro č. 5). V hĺbke 4550 m až 4553 m sú dolomity

makropopis	litológia	hĺbka v m	č.j.	vek	mikropopis
dolomitové konglomerato- brekcie		4379-4382	2	T E R C I E R	dol. konglomerato- brekcia; Agathammina australpina Kristan-Tollman et Tollman, Angulodiscus friedli (Kristan-Tollman), dol. konglomerato- brekcia, Seminolula (cf. S. ciarli) Kristan, Glamospirella cf. shengi Ho, Angulodiscus sp. (cf. A. friedli) Kristan-Tollmann
dolomitové konglomerato- brekcie		4410-4413	3		dolomitová brekcia
dolomitové brekcie		4480-4483	4		dolomitová brekcia s ulomkami do 3cm
dolomitové brekcie		4540-4543	5		dolosparit
sivé dolomity		4596-4600	6		rekrýštalizované dolomity
				STR. - VRCH. TRIAS	

Obr. 2 Litostratigrafický profil vrtu Závod — 79 (zostavil A. BUJNOVSKÝ 1985)

svetlosivé, rekrýštalizované fosiliférne dolomikrity s prierezmi hladkostenných ostrakódov a fantómami oolitov, pričom základná hmota je ekvigranulárna, zatiaľ čo ohraničenie zrn je subhedrálne. Z textúr sú prítomné mikrostylolity, vyplnené hnedými koloidmi Fe.

V hĺbke 4581 m až 4584 m boli navrátené tmavosivé celistvé dolomity — rekrýštalizované dolomikrity so zreteľnými plôškami čistého mikritu, dolomitová mozaika je ekvigranulárna a obmedzenie zrn subhedrálne. Z textúr sú prítomné tlakové švy, kým mikrostylolity sú vyplnené hnedými koloidmi Fe. Organická časť v dolomitoch je tvorená ostrakódmia a článkami echinodermat. Z minerálov sa vyskytuje ojedinele pyrit. Sivé dolomity — dolomikrity, pelmikirity, dolobiomikirity majú nasledovnú frekvenciu mikrofaciálnych prvkov: pelety 6/10, ostrakódy 5/10, foraminifery 4/10, články echinodermat 4/10, bivalvie 3/10, gastropódy 2/10, kalcisfery 1/10, „Birds-eyes“, stromatolity 1/10.

Dolomity sú často laminované (dololaminity) alebo stromatolické s milimetrovým rytmizovaním. „Fenestrae“ majú lamerálnu tendenciu a zodpovedajú „laminare Fenstergefuge“ v zmysle alpských autorov. „Fenestrae“ sú tvorené sparitom a sú lemované mikritom. Mikriticko-afanitická základná hmota svedčí o subtidálnom prostredí (výskyty ooidov na hĺbku okolo 2 m). Fauna je pomerne chudobná na množstvo jedincov i druhov a svedčí o zvýšenej salinite, ktorá ovplyvnila dolomitizáciu.

Skúmané dolomity majú nasledovné chemické zloženie: hĺbka 4647,7 m: MgO — 19,50 %, CaO — 31,0 % (nerozpustný zvyšok 1,33 %), hĺbka 4691,8 m: MgO — 19,25 %, CaO — 30,0 % (nerozpustný zvyšok).

Biostratigrafické vyhodnotenie hlavného dolomitu

Presné druhové určenie všetkých vyskytujúcich sa jedincov vo výbrusoch z vrtu Z-84 nie je možné uskutočniť pre silnú rekryštalizáciu schránok. Na základe tejto skutočnosti možno iba konštatovať, že väčšina foriem patrí k rodu *GLOMOSPIRELLA*, ktoré boli opísané z fatranského súvrstvia (rét) J. MICHALÍKOM — O. JENDREJÁKOVOU a K. BORZOM roku 1979 vo výbruse č. 3300 (a/85) z hĺbky 4698,6 m sa vyskytuje relatívne lepšie zachovaná forma, patriaca k rodu *Pilaminella* (cf. *P. falsofriedli* SALAJ — BORZA et SAMUEL).

Podľa doterajších poznatkov uvedená fauna sa vyskytuje hlavne vo vrchnonorických a spodnorétskych sedimentoch. V posledne spomínanom výbruse sa vyskytuje aj forma, patriaca najpravdepodobnejšie k rodu *Pseudocucurbita*. Táto forma nám z biofaciálneho hľadiska tiež indikuje plytkovodné prostredie. Predmetná forma javí najväčšiu príbuznosť s druhom *Pseudocucurbita subglobosa* BORZA et SAMUEL.

Vekové rozpätie tejto formy nie je zatiaľ presne zistené. Podľa doterajších poznatkov sa vyskytuje v tisoenských vápencoch, ktorým sa pripisuje karnský vek. Vedľa uvedených foriem sa vyskytujú v skúmaných výbrusoch 3—4 prierezy vápnitých foraminifer, z ktorých jeden patrí do rodu *Dentalina*.

Relatívne lepšie zachovaná mikrofauna po litofaciálnej stránke bola zistená v identických valúnoch, vyskytujúcich sa vo vyššie opísanom vrte Závod-79. Opierajúc sa o prácu J. SALAJA — K. BORZU — O. SAMUELA (1983), vekové rozpätie ani jedného z uvedených taxónov neindikuje iný ako vrchnotriasový, najskôr však vrchnonoricko-spodnorétsky vek skúmaných dolomitov.

makropopis	litológia	vz.	hĺbka v m	č.j.	vek	mikropopis
sivý stylolitický dolomit HLAVNÝ DOLOMIT		•	4550-4553	3	VRCHNÝ RÉT	dolomikrit
						rekryštalizovaný dolomikrit
			4581-4584	4	VRCHNÝ NŮR	dolomikrit
		rekryštalizovaný dolomikrit				
		•	4696-4699	5		rekryštalizovaný dolomikrit
		•				<i>Glomospirella</i> div. sp., <i>Pilaminella falsofriedli</i> Salaj-Borza-Samuel
		•				dolomikrit, <i>Pseudocucurbita subglobosa</i> Borza et Samuel

Obr. 4 Litostratigrafický profil vrtu Závod — 84 (zostavil A. BUJNOVSKÝ 1986)

Vrt Závod-81 (Z-81)

Na základe analýzy úlomkov z výplachu môžeme usudzovať, že predneogénne podložie bolo navrátené v hĺbke 3610 m. Od tejto hĺbky až do 3650 m sa vyskytujú iba úlomky sivých dolomitov. Ich vek nebol biostratigraficky dokázaný. Z litofaciálneho hľadiska a zo superpozície môžeme jedine konštatovať, že patria pravdepodobne do vrchného triasu.

Halštatské vápence boli navrátené v hĺbke 3700—3704 m (jadro č. 1). Podľa grafu zloženia výplachových úlomkov, ako aj z navráteného jadra (1a) a z odchýlky môžeme predpokladať, že halštatské vápence siahajú do hĺbky 3724 m. Z hľadiska litofaciálneho sú tvorené ružovými až žltohnedými hľuznatými stylolitickými vápencami, ktoré majú limonitový povlak na puklinách. Mikroskopicky ide o biomikrity „mudstone“, s prevládajúcou rádioláriovou mikrofaciou. Biofaciálna zložka je zastúpená nasledovnými organickými prvkami: rádiolárie, koprolity, prierezy bivalvií, gastropód a amonitov, ostrakódy, foraminifery, detrit krinoidových článkov, ostne ježoviek šupiny rýb, kalcisfery, *Globochaeta alpina*, filamenty, pelety a mikrostylolity.

Na základe litofaciálnej korelácie môžeme konštatovať, že vyššie opísané vápence, identifikované ako halštatské, sú prakticky totožné s halštatskými vápencami Východných Álp. Tento názor podporuje aj vyššie opísaná mikrobiofaciálna zložka, ak aj ich vrchnotriasový vek, ktorý bol evidentne dokázaný aj mikrofaunou.

V Západných Karpatoch sú halštatské vápence rozšírené v silickom príkrove, zatiaľ čo v juhozápadnej časti viedenskej panvy bol halštatský typ vápencov dokázaný v lokalitách „Hernstein“ (porov. H. MOSTLER — R. OBERHAUSER — B. PLÖCHINGER 1967) vo „vysokom alpskom príkrove“ (Hohe Wand Decke), v okolí „Fischauer Berge“ (porov. B. PLÖCHINGER 1967) a v oblasti „Hohe Wand“ pri Miesenbachtal, ďalej Ödenhof-Fenster, Gösing a Priglitz.

Zo sedemnástich výbrusov halštatského vápenca sme identifikovali foraminifery, ktoré nám indikujú, ako sme to už vyššie poznamenali, vrchnotriasový vek: *Ammodiscus* sp., *Ammodiscus* sp. (cf. *A. parapriscus* HO), *Ammodiscus* cf. *infinus* STRICHLAND, *Ammodiscus parapriscus* HO, *Permodiscus* sp., *Permodiscus planidiscooides* OBERHAUSER, *Trochammina* sp., *Tetrataxis inflata* KRISTAN, *Tetrataxis* sp. (cf. *T. nana* KRISTAN — TOLLMANN), *Dentalina* sp., *Dentalina* cf. *hoi* TRIFONOVA, *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Ophthalmidium lucidum* (TRIFONOVA), *Spiroloculina praecursor*, OBERHAUSER, *Lenticulina acutiangulata* (TERQUEM), *Lenticulina* cf. *eulimbata* KRISTAN — TOLLMAN, ? *Valvulina* sp.

Ďalší skúmaný interval (3750—3754 m) z podložia halštatských vápencov reprezentujú anhydrity. Z litofaciálneho vyhodnotenia vyplýva, že v hĺbke 3750 m sa vyskytujú brekcie, ktoré sa skladajú zo sivých a sivočiernych úlomkov silne stlačených a zbridlíčenatých dolomitov, ktoré sú stmelené anhydritom, kým v hĺbke 3751,2—3752,9 m podľa RTG vyhodnotenia sa vyskytuje anhydrit.

Z tejto časti vrtu boli odobrané vzorky na výskum palinomorf. Podľa analýzy P. Snopkovej pozitívne boli len tri vzorky, a to z hĺbky 3750,1 m 3750,3 m

a 3752,5 m (jadro č. 2). Podľa menovanej autorky sú vzorky na obsah palinomorf vcelku chudobné a zle zachované. Na základe druhového zloženia koreluje asociácie palinomorf s keuprom, hlavne „gipskeuprom“ Švajčiarska (S. W. SCHEURING 1970), ktorý zodpovedá v hlavných rysoch karnu až noriku (P. SNOPOKOVÁ in A. BUJNOVSKÝ et al. 1986).

Pieskovce, dolomity, vápence boli navrátané v hĺbke 3813 m — 3815 m (jadro č. 3). Vzhľadom na to, že ide len o drobné úlomky hornín, ich stratigrafickú pozíciu nebolo možné bližšie identifikovať.

Pieskovce sú jemnozrnné, sivoružovej farby. Z minerálov obsahujú vybielený biotit, zirkón, pyrit, turmalín, karbonáty, K-živce a mikroklín.

Dolomity tvoria tmavosivé škvŕnité dolomikrity so pseudomorfózami po sadrovcí.

Vápence sú tmavosivej farby, obsahujú rovnomerne zrnité mikrosparity s ojedinelými zrnkami pyritu a ostrakódovou mikrofáciou. V hrubých črtách pripomínajú gutensteinské vápence stredného triasu.

Karbonátové pieskovce (? verfénske vrstvy) boli skúmané v intervale 3940,2—3944,0 m. Ich mineralogické modálne zloženie bolo podrobne skúmané O. Fejdiovou (in A. BUJNOVSKÝ a kol. 1986). Karbonátové pieskovce navrátané vo vyššie spomenutej hĺbke, ako aj soľné brekcie z hĺbky 3810—3816 m navrátané v úhybe (jadro č. 2) patria najskôr do súboru verfénских vrstiev, ktoré bývajú spravidla vo vrchnej časti bohaté na evapority.

Najspodnejším členom pod verfénскими vrstvami sú anhydritové brekcie s úlomkami dolomitov, pravdepodobne permského veku. Z hľadiska superpozície sú v analogickom postavení s alpskými „haselgebirge“.

Literatúra

- BUJNOVSKÝ, A. a kol. 1986: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložía vrtu Závod-81. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GROSS, P. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O. 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. — Geol. Práce, Spr. 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—117.
- MICHALÍK, J. — JENDREJÁKOVÁ, O. — BORZA, K. 1979: Some new Foraminifera-species of the Fatra-Formation (Uppermost Triassic) in the West Carpathians. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 1, Bratislava, 61—91.
- MOSTLER, H. — OBERHAUSER, R. et PLÖCHINGER, B. 1967: Die Hallstätter Kalk-Scholle des Burgfelsens Hernstein (N.O.), Geol. B. Anst. Wien, 27—36.
- PLÖCHINGER, B. 1967: Geolog. Karte des Hohe Wand Gebietes (Niederösterreich) 1 : 25 000, mit Erläuterungen. — Geol. B. Anst., Wien.
- SALAJ, J. — BORZA, K. — SAMUEL, O. 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—213.
- SCHEURING, B. W. 1970: Palinologische und palinostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Böchentunnel (Solothurner Jure). — Schweiz. paläont. Abh., 88, Basel, 1—119.
- VASSOJEVIČ, N. B. 1958: Krupnooblomocnyje porod; in L. B. Ruchin et al. — Spravočnoje rukavodstvo po petrografii osadočnych porod, 2, Leningrad.

Lithofacies — and biostratigraphical interpretations of pre-Neogene basement of boreholes Závod-79, 81, 84 (Vienna basin)

Summary

To verify structures with oil and gas, the MND, Hodonin realized several boreholes. The boreholes Závod-79 and Závod-84 reached the Miocene basement.

Basing upon lithostratigraphic data on drill cores Nr. 2—6 (Závod-79), we distinguish 1 — dolomite conglomerate breccia (Tertiary: ? Lower Karpatian), 2 — breccia (Tertiary); 3 — massive dolomites (Middle — Upper Triassic) in the borehole studied (from overlier to basement).

Dolomite conglomerate-breccias were reached by drilling at the depth 4379—4423 m (cores Nr. 2, 3). They consist of grey dolomite conglomerates and isolated angular dolomite clasts. Dolomite pebbles are lightgrey, darkgrey and pink. Microscopically they correspond to dolomicrites and biomicrites. Conglomerates contain poor recrystallized microfauna of the Middle-Upper Triassic.

Dolomite breccias were bored at the depth 4480 m — 4542 (cores Nr. 4, 5). Their composition is monotonous. By their lithofacies character they resemble the above mentioned conglomerate-breccia complex. In the depth 4540.7 m are two-component dolomite breccias (dark-grey, fine-grained dolopelmicrites, oomicrites). In their lithofacies composition they resemble transgressive dolomite breccia of the Borové Formation, generally ranged to the Upper Lutetian. They are related in time rather to the conglomerate breccias, most likely Karpatian in age.

Grey dolomites were found at the depth 4542 m — 4650 m (a part of core Nr. 5 and the core Nr. 6). They are represented by massive recrystallized dolomites. The age of the dolomites was determined indirectly according to microfauna found in Tertiary dolomites. We correlate them lithofacially with hauptdolomite.

The borehole Závod-81 reached the pre-Neogene basement at the depth 3610 m. According to drilling-fluid fragments the basement consists of grey limestones, from the depth 3650 m — of grey dolomites whose age can only be determined as Triassic — according to the fragments. At the depth 3700—3704 m were Hallstatt limestones with Norian-Rhaetic foraminiferal assemblage. According to the graph of the drilling-fluid fragments and the drilled core 1a (secondary hole) the Hallstatt limestones range to the depth 3724 m. On the SW margin of the Vienna Basin the Hallstatt limestones are in a high limestone nappe (the Mürzalpen nappe — cf. map of Hallstatt limestones, distribution), so the borehole Závod-81 reached the outlier of a high alpine nappe. The outlier is in the area of Závod on the Göller nappe like in the basement of the Vienna Basin Neogene in its Austrian part (cf. M. P. GWINNER 1971, Fig. 214). Beneath the Hallstatt limestones in the secondary hole (core 1a) quartz sandstones of uncertain age were reached at the depth 3724—3730 m. According to gradation orientation the quartzites may be in a reversed position in the form of dislodged slices between the underlying anhydrite (Gleithorizont) and overlying Hallstatt limestones in case they are not the Upper Triassic sandstones, so far undescribed beneath the Hallstatt limestones.

At the depth 3750—3754 m are pure anhydrites with black claystone intercalations. A rich sporomorph assemblage from claystones indicates their Tuvalian-Norian age. So there is an evaporite facies common in the basement of the Hallstatt limestones (cf. M. P. GWINNER l.c.) in the Limestones Alps.

Beneath anhydrite, at the depth 3813—3815 m (gain 15 cm) the fragments contained sandstones, dolomites and limestones. Their age could not be determined because of the lack of material. It is however, presumed that the sandstones originate from overlying anhydrite layers, whereas dolomites and limestones (Gutenstein ?) may represent the Middle Triassic. A salt breccia revealed in the secondary hole (core 2) belongs most likely in to the complex of Werfenian Beds, usually rich in evaporites in their upper part.

Anhydrite breccias with possibly Permian dolomite clasts represent the lowermost member of the

Werfenian Beds. The entire sequence may be most likely correlated with the Alpine Haselgebirge, but there is no paleontological evidence.

We have only studied cores Nr. 3—5 from the depth 4550—4699 m from the borehole Závod-84. All the three cores only reached hauptdolomite. The dolomites are partly (4550—4553 m) lightgrey, recrystallized, with profiles of smooth-walled ostracods. At the depth 4581—4884 the dolomites are darkgrey, with distinct pure micrite areas. The organic part of the dolomites consists of ostracods, echinoderm segments and isolated foraminifer tests, mainly of the genus *Glomospirella*. Stratigraphic range of the dolomites is Upper Norian to the Lowermost Rhaetian.

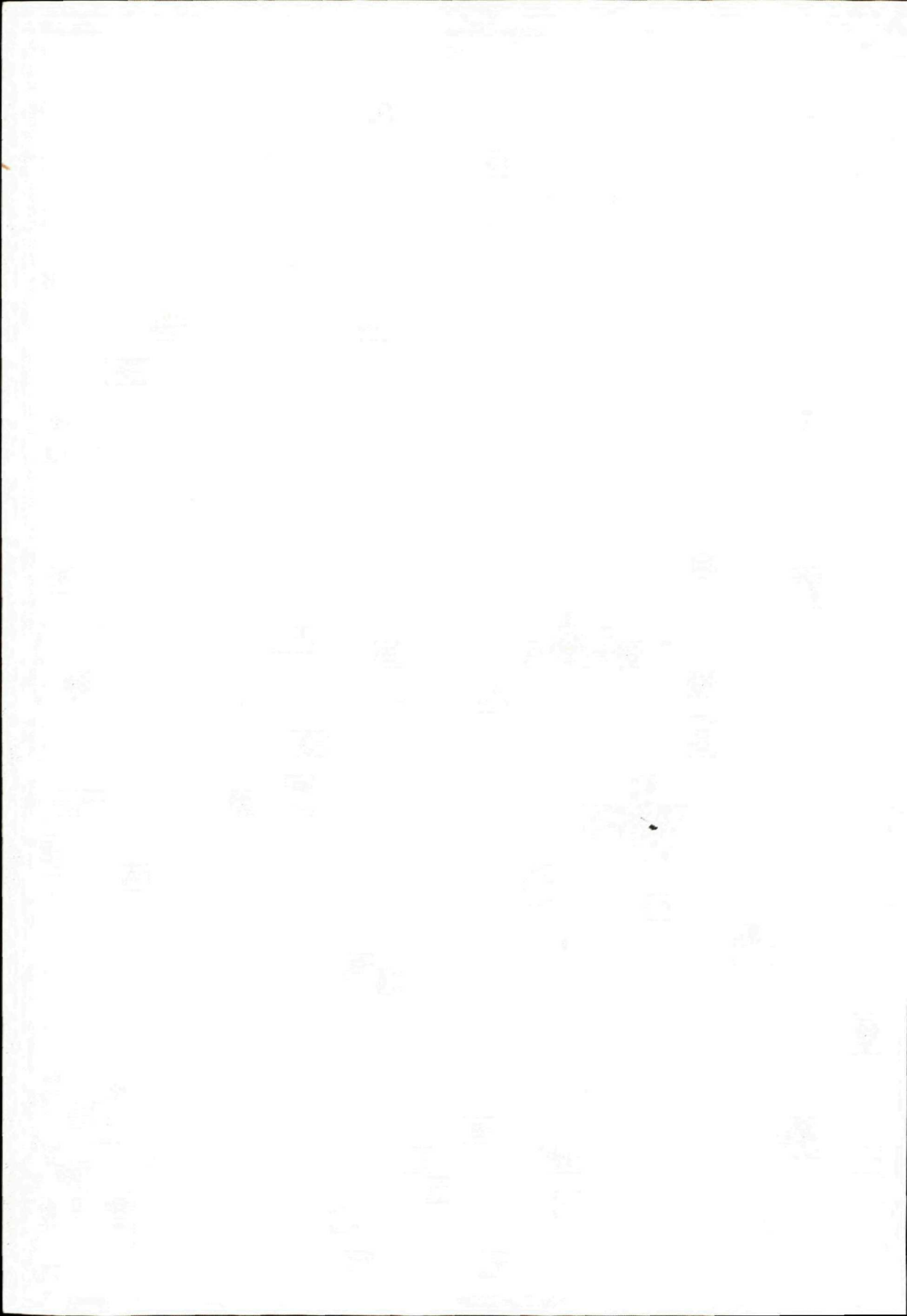
Explanations of Figures

Fig. 1 Sketch map of the boreholes Závod (Vienna basin)

Fig. 2 Lithostratigraphical profile of borehole Závod-79 (compiled by A. BUJNOVSKÝ 1985)

Fig. 3 Lithostratigraphical profile of borehole Závod-81 (compiled by A. BUJNOVSKÝ 1986)

Fig. 4 Lithostratigraphical profile of borehole Závod-84 (compiled by A. BUJNOVSKÝ 1986)



OTO ZEMBJAK

Možnosti ťažby tepla zo suchých hornín

6. obr., anglické resumé

Abstract. The East-Slovakian lowlands is the most active geothermal region in Czechoslovakia. Presented is its brief characteristics, and possible extraction of heat from hot dry rock is discussed according to the results of an experiment at the locality Fenton Hill in U.S.A.

V dôsledku neustáleho rastu spotreby energie a úbytku klasických fosilných palív neporovnateľne vzrástol vo svete záujem o širšie využitie zdrojov geotermálnej energie. Z ekonomických dôvodov sa v súvislosti s vysokými nárokmi na technologické zariadenia venuje pozornosť hlavne získavaniu zemského tepla prostredníctvom prirodzených médií — voda, para. Nie vždy však sa v horninách, ktoré sa javia podľa zvýšených teplotných pomerov ako vhodné na získavanie geotermálnej energie, nachádza nejaké médium. Je to podmienené ich minimálnou priepustnosťou. Preto sa v posledných 10—15 rokoch začalo v niektorých vyspelých štátoch (USA, Japonsko, NSR, ZSSR, Anglicko) pracovať na projektoch a pokusoch, zameraných na extrakciu tepla zo suchých hornín prostredníctvom umelo vytvorených tepelných výmenníkov. Na úrovni štúdií bola venovaná pozornosť tejto problematike aj v ČSR (M. HAZDROVÁ et al. 1981) a bol zostavený hypotetický model ťažby tepla zo suchých hornín.

Vzhľadom na to, že uvedená problematika je aktuálna aj v geologických podmienkach Slovenska, je potrebné perspektívne sa ňou bližšie zaoberať.

Najperspektívnejšou oblasťou v tomto smere je oblasť východného Slovenska medzi Pozdišovcami, Trebišovom a Čiernou nad Tisou (obr. 1, R. RUDINEC 1982).

Východoslovenský neogén patrí k jednej z našich najmladších geologických oblastí, ktorá sa formovala v tých častiach karpatskej sústavy, kde sú doznievajúce pohyby späté s rozsiahlym subsekvenčným vulkanizmom, ktorý sa prejavoval od začiatku neogénu prakticky až po kvartér. Územie je teda geologicky budované horninami vulkanického pôvodu, s prevažne veľmi nízkou priepustnosťou — hlavne vo väčších hĺbkach ako 1000 m. Z pohľadu výskumu geotermálnych zdrojov sú totiž zaujímavé väčšie hĺbky. Ide o piesčité a vápnité íly so



Obr. 1 Východoslovenská nížina — geotermálne najaktívnejšia oblasť ČSSR

zriedkavým výskytom pieskov, ryolitové a ryodacitové tufity, andezity s pyroklastikami, piesčité ílovcy — teda puklinovo-pórové prostredie. Predneogénne paleozoické podložie je budované slabom metamorfovanými fylitmi. Mnohými vrtmi v rámci naftovej prospekcie tejto oblasti boli len sporadicky navrátené zvodnené kolektory.

Vyčlenená oblasť zahŕňa aj štruktúru Beša—Čičarovce, ktorú vyčlenil O. FRANKO (1979, 1985) ako jednu z 25 perspektívnych oblastí a štruktúr výskytu geotermálnych zdrojov. Je to oblasť s najlepšimi teplotnými podmienkami na Slovensku, čo sa zistilo na základe meraní teplôt v rámci rozsiahleho naftového prieskumu (S. ŠALY 1975) a geotermického výskumu SSR (M. KRÁL — I. LIZOŇ — J. JANČI 1985). Priemerný geotermický gradient (tab. 1) do hĺbky 1000 m je $0,052 \text{ }^\circ\text{K} \cdot \text{m}^{-1}$ a tepelný tok dosahuje hodnôt 100—110 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$. Bolo však pozorované, že vo východoslovenskom neogéne, hlavne od hĺbky asi 2500—3000 m, geotermický gradient klesá. Relatívne zvýšené teplotné pole sa vo všeobecnosti spája s mohutným subsekventným vulkanizmom, hoci sa dáva do súvislosti s eleváciou Mohorovičičovej diskontinuity (I. LIZOŇ 1975).

Vzhľadom na veľmi vhodné teplotné pomery tejto oblasti mala by sa venovať pozornosť možnosti exploatacie tepla zo suchých hornín.

Ťažbu geotermálnej energie zo suchých hornín je možné realizovať tromi spôsobmi:

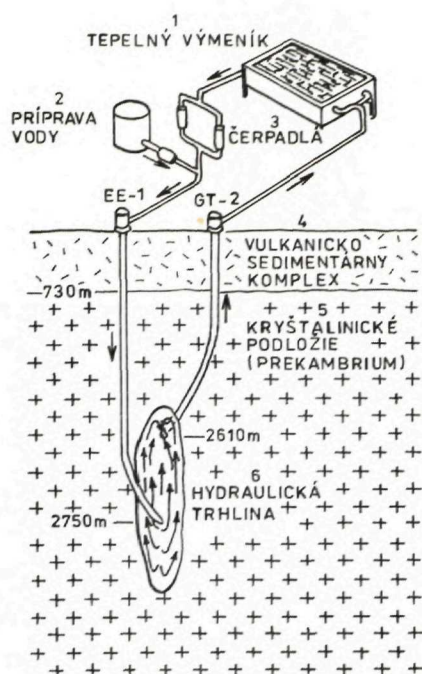
1. Využitím umelého štrbinového tepelného výmenníka
2. Stvolom hlbinného vrtu (časť vrtu so zvýšenou teplotou do takej miery, ktorá je vhodná na ohrev sekundárnej kvapaliny)

3. Z priestorovo rozrušeného horninového prostredia.

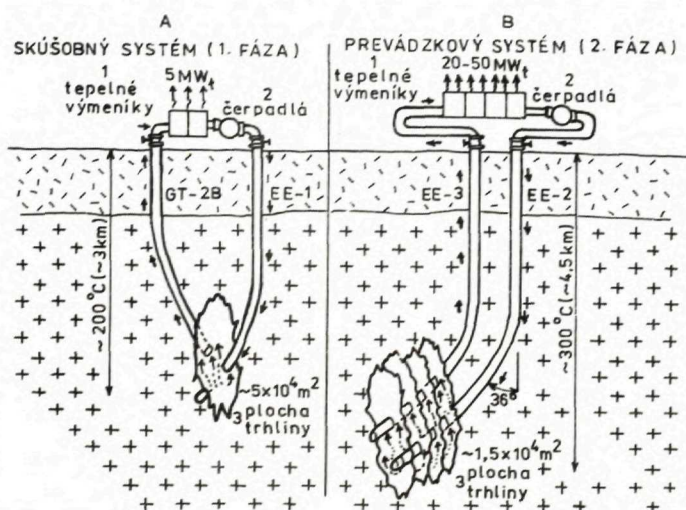
V tomto príspevku chcem poukázať na jednu z možností ťažby geotermálnej energie pomocou štrbinného tepelného výmenníka na príklade pokusov uskutočnených v lokalite Fenton Hill, na severe štátu Nové Mexiko (USA), výskumnými laboratóriami v Los Alamos.

Tabuľka 1

Vrt		Teplota nameraná v hĺbke (°C)		
		Geotermický gradient (°K . m ⁻¹)		
		1 000 m	2 000 m	3 000 m
RE-1	Rebrin	61	109	157
		0,0516	0,0474	0,0483
PZ-1	Pozdišovce	67	117	162
		0,0579	0,0500	0,0455
PZ-2	Pozdišovce	69	119	
		0,0605	0,0495	
ML-1	Malčice	63	113	
		0,0534	0,0502	
PT-1	Ptrukša	63	112	
		0,0530	0,0492	
PT-2	Ptrukša	67	115	161
		0,0578	0,0486	0,0462
PT-7	Ptrukša	65	115	167
		0,0561	0,0498	0,0522
S-1	Stretava	66	101	125
		0,0577	0,0349	0,0235
S-5	Stretava	65	117	160
		0,0575	0,0526	0,0447
S-7	Stretava	66	113	158
		0,0578	0,0474	0,0457
S-21	Stretava	64	112	157
		0,0554	0,0480	0,0448
SE-1	Sečovce	54	99	
		0,0450	0,0446	
T-5	Trebišov	66	108	
		0,0576	0,0412	
TR-1	Trhovište	64	108	153
		0,0555	0,0443	0,0444
Z-1	Zatin	69	115	154
		0,0597	0,0465	0,0392
BN-14	Bánovce	57	101	143
		0,0482	0,0441	0,0426



Obr. 2 Pôvodný systém 1. fázy vo Fenton Hill



Obr. 3 Porovnanie systémov I. fázy a II. fázy

Na systéme, ktorý umožňuje ťažbu geotermálnej energie zo suchých hornín kryštalinika (geotermálny gradient $0,05 \text{ } ^\circ\text{K} \cdot \text{m}^{-1}$) využitím recirkulačného okruhu, začala pracovať skupina vedcov roku 1970. Bol skonštruovaný systém dvoch vrtov prepojených hydraulickými štrbinami (obr. 2). Ide v podstate o uzavretý okruh, cez ktorý bola pretláčaná voda pripravovaná na povrchu. Tepelná energia, získaná ohrevom vody cirkulujúcej zostrojeným tepelným výmenníkom, na povrchu poháňala turbínu na výrobu elektrickej energie. V I. fáze bol skonštruovaný menší systém, ktorý po odskúšaní rozšírili. Na základe získaných skúseností bol skonštruovaný v II. fáze väčší systém na výrobu elektrickej energie s výkonom až 20 MW (obr. 3). Systém II. fázy sa principiálne líši od systému I. fázy tým, že je hlbší, teplejší a obidva paralelné vrty sú prepojené paralelnými štrbinami, odklonenými od vertikály 35° , na rozdiel od predošlého systému, kde bola vytvorená len jedna štrbina.

Systém I. fázy

Na začiatku bol odvrátný ťažobný vrt GT-2 do hĺbky 2610 m a neskôr vrt EE-1, vzdialený 75 m od GT-2, do hĺbky 2930 m (obr. 2). Potom striedavým hydraulickým štiepením sa dosiahlo prepojenie obidvoch vrtov vertikálnou štrbinou, ktorú ešte rozšírili. Vzdialenosť medzi vstupom a výstupom zo štrbiny je asi 320 m. Injektážne podmienky boli stanovené na tlak $9,65 \text{ MPa}$ a teplotu vody $25 \text{ } ^\circ\text{C}$ pri konštantnom množstve vtlačanej vody $6,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Ťažobné výsledky sú nasledovné:

- teplo s priemerným výkonom 3 MW ;
- konštantná teplota vody, ktorá vyteká z ťažobného vrtu $156 \text{ } ^\circ\text{C}$;
- celkové tlakové straty $1,7 \text{ MPa} \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{s}$ (tab. 2).

Tabuľka 2

	EE-1	GT-2
tlak (MPa)	9,95	1,38
teplota ($^\circ\text{C}$)	25	156
prietok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	6,0	4,7

Kvalita vody ostala dobrá (mineralizácia menej ako $2 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Meraná teplota v reinjektážnom vrte a kremenný termometer súhlasne ukázali, že cirkulujúca voda po styku s horninami mala asi $190 \text{ } ^\circ\text{C}$.

Približne za takýchto podmienok bol systém v činnosti 286 dní (hladko, skoro bez problémov), s malými zámernými prestávkami, v ktorých prebiehali špeciálne experimenty. Sériá krátkodobých prerušení pokusu umožnila odhadnúť rozdelenie tlakových strát pri obehú vody:

1. Vstupná oblasť z EE-1 do štrbiny, kde tlakové straty stúpali s časom z $0,12 \text{ MPa} \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{s}$ na $0,19 \text{ MPa} \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{s}$,

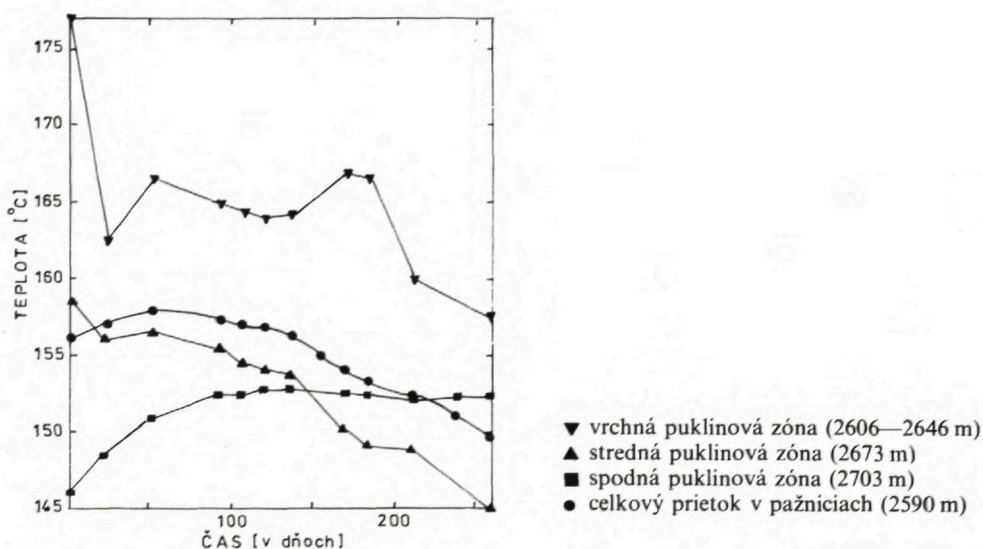
2. V štrbine boli tlakové straty v podstate konštantné $0,45 \text{ MPa} \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{s}$.
3. Výstupná oblasť zo štrbiny do GT-2, kde boli tlakové straty tiež v podstate konštantné a to $1,05 \text{ MPa} \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{s}$.

Z uvedených bodov vyplýva, že tlakové straty by sa mohli zredukovať, ak rozšírime štrbiny strieňaním z ťažobného vrtu. Celkovo sú však tlakové straty prijateľné.

Z výsledkov meraní počas pokusu bolo možné presnejšie určiť rozsah umelého výmenníka — plochu kontaktu vody s horninou, vstupné a výstupné cesty vody z vrtov, jej množstvá a teploty (obr. 4) a hrúbky štrbín (asi 1,4 mm). Na určenie rozsahu a polohy štrbiny boli využité rôzne metódy — model poklesu teploty, stopovače (NH-Br^{82} , Na-fluorescin), seizmika. Rozsah puklinového systému predstavoval $50\,000 \text{ m}^2$, čiže plocha styku vody s horninou bola asi $100\,000 \text{ m}^2$. Pomocou stopovačov sa zistilo že priemerná doba pohybu v štrbine je okolo 12 hodín.

Na meranie zmien teploty vo výmenníku boli použité dva geotermometre: Na-K-Ca (necitlivý na zmeny teplôt) a kremenný, ktorý indikoval počas pokusu pokles teploty na $180 \text{ }^\circ\text{C}$. Po úprave na kyslíčnik kremičitý, priplavený pórovou vodou, teplota klesá na $155\text{--}160 \text{ }^\circ\text{C}$.

Pri činnosti spomínaného systému je potrebné počítať aj so zväčšovaním objemu výmenníka, keďže dochádza k zmršťovaniu ochladzovaných hornín. Tlakové straty musíme upraviť o kontroly tlaku, ktoré sú zvýšené vplyvom zväčšenia objemu vody pri zohrievaní — skutočné tlakové straty sú teda vyššie.



Obr. 4 Vývoj teploty v ťažobnom vrte GT-2

Výroba elektrickej energie

Uvádzaný experimentálny pokus prebiehal s malými prestávkami, ale napriek tomu bol naň vo vhodnom čase napojený experimentálny 60 kW elektrický generátor. Generátor bol poháňaný prietokom vody cez tepelné výmenníky, z ktorých sa teplo z recirkulovanej vody prirodzene ochladzuje atmosférou. Asi 31 s^{-1} geotermálnej vody, teplej $132 \text{ }^\circ\text{C}$, pretekalo cez bazénový ohrievač na výrobu pary, ktorá sa odvádzala do axiálnej turbíny. Táto zasa poháňala alternátor na výrobu elektrického prúdu s výkonom 460 voltov. Agregát bol konštruovaný tak, aby vyhovoval tlakovej vode (aby nevznikala para) od $90 \text{ }^\circ\text{C}$ do $175 \text{ }^\circ\text{C}$.

Pokus na uvoľnenie napätia (PUN)

Ešte aj na konci opisovaného experimentu overovacie skúšky ukázali stály rast objemu výmenníka v systéme, ale celkové zväčšenie (o 37 m^3) bolo len $1/10$ toho, čo sa očakávalo od tepelnej kontrakcie neobmedzovaného granitového masívu. Časť tohto rozdielu vzniká zo stlačovania pôsobením tlaku nadložia a tektoniky, ktoré obmedzovali relatívny pohyb príľahlých stien štrbiny. Tento protitlak by sa odstránil, keby tlak vody vzrástol dostatočne na rozťahnutie štrbiny, čím by sa zmenšili tlakové straty.

Z tohto dôvodu bol realizovaný pokus na uvoľnenie napätia v 9-hodinovej perióde. Čerpané množstvo vody, tlaky na ústiach vrtov a celkový objem cirkulujúcej vody sú znázornené na obr. 5. Po ukončení pokusu bol systém uvedený znova do pôvodných podmienok na 6 dní. Po pokuse, ktorý bol zameraný na uvoľnenie napätia (PUN), znížili sa tlakové straty, čo je dokumentované v tab. 3.

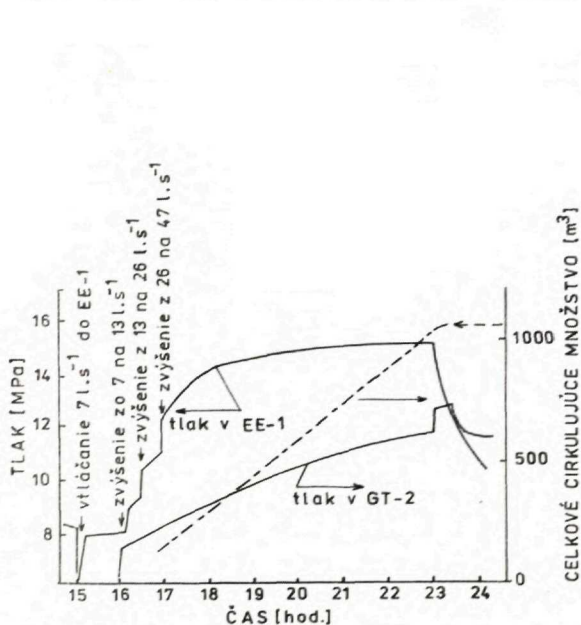
Pred PUN i po ňom boli vykonané overovacie skúšky s $\text{NH}_4\text{Br}^{82}$, ktoré dokázali vzrast objemu výmenníka o 79 m^3 v porovnaní so vzrastom len o 37 m^3 po dobu predchádzajúcich 9 mesiacov ťažby tepla.

Systém II. fázy

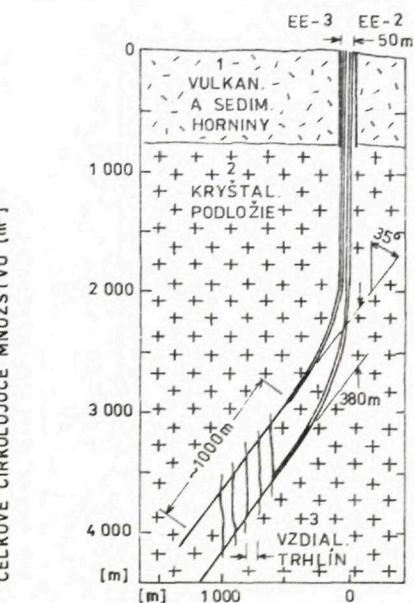
Systém I. fázy vo Fenton Hill by mohol byť ekonomicky rentabilný na vykurovanie, ak by boli v blízkosti spotrebiteľia. Účelom projektu však bolo vyskúšať a overiť možnosti využívania geotermálnej energie zo suchých hornín na výrobu elektrickej energie. Na to sú potrebné vyššie teploty a väčšie množstvo tepla ako zo systému I. fázy. Na dosiahnutie takých požiadaviek bol skonštruovaný systém II. fázy (obr. 3). Ako ukazuje obr. 6, opäť boli navrhnuté 2 vrty. Injektážny vrt EE-2, hlboký 4660 m , s teplotou hornín $327 \text{ }^\circ\text{C}$, ktorého posledných 1000 metrov sa odchyľuje od vertikály o 35° na SV, takže báza vrtu po vertikále je v hĺbke 4400 m . Ťažobný vrt EE-3 je na povrchu vzdialený od EE-2 asi 50 m

Tabuľka 3

Tlakové straty	Pred PUN (MPa · l ⁻¹ · s)	Po PUN (MPa · l ⁻¹ · s)	Percentuálny pokles
vstup	0,16	0,06	61
štrbina	0,38	0,34	12
výstup	0,90	0,50	43
celkove	1,42	0,90	37



Obr. 5 Hlavné parametre systému pri pokuse PUN



Obr. 6 Vrtý EE-2 a EE-3 vo Fenton Hill

a v jeho odchýlenej časti je približne 380 m nad ním. Vrtý sú prepojené pravdepodobne 3 štrbinami v odchýlených úsekoch. Definitívny systém II. fázy mal byť uvedený do činnosti r. 1984. K výsledkom z tejto fázy sme sa však zatiaľ nedostali.

Na základe výsledkov doterajších pokusov si zhruba môžeme predstaviť, s akými problémami sa môžeme stretnúť a akých odborníkov a organizácie je potrebné pripraviť v prípade zostavenia podobného projektu. Z geologického hľadiska je jeho vypracovanie reálne, pretože priestorové rozšírenie andezitov a ich pyroklastík v oblasti Beša—Čičarovce je známe. Teplotné podmienky nie sú až také priaznivé ako vo Fenton Hill, ale na území ČSSR sú najpriaznivejšie. Vo vrte Stretava-1 bola v hĺbke 3600 m zistená rezervoárová teplota 182 °C.

Literatúra

- FRANKO, O. 1979: Perspektívnosť hydrogeologických štruktúr termálnych vôd na Slovensku s ohľadom na využitie geotermálnej energie. — Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169—192.
- FRANKO, O. 1985: Výskyt geotermálnych vôd ako zdrojov energie v SSR. — Zborník Prednášok z I. konferencie „Komplexné využitie geotermálnych vôd SSR“. — Výsk. Úst. vod. hosp., Bratislava, 67—86.
- HAZDROVÁ, M. et al. 1981: Geotermálna energia a její využití. — Ústř. Úst. geol., Praha, 75—105.
- KRÁL, M. — LIZOŇ, I. — JANČÍ, J. 1985: Geotermický výskum SSR. Závěrečná správa čiastkového štátneho výskumu úlohy za roky 1981—1985. — Geofond, Bratislava.
- RUDINEC, R. 1986: Neogénny vulkanizmus na východnom Slovensku a geotermálna energia. — Geol. Průzk., 18, 8, Praha, 225—229.
- SMITH, M. C. 1982: Progress of the U.S. hot dry rock program. — Papers presented at the International Conference on Geothermal Energy, 2, Florence, 303—319.

Oto Zembjak

Possibility of extraction of heat from hot dry rock

Summary

In the past 10—15 years considerable attention was paid to earth heat extraction in some countries (U.S.A., Japan, W. Germany, Soviet Union, England), also in areas of increased heat activity of rocks with scarce or absent natural media (water, vapours) facilitating heat transmission to the surface.

Geothermal energy extraction from hot dry rock is actual also under geologic conditions in East Slovakia, namely in the area of the villages Pozdišovce, Trebišov and Čierna nad Tisou. The area represents the most active geothermal part of Czechoslovakia. The average geothermal gradient (Table 1) to the depth 1000 m is $0.052\text{ }^{\circ}\text{K} \cdot \text{m}^{-1}$ and the heat flow ranges to $100\text{--}110\text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$. The area consists of the rocks of volcanic origin, representing a fissure-pore environment of an extremely low permeability.

Basing on the above facts, the author discusses a possibility of geothermal energy extraction by the artificial heat exchanger loop, and experiments performed at Fenton Hill in the northern part of New Mexico (U.S.A.) by Los Alamos Scientific Laboratory (LASL).

Explanations of Figures

Fig. 1 East-Slovakian lowlands — most active geothermal area of Czechoslovakia

● deep boreholes

Fig. 2 The Original Phase I System at Fenton Hill

- 1 — heat exchanger
- 2 — make up water
- 3 — pumps
- 4 — volcanic-sedimentary complex
- 5 — crystalline basement (Precambrian)
- 6 — hydraulic fracture

Fig. 3 Comparison of the Phase I and Phase II System

A — research system (Phase I)

B — engineering system (Phase II)

1 — heat exchangers, 2 — pumps, 3 — total surface

B — 1 — heat exchangers, 2 — pumps, 3 — total surface

Fig. 4 Temperature course in extraction well GT-2

1 ▼ upper fracture zone (2606—2646 m)

2 ▲ middle fracture zone (2673 m)

3 ■ bottom fracture zone (2703 m)

4 ● total flow at casing (2590 m)

Fig. 5 Major system parameters during the SUE (Stress-Unlocking) experiment

pressing 7 l. s^{-1} into EE-1

increase from 7 to 13 l. s^{-1}

increase from 13 to 26 l. s^{-1}

increase from 26 to 47 l. s^{-1}

pressure in EE-1 (MPa)

pressure in GT-2 (MPa)

time (hours)

total volume pumped (m^3)

Fig. 6 Wells EE-2 and EE-3 in Fenton Hill

1 — volcanic and sedimentary rocks; 2 — crystalline basement; 3 — distance of fractures

RUDOLF ONDRÁŠIK — ANTON MATEJČEK — ALENA KLUKANOVÁ

Zlomové poruchy veporského kryštalinika v prieskumnej štôlni PVE Ipeľ

3 obr., 11 fotogr. tab. (X—XX), anglické resumé

Abstract. Three basic types of fault disturbances: a. zones of cleaved, (partly recrystallized rocks), b. tectonic breccias and tectonic clays, c. fissure zones, were distinguished during the investigation of a 1070 m long exploratory drift in the eastern slope of the Ipeľ r. torrent course in the Vepor granitoid massif. Four genetic types of filling were found in the fault disturbances, namely: a. quartz, b. calcite, c. angular clasts, sand with clay, d. clayey loam. Basing upon character of rock deformation, morphology and orientation, the authors reconstructed the conditions of the origin of fault disturbances, their relation to stress fields and presumed their indication by indirect methods in inaccessible parts of the massif.

Úvod

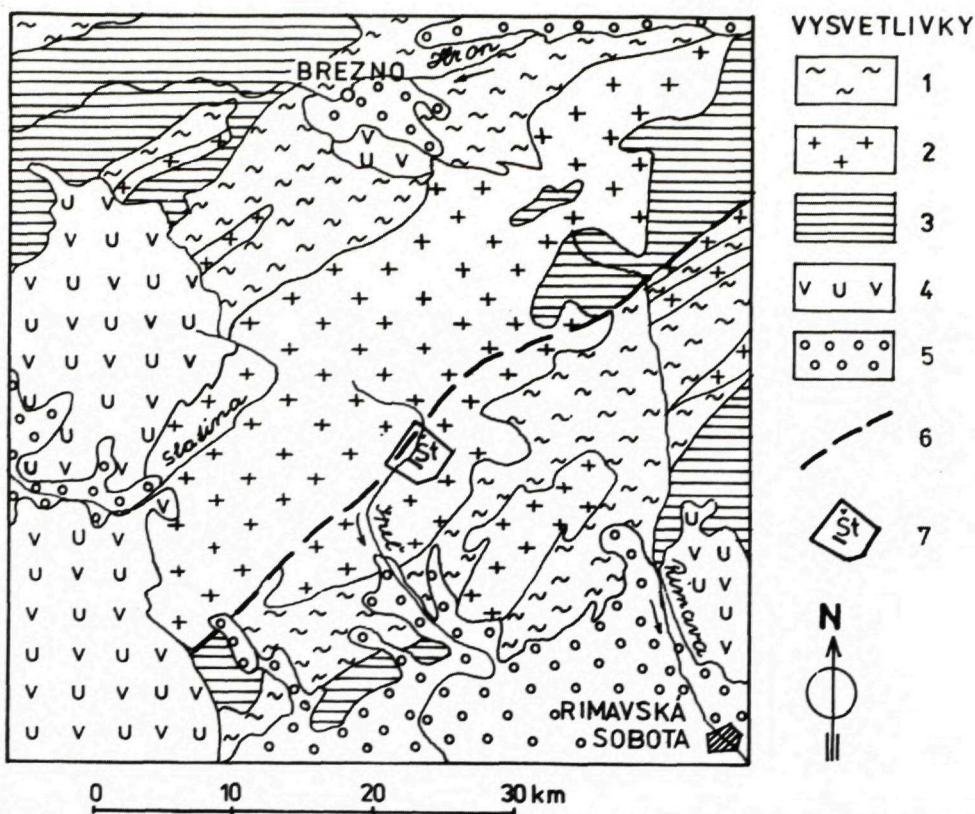
V rámci prieskumných prác pre projektovanú prečerpávaciu vodnú elektráreň Ipeľ bol realizovaný rozsiahly inžiniersko-geologický prieskum veporského kryštalinika na hornom toku Ipľa a Kokavy (obr. 1). Údolie Ipľa na tomto úseku sleduje regionálnu muránsko-divínsku zlomovú líniu. Prieskumnými prácami bolo potvrdené, že horniny tvoriace dno údolia a úpätie priľahlých svahov sú intenzívne porušené v zóne širokej viac ako 600 m (A. MATEJČEK 1985). Regionálna zlomová línia má veľmi zložitý charakter a skladá sa z ďalších zlomových porúch rôznej úrovne. Uvedené poruchy sa navzájom líšia orientáciou, stupňom porušenia hornín i charakterom výplne. Zlomové poruchy v centrálnej časti muránsko-divínskej zlomovej línie, ale i v priľahlom menej porušenom kryštalinickom masíve rozprestierajúcom sa na východ od nej, boli podrobne skúmané najmä v rámci prieskumnej štôlnie Izabela.

Štôlna Izabela bola vyrazená v ľavom svahu údolia Ipľa, v dĺžke 1070 m a niekoľkými rozrážkami o celkovej dĺžke 430 m. Situácie štôlnie je zakreslená na obr. 1 a 2.

Doc. RNDr. R. ONDRÁŠIK, CSc., Katedra inžinierskej geológie PFUK, Zadunajská ul. 15, 851 01 Bratislava

RNDr. A. MATEJČEK, Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n.p., závod Žilina, Rajecká cesta, 010 52 Žilina

RNDr. A. KLUKANOVÁ, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 1 Prehľadná geologická situácia širšieho okolia prieskumnej štôľne Izabela pre prečerpávaciu vodnú elektrárňu Ipef. Podľa Fusán et al. (1967). 1, 2 — paleozoikum a proterozoikum (1 — kryštalické bridlice, 2 — granitoidy); 3 — mezozoikum (kremence, bridlice, karbonáty); 4, 5 — neogén (4 — andezity a ich tufy, 5 — štrky a íly); 6 — muránsko-divínska zlomová línia, 7 — územie projektovanej prečerpávacej elektrárne, (Št — prieskumná štôľňa Izabela).

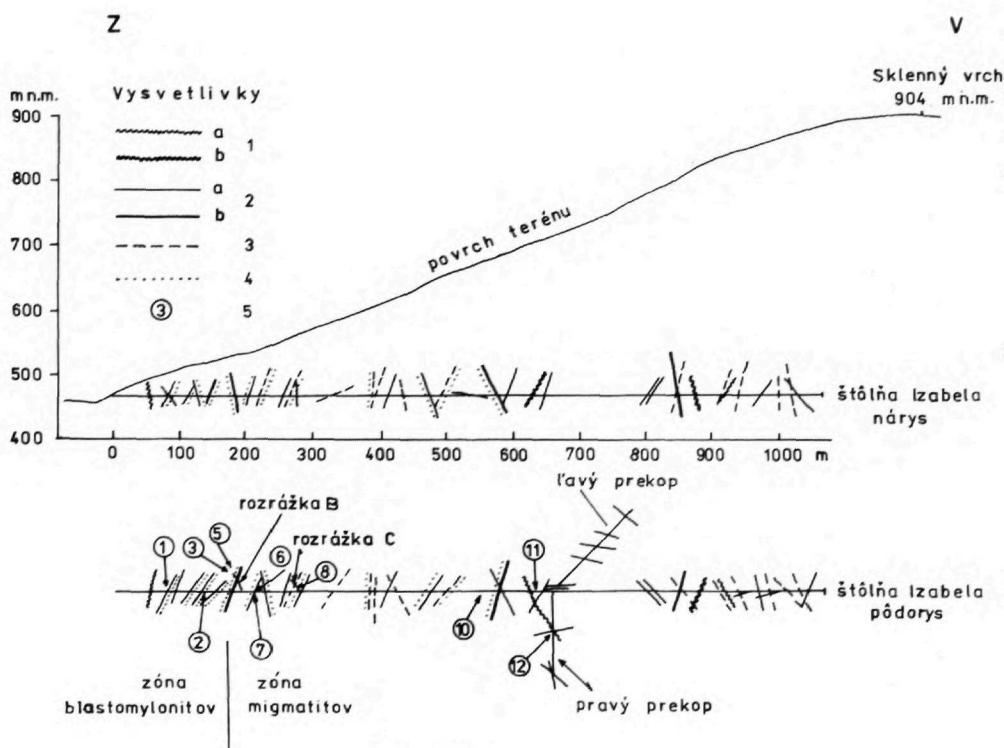
Typy zlomových porúch

Horninový masív, v ktorom je štôľňa razená, je budovaný dvoma základnými horninovými typmi, a to v úseku do 180 m blastomylonitmi a ďalej migmatitmi. V rámci zóny migmatitov sa vyskytujú polohy hybridných granodioritov a kryštalických bridlíc. Od ústia štôľne do vzdialenosti 50 m a v úseku od 120 m do 210 m sú horniny slabo až intenzívne zvetrané. V ďalšej časti sú horniny nezvetrané alebo čiastočne navetrané pozdĺž zlomových porúch a puklín.

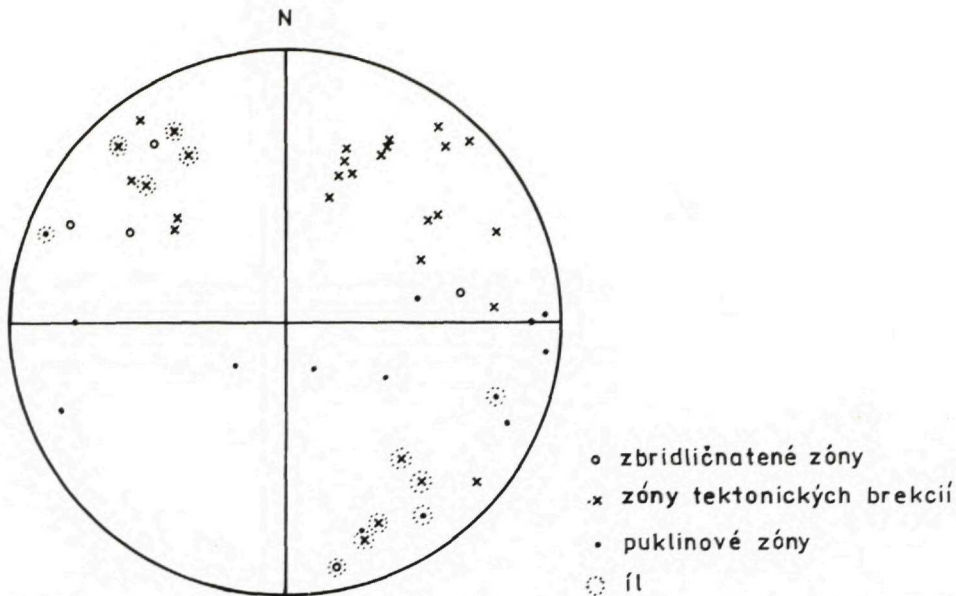
Poruchy zlomového charakteru v štôľni je možné rozdeliť podľa ich morfológie, spôsobu a stupňa porušenia a výplne na 3 základné typy: a) zbridličnatené (čiastočne rekrystalizované) zóny, b) tektonické brekcie a tektonické íly, c) puklinové zóny.

Zbridličnatené (čiastočne rekryštalizované zóny)

Ide o niekoľko decimetrové až niekoľko metrov hrubé zóny zbridličnatených hornín. Zbridličnatenie postihlo najmä polohy rúl, menej granodiority. Okrem čiastočnej rekryštalizácie sú foliácie po plochách už čiastočne vyhojené šošovkami a žilami kremeňa. Hrubé sú od niekoľkých desiatin milimetra až po niekoľko decimetrov (tab. XI, obr. 4). Kremenná výplň žíl je ostro ohraničená v porovnaní s okolitou horninou a je spojená kryštalickou väzbou. Tenšie žily spravidla tvoria žilníky, hrubšie žily najčastejšie vystupujú samostatne, pričom miestami dochádza k pretínaniu starších žíl čiastkovými prešmykmi. V niektorých prípadoch, ako napr. v úsekoch 270—290 m a 340—370 m od ústia štólne, sú v kremenných žilách uzavreté ostrohranné úlomky z okolitej horniny. Takéto žily majú typickú brekciovitú štruktúru (tab. X, obr. 2). Zbridličnatené pásma so súbežnými kremennými žilami sú prevažne strmo uklonené a najčastejšie sledujú sv.-jz. smer, menej z.-v. (obr. 3).



Obr. 2 Situácia najvýraznejších zlomových porúch v prieskumnej štólni Izabela 1 — zbridličnatené, čiastočne rekryštalizované zóny, a — úzke, b — široké, 2 — tektonické brekcie a tektonické íly, a — úzke, b — široké, 3 — puklinové zóny, 4 — ílovitá výplň, 5 — označenie miesta odberu vzoriek.



Obr. 3 Tektonogram zlomových porúch a puklinových zón v prieskumnej štôlni Izabela, vyznačených na obr. 2.

Tektonické brekcie a tektonické íly

V štôlni sa vyskytujú najmä v rámci muránsko-divínskej línie, t. j. od ústia štôlne až do 600 m. Vytvárajú niekoľkometrové až desiatky metrov hrubé zóny, v rámci ktorých sa striedajú decimetrové až 2 metre hrubé tektonické íly (tab. X, obr. 3) s tektonickými brekciami (tab. X, obr. 4) a s polohami husto až slabo rozpukaných hornín. Smerom hlbšie do masívu sa striedajú tektonické brekcie s menej porušenými horninami. Tektonické íly, ktoré majú povahu fyzikálneho ílu s vysokým podielom piesčitých zŕn a väčších úlomkov, sa často vyskytujú aj v rámci zón zbridličnatených hornín so šošovkami kremeňa (tab. XI, obr. 1, tab. XI, obr. 4). V centrálnej časti tektonických ílov sa okrem kataklázovaného kremeňa a živcov vyskytujú častice menšie ako 0,002 mm a tvoria dynamometamorfne novotvary skupiny chloritu a illitu.

Vo vstupnej časti štôlne sa vyskytujú aj polohy ílovito-hlinitej výplne s vysokým obsahom ílových minerálov. Najhrubšie polohy tohto charakteru majú 57—60 m, 90 a 107—110 m, prípadne 118—180 m od ústia štôlne, kde dosahujú hrúbku od niekoľko dm až do 2 m, pričom boli zachytené aj v rozrážkach, čo svedčí o ich značnej priebežnosti. Podobná ílovito-hlinitá výplň pukliny bola zistená aj v povrchovom odkryve na protifahlom svahu údolia Ipľa. V ílomitej frakcii sú okrem klastík prítomné aj ílové minerály so zmiešanou illitovo-montmorillonitovou štruktúrou, menej už zo skupiny kaolinitu a vo veľmi

malom množstve sepiolit-palygorskitu. Pre mimoriadny význam spomínaných ílovito-hlinitých polôh podrobili sme ich dôkladnému výskumu a rozoberieme ich samostatne v ďalšej časti práce. V ílovitej hmote je rozptýlený kalcit, dolomit, siderit, limonit a pyrit, ktoré vytvárajú miestami aj drobné kryštály a agregáty (tab. XIII, obr. 5, tab. XIV, obr. 3, tab. XV, obr. 1, tab. XVI, obr. 1, 2, tab. XVII, obr. 1). Kalcit tvorí v ojedinelých prípadoch aj niekoľkocentimetrové žily, najmä v úsekoch 330—335, 650—690 a 760—765 m od ústia štôlne (tab. XI, obr. 2). Zlomové poruchy tejto skupiny sledujú najmä s.-j. až sv.-jz. smer, menej sz.-jv. a sú prevažne strmo uklonené, 70—90° na obidve strany. Všetky poruchy s hrubou ílovito-hlinitou výplňou majú sv.-jz. smer (obr. 2 a 3).

Puklinové zóny

Najčastejšie sprevádzajú vyššie uvedené zlomové poruchy, najmä v ich okrajových častiach. Spravidla majú nerovný povrch, ktorý generálne sleduje orientáciu zlomových porúch. Väčšinou sú málo otvorené, rádovo dosahujú stotiny až desatiny milimetra. Vyskytujú sa však aj pukliny, ktoré sú otvorené až na niekoľko centimetrov. Najčastejšie majú ílovitú výplň, ale vyskytujú sa aj bez nej. Najvýraznejšia otvorená puklina s ílovitou výplňou sleduje spojenie kremennej žily s migmatitom vo vzdialenosti 270 m od ústia štôlne (tab. XI, obr. 3). Tie isté pukliny, ale bez výplne, sú vo vzdialenosti 392, 596 a 863 m od ústia štôlne so smerom S—J až SZ—JV a všetky sú silne zvodnené (tab. XII, obr. 1).

V tektonicky menej porušených častiach masívu sa vyskytujú aj samostatné výrazné pukliny, hoci často vytvárajú zväzky puklín v zónach s hrúbkou niekoľko decimetrov až niekoľko metrov (tab. XII, obr. 2). Sú málo otvorené, majú rozmery od stotiny po desatiny milimetra, len zriedkavo aj niekoľko milimetrov. Smerom od ústia do čelby štôlne ubúda ílovitá výplň a prevládajú hlavne ostrohranné úlomky. Pukliny sú najčastejšie strmo uklonené smerom SV—JZ a V—Z, menej už SZ—JV a S—J. Miestami sa vyskytujú aj priebežné pukliny s miernym úklonom (tab. XI, obr. 2).

Okrem otvorených priebežných puklín sú známe aj zatvorené a skryté pukliny malej priebežnosti. Objavujú sa pri razení chodieb a spôsobujú rozpad horniny na drobné úlomky, príp. väčšie balvany.

Výplň zlomových porúch a puklín

Výplň zlomových porúch a puklín je možné rozdeliť na nasledujúce genetické skupiny: a) kremeň, b) kalcit, c) ostrohranné úlomky až fyzikálny íl (illit + chlorit + podrvený kremeň a živce), d) ílovitá a piesčitá hlina (ílovitá frakcia je zastúpená minerálmi so zmiešanou illitovo-montmorilonitovou štruktúrou + kaolinit + minerál zo skupiny sepiolit-palygorskitu (atapulgit) + rozptýlený kalcit, dolomit, siderit, limonit a pyrit). Známe sú však aj ich kombinácie.

Pri štúdiu výplne porúch a puklín sme sa zamerali najmä na piesok s ílom a ílovitú i piesčitú hlinu ktoré sú najnepriaznivejšie z hľadiska správania sa masívu. Z uvedeného materiálu sme odobrali vzorky na identifikáciu minerálneho zloženia a na stanovenie štruktúry, ďalej na granulometrickú analýzu a stanovenie vlastností v styku s vodou. Z hrubších polôh ílovitých a ílovito-piesčitých hlín boli odobrané vzorky odbernými valcami na laboratórny rozbor fyzikálno-mechanických vlastností.

Identifikáciu ílových minerálov vykonali v laboratóriu Geologického ústavu Univerzity Komenského v Bratislave RNDr. E. Šamajová, CSc. na RTG a doc. RNDr. J. Turan, CSc. na DTA. Na Geologickom ústave D. Štúra vyhotovili mikrosnímky na SEM, ako aj časť analýz na RTG a DTA. Laboratórne skúšky fyzikálno-mechanických vlastností ílovito-hlinitej výplne boli vykonané v laboratóriu mechaniky zemín na IGHP, n. p. závod Žilina.

Kremeň

Kremeň tvorí šošovkovitú a žilnú výplň časti zlomových porúch a puklín. Je prevažne bielej farby, zriedkavo hnedej až fialovej a do rôzneho stupňa kataklasticky porušený. Obsahuje vtrúseniny sírnikov, hematitu a ďalších rudných minerálov, ktoré miestami vytvárajú impregnácie, príp. až drobné agregáty. Hrúbka kremenných žíl kolíše od milimetrov až do niekoľko centimetrov, niekedy i niekoľko decimetrov. V niektorých prípadoch žilný kremeň stmeluje ostrohranné úlomky okolitých hornín vo forme brekcie (tab. X, obr. 2).

Kalcit

Dobre vykryštalizovaný kalcit bielej a okrovožltej farby vyplňa niektoré pukliny najmä v úsekoch 330—335 m, 650—690 m a 760—765 m od ústia štólne. Hrúbka žíl kalcitu je niekoľko milimetrov až niekoľko centimetrov (tab. XI, obr. 2).

Ostrohranné úlomky až fyzikálny íl

Hrubozrnná drvina až jemnozrnný piesok z rozdrvenej okolitej horniny s malým podielom ílovej frakcie tvoria centrálnu časť niektorých zlomových porúch, v ktorých nie sú zjavné príznaky zvetrania. Ílovitá frakcia je tvorená podrveným kremeňom a živcami na prachovité (menšie ako 0,063 mm) až ílovité častice (menšie ako 0,002 mm, t. j. fyzikálny íl) s rôznym podielom illitu a chlritu. Pribeh centrálnych častí zlomových porúch s ostrohrannými úlomkami a fyzikálnym ílom je vlnitý a má premenlivú hrúbku od niekoľko milimetrov do niekoľko decimetrov. Často dochádza pri zlomoch aj k ich vetveniu a vykliňovaniu. Íl najčastejšie tvorí povlaky vyhladených plôch. V niektorých poruchách tohto charakteru sa prejavuje prímies montmorillonitu, kaolinitu, palygorskite-sepiolitu, karbonátov a limonitu.

Ílovitá výplň

Tvorí centrálnu časť niektorých zlomových porúch a roztvorených puklín. Najčastejšie vyplňa pukliny v zlomových poruchách do 600 m od ústia štólne. Podiel ílovej frakcie dosahuje 20—40 %, ojedinele i 60 %. Je tvorená prevažne ílovými minerálmi so zmiešanou illitovo-montmorillonitovou štruktúrou, menej už kaolinit, palygorskit-sepiolit s vtrúseninami karbonátov (kalcit, dolomit, siderit), limonitu a pyritu. Podľa analýz DTA, vykonaných na GÚDŠ, aj so stopami organických látok. Ílovitá frakcia je najvýraznejšie zastúpená najmä v hrubších polohách. V nich má aj piesčitá frakcia zaguľatený a zaoblený tvar. V polohe 2 m hrubej polohe ílovej hliny, vo vzdialenosti 177—179 m od ústia štólne, sa vyskytol aj zaoblený, zaguľatený úlomok granodioritu s priemerom 8 cm (tab. XII, obr. 4). Mikroštruktúra ílovej hmoty je najčastejšie matricová a turbulentná. Charakter ílovej frakcie a jej mikroštruktúra sú ilustrované na mikrografe (tab. XIII, obr. 1—4, tab. XIV, obr. 1—2, tab. XIV, obr. 5, 6, tab. XVII, obr. 1, tab. XVIII, obr. 2).

Z hľadiska minerálneho zloženia a štruktúry je zvlášť pozoruhodná ílová výplň roztvorenej pukliny so šírkou 3—7 cm na styku aplitovej žily a migmatitov, vo vzdialenosti 270 m od ústia štólne. RTG analýzou dr. Šamajová z Geologického ústavu Univerzity Komenského zistila ílové minerály so zmiešanou illitovo-montmorillonitovou štruktúrou a ílové minerály zo skupiny sepiolit-palygorskit, čo bolo potvrdené i DTA. V SEM pri zväčšení 1000 × bol pozorovaný iba montmorillonit (tab. XVIII, obr. 1). Až pri zväčšení 5000 × sa dali zreteľne pozorovať ihličkovité minerály zo skupiny sepiolit-palygorskit (tab. XVIII, obr. 2), ktoré tvoria povlak na listkovitých mineráloch montmorillonitu. V menšom rozsahu bol potom tento jav pozorovaný aj na mikroagregátoch sideritu vo výplni poruchy, vo vzdialenosti 205 m od ústia štólne (tab. XIV, obr. 4). Z vtrúsenín sa na snímkach SEM najlepšie prejavujú siderit (tab. XIV, obr. 3) a kryštálky pyritu (tab. XIII, obr. 5). V tenších polohách ílovito-hlinitej výplne zlomových porúch sa v ílovej frakcii často vyskytuje aj rôzny podiel podrveného kremeňa a živcov, ale aj chloritu.

Vlastnosti ílovito-hlinitej výplne z porúch 180 m a 270 m od ústia štólne na neporušených vzorkách, odobraných v rozrázkach, sú uvedené v tab. 1. Charakteristické pre ne je najmä vysoké číslo plasticity. M. HOLÁNIKOVÁ (1985) v nich zistila i prejavy napučievania, čím sa dá vysvetliť vytlačanie ílovito-hlinitej výplne zo stien štólne a vznik závalov.

Mikroštruktúry výplne zlomových porúch a puklín

Vzorky mikroštruktúrnej analýzy boli odobierané priebežne z celej štólne. Miesta odberov sú znázornené na priloženej situácii (obr. 2).

Pri opisovaní mikroštruktúr sme sa pridržali klasifikácie (B. GRABOWSKÁ OLSZEWSKÁ et al. 1984), ktorú sme upravili pre dané podmienky vzhľadom na to, že pôvodná klasifikácia je pre sedimentárne horniny.

Fyzikálno-mechanické vlastnosti hlinito-piesčitej a ílovitej výplne porúch
Tabuľka 1

Miesto odberu	Označenie zeminy	Počet vzoriek n	Objemová hmotnosť g · cm ⁻³		Merná hmotnosť g · cm ⁻³	Porovitosť %	Stupeň nasýtenia %	Atterbergove skúšky				Šmyková pevnosť	
			vlhkej	suchej				medze	tekutosťi %	tvárivosti %	plasticity %	číslo	ϕ'
Rozrážka B — z okraja výplne — zo stredu výplne	Ílovitá hlina piesčitá až štrk hlinito-piesčitý ílovitá hlina	7	2,05—2,27	1,85—2,05	2,72	24,6—31,98	61,9—87	28—50	16—25	11—25	1,54—1,55	25,6—35,0	0
			2,12—2,23	1,82—1,97									
Rozrážka C z výplne	íl	3	1,50—1,53	0,90—0,99	2,61	62,1—65,5	87,6—91,9	140—194	91—107	49—102	1,24—1,73	17,3 φ _u 13,5	86 c _u 0,068

Vzorka 1 bola odobratá z výplne pukliny širokej 5—18 cm, v hlavnej chodbe štôlne Izabela, vo vzdialenosti 85,8 m od ústia štôlne, na ľavej strane. Minerálne zloženie výplne pukliny je podľa RTG: illit, kremeň, náznak kalcitu a dolomitu; podľa DTA: illit, kremeň, dolomit, stopy pyritu a organických látok. Prevládajúci typ mikroštruktúry je mikroštruktúra turbulentná a matricovoturbulentná

Tabuľka XIII, obr. 1

Mikroštruktúra je turbulentná. Illity sú orientované pozdĺž vrstevnatosti, tesne obaľujú kremenné a dolomitové zrná tak, že vytvárajú lokálne turbulencie, ktoré dávajú mikroštruktúre tvar turbulentného tečenia. Vzájomné viazanie illitových mikroagregátov je typu plocha k ploche a plocha k hrane pri menších sklonoch. Pórový priestor je vyplnený medzimikroagregátnymi pórmí, ktoré sú nerovnomerne rozložené a majú značnú tvarovú anizotropiu. Pretože mikroagregáty illitu sú orientované, väčšina pórov má pretiahnutý puklinový tvar a priebeh pozdĺž bridličnatosti. Okrem puklinových pórov sa vyskytujú aj póry izometrické. Turbulentná mikroštruktúra sa vytvárala počas litogenézy a spevňovania sedimentu. Zväčšenie 1000 ×.

Tabuľka XIII, Obr. 2

Mikroštruktúra je matricovoturbulentná. Primárny typ mikroštruktúry bol matricový, kde sa v spojitý hmate illitu nachádzajú nepravidelne usporiadané zrná kremeňa a dolomitu.

Jednotlivé častice majú kontakty typu plocha k ploche, resp. plocha k hrane a hrana k hrane. Pôsobením slabého tlaku boli vytvorené lokálne turbulencie, kde illitové mikroagregáty sú dobre orientované a obaľujú zrná kremeňa i dolomitu. Pórový priestor je tvorený rovnomerne rozloženými medziagregátnymi pórmí s bohatou morfológickou anizotropiou. Najčastejšie majú izometrický alebo pretiahnutý puklinový tvar. Zväčšenie 500 ×.

Vzorka 2 bola odobratá z výplne pukliny širokej 10—30 cm, z hlavnej štôlne Izabela, vo vzdialenosti 129,5 m od ústia štôlne, na pravej strane. Minerálne zloženie výplne pukliny je illit, kremeň, málo dolomitu a kalcitu (RTG), ale aj illit a slabé stopy pyritu (DTA). Je to matricový typ mikroštruktúry.

Tabuľka XIII, obr. 4

Mikroštruktúra je matricová. Zrná kremeňa sú obalené povlakom jemne disperzného materiálu, skladajúceho sa z častíc illitu. Matricu predstavuje spojitá neorientovaná masa illitu, ktorá obsahuje nepravidelne usporiadané zrná kremeňa a dolomitu. Kontakty medzi zrnami, resp. úlomkami zrn predstavujú ílové povlaky. Na snímke je znázornené zrno kremeňa čiastočne pokryté illitovým pláštikom. Akákoľvek orientácia štruktúrnych prvkov chýba. Zväčšenie 500 ×.

Tabuľka XIII, obr. 5

Mikroštruktúra je matricová. Vnútornú stavbu tvorí neorientovaná súvislá hmota mikroagregátov illitu, obsahujúca nepravidelne usporiadané uzavreniny zrn kremeňa a pyritu, ktorý, ako je vidieť, kryštalizuje v kubickej sústave. Kontakty medzi mikroagregátmi illitu sú typu plocha k ploche a plocha k hrane. Pórový priestor je tvorený medzičasticovými pórmí izometrického a puklinového tvaru, ale aj medzimikroagregátnymi mikropórmí. Zväčšenie 400 ×.

Vzorka 3 bola odobratá z výplne pukliny v B-rozrážke štólne Izabela, vo vzdialenosti 22 m od ústia B-rozrážky do hlavnej chodby štólne. Minerálne zloženie výplne pukliny je illit, montmorillonit a kremeň (RTG, DTA). Ide o matricový typ mikroštruktúry.

Tabuľka XIII, obr. 6

Mikroštruktúra je matricová. V spojitnej illitovo-montmorillonitovej hmote sú nepravidelne usporiadané zrná kremeňa, ktoré sú dobre opracované a zaoblené. Mikroagregáty illitu a montmorillonitu majú kontakty typu plocha k ploche a plocha k hrane. Priestor pórov je vyplnený prevažne medzimikroagregátnymi pórmí rozmanitého tvaru, najčastejšie však tvaru izometrického. Zväčšenie 500 ×.

Tabuľka XIV, obr. 1

Na snímke je záber na vyhladenú prirodzenú šmykovú plochu, kde usmernenie minerálov bolo spôsobené šmykovým pohybom. Pôvodný typ mikroštruktúry predstavovala mikroštruktúra matricová. Zväčšenie 7000 ×.

Vzorka 5 bola odobratá z výplne pukliny v B-rozrážke štólne Izabela, vo vzdialenosti 26 m od ústia B-rozrážky do hlavnej chodby štólne. Minerálne zloženie výplne pukliny je illit, montmorillonit, kremeň a náznak dolomitu (RTG), (DTA) — illit, montmorillonit, pyrit a stopy karbonátov. Mikroštruktúra je matricová.

Tabuľka XIV, obr. 2

Mikroštruktúra matricová. Je vytvorená izometrickými mikroagregátmi illitu a montmorillonitu, zrnami kremeňa a karbonátov, ktoré sú navzájom spojené ílovými povlakmi. Kontakty medzi mikroagregátmi sú typu plocha k ploche a plocha k hrane. Pórový priestor je vyplnený medzimikroagregátnymi pórmí izometrického a puklinového tvaru. Zväčšenie 1000 ×.

Vzorka 6 bola odobratá z výplne pukliny širokej 0,5—2 cm v hlavnej chodbe štólne Izabela, vo vzdialenosti 205 m, na ľavej strane. Minerálne zloženie výplne pukliny je illit, montmorillonit, siderit (RTG), illit, montmorillonit, siderit, kremeň (DTA).

Tabuľka XVII, obr. 2

Mikroštruktúra skeletálna. Je tvorená jemným pórovitým skeletom. Ílový materiál je nerovnomerne usporiadaný a nevytvára stálu maticu. Najčastejšie býva nahromadený na povrchu hrubých zŕn ako stály povlak. Úplne chýba orientácia štruktúrnych prvkov. Pórový priestor je tvorený rovnomerne rozmiestnenými medziagregátnymi a medzičasticovými otvorenými pórmí. Tvary pórov sú rozmanité, ale najčastejšie sú izometrické. Zväčšenie 3500 ×.

Tabuľka XVII, obr. 1

Na snímke je vidno odkryté zrno sideritu. Záber je urobený z iného miesta tej istej vzorky ako obr. 2 v tab. XVII. Zväčšenie 1000 ×.

Tabuľka XV, obr. 1, tabuľka XVI, obr. 2

Snímky sú z limonitového náteku, zo vzorky odobratej z výplne pukliny v hlavnej chodbe štôlne Izabela, vo vzdialenosti 205 m. Snímky tvoria ten istý záber pri rôznych zväčšeniach.

Mikrografy: tab. XV, obr. 1 — 2000 ×, tab. XV, obr. 2 — 6000 ×, Tab. XVI, obr. 1—10000 ×, tab. XVI, obr. 2—15000 ×.

Na fotografiách vidieť „pseudomorfózy“ kostrovitého hematitu po siderite. Hematit vznikol transformáciou zo sideritu — subreálne zvetrávanie). Zreteľné sú premeny hematitu na amorfný limonit za aktívneho pôsobenia vody (hydratácia).

Vzorka 7 bola odobratá z výplne pukliny širokej 0,5—2 cm v hlavnej chodbe štôlne Izabela, vo vzdialenosti 205 m, na pravej strane. Minerálne zloženie výplne pukliny je illit, montmorillonit, siderit, limonit, minerál zo skupiny palygorskitu (attapulgit) — (RTG); illit, montmorillonit, siderit, limonit, kremeň, palygorskite (attapulgit) (DTA).

Mikrografy v tab. XIV, obr. 3, 4 majú ten istý záber pri rôznych zväčšeniach: obr. 3 — 300 ×, obr. 4 — 5000 ×.

Mikroštruktúra je matricová. Maticu tvorí súvislá neorientovaná masa mikroagregátov illitu a montmorillonitu. Obsahuje zrná kremeňa a sideritu. Na povrchu sú oválne kryštály sideritu, pokryté jemnými ihličkovitými minerálmi tab. XIV, obr. 4) skupiny palygorskitu. Pórový priestor je tvorený medziagregátnymi pórmí, ktoré sú nerovnomerne rozložené a majú najčastejšie izometrický tvar.

Vzorka 8 bola odobratá z výplne pukliny širokej 5—7 cm v C rozrážke, ktorá je vo vzdialenosti 270 m od ústia hlavnej chodby štôlne. Minerálne zloženie

výplne pukliny tvorí minerál zo skupiny palygorskite (attapulgit), montmorillonit (RTG, DTA).

Mikrografy v tab. XVIII, obr. 1, 2 majú ten istý záber pri rôznych zväčšeniach: obr. 2 — 1500 ×, obr. 1 — 1000 ×.

Mikroštruktúra voštinová. Charakterizujú ju otvorené izometrické komôrky, steny ktorých sú tvorené mikroagregátmi montmorillonitu. Montmorillonit je pokrytý povlakmi minerálu zo skupiny palygorskite, ktorý má charakteristický ihličkovitý tvar. Mikroagregáty majú kontakty typu plocha k ploche, plocha k hrane a hrana k hrane. Miestami sa mikroagregáty vzájomne prekrývajú a vytvárajú jednotlivé komôrky mikroštruktúry. Mikroagregáty môžu zrastať v mieste kontaktu, čo znemožňuje rozlíšiť ich hranice. Orientácia štruktúrnych elementov úplne chýba. Pórový priestor je vytvorený z veľkých mikroagregátových pórov komôrkového typu, čo je i hlavnou črtou tejto mikroštruktúry.

Vzorku 10 sme odobrali z výplne pukliny širokej 1—3 cm v hlavnej chodbe štôlne Izabela, vo vzdialenosti 581 m. Minerálne zloženie výplne pukliny je illit, kremeň, náznak kaolinitu (RTG), illit, montmorillonit, stopy organických látok (DTA). Prevláda mikroštruktúra laminárna a matricovolaminárna.

Tabuľka XIV, obr. 5

Mikroštruktúra laminárna. Je charakteristická dobrou roztriedenosťou štruktúrnych prvkov čo sa týka veľkosti a stupňa orientácie vrstiev, čím táto mikroštruktúra nadobúda tvar laminárneho tečenia. Vzájomné kontakty medzi mikroagregátmi sú typu plocha k ploche. Priestor pórov je pomerne rovnorodý čo sa týka tvaru pórov. Prevládajú medzimikroagregátové puklinové póry. Zväčšenie 2500 ×.

Tabuľka XIV, obr. 6

Mikroštruktúra matricovolaminárna. Štruktúru vytvára spojitá hmota mikroagregátov illitu, montmorillonitu a nepravidelne usporiadané uzavreniny aleuritických a psamitických zrn kremeňa. Určitý stupeň orientácie vrstevnatosti dáva tejto štruktúre tvar laminárneho tečenia. Kontakty medzi mikroagregátmi sú prevažne typu plocha k ploche a plocha k hrane, s veľmi malými uhlami. Kontakty medzi hranami kremeňa sú tvorené ilovými povlakmi. Pórový priestor je vyplnený medzičasticovými pórmí izometrického puklinového tvaru. Zväčšenie 3000 ×.

Vzorka 11 bola odobratá v stene hlavnej chodby štôlne Izabela, vo vzdialenosti 620 m od ústia štôlne.

Tabuľka XIX, obr. 1, 2, tabuľka XX, obr. 1, 2

Skúmaná vzorka v mikromierke má výraznú homogénnu izotropnú vnútornú stavbu s prevládajúcou neusporiadanou lepidoblastickou metamorfnou štruktúrou (tab. XX, obr. 2, tab. XIX, obr. 2). Na snímkach neboli zistené žiadne smery prednostnej orientácie minerálov, čím hornina nadobúda homotaktickú vnútornú stavbu. Na základe týchto štruktúrnych priestorových znakov, ako aj pravdepodobne hydrotermálneho rozpadu chloritu (tab. XIX, obr. 2), ale i polygonálne obmedzených drobných zrníčok kremeňa a jemne rozptýlených zrníčok minerálov epidotovej skupiny, vystupujúcich na povrchu plôch (001) a tiež prerastajúcich cez tieto plochy (tab. XIX, obr. 1) predpokladáme, že daná vzorka pochádza z dynamometamorfovaných a hydrotermálne alternovaných metamorfitov bázických hornín — amfibolických.

Vzorka 12 bola odobratá z výplne pukliny v pravom prekope z pravej strany, vo vzdialenosti 64 m od hlavnej chodby. Minerálne zloženie výplne pukliny je illit, motmorillonit, kremeň, živce (RTG, DTA).

Tabuľka XIII, obr. 3

Mikroštruktúra je turbulentná. Tento typ mikroštruktúry je vytvorený ílovými mikroagregátmi dobre orientovanými pozdĺž vrstevnatosti. Tesne obaľuje aleuritické a psamitické zrná tak, že vytvára lokálne turbulencie, ktoré dávajú mikroštruktúre tvar turbulentného tečenia. Vzájomné kontakty medzi ílovitými mikroagregátmi sú typu plocha k ploche a plocha k hrane. Priestor pórov je reprezentovaný medziagregátovými pórami, ktoré sú nerovnomerne rozložené a majú značnú tvarovú anizotropiu. Táto mikroštruktúra sa vytvárala počas litogenézy a spevňovania ílových sedimentov, ktoré mali matricovú mikroštruktúru.

Diskusia a závery

Keďže zlomové poruchy a ich kvalitatívne rozdielna výplň predstavujú prvky výraznej fyzikálnej nerovnorodosti, je zaujímavá i otázka podmienok ich vzniku. Objasnenie podmienok vzniku zlomových porúch nám pomáha predpokladať pravdepodobnosť ich výskytu aj v ostatných, ešte nepreskúmaných častiach masívu. Určité dedukcie v tomto smere je možné dosiahnuť štúdiom morfológie a orientácie zlomových porúch, ako aj z charakteru a zloženia ich výplne.

Podľa morfológie a charakteru porušenia zlomových porúch sa dá usudzovať, že vznikali účinkom tangenciálnych napätí, prevažne v podmienkach kontraktantného správania sa hornín, t.j. v oveľa väčších hĺbkach ako sú dnešné. Prevládajúci s.-j. až sv.-jz. smer zlomových porúch svedčí o existencii maximálneho a minimálneho hlavného napätia v ploche, ktorá je kolmá na tento smer.

Väčšina puklín a časť zlomových porúch vznikla pri prevládajúcom tangen-

ciálnom napätí, v podmienkach dilatantného správania sa hornín. Takéto podmienky sú jednak v blízkosti povrchu, čo by zodpovedalo podmienkam, ktoré sú blízke dnešným, ale mohli vznikáť aj vo veľkých hĺbkach pri veľkých pórových tlakoch, teda v podmienkach podstatne odlišných od dnešných. Predstaviteľmi prvej skupiny puklín, t. j. puklín vzniknutých v blízkosti povrchu, sú s najväčšou pravdepodobnosťou nepravidelné pukliny s premenlivou otvorenosťou, prejavujúce sa prítokmi vody do štôlne. Patria sem aj zlomové poruchy s charakterom tektonických ílov. Tieto sa vyvinuli z puklín a a puklinových zón, keď počas pokračujúcich pohybov došlo k prekonaniu dilatantného odporu a došlo ku kataklastickému tečeniu s drvením a rozomletím hornín v úzkej zóne. Predstaviteľmi druhej skupiny, t. j. puklín, ktoré vznikli vo veľkých hĺbkach pri vysokom pórovom tlaku hydrotermálnych roztokov, sú pukliny s kremitou výplňou šošovkovitého tvaru (tab. XI, obr. 4). Na základe analýz tekutých uzatvorenín v kremeň žilnej výplne veporského kryštalinika, v okolí horného toku Ipfa, určil V. HURAI (1983) teplotno-tlakové podmienky ich vzniku, ktoré zodpovedajú hĺbkam 4—10 km. Na základe analógií s inými územiami a skutočnosti, že žilný kremeň na rozdiel od horninotvorného kremeňa okolitých hornín kryštalinika nevykazuje undulózne zhášanie, vznik žilného kremeňa datuje od alpského horotvorného cyklu.

Okrem nepravidelných puklín sa vyskytujú i rovné pukliny a rozsadliny s ílovitou výplňou a rôznym podielom drveného materiálu, ktorý zrnitostne zodpovedá piesčitej frakcii. Tieto pukliny svedčia o existencii ťahových napätí v určitých fázach vývoja masívu. Podmienky pre vznik rovných otvorených puklín a rozsadlín mohli existovať v blízkosti povrchu počas predpokladaného klenbového výzdvihu Veporského rudohoria v pliocéne (M. LUKNIŠ 1964). Ale mohli sa vytvoriť i následkom vysokých pórových tlakov, prevyšujúcich litostatickú tiaž nadložía. K uvedenému javu mohlo dôjsť aj vo veľkých hĺbkach, o čom svedčí žilná výplň kremeňa puklín s podobnou morfológiou (tab. XII, obr. 2). O genéze kremeňa týchto puklín platí to isté, čo pre šošovkovitú kremitú výplň puklín a zlomových porúch.

Charakter ílovito-hlinitej výplne ťahových puklín nasvedčuje, že vznikli v dosahu vadóznych vôd, ktoré do nich vplavovali ílové koloidy a roztoky, z ktorých sa formovali ílové minerály, ako aj v nich rozptýlené uhličitaný, limonit a pyrit. O intenzívnej cirkulácii vody v uvedených puklinách svedčí i zagulfatenie a zaoblenie zrn kremeňa v piesčitej frakcii, pravdepodobne koróziou. Výskyt zaobleného úlomku (tab. XII, obr. 4) však poukazuje i na mechanické opracovanie Turbulentná štruktúra ílu (tab. XIII, obr. 1, 3) nasvedčuje, že k jeho vplaveniu došlo čiastočne už po jeho vyzrážaní z koloidov. Rôzne typy ílových minerálov svedčia o rôznych podmienkach prostredia, resp. vodných roztokov a koloidov, z ktorých vznikali. Na základe zonality ílovito-hlinitej výplne v rozsadline zlomovej poruchy v metráži 180 m (tab. 1) a existencie dvoch generácií ílu rôznej genézy v niektorých puklinách, napr. v pukline vo vzdialenosti 270 m od ústia štôlne (tab. XIII, obr. 3, 4) sa dá usudzovať o dlhodobom otváraní puklín, počas ktorého sa menili i podmienky cirkulácie vôd a ich chemické zloženie.

Z rozdielných podmienok vzniku jednotlivých typov zlomových porúch

a puklín a ich výplne vo vzťahu k ich orientácii dá sa usudzovať, že začali vznikáť pred výzdvihom masívu, v hĺbkach okolo 4—10 km. Pri prevládajúcich minimálnych tektonických napätiach v smere SZ-JV maximálne napätia boli zvislé. Pri zlomových poruchách z tohto obdobia, s prevládajúcim smerom SV-JZ, došlo zároveň k ich čiastočnej rekryštalizácii a k postupnému vyplneniu kremeňom. Vývoj zlomových porúch a puklín bez rekryštalizácie, iba s čiastočným vyhojením kalcitom, pokračoval i po výzdvihnutí masívu smerom na povrch. Minimálne tektonické napätie v tejto etape mali najskôr smer V-Z a neskôr SV-JZ. Maximálne napätia boli naďalej zvislé. Na sv.-jz. smer minimálnych napätí sú viazané najmä zlomové poruchy s recentnou aktivitou v okolí štôlnie, ktoré majú prevládajúci smer SZ-JV (A. ONDRÁŠIK 1985).

Staršie zlomové poruchy s čiastočnou rekryštalizáciou a kemitou výplňou sa môžu vyskytovať v celom masíve a je ťažšie identifikovať ich nepriamymi metódami. Mladšie zlomové poruchy sa prejavujú výrazným oslabením masívu, viažu sa na ne výrazné lineárne depresie a nerovnosti terénu a výrazne ovplyvňujú i geofyzikálne polia. Preto ich prítomnosť v masíve sa dá predpokladať na základe použitia geomorfologických i geofyzikálnych metód.

Literatúra

- FUSÁN, O. et al. 1967: Geologická mapa ČSSR 1 : 500 000, východ. — Ústř. úst. geol., Praha.
- GRABOWSKA OLSZEWSKA, B. et al. 1984: Atlas of the Microstructure of Clay Soils. — Panstwowe wydawnictwo naukowe, Warszawa.
- HOLÁNIKOVÁ, M. 1985: Inžinierskogeologické hodnotenie ílovito-piesčitej výplne zlomových porúch granitoidov. — Diplomová práca, archív katedry inžinierskej geológie, Bratislava.
- HURAI, V. 1983: Geotermická interpretácia plynokvapalných uzavrenín zo žíl alpského typu veporského kryštalinika. — Mineralia slov., 15, 3, Bratislava, 243—260.
- LUKNIŠ, M. 1964: Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu v Československých Karpatoch. — Geogr. Čas., 16, 3, Bratislava.
- MATEJČEK, A. 1985: Výsledky inžinierskogeologického prieskumu na lokalite PVE Ipeľ. — Inžinierská geologie a energetická výstavba. Sborník přednášek Čsl. ved. tech. spol. — Dům techniky, Brno, 35—43.
- ONDRÁŠIK, R. 1985: Model neotektonickej aktivity územia projektovanej PVE Ipeľ. — Inžinierská geologie a energetická výstavba. Zborník referátov, Čsl. ved. tech. spol. — Dům techniky Brno, 68—75.

Rudolf Ondrášik — Anton Matejček — Alena Klukanová

Fault disturbances in Vepor crystalline complexes in exploratory drift PVE Ipeľ

Summary

During explorations for planned pumped storage hydro-plant Ipeľ extensive engineering-geological investigations of the Vepor crystalline complexes in the torrent course of the Ipeľ and Kokava rivers (Fig. 1) were performed. The Ipeľ r. valley extend there along the regional Muráň-Divina fault line. Fault disturbances in the more than 600 m broad central part of the Muráň-Divina fault zone and

in the less disturbed crystalline massif on its eastern margin were studied in detail mostly in the Izabela exploratory drift. Its situation with its total length 1070 m and several driftings in total length 430 m are in Figures 1 and 2.

The rock massif in the surrounding of the drift consists of blastomylonites, hybrid granodiorites and crystalline schists. In the distance 50 m from the drift entry and in the segment between 120 and 210 m are slightly to intensely weathered rocks. In a greater distance are non-weathered rocks with partial weathering along fault disturbances and fissures.

According to their morphology, mode, extent of deformation and filling the fault disturbances in the exploratory drift may be divided into three basic types: a. cleaved, (partly recrystallized) zones, b. tectonic breccias and tectonic clays, c. fissure zones. Their position (Fig. 3) and conditions of their origin indicate that they started to form in the Palealpine stage, i.e. in the Mesozoic and Paleogene times, at the depth about 4—10 km. Minimum tectonic stresses prevailed in the NW-SE direction, maximum stresses in vertical course. The NE-SW fault disturbances were partly recrystallized and gradually filled with quartz. Fault disturbances and fissures without recrystallization, partly healed with calcite, developed further in the Nealpine stage, i.e. in the Neogene and Quaternary times. Minimum tectonic stresses were then E-W-trending, later on NE-SW. Maximum stresses were vertical. The NE-SW course of minimum stresses is associated with fault disturbances with recent activity around the exploratory drift. The NW-SE course dominates.

Nealpine fault disturbances resulting in remarkable weathering of the massif, are associated with conspicuous linear depressions and field unevennesses and affect markedly also geophysical fields. Their presence in the massif may be presumed basing on geomorphological and geophysical methods.

Explanations of Figures

Fig. 1 Geological situation of wider vicinity of the Izabela exploratory drift for pumped storage hydro-plant Ipeľ (According to Fusán et. al. (1967). 1, 2 — Paleozoic and Proterozoic (1 — crystalline schists; 2 — granitoids), 3 — Mesozoic (quartzites, shales, carbonates); 4, 5 — Neogene (4 — andesites and their tuffs; 5 — gravels and clays); 6 — Muráň-Divina fault line; 7 — area of projected pumped storage hydro-plant (Št — Izabela exploratory drift).

Fig. 2 Situation of most prominent fault disturbances in the Izabela exploratory drift-cleaved, partly recrystallized zones, a — narrow, b — wide; 2 — tectonic breccia and tectonic clays, a — narrow, b — wide; 3 — cleft zones; 4 — clayey fill; 5 — sampling site.

Fig. 3 Tectonogram of fault disturbances and cleft zones in the Izabela exploratory drift, marked in Fig. 2.

Explanations to X—XX

Plate X

Fig. 1 Margin of clayey-loamy fill of fault disturbance on its contact with fractured aplite. B — break-through, 185 m from its collar. Fill extends in the main shaft 178—180 m from its collar.

Fig. 2 Tectonic breccia resulting from angular fragments of wallrock cemented by quartz of vein fill. 350 m from adit collar.

Fig. 3 Margin of 1 m thick zone of tectonic clay. 150 m from adit collar.

Fig. 4 Part of 10 m thick zone of tectonic breccia. 169 m from exploratory drift collar.

Plate XI

Fig. 1 Tectonic clay in the middle of zone of partly cleaved, partly recrystallized rocks. Cleaved rocks show small quartzite lensis. Right cross cut 64 km from drift collar.

- Fig. 2 Moderately dipped crack with calcite fill depth cross cut 755 from drift collar.
Fig. 3 Detail of clayey crack fill in aplite vein. 270 m from drift collar.
Fig. 4 Zone of cleavaged, partly recrystallized rocks with white quartz lenses and veinlets in right cross cut 59 m from drift collar.

Plate XII

- Fig. 1 Open crack with outflowing water. 392 m from drift collar.
Fig. 2 Crack zone cutting quartz vein. 333 m from drift collar, quartz vein overrode along crack zone.
Fig. 3 Rounded granodiorite clast in clayey-loamy filling 170 from drift collar.
Fig. 4 Formation of fall from clayey-loamy fill in exploratory drift wall. Break-through B, 22 m from drift collar.

Plates XIII—XX Micrographs of soils microstructure

Plate XIII

- Fig. 1 Turbulent microstructure
Fig. 2 Matrix-turbulent microstructure
Fig. 3 Turbulent microstructure
Fig. 4 Matrix microstructure
Fig. 5 Matrix microstructure
Fig. 6 Matrix microstructure

Plate XIV

- Fig. 1 Shear plane in microscale
Fig. 2 Matrix microstructure
Fig. 3—4 Matrix microstructure
Fig. 5 Laminar microstructure
Fig. 6 Matrix-laminar microstructure

Plate XV

- Fig. 1—2 Limonite film

Plate XVI

- Fig. 1—2 Limonite film

Plate XVII

- Fig. 1 Siderite grain
Fig. 2 Skeletal microstructure

Plate XVIII

- Fig. 1—2 Honeycomb microstructure

Plate XIX

- Fig. 1—2 Homogeneous isotropic structure of metamorphic rock

Plate XX

- Fig. 1—2 Homogenous isotropic structure of metamorphic rock

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám X—XX

Tabuľka X

Obr. 1 Okraj ilovitohlinitej výplne zlomovej poruchy na jej styku s rozpukaným aplitom. B — rozrážka, 18,5 m od jej ústia. Pokračovanie výplne je v hlavnej štôlni 178 až 180 m od jej ústia.

Obr. 2 Tektonická breccia vytvorená stmelením ostrohranných úlomkov okolitej horniny kremeňom žilnej výplne. 350 m od ústia štólne.

Obr. 3 Okraj 1 m hrubej zóny tektonického ílu. 150 m od ústia štólne.

Obr. 4 Časť 10 m hrubej zóny tektonických breccií. 169 m od ústia prieskumnej štólne.

Tabuľka XI

Obr. 1 Tektonický íl uprostred zóny zbridičnatených, čiastočne rekrýštalizovaných hornín. V zbridičnatenej hornine vidieť drobné šošovky kremeňa. Pravý prekop 64 m od jeho ústia.

Obr. 2 Mierne uklonená puklina s kalcitovou výplňou. Ľavý prekop 75,5 m od jeho ústia.

Obr. 3 Detail ílovitej výplne pukliny v aplitovej žile. 270 m od ústia štólne.

Obr. 4 Zóna zbridičnatených, čiastočne rekrýštalizovaných hornín so šošovkami a žilkami kremeňa bielej farby v pravom prekope 59 m od jeho ústia.

Tabuľka XII

Obr. 1 Otvorená puklina s vytekajúcou vodou. 392 m od ústia štólne.

Obr. 2 Puklinová zóna pretínajúca kremeň žilu. Pozdĺž okraja puklinovej zóny došlo k prešmyknutiu kremennej žily 333 m od ústia štólne.

Obr. 3 Zaoblený a zagufatený úlomok granodioritu v ílovito-hlinitej výplni 170 m od ústia štólne.

Obr. 4 Vytváranie závalu z ílovito-hlinitej výplne v stene prieskumnej štólne. Rozrážka B. 22 m od jej ústia.

Tabuľky XIII--XX Mikrografy znázorňujúce mikroštruktúry:

Tabuľka XIII

Obr. 1 Turbulentná mikroštruktúra

Obr. 2 Matricovoturbulentná mikroštruktúra

Obr. 3 Turbulentná mikroštruktúra

Obr. 4 Matricová mikroštruktúra

Obr. 5 Matricová mikroštruktúra

Obr. 6 Matricová mikroštruktúra

Tabuľka XIV

Obr. 1 Šmyková plocha v mikromierke

Obr. 2 Matricová mikroštruktúra

Obr. 3—4 Matricová mikroštruktúra

Obr. 5 Laminárna mikroštruktúra

Obr. 6 Matricovolaminárna mikroštruktúra

Tabuľka XV

Obr. 1—2 Limonitový nátek

Tabuľka XVI

Obr. 1—2 Limonitový nátek

Tabuľka XVII

Obr. 1 Zrno sideritu

Obr. 2 Skeletálna mikroštruktúra

Tabuľka XVIII

Obr. 1—2 Voštinová mikroštruktúra

Tabuľka XIX

Obr. 1—2 Homogénna izotropná stavba metamorfnej horniny

Tabuľka XX

Obr. 1—2 Homogénna izotropná stavba metamorfnej horniny

PAVEL FABINI — JOZEF KAZDA — IGOR MODLITBA — FRIDRICH ŠTRBA

Niektoré poznatky zo zisťovania reziduálnej šmykovej pevnosti súdržných zemín

3 obr., 3 fotogr. tab. (XXI—XXIII), anglické resumé

Abstract. The influence of several factors on value of residual shear strength was verified on the basis of physical properties, granulometry, chemical-mineralogical analysis of four Neogene stiff earths, and confrontation with data on residual and top shear strength. The authors studied the influence of mechanical earth composition (grain size, particle morphology), mineralogical composition, humidity and chemical composition of pore fluid. The authors also compare values of residual shear strengths of clays, resulting from the reverse method and from the new test method developed by the authors. The study of the influence humidity decrease was completed by electron-microscopical examination of shear planes.

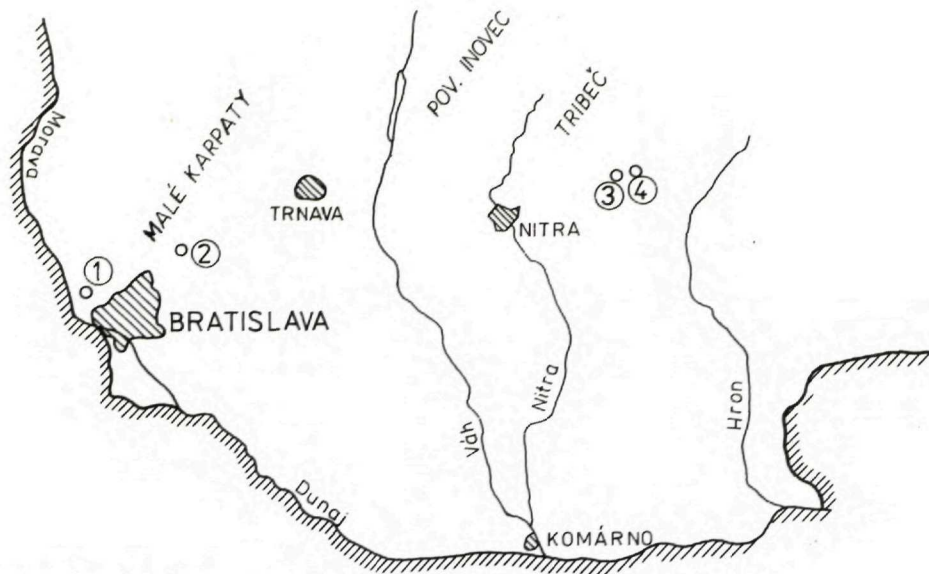
Úvod

Pri tvorení teórie reziduálnej šmykovej pevnosti zemín šmykový proces sa modeloval ako vlečenie tuhého telesa po podložke. Pevnosť sa udávala reziduálnym uhlom trenia, ktorý predstavoval obdobu uhla vlečeného trenia, zatiaľ čo kohézia sa považovala za nulovú. Pri šmykovom deformovaní zemín však nedochádza len ku vyhladzovaniu trecích plôch, ako to vidíme na styku reálnych tuhých telies. Skúšané zeminy sa líšia od tuhých telies tým, že predstavujú viacfázové štruktúrne sústavy. Na postupnú vnútornú štruktúrnú prestavbu a fyzikálnochemické deje, ktoré v nich počas skúšky prebiehajú, je ich správanie sa značne zložitejšie, než pri pôvodnej modelovej predstave.

Hodnota reziduálnej šmykovej pevnosti, stanovená laboratórnymi skúškami, nezávisí len od rovinnosti plochy porušenia, ale aj od zrnitosti zeminy, jej mineralogického zloženia a od morfológie jej častíc. Vplyv mineralógie skúmal T. KENNEY (1967). Štúdium umele pripravených monominerálnych vzoriek a zmesí minerálov prispelo k objasňovaniu mechanizmov, usmerňujúcich rozvoj šmykových deformácií zemín. Vplyv morfológie častíc na pokles odporu zeminy proti ušmyknutiu skúmali, okrem iných i J. F. LUPINI a kol. (1981) prstencový-

RNDr. P. FABINI, Doc. Ing. J. KAZDA, CSc., Ing. F. ŠTRBA, Inžinierskogeologický a hydrologický prieskum, n. p., Rajecká cesta, 010 52 Žilina,

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



Obr. 1 Geografické situovanie zemníkov

1 — Devínska Nová Ves, 2 — Pezinok, 3 — Zlaté Moravce, 4 — Machulince

mi šmykovými skúškami umele pripravených zmesí piesku s prachovou sliedou. Na základe svojich výsledkov potom interpretovali reziduálne hodnoty šmykovej pevnosti niektorých zemín, skúšaných tiež prstencovým šmykovým prístrojom.

Hoci modelové skúšky sú cenné pri objasňovaní procesov vývoja šmykovej deformácie zemín, nedávajú komplexnú informáciu o správaní sa zemín v prírode. Oddeľovanie jednotlivých faktorov navzájom síce umožňuje detailný výskum ich úlohy pri poklese šmykového odporu zeminy vznikom a rozvojom šmykovej deformácie v nej. Na druhej strane to však neumožňuje vytvoriť jasný obraz ich súčinnosti. Je rozumné modelové experimenty doplniť výsledkami skúšok zemín, pretože tak získame nielen predstavu o šmykovom správaní sa zemín, ale i spoľahlivejší súbor vstupných údajov na analýzy stability.

V článku sa uvádza reziduálna šmyková pevnosť vzoriek zemín, odobraných v zemníkoch tehelne z Devínskej Novej Vsi, Pezinku, Zlatých Moraviec a Machuliniec. Geografické situovanie lokalít je schematicky naznačené na obr. 1. Hodnoty šmykovej pevnosti sa stanovili reverznými skúškami neporušených vzoriek v štvorčelustvom šmykovom prístroji s riadenou šmykovou deformáciou.

Vlastnosti skúmaných zemín

Geologicko-litologická charakteristika

Devínska Nová Ves

Zelenošedé až modrošedé vápnité íly až sliene patria do súvrstvia vnútrokarpatskej viedenskej panvy. Stratigraficky sú začleňované do bádenu a v danej oblasti reprezentujú morský facies. Vo vápnných íloch sa miestami nachádzajú vrstvičky jemného piesku, hrubé niekoľko mm, ktoré podmieňujú lavicovitú odlučnosť ílov.

Odbery vzoriek sa vykonali v juhovýchodnej a východnej časti zemníka, asi 20 m a 10 m pod úrovňou terénu.

Pezinok

Šedé až zelenkaste slienité íly prechádzajú miestami do piesčitých ílov až zaílovaných pieskov s ojedinele sa vyskytujúcimi vložkami drobných štrkov. Súvrstvia sa stratigraficky radia k panónu a faciálne patria k limnickým sedimentom.

Vzorky sa odobrali v južnej časti ťažobnej steny, asi 50 m pod úrovňou terénu.

Zlaté Moravce

Hnedý až hnedohrdzavý ílovitý sediment, miestami zelenošedý až šedoškvrnitý, jemne piesčité, obsahuje karbonátové konkrécie do veľkosti až 2 cm. Polohy ílovitých sedimentov sa striedajú so šošovkami hnedastých, žltkastých, žltohrdzavých až šedastých ílových pieskov, prípadne aj so šošovkami drobných štrkov. Celý komplex sedimentov je uložený takmer horizontálne, s nepravidelným sklonom a smerom vrstiev. Súvrstvie patrí k vrchnopanónskym sedimentom vysladeného jazera, príbrežnej fácie.

Odber vzoriek sa robil na juhozápadnej strane zemníka, približne 5 m pod úrovňou terénu.

Machulince

Íly sú žltkasto až hnedasto sfarbené, s nepravidelnou vrstevnatosťou rôzneho smeru a sklonu. V súvrství hrubom až 200 m je uložená celá škála sedimentov, od vysokoplastických ílov cez piesčité íly až po ílové piesky. Sedimenty patria ku pontskému súvrstviu pestrej série. Vznikli sedimentáciou v plytkom jazere, v príbrežnej až malej vzdialenosti od brehu, vo fluvialne-lakustrickom a suchozemskom prostredí.

Odber bol vykonaný v juhozápadnej časti zemníka, približne 30 m pod úrovňou terénu.

Fyzikálno-chemické vlastnosti

Mediány zistených hodnôt niektorých vlastností vzoriek skúmaných zemín, podľa P. FABINIHO a kol. (1983), sú prehľadne uvedené v tab. 1.

Tabuľka 1 Mediány hodnôt niektorých vlastností skúmaných vzoriek zemín, podľa FABINI a kol. (1983).

Číslo	Lokalita	Q_s [kg · m ⁻³]	Q_d [kg · m ⁻³]	w_n [%]	w_L [%]	I_p [%]	Obsah uhličitanov [%]
1	Devínska Nová Ves	2 733	1 698	21,13	60,81	37,78	19,37
2	Pezinok	2 773	1 701	21,26	52,56	21,25	21,35
3	Zlaté Moravce	2 747	1 717	19,89	53,72	32,17	0,30
4	Machulince	2 703	1 724	19,71	46,96	25,14	0,50

Číslo	Lokalita	Obsah častíc menších než 0,002 mm [%]	Výmenná sorbčná kapacita [me]	Napúčavosť [%]	I_A
1	Devínska Nová Ves	51,5	15,3	6,85	0,73
2	Pezinok	54,4	—	—	0,39
3	Zlaté Moravce	26,7	15,8	17,20	1,20
4	Machulince	30,6	12,4	2,85	0,82

Mineralogicko-petrografické zloženie

Devínska Nová Ves

Zemina obsahovala ílové minerály zmiešanej štruktúry, napučavej formy montmorillonit-illitu. Z neílových minerálov bol indikovaný muskovit, kremeň, kalcit a malá časť dolomitu. Zo snímky elektrónového mikroskopu na tab. XXI, obr. 1 vidno, že tenké listkovité častice ílovej frakcie mali nepravidelný tvar s difúzne rozptýlenými okrajmi, čo by naznačovalo ich veľkú aktivitu k vode.

Pezinok

Zemina obsahovala illit a chlorit. Z neílových minerálov sa zistil prevažne kremeň, potom muskovit, sadrovec, kalcit a malá časť dolomitu. Podľa snímky na tab. XXI, obr. 2 boli častice ílovej frakcie pokryté amorfnými látkami, ktoré ich stmelujú do hrubších štruktúrnych prvkov — agregátov. Veľkú časť anizometrických „trámčekov“ a „doštičiek“ tvoril živec a slieda.

Zlaté Moravce

Skúmané vzorky obsahovali jednak kryštalograficky dobre vyvinutý illit, jednak jeho napučanú formu. V zemine bol aj chlorit a z neílových minerálov

kremeň a muskovit. Podľa fotografie na tab. XXII, obr. 1 boli i najjemnejšie častice zeminy pokryté amorfnými látkami, prestupujúcimi celou zeminou, čím sa zastiera vzájomné uloženie a spojenie základných štruktúrnych prvkov. Dala sa predpokladať vysoká povrchová sorbcia organických látok a solí. Štruktúrne elementy listkovitej morfológie sú tvorené hlavne muskovitom a chloritom.

Machulince

Vzorky zeminy obsahovali halloyzit, čiastočne kaolinit a malé množstvo trojvrstvého illitu. Z neilových minerálov bol zistený muskovit, navetralé živce, kremeň a nízka modifikácia cristobalitu. Najjemnejšie častice zeminy podľa snímky na tab. XXII, obr. 2 sú anizometrické, blízke ihlovitému tvaru.

Stanovenie reziduálnej šmykovej pevnosti

Príprava a skúšanie

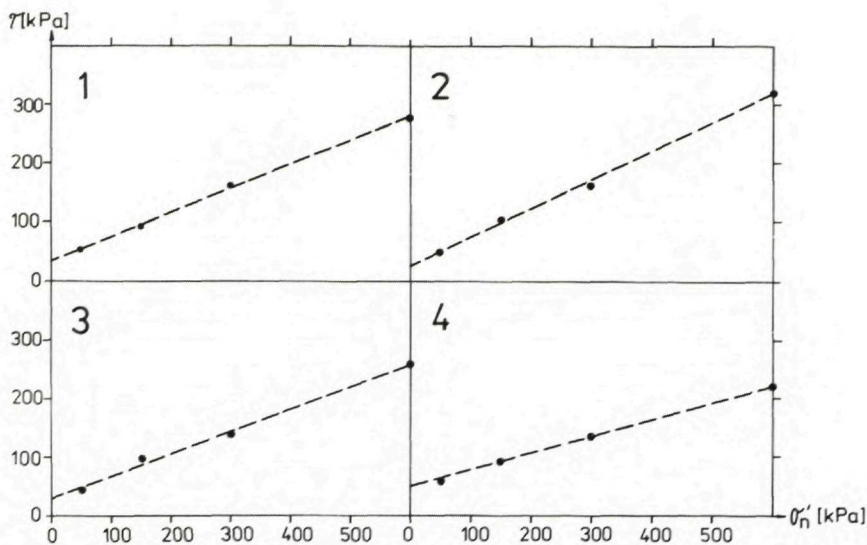
Reziduálne hodnoty šmykovej pevnosti boli získané skúšaním neporušených vzoriek zemín v štvorčelustovom šmykovom prístroji s riadenou deformáciou, ktorý bol vyvinutý v IGHP, n. p., Žilina. Z neporušených vzoriek sa vykrajovali skúšobné vzorky tvaru kvádra so štvorcovou základňou, so stranou 8,4 cm. Výška kvádrov bola 2,0 cm, alebo 2,5 cm. Skúšobné vzorky sa vkladali do šmykových krabíc a nechali sa 120 až 140 hodín konsolidovať v šmykovom prístroji. Počas konsolidácie bola vzorka cez spodnú časť sytená vodou.

Na vzorkách sa vykonali konsolidované odvodnené reverzné šmykové skúšky. Výnimku tvoril devínsky íl, pri ktorom sa navyše použila šmyková skúška bez reverzných posunov, opísaná P. FABINIM a F. ŠTRBOM (1984). Rýchlosť vzájomného posuvu čelustí krabice pri skúške bola 0,002 mm/min. Pri skúšaní sa využívala sústava normálových napätí 50 kPa, 150 kPa, 300 kPa a 600 kPa. Zriedkavejšie bola použitá sústava napätí 60 kPa, 160 kPa, 280 kPa a 380 kPa. Pri skúške sa vykonalo 6 až 7 šmykových cyklov a pri prvom z nich sa stanovila vrcholová hodnota šmykovej pevnosti.

Výsledky a ich spracovanie

Pre zjednodušenie sa počítalo s lineárnou závislosťou šmykového napätia od normálového zaťaženia, hoci, najmä v oblasti nízkych normálových napätí, by sa skôr dalo očakávať zakrivenie v prospech vyšších súdržností, zvlášť pri vrcholovej šmykovej pevnosti. Priamky vrcholovej i reziduálnej šmykovej pevnosti sa nameranými hodnotami prekladali pomocou metódy najmenších kvadrátov, čím sa dosiahla ich objektivizácia.

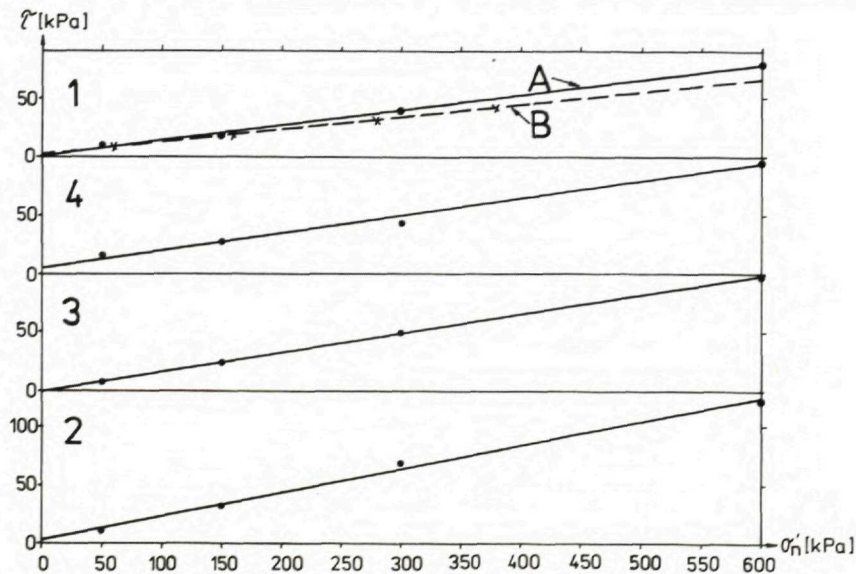
Výpočtom získané priamky vrcholovej šmykovej pevnosti jednotlivých súborov skúmaných zemín sú znázornené na obr. 2. V grafoch vyznačené body predstavujú aritmetické priemery vrcholových hodnôt šmykových napätí, na-



Obr. 2 Vrcholová šmyková pevnosť zemin zo sledovaných zemníkov

Čísla grafov značia lokality podľa kódu:

1 — Devínska Nová Ves, 2 — Pezinok, 3 — Zlaté Moravce, 4 — Machulince. Body predstavujú aritmetické priemery vrcholových hodnôt šmykových napätí a priamky boli stanovené metódou najmenších kvadrátov.



Obr. 3 Reziiduálna šmyková pevnosť zemin zo sledovaných zemníkov.

Čísla grafov značia lokality podľa kódu:

1 — Devínska Nová Ves, 2 — Pezinok, 3 — Zlaté Moravce, 4 — Machulince. Priamky pevnosti devínskeho ílu boli stanovené z hodnôt získaných: A — rezervnou metódou, B — priebežnou metódou podľa Fabini a Štrba (1984)

meraných v rovnakom normálovom napätí pri prvom šmykovom cykle všetkých šmykových skúšok vzoriek zeminy, odobratých z tej istej lokality. Na obr. 3 sú vykreslené jednak priamky reziduálnej šmykovej pevnosti, ale i aritmetické priemery minimálnych hodnôt šmykových napätí skúmaných súborov. Postup matematického spracovania bol rovnaký ako v prípade vrcholových hodnôt šmykovej pevnosti skúmaných súborov. Zistené hodnoty vrcholových a reziduálnych parametrov šmykovej pevnosti jednotlivých súborov sú uvedené v tab. 2. Okrem toho v tab. 2 sú uvedené vypočítané stredné hodnoty čísla krehkosti I_B sledovaných súborov. Číslo krehkosti sa počítalo podľa vzťahu

$$I_B = \frac{\tau_f - \tau_r}{\tau_r} \cdot 100 \%,$$

kde τ_f je vrcholová a τ_r reziduálna hodnota šmykového napätia, nameraná na tej istej vzorke s tým istým normálovým napätím.

Tabuľka 2 Hodnoty parametrov šmykovej pevnosti skúmaných vzoriek zemín, vyhodnotené pre súbory skúšok z jednotlivých lokalít.

Číslo	Lokalita odberu vzoriek	Metóda skúšky	Vrcholová pevnosť			Reziduálna pevnosť			$c'_R = 0$		I_B [%]
			c' [kPa]	$\text{tg}(\varphi')$	φ' [°]	c'_R [kPa]	$\text{tg}(\varphi_R)$	φ_R [°]	φ_R [°]		
1A	Devínska Nová Ves	Reverzná	35	0,408	22,2	0,8	0,131	7,5	7,6	75,4	
1B		Priebežná				1,8	0,105	6,0	6,4	79,5	
2	Pezinok	Reverzná	25	0,489	26,1	3,5	0,201	11,4	11,8	63,6	
3	Zlaté Moravce	Reverzná	30	0,378	20,7	0,1	0,164	9,3	9,4	66,9	
4	Machulince	Reverzná	51	0,281	15,7	6,2	0,150	8,5	9,1	63,2	

Diskusia výsledkov

Ak sa porovnáva granulometria skúmaných zemín, devínsky íl by sa priraďoval k pezinskému, zatiaľ čo zemina zo Zlatých Moraviec by bola bližšia zemine z Machuliniec. Podporovalo by to aj geografické situovanie zemníkov, hoci pezinský a devínsky zemník sa nachádzajú v rôznych geografických jednotkách. Toto rozčlenenie zdanlivo potvrdzujú i hodnoty obsahov uhličitanov. Hodnoty Atterbergových medzí tomu však už nevyhovujú. Rovnako veľkosti napúčavosti a indexu aktivity vykazujú odlišnosti a mineralogická analýza odhaľuje zásadné rozdiely medzi skúmanými zeminami. Devínsky a pezinský íl majú navzájom rôzne jednak vrcholové, ale aj reziduálne hodnoty šmykovej pevnosti. To je dané nielen odlišným charakterom ílových minerálov v nich, ale aj ich rozdielnym obsahom. Pri devínskom íle šmykovú pevnosť podmieňuje ílová frakcia tvorená lístkovitými časticami napúčavého illitu. Prejavuje sa hlavne veľkým rozdielom medzi vrcholovou a reziduálnou hodnotou šmykovej pevnosti. Pezinský íl sa chová tak, akoby jeho šmyková pevnosť bola riadená hlavne

Tabuľka 3 Hodnoty niektorých vlastností vzorky devínskeho ílu, stanovené po šmykovej skúške so znižovaním vlhkosti, bez sýtenia.

σ'_n [kPa]	60	160	280	380
Q_s [kg · m ⁻³]	2 695	2 688	2 681	2 699
Q_d [kg · m ⁻³]	1 490	1 620	1 640	1 660
w_L [%]	63,0	63,0	62,0	63,0
I_p [%]	33,0	29,0	30,0	29,0
Vlhkosť z objemu teliesok [%]	30,1	24,4	23,3	21,6
Vlhkosť z oblasti šmykovej plochy [%]	29,5	21,7	20,9	20,3

prachovou frakciou, hoci ílovej frakcie obsahuje viac než íl devínsky. Tento rozpor spočíva asi v tom, že pezinský íl mal sklony k tvoreniu agregátov. Prípravou na granulometrickú analýzu sa agregáty mohli rozrušiť viac než šmykovou skúškou neporušenej vzorky. Predpokladáme, že svoju úlohu zohral aj jemný kremeň, ktorého pezinský íl obsahoval viac ako devínsky. Skutočnosťou je, že pezinský íl má zo všetkých sledovaných zemín najvyššie hodnoty vrcholovej i reziduálnej šmykovej pevnosti a navyše, takmer najmenšie číslo krehkosti I_B . Šmykovým správaním sa devínskemu ílu viac podobá zemina zo Zlatých Moraviec, hoci má asi polovičný obsah ílovej frakcie. Príčinou je snáď to, že okrem napúčavej formy illitu obsahuje tento íl toľko amorfných látok, že napomáhajú deformovaniu šmykovej plochy. Je zaujímavé, že sa v tejto zemine neprejavovala tak výrazne tvorba agregátov. Ílovitá zemina z Machuliniec obsahuje prevažne halloyzit, ktorý je výrazne morfológicky odlišný od iných ílových minerálov. Pokles z vrcholovej na reziduálnu hodnotu šmykovej pevnosti je v tejto zemine relatívne malý, čo potvrdzuje názor J. F. LUPINIHO a kol. (1981), že častice ihlového tvaru sa svojim správaním pri rozvoji šmykovej deformácie blížia viac k časticiam izometrickým než k časticiam lístkovej morfológie. Halloyzit síce nie je klasicky ihličkovitý, ale trubičkovitý, čo môže vplývať na veľkosť vrcholovej šmykovej pevnosti. Z hľadiska reziduálnej hodnoty šmykovej pevnosti má však významnú úlohu tá skutočnosť, že aj tu je anizometria častice daná výrazným prevyšovaním jedného jej rozmeru nad ostatnými. Tým sa do istej miery zachováva vlastnosť podobná vlastnosti ihlovitých častíc.

Význam interakcie minerálov s vodnými elektrolytmi sa prejavil pri sledovaní vplyvu vlhkosti zeminy na reziduálnu hodnotu jej šmykovej pevnosti. Porovnania skúmaných zemín ukázali, že napriek jasne odlišným pevnostiam nevykazovali vlhkosti z oblasti šmykových plôch, stanovené po ukončení skúšok, podstatné rozdiely. Problém spočíva v tom, že každý typ zeminy je pri pôsobení

istého tlaku schopný prijať iba isté množstvo vody do jednotky objemu. Preto predskúšobná konsolidácia vzoriek s ich sýtením vodou do istej miery stiera medzi nimi rozdiely. Na druhej strane však pri rovnakých alebo blízkych vlhkostiach rôznych zemín sa na ich pevnosti a pretvárných vlastnostiach jasnejšie prejavujú odlišnosti v morfológii minerálov a hlavne v ich povrchovej aktivite.

Sledovanie vplyvu vlhkosti zeminy na reziduálnu hodnotu jej šmykovej pevnosti sa preto robilo s prihliadnutím na ich vzájomné vzťahy. To znamená, že po ukončení šmykovej skúšky so sýtením vzoriek vodou sa pokračovalo „prídavným“ skúšaním bez sýtenia dovtedy, kým nenastal vzrast minimálnych hodnôt šmykových napätí. Skúšky potvrdili zvyšovanie reziduálnej hodnoty šmykovej pevnosti s poklesom vlhkosti, pričom sa eliminovali zmeny iných faktorov, vplývajúcich na vlhkosť šmykovej pevnosti. Zo získaných výsledkov sa však ťažko môžu urobiť kvantitatívne závery o korelácii medzi vlhkosťou v oblasti šmykovej plochy a reziduálnou šmykovou pevnosťou sledovanej zeminy. V tab. 3 sú údaje z takejto skúšky zo vzorky devínskeho ílu. Obdobne prebiehala v laboratóriu skúška premiesením a konsolidáciou v oedometroch pripravených vzoriek devínskeho ílu. Tu sa po skúške sledoval elektrónovým mikroskopom vzhľad šmykových plôch. Na obr. 8 a 9 sú snímky šmykaných plôch pri normálnych napätiach 60 kPa a 380 kPa. Pri nízkom zaťažení sa sušenie prejavilo pri šmykaní výskytom „vyvlečenia“ častíc z oblasti šmykovej plochy a ich odvalovania po nej. Pri vysokom normálovom napätí je šmyková plocha menej ryhovaná a častice, ktoré ju tvoria, sú výrazne jemnejšie, čo sa dá vysvetliť drvením väčších častíc pri šmykovom namáhaní.

Záver

Pri sledovaní reziduálnej šmykovej pevnosti štyroch západoslovenských neogénnych ílov sa ukázalo, že pri rovnakých pomeroch vlhkosti ovplyvňujú veľkosť uvedenej pevnosti:

1. granulometria zeminy;
2. morfológia častíc;
3. mineralogické zloženie a charakter ílovitých častíc, hlavne vzhľadom na ich aktivitu k vode.

Vplyv mineralogického zloženia overoval už T. KENNEY (1967). Účinok morfológie častíc na tvorbu i formovanie šmykovej plochy a tým na veľkosť reziduálnej šmykovej pevnosti potvrdili modelovými skúškami J. F. LUPINI a kol. (1981). V zhode s ich výsledkami a predchádzajúcimi tvrdeniami A. W. BISHOPA a kol. (1971) je pokles šmykovej pevnosti zeminy na reziduálnu hodnotu výrazný vtedy, keď v zemine dochádza v šmykovej zóne ku reorientácii listkovitých častíc.

Podľa J. FEDU (1977) zodpovedá vyššej vlhkosti zeminy nižšia nameraná hodnota reziduálnej šmykovej pevnosti, čo potvrdzujú experimenty opísané

v článku. To, že nemožno stanoviť kvantitatívnu koreláciu medzi reziduálnou pevnosťou a vlhkosťou ílov všeobecne, je zapríčinené pôsobením ďalších faktorov. Jedným z nich je rozdielne správanie sa rôznych minerálov k vode. Vlhosť, zistená vysušením, informuje len o celkovom obsahu vody v zemine. Nie je však známe, aká časť vody vstupuje do vnútra štruktúrnych prvkov, napr. pri vyplavení iónu K z mriežky illitu môže voda rozpiepať jeho vrstvy, a tak prispievať k napúčaniu a zmäkčovaniu jeho častíc. Ale aj tá časť vody, ktorá sa nachádza v póroch, môže existovať v dvoch stavoch. Buď ako pórová kvapalina bežnej viskozity, alebo ako látka menšej pohyblivosti viazaná na častice povrchovo, ktorá vykazuje dokonca výrazné anizotropné mechanické vlastnosti. Táto skutočnosť značne komplikuje všeobecnú interpretáciu pevnosti a pretvárných vlastností. K tomu pristupujú aj zmeny chemického zloženia pórovej kvapaliny, ktorými sa ovplyvňuje napr. hrúbka viazanej vrstvy.

Ak si vytvoríme zjednodušenú predstavu, môžeme pórovú kvapalinu považovať do istej miery za mazadlo s vedľajším účinkom zmäkčenia napúčavých častíc, čo zvyšuje ich tvarovateľnosť. V takom prípade by fyzikálnochemické vlastnosti povrchov minerálnych častíc ovplyvňovali mazací účinok pórovej kvapaliny na vzájomné trenie týchto častíc.

Snímky plôch, ktoré boli podrobené šmykovým skúškam bez sýtenia skúšobných vzoriek vodou, ilustrujú narušovanie procesu reorientácie lístkových častíc v dôsledku vysychania. Pokles vlhkosti môže spôsobovať miestne popretrhávajúce mazacieho filmu najmä vtedy, ak sa drvením väčších štruktúrnych elementov tvoria nové voľné povrchy. Podľa obr. 8 a 9 možno usudzovať, že vystupujú dva mechanizmy narušovania reorientácie, vyvolané zvýšením koeficientu medzičasticového trenia. Pri nízkych zaťaženiach prevláda mechanizmus „vyvlečenia“ častíc zo šmykovej zóny a ich následného odvaľovania po šmykovej ploche. Energeticky je teda výhodnejšie nahrádzanie vlečného trenia valivým i napriek anizometrii častíc. Pri vysokých normálových napätiach je výraznejší mechanizmus drvenia štruktúrnych elementov, ktoré sa navyše pri nižších vlhkosťach stávajú krehkejšími. Mechanizmus sa uplatňuje preto, lebo pri väčších vertikálnych zaťaženiach odvaľovanie anizometrických častíc sa stáva tak energeticky náročným, že prevyšuje prácu drvenia. V tom prípade drvenie, vyvolané šmykovým namáhaním, mení anizometriu štruktúrnych prvkov. Dôsledkom toho sa mení zrnitosť v šmykovej zóne a čiastočne i morfológia častíc šmykovej plochy.

Ako uviedol A. W. BISHOP a kol. (1971) a po ňom tiež J. F. LUPINI a kol. (1981), korelácie reziduálnych hodnôt šmykovej pevnosti zeminy s hodnotami jej fyzikálnych vlastností vykazujú vysoký rozptyl. Je známe, že nie vždy možno eliminovať vplyvy iných faktorov na korelovanú veličinu, a preto by tu mohla zohrať svoju úlohu spoľahlivosť skúšobnej metódy. Z tohto pohľadu by bolo žiadúce zhodnotiť vplyv reverzného posunu pri krabicových šmykových skúškach na zistenú reziduálnu hodnotu šmykovej pevnosti zeminy. To však závisí od toho, aký mechanizmus riadi rozvoj šmykovej deformácie vzorky a formovanie šmykovej plochy počas skúšky. V princípe sa dá hovoriť o dvoch mechanizmoch. Jedným je odvaľovanie častíc tak, ako to prebieha pri šmykových skúškach pieskov. Druhý predstavuje vlečné trenie šmykovej plochy, na ktorej

sa vytvorila reorientáciou častíc hladká vrstva. Dominantnosť jedného zo spomínaných mechanizmov závisí, okrem morfológie častíc, aj od ich mineralogického zloženia a od vlhkosti skúšanej vzorky zeminy. Pri rozdielnych mechanizmoch šmykania môže byť teda rozdielny aj účinok reverzného pohybu na stav šmykovej plochy, čo by mohlo vnašať dodatočný rozptyl do výsledkov reverzných šmykových skúšok. Potrebné je preto overiť vplyv viacerých skúšobných metód, ktorými stanovujeme reziduálnu šmykovú pevnosť viacerých druhov prírodných zemín, na výsledky. Len na základe výsledkov by bolo možné pokúsiť sa o znovuprehodnotenie kvantitatívnych korelácií medzi reziduálnou šmykovou pevnosťou a hodnotami fyzikálnych vlastností zemín.

Literatúra

- BISHOP A. W. — GREEN, G. E. — GARGA, V. K. — ANDERSEN, A. — BROWN, J. D. 1971: A new ring shear apparatus and its application to the measurement of residual strength. — *Geotechnique*, 21, 273—328.
- FABINI, P. — KAZDA, J. — MODLITBA, I. — ŠTRBA, F. 1983: Vplyv fyzikálno-koloidných faktorov na reziduálnu šmykovú pevnosť. — Záverečná správa čiastkovej výskumnej úlohy G-158/11. — Manuskript-archív IGHP, Žilina, 102.
- FABINI, P. — ŠTRBA, F. 1985: Nová metóda skúšania reziduálnej šmykovej pevnosti súdržných zemín. — *Mineralia slov.*, 1, Bratislava, 3—14.
- FEDA, J. 1977: Základy mechaniky partikulárných látok. — *Academia*, Praha, 348.
- KENNEY, T. 1967: An Influence of Mineral Composition on the Residual Strength of Natural Soils. — *Proc. Geotechn. Conf. of Soils and Rocks*, Oslo, 1—123.
- LUPINI, J. F. — SKINNER, A. E. — VAUGHAN, P. R. 1981: The drained residual strength of cohesive soils. — *Geotechnique*, 31, 181—213.

Pavel Fabini — Jozef Kazda — Igor Modlitba — Fridrich ŠTRBA

Brief information on residual shear strength of coherent soils

Summary

Basing upon the study of physical properties and grain size as well as on the results of chemical-mineralogical analysis of four Neogene stiff clays, and upon confrontation with data on residual and top shear strengths the authors verified the influence of various factors on the value of residual shear strength. Most attention was paid to the influence of mechanic composition of the earth, (grain size, particle morphology), its mineralogic composition, humidity, chemical composition of pore fluid. Besides that the authors present comparison of the values of residual shear strength of the Devín clay, resulting from the reverse method and the new experimental method introduced by the authors. The data on the influence of decreasing humidity are completed by electron microscopical examination of shear planes data.

Explanation of Figures

Fig. 1 Geographical situation of borrow pits

1 — Devínska Nová Ves, 2 — Pezinok, 3 — Zlaté Moravce, 4 — Machulince

Fig. 2 Top shear strength of earths from borrow pits studied. Graph numbers denote localities as follows: 1 — Devínska Nová Ves, 2 — Pezinok, 3 — Zlaté Moravce, 4 — Machulince. Points represent arithmetic means of shear stress values. Straight lines were determined by least squares method.

Fig. 3 Residual shear strength of earths from borrow pits studied. Graph numbers denote localities as follows: 1 — Devínska Nová Ves, 2 — Pezinok, 3 — Zlaté Moravce, 4 — Machulince. Straight lines of Devín clay strength resulted from values determined by: A — reverse method, B — current method after FABINI and ŠTRBA (1984).

Explanations of Plates XXXI—XXXIII

Plate XXXI

Fig. 1 Electron micrograph of clay fraction particles of Devín clay, Magn. 12000 ×.

Fig. 2 Electron micrograph of clay fraction particles of Pezinok clay, Magn. 12000 ×.

Plate XXXII

Fig. 1 Electron micrograph of clay fraction particles of Zlaté Moravce earth, Magn. 12000 ×.

Fig. 2 Electron micrograph of clay fraction of Machulince earth. Magn. 12000 ×.

Plate XXXIII

Fig. 1 Electron micrograph of shear plane in Devín clay, formed at normal stress 60 kPa, when test, following its stabilization, continued without saturation to increasing minimum value of shear stress. Magn. 3000 ×.

Fig. 2 Electron micrograph of shear plane in Devín clay, formed at normal stress 380 kPa when test, following its stabilization, continued without saturation to increasing minimum value of shear stress. Magn. 3000 ×.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXI—XXIII

Tabuľka XXI

Obr. 1 Snímka častíc ilovej frakcie devínskeho ílu, vyhotovená elektrónovým mikroskopom pri 12000 — násobnom zväčšení.

Obr. 2 Snímka častíc ilovej frakcie pezienského ílu vyhotovená elektrónovým mikroskopom. 12000 ×.

Tabuľka XXII

Obr. 1 Snímka častíc ilovej frakcie zeminy zo Zlatých Moraviec vyhotovená elektrónovým mikroskopom. Zväčš. 12000 ×.

Obr. 2 Snímka častíc ilovej frakcie zeminy z Machuliniec, vyhotovená elektrónovým mikroskopom. Zväčš. 12000 ×.

Tabuľka XXIII

Obr. 1 Elektrónovým mikroskopom realizovaná snímka šmykovej plochy v devínskom íle, formovanej pri normálnom napätí 60 kPa, keď skúška po jej stabilizácii pokračovala bez sýtenia do nárastu minimálnej hodnoty šmykového napätia. Zväčš. 3000 ×.

Obr. 2 Elektrónovým mikroskopom realizovaná snímka šmykovej plochy v devínskom íle, formovanej pri normálnom napätí 380 kPa, keď skúška po jej stabilizácii pokračovala bez sýtenia do nárastu minimálnej hodnoty šmykového napätia. Zväčš. 3000 ×.

MÁRIA KOVÁČIKOVÁ — MILOŠ KOVÁČIK — IGOR MODLITBA

Zemný prúd v katastri obce Klieština

6 obr., 9 fotogr., tab. (XXIV—XXXII), anglické resumé

Abstract. The authors describe an extensive earthflow on the contact of two geologic-tectonic units — the Outer Flysch Belt and the Klippen Belt. The authors deal with general geological, hydrogeological, geomorphological and climatic data on the area affected, with the mechanism of the earthflow development, its causes, geotechnical properties of earth in the slide surface as well as prognosis of further possible movements.

Úvod

Región flyšu v Západných Karpatoch je všeobecne známy ako územie s mimo-riadne rozsiahlym rozvojom svahových deformácií. Pre oblasť flyšových vrcho- vín je typické povrchové plazenie, z ktorého sa vytvárajú zosuvy a zemné prúdy. Dávajú sa do pohybu v mocných deluviálnych a eluviálnych hlinách, no nezried- ka zasahujú aj do zóny zvetrávania skalného podložia.

V jarných mesiacoch roku 1984, pri novej etape registrácie svahových defor- mácií na území SSR pracovníkmi GÚDŠ Bratislava, bol zistený rozsiahly čerstvý zemný prúd západne od obce Klieština (okr. Považská Bystrica) (obr. 1).

Postihnuté územie sa nachádza na rozhraní vonkajšieho flyšového pásma s bradlovým pásmom.



Obr. 1 Situačná mapka

RNDr. M. KOVÁČIK — RNDr. M. KOVÁČIKOVÁ — RNDr. I. MODLITBA, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava

Prúd sa vytvoril mimo obytnej zástavby obce, jeho čelo sa zastavilo približne 300 m od prvých obytných domov v západnej časti obce. Hoci deformácia v súčasnosti nejavi známky pohybu, nemožno vylúčiť jej ďalší rozvoj, a tak predstavuje určité riziko pre samotnú obec.

Geologické pomery územia

Pri charakterizovaní geologických pomerov územia vychádzame z výsledkov mapovacích prác J. SALAJA a A. BEGANA v roku 1981. Na geologickej stavbe najbližšieho okolia svahovej deformácie sa podieľajú nasledovné útvary:

- vrchná krieda (zastupená kysuckou sériou bradlového pásma)
- paleogén (zastúpený bielokarpatskou jednotkou vonkajšieho flyšového pásma)
- kvartér.

Spodnú tretinu prúdu budujú pestré, prevažne červené slieňovce veku spodný kampán. Vystupujú v páse širokom asi 250 m a zasahujú až k západnému okraju obce Klieština.

Stredná časť svahovej deformácie je tvorená flyšovým súvrstvom, tenko až hrubolavicovitými, 5—30 cm hrubými, sivými až modrastými silne vápnitými jemnozrnnými pieskovecami, ktoré sa striedajú so sivozelenými slieňmi.

Ich vek je stredný až vrchný kampán. Oba litologické typy patria kysuckej sérii bradlového pásma. Celá horná časť zosuvu a územie nad ním, vrátane odľučnej oblasti, je budované bielokarpatskou jednotkou vonkajšieho flyšového pásma.

Táto jednotka je tvorená flyšovým súvrstvom s rovnovážnym pomerom pieskovcov a ílovcov. Horniny sú dobre odkryté v odľučnej oblasti deformácie. Pieskovce sú najčastejšie sivohnedé, zelenkasté, modrozelené, miestami aj hrdzavohnedé vplyvom oxidov Fe. Sú premenlivo, niekedy silne sfudnaté, stredne až jemnozrnné, miestami až drobnozlepencové a porézne. Pukliny sú vyplnené bielymi kalcitovými žilkami. Horná časť je masívna, ale aj vrstevnatá, s nepravidelnou sieťou puklín. Na plochách odľučnosti pozorujeme čeriny a stopy po organizmoch (fototab. XXIV). Ílovce sú modrošedé až šedo zvetrané, sú sfarbené do hnedá. Bývajú jemne zvrstvené, križovo zvrstvené alebo aj masívne. Pozvoľne prechádzajú až do pieskovcov. Po vysušení sa drobnolistkovite rozpadajú (fototab. XXV).

Zvetrávaním sa rozpadajú na modrosivý až hnedý íl alebo na piesčitú hlinu. Vek súvrstvia je určený ako stredný-vrchný eocén. Hrúbka kvartérnych hlín je premenlivá. V hornej časti, budovanej paleogénnymi pieskovecami a ílovcami, je hrúbka kvartérnych hlín s úlomkami hornín 1—2 m. V strednej a spodnej časti hrúbka hlín kolíše v rozmedzí 1—5 m (fototab. XXVI). Sú väčšinou ílovité, s premenlivým obsahom úlomkov pieskovcov a ílovcov rôznej veľkosti.

Hydrogeologické pomery

Centrálным tokom, odvodňujúcim východné svahy Javorníkov, je rieka Váh. Povrchová voda v širšom okolí obce Klieština je odvádzaná dvoma tokmi, ktoré sa vlievajú do Váhu asi po 5—8 km. Sú to: Marikovský potok a Biela Voda. Rozvodnica týchto povodí prechádza približne 200 m južnejšie od vzniknutého zosuvu. Bezprostredné miesto vzniku svahovej deformácie je odvodňované do Marikovského potoka.

Vychádzajúc z geologicko-tektonických pomerov v širšom okolí zosuvu západne od Klieštiny môžeme vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov, ktoré sa vzájomne líšia hydraulickými vlastnosťami hornín a charakterom režimu a obehu podzemných vôd. Sú to:

- a) podzemné vody vrchnokriedového obalu bradlového pásma
- b) podzemné vody paleogénu bielokarpatskej jednotky flyšového pásma
- c) podzemné vody kvartéru.

a) Vrchnokriedový obal bradlového pásma je charakterizovaný prevažne slieňmi, slieňovcami, ílovcami a jemnozrnnými vápnitými pieskovecami. Horniny sú väčšinou intenzívne zvrásnené, vo vrchnej časti navetrané až zvetrané. Najnižší stupeň zvodnenia majú slienité horniny. Lepšie vlastnosti pre cirkuláciu vôd majú len pieskovce, ktoré sú tektonicky porušené. Prevláda v nich puklinová priepustnosť. Vo všeobecnosti môžeme charakterizovať túto vyčlenenú jednotku ako hydrogeologicky málo významnú, zvýšená priepustnosť je viazaná na zónu zvetrávania, ktorá siaha do hĺbky niekoľko desiatok metrov. Limitujúcim faktorom je tu ílovcová a slieňovcová zložka.

b) Paleogén bielokarpatskej jednotky flyšového pásma je charakterizovaný prevažne strednozrnnými pieskovecami, ktoré striedajú ílovce, pričom pieskovce sú v prevahe nad ílovcami. Pieskovce sú nepravidelne rozpukané a navetrané. Väčšej cirkulácii vôd v nich bránia vložky ílovcov. V porovnaní s bradlovým pásmom sú v tejto jednotke lepšie možnosti pre akumuláciu a obeh podzemných vôd. Obeh je však viazaný tiež len na zónu intenzívnejšieho rozpukania a zvetrania. Do hĺbky niekoľkých desiatok metrov prevláda puklinová alebo puklinovo-pórová priepustnosť.

c) Kvartérne deluviálne sedimenty sú reprezentované rôznymi typmi hĺn s premenlivým množstvom úlomkov odolnejších pieskocov. Väčšia časť dažďovej vody odteká v priepustnejšej podpovrchovej vrstve, ktorú tvoria deluviálne hliny, elúvium a najvyššie časti zvetrávajúcich hornín.

Infiltrované zrážky odtekajú viac-menej konformne s povrchom terénu a na povrch sa dostávajú drobnými prameňmi alebo rozptýlenými prítokmi do povrchových tokov.

Keďže svah bol už v minulosti porušený staršími pohybmi, predpokladáme značnú nerovnorodosť deluviálnych hĺn (ílovito-piesčité hliny až piesčité sutiny — fototab. XXVII) a tým aj veľké rozdiely ich priepustnosti. Podzemná voda má z tohto dôvodu pravdepodobne väčšinou napätý charakter. V piesčitejších polohách sa voda dostáva na povrch vo forme drobných pramienkov a zamo-

krenín. Málo výrazná kotlinka, v ktorej sa vytvorila svahová deformácia, bola odvodňovaná občasným tokom nestálej výdatnosti, ktorý pramenil približne na hranici flyšového a bradlového pásma.

Geomorfologické pomery

Širšie okolie skúmaného územia spadá do javorníckej brázdy, podcelku Javorníkov na slovensko-moravskom pomedzí. Eróžno-denudačná javornícka bráza tvorí znížené predhorie, ktoré sa tiahne paralelne s hlavným hrebeňom Javorníkov. Vyvinula sa na pruhu prevažne ílovcového vývoja magurského flyšu. Priečne potoky so svojimi prítokmi (napr. Maríkovský potok, Papradnianska, Štiavnik a ďalšie) rozšírili brázu na viacero kotlínok, v ktorých postupne vznikali obce.

Pri tvorbe reliéfu počas pleistocénu sa výrazne uplatnilo periglaciálne zvetrávanie, hĺbkové premrzanie vrchných častí flyšových súvrství, erózna činnosť vody a akumulácia zvetralín v znížených častiach územia. Transport prebiehal jednak prostredníctvom vodných tokov, ale aj soliflukčnými procesmi. V pleistocéne tieto procesy prebiehali intenzívne, čomu napomáhali málo odolné flyšové, väčšinou ílovcové súvrstvia, veľmi skromný alebo žiadny vegetačný kryt, neotektonické vyzdvihovanie územia a s tým súvisiace prehlbovanie vodných tokov. Výsledkom sú oblité tvary kopcov s priemerným sklonom 6—14°. Priemerné hodnoty nadmorských výšok sú v rozmedzí 300—600 m n. m. Činnosťou človeka v holocéne bolo toto územie do značnej miery zbavené pôvodných lesných dubovo-bukových porastov. Pre poľnohospodársku výrobu sú využívané väčšinou hnedé oglejené pôdy.

Svahy sú porušené množstvom svahových deformácií rôzneho veku, väčšinou vo forme zosuvov a zemných prúdov, ktoré sú veľmi časté najmä v uzáveroch dolín. Zosúvaním sú postihnuté svahové hliny, prípadne i najvrchnejšie, zvetrané časti flyšového podložia. V minulosti boli aktivizované neustálym porušovaním stability bočnou eróziou vodných tokov. V súčasnom období k tomu pristupuje hospodárska činnosť človeka. Stavebnou činnosťou dochádza k porušovaniu stability územia, zmenou vegetačného krytu (odlesňovaním) dochádza k zmenám hydrogeologických a hydrologických pomerov.

Klimatické pomery

Skúmané územie spadá do klimatickej oblasti mierne teplej, vlhkej, vrchovínnej (M. KONČEK, Atlas SSR, mapa č. 42, 1981) s priemernou ročnou teplotou 8 °C.

Na geomorfologický vývoj územia majú z viacerých klimatických prvkov dva rozhodujúci vplyv

- atmosférické zrážky
- teplota.

Z hľadiska vývoja svahových deformácií sú zrážky v kvapalnom stave, resp. voda z roztopeného snehu jedným z najvýznamnejších prirodzených faktorov.

Najbližšia zrážkomerná stanica od miesta vzniku zemného prúdu je stanica Bytča. Rozdiel nadmorských výšok stanice a odlučnej hrany prúdu je asi 200 m.

Zrážkomerná stanica Bytča

Priemerný úhrn zrážok za roky 1931—1960

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	Spolu
49	48	48	45	69	85	99	84	52	58	56	50	743

Celkové úhrny zrážok v rokoch 1981, 1982, 1983

1981												
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	Spolu
85	26	81	30	69	90	100	67	84	60	56	90	838

1982												
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	Spolu
57	4.4	8.0	26,2	50,3	67	106	61	42	65	40	117	643

1983												
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	Spolu
103	43	73	37	92	53	46	29	34	70	31	20	631

V posledných troch mesiacoch pred vznikom svahovej deformácie spadlo o 80 % zrážok viac ako bol dlhodobý priemer za roky 1931—1960. Podstatnú úlohu pri aktivizácii pohybu mala teplota vzduchu s hodnotami výrazne nad 0 °C, čo bolo príčinou rýchleho roztápania snehovej pokrývky.

Charakteristika svahovej deformácie

Morfológia svahovej deformácie

V zmysle klasifikačnej schémy svahových pohybov (NEMČOK — PAŠEK — RYBÁŘ 1974 in A. NEMČOK 1982) zaraďujeme svahovú deformáciu do kategórie — zemný prúd.

Odlučná hrana je vo výške 510—515 m n. m., čelo prúdu je vo výške 420 m n.m. Rozdiel nadmorských výšok je 90—95 m. Celková dĺžka je 640—660 m,

šírka koliše v rozmedzí 45—100 m. Priemerný sklon porušeného svahu orientovaného na VJV je 8—12°. Hĺbka šmykovej plochy je 5—8 m, výška akumuláčnej časti je 5—10 m. V odlučnej oblasti nastali najväčšie pohyby a zmeny pôvodnej morfológie. Nad odlučnou oblasťou je sústava otvorených trhlín oblúkovitého tvaru (fototab. XXVIII). Transportná časť má ostro ohraničené okraje. Povrch terénu je tu znížený oproti pôvodnému o 3—5 m (fototab. XXIX—XXXII).

Akumulačná časť má typickú morfológiu. Vytečený materiál vyplnil hlbokú eróziu ryhu občasného vodného toku. Na povrchu akumulácie je množstvo chaoticky usporiadaných blokov pieskovcov spolu s polámanými a vyvrátenými stromami (príl., str. 184—185).

Mechanizmus vývoja svahovej deformácie

Do súčasnej podoby zemný prúd bol formovaný celkove v troch etapách, oddelených obdobiami relatívneho kludu. Podľa ústnej informácie viacerých obyvateľov obce Klieština, zemný prúd vznikol vo februári 1983. Začiatok pohybu bol údajne doprevádzaný zvukovým efektom podobným úderu hromu.

Po silnom odmaku, kedy snehová pokrývka dosahovala 80—100 cm, za intenzívneho roztápania snehu došlo k náhlemu pohybu povrchových deluviálnych hĺn a vrchnej porušenej časti skalného podložia do hĺbky niekoľko metrov.

Odlučná hrana v tomto období bola v nadmorskej výške 485 m n. m. Vysoká bola asi 5 m a bola veľmi strmá, skoro zvislá. Šmyková plocha sa nachádzala v hĺbke 5—8 m. Po nej „odtiekol“ všetok uvoľnený materiál dolu asi o 300 m do dolinky.

Šmyková plocha ostala obnažená, „dno“ prúdu bolo šedej farby, mokré, pozdĺžne ryhované od unášaných úlomkov a balvanov pieskovcov a ílovcov. Okraje odlučnej a transportnej časti boli hladké a veľmi strmé. Sklon svahu v týchto miestach bol 10—12°. Približne v polovici prúdu sa sklon zmiernoval na 7—8°. V týchto miestach sa končí transportná časť a začína sa časť akumuláčnej. Pohybujúca sa masa sa prevalila cez mierny terénny stupeň, ktorý je tvorený pieskovcovými vrstvami a vyplnila hlbokú strž vytvorenú občasným vodným tokom. Na svahoch strže boli vysadené ovocné stromy, ktoré boli zväčša polámané alebo pochované pohybujúcou sa masou hliny, úlomkov hornín a dreva. Tu akumuláčnej časť dosahuje hrúbku 5—10 m. V nasledujúcich dvoch mesiacoch (marec—apríl 1983) došlo k dotváraniu svahovej deformácie. Vznikli dva nové prúdy, dlhé 85 m a 100 m, nad existujúcou odlučnou hranou (nadmorská výška asi 510 m, resp. 515 m n. m.) a spojili sa v mieste odlučnej hrany. Nová odlučná oblasť tým dostala tvar „Y“. Pohybujúce sa hliny sa roztekli a pokryli šmykovú plochu asi 1—2 m hrubou vrstvou v dĺžke približne 200—250 m. V nasledujúcich rokoch 1984—1985 vznikli nové pohyby v severnej časti odlučnej hrany, pod lesom, s celkovou plochou 4,01 ha. Aj naďalej však vznikajú nové, ľahové trhliny v odlučnej sz. časti deformácie v sledovanej oblasti.

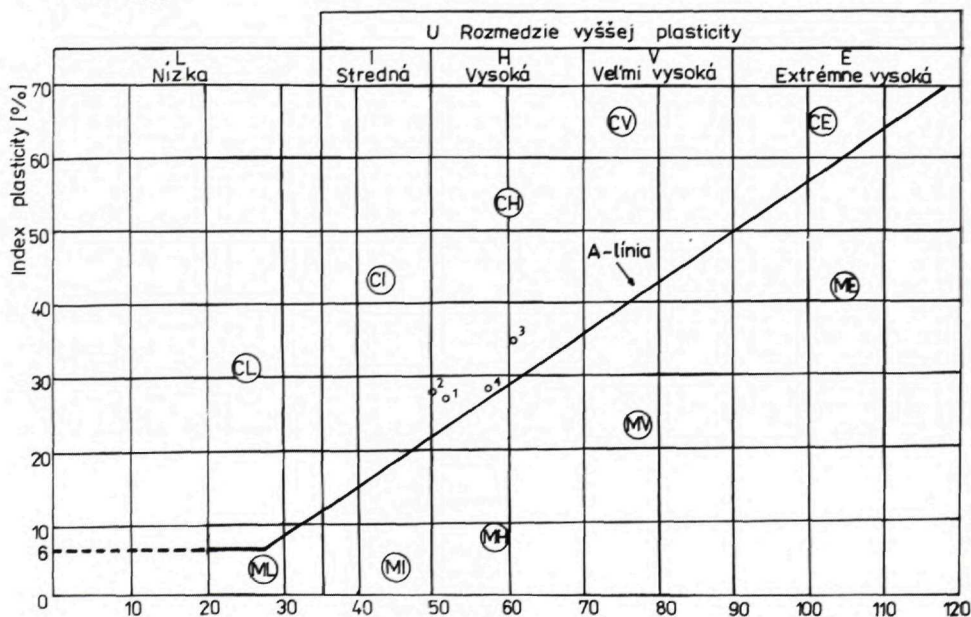
Laboratórne skúšky zemín

Z telesa zosuvu sa odobrali štyri vzorky zeminy s porušenou štruktúrou na určenie klasifikačných fyzikálnych vlastností. Výsledky laboratórnych rozborov sú uvedené v tabuľke 1 a na obr. 3, 4. Vzorka č. 1 bola odobratá z akumuláčnej časti zosuvu a reprezentuje vysokoplastickú zemínu (v zmysle klasifikácie

Tabuľka 1

Číslo vzorky	Vlhkosť hmoty	Obsah CaCO ₃	Atterbergove skúšky				Makroskopický opis zemín
			W _L	W _P	I _P	I _c	
1.	23,0	21,8	52	26	26	11,1	zosunutý materiál
2.	22,5	6,61	50	22	28	0,98	šedý, pevný až tuhý íl, odlučná časť zosuvu, šmyková plocha
3.	33,5	0,52	61	26	35	0,78	modrosivý íl, mäkký, šmyková plocha
4.	30,3	1,49	57	29	28	0,95	zvetralé hnedé ílovce, šmyková plocha v odlučnej hrane

Podľa IAEG

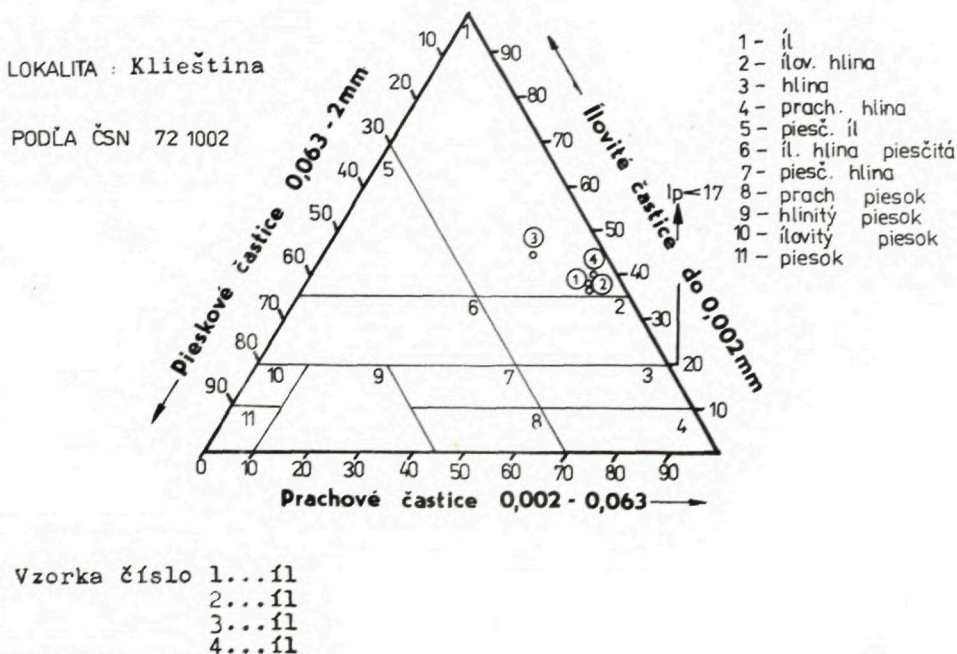


Obr. 3 Diagram plasticity

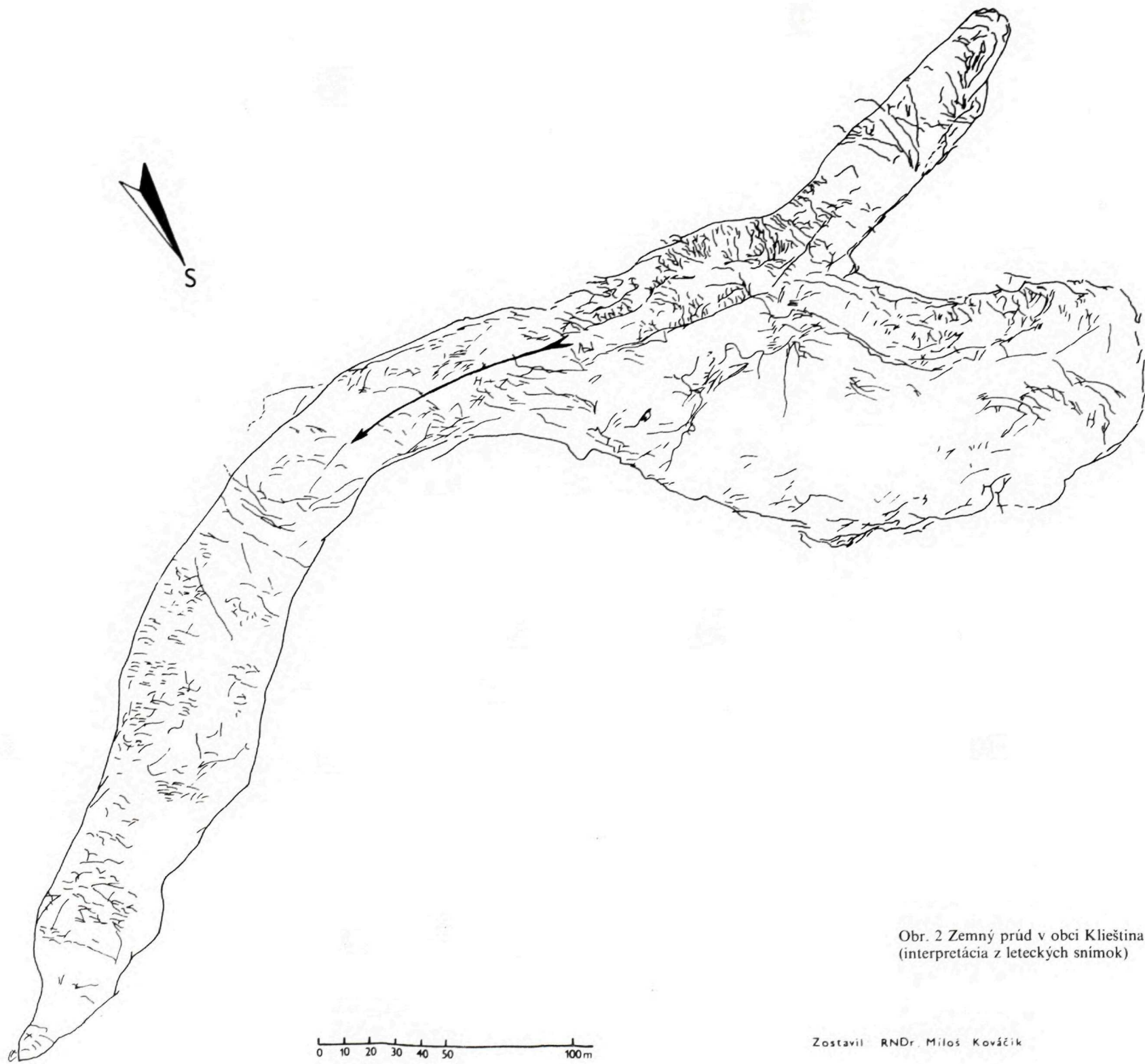
IAEG) pevnej konzistencie, s vysokým obsahom uhličitanov. Obsahuje 38 % ílovitej frakcie, asi 56 % prachovitej a zanedbateľný obsah piesčitej frakcie (6 %). Podľa hodnoty aktivity ílovitých zemín možno predpokladať, že obsahuje väčšinou illit (obr. 5).

Čo sa týka konzistencie, treba poznamenať, že hodnota konzistencie I_C , uvedená v tabuľke 1, zodpovedá stavu zeminy v čase odberu vzoriek, t. j. asi 2 roky po vzniku pohybu. Charakter morfológického prejavu však nasvedčuje, že v čase vzniku zosúvania bola táto časť zosúvajúceho sa materiálu kašovitej až mäkkej konzistencie. Vzorky č. 2, 3 a 4 boli odobraté z rôznych častí šmykovej plochy v odľučnej hrane, kde šmyková plocha zreteľne vychádzala na povrch.

Na základe získaných údajov možno konštatovať, že šmyková plocha (v odľučnej časti) sa vyvinula vo vysokoplastických zeminách s medzou tekutosti 50—61 % a s číslom plasticity 28—35. Vlhkosť v čase odberu vzoriek sa pohybovala od 22,5 % do 33,5 % a zodpovedá tuhej konzistencii. Podobne, ako v prípade akumulovaného materiálu, v čase maximálnej aktivity pohybu vlhkosť zemín na šmykovej ploche bola podstatne vyššia a pravdepodobne zodpovedala mäkkej konzistencii. Porovnaním kriviek zrnitosti na obr. 6 je možné konštatovať pomerne dobrú granulometrickú rovnorodosť tohto materiálu. Môžeme ich klasifikovať ako íly. Priemerný obsah ílovej frakcie je 40 %, piesčitej frakcie 8 % a prachovitej 52 %.



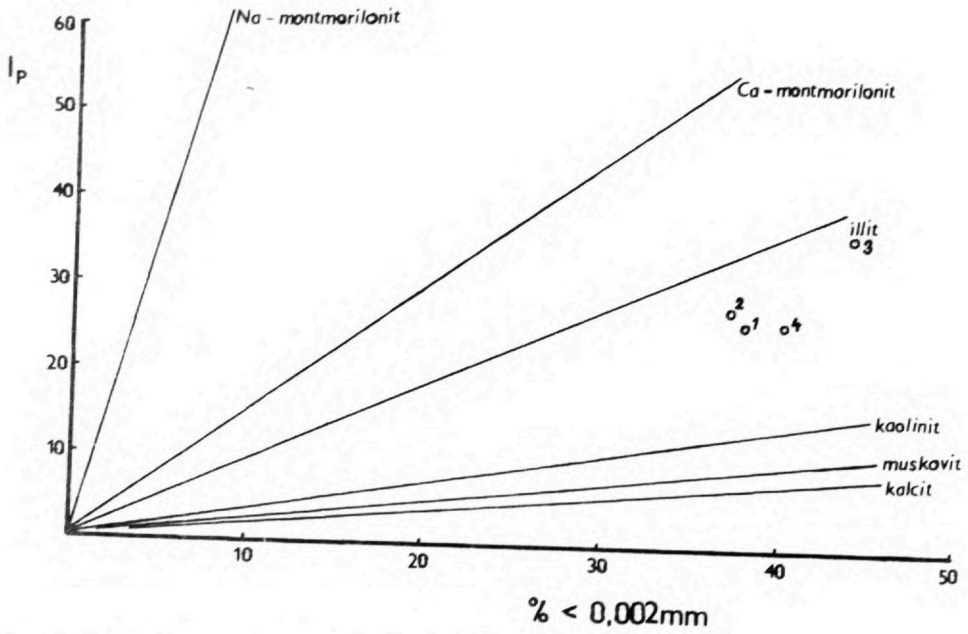
Obr. 4 Trojuholníkový diagram



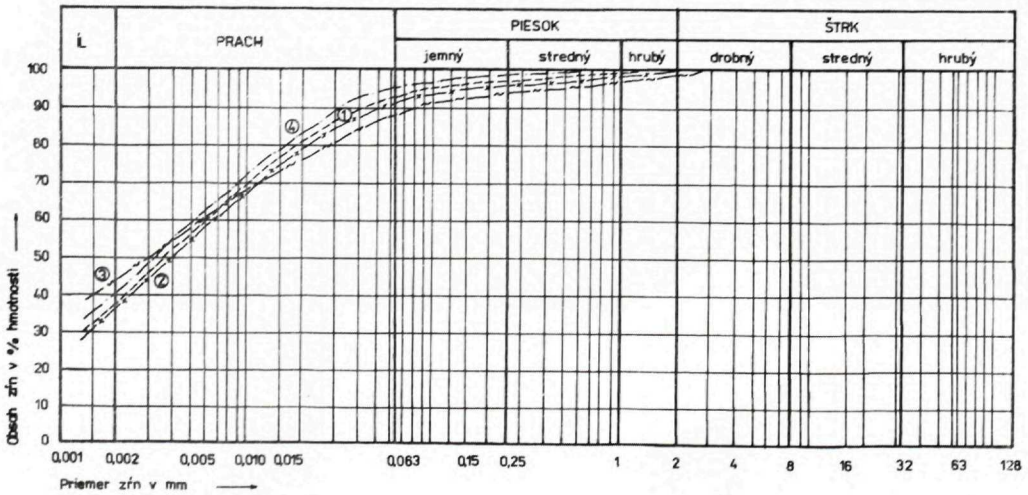
Obr. 2 Zemný prúd v obci Klieština
(interpretácia z leteckých snímok)

Zostavil RNDr. Miloš Kováčik

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA



Obr. 5 Aktivita ílovitých zemín podľa Skemptona



Obr. 6 Krivky zrnitosti zemín

Na základe korelačných vzťahov uvedených v literatúre (I. MODLITBA 1972) možno prisúdiť zeminám v oblasti šmykovej plochy hodnotu reziduálnej šmykovej pevnosti $\tau_R = 10\text{--}12^\circ$ a $c_R = 0,0$ MPa. Vzhľadom na makroskopické zhodnotenie kvality zosúvajúceho sa materiálu možno predpokladať značnú rovnorodosť zosúvajúceho sa materiálu v plasticite a granulometrickom zložení, ale značnú nerovnorodosť vo vlhkosti, objemových hmotnostiach, a teda i pórovitosti. Kvalita zosúvajúcich sa zemín dovoľuje predpokladať vysokú úlohu aktívacie pórových tlakov pri vzniku pohybu svahových sedimentov.

Zistené fyzikálne vlastnosti zemín potvrdzujú tesnú genetickú spätosť svahových sedimentov s podložnými paleogénnymi ílovcami flyšového súvrstvia, prípadne i kriedových slieňovcov.

Príčiny vzniku svahovej deformácie

Oblasť flyšových vrchovín je mimoriadne často poškodzovaná svahovými deformáciami. Vyplýva to najmä z geologických a hydrogeologických pomerov územia s dominujúcimi komplexmi pieskovcových a ílovcových súvrství, morfolologickej členitosti a klimatických pomerov. Počas kvartéru v dôsledku zmiernenia sklonov svahov prevláda akumulácia produktov zvetrávania nad eróziou, čím sa vytvára pomerne hrubá vrstva svahových hlín.

Do pohybu sa dostali premenlivo hrubé deluviálne sedimenty spolu s hornými časťami porušených a značne zvetralých flyšových súvrství. Pohyb nastal v zime, teda v predvegetačnom období, pri intenzívnom topení snehu, kedy snehová pokrývka dosahovala hrúbku niekoľko decimetrov.

V dôsledku zníženia konzistencie hlín došlo k zníženiu pevnosti a súdržnosti a zvýšením pórových tlakov došlo k zväčšeniu aktívnych síl vo svahu, čo v konečnom dôsledku spôsobilo pohyb. Ako je možné vidieť v tesnom okolí, celý uzáver dolinky javí známky starších pohybov rôzneho veku, čo je typické pre oblasť flyšu Západných Karpát. Nové pohyby vznikajú väčšinou na svahoch porušených už v minulosti pohybmi.

Po vzniku deformácie môžeme pozorovať viaceré drobné rozptýlené prameňe. Príčiny svahovej deformácie majú prirodzený charakter. Pohyb bol zapríčinený pomalým zvyšovaním sklonu svahu a nebývalým zvýšením vlhkosti hlín a vrchnej časti skalného podložja.

Prognóza ďalších pohybov

Územie nad súčasnou odľučnou hranou deformácie je ťahová zóna, čoho dôkazom je sústava otvorených trhlín, širokých približne 5—10—20 cm (leto 1985), polkruhovitého tvaru, s polomerom asi 50 m. Trhlíny svedčia o progresívnom vývoji svahovej deformácie. Hlavný pohyb už ustal a nasledujúca fáza je postupné dotváranie povrchu s čiastkovými deformáciami menšieho rozsahu,

najmä nad odlučnou hranou. Otvorené trhliny umožňujú ľahké vnikanie zrážkovej vody do vnútorných priestorov svahu. Otvorené trhliny v strednej časti sú široké asi 50 cm a približne 2 m hlboké. Predpokladáme, že zrážková činnosť spôsobí ďalšie menšie pohyby nad odlučnou hranou.

Záver

Čerstvý zemný prúd v katastri obce Klieština predstavuje typickú svahovú deformáciu čo sa týka podmienok, príčin a doby vzniku.

Vznikol v oblasti flyšových vrchovín, ktorá vďaka svojim geologicko-tektonickým a hydrogeologickým pomerom a geomorfologickému vývoju v kvartéri vykazuje jedno z najväčších plošných porušení povrchu na území SSR (11,6 % plochy povrchu podľa A. NEMČOKA 1979).

Zemný prúd vznikol na konkávnom svahu s priemerným sklonom 8—12°, čo tvorí predpoklad najpriaznivejšieho rozvoja svahových deformácií (E. FUSSGÄNGER 1977). Vznikol na rozhraní dvoch odlišných geologicko-tektonických jednotiek bielokarpatskej jednotky vonkajšieho flyšového pásma s bradlovým pásmom. Možno oprávnenne predpokladať, že v tejto geologicky a tektonicky zložitej oblasti zóna zvetrávania a porušenia hornín siaha do väčšej hĺbky (niekoľko desiatok metrov), čo je ďalšia podmienka pre rozvoj zosuvných procesov.

Z morfológického hľadiska je uzáver relatívne širokej erózo-denudačnej doliny so spätnou eróziou malého vodného toku mimoriadne vhodnou štruktúrou pre vznik svahových deformácií. Takmer každý uzáver dolín vo flyšových vrchovínach je do určitej miery postihnutý zosuvnými procesmi. Prúd vznikol v predvegetačnom období (február), pri intenzívnom roztápaní snehu, kedy došlo k výraznému zvýšeniu hladiny podzemnej vody. Staršia registrácia, letecké snímky, ale aj starí občania obce potvrdzujú výskyt pohybov terénu už dávnejšie v tejto lokalite. Podľa ústneho svedectva miestneho občana, posledné výrazné ohyby pozorovali obyvatelia obce približne pred 50 rokmi. Drobné vývery a zamokrené miesta, viditeľné na starších leteckých snímkach, ale aj pozorovania v súčasnosti, po vzniku deformácie, nasvedčujú, že podzemná voda tu zohrala najpodstatnejšiu úlohu pri aktivizácii zemného prúdu.

Stav povrchu a otvorené záteky nad odlučnou hranou indikujú, že deformácia bude mať progresívny charakter aj v budúcnosti. Za najvhodnejšie sanačné opatrenie považujeme povrchové, prípadne hĺbkové odvodnenie postihnutého terénu a terénne úpravy v akumuláčnej časti.

Literatúra

- FUSSGÄNGER, E. 1977: Some remarks on the recent conditions related to the development and prognosis of sliding movements in the flyschoid rocks of the West Carpathians. — Symposium: Landslides and other mass movements — Praha.

- FUSSGÄNGER, E. 1982: Metódy výskumu a prieskumu svahových deformácií. — Čiastková výskumná úloha G-158-01, IGHP, Žilina.
- JETEL, J. — MENČÍK, E. 1983: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. — Academia Praha.
- LUKNIŠ, M. — PLESNÍK, P. 1961: Nižiny, kotliny a pohoria Slovenska — Osveta Bratislava.
- MODLITBA, I. 1972: Problémy inžinierskej geológie a hydrogeológie. — Zborník prác absolventov k 20. výročiu výuky inžinierskej geológie a hydrogeológie. — IGHP, Žilina a PFUK, Bratislava.
- NEMČOK, A. — ANDOR, L. — FUSSGÄNGER, E. — MALGOT, J. 1981: Prieskum zosuvov a ich sanácia. — Zborník referátov Slovenskej geologickej konferencie, 7, Bratislava.
- NEMČOK, A. 1966: Vývoj zosuvných území na rozhraniach geologických útvarov. — Sbor. geol. Věd, HIG, 5, Academia, Praha.
- NEMČOK, A. 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. — Veda, Bratislava.

Mária Kováčiková — Miloš Kováčik — Igor Modlitba

Earthflow in Klieština village cadaster

Summary

In the spring of 1983 during snow melting, an extensive earthflow formed W of the village Klieština in the West-Carpathian flysch region.

The earthflow formed out of the inhabited area. Its front stopped about 300 m far from village houses. The area affected is on the contact of the Klippen Belt with the Outer Flysch Belt. The lower part of the earthflow consists of Cretaceous marlstones, the middle and the upper parts consist of Cretaceous or Paleogene flysch formations. Thickness of Quaternary cover loams varies within 1 and 5 m.

Folded marlstone-claystone formations do not represent any favourable environment for precipitation penetration into the basement. Because of considerable heterogeneity of slope loams the ground water level depth is variable.

Slope deformation is in closure of a small depression, formerly disturbed by slope movements.

Total length of the earthflow is 640—660 m. The difference in altitudes of the crown and the toe is 90—95 m. The depth of the slide surface is 5—8 m. The present form of the earthflow resulted from three evolutionary stages divided by periods of relative calm. The total area disturbed occupies 4.1 ha (in summer 1985).

Four samples were taken from the slide body to determine the inherent and mechanical properties of the earths. All samples represent highly plastic earths ($I_p = 26—35$), by their carbonate content (0.52—21.8 per cent), variable consistency (soft to rigid) and natural humidity ranging from 22.5 to 33.5 per cent.

The earthflow in the village Klieština cadaster represents a typical slope deformation as regards causes and time of its origin. It formed in the area of flysch uplands which — owing to its geologic-tectonic and hydrogeologic conditions shows one of largest areal disturbances of surface in Slovakia (11.6 per cent of the surface — according to A. NEMČOK 1979).

The earthflow formed on a concave slope with the average dip 8—12°, i.e. the most favourable dip for slope deformations (FUSSGÄNGER 1979). The earthflow is formed on the contact of two different geologic-tectonic units: the Biele Karpaty unit of the Outer Flysch Belt and the Klippen Belt.

It is right to suppose that in the geologically and tectonically complicated area the zone of weathering and deformation of rocks extends deeper (several tens of metres), and this is another favourable condition for sliding processes.

The closure of a wider erosive-denudation valley with retrogressive erosion of a small water stream is a structure morphologically particularly favourable for slope deformations. Almost every valley closure in flysch uplands is to a certain extent affected by sliding processes. The earthflow formed in the pre-vegetation period (February) during intensive snow melting associated with

remarkable increase of ground water level. Older records, air photographs and older inhabitants of the village prove past movements in this place. According to personal information by a local inhabitant the last movements proceeded about fifty years ago. Minor springs and wet places recorded in older air photographs and at present after the deformation prove that ground water played there a particularly significant role for the earthflow activation. The state of surface open infiltrations above the main margin are indicative of the future progressive character of deformation. Open pumping groundwater lowering and field treatment in the accumulation part of the area affected seem most proper protective measures.

Explanations of Figures

Fig. 1 Map of Slovakia

Fig. 2 Earthflow in village Klieština (interpretation of air photographs)

Fig. 3 Plasticity diagram

Fig. 4 Triangular diagram

Fig. 5 Clayey earths activity after Skempton

Fig. 6 Earths grain-size curves

Explanations of Plates XXIV—XXXII

Plate XXIV

Sandstone block in root of slope deformation

Plate XXV

Foliaceous breaking of claystones after desiccation

Plate XXVI

Character of deluvial-aluvial loams (lateral margin of earth slide)

Plate XXVII

Character of deluvial loams with sandstone clasts

Plate XXVIII

Upper margin of earthflow with a system of open cracks

Plate XXIX

Transportation part of earthflow with movement direction marked

Plate XXX

Lateral margin of transportation part of slope deformation

Plate XXXI

Transportation part of slope deformation

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXIV—XXXII

Tabuľka XXIV

Pieskovcový blok v odľučnej časti svahovej deformácie

Tabuľka XXV

Listkový rozpad ílovcov po vysušení

Tabuľka XXVI
Charakter deluviálno-aluviálnych hĺn (bočný okraj zosuvu)

Tabuľka XXVII
Charakter deluviálnych hĺn s úlomkami pieskovca

Tabuľka XXVIII
Horný okraj zemného prúdu so sústavou otvorených trhlín

Tabuľka XXIX
Transportačná časť prúdu s vyznačeným smerom pohybu

Tabuľka XXXI
Transportačná časť svahovej deformácie

Tabuľka XXXII
Transportačná časť svahovej deformácie

CHRISTOS SIDERIS

Late Paleozoic in Greece

3 figures

Geotectonic position of the Upper Paleozoic in Greece: Evolution of concepts

Abstract. This paper evaluates in a summarized way the Late Paleozoic on the territory of Greece with particular stress laid on representation of the individual sequences in the tectonic units. The lithology, stratigraphy and structural conditions are evaluated with regard to the occurrences of the Late Paleozoic.

The paper is at the same time a contribution to enrichment of problems of the UNESCO — IGCP-5 Project: Variscan and Prevariscan Events in Mediterranean...

The first paleontologically documented reports on the existence of Upper Paleozoic occurrences in Greece were published at the beginning of this century and concerned Carboniferous rocks. More specifically, DEPRAT (1903, 1904) dated the Upper Carboniferous with *Fusulina brevicula*, *Schwagerina craticulifera*, *Cyathophyllum* sp. and other fossils within black compact limestones of Northern Euboea isl. Soonafter PLIENINGER (1905) discovered corals of Lower Carboniferous age in Kos. isl. and RENZ (1908) documented the existence of Upper Carboniferous with Fusulines in Parnis Mt., to the North of the city of Athens. Since these first findings and up to the recently reported datings of Permian in Andros and Paros islands (Cyclades) by PAPANIKOLAOU (1978, 1980a) numerous fossiliferous sites of Upper Paleozoic age have been found, most of them geographically restricted at the eastern part of Greece, around the Aegean sea (RENZ — REICHEL 1945; MARINOS — REICHEL 1958) (Fig. 1).

However, the progress of the research in the last few years proved that the importance of the outcrops of the Upper Paleozoic formations in Greece had been overestimated for various reasons, such as:

(i) The widespread volcanoclastic formations, underlying the Upper Triassic shallow-water marine carbonates, were regarded as a basement of Upper Paleozoic age, whereas now it has been documented that most of these formations represent sequences of Lower or Middle Triassic age (i.e. the case of Atalanti in central Eastern Greece, SIDERIS 1981).

CH. SIDERIS, University of Athens, Dept. of Geology, dynamic-tectonic-applied Geology, Panepistimiopoli Zografou, 15771 Athens, Greece

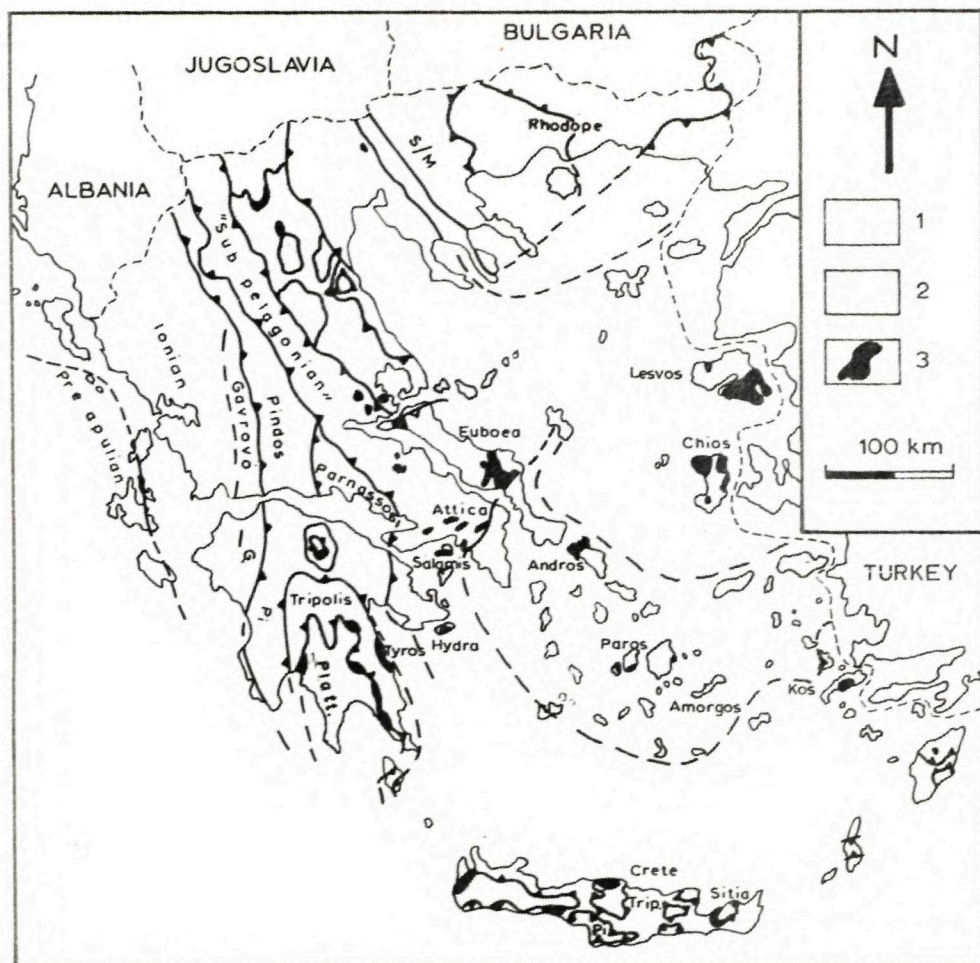


Fig. 1 Distribution of Upper Paleozoic-Lower Triassic outcrops in Greece. 1 — Non metamorphic Hellenides (Triassic-Miocene). 2 — Metamorphic Hellenides and probably pre-alpine metamorphic rocks. 3 — Upper Paleozoic — Lower Triassic.

(ii) In some cases, detritic sequences of Upper Paleozoic age occurring at the base of Tertiary nappes, are found in immediate contact with meta-clastic rocks of various ages and degrees of metamorphism belonging to the underlying tectonic units. Before the documentation of the nappe structure, these meta-clastics were regarded as of Upper Paleozoic age due to their confusion with the real Upper Paleozoic. A typical example is the slightly metamorphosed Upper Paleozoic detritics of the "Tyros Beds" (KTENAS, 1926), occurring at the base of the Tripolis nappe which were confused with the phyllites-quarzites of the underlying Arna unit or with the Oligocene meta-flysch of the relatively autochthon Plattenkalk unit (LEKKAS — PAPANIKOLAOU 1978, PAPANIKOLAOU 1979, 1984).

(iii) Some detritic formations had been considered as belonging to the Upper Paleozoic on the basis of fossiliferous limestones of Permian and Carboniferous age included in them, which, however, have been recently proved to be blocks and olistholites and not sedimentary lenses (i.e. in Salamis isl. and Parnis Mt., PAPANIKOLAOU — BAUD 1982).

(iv) Some formations were dated as Upper Paleozoic on the basis of fossils later on proved to date the Triassic instead of the Permian, because of new determination of their stratigraphic ranges. Such is the case of Amorgos isl. (Cyclades) where DÜRR et al. (1978) showed that an erroneous determination of poorly preserved *Triassina* cf. *hantkeni* MAJZON was made by RENZ (1933) in the form of *Nankinella*.

The usual occurrence of Upper Paleozoic fossiliferous formations over metamorphic rocks (in Attica Peloponnesus, Euboea, Thessaly), was for a long period considered by the majority of the geologists as a proof of the pre-Carboniferous age of metamorphics. In this case a stratigraphic contact between them was assumed, although it had not been documented anywhere. The overall concept was that, just like in the typical areas of STILLE's (1924) Meso-Europa, the metamorphic rocks of Greece represented Variscan or Caledonian or even Precambrian "crystalline massifs" — over which geosynclinal alpine sedimentation was developed throughout Mesozoic — Early Tertiary with only a slight deformation during alpine orogeny. It is on the basis of this concept that AUBOUIN (1959, 1965) developed his evolutionary model of the Hellenides within the theory of Geosynclines. In contrast, through all this long period a few authors insisted on the alpine age and on the nappe structure of the metamorphics, based on some poorly preserved fossils and an overall different interpretation (NEGRIS 1914; KOBER 1929; MARINOS and PETRASCHECK 1956). In this case the Upper Paleozoic should be the base of the stratigraphic columns of the nappes and, thus, the previously considered stratigraphic unconformities would be interpreted as tectonic contacts-thrusts. This latter consideration was confirmed by field evidence and paleontologic, as well as radiometric findings mainly in the 1970's, so that the actual situation is a number of alpine tectonic units each one with its own stratigraphy, structure and degree of metamorphism, which constitute the Metamorphic Hellenides (PAPANIKOLAOU 1988, 1985). Besides the above alpine units, there are a few probably pre-alpine units such as Flambouron, Kastoria, Serbomacedonian and Rhodope (PAPANIKOLAOU 1984) which, however, are incorporated into the Tertiary nappe pile.

Thus, the nature of the pre-alpine basement of the Hellenides is still unknown and only some radiometric data pointing to Variscan metamorphic events in Sitia (E. Crete), Ios isl. (Cyclades), Northern Pelagonian and Serbomacedonian exist (PAPANIKOLAOU et al. 1982), although the relations between core and cover are destroyed by the alpine deformation. In addition, sequences older than Carboniferous have not been dated with fossils anywhere in Greece, with the only exception of Kos isl. (E. Aegean sea), where however, the existing literature on the Paleozoic of the island (DESIO 1930, 1931; DÜRR et al. 1978) does not permit any satisfactory approach to its stratigraphy, the only fact being the

existence of the reported Silurian and Carboniferous rocks. Finally, the relation between the Triassic and the Permian was similarly obscure because several authors suggested a general Triassic unconformity which, however, has not been documented anywhere in Greece.

Stratigraphy and facies during Late Paleozoic (-Triassic) in the area of the future Hellenides

The Upper Triassic — Lias of the Hellenides is represented by shallow-water marine carbonates (with *Megalodon* sp., corals, algae etc.) observed today in almost all units with the exception mainly of the Pindos unit whose Upper Triassic comprises pelagic limestones with *Halobia* sp. Thus, the paleogeographic organization during Upper Triassic — Lias is very simple and comprises: (i) a vast external carbonate platform (Apulian, Gavrovo — Tripolis, Olympus etc.) (ii) an internal carbonate platform (Parnassus and inner Hellenides) and (iii) the already differentiated at that time pindic basin between them. This pattern was maintained until the end of the Lias, when taphrogenetic phenomena created more complicated paleogeographic organization with multiple alternation of ridgesbasins and generally more varied facies. In conclusion, it can be stated that the alpine evolution of the Hellenides started in the Upper Triassic.

The study of the pre-Upper Triassic sequences is possible only in those units where the pre-Upper Triassic part of the stratigraphic columns has been preserved. During Late Paleozoic — Middle Triassic a different from the alpine paleogeographic organization existed with appearance of various environments such as: (i) basins with flysch-type sedimentation, (ii) slopes with turbidites and olisthostromes, (iii) shallow-water carbonate platforms, (iv) submarine volcanic areas (mainly in the Middle Triassic) and (v) shallow basins and lagoons with evaporite deposition (Ionian Unit). The overall picture is that of volcanosedimentary sequences with predominance of detritic sedimentation in some areas and carbonate sedimentation in some others. This complexity lasted up to the Ladinian/Carnian boundary, when rapidly a uniformization of the various domains was established with the previously described situation of the shallow-water carbonate platforms in the Upper Triassic.

The existence of thick rigid masses of neritic Upper Triassic carbonates over a plastic heterogeneous sandy-shaly-volcanic complex through a sharp contact, produced a major decollement during the alpine deformation. Locally, however, the transition between the Upper Triassic carbonates and the underlying Upper Paleozoic — Middle Triassic sequences is preserved at the base of the nappes with only some disharmony phenomena (Fig. 2). The overall effect of this deformation together with the primary complexity of the Upper Paleozoic — Middle Triassic sequences hardens the understanding of the geodynamic events during this critical period. In conclusion, it is usual in the Hellenides to observe

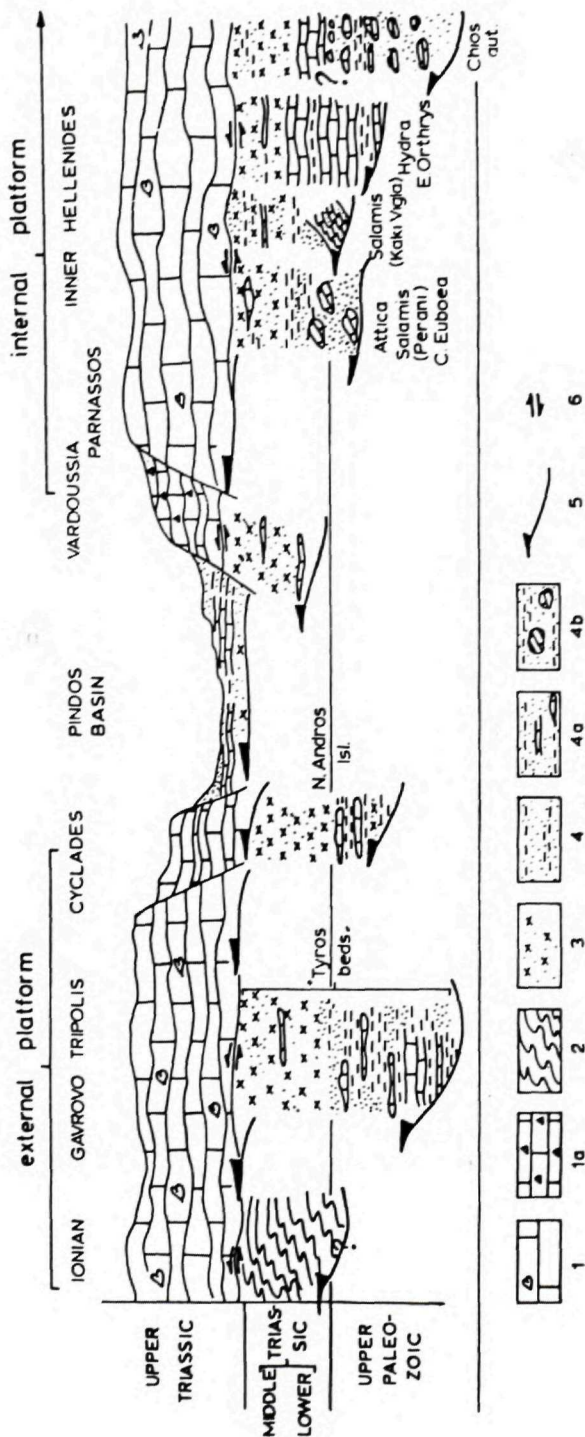


Fig. 2 Schematic diagram of the Upper Paleozoic — Triassic part of the stratigraphic columns of the Hellenides. 1 — Upper Triassic neritic carbonates bearing *Megalodon* sp. 1a — Upper Triassic slope carbonate sediments. 2 — Triassic Evaporites of the Ionian unit. 3 — Volcanosedimentary sequences. 4 — Detritic sequences with interbeds and lenses of limestones (4a) and with blocks, olistholites, olisthostromes (4b). 5 — Thrusts (usually Tertiary). 6 — Décollement.

continuous sequences of Upper Paleozoic — Middle Triassic with similar lithologies which cannot be easily subdivided in more details with distinction of the Upper Paleozoic levels from those of Lower and Middle Triassic.

The Upper Paleozoic part of the Upper Paleozoic — Middle Triassic sequences in Greece is represented by marine facies with characteristic darkcoloured neritic limestones, usually observed in discontinuous outcrops of various sizes, within detritic sequences, either as intercallations (their discontinuity being due to boudinage phenomena), either as sedimentary lenses (recifal carbonates) or as olistholites — olisthostromes. There are, however, a few areas (Hydra isl., Chios allochthon unit, E. Orthrys Mt.) where carbonate platform sedimentation had begun already in the Permian and was continued, with small interruptions, up to the Triassic. The Permian limestones are locally very fossiliferous and contain algae (*Mizzia velebitana*), foraminifera (usually *Fusulina*, *Schwagerina*, *Stafella* etc.), brachiopods (*Productus*, *Spirifer* etc.), corals etc. (from further information see RENZ — REICHEL 1945; RENZ 1955).

Some typical cases illustrating the paleogeographic complexity during Late Paleozoic (-Early Triassic) are the following:

(I) *Peloponnesus*. The Upper Paleozoic of Peloponnesus represents the lower part of the so-called "Tyros Beds" (KTENAS 1926) occurring at the base of the Tripolis nappe (Triassic — Eocene neritic carbonates). The "Tyros Beds" comprise also calc-alkaline volcanic rocks of Lower — Middle Triassic age ranging from basaltic andesites to andesites (SKARPELIS 1982). The Upper Paleozoic (Permian pro-parte) consists mainly of meta-pelites and meta-sandstones with intercalations of recrystallized carbonates. The Upper Paleozoic age is documented with fossils (*Fusulinidae*, *Paleotextulariidae*, *Mizzia*, *Annularia* etc.) from several sites (LYS — THIEBAULT 1971; FYTROLAKIS 1971 and others). The Upper Paleozoic — Middle Triassic volcanosedimentary sequence suffered a very low grade metamorphism (about 320—350 °C and about 2 Kb, according to SKARPELIS 1982).

(II) *Andros isl.* (N. Cyclades). According to PAPANIKOLAOU (1978) the upper tectonic unit of Andros isl. — called Makrotantalou unit — comprises mica — schists, quartzites, garnet — mica — schists and meta — tuffs metamorphosed in blueschist facies. Two fossiliferous formations of recifal marbles with an average thickness of 20 m. are intercalated with *Carinthiaphyllum suessi*, *Pseudoschwagerina* sp. etc. indicating the Lower Permian and *Mizzia velebitana*, *Permocalculus tenellus*, *Velebitella triplicata* etc. indicating the Middle — Upper Permian.

(III) *Paros isl.* (S. Cyclades). The Dryos unit of Paros isl. comprises low grade metamorphic rocks (phyllites, meta-volcanics etc.) and crystalline limestones (PAPANIKOLAOU 1980). A Permian age is documented in the near by Antiparos isl. with *Productus* (ANASTOPOULOS 1963) and also in Paros isl. with *Gymnocodium* and *Stafella* (PAPANIKOLAOU 1980).

(IV) *Lesvos isl.* (E. Aegean sea). HECHT (1970, 1972) described in Lesvos isl. sequences of Upper Paleozoic age, metamorphosed in greenschist facies. More specifically he divided: (i) A Lower Carboniferous sequence of meta-sandstones,

meta-arkoses, meta-conglomerates, meta-pelites etc. comprising marbles in laminated or banded horizons and lenses. Large masses of meta-tuffs are also present. The age is documented with corals and conodonts. (ii) A Permocarbo-niferous sequence of massif carbonates with Fusulines and Brachiopods as well as shales, schists, meta-sandstones etc. (iii) A Permotriassic sequence of marbles and schists with uncertain boundaries towards the overlying Upper Triassic marbles with *Megalodon* sp. and crinoids.

These sequences were described as complementary parts of the same column although there is no continuous section including all of them.

(V) *Salamis isl.* PAPANIKOLAOU — BAUD (1982) described at Kaki Vigla bay (E. coast of Salamis) an Upper Permian sedimentary sequence with slope and basinal characters which comprises: (i) A lower part of detritic terrigenous sedimentation of flysch type with turbidites and olisthostrome bearing quartzites, lydites and volcanic pebbles and (ii) an upper part of carbonate sedimentation of deep slope and basin comprising very fossiliferous transported carbonate detritics cemented by carbonate matrix bearing radiolaria and spicules. It is remarkable that the previously described fossils (RENZ — MISTARDIS 1938; RENZ 1955; NAKAZAWA et al. 1975) are usually reworked or belong to various blocks of Permian age coming from an "Hydra type" platform and slope during Uppermost Permian. PAPANIKOLAOU — BAUD (1982) confirmed also the transition between Uppermost Permian (Paleofusulina zone) to Early Triassic stage (*Spirorbis* and *Glomospires*). In Perani area (S. coast of Salamis) the same authors described blocks of Upper Permian limestones, marbles and sandstones which are floating within a terrigenous and partly volcanic matrix with a low epimetamorphism.

(VI) *Northern Attica.* The Upper Paleozoic very fossiliferous limestones of Parnis and Pateras Mts. ranging from Middle Carboniferous to Upper Permian (RENZ 1908, 1955; RENZ — REICHEL 1945; CLEMENT et al. 1971; CLEMENT 1983) are blocks of various sizes within a detritic matrix probably of Upper Permian — Early Triassic age, since Upper Permian blocks are also re-sedimented (PAPANIKOLAOU — BAUD 1982). The formation occurs at the base of the Subpelagorian nappe which overthrusts the metamorphics of Attica.

(VII) *Chios autochthon.* The Silurian to Lower Carboniferous rocks of the NW part of Chios isl. (E. Aegean sea) (KTENAS 1923; PAECKELMANN 1939; HERGET — ROTH 1968; BESENECKER et al. 1968, 1971) are, according to PAPANIKOLAOU — SIDERIS (1983a, b), blocks within a sandy matrix of wild flysch type whose age should be post Middle Carboniferous to pre-Skythian. These blocks essentially build up four olisthostrome formations with a very clear predominance of the older elements (Silurian) in the upper olisthostrome formation and, on the contrary, a predominance of the younger elements (Lower Carboniferous) in the lower formation (Fig. 3).

(VIII) *Chios allochthon.* The Upper Paleozoic of the allochthon unit of Chios occurs in the NE part of the island and comprises an Upper Carboniferous to Upper Permian sequence (KAUFFMANN 1969; BESENECKER et al. 1968, 1971). PAPANIKOLAOU — SIDERIS (1983a) emphasized the fact that from an essentially

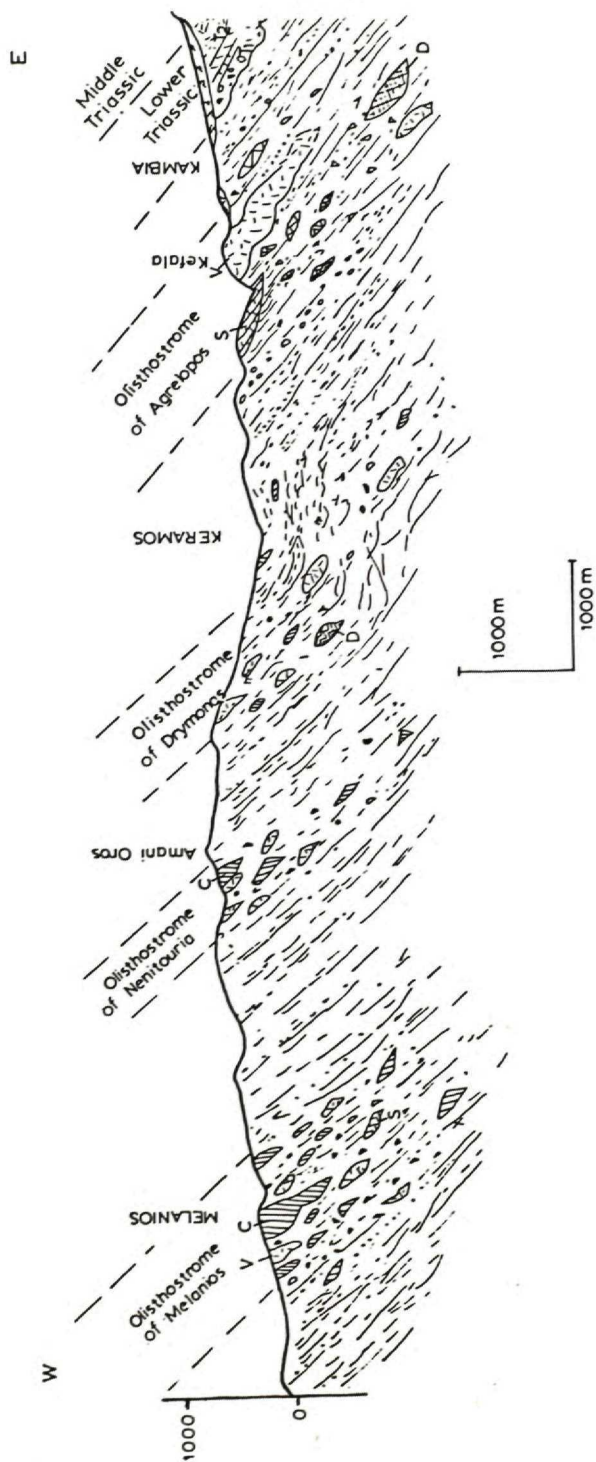


Fig. 3 Schematic and synthetic cross-section of the Permian (pro parte) flysch sequence showing the four olistostrome units in NW Chios. V Volcanites, C Carboniferous limestones, D Devonian limestones and shales, S Silurian limestones.

flysch-type part of the sequence (nicely rhythmic cyclothems) during late Carboniferous — Early Permian, we get to a shallow-water marine carbonate platform during Middle — Upper Permian with *Fusulinidae*, *Mizzia velebitana*, *Gymnocodium bellerophontis*, *Permocalculus texanum* etc.

(IX) *Hydra isl.* The Upper Paleozoic of *Hydra isl.* has been studied essentially by RENZ — REICHEL (1945), RENZ (1955), RÖMMERMANN (1968, 1981) and ARGYRIADIS (1978). RÖMMERMANN described a continuous Upper Paleozoic sequence comprising Upper Carboniferous detritics with some carbonate intercalations, Lower Permian limestones (with *Pseudofusulina* and *Acervoschwagerina*), Middle Permian reddish pelites which pass to Upper Permian shallow-water marine carbonates with corals, Brachiopods (among them *Lytonia*, *Enteletes*, *Orthothetes*), *Bellerophon*, *Fusulines* etc. The sequence is terminated with some sandstones, pelites and sandy limestones marking the contact to the slightly disconformable Early Triassic neritic limestones.

Conclusive remarks

The above described paleogeographic environments indicate that submarine basins had been formed during Late Paleozoic over a questionable pre-Carboniferous basement, receiving terrigenous material from the Variscan domains of Eurasia, with only a few shallow — water carbonate platforms. These environments were gradually homogenized during Late Permian — Late Triassic times, with a general establishment of neritic carbonate sedimentation.

The geotectonic setting of the Upper Paleozoic formations is not easily interpreted on the basis of the available data from only the Greek area but a consideration of the Tethyan evolution has to be made.

A widely accepted conception suggests that the Upper Paleozoic sediments were deposited in a shallow-water epi-continental sea, widening up to the east and closing to the west (ARGYRIADIS 1975, 1978; KAUFFMANN 1976; ARGYRIADIS et al., 1980). A generalization of the Permian Mediterranean deposits shows the following paleogeography, described from north to south (ARGYRIADIS 1975, 1978) as: (i) a Peri-Hercynian trough with large coarse and badly sorted detritics, including almost all the Upper Paleozoic occurrences of E. Greece; (ii) a succession of ridges, marked by frequent stratigraphic breaks without a Variscan unconformity possibly including the Chios autochthon; and (iii) a basin developed on the Epi-baikalian platform with concordant Paleozoic sequences which episodically received fine, well-sorted terrigenous material of Gondwanian origin. The sea regressed at the Permian/Triassic boundary and subsequently a strong fracturing collapsed the Permo-Scythian platform with initiation of the rifting of the Tethys during Early — Middle Triassic.

An alternative conception suggests a much more complicated paleogeography with existence of active orogenic-arcs interfingering with epi-continental seas over the Variscan domain, oceanic crust and epi-continental seas over the gon-

dwanian domain (SENGÖR et al. 1980, 1984). This conception is supported in Greece by: (i) The existence of flysch-type sedimentation with olistholites (PAPANIKOLAOU — BAUD 1982; PAPANIKOLAOU — SIDERIS 1983 b), probably representing a paleo-trench receiving blocks from an island-arc; and (ii) the presence of ?Early — Middle Triassic calc-alkaline volcanic rocks in several sites (SKARPELIS 1982; PE-PIPER 1982) indicating a volcanic arc due to subduction phenomena. In this case, the final closing of the Paleotethys is observed to the North and at the same period the opening of the Neotethys in the South in a non-parallel direction, with the intermediate occurrence of the Cimmerides.

Acknowledgements. I would like to thank As. Prof. D. PAPANIKOLAOU (Univ. of Athens) for the helpful discussions and for critical reviewing the manuscript.

References

- ANASTOPOULOS, J. 1963: Geological study of Antiparos island group. *Geol. — Geoph. Res. IGMR*, 7/5, 235—375.
- ARGYRIADIS, I. 1975: Mesogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 17, 56—67.
- ARGYRIADIS, I. 1978: Le Permien Alpino-Méditerranéen à la charnière entre l' Hercynien et l'Alpin. Thèse Univ. Paris — Sud, Orsay.
- ARGYRIADIS, I. — GRACIANSKY, P. C. DE — MARCOUX, J. — RICOU, L. E. 1980: The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia — Africa. 260 Congr. Géol. Int., Paris 1980, Coll. C5 & Mem. B.R.G.M., no 115, 199—214.
- AUBOUIN, J. 1959: Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrional: les confins de l'Epire et de la Thessalie. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 10, 483 p.
- AUBOUIN, J. 1965: Geosynclines. *Dev. Geotectonics*, 1, 335p. Elsevier.
- BESENECKER, H. — DÜRR, S. — HERGET, G. — JACOBSHAGEN, V. — KAUFFMANN, G. — LUDTKE, G. — ROTH, W. & TIETZE, K. W. 1968: Geologie von Chios (Ägäis). *Geologica et Paleontologica* 2, 121—150.
- BESENECKER, H. et al. 1971: Chios isl. (2 sheets). Geological map of Greece, scale 1/50.000 IGMR.
- CLÉMENT, B. — GUERNET, C. — LYS, M. 1971: Données nouvelles sur le Carbonifère et le Permien du mont Beletsi, en Attique (Grèce). *Bull. Soc. géol. de France*, (7), XII, no 1, 88—91.
- CLEMENT, B. 1983: Evolution géodynamique d'un secteur des Hellenides internes: L'Attique-Beotie (Grèce Continentale). Thèse Univ. Lille. 521 p.
- DEPRAT, J. 1903: Note préliminaire sur la géologie de l'île d'Eubée. *Bull. Soc. Géol. France*, 4/3, 229—243.
- DEPRAT, J. 1904: Etude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée. Thèse 230 p. Besançon.
- DESIO, A. 1930: Sulla presenza del siluriano fossilifero nell' isola di Coe (Egeo). *Rend. Accad. nazion. dei Lincei Cl. sc. fis. mat. — nat.*, v. II, s. 6, sem. 1, 1020—1021.
- DESIO, A. 1931: Le isole italiane dell' Egeo. *Mem. Descr. Carta Geol. Ital.* 24, 534 p.
- DÜRR, S. — ALTHERR, R. — KELLER, J. — OKRUSCH, M. & SEIDEL, E. 1978: The median Aegean crystalline belt: stratigraphy, metamorphism, magmatism. In *Alpes, Apennines, Hellenides*: 455—477.
- FYTROLAKIS, N. 1971: Die bis heute unbekanntenen paleozoischen Schichten südöstlich von Kalamai — *Bull. Geol. Soc. Greece*, 8/1, 71—81.
- HECHT, J. 1970: Zur Geologie von südost-Lesbos (Griechenland) *Dissert. Univ. München*, 64 s.
- HECHT, J. 1972: Lesbos isl. (2 sheets). Geological map of Greece, scale 1/50.000. IGMR.
- HERGET, G. — ROTH, W. 1968: Stratigraphie des Paläozoikums in Nord — West — Teil der Insel Chios (Ägäis). *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh. Stuttgart*, v. 131, 46—71.
- KAUFFMANN, G. 1969: Die Geologie von Nordost — Chios (Ägäis). *Dissert. Univ. Marburg-Lahne*. 213 s.

- KAUFFMANN, G. 1976: Perm und Trias im östlichen Mittelgriechenland und ins einigen ägäischen Inseln. *Z. Deutsch. Ges.*, 127, 387—398.
- KOBER, L. 1929: Beiträge zur Geologie von Attika. *Sitz. Akad. Wiss. Wien*, 138, 299—327.
- KTENAS, C. 1923: Les plissements d'âge primaire dans la région centrale de la mer Egée. *Congr. Geol. Inter.*, XII Session, Liège, 571—583.
- KTENAS, K. 1926: Sur le développement du Primaire au Peloponèse central. *Pract. Acad. Athinon*, 1, 53—59.
- LEKKAS, S. — PAPANIKOLAOU, D. 1978: On the phyllite problem in Peloponnesus. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 29/1, 395—410.
- LYS, M. — THIEBAULT, J. 1971: Données nouvelles sur l'âge des schistes en Peloponèse méridional. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272, 196—197.
- MARINOS, G. P. — PETRASCHECK, W. E. 1956: Laurium. *Geol. — Geoph. Res. IGMR*, 4/1, 1—247.
- MARINOS, G. — REICHEL, M. 1958: Fossiliferous Permian in Eastern continental Greece and Euboea. *Geol. — Geoph. Res. IGMR*, 8, 1—16.
- NAKAZAWA, K. — ISHII, K. — KATO, M. — OKIMURA, Y. — NAKAMURA, K. & HARALAMBOUS, D. 1975: Upper Permian fossils from the island of Salamis, Greece. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. — Min.*, 41/2, 21—44.
- NEGRIS, Ph. 1914: Roches cristallophylliennes et tectonique de la Grèce. 124 p. Athènes.
- PAPANIKOLAOU, D. 1978: Contribution to the geology of Aegean sea: The island of Andros. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 29/2, 477—553.
- PAPANIKOLAOU, D. 1979: Stratigraphy and structure of the Paleozoic rocks in Greece: An introduction. *IGCP No 5, Newsletter* 1, 93—102.
- PAPANIKOLAOU, D. 1980a: Contribution to the geology of Aegean sea: The island of Paros. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 30/1, 65—96.
- PAPANIKOLAOU, D. 1980b: The Metamorphic Hellenides. 26th Int. Geol. Congress, Paris, Abstracts, 1, 371 and *Amer. J. Sci.* in print.
- PAPANIKOLAOU, D. 1984: The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a Kinematic interpretation. *Geol. Soc. London, Special Public.*, 19, 649—659.
- PAPANIKOLAOU, D. 1985: Late Cretaceous Paleogeography of the Metamorphic Hellenides. *Geol. — Geoph. Res. IGMR. Volume hors series in honor of Prof. Papastamatiou.*
- PAPANIKOLAOU, D. — BAUD, A. 1982: Complexes à blocs et séries à caractère flysch au passage Permien — Trias en Attique (Grèce orientale). 9 R.A.S.T., Paris 1982, p. 492.
- PAPANIKOLAOU, D. — SASSI, F. P. — SKARPELIS, N. 1982: Outlines of the Pre-Alpine Metamorphisms in Greece. *IGCP No 5, Newsletter* 4, 55—62.
- PAPANIKOLAOU, D. — SIDERIS, Ch. 1983a: Contribution to the Paleozoic of the Aegean area. *IGCP No 5, Newsletter* 5, 138—145.
- PAPANIKOLAOU, D. — SIDERIS, Ch., 1983b: Le Paleozoïque de l'autochthone de Chios: Une formation à blocs de type wild flysch d'âge Permien (pro parte). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 297, 603—606.
- PAECKELMANN, W. 1939: Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios. *Z. Deutsch. geol. Ges.*, 91, 341—376.
- PE — PIPER, G. 1982: Geochemistry, tectonic setting and metamorphism of Mid-Triassic volcanic rocks of Greece. *Tectonophysics*, 85, 253—272.
- PIENINGER, F. 1905: Vorläufiger Bericht über die geologischen Verhältnisse auf der Insel Kos und ihrer Nachbargebiete. *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Monatsber* No 9, 352—356.
- RENZ, C. 1908: Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. *Bull. Soc. Géol. France*, 4/8, 519—523.
- RENZ, C. 1933: Beiträge zur Geologie der Kykladeninsel Amorgos. *Eclogae geol. Helvetiae*, 36/2, 131—154.
- RENZ, C. 1955: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. *IGMR*, 637 s., Athen.
- RENZ, C. — MISTARDIS, C. 1938: Geologische Untersuchungen auf der Insel Salamis. *Prakt. Akad. Athinon*, 13, 302—313.
- RENZ, C. — REICHEL, M. 1945: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. *Eclog. geol. Helv.*, 38, 2, 211—313.

- RÖMMERMANN, H. 1968: Die Geologie von Hydra (Griechenland). *Geol. & Paläont.*, 2, 163—171.
- RÖMMERMANN, H. 1981: Hydra isl. sheet. Geological map of Greece, scale 1/50.000. IGMR.
- SENGÖR, A. M. C. — YILMAZ, Y. — KETIN, I. 1980: Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian — Triassic Palaeo-Tethys? *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 91, 599—609.
- SENGÖR, A. M. C. — YILMAZ, Y. — KETIN, I. 1980: Remnants of a pre-late Jurassic ocean in des: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.* 17, 77—112.
- SIDERIS, CH. 1981: A new approach of the „Paleozoic“ in the area of Atalanti (Locrida, Greece). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 30/2, 637—646.
- SKARPELIS, N. 1982: Metallogeny of massive sulfides and petrology of the External Metamorphic belt of the Hellenides (SE Peloponnesus). Thèse 149 p. Athens.
- STILLE, H. 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.

RAGAIE M. TAHER

A comparative petrochemical study of Gabal Nigrub El Fogani and Gabal El Naga ring complexes, South Eastern Desert, Egypt

5 figures

Abstract. Gabal Nigrub El Fogani and Gabal El Naga are two of the fully differentiated ring complexes in Egypt, where oversaturated to undersaturated rock varieties are well developed. Intrusive rocks forming them are generally alkaline miaskitic. Nepheline syenites and alkaline syenites represent an Atlantic ingeous suite of sodic character, whereas granitic rocks represent a suite of calc-alkaline affinity. Evolution of major intrusive varieties is apparent as the inward differentiation of syenitic magma towards the nepheline syenites at the central stock, while outwardly it assimilates country rock gneisses producing alkaline granites of the outer ring.

Intrusive rocks of the Gabal Nigrub El Fogani ring complex are generally characterized by lower calcium, iron and silica contents and higher aluminium and sodium contents. Furthermore, they possess higher differentiation indices and lower anorthite contents in plagioclases attributed to their more advanced magmatic differentiation in comparison with rocks of the Gabal El Naga ring complex.

Introduction

A number of ring complexes are distributed in the Egyptian Eastern Desert. Some of them are fully differentiated complexes including quartz-bearing rocks as well as nepheline-bearing ones; such complexes there are Gabal Abu Khruq, Gabal El Kahfa, Gabal Nigrub El Fogani and Gabal El Naga.

EL RAMLY et al. (1969) suggested two NW trending tectonic chains: one comprises the Gabal Nigrub El Fogani, Gabal El Kahfa and Gabal Abu Khruq ring complexes, while the other comprises the Gabal El Naga, Gabal Tarbtie North and Gabal Tarbtie South ring complexes they are intersected by a NE trending tectonic chain comprising the Gabal El Naga and Gabal Nigrub El Fogani ring complexes. The present work throws light on the petrochemical relationship between the alkaline intrusive rocks forming the tectonically related ring complexes of Gabal Nigrub El Fogani and Gabal El Naga.

GARSON and KRS (1976) attributed the intrusion of the ring complexes to rejuvenation of Precambrian faults in the Late Carboniferous-Permian, and

Ragaie M. Taher, Geology Dept., Fac. of Science, Ain Shams Univ., Cairo, Egypt.

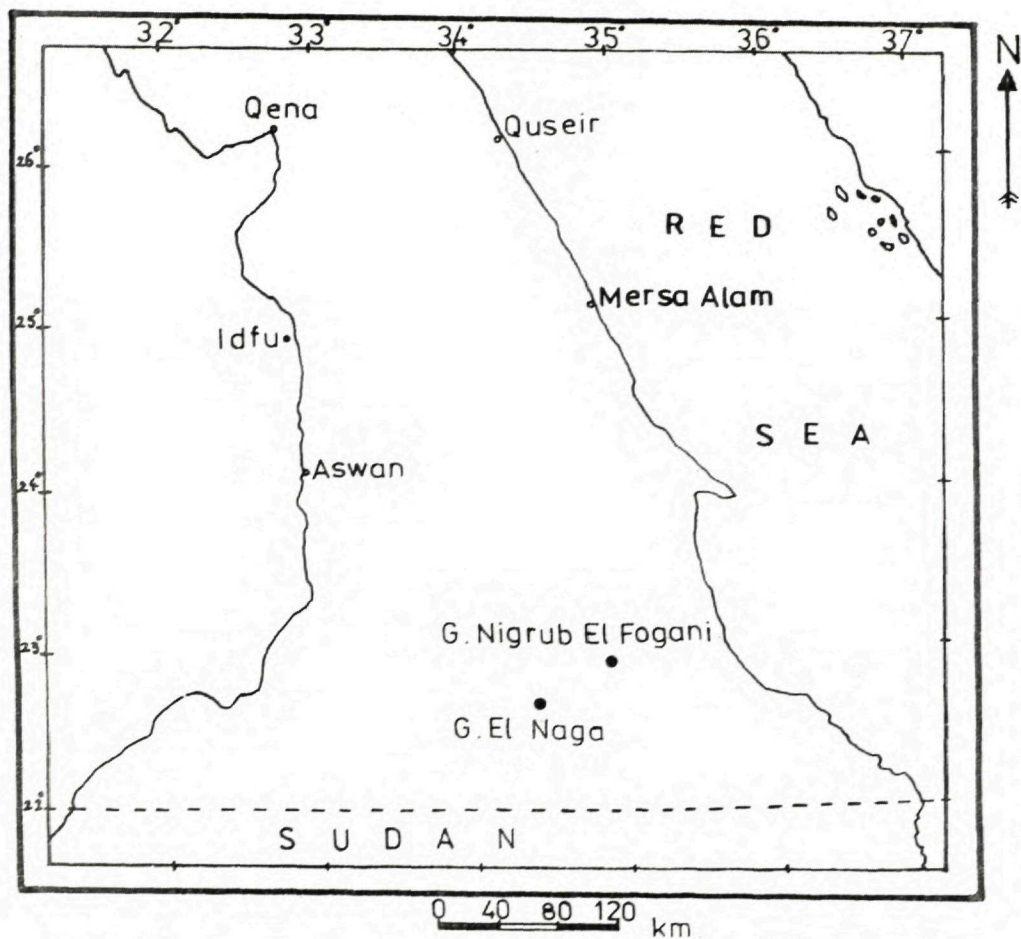


Fig. 1 ● Location map of the investigated ring complexes

again in the Late Cretaceous. SERENCITS *et al.* (1979) concluded that the Mesozoic complexes may be related in pattern and age to the early rifting of the Red Sea; and they predate actual substantial sea floor spreading by 80 m.y. or more. On the basis of simple statistical tests, LUTZ (1979) suggested a period of 52 m.y. separating the alkaline magmatic episodes in Egypt. Recently, EL RAMLY and HUSSEIN (1985) stated that the ring complexes of Nigrub El Fogani (139 m.y.), Mishbeh (142 m.y.), El Naga (145 m.y.), and El Gezira (229 m.y.) lie along a N 60° E lineament, showing an increasing age away from the Red Sea rift.

General geological features

The Gabal Nigrub El Fogani ring complex is situated on the eastern side of Wadi El Gemal, and lies at the intersection of the latitude $22^{\circ} 51' 29''$ N and longitude $34^{\circ} 56' 49''$ E. Its highest peak rises up to 1078 m above sea level. The Gabal El Naga ring complex is located west of the Wadi Foqo, and lies at the intersection of the latitude $22^{\circ} 42' 00''$ N and the longitude $34^{\circ} 28' 25''$ E. Its highest peak rises up to 827 m above sea level. The approximate locations of the complexes under investigation is shown at the Fig. 1.

The two examined ring complexes are generally built up of an outer ring, an inner ring and a central stock. The granite gneisses compose the major part of their country rocks. The outer ring is generally composed of alkaline granites. In Gabal El Naga there are some dykes cutting country rocks producing fenite, while the contacts between alkaline granites and country rocks are not well defined. The inner ring is composed mainly of alkaline syenites. Different nepheline syenite varieties (such as ditroites and foyaites) compose the central stock, which in turn is cut by numerous dykes of different composition.

Petrographic description

The petrographic descriptions of major intrusive varieties of the Gabal Nigrub El Fogani and Gabal El Naga ring complexes are as follows:

1. The alkaline granites: They are generally medium to fine grained showing hypidiomorphic texture. Mineralogically, they range from leucocratic to biotite-rich granites which are essentially composed of quartz and alkali feldspar with some biotite and/or pyroxene. Quartz is usually present as rounded granular crystals with straight extinction. Banded orthoclase perthite is the most abundant mineral ($> 50\%$) which may grade into orthoclase and albite in some of the Nigrub El Fogani granites. Myrmekite intergrowths as well as aegirine-augite can be observed especially in some granites of Gabal El Naga. Some granites show small amounts of biotite with moderate to high chloritization. Opaque minerals and apatite accessories are rarely found, where they are controlled by the presence of the ferromagnesian minerals.

2. The alkaline syenites: They vary from quartz-bearing syenite (nordmarkite) up to nepheline-bearing one (umptikite). Syenitic rocks possess fine, medium and coarse grains showing hypidiomorphic to subtrachytoid texture. They are essentially composed of alkali feldspar, alkali pyroxene and amphibole with or without some quartz and/or biotite. Orthoclase perthite is the major alkali feldspar present which may occasionally grade into orthoclase and albite. Aegirine-augite is commonly associated with arfvedsonite, hastingsite and barvikite amphiboles. Reddish brown biotite is frequently present in the Nigrub El Fogani syenitic rocks, whereas the yellowish brown type is observed in some

Table 1 Chemical analyses of the examined intrusive rocks

Sample number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	56.38	56.90	57.31	59.19	60.67	59.99	61.40	60.40	72.75	70.40	56.85	56.97	57.99	59.00	55.59	59.22	59.78	72.73	73.01
Al ₂ O ₃	21.72	22.28	21.95	20.43	19.86	21.05	20.03	18.72	14.19	15.26	20.76	20.99	19.97	19.76	19.18	16.39	19.00	13.35	13.58
Fe ₂ O ₃	3.04	2.01	2.09	3.07	3.16	1.07	3.14	3.27	0.77	0.60	3.09	2.72	3.14	2.09	3.18	3.83	2.83	2.01	1.74
FeO	0.78	0.66	0.52	1.68	1.12	0.55	1.01	1.15	0.05	0.71	1.06	1.15	1.26	2.03	2.20	1.66	1.89	0.73	0.85
MgO	0.95	0.47	0.70	0.92	0.66	0.47	0.35	0.19	0.67	0.63	0.69	1.09	0.59	0.55	1.48	1.49	0.40	0.27	0.43
CaO	1.72	2.36	2.04	1.51	1.11	1.97	1.71	2.43	2.62	2.85	1.95	2.06	4.21	3.38	4.48	4.19	2.22	1.06	2.02
Na ₂ O	9.45	9.89	10.02	7.33	6.73	8.24	7.14	7.32	4.69	5.01	8.61	8.91	7.52	7.76	7.61	7.26	7.26	4.42	3.80
K ₂ O	4.52	4.57	4.53	4.15	4.02	4.42	3.43	5.53	3.66	3.71	4.36	4.50	3.45	3.60	4.42	4.09	5.20	4.43	3.03
TiO ₂	0.31	0.48	0.52	0.99	0.72	0.57	0.30	0.85	0.18	0.13	0.29	0.59	1.00	0.73	0.74	1.18	0.97	0.91	0.44
MnO	0.09	0.11	0.18	0.12	0.11	0.08	0.09	0.16	0.06	0.04	0.08	0.16	0.16	0.12	0.19	0.12	0.17	0.10	0.07
P ₂ O ₅	0.10	0.22	0.19	0.20	0.15	0.54	0.32	0.15	0.51	0.32	0.05	0.15	0.21	0.14	0.48	0.20	0.13	0.15	0.12
H ₂ O	0.85	0.61	0.91	1.26	1.03	1.78	0.94	0.49	0.63	0.73	1.80	1.57	0.62	0.51	1.00	0.23	0.66	0.60	0.70
Total	99.91	100.56	100.96	100.85	99.34	100.73	99.86	100.66	100.78	100.39	99.59	100.86	100.12	99.67	100.55	99.86	100.51	100.76	99.79
Kuno's index	5.07	2.67	3.92	5.36	4.21	3.19	2.32	1.09	6.81	5.91	3.87	6.93	3.70	3.43	7.83	8.13	2.28	2.28	4.37
Wright's index	3.95	3.84	4.08	3.20	3.10	3.44	2.89	4.10	2.97	2.86	3.66	3.78	2.66	2.93	3.07	3.46	3.84	4.18	2.56
Agpaitic coeff.	0.95	0.95	0.95	0.80	0.79	0.86	0.80	1.00	0.86	0.80	0.95	0.90	0.80	0.89	0.89	1.00	0.95	0.92	0.69

Samples numbers:

(1—10) represent the intrusive rocks of Gabal Nigrub El Fogani.

(11—19) represent the intrusive rocks of Gabal El Naga.

(1, 2, 3, 11, 12) nepheline syenites. (4, 5, 6, 7, 8, 13, 14, 15, 16, 17)

syenitic rocks. (9, 10, 18, 19) granitic rocks.

* Kuno's solidification index = 100 MgO (MgO + FeO + Fe₂O₃ + Na₂O + K₂O) in wt. %

* Wright's alkalinity ratio = (Al₂O₃ + CaO + total alkalis)/(Al₂O₃ + CaO - total alkalis) in wt. %

* Agpaitic coefficient = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃ in mol. ratio

varieties of Gabal El Naga. Opaque minerals, apatite and sphene accessories are usually present as inclusions in the ferromagnesian minerals.

3. The nepheline syenites: They are texturally and mineralogically more variable in the Gabal Nigrub El Fogani than in the Gabal El Naga ring complex. Nepheline-rich syenites (i.e. ditroites and litchfieldites) are well developed in the former complex. They vary from medium to coarse grains showing hypidiomorphic to trachytoid texture. Its mineralogical composition is similar to that of the syenitic rocks in addition to the essential presence of nepheline. Nepheline is commonly euhedral, either fresh or slightly altered to liebenerite or analcite.

Petrochemical Features

New chemical analyses of 19 samples collected from the Gabal Nigrub El Fogani and Gabal El Naga ring complexes have been carried out by applying colourimetric (for TiO_2 , MnO and P_2O_5), flame photometric for Na_2O and K_2O , volumetric (for Al_2O_3 , iron oxides, CaO and MgO), and gravimetric (for SiO_2) methods. These analyses besides some petrochemical parameters are presented in the Table 1.

At the ternary plot of $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Fig. 2) the investigated samples of alkaline rocks are enriched in sodium relative to potassium contents. One

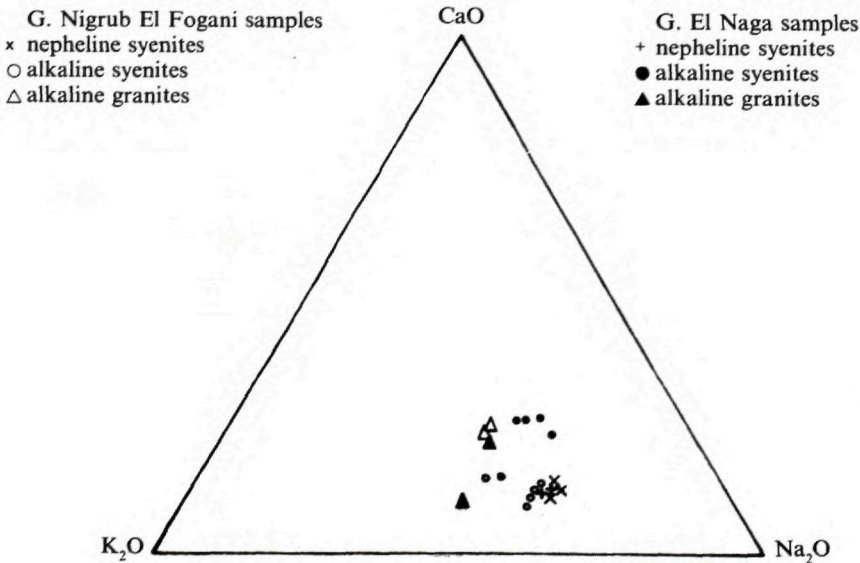


Fig. 2 $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ relation for the examined rocks

may also notice, that the syenitic rocks of Gabal El Naga are more calcic than those of Gabal Nigrub El Fogani.

The relationship between the calculated alkalinity ratios (WRIGHT 1969) versus SiO_2 % is illustrated in the alkalinity variation diagram (Fig. 3). Thereby, it is clear that the examined rocks generally exhibit distinct alkaline character with some tendency of nepheline syenites towards peralkaline affinity. For clarity, the alkaline character increases gradually from granites to syenitic rocks and finally to nepheline syenitic rocks and finally to nepheline syenites. It is noteworthy that the granites which show mildly alkaline to calc-alkaline affinity, as the examined ones, have been explained by WRIGHT (1969) as rocks set in belts of strong crustal flexuring, where they are derived mainly by high-level syntesis of metamorphic basement.

The calculated agpaitic coefficient values in the Table 1, indicate that the studied alkaline intrusive rocks show generally mol.ratios of $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ less than unity; thus they can be classed with miaskitic alkaline rocks. Some of the syenitic rocks show an intermediate alkaline character between miaskitic and agpaitic types.

The relationship between the sum of alkalis $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ % and SiO_2 % (after RITTMANN 1957) is shown in the Fig. (4); the Rittmann's suite index σ equal to $\text{Alk}^2/(\text{SiO}_2 - 43)$. In order to distinguish Pacific (calc-alkaline), Atlantic (sodic) and Mediterranean (potassic) igneous suites also the ratio of $\text{K}_2\text{O} : -\text{Na}_2\text{O}$ must be taken in account. It is evident at that diagram that the examined

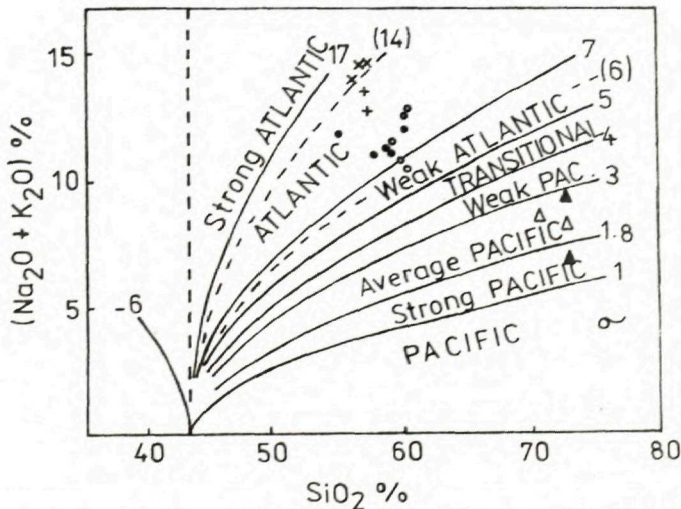


Fig. 3 Plots of the examined rocks on the alkalinity variation diagram of Wright (1969)

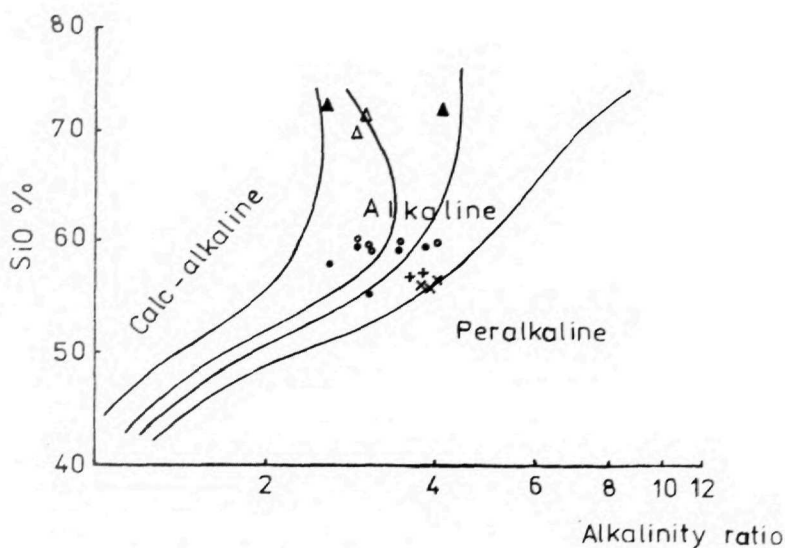


Fig. 4 The Rittmann's suite indices of the examined rocks

nepheline syenites and syenitic rocks belong to the Atlantic igneous suite of sodic character. It is worthy to remark that the sodic affinity decreases from nepheline syenites to alkaline syenites and finally to alkaline granites which show calc — alkaline affinity comparable with average Pacific igneous suite.

The calculated CIPW norm values of the examined alkaline intrusive varieties are presented in the Table 2 including the differentiation index according to THORNTON and TUTTLE (1960) as well as the anorthite content in normative plagioclase on the basis of IRVINE and BARAGAR (1971). The differentiation indices as well as the ternary diagram of Fig. 2 reveal a general trend of magmatic differentiation from alkaline syenites to nepheline syenites. It is also evidenced that the alkaline rocks of Gabal Nigrub El Fogani show higher differentiation indices accompanied with lower anorthite contents in plagioclases rather than those of Gabal El Naga. The appearance of normative corundum in the Nigrub El Fogani syenitic rocks indicates an enrichment in aluminium, while the presence of normative wollastonite in those of Gabal El Naga reveal an excess of calcium. Furthermore, most of the alkaline rocks of the former complex are more deficient in iron and silica.

The variations of Niggli values of the studied intrusive rocks are indicated in Table 3. According to BURRI (1964), the plots of the examined rocks in the alk-al diagram (Fig. 5) are restricted to the interval between $alk = 2/3 al$ lines; thus they represent a group of relatively alkali-rich rocks.

Table 2 CIPW norm values of the examined alkaline intrusive rocks

Sample number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Qz	—	—	—	—	2.8	—	3.4	—	25.0	19.6	—	—	—	—	—	—	—	26.0	32.8
Or	25.5	25.5	25.0	24.0	24.0	25.5	20.0	32.0	21.5	22.0	25.5	25.5	20.0	21.0	25.5	23.5	30.0	26.5	18.5
Ab	38.7	37.0	38.2	58.1	60.0	54.0	63.0	49.5	42.0	45.0	44.5	41.0	51.7	53.2	36.5	53.0	50.2	40.0	35.0
An	3.5	2.8	1.5	6.0	4.5	6.0	6.0	1.5	6.8	8.0	4.8	3.8	10.3	8.3	4.8	—	4.0	3.5	9.0
Ne	25.4	28.2	28.1	3.9	—	10.5	—	8.7	—	—	18.6	21.6	8.6	8.9	18.0	6.6	8.0	—	—
C	—	—	—	1.7	2.9	0.4	2.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.8
Di	2.8	2.4	3.6	—	—	—	—	1.2	—	—	2.8	4.0	3.2	4.8	9.6	8.0	2.0	—	—
Wo	—	1.4	0.8	—	—	—	—	3.0	1.0	1.4	—	—	1.8	0.4	0.4	3.6	1.4	0.4	—
En	—	—	—	—	1.8	—	1.0	—	1.8	1.8	—	—	—	—	—	—	—	0.8	1.2
Fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ol	0.9	—	—	1.8	—	0.9	—	—	—	—	0.3	0.6	—	—	—	—	—	—	—
Ap	0.3	0.5	0.5	0.5	0.3	1.1	0.8	0.3	1.1	0.8	0.3	0.3	0.5	0.3	1.1	0.5	0.3	0.3	0.3
Il	0.4	0.6	0.8	1.2	1.0	0.8	0.4	1.2	0.2	0.2	0.4	0.8	1.4	1.0	1.0	1.6	1.4	1.0	0.6
Mt	1.5	0.9	0.3	2.1	1.5	0.3	2.1	1.2	0.3	0.6	2.1	1.8	1.2	2.1	3.1	1.8	2.4	0.3	1.5
Hm	1.0	0.7	1.2	0.7	1.2	0.5	0.7	1.4	0.3	—	0.7	0.6	1.3	—	—	1.4	0.3	1.2	0.3
D.I.	89.6	90.7	91.3	86.0	86.8	90.0	86.4	90.2	88.5	86.7	88.6	88.1	80.3	83.3	80.4	83.1	88.2	92.5	86.3
An %	6.1	4.9	2.7	9.0	7.0	9.0	8.7	2.7	13.9	15.1	7.9	6.6	15.3	12.4	9.2	—	6.8	8.0	20.5

Note: D.I. = Qz + Ab + Or + Ne + Kp + Lc

An % = 100 An/(An + Ab) where Ab' = Ab + 3/5 Ne

Table 3 Niggli values of the examined alkaline rock varieties

Sample number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
si	182	183	185	208	229	219	231	216	368	329	192	185	192	202	169	195	211	388	395
al	41	42	42	42	44	45	44	39	42	42	41	40	39	40	34	32	39	42	43
fm	14	10	10	18	17	8	15	14	9	10	14	15	15	14	20	22	16	14	15
c	6	8	7	6	5	8	7	9	14	14	7	7	15	12	15	14	9	6	12
alk	39	40	41	34	34	39	34	38	35	34	38	37	31	34	31	32	36	38	30
k	0.32	0.23	0.23	0.27	0.28	0.26	0.24	0.33	0.34	0.33	0.25	0.25	0.23	0.23	0.28	0.27	0.32	0.40	0.34
mg	0.24	0.25	0.33	0.27	0.23	0.34	0.14	0.08	0.59	0.46	0.24	0.34	0.20	0.20	0.33	0.34	0.14	0.16	0.24
qz	-74	-77	-79	-28	-7	-37	-5	-36	+128	+93	-60	-63	-32	-34	-55	-33	-33	+136	+175

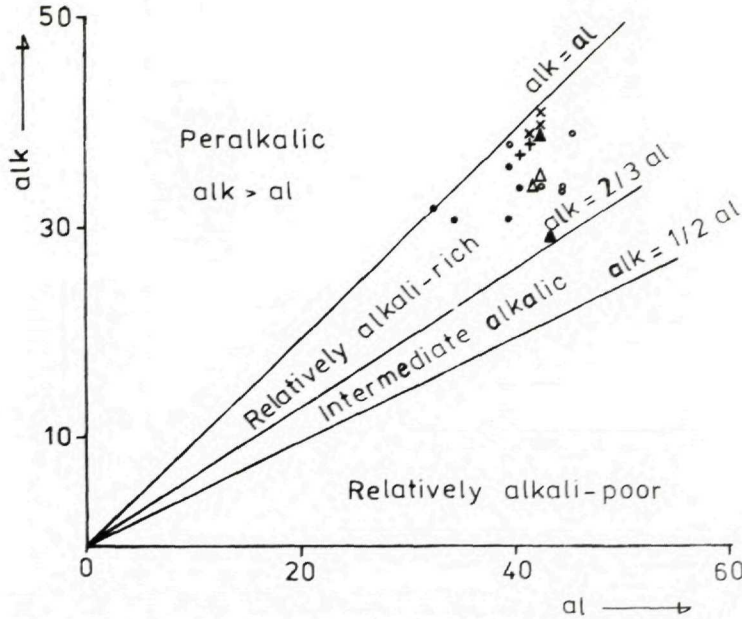


Fig. 5 The alk-al diagram of Niggli values for the examined rocks

Summary and conclusion

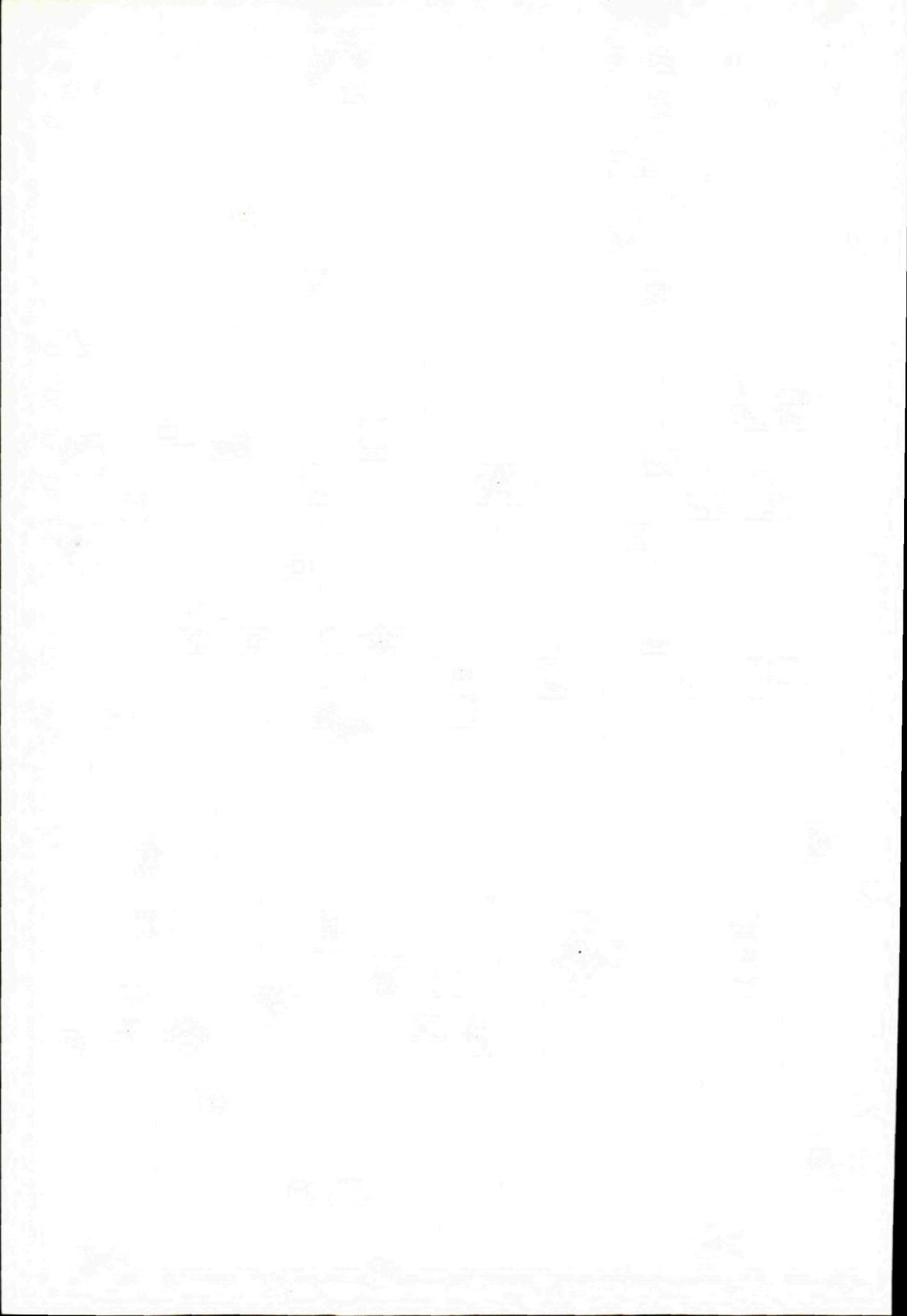
Intrusive rocks forming the Gabal Nigrub El Fogani and Gabal El Naga ring complexes reveal more or less similar petrochemical characters. Petrochemically they are characterized by relatively alkali-rich rocks of a miaskitic nature, where nepheline syenites and syenitic rocks represent the Atlantic igneous suite of sodic character, while granitic rocks represent the igneous suite of calc-alkaline affinity. The alkaline nature increases from granites to syenitic rocks and nepheline syenites. It is generally assumed that syenitic magma which formed the bulk of the inner ring, was inwardly differentiated into nepheline syenites at the central stock, and outwardly assimilated country rock gneisses to form alkaline granites of the outer ring.

Petrochemically, alkaline intrusive rocks forming the Gabal Nigrub El Fogani ring complex differ from those of Gabal El Naga by their depletion in calcium, iron, and silica contents accompanied with enrichment in aluminium and sodium. Furthermore, they show higher differentiation indices and lower anorthite contents in normative plagioclases. These features correspond to higher abundance of nepheline syenite differentiates in the Gabal Nigrub El Fogani ring complex.

Acknowledgement. The author is deeply appreciated to Mr. M. F. El Ramly, the last chairman of the Egyptian geological survey; for the facilities of field visit and valuable discussions.

References

- BAILEY, D. K. and MACDONALD, R. 1970: Petrochemical variations among mildly peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 28, 240—251.
- BURRI, C. 1964: Petrochemical calculations, Basel (Bir Khäuser). -Verlag, 304.
- EL RAMLY, M. F. — BUDANOV, V. I. — ARMANIOUS, L. K. and DERENIUK, N. E. 1969: The three ring complexes of Gabal El Kahfa, Gabal Nigrub El Fogani and Gabal El Naga. -*Geol. Surv. Egypt*, paper 52, 39.
- EL RAMLY, M. F. and HUSSEIN, A. A. A. 1985: The ring complexes of the Eastern Desert of Egypt. -*J. Afr. Earth Sci.*, 3 (1—2), Cairo, 77—82.
- GARSON, M. S. and KRS, M. 1976: Geophysical and geological evidence of the relationship of Red Sea transverse tectonics to ancient features. -*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 87, New York, 169—181.
- IRVINE, T. N. and BARAGAR, W. R. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. -*Canad. J. Earth Sci.*, 8, Ottawa, 523—548.
- KUNO, H. 1959: Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. -*Bull. Volcanologique*, 20, Napoli 37.
- LUTZ, T. M. 1979: Strontium and oxygen isotope relations and geochemistry of Abu Khruq complex, Egypt. Implications for the petrogenesis of the alkaline rocks of the Eastern Desert, Egypt. -Ph. D. Thesis, Univ., Philadelphia, U.S.A.
- RITTMANN, A. 1957: On the serial character of igneous rocks. -*Egypt. Geol.*, 6, 1, Cairo, 23—48.
- SERENCITS, C. M. — FAUL, H. — FOLAND, K. A. — HUSSEIN, A. A. A. and LUTZ, T. M. 1981: Alkaline ring complexes in Egypt: their ages and relationship in time. -*J. geophys. Res.*, 86, Washington, 3009—3013.
- THORNTON, C. P. and TUTTLE, O. F. 1960: Chemistry of igneous rocks: I. Differentiation index. — *Amer. J. Sci.* 258, New Haven, 664—684.
- WRIGHT, J. B. 1969: A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite gneiss. -*Geol. Mag.*, V, 106, Cambridge, 370—384.



JÁN SENEŠ

Stratigrafická korelácia neogénu Tetýdy a Paratetýdy

(„Stratigraphic correlation Tethys — Paratethys Neogene“
IGCP Project No. 25)

Ako navrhovateľ a organizátor projektu (Medzinárodného programu geologickej korelácie IGCP za spolupráce s UNESCO) pokladám za svoju povinnosť aspoň veľmi stručne zverejňovať docielené výsledky z rokov 1973 až 1983 aj u nás, o to viac, že mnohé problémy riešili československé geologické ustanovizne, v neposlednom rade práve pracovníci Geologického ústavu D. Štúra.

V roku 1969 autorom tohto príspevku podaný projekt pod názvom „Stratigraphic correlation Central-Eastern Paratethys Neogene“ bol zasadnutím IGCP ihneď schválený. V roku 1973 bol autor ako vedúci projektu požiadaný o závažné rozšírenie úlohy na „Stratigraphic correlation Tethys — Paratethys Neogene“. Autor akceptoval túto požiadavku a organizoval a usmerňoval výskumy stratigrafickej korelácie v rozsiahlej oblasti medzi Atlantikom a Indopacifikom (celá západná a stredná Európa od Portugalska po Turecko a európske oblasti ZSSR; celá severná Afrika od Maroka po Egypt; neogénne sedimenty samotného Stredozemného mora — DSDP; celý Blízky východ, západoázijské oblasti ZSSR vrátane Stredného východu až po Indiu). Na projekte sa zúčastnilo v konečnej fáze výskumov 35 štátov a okrem menovaných národných zástupcov temer 400 vedeckých pracovníkov. Výsledkom bolo znovuspracovanie a vzájomná stratigrafická korelácia 540 neogénnych oblastí v tomto niekoľko tisíc km širokom areále.

Projekt bol koncom roku 1983 ukončený. Cieľ projektu, to znamená revízia a inventúra znalostí slúžiacich na stratigrafickú koreláciu, bol dosiahnutý. Podrobne boli publikované v angličtine (1500 strán) v dvoch zväzkoch vo Viedni v roku 1985. Sekretariát projektu (nielen administratívne, ale aj vedením a usmerňovaním) bol v Geologickom ústave SAV v Bratislave. Národní zástupcovia projektu mali každoročne aspoň raz pracovné porady na rôznych miestach medzi Atlantikom a Indopacifikom. (Niekoľko ráz aj v Smoleniciach).

Cieľavedomý pracovný postup bol zameraný na tri odlišné stratigrafické úlohy:

1. Na ustanovenie a definovanie korelácieschopných regionálnych stupňov

(jednotky chronostratigrafické) zo západocentrálnej Paratetýdy, z východnej Paratetýdy a z oblasti mediteránneho reliktu Tetýdy. Uskutočňovalo sa to za spolupráce Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS), predsedom ktorého v rokoch 1971—1979 bol autor tohto príspevku, čím bola umožnená usmernená a úspešná spolupráca obidvoch týchto organizácií Medzinárodnej Únie Geologických Vied (IUGS).

2. Na osobitné riešenie najpálčivejších korelačných problémov neogénnej stratigrafie pomocou 12 čiastkových úloh projektu (tzv. „first order topics“).

3. Na vyhotovenie moderných stratigrafických tabulí zo všetkých neogénnych oblastí medzi Atlantikom a Indopacifikom. So všetkými potrebnými atribútmi, ktoré môžu byť v budúcnosti potrebné nielen na ďalšie korelácie, ale hlavne na paleogeografické, palinspastické a geodynamické interpretácie. Tieto tabelárne stratigrafické podklady obsahujú nielen vzájomnú koreláciu stratigrafickej škály z uvedených troch oblastí (nomenklatorické a vekové rozdiely v rámci regionálnych stupňov) a ich koreláciu so zónami foraminiferovými, nanoplanktónovými a cicavcovými, ale aj litologický vývoj, hrúbku formácií, biostratigrafické, rádiometrické a paleomagnetické údaje, ďalej fázy horotvorné, diskordancie, skryté hiáty usadenín a nakoniec aj obdobia subsidencie a vyzdvihnutia v jednotlivých priestoroch.

Zúčastnení autori projektu zväčša dodržiavali tento stanovený postup a obsah programu. Pravda, každá vyriešená otázka prináša vo vede nové a ďalšie problémy. Projekt je oficiálne ukončený, no dennodenne prichádzajú na adresu už neexistujúceho sekretariátu projektu nové impulzy, dodatočné korelácie atď. Úzko sme spolupracovali s niektorými inými IGCP/UNESCO korelačnými projektmi. Hlavne s indopacifickou oblasťou, kde projekt „Pacific Neogene Datum Planes“ je už tiež ukončený. Autor tohto príspevku podal na IGCP koncept nového projektu na stratigrafickú koreláciu „Celosvetového neogénu“. Československo, pravda, by sotva unieslo administratívnu a organizačnú záťaž takéhoto projektu. T. č. sa neodvážia do toho pustiť ani ZSSR a USA. Ukazuje sa však možnosť postupného riešenia takéhoto projektu, a to v ponuke japonskej strany zúčastniť sa nového projektu na riešení stratigrafickej korelácie cirkummediteránnej a indopacifickej oblasti.

Docielené výsledky projektu najlepšie znázorňuje priložená tabuľka, z ktorej vidíme pred rokmi ešte nepredstaviteľné zmeny v stratigrafickej korelácii neogénu. Obdobie, ktoré sme nazývali u nás predtým „tortón“ (stratotyp Tortoniano je v Taliansku), zodpovedá vekove panónu, a tiež spodnému a strednému pontu. Sarmat centrálnej Paratetýdy je zhruba vekovým ekvivalentom vrchného seravalu. Báden je ekvivalentom langu a spodného seravalu. Celý časový rozsah egenburgu, otnangu a karpátu zodpovedá tetýdnemu burdigalu (parastratotypu v mediterránejskej oblasti) a len vrchná časť egeru (báza 23,2 M.Y.) zodpovedá báze akvitánu. Mesin s hornou hranicou 5,4 M.Y. je vekovým ekvivalentom len vrchného alebo najvyššieho pontu a zasahuje vekove možno aj do dáckeého stupňa (preto nevylučujeme, že medzinárodne v morskom prostredí stanovená hranica miocén/pliocén je vekove o niečo mladšia než spodná hranica centrálno-paratetýdneho dáckeého alebo východnoparatetýdneho kimerského stupňa).

Niektoré závažnejšie výsledky rozsiahlej medzinárodnej spolupráce na tomto IGCP projekte:

— Docielená úplne nová koncepcia stratigrafickej korelácie medzi Paratetýdou a Tetýdou (cirkummediteránna oblasť) nielen na základe revízie planktónnych a bentózných mikroorganizmov a mäkkýšov, ale aj rádiometricky a paleomagneticky.

— Spodná hranica stredného miocénu a FAD druhu *Praeorbulina glomerosa* poskytuje presnú koreláciu bázy langu v mediteránnom relikte Tetýdy s bázou bádenu v centrálnej Paratetýde.

— Chronostratigrafická korelácia evaporitov centrálnej Paratetýdy ukázala (okrem niektorých spodnomiocénnych menších výskytov), že sú viazané na terminálnu časť stredného bádenu (vrchného vieličkanu). Veľké ložiská v karpatskej čelnej hlbine v Poľsku, v ZSSR, v Rumunsku a v Bulharsku, v intrakarpatskej oblasti na východnom Slovensku, v Zakarpatskej Ukrajine a v Transylvánii sú rovnakého veku. Tým bola jedna staršia teória — ich korelácia s omnoho mladším (až o 8 M.Y.) „Salinity Crisis“ v mesine úplne vyvrátená.

— Biostratigrafickými metódami bolo dokázané, že tzv. stratotyp helvét v západnej Paratetýde zodpovedá časove vrchnému egenburgu centrálnej Paratetýdy. Tzv. stratotyp helvét sa už v ostatných rokoch nepoužíva, lebo západná Paratetýda prevzala nomenklatúru stupňov centrálnej Paratetýdy (samozrejme v chronostratigrafickom zmysle). Helvét zodpovedá teda v rámci časovej korelácie strednému burdigalu tetýdnej oblasti.

— Časové ekvivalenty vrstiev, ktoré sme v centrálnej Paratetýde nazývali predtým ako burdigalské, zodpovedajú len spodnému burdigalu tetýdnej oblasti.

— Na základe veľmi podrobných biostratigrafických analýz zodpovedá spodný eger centrálnej a západnej Paratetýdy neochatu severskej bioprovincie (najvyšší oligocén). Vrchná časť egeru je nesporne korelovateľná s krátkym časovým úsekom akvitánu (platný parastratotyp z oblasti rhônskej panvy). Hranicu paleogén/neogén v západnej a centrálnej Paratetýde bude teda nutné v budúcnosti spresňovať v rámci regionálneho stupňa egeru, resp. sa snažiť aplikovať kritériá veľmi podrobných stratigrafických výskumov hlavne z typových sekcií tetýdnej oblasti v Taliansku, spracovanými súčasne „W. G. of P/N Boundary“ (organizácia IUGS).

— Úplne sa vyjasnilo, že sarmat s. str. (Suess) zodpovedá vekove len spodnej časti sarmatu s. lato (Barbot de Marny) východnej Paratetýdy. Zodpovedá len podstupňom volhyn a spodný besarab. V korelácii so stupňami tetýdnej oblasti zodpovedá sarmat s. str. vrchnému serravalu a najnižšiemu tortónu.

— Panón s. restricto (v zmysle Stevanovića) alebo malves v dáckej panve (teda prechodnej oblasti medzi centrálnou a východnou Paratetýdou) je korelovateľný so stupňami vrchný besaráb, chersón a meot vo východnej Paratetýde. V tetýdnej oblasti je tento časový úsek vo vývoji neogénu korelovateľný so spodným a stredným tortónom. Panón (asi zóny B alebo C) je charakterizovaný okrem iného aj prvým výskytom rodu *Hipparion* v Eurázii. Pri interregionálnej korelácii vidíme ich časove ekvivalentný výskyt tiež vo vrchnom besarábe vo východnej Paratetýde a v tortóne mediteránneho reliktu Tetýdy.

— Napriek faciálne rôznorodým vývojom pontu medzi východnou a centrálnou Paratetýdou podarilo sa cez územie dáckej panvy presnejšie korelovať usadeniny tohto obdobia. Ostávali prirodzene ešte problémy súvisiace s časovým rozsahom tohto stupňa, lebo viaceré paleomagnetické údaje z východnej Paratetýdy nesúhlasia svojimi hodnotami s údajmi biostratigrafickej korelácie. Jedno môže ale tvrdiť s určitosťou, že v relácii k svetovej chronostratigrafickej škále prináleží pont ešte k vrchnému miocénu, a nie pliocénu.

— Je veľmi pravdepodobné, že bazálne vrstvy stupňa kaukaz sú staršie ako akvitán. Určite zasahujú do neochatu, aj keď nemôžeme vylúčiť, že časová hranica kaukazu je na svojej báze o niečo mladšia než báza egeru.

— Tarchan východnej Paratetýdy, na báze so *Sphenolithus heteromorphus* nemôže zodpovedať karpátu. Táto zóna (NN 5) sa začína podľa nových výskumov zhruba len na báze bádenu. Iba ojedinelé výskyty *Sph. heteromorphus* (?) boli nájdené v cirkummediteránnej oblasti v najvyššom karpate. Domnievame sa, že tarchan zodpovedá celým svojim rozsahom spodnému bádenu, resp. langu.

— Jedným z najdôležitejších riešených problémov bola korelácia paratetýdnej oblasti s morskou hranicou miocén/pliocén. (Hranica messin/zankleán). Na základe nových nálezov nanoflóry, mäkkýšov a vertebrát, taktiež rádiometrických a paleomagnetických údajov sa ukázalo, že v morskom prostredí stanovená hranica miocén/pliocén prebieha zhruba vrchnou hranicou pontu, prípadne v období bazálneho dáku, resp. kimeru.

— Dák centrálnej Paratetýdy a dáckej panvy je bezpečne korelovateľný s kimerom východnej Paratetýdy (prípadne len terminálna časť tohto posledného zodpovedá vekove romanu). Roman (prípadne s výnimkou svojej najspodnejšej časti) zodpovedá aktchagylu.

— Bola vyriešená podrobná stratigrafia miocénu molasovej zóny alpskej čelnej hlbiny vo Francúzsku, Švajčiarsku, Bavorsku a v Rakúsku až po východné okraje Českého masívu, teda karpatskej čelnej hlbiny; taktiež korelácia alpskej molasovej zóny s rhônskou oblasťou, ktorá predstavuje už severný morský výbežok mediteránnej Tetýdy.

— V rámci osobitnej čiastkovej úlohy bola do značnej miery spresnená stratigrafia vrchného oligocénu a spodného miocénu v Španielsku, vo Francúzsku, v Taliansku (hlavne na Sicílii) a v severných Apeninách, ďalej v Grécku, na Cypre, v Egypte a v Izraeli. (Výskumy sa netýkali oficiálneho stanovenia hranice O/M, ktorá prináleží do kompetencie osobitnej pracovnej skupiny IUGS).

— Pomocou spracovania DSDP vrtov v Stredozemnom mori a klasických profilov v Alžírsku a v Maroku bola spresnená stratigrafia stredného až vrchného miocénu a pliocénu. Pritom sa ukázala aj skutočnosť, že stupeň andalúz neposkytuje svojimi sekciami vhodné parastratotypy mesinu.

— Vo východnej oblasti Stredozemného mora (egejské ostrovy, Turecko-Anatólia) bola veľmi úspešne vykonaná stratigrafická korelácia miocénu až pleistocénu medzi kontinentálnym a morským vývojom pomocou cicavcových zón, peľových spektier a morských mikrofosílií.

— Ukázalo sa, že MN zóny (Mammal Neogene) sú aplikovateľné v celej tetýdnej a paratetýdnej oblasti a často sú dobrým indikátorom nielen vekovým

Radiometrické věky v mil. r.	Paleomagnetické epochy	BIOSTRAT. ZÓNY			CHRONOSTRATIGRAFIA - STUPNE				
		Plankt. foram. (Blow)	Váp. nanopl. (Martini)	Európske ľadovcové zóny (Mein)	Epochy	Mediterránná Tetýda	Centrálna Paratetýda	Východná Paratetýda	Európske, tzv. cicavcové stupne (Alderdi- Aguire)
2	2 MATU- YAMA	N 22 N 21	NN19 NN18	MNQ 19	1,8	P L E I O S T O C Ě N	VILLÁN (VILLA - FRANCH)		
3	3 GAUSS	N 20	NN16	MN17 MN16					
4	4 GIL- BERT	N 19	NN15	MN15	3,4	P L I O C Ě N	RUSCIN		
5	5	N 18	NN12	MN14					
6	6	N 17		MN13	5,4	P L I O C Ě N	RUSCIN		
7	7		NN11	MN12					
8	8			MN11	Vrch n ý	TORTÓN	MEOT	TUROL	
9	9	N 16		MN10					
10	10		NN10	MN9	N	P A N Ó N	HERSON BESARAB	VALĚS	C A T A L Ó N
11	11	N 15		MN8					
12	12	N 14	NN9	MN7	-11,8	S E R A V A L	VOLHYN	S A R M A T s.l.	A S T A R A C Ě N
13	14	N 13 N 12	NN8 NN7	MN6					
14	15	N 11		MN6	Stredn ý	BÁDEN	KONK KARAGAN ČOKRAK	A S T A R A C Ě N	
15	16	N 10 N 9	NN5	MN5					
16	16	N 8		MN5	-16,8	L A N G	TARCHAN		
17	17	N 7	NN4	MN4					
18	18			MN4	M	B U R D I G A L	KOTZACHUR	O R L Ě Á N	A R A G O N
19	19	N 6	NN3	MN3					
20	20			MN3	Spodn ý	E G E N B U R G	S A K A R A U L		
21	21	N 5	NN2	MN3					
22	22			MN2	23,2	A K V I T Á N			
23	23	N 4	NN1	MN2					
24	24		NP25	MN1	V R C H N Ý O L I G O C Ě N	C H A T	E G E R	K A U K A Z	A G E N
25	25	P 22		MN1					

a korelačným, ale aj paleogeografickým, v súvislosti so spojením alebo oddelením sa eurázijského a afrického kontinentu na rôznych miestach a obdobiach neogénu.

V tomto informatívnom článku stručne načrtnuté ciele, organizovanie a výsledky IGCP projektu č. 25 zďaleka nevystihujú efekt, získaný revíziou a novými výskumami neogénu tetýdnej a paratetýdnej oblasti. Boli ale vyriešené zásadné chronostratigrafické problémy, potrebné na koreláciu tejto interkontinentálnej oblasti. Naše predstavy a znalosti o stratigrafii a o korelácii spred desiatich rokov sú po ukončení tohto projektu postavené „úplne na hlavu“. Zrevidovaná chronostratigrafia a možnosti korelácie dávajú vo všetkých smeroch stratigrafickej disciplíny v čase a priestore úplne nové základy pre geodynamické a paleogeografické interpretácie medzi Atlantikom a Indopacifikom.

O riešení čiastkových problémov projektu vyšlo v období medzi rokmi 1973 a 1983 takmer tisíc publikácií (články, monografie, knižné vydania). Ich zoznam je zverejnený v dvoch osobitných knihách IGCP-UNESCO (tzv. IGCP Catalogue I. — 1980; II. — 1984, Paris). Preto k tomuto príspevku nepripájam zoznam literatúry.

Na tomto mieste ďakujem všetkým národným zástupcom zúčastnených krajín projektu, geológom a paleontológom pracujúcim na tomto projekte v Československu a v ostatných krajinách za ich nadšenie a aktívnu spoluprácu.

Recenzia

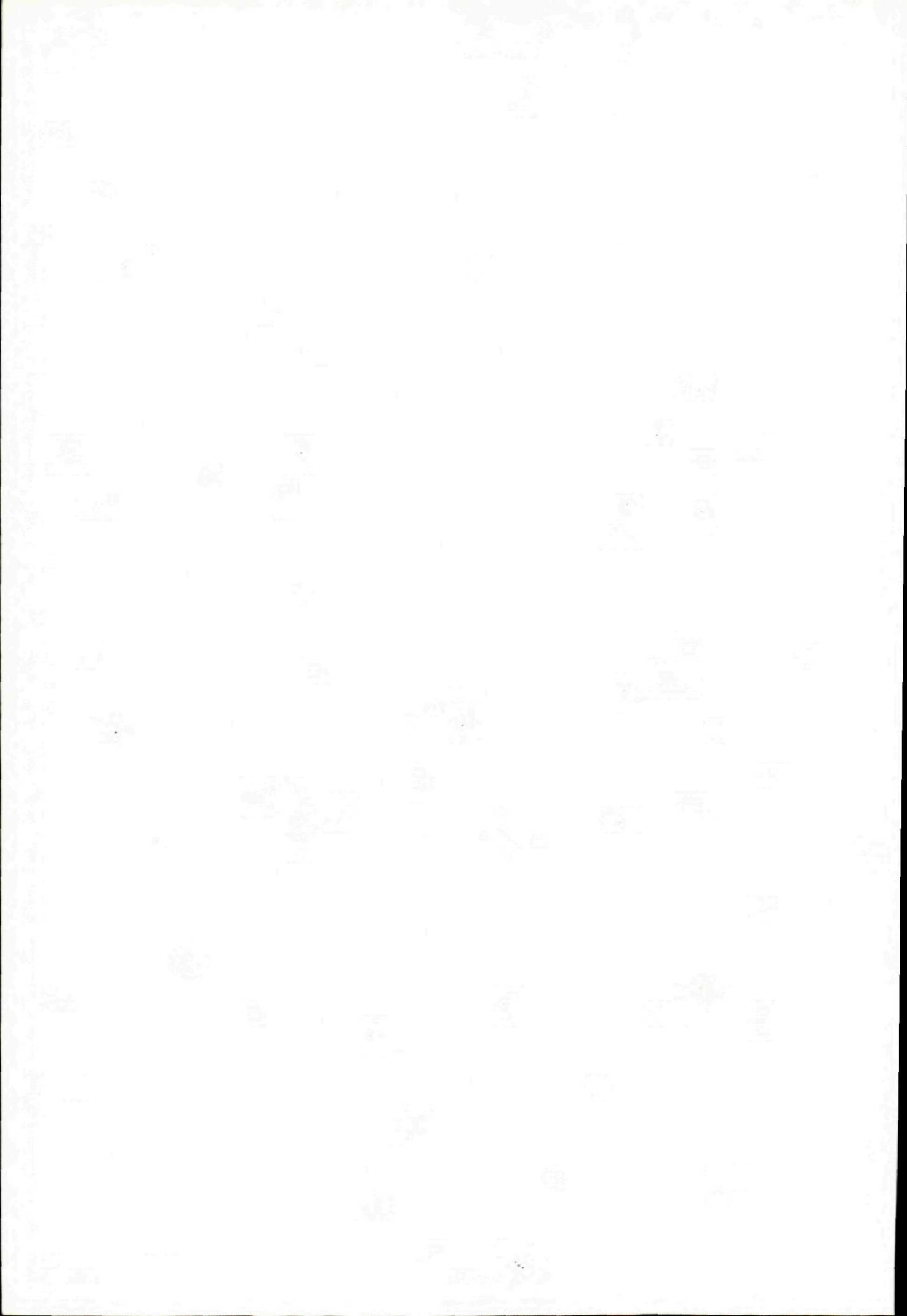
D. Jánossy: *Pleistocene Vertebrate Faunas of Hungary*
Akadémiai Kiadó, Budapest, 1986, 208 s.

Známy odborník na mikromamálie a avifaunu pleistocénu predkladá paleontologickej a geologickej verejnosti svoje dielo o pleistocénnej faune Maďarska.

Kniha je prehľadne členená na sedem kapitol vrátane úvodu a záveru. Má 208 strán a je primerane doplnená tabuľkami, schémami, nákresmi lokalít so širším okolím, fotografiami a grafmi. Po úvode, v ktorom sa okrem iného spomínajú najdôležitejšie osobnosti, ktoré sa zaslúžili o rozvoj paleontológie stavovcov v Maďarsku, nasleduje kapitola o charaktere pleistocénnych uloženín v MER. Autor ich člení na štyri skupiny. Prvé sú fluviálne sedimenty, obsahujúce prevažne zvyšky mladopleistocénnych vertebrát. Tieto sedimenty majú dosť veľké hrúbky, ako zistili vrty. Ďalej sú sedimenty uložené vetrom, sladkovodné vápence a napokon krasové formy, ako sú jaskyne, výplne krasových puklín, káps a závrto. V ďalších kapitolách je podaný prehľad lokalít s faunou, ktorá bola v nich nájdená. Fauna a lokality sú usporiadané chronologicky od najstaršej po najmladšiu. Autor začína hranicou medzi pliocénom a pleistocénom a končí vrchným pleistocénom s prechodom do holocénu. Pleistocén je rozdelený na tri nerovnako dlhé obdobia. Hranica pliocén-pleistocén, s podstupňom Csarnóta, spodný pleistocén sensu stricto s podstupňami Beremend a vrchný Villány, posledná fáza spodného pleistocénu s podstupňami Betfian a Biharian. Nasledujú iniciálne fázy stredného pleistocénu s podstuňami Tarköian, Vértesszölösian a Upponyian, vrchná fáza stredného pleistocénu s podstupňami Castellumian a Solymárian. Počiatkové fázy vrchného pleistocénu s podstuňami Sütöian a Varbóian. Ďalej sú fauny „spodného Würmu“ s podstupňami Subalyukian a Tokodian, fauna „stredného Würmu“ s podstupňom Istállósökian a napokon fauny „vrchného Würmu“ s podstupňami Pilisszántoian a Palánkian. Spodný pleistocén pritom zodpovedá vilafranku až Günz-Mindelu, stredný Mindelu až Rissu a vrchný Riss-Würmu až Würmu. V kapitole o prehľade fauny je uvedená závislosť spoločenstiev stavovcov na meniacich sa klimatických podmienkach a chronologický prehľad pleistocénu Maďarska na základe fauny stavovcov. Za touto kapitolou nasleduje záver, zoznam použitej literatúry, abecedný zoznam lokalít a abecedný zoznam jednotlivých druhov stavovcov. Lokalít je spolu 110 a taxóny predstavujú okolo 270 rodov s viac ako 500 druhmi, resp. poddruhmi.

Kniha D. Jánossyho je veľkým a komplexným prínosom pre všetkých záujemcov o kvartér, teda nielen pre paleontológov a geológov, ale aj pre archeológov. Ide o prácu svojho druhu priekopnícku, pretože sú v nej zhrnuté výsledky dlhoročných výskumov maďarských paleontológov a je v nej zachytený celkový obraz o pleistocénnej faune stavovcov v MER. Dosiahnuté výsledky však prekračujú rámec tejto krajiny.

Peter Holec



Recenzia

Michal Maheľ: *Geologická stavba československých Karpát; Palealpínske jednotky 1*

Vydavateľstvo VEDA, SAV Bratislava, 1986, 503 strán

Monografia M. Maheľa o geologickej stavbe československých Karpát reprezentuje najväčšie zovšeobecnenie poznatkov získaných za posledných dvadsať rokov. Nadväzuje na staršiu prácu „Regionální geologie ČSSR — Západní Karpaty 1“ (M. MAHEĽ et al.), ktorá bola predložená geologickej verejnosti r. 1967.

Ak porovnáme stav preskúmanosti v oboch dielach, musíme konštatovať, že sa autor v predložennom diele oveľa podrobnejšie zaoberá jednotlivými regiónmi. Veľkú pozornosť venuje charakteristike základných západokarpatských tektonických jednotiek a zavádza novú terminológiu veľmi potrebnú pri zostavovaní novej syntézy Západných Karpát. Za prvoradú úlohu považuje kategorizáciu štruktúrnych elementov na suprapásma, základné pásma, kmeňové tektonické a čiastkové tektonické jednotky, čím dáva kľúč k podrobnej analýze tak zložitého pohoria ako sú Západné Karpaty. Zatiaľ čo staršia práca mala charakter podrobného popisu a registrácie, v predloženej štúdií kladie dôraz na podrobnú analýzu, vyzdvihnutie hlavných znakov ich vývoja a stavby, vystihnute osobitosti stavby v jednotlivých zónach, a tým definuje ich postavenie vo vývoji alpského orogénu. Tieto poznatky potom využíva pri syntéze Západných Karpát a hodnotí rozdielnosti, najmä zmeny zapríčinené v určitom čase vývoja, ako i v priestore. Veľký dôraz kladie na uplatnenie vertikálnej zložky pohybov v každom vývojovom štádiu orogénneho systému, čo podľa autora úzko súvisí so zvýraznením heterogénnosti kôry s prihliadnutím na jej zmeny v priebehu historického vývoja smerujúceho k postupnej konsolidácii kôry v Západných Karpatoch. Využíva pri tom nielen vlastné poznatky, ale opiera sa i o výsledky celej generácie pracovníkov geológie — geofyziky, ktoré podrobne preštudoval. Z mnohých prác získané poznatky akceptoval, najmä poznatky zo stratigrafie, paleogeografie, genézy hornín, mechanizmu deformácie, analýzy tektonického štýlu atď. K niektorým otázkam sa stavia kriticky, prípadne s nimi polemizuje s cieľom urobiť zásadné zmeny v poňatí staršieho typu vývoja geosynklinály a modifikovať ho do nového paleogeografického i štruktúrneho modelu pri aplikácii nových princípov globálnej tektoniky.

Predložený prvý diel monografie sa skladá z dvoch hlavných častí. Prvá časť je zameraná na všeobecné otázky. Poukazuje na rozpornosť morfoštruktúrneho kritéria vymedzenia Západných Karpát so štruktúrne-tektonickými hľadiskami, na rozdielnosti, ktoré sú dedičstvom starej blokovej stavby. Ďalej rozoberá vývinový trend predalpínskeho i alpínskeho geosynklinálneho systému a poukazuje na množstvo jeho svojráznych, ale i základných znakov. Upozorňuje na nápadnú priestorovú väzbu mladšej stavby na staršiu, čo je dôkazom zviazanosti paleogeografického alpského plánu so stabilnou i mobilnou časťou staršej kôry.

Pri charakterizovaní štruktúrneho plánu Západných Karpát analyzuje ich nadväznosti na stavebné elementy Východných Álp, pričom uvažuje o odlišnom postavení súborov tektonických jednotiek, čo je principiálna otázka pri štúdiu osobitosti stavby oboch pohorí. Podobne analyzuje i vzťah k Východným Karpatom.

V druhej, regionálnogeologickej časti práce sa zameriava na charakterizovanie súprázón a základných pásiem Západných Karpát. U tektonických štruktúr sú najvyššou prirodzenou kategóriou. V minulosti boli vyčlenené dve pásma — vonkajšie a vnútorné Karpaty. Autor vyčleňuje tri, a to: vnútorné Karpaty — panonidy, s dvoma základnými pásmami — slanikom, ktoré má zónu Slovenského krasu, šupinovitý systém rudabanský a hrasti paleozoika Uppoa a Szendrő a južnejším bukovikom — zóna Bukových hôr.

Najrozšírenejšie sú centrálné Karpaty — slovakidy. Rozlišuje v nich tri základné pásma: gemerikum, veporikum a tatrikum s rôznym stupňom a typom ich alpínskeho prepracovania.

Pri hodnotení pásiem i kmeňových tektonických jednotiek sa autor pridrižava zásady kriticky zhodnotiť v každom pásme osobitne doterajší stav preskúmanosti i pri viacvariantných názoroch na stavbu, zhodnotiť doterajšie poznatky o základných otázkach vývinu s cieľom poukázať na slabosť určitých koncepcií a navrhnúť možný smer výskumu.

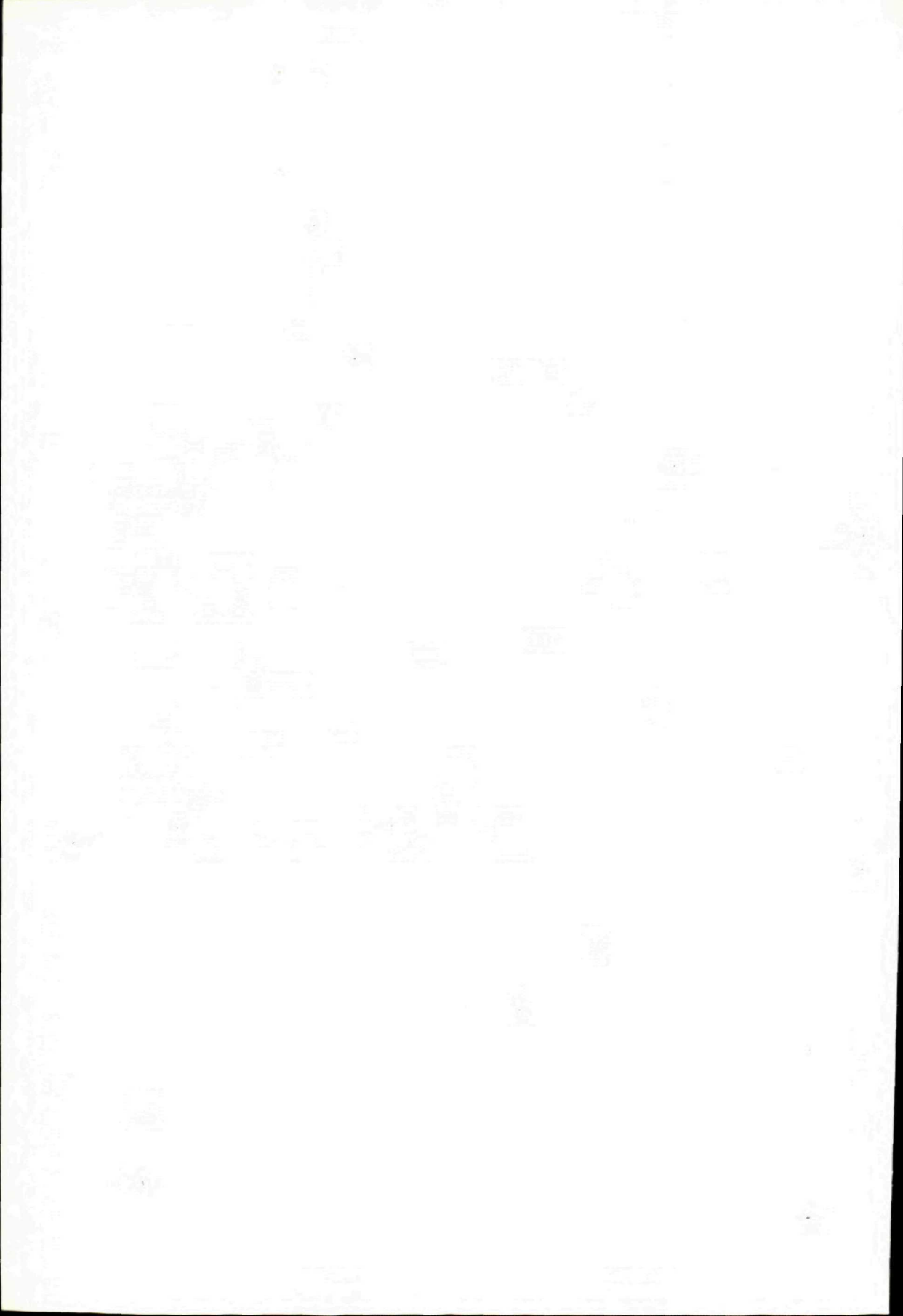
Tretiu suprazónu, vonkajšie Karpaty — polonidy zhodnotí v ďalšom pripravovanom diele.

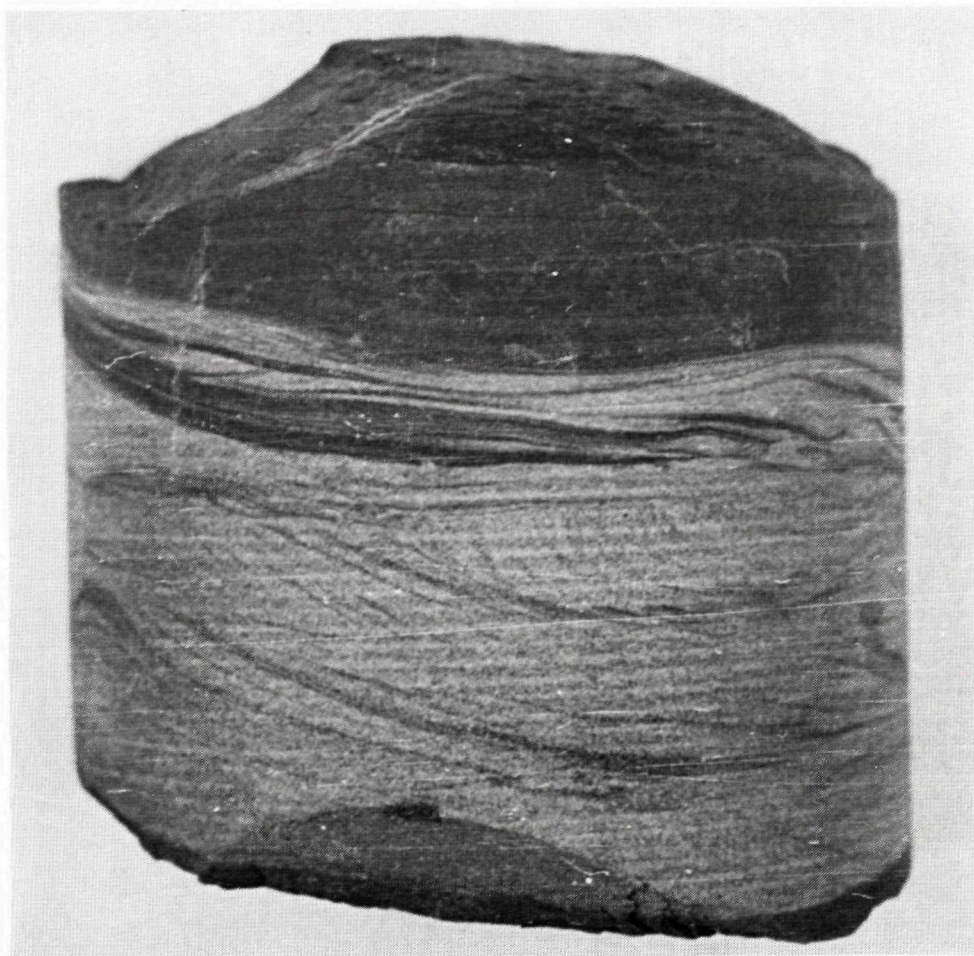
Pri hodnotení prvého dielu monografie Geologická stavba československých Karpát; Palealpínske jednotky I možno konštatovať, že ide o moderné spracovanie tak náročnej témy, ako je tektonická syntéza Západných Karpát, kde je potrebné hlboko vniknúť do mimoriadne zložitej problematiky. Napomáha tomu v rámci jednotlivých kapitol veľa profilov, obrázkov, schém, popisov súvrství, opisov geologicko-tektonických fenoménov rôznych kategórií, čím je kniha prehľadnejšia, veľmi názorne dopĺňuje preberanú tému a dosahuje vysokú vedeckú i pedagogickú úroveň. Na zostavenie práce bolo potrebné vynaložiť veľké úsilie i pri štúdiu bibliografie zo všetkých kontinentov, kde sa tvorila koncepcia globálnej tektoniky. Vzhľadom na značné nahromadenie látky je monografia náročná na štúdium pokiaľ ide o rozsah a hĺbku problematiky, prináša mnoho nového, ale nastojuje i veľa problémov, ktoré je potrebné ešte vyriešiť.

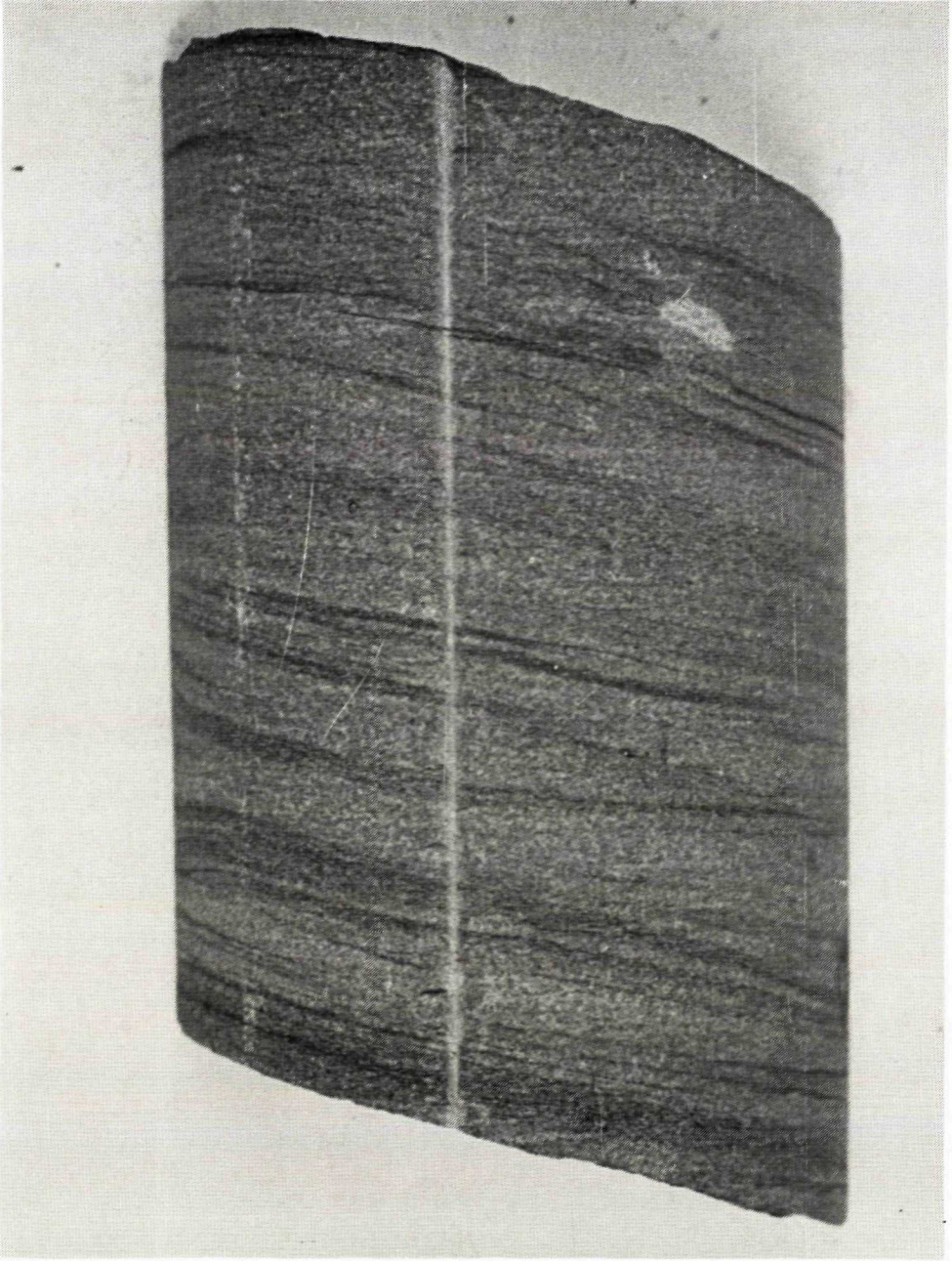
Vytlačený prvý diel monografie iste splní cieľ, na ktorý bol určený, vyvolá veľkú diskusiu a bude dobrým podnetom na ďalšie spracovanie tektonických fenoménov celých Západných Karpát.

Laurenc Snopko

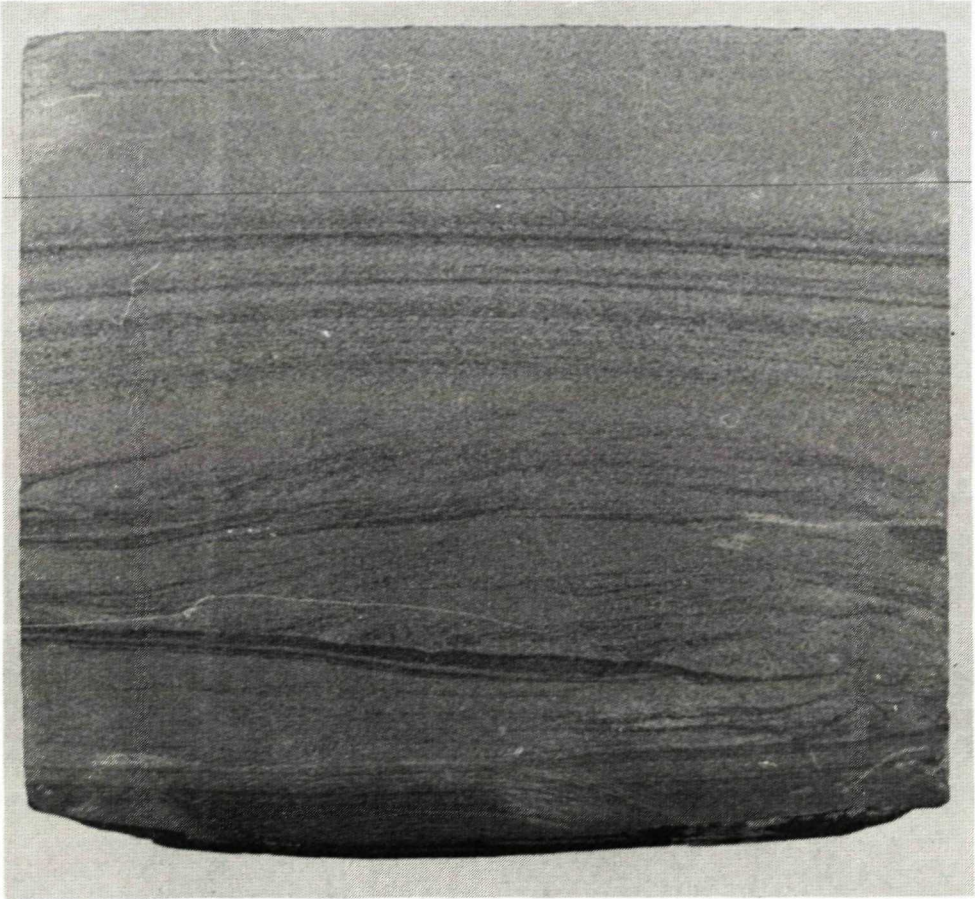
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—XXXII



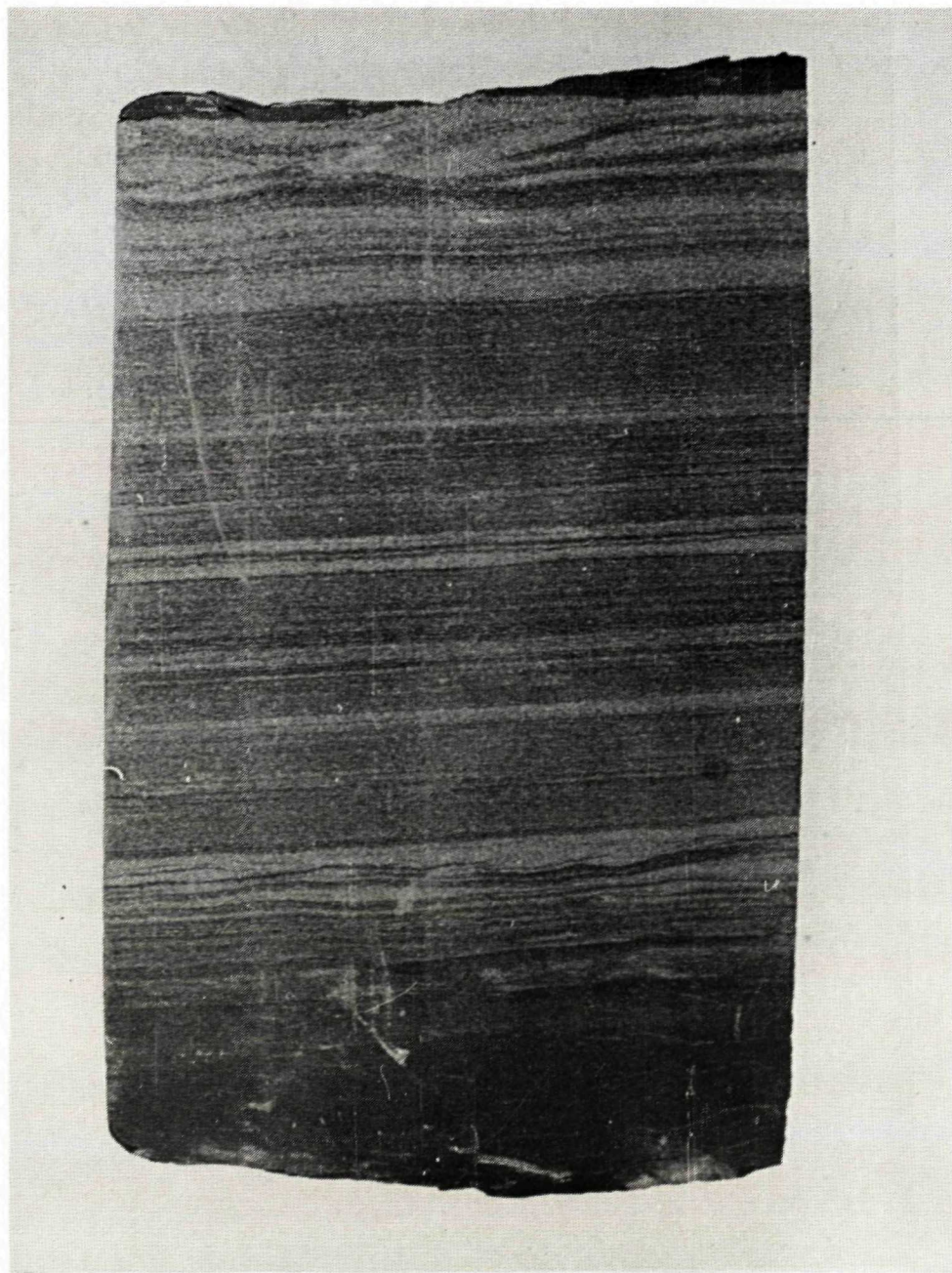


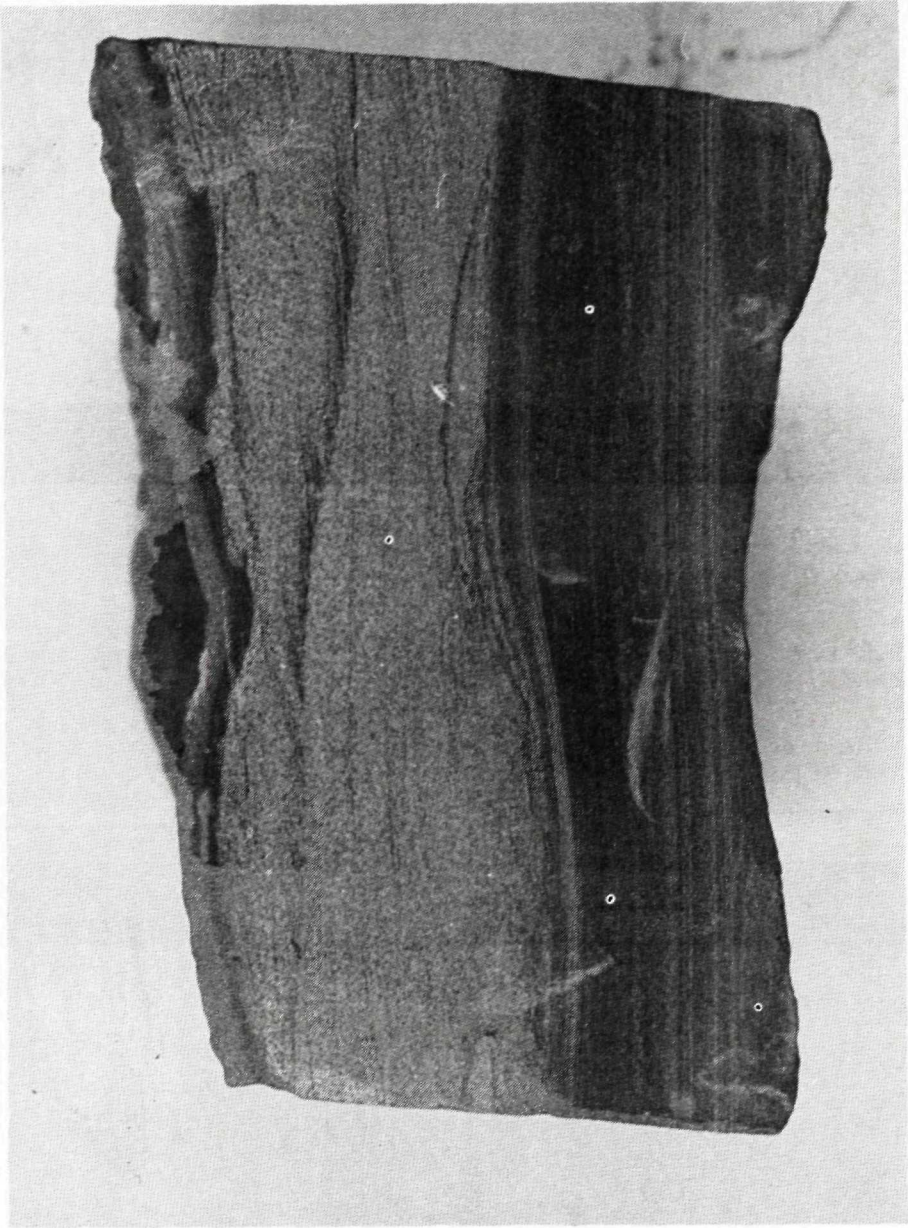


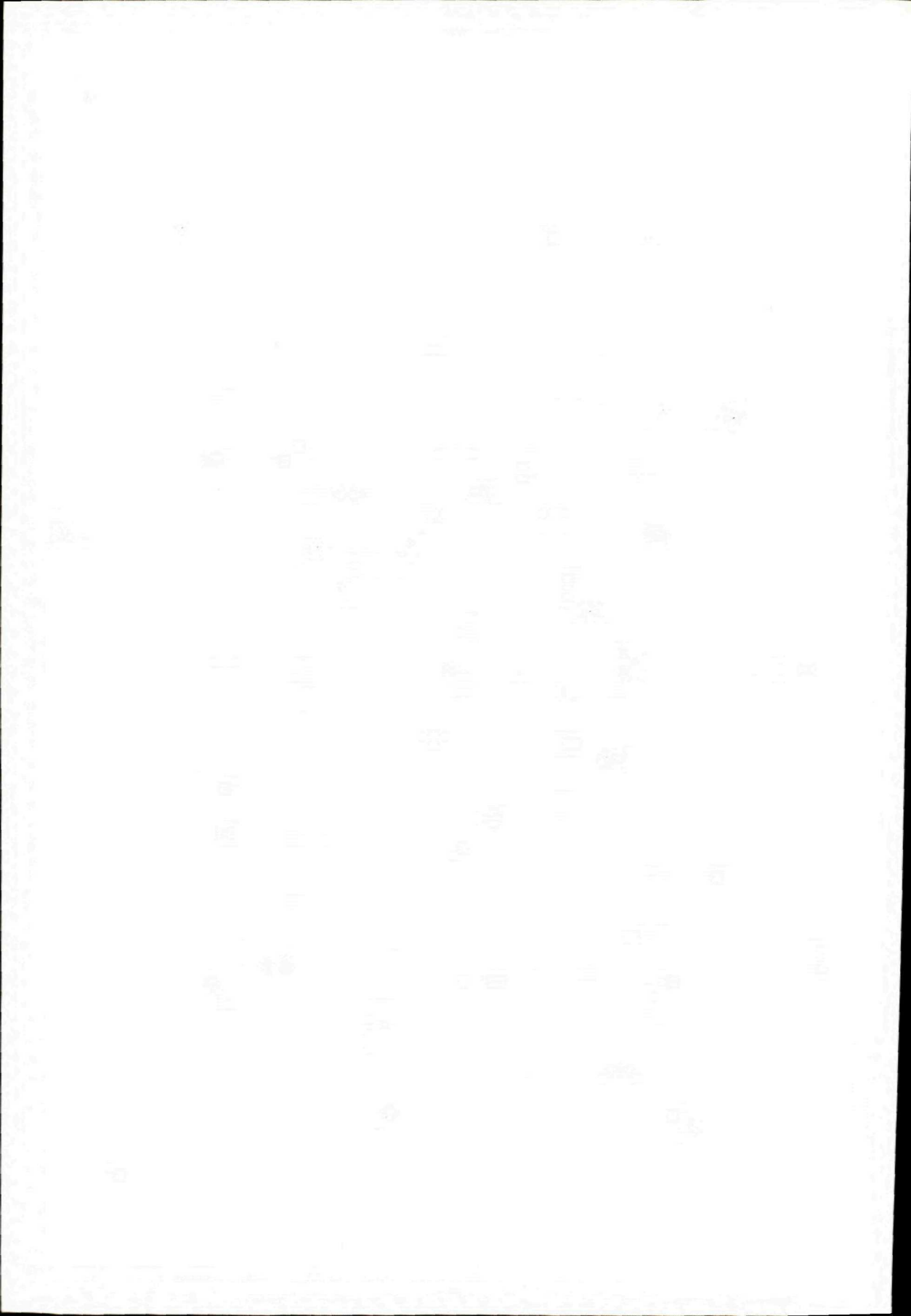


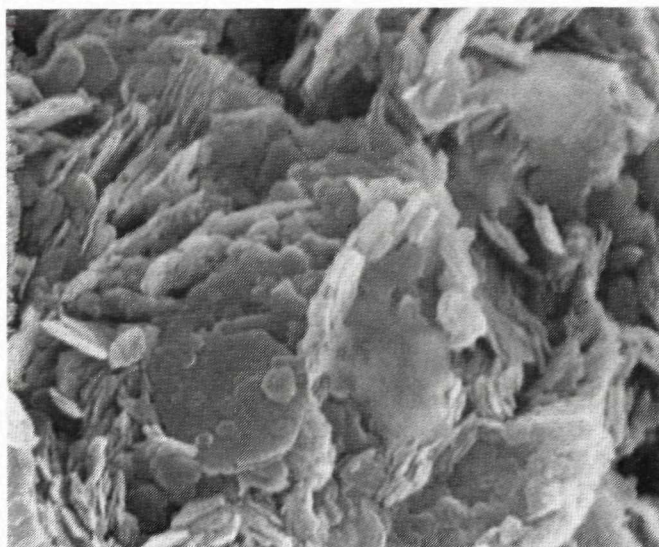
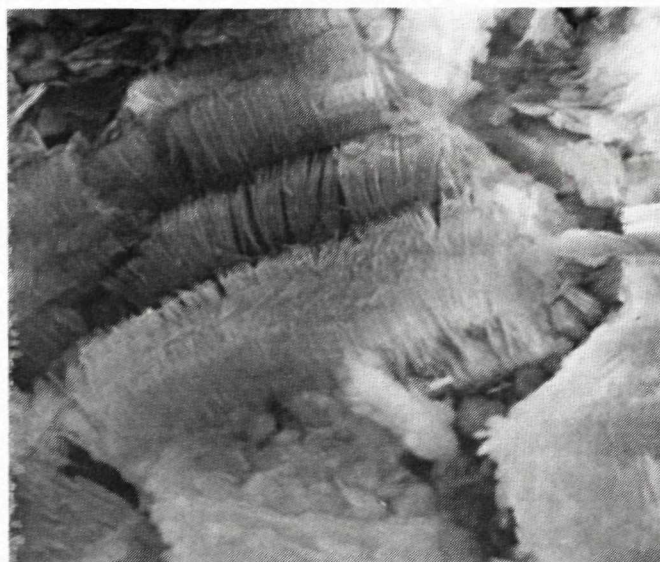


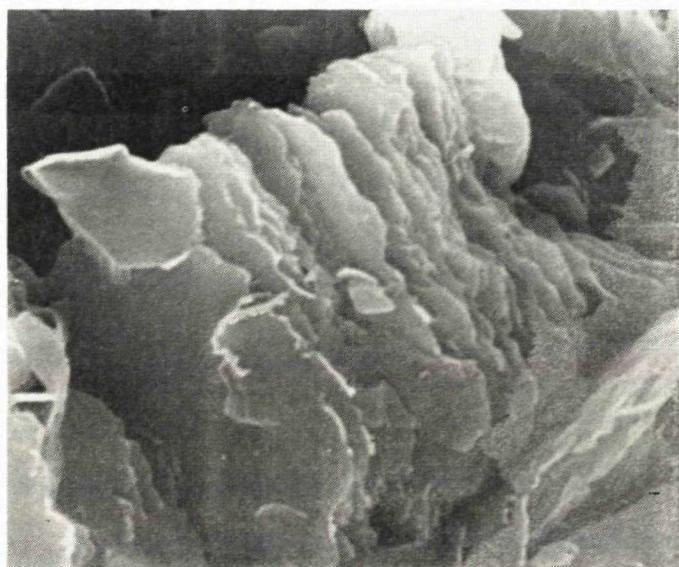
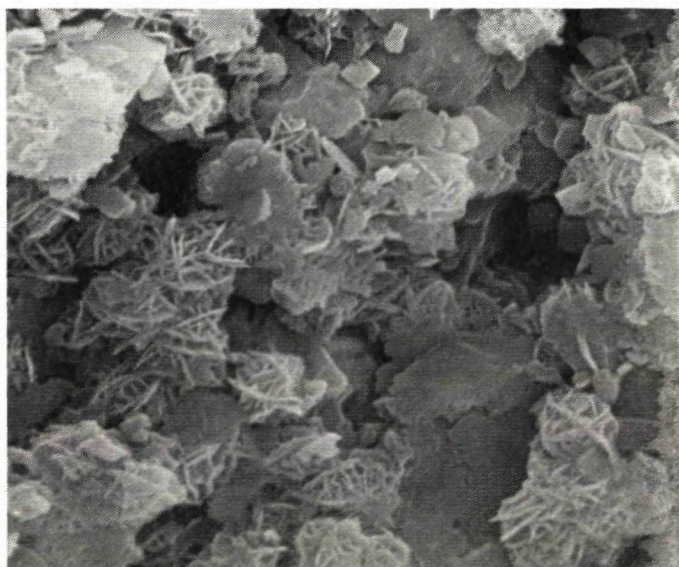


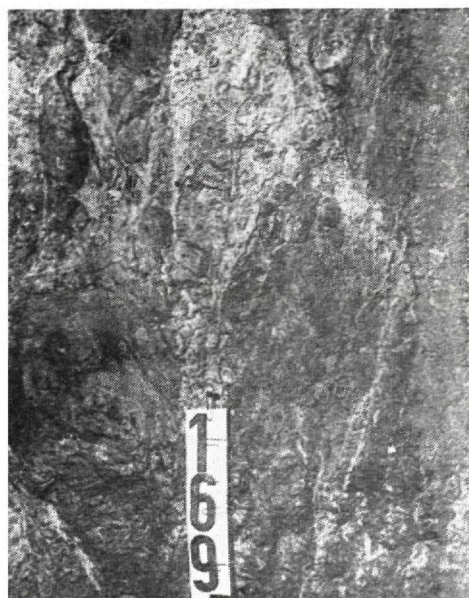
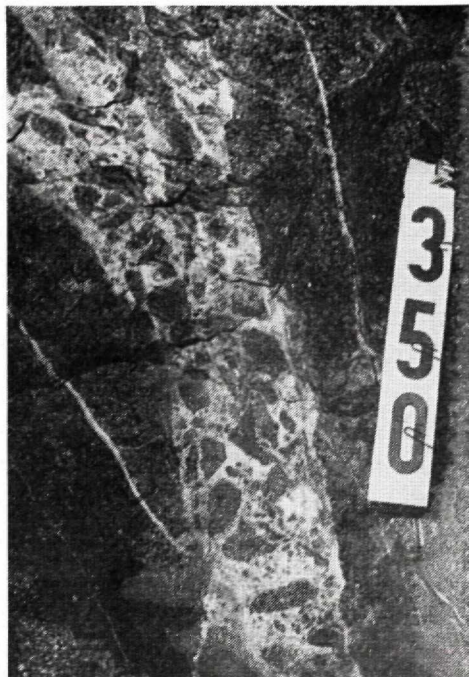
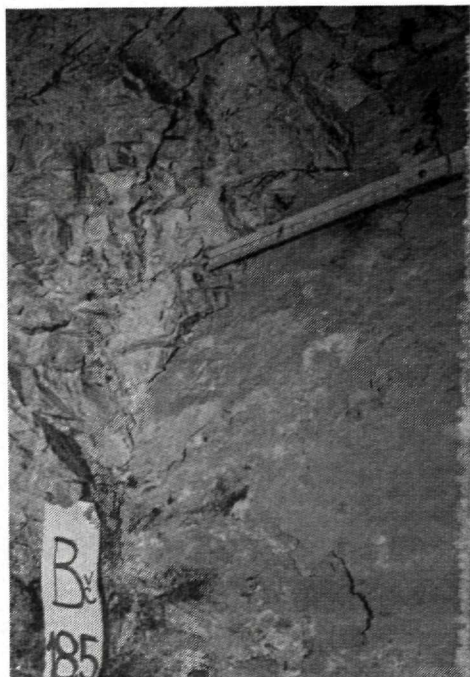


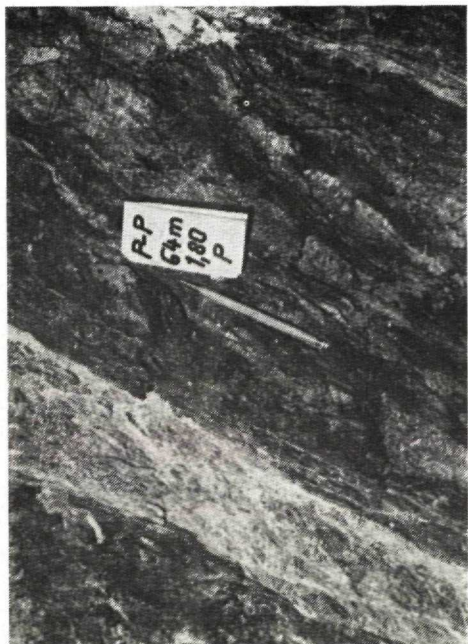


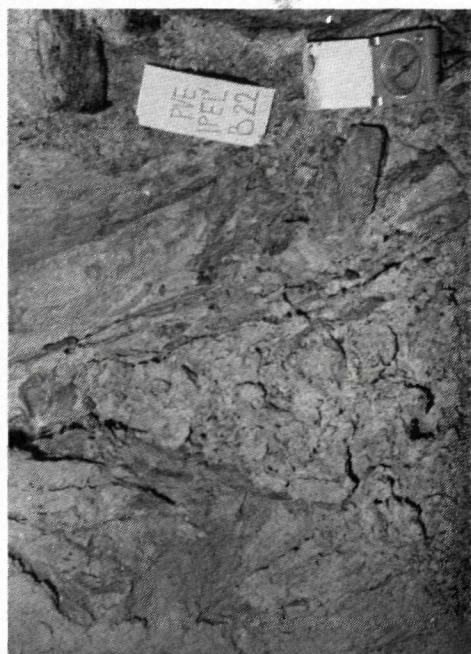


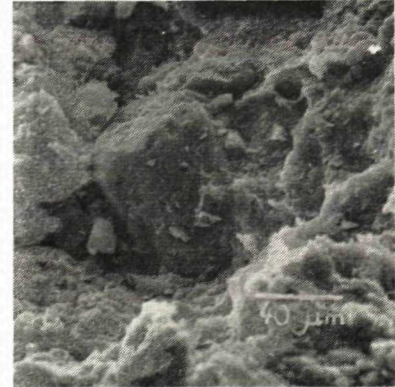
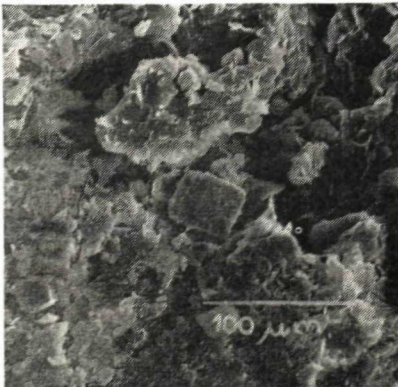
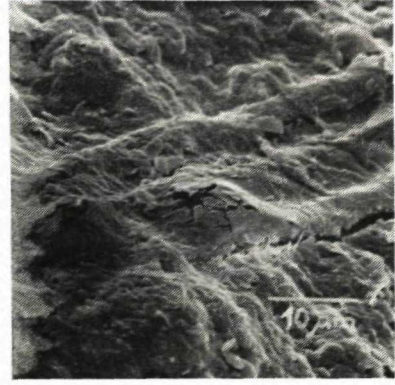
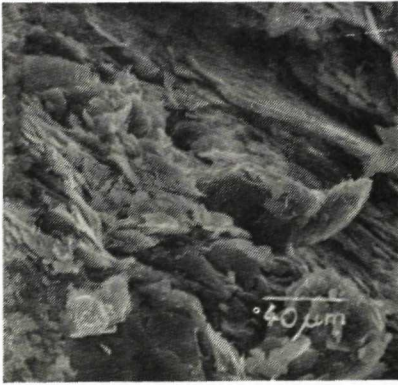
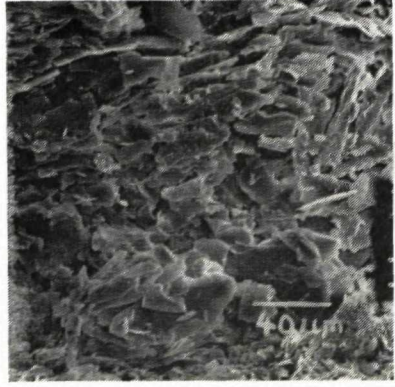
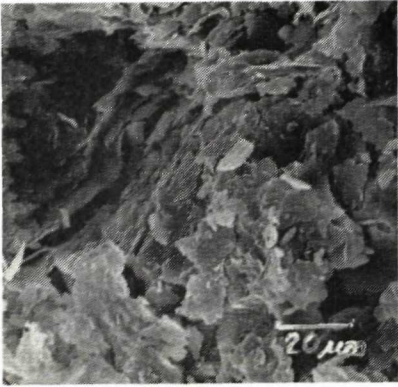


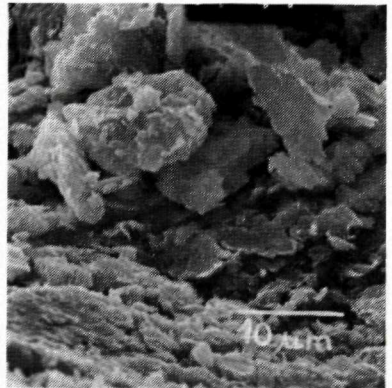
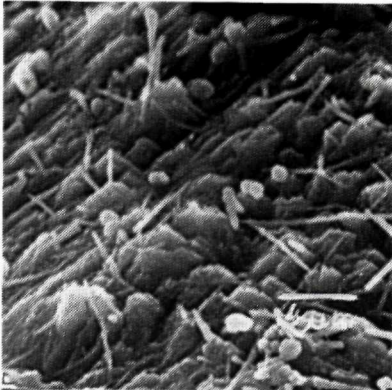
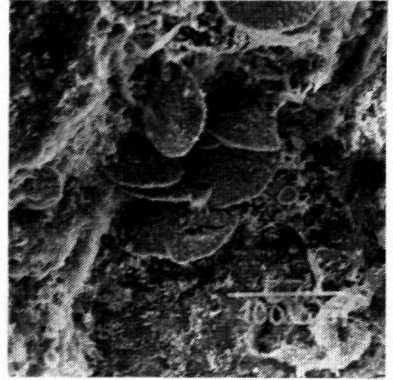
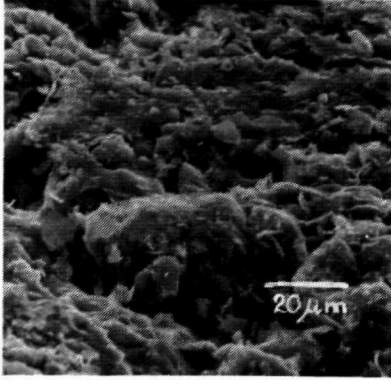
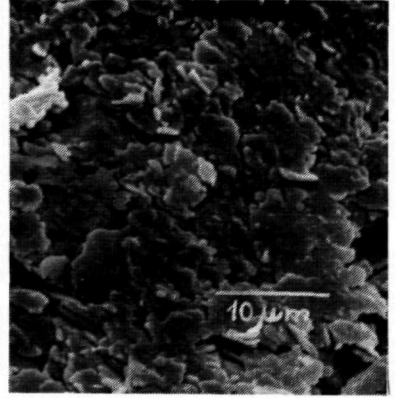
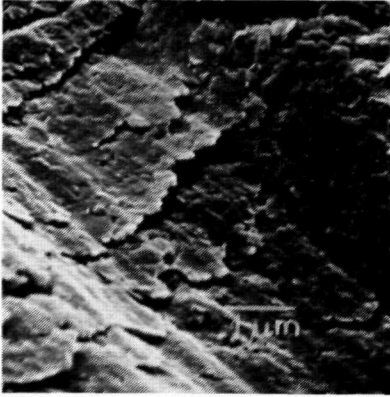


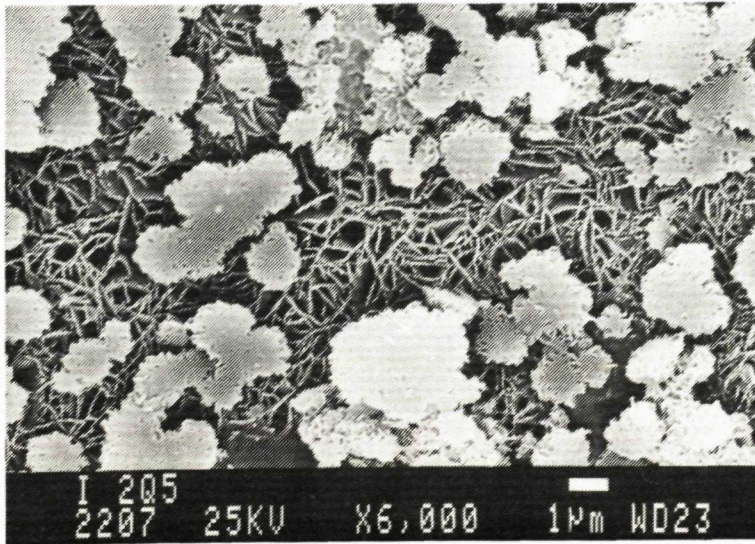
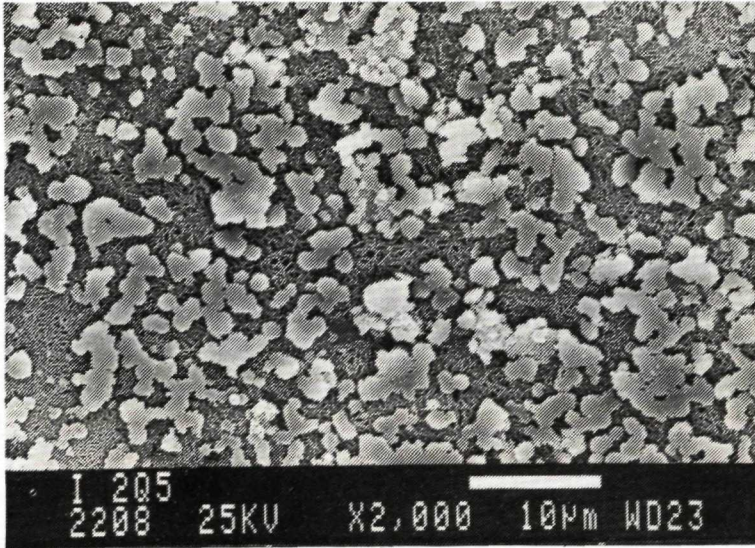


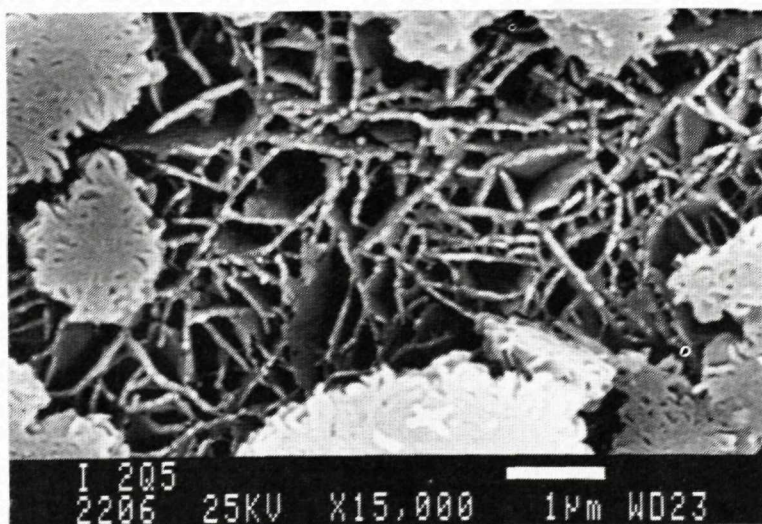
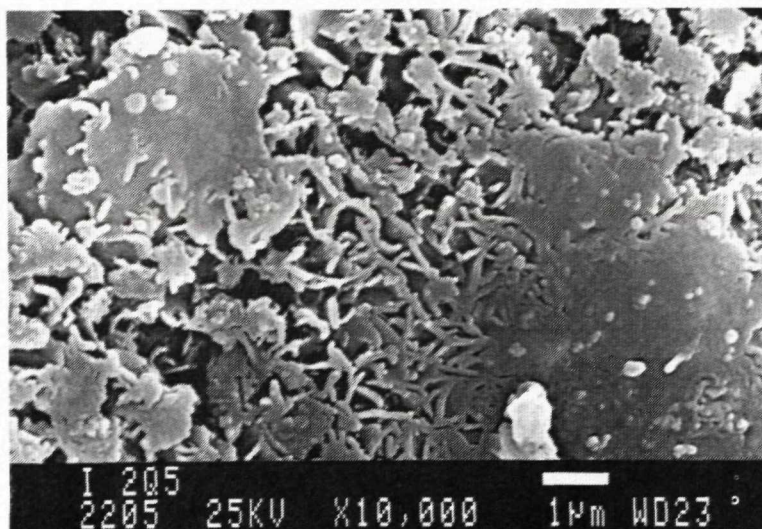


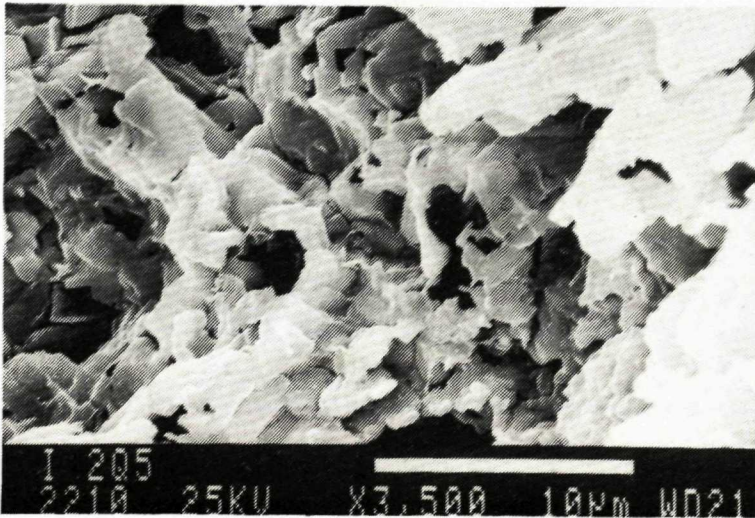
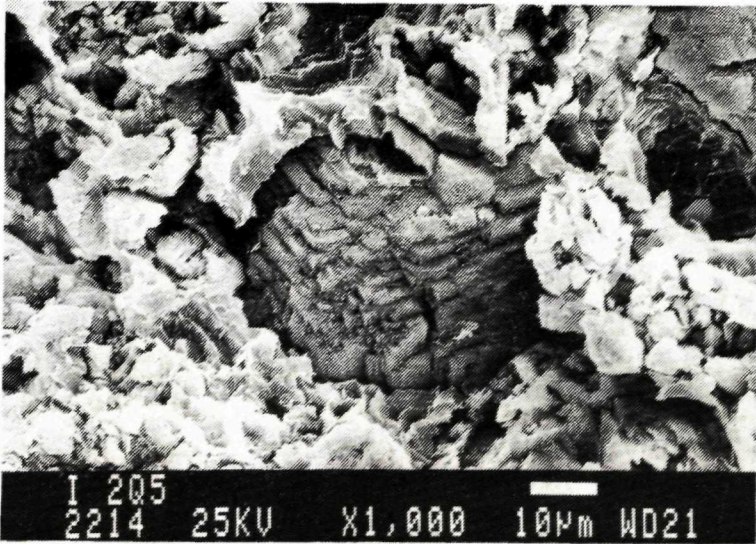


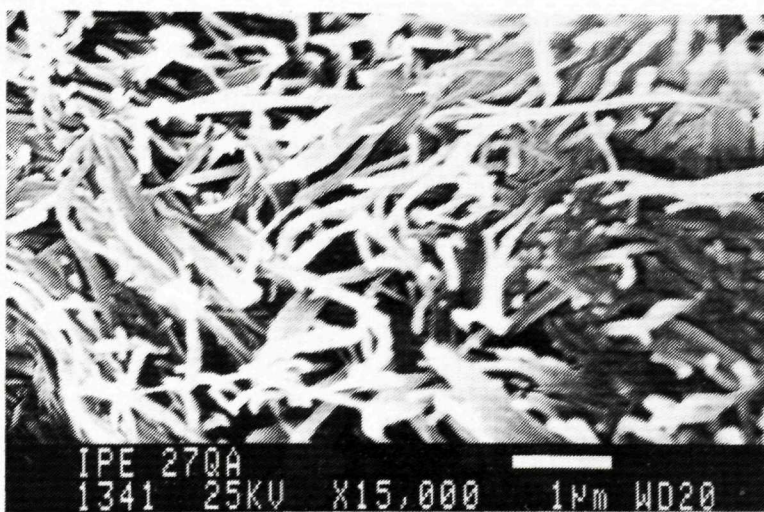
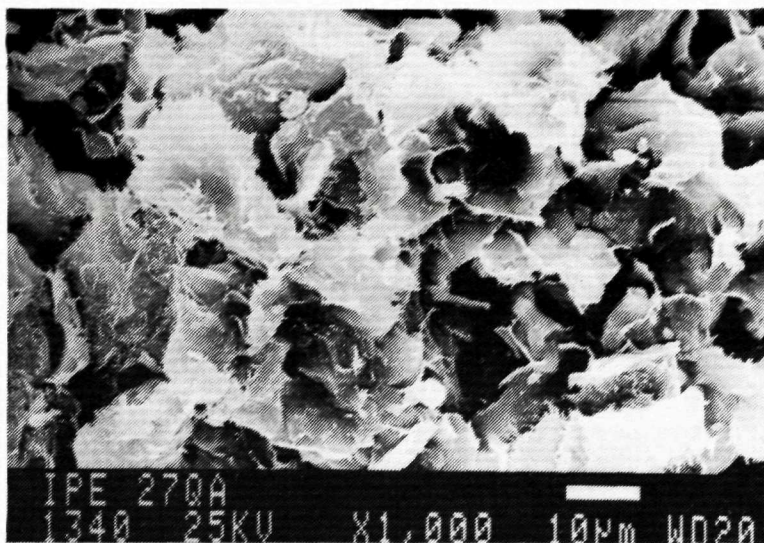


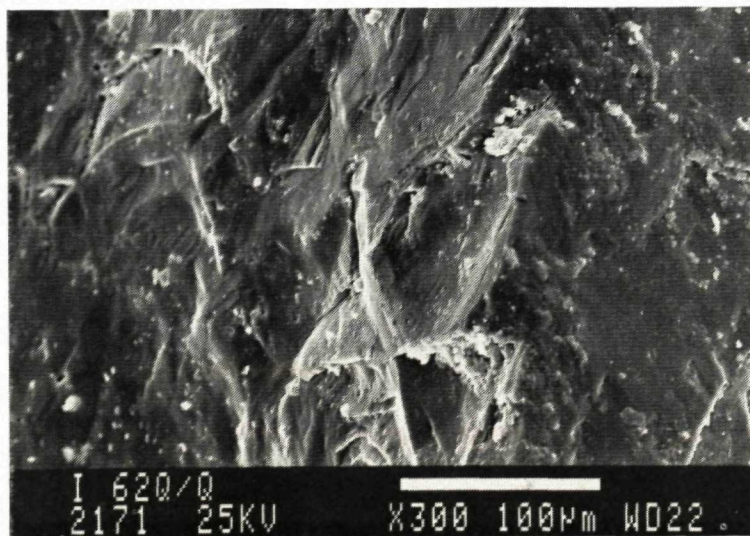
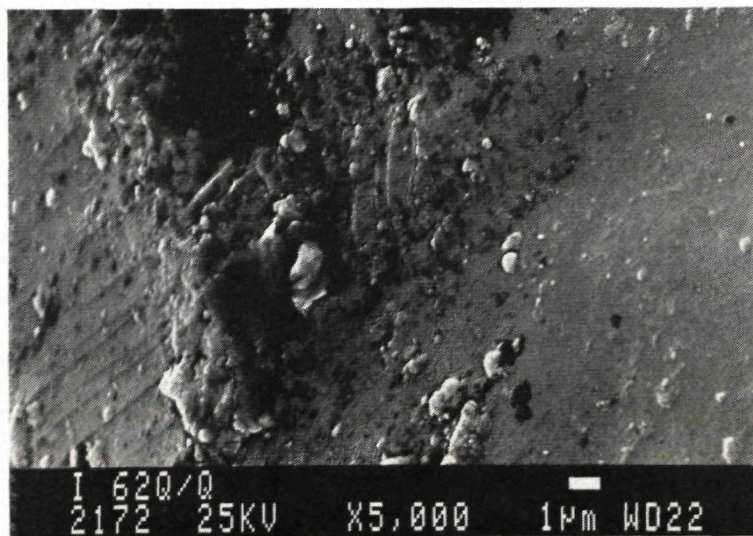


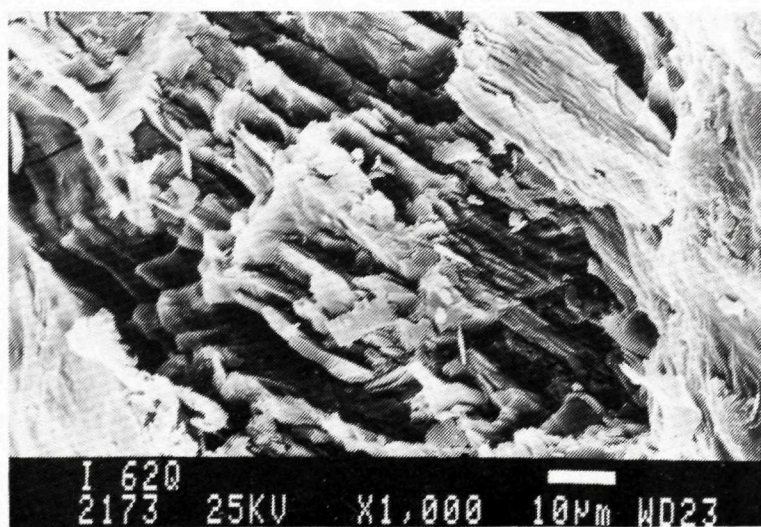
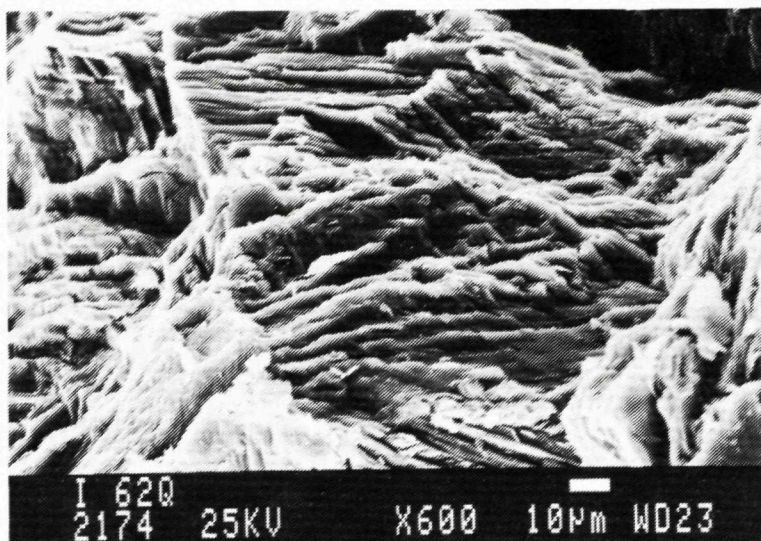


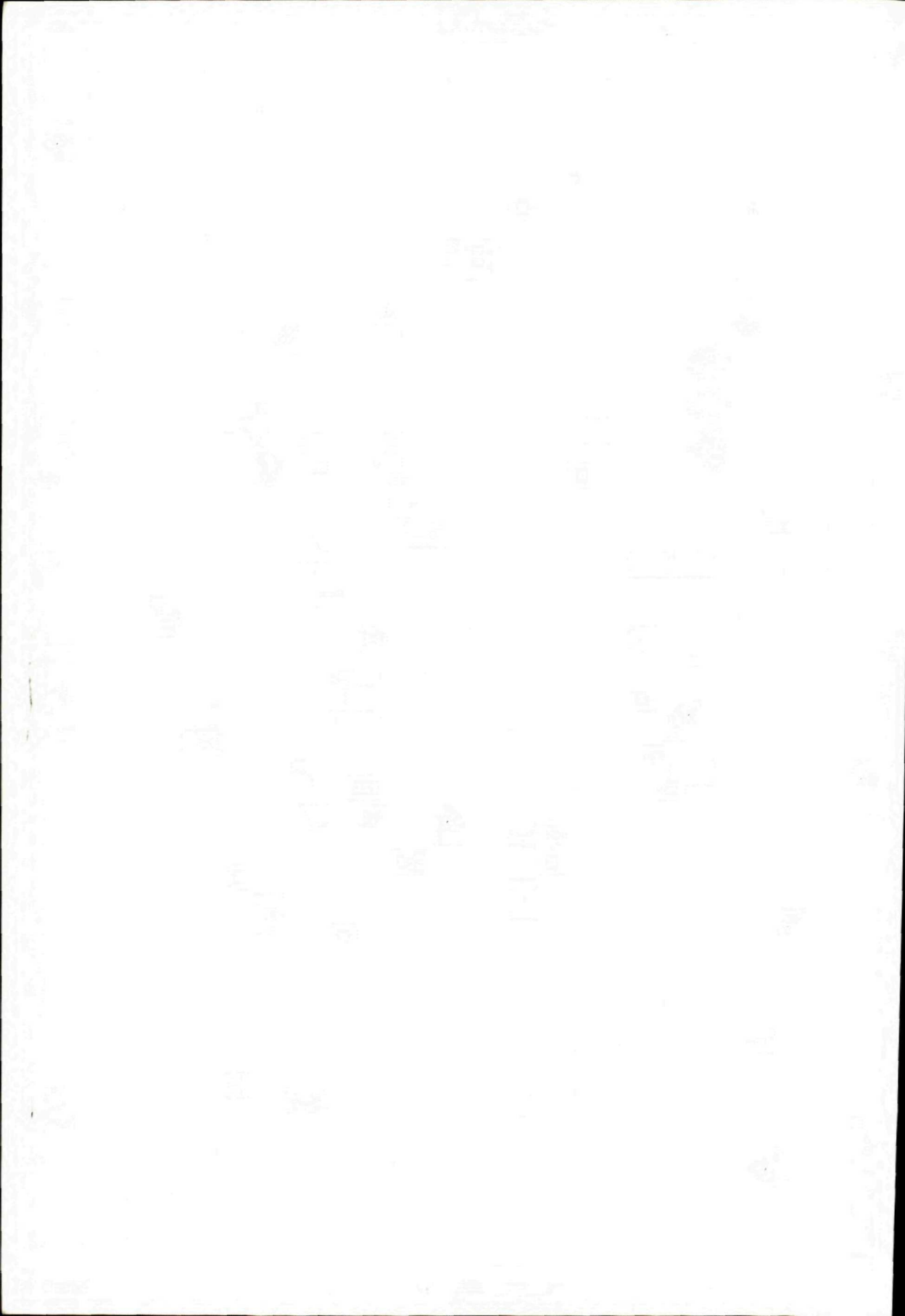


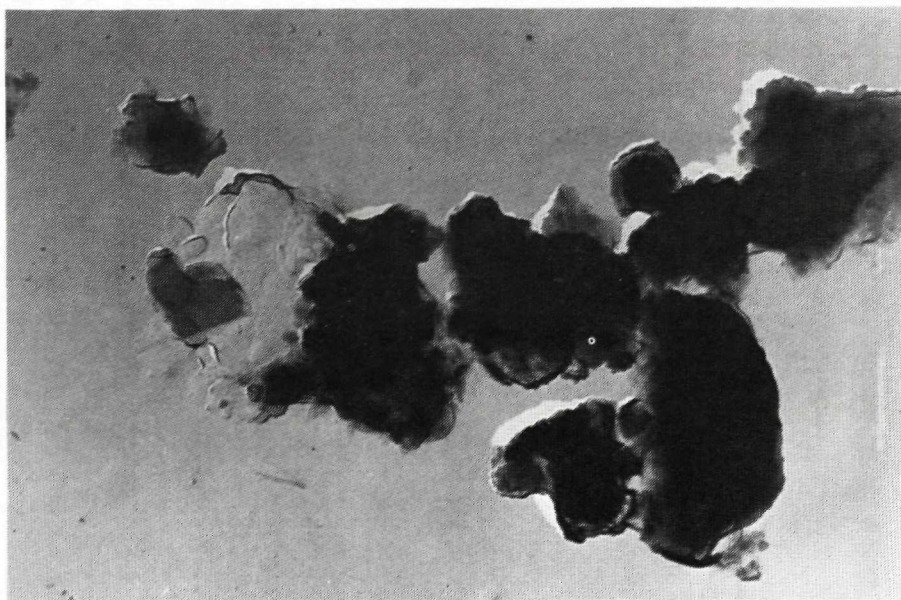
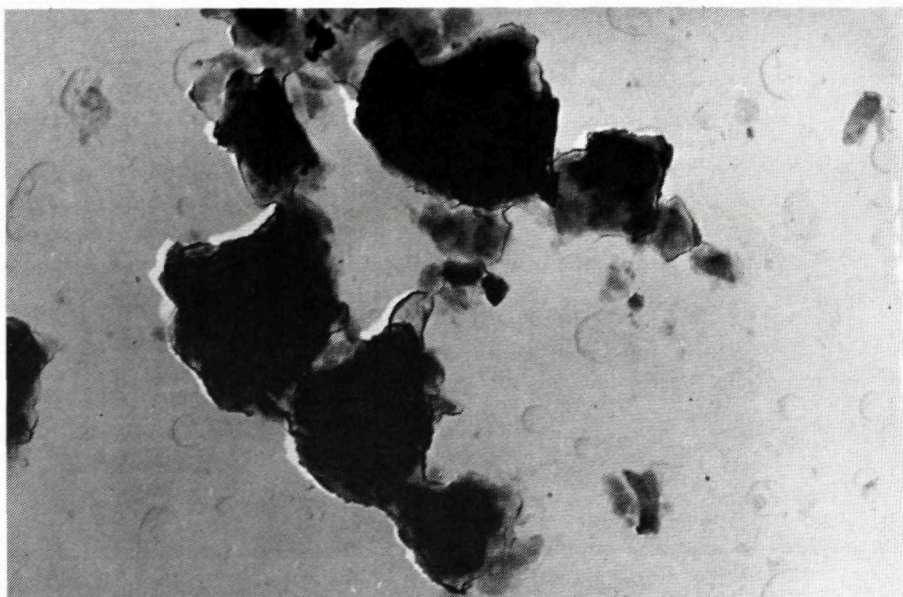


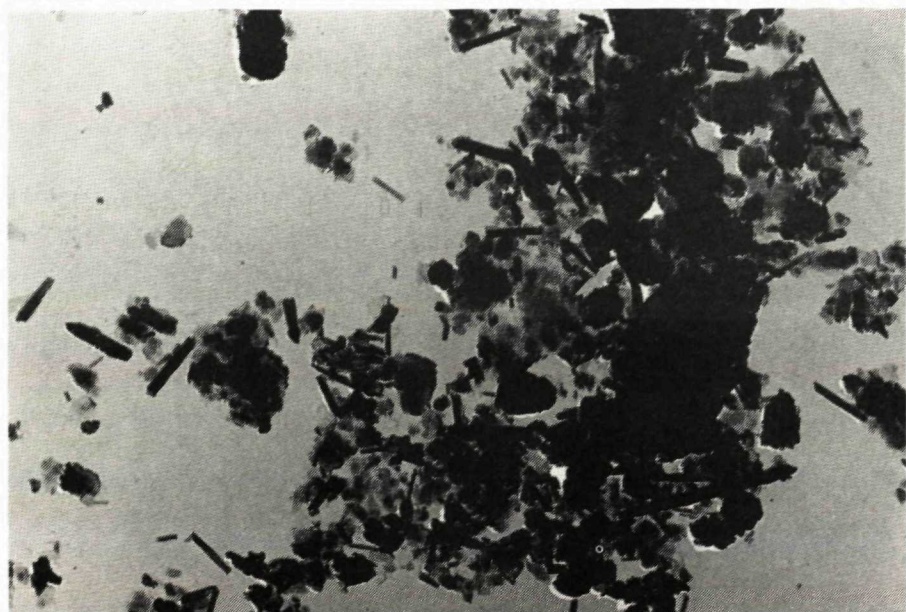
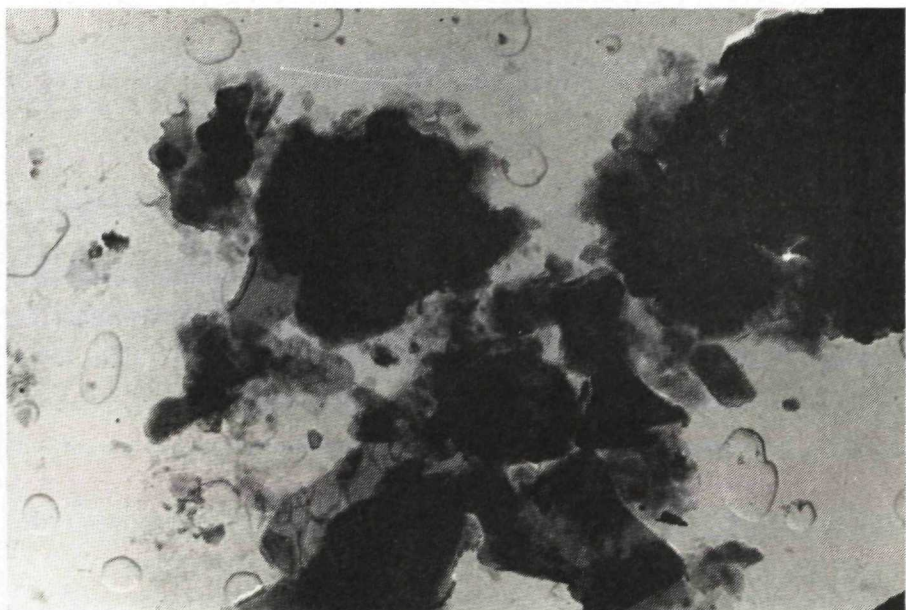


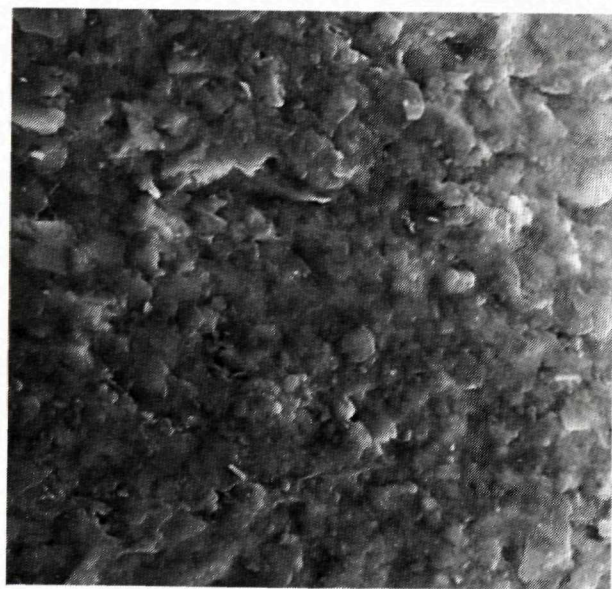
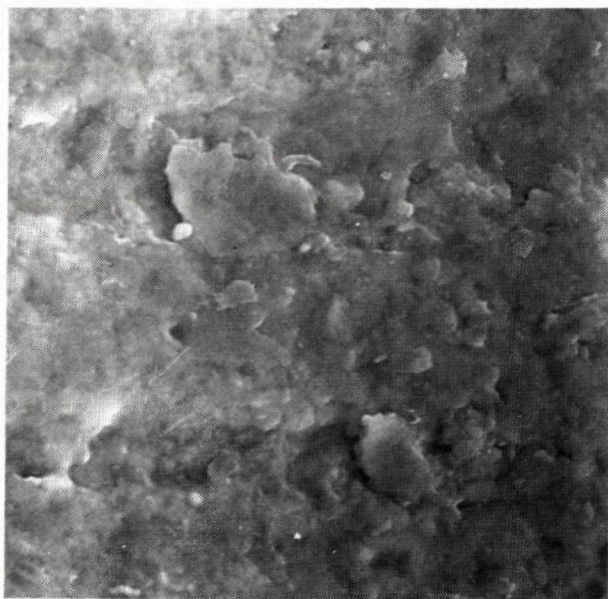


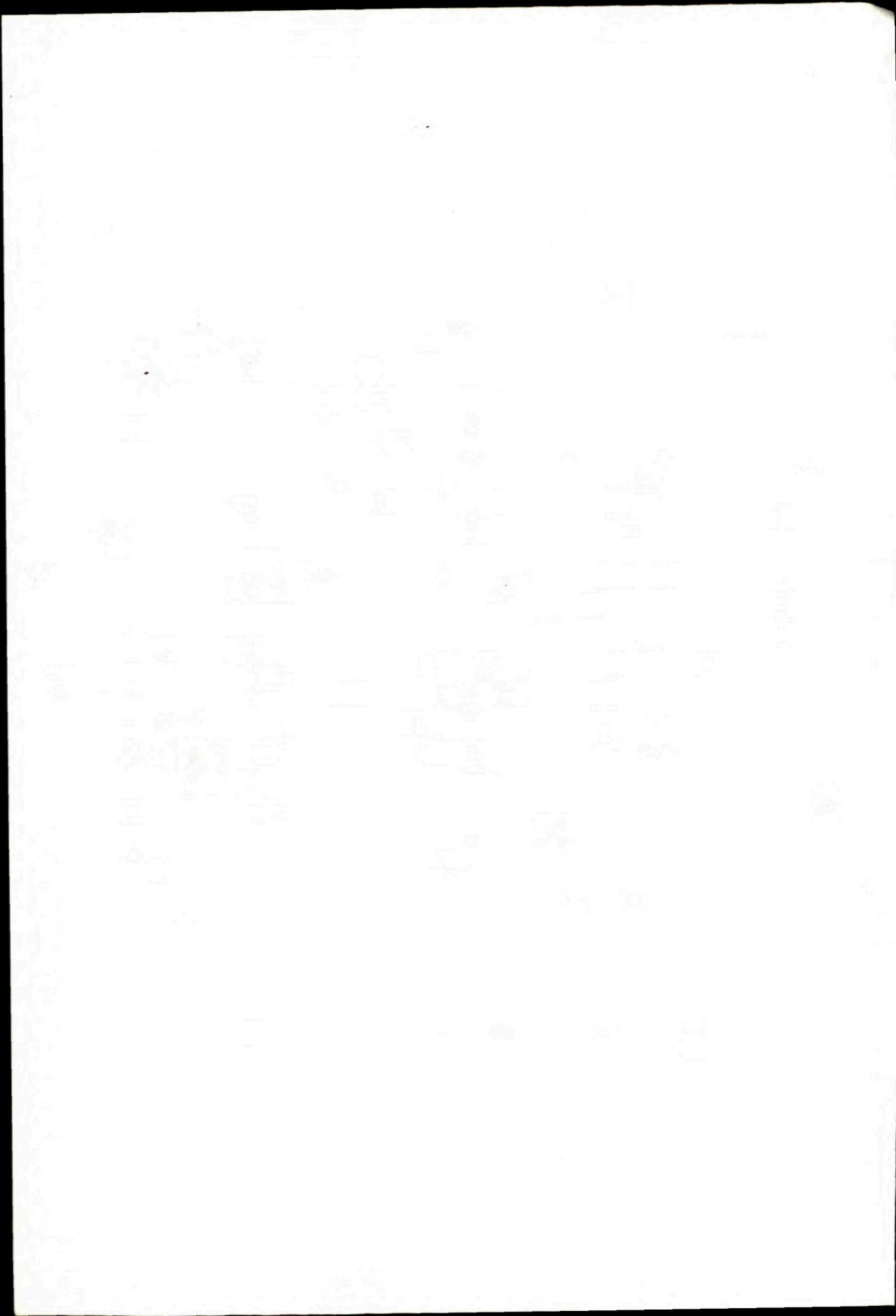


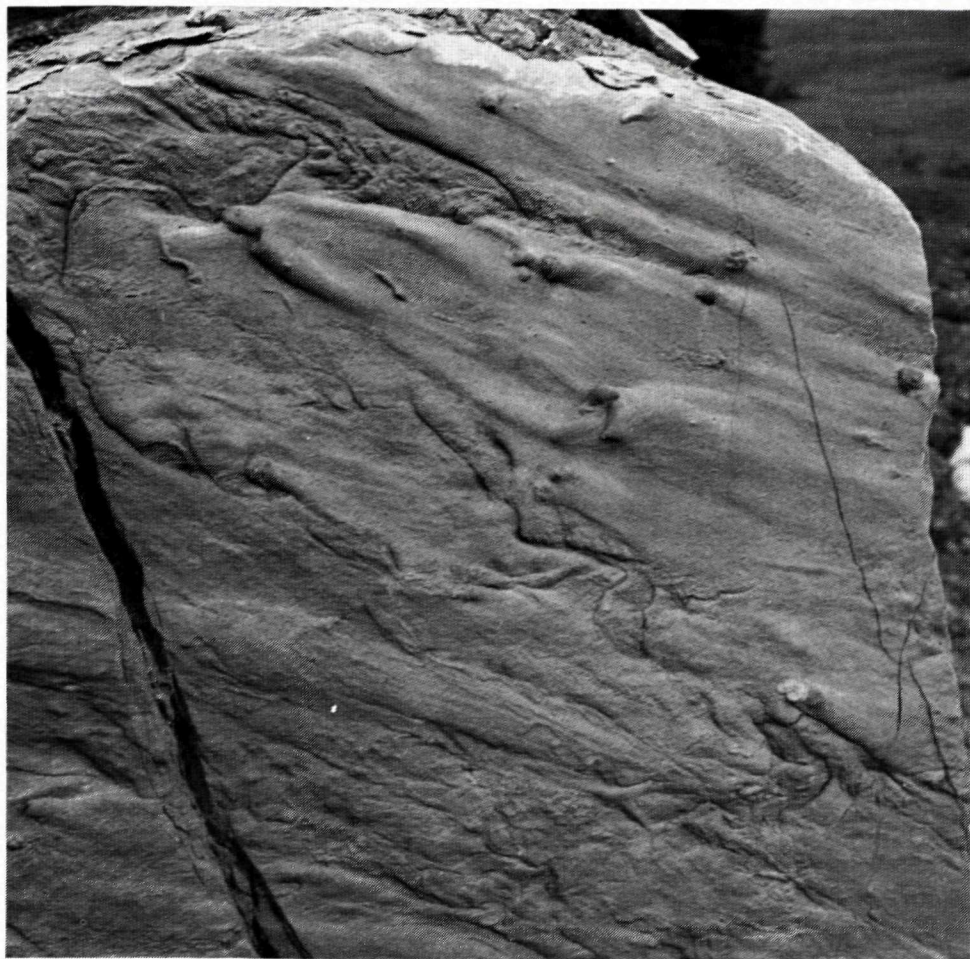




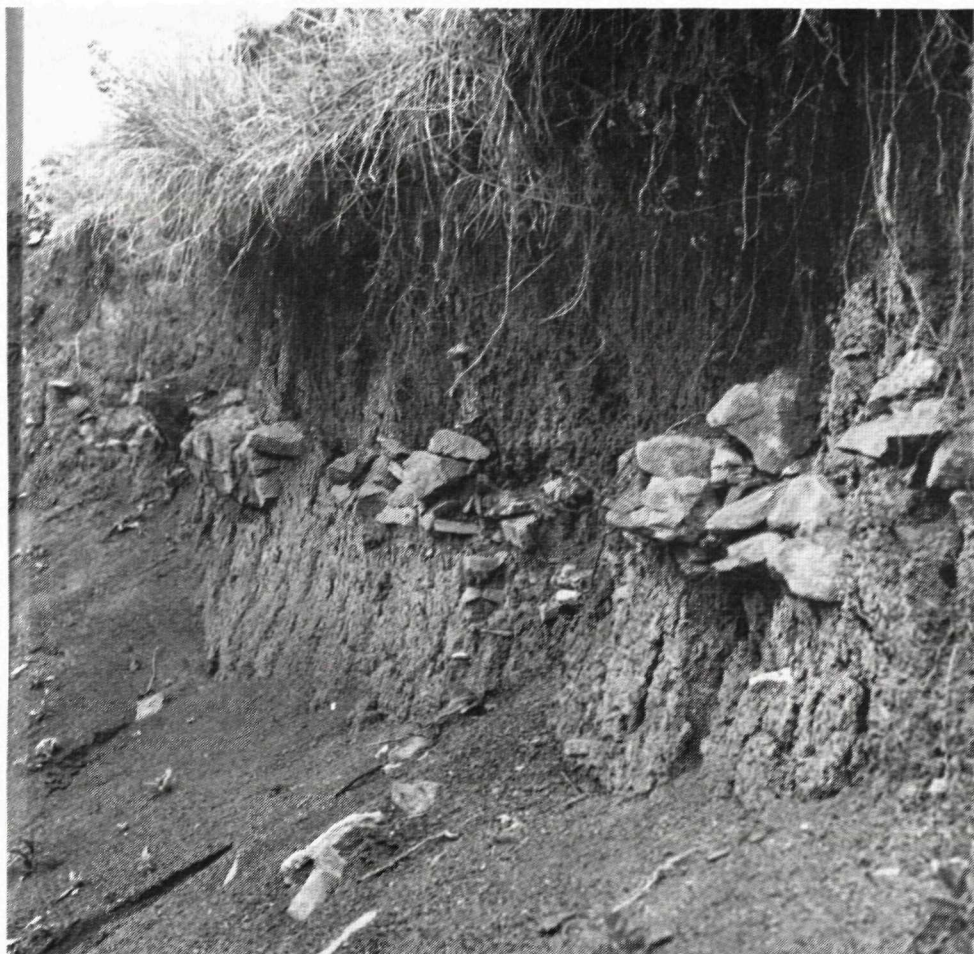
















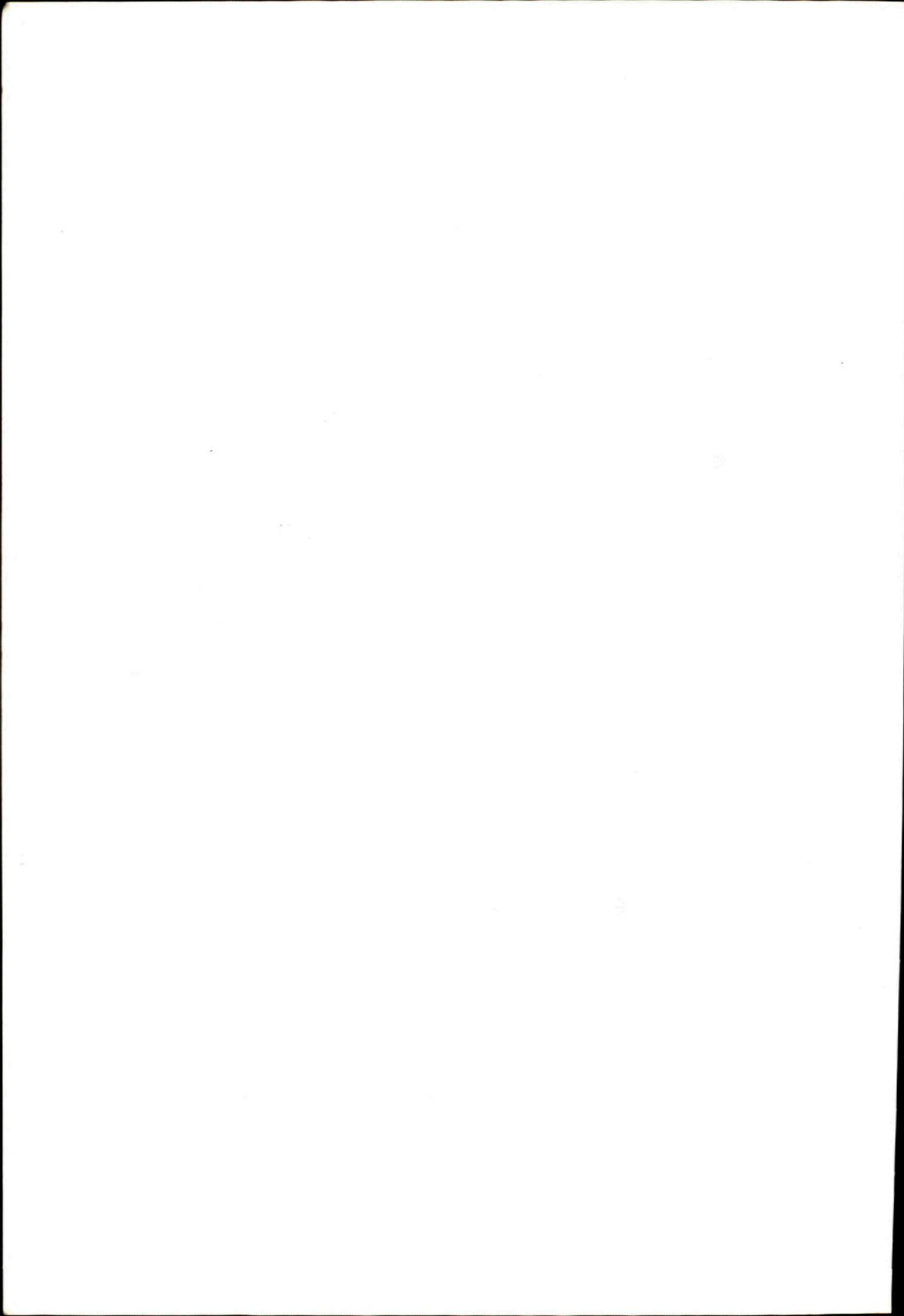








Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA



GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 88

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave v roku 1989

Vedecký redaktor: RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Jazyková úprava: Mária Némethová a Alena Pániková

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Preklad do angličtiny: Edita Jassingerová

Vytlačila Slovenská polygrafia, š. p., ZT, z. p., závod Svornosť, Bratislava v roku 1989.
Náklad 650 ks, povolenie SÚKK 1197/1987. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 17,77, VH 18,11.
Cena brož. výtl. Kčs 30,—

