

ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0036—1372

SÉRIA

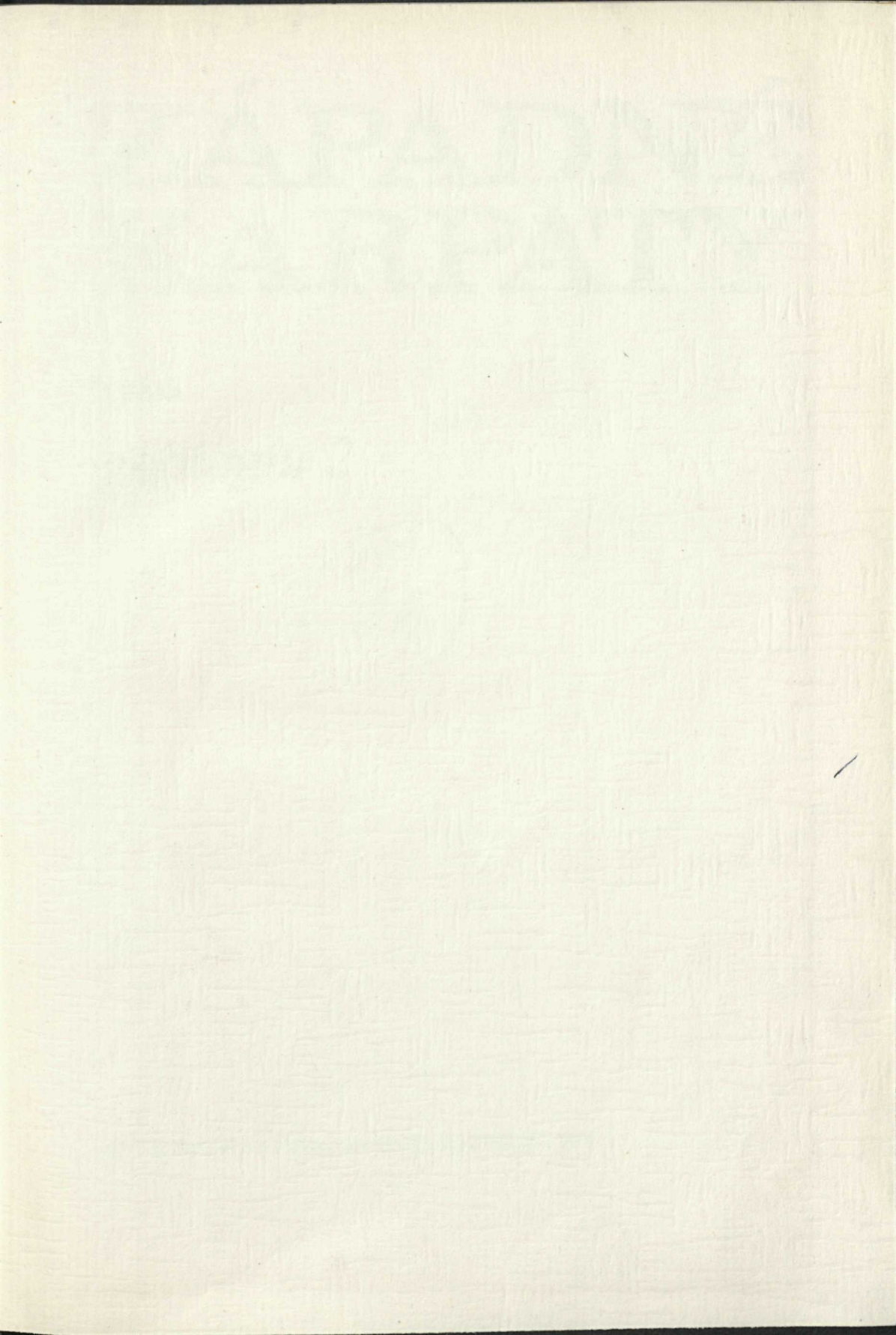
geológia 2

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1977

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020356



OPRAVY

Prosíme čitateľov, aby si láskavo opravili chyby, ktoré vznikli v priebehu výrobného procesu:

1. Na strane 36 vzorec 2 má byť správne takto:

$$V_z = A \frac{z}{r^3} - B \frac{1}{r} \sum_{n=1}^{\infty} a_n \left(\frac{R}{r}\right)^{2n} P_{2n}\left(\frac{z}{r}\right)$$

2. Na strane 47 vzorec 17 má byť správne takto:

$$Q_m(x) = n \sum_{s=0}^n C_s P_{s,n}(x)$$

3. V hlavičke tabuliek 1—8 na stranách 11 až 23 prvý index N (N = počet vzoriek) sa vzťahuje k hustote, kým druhý index N sa vzťahuje k susceptibilite.
4. Obrázok 1 na strane 163 treba otočiť o 180° .

1 B 107 v

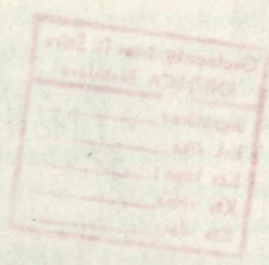
ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 2

2

8384
36



Venované šesťdesiatinám
akademika Tibora Kolbenheyera

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA Bratislava

13104 b
788/17

Signatúra :
kat. číslo :
Kés kúpa :
Kés vým. :
Kés dar :

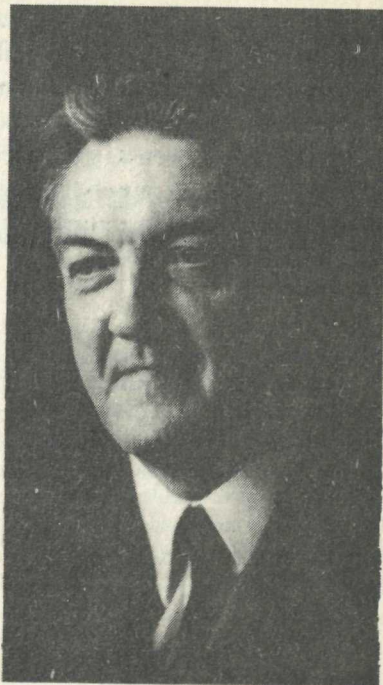
*K šesťdesiatinám
akademika
Tibora Kolbenheyera*

Dňa 12. septembra 1977 celá československá geofyzikálna a geologická verejnosť si pripomína významné životné jubileum akademika Tibora Kolbenheyera, ktorý sa dožíva 60-tich rokov. Jeho osobnosť je známa nielen v ČSSR, ale aj v zahraničí pre jeho významný podiel v rozvoji geofyzikálnych vied.

Akademik Tibor Kolbenheyer sa narodil 12. septembra 1917 v Rimavskej Sobote. Stredoškolské štúdium absolvoval v roku 1935 na gymnáziu v Lučenci. Vysokoškolské štúdium ukončil v roku 1940 z odboru matematiky, fyziky a astronómie v Budapešti, kde pôsobil až do roku 1947. V rokoch 1947—1951 pracoval v Slovenskom ústrednom ústave geologickom v Bratislave (dnešný Geologický ústav Dionýza Štúra) a v rokoch 1951—1952 v Ústave pre výskum rúd v Bratislave. Od roku 1952 pôsobil v Košiciach najprv ako profesor na Baníckej fakulte VŠT a od roku 1966 až doteraz ako profesor na Prírodovedeckej fakulte univerzity P. J. Šafárika. V rokoch 1953—1954 bol dekanom Baníckej fakulty a v rokoch 1955—1963 rektorom Vysokej školy technickej. V rokoch 1969—1972 bol dekanom Prírodovedeckej fakulty univerzity P. J. Šafárika.

Akademik Tibor Kolbenheyer výsledky svojej vedeckej činnosti zverejnil vo viac ako 60-tich publikáciách. Jeho práce sú zamerané na teoretické geofyzikálne problémy v nadväznosti na ich praktické využitie. Výsledky jeho výskumnej činnosti boli a sú využívané v základnom a aplikovanom geofyzikálnom a geologickom výskume, ako aj pri vyhľadávaní nerastných surovín. Nesmierne záslužnú činnosť vykonal akademik Tibor Kolbenheyer aj na pedagogickom poli. Vychoval celý rad vedeckých pracovníkov. Právom ho možno označiť za zakladateľa modernej geofyziky na Slovensku. Pre jeho veľkú odbornú erudíciu a nevšedné organizačné schopnosti bol poverený rôznymi význačnými funkciami.

Mimoriadne zásluhy akademika Tibora Kolbenheyera vo vedeckej, pedagogickej a organizátorskej práci ocenila naša spoločnosť viacerými štátnymi a inými vyznamenaniami. V roku 1954 bola mu udelená štátna cena za objavenie magnezitového ložiska v Podrečanoch, v roku 1962 bol vyznamenaný Radom práce a v roku 1972 mu bola udelená čestná plaketa Dionýza Štúra za zásluhy v prírodných vedách, zlatá



medaila Univerzity P. J. Šafárika v Košiciach, medaila Vysokej školy technickej v Košiciach a v roku 1976 medaila J. A. Komenského.

Je potešiteľné, že toto významné životné jubileum zastihuje akademika Tibora Kolbenheyera v plnom zdraví v nevšednom pracovnom eláne a plného optimizmu.

Všetci československí geofyzici a geológovia želajú jubilantovi do ďalších rokov jeho plodnej práce mnoho zdravia, osobného šťastia a úspechov v jeho vedeckej, pedagogickej a organizátorskej činnosti pre rozvoj prírodných vied v prospech našej socialistickej spoločnosti.

O. Fusán—J. Plančár

Jozef Plančár et al.

Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí

(53 obr. v texte, 17 príl., 1 mapa, anglické resumé)

Abstract. A detailed analysis of density and magnetic properties of basical rock types and of rock complexes is presented. The author also gives his interpretation of deep relief of the Gemeride granites, as well as geophysical-geological analysis of light granitoid bodies in the Veporides, and points at their possible continuation at a depth as far as the Ipelská kotlina (depression). Recorded are occurrences of ultrabasic bodies throughout the Slovenské rudohorie (mountains). The paper contains quantitative interpretation of the Komárov and the Rochov magnetic gravity anomalies. Analyzed is spatial distribution of basic rocks in the eastern part of the Slovenské rudohorie (mountains) as well as fault systems and their depth extension. The author discusses the relationships between perisurficial structures and the deep structure, and the relation of the Slovenské rudohorie to its surroundings.

Úvod

V práci predkladáme komplexnú geologicko-geofyzikálnu syntézu výsledkov geofyzikálnych meraní, získaných najmä za posledných 15 rokov, a najnovších geologických poznatkov. Táto syntéza je výsledkom geologickej interpretácie tiažových a magnetických anomálií ako prejavu hustotných a magnetických nehomogenít, nachádzajúcich sa blízko pod povrchom i vo väčších hĺbkach a hustotných i magnetických rozhraní ako prejavu významných poruchových systémov. Riešenie týchto otázok je dôležité jednak pre objektívnosť poznania vrchnej časti zemskej kôry v oblasti Slovenského rudohoria, jednak pre vyhľadávanie skrytých ložísk ťžitkových nerastov. Z tohto aspektu má zásadný význam vymedzenie rozsahu a hĺbkového pokračovania intruzívnych telies kyslého, bázického až ultrabázického zloženia a vymedzenie poruchových zón, ktoré môžu mať s výskytmi nerastných surovín úzku spätosť. K riešeniu tejto problematiky najviac prispeli tiažové a magnetické merania v mierke 1 : 25 000, výsledky najnovších geologických výskumov a údaje zo štruktúrnych vrto.

Gravimetrické a magnetické údaje, ktoré sme mali k dispozícii, odrážajú veľmi variabilné fyzikálne pomery a zložitú geologickú stavbu, a preto ich nemožno úplne

Ing. Jozef Plančár, CSc., Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta, Bratislava; RNDr. Miroslav Filo — Ing. Ján Šefara, Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava, Geologická 18, Bratislava; RNDr. Laurenc Snopko, CSc. — RNDr. Albín Klinec, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

a jednoznačne vysvetlíť. Pre detailnejšie poznanie vrchnej časti zemskej kôry, a najmä pre riešenie ložiskových problémov v oblasti Slovenského rudohoria bude potrebný podrobnejší výskum vhodnými geofyzikálnymi a geologickými metódami. Napriek tomu sa domnievame, že základné údaje o rozložení hmôt, o štruktúrach telies, o smeroch a rozsahu významných porúch, ktoré v práci predkladáme, najpravdepodobnejšie odrážajú skutočný stav.

Geofyzikálna preskúmanosť

Geofyzikálne práce sa v oblasti Slovenského rudohoria začali robiť približne od roku 1950. Prevažná väčšina starších prác má detailno-prieskumný charakter, niektoré práce majú charakter vyhľadávacieho prieskumu. Ich cieľom bolo nájsť pokračovanie niektorých známych ložísk, vysledovať tektonické poruchy a pod. Išlo prevažne o práce lokálneho významu.

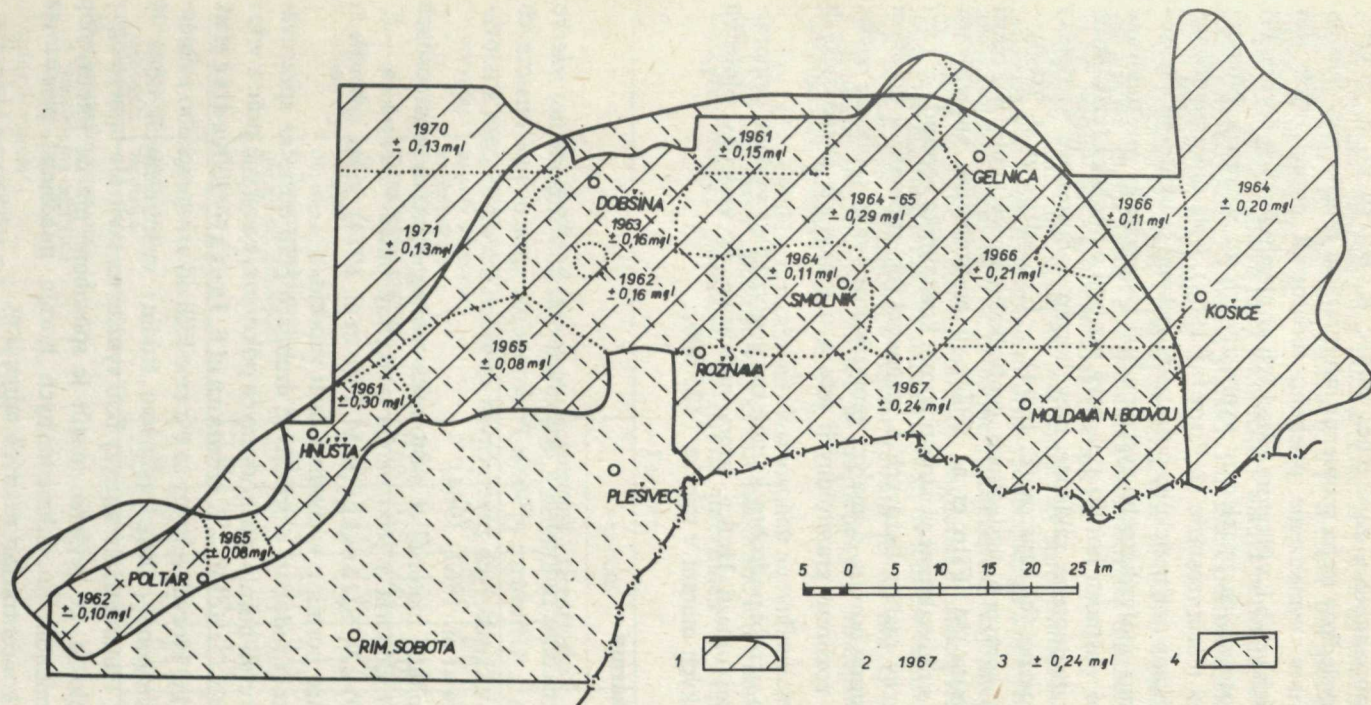
Väčší význam majú základné geofyzikálne merania v mierke 1 : 200 000. Z nich najdôležitejšia je štátna gravimetrická mapa ČSSR (J. Ibrmajer 1963), ktorá bola základom pre mnohé geofyzikálno-geologické interpretácie (O. Fusán et al. 1965, 1971) a zásadne ovplyvnila orientáciu ďalších geofyzikálnych výskumov. Osobitnú pozornosť si zasluhujú štúdiá remanentnej magnetizácie bázických a ultrabázických hornín Spišsko-gemerského rudohoria (M. Krs et al. 1962, 1964) a paleomagnetické výskumy permských a triasových sedimentov Slovenského rudohoria (J. Kotásek — M. Krs 1965).

Najväčší význam pre riešenie štruktúrnych a tektonických pomerov pripovrchovej a hlbinej stavby zemskej kôry má detailný gravimetrický a magnetometrický výskum v mierke 1 : 25 000, ktorý sa začal systematicky vykonávať od roku 1960.

Gravimetrické mapovanie v skúmanom území bolo urobené s hustotou 3 — 6 pozorovaných bodov na km², pričom vzdialenosť medzi jednotlivými bodmi je približne 300 — 800 m. Stredná chyba nameranej tiažovej anomálie v jednotlivých oblastiach je uvedená na obr. 1 a pohybuje sa od $\pm 0,08$ do 0,30 mgl. Odhadnutá stredná chyba z interpolácie v prevažnej časti územia nepresahuje $\pm 0,15$ mgl. V terénoch, kde je riedka sieť pozorovaných bodov, podľa predbežného odhadu neprekračuje $\pm 0,3$ mgl. V prevažnej väčšine územia za reálnu anomáliu možno považovať hodnotu väčšiu ako 0,5 mgl.

Plošné pozemné magnetometrické merania sa začali robiť v roku 1962 s hustotou 10 — 12 bodov na km². Meraná bola vertikálna zložka totálnej intenzity geomagnetického poľa. Stredná chyba nameranej anomálie bola $\pm 7,8$ gama a za reálne anomálie boli považované hodnoty väčšie ako 25 gama. Výraznejšie a geologicky zaujímavé anomálie, zistené plošným magnetometrickým mapovaním, boli spresňované detailnými profilovými meraniami. Značný objem prác sa sústredil i na vyhľadávanie serpentinitov (J. Hricko 1965, 1968; M. Filo 1968).

Zhodnotenie komplexných geofyzikálnych výskumov z oblasti Spišsko-gemer-



Obr. 1 Schéma geofyzikálnej preskúmanosti v $M=1:25\ 000$

1 — tiažové merania, 2 — rok merania, 3 — stredná chyba nameranej anomálie, 4 — magnetické merania

Fig. 1 Geophysical surveys carried out in the scale 1 : 25 000

1 — gravity measurements; 2 — the year of measurements; 3 — mean deviation of measured anomalies; 4 — magnetic measurements

ského rudohoria je obsiahnuté v záverečnej správe R. Bártu et al. (1969). Z najzaujímavejších výsledkov treba spomenúť interpretáciu reliéfu gemeridných granitov pozdĺž profilov, vymedzenie priebehu niektorých poruchových zón a tektonických línií a ich vzťah k výskytom bázických až ultrabázických hornín. Pri riešení niektorých teoretických problémov vyplývajúcich zo vzťahu k hlbínnej stavbe bola aplikovaná teória izostázie (J. Popeláš 1968). Bola dokumentovaná závislosť medzi anomáliami magnetického poľa, geologickými štruktúrami a tektonickými líniami. V rámci geofyzikálneho výskumu boli systematicky preštudované hustotné a magnetické vlastnosti hornín a po prvý raz boli z hľadiska fyzikálnych vlastností štatisticky zhodnotené základné typy hornín a horninové komplexy jednotlivých litostratigrafických útvarov (F. Janák — E. Kadlec et al. 1969).

V prvej čiastkovej správe o výsledkoch geofyzikálneho výskumu v oblasti Kráľovej hole a Kohúta (M. Filo et al. 1974) sú podrobnejšie analyzované hustotné, magnetické a rádioaktívne vlastnosti hornín kryštalinika veporíd. Je v nej podaný prvý komplexný rozbor tiažových a magnetických anomálií v korelácii s fyzikálnymi vlastnosťami hornín. Z analýzy geofyzikálnych máp vyplynuli novšie poznatky o plošnom rozšírení granitoidných más a o výskytoch ultrabázických hornín.

V súčasnom období sa robí podrobný komplexný geofyzikálny výskum gemeridných granitov v širšej oblasti Hnilca, ktorý nadväzuje na výsledky plošných tiažových a magnetických meraní v mierke 1 : 25 000.

Fyzikálne vlastnosti hornín

Hustoty hornín Slovenského rudohoria a priľahlých oblastí v regionálnej mierke spracoval M. Eliáš a J. Uhmán (1968). Podrobnejšie spracovanie hustotných parametrov nájdeme v čiastkových záverečných správach z rôznych častí študovaného územia (M. Krs et al. 1962, 1964).

V súčasnosti najbohatší materiál o hustotných a magnetických vlastnostiach hornín Slovenského rudohoria a jeho okolia poskytujú práce F. Janáka — E. Kadleca et al. (1969) a M. Stránskej (in M. Filo et al. 1974), ktorá určovala aj rádioaktívne parametre hornín z východnej časti veporíd.

V Spišsko-gemerskom rudohorí a priľahlých územiach bolo hustotne spracovaných takmer 6000 vzoriek hornín z prirodzených odkryvov, banských prác a vrtov (M. Chlupáčová — O. Orlický — J. Uhmán in F. Janák — E. Kadlec et al. 1969). Niektoré vzorky, ktorých hustoty sa výrazne líšili od aritmetického priemeru súboru, boli podrobené mikroskopickému štúdiu; vyhotovených bolo 90 výbrusov a nábrusov. Planimetrické analýzy boli využité na kontrolu mineralogických hustôt. Dokázalo sa, že zvýšenie hustôt je spôsobené hlavne intenzívnou hydrotermálnou premenou; u sedimentárnych hornín mladšieho paleozoika a mezozoika vyššou koncentráciou rudných minerálov.

Magnetická susceptibilita bola určená na 4800 vzorkách a kontrolné merania boli urobené asi na 600 vzorkách. Pri meraní bol použitý striedavý mostík; presnosť meraní je 1 %.

Okrem spomínaných mikroskopických analýz petrografické určovanie hornín sa robilo makroskopicky podľa starších i novších petrografických štúdií a geologických mapových podkladov.

Vo východnej časti veporíd boli na viac ako 700 vzorkách merané hustotné parametre, magnetická susceptibilita a rádioaktívne vlastnosti. Petrografické určovanie hornín bolo urobené makroskopicky.

Všetky namerané hodnoty boli štatisticky spracované. Ak bol štatistický súbor nameraných hodnôt definovaný príliš všeobecne, na základe sledovaných charakteristík bol rozdelený na dva, prípadne viac súborov. Najčastejšie prípady rozdelenia sú podľa výrazne odlišných hodnôt magnetickej susceptibility. Základné údaje hustotných a magnetických parametrov sú uvedené v tabuľkách (1—8). Náзорnejšie vyjadrenie objemových hustôt hornín je na obr. 3—8. Posúdenie hornín z hľadiska objemových hustôt a magnetických susceptibilit je vyjadrené na korelačných grafoch (obr. 9—15).

Terciér: Údaje o fyzikálnych vlastnostiach neovulkanických komplexov (tabuľka 1) sú orientačné, pretože vzorky boli odobrané len z nepatrnej časti územia ich výskytu. Menej spoľahlivé sú najmä informácie o fyzikálnych parametroch

Terciér

tabuľka 1

horniny		hustota				susceptibilita			
		objemová		mineralogická		N	M	s	N
		M	s	M	s				
neovulkanity	bazalty a bazanity	2,73	0,07	2,83	0,04	28	3005	1212	5
	vulkanické sklá,	1,82	0,12	2,34	0,13	26	—	—	—
	pyroklastické sedimenty pyroklastická neovulk.	2,60	0,09	2,65	0,18	3	3012	1922	3
neogénne sedimenty	ily	1,95	0,23	2,59	0,17	88	16	5	26
	bridlice	2,25	0,16	2,58	0,19	4	—	—	—
	ily, sliene, ilovce (juhoslovenská panva)	1,81	0,18	2,61	0,15	7	8	3	5
	pieskovce, prachovce	2,39	0,11	2,63	0,07	9	14	—	—
	štrky, piesky	1,92	0,33	2,53	0,23	10	—	—	—
	zlepence	2,42	0,17	2,63	0,12	32	23	16	2
vnútrokarpatský paleogén	bridlice	2,67	0,23	2,76	0,16	3	7	3	3
	pieskovce	2,56	0,16	2,76	0,11	39	11	6	26
	zlepence	2,62	0,08	2,72	0,06	37	6	6	14

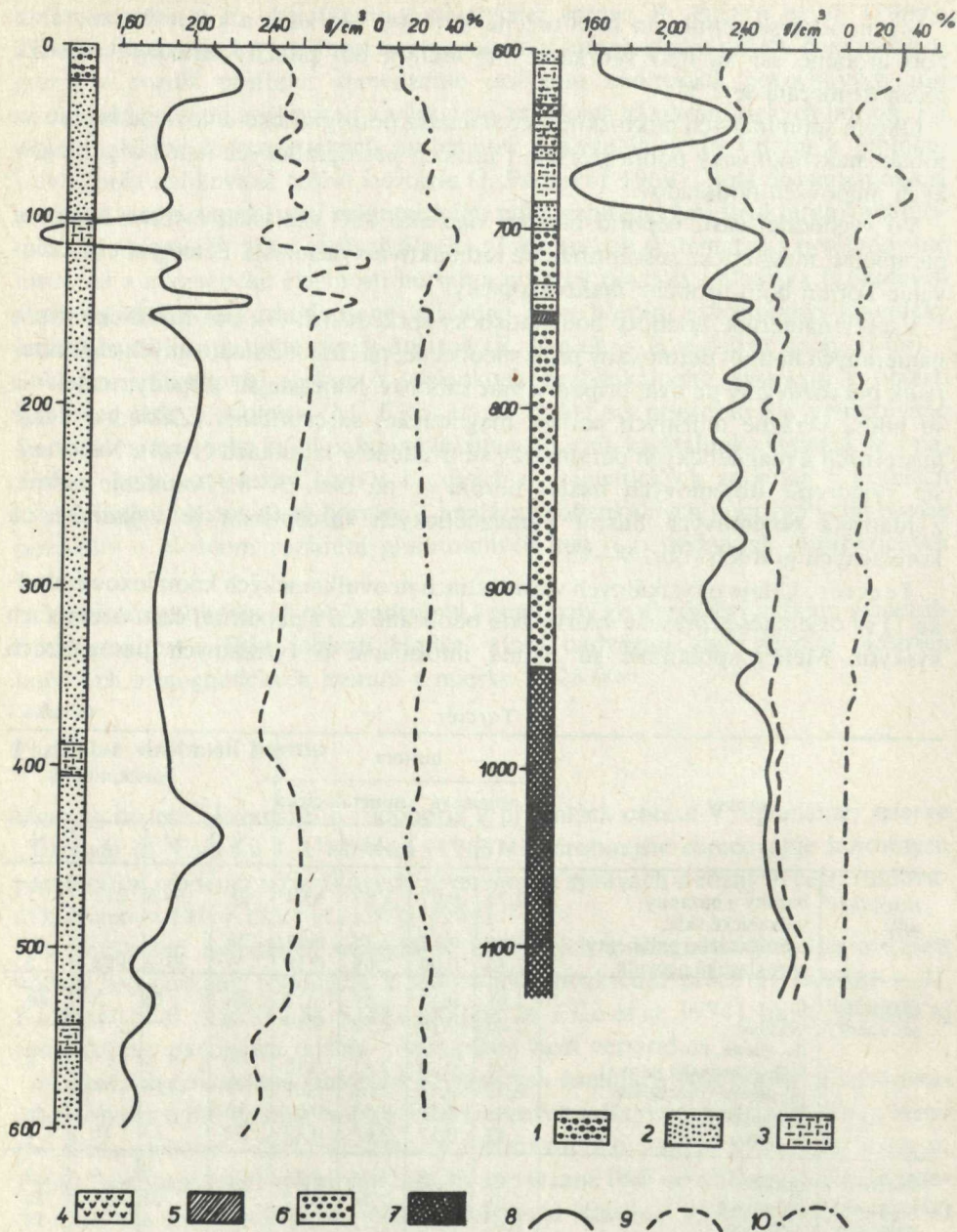
M = aritmetický priemer

s = smerodajná odchýlka

N = počet vzoriek

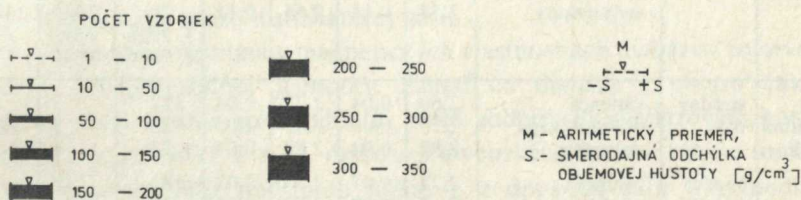
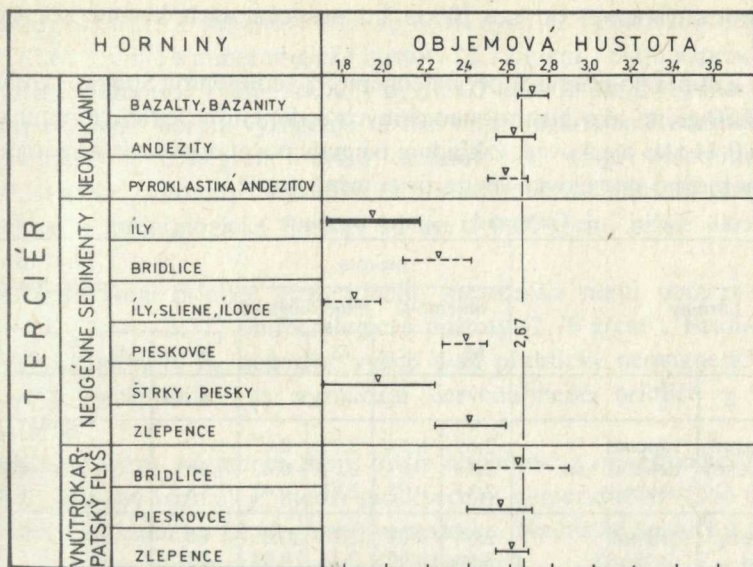
hustota = γ g/cm³

magnetická susceptibilita = $x \cdot 10^{-6}$ CGSM



Obr. 2 Hustotná charakteristika vrtu Komárovce — 1 (E. Kadlec 1969)

1 — štrky, 2 — piesky s vložkami ílov, íly, aleurity, 3 — tufy, tufity, tufitické íly, 4 — vulkanické sklá, 5 — tmavé bridlice, 6 — zlepenca, 7 — serpentinity, peridotity, 8 — objemová hustota (g/cm^3), 9 — mineralogická hustota (g/cm^3), 10 — pórovitosť (%)



Obr. 3 Graf hustôt terciéru (J. Šefara)

Fig. 3 Densities of Tertiary rocks (J. Šefara)

pyroklastik. Pre stanovenie ich priemerných hodnôt by bolo treba spracovať mnohonásobne väčší počet vzoriek. Hustoty čadičov z okolia Lučenca sú v priemere o 0,10 g/cm³ a susceptibilita > 1000 · 10⁻⁶ j. CGSM vyššie ako u andezitov. Tieto rozdiely vcelku zodpovedajú ich mineralogickému zloženiu.

Hustotnú charakteristiku neogénnych sedimentov (tabuľka 1) západnej časti Košickej kotliny spresňuje obr. 2, na ktorom je vykreslený priebeh objemovej hustoty (σ_v), mineralogickej hustoty (σ_m) a pórovitosti (p) pozdĺž vrtného profilu do hĺbky 1130 m na vrte Komárovce-1. V neogénnej výplni je zreteľné hustotné rozhranie v hĺbke 690 m, pričom v celom profile sa prejavuje značná variabilita všetkých sledovaných parametrov. Z analýzy 150-tich vzoriek vyplýva, že objem-

Fig. 2 Density characteristics of the bore-hole Komárovce — 1 (E. Kadlec 1969)

- 1 — gravel; 2 — sandstones with clay layers, silts, clays; 3 — tuffs, tuffites, and tuffaceous clays;
- 4 — volcanic glass; 5 — dark shales; 6 — conglomerates; 7 — serpentinites and peridotites;
- 8 — volume density (gcm⁻³); 9 — mineral density (gcm⁻³); 10 — porosity (%)

vé hustoty hornín stúpajú od cca 700 m od nespevnených k silne spevneným sedimentom.

Objemové a mineralogické hustoty paleogénnych sedimentov Spišskej kotliny sú vyššie až o 0,80 g/cm³ ako hustoty neogénnych sedimentov. Bridlice majú vyššie hodnoty σ_0 o 0,11 ako pieskovce, vzhľadom na malý počet odobratých vzoriek však tieto rozdiely možno považovať iba za orientačné údaje.

Gemeridy — mezozoikum

tabuľka 2

horniny			hustota				susceptibilita			
			objemová		mineralogická		N	M	s	N
			M	s	M	s				
1	2	3	4		5		6	7		
juho-gemeridná jednotka	stredný a vrchný trias	vápence dolomit. váp. dolomity	2,69	0,04	2,72	0,02	119	4	7	41
			2,73	0,03	2,77	0,02	28	1	1	12
			2,84	0,03	2,87	0,02	18	1	1	11
	spodný trias	bridlice pieskovce glaukofanity diabázy serpentinity	2,68	0,07	2,76	0,06	80	18	8	66
			2,66	0,05	2,74	0,03	22	11	5	18
			3,14	0,05	3,16	0,04	12	240	290	6
			2,81	0,09	2,92	0,07	14	54	16	11
			2,57	0,14	2,65	0,11	29	2445	2424	18
							I. 2026	1510	14	
							II. 7036	1078	3	
severo-gemeridná jednotka	stredný trias	vápence dolomit. váp. dolomity	2,69	0,04	2,72	0,03	122	2	2	37
			2,75	0,06	2,81	0,03	28	1	2	13
			2,82	0,04	2,88	0,04	23	6	7	7
	spodný trias	bridlice pieskovce sadrovce anhydrity diabázy serpentinity	2,71	0,07	2,76	0,07	181	18	8	76
			2,67	0,07	2,72	0,06	37	11	5	26
			2,36	0,09	2,46	0,03	9	3	2	7
			2,89	0,03	2,91	0,03	12	5	4	6
			2,90	0,10	2,94	0,08	18	2462	2773	10
			2,50	0,24	2,69	0,16	17	3216	2413	13
meliatska séria	bridlice diabázy fylity, bridlice, kvarcity, met. pieskovce kryštal. vápence I kryštal. vápence II (z. od Turne n/Bodvou)	2,71	0,06	2,79	0,03	6	16	6	4	
		2,93	0,14	2,98	0,12	7	78	9	5	
		2,67	0,07	2,72	0,06	6	3	1	4	
		2,74	0,06	2,81	0,08	4	35	5	2	
		2,68	0,02	2,70	0,01	7	0	0	4	
mezozoikum Muránskej planiny	piesčité vápence vápence dolomity pieskovce	2,32	0,69	2,54	0,06	7	12	9	7	
		2,70	0,04	2,73	0,04	107	0	—	78	
		2,78	0,06	2,84	0,02	40	5	10	31	
		2,59	0,05	2,64	0,04	22	9	16	27	
krieda	gemeridné granity	2,61	0,06	2,66	0,03	105	5	4	60	

Mezozoikum: Z vápencov bolo spracovaných 426 vzoriek. Konštantné objemové ($2,69 \text{ g/cm}^3$) a mineralogické hustoty ($2,72 \text{ g/cm}^3$) majú vápence Slovenského krasu a Galmusu. Vyššie hodnoty σ_0 o 0,01 až 0,02 majú vápence z Muránskej planiny i Čiernej hory a vyznačujú sa tiež veľmi nízkou smerodajnou odchýlkou. V priemere o $0,04 \text{ g/cm}^3$ vyššie hodnoty σ_0 majú dolomitické vápence a o $0,10 \text{ g/cm}^3$ dolomity. Výnimku tvoria dolomity Muránskej planiny, ktorých objemové a mineralogické hustoty sú asi o $0,05 \text{ g/cm}^3$ nižšie ako u ostatných dolomitov.

Spodnotriasové bridlice gemeridného mezozoika majú pomerne konštantné objemové ($2,68$ — $2,71$) i mineralogické hustoty ($2,76 \text{ g/cm}^3$). Bridlice meliatskej série majú hodnoty σ_m nepatrne vyššie a sú prakticky nemagnetické; miernym zvýšením susceptibility sa vyznačujú červenohnedé bridlice s hematitovým pigmentom.

Pieskovce, resp. kremence majú nižšie objemové a mineralogické hustoty ako bridlice. Značný rozdiel je medzi pieskovecami gemeridného ($2,66 \text{ g/cm}^3$) a kremencami veporidného ($2,62 \text{ g/cm}^3$) mezozoika. Najnižšie hustoty z týchto hornín majú pieskovce Muránskej planiny ($2,59 \text{ g/cm}^3$).

Zo všetkých hornín v mezozoiku sú najťažšie ($3,14 \text{ g/cm}^3$) glaukofanity, ktoré sa vyskytujú v spodnom triase a meliatskej sérii.

Podstatné rozdiely sú najmä v magnetických vlastnostiach diabázov zo severogemeridnej a juhogemeridnej jednotky. Zatiaľ čo diabázy z oblasti Jakloviec a Margecian majú vysokú susceptibilitu, ktorá zodpovedá diabázovým horninám rakoveckej série (tabuľka 2 a 5), diabázy Slovenského krasu vrátane meliatskej série majú susceptibilitu podstatne nižšiu a zodpovedá skôr intermediárnym horninám. Analogické sú aj rozdiely v hodnotách σ_0 a σ_m . Diabázy zo severogemeridnej jednotky majú vyššie hodnoty ($\sigma_0 = 2,90$ a $\sigma_m = 2,94 \text{ g/cm}^3$) ako diabázy z juhogemeridnej jednotky ($\sigma_0 = 2,81 \text{ g/cm}^3$ a $\sigma_m = 2,92 \text{ g/cm}^3$). Vyššie hodnoty σ_0 a σ_m diabázov zo severogemeridnej jednotky poukazujú na väčší obsah feromagnetických minerálov.

Gemeridy — perm

tabuľka 3

horniny		hustota				susceptibilita			
		objemová		mineralogická					
		M	s	M	s	N	M	s	N
kontinentály	bridlice pieskovce, droby fylity, porfyroidy, kremité porfýry zlepence	2,72	0,12	2,79	0,09	65	17	7	35
		2,71	0,13	2,77	0,12	36	13	6	23
		2,64	0,09	2,72	0,06	45	15	7	35
		2,71	0,14	2,78	0,15	73	14	13	45
morský	pieskovce, prachovce, bridlice kryštalické vápence	2,71	0,07	2,78	0,06	55	17	7	44
		2,69	0,05	2,73	0,04	12	6	5	8

horniny		hustota				susceptibilita			
		objemová		mineralogická		N	M	s	N
		M	s	M	s				
1	2	3		4		5		6	
rožňavsko železnická fácia (perm- karbón?)	fylity kvarcify zlepence	2,72	0,10	2,78	0,08	34	20	12	33
		2,67	0,06	2,73	0,07	35	7	11	31
		2,66	0,08	2,73	0,08	67	10	8	59
bint- rudniarska fácia	fylity kvarcify zlepence diabázy	2,84	0,14	2,86	0,15	14	21	8	5
		2,76	0,10	2,79	0,10	4	14	—	1
		2,65	0,11	2,71	0,08	23	59	—	11
		2,88	0,09	2,93	0,09	21	937	—	18
dobšinský vývoj a bu- činské vrstvy	fylity kvarcify zlepence, droby kremité porfýry	2,76	0,12	2,81	0,09	32	26	21	27
		2,63	0,08	2,68	0,06	4	42	—	3
		2,72	0,11	2,78	0,09	14	11	14	17
		2,60	0,06	2,69	0,03	12	6	2	11
ochtinsko- podrečianska fácia a dúbavské vrstvy	fylity kvarcify droby, drobové pies. brekcie amfibolity kryštal. vápence kryštal. dolomity zelené a mastencové bridlice diabázové tufity serpentinity magnezity	2,70	0,11	2,78	0,09	239	22	14	206
		2,60	0,07	2,68	0,05	16	15	13	9
		2,70	0,06	2,74	0,05	32	14	33	24
		2,39	0,18	2,67	0,06	8	2	2	7
		2,99	0,06	3,05	0,06	49	501	—	45
		2,72	0,04	2,75	0,04	50	12	23	30
		2,84	0,04	2,88	0,04	45	9	6	34
		2,76	0,08	2,84	0,06	17	657	—	14
		2,72	0,14	2,82	0,06	36	55	58	28
		2,67	0,09	2,74	0,09	25	1303	—	18
		2,99	0,07	3,04	0,05	81	18	3	18

Značné rozdiely hustôt a magnetických susceptibilit májú serpentinity v oboch jednotkách mezozoika gemeríd. Výrazne sa to prejavuje v rozptyle ich hodnôt, ktorý je zo všetkých hornín v mezozoiku najvyšší (tabuľka 2 a 4). Podľa hustotných a magnetických parametrov ide prevažne o ultrabázika s rôznym, vcelku vysokým stupňom serpentinizácie. Vyššie objemové hustoty serpentinitov južnej časti gemeríd ovplyvňujú serpentinizované peridotity z vrtu Komárovce-1.

Hustoty evaporitov sú veľmi rozdielne: vyššie hustoty majú anhydrity, podstatne nižšie sadrovce. Ich susceptibilita je približne rovnaká a pohybuje sa okolo $10 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM.

Gemeridné granity kriedového veku (J. Kantor 1957) vyskytujúce sa v horninách staršieho paleozoika gelnickej série majú $\sigma_0 = 2,61 \text{ g/cm}^3$ a $\kappa = 5 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM.

Mladšie paleozikum: Najväčší počet vzoriek z hornín mladšieho paleozoika

Obr. 4 Graf hustôt mezozoika gemeríd (J. Šefara)

Fig. 4 Densities of Mesozoic rocks in the Gemerides (J. Šefara)

GEMERIDY - MEZOZOIKUM		HORNYNY		OBJEMOVÁ HUSTOTA																		
				1,8	2,0	2,2	2,4	2,6	2,8	3,0	3,2	3,4	3,6									
MURÁNSKA PĽOŠINA	MELIATSKA SÉRIA	KRYŠŤ. VÁPENCE I.	KRYŠŤ. VÁPENCE II.																			
															FYLITY, BRIDLICE, KREMENCE, MET. PIESKOVCE	DIABÁZY	BRIDLICE					
		SERPENTINITY																				
			SPODNÝ TRIAS												DIABÁZY	ANHYDRITY	SADROVCE	PIESKOVCE	BRIDLICE			
	DOLOMITY																			DOLOMIT. VÁPENCE	VÁPENCE	
															STREDNÝ TRIAS	SERPENTINITY						
		SEVEROGEMERIDNÁ JEDNOTKA															SERPENTINITY					
	SPODNÝ TRIAS																	DIABÁZY	GLAUKOFANITY	PIESKOVCE	BRIDLICE	
															STRED-VRCH TRIAS	DOLOMITY						DOLOMITICKE VÁPENCE
			JUHOGEMERIDNÁ JEDNOTKA																			
	KRIEDA	GEMERIDNÉ GRANITY																				

(383) bol odobratý z fylitov. Ich objemové hustoty sa pohybujú od 2,64 do 2,84 g/cm³ a mineralogické od 2,72 do 2,86 g/cm³. Stredná hodnota σ_0 je 2,72 g/cm³. Najnižšie hustoty majú fylity kontinentálneho permu a najvyššie fylity bindtsko-rudnianskej fácie. Podobne i smerodajná odchýlka sa mení v širokom rozmedzí od 0,06 do 0,14 g/cm³.

Permské bridlice gemeríd i veporíd majú podobnú hustotnú charakteristiku ako bridlice mezozoika (2,72 g/cm³). Arkózy, droby, drobové pieskovce a zlepenice majú priemernú objemovú hustotu (2,69 g/cm³). Nižšie σ_0 (2,63—2,66 g/cm³) majú zlepenice Čiernej hory, bindtsko-rudnianskej a rožňavskej fácie a permské sedimenty z obalového pásma veporíd (arkózy, arkózové pieskovce, zlepenice). Pieskovce majú hodnoty σ_0 a σ_m približne o 0,10 nižšie ako bridlice mladšieho paleozoika, (To isté konštatovanie platí pre mezozoikum a paleogén). Objemová hustota kremencov sa mení od 2,60 do 2,76 g/cm³; anomálne vysoké hustoty majú kremence bindtsko-rudnianskej fácie (2,76 g/cm³). Hustoty kryštalických karbonátov sa menia od 2,69 do 3,06 g/cm³; u kryštalických vápencov (2,69—2,72 g/cm³), kryštalických dolomitov (2,84 g/cm³) sú podobné ako u nepremených karbonátov mezozoika. Ich susceptibilita sa pohybuje od 9 do 70 · 10⁻⁶ j. CGSM.

Kremité porfýry z okolia Švermova, ktoré vystupujú v spodnom triase na rozdiel od porfýrov karbónu (?) z okolia Nižnej Slanej (2,60 g/cm³) a permu gemeríd (2,64 g/cm³) sa vyznačujú nižšími hodnotami hustôt (2,56 g/cm³).

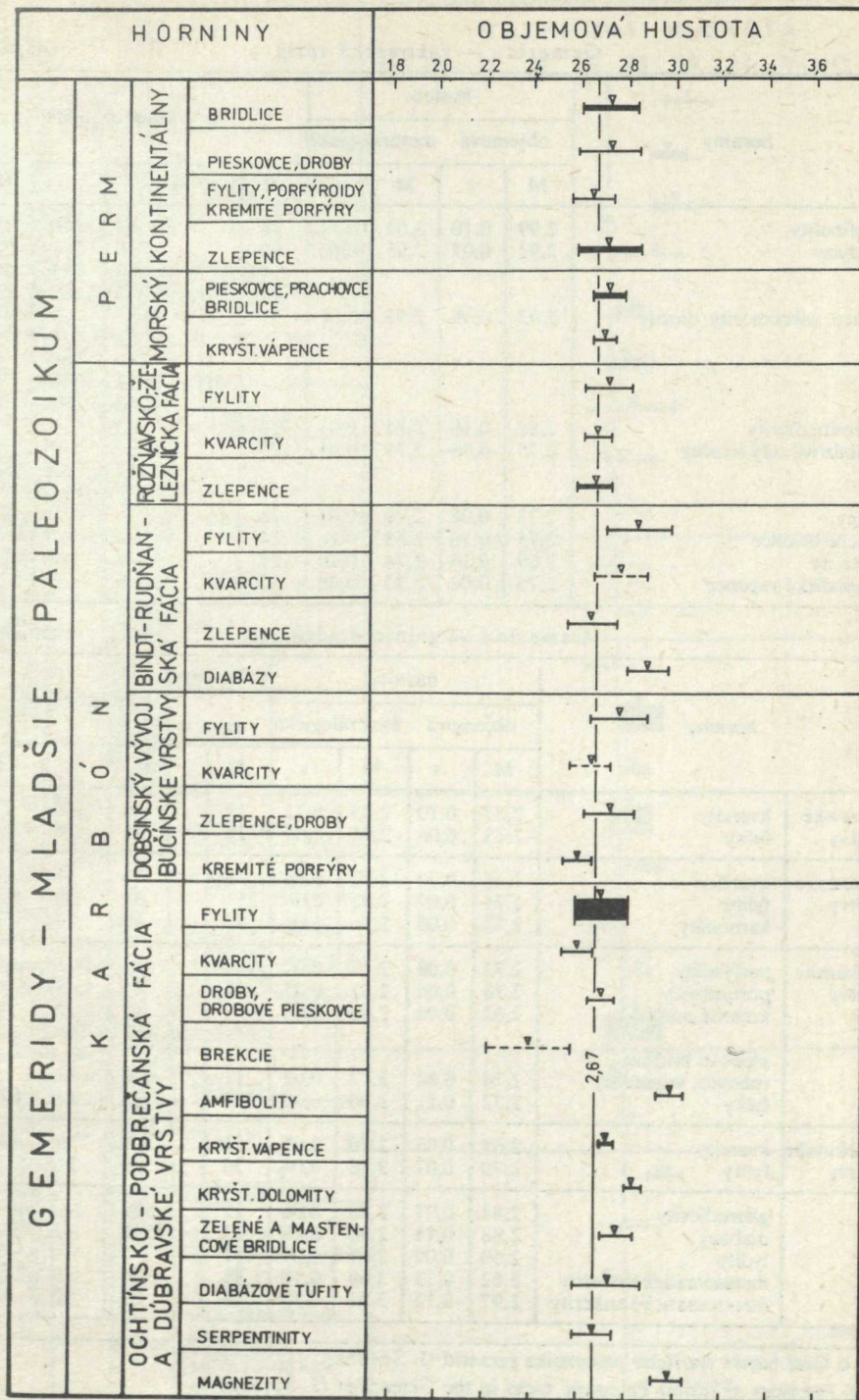
Z bázických hornín najnižšiu hustotu majú diabázové tufy a tufity ($\sigma_0 = 2,72$ g/cm³), podstatne vyššiu (2,88 g/cm³) diabázy karbónu a najvyššiu (2,99 g/cm³) albitovo-epidotické amfibolity (F. Janák — E. Kadlec et al. 1969) z okolia Hnúšte, Jelšavy a Veľkého Folkmáru. Mnohé z telies albitovo-epidotických amfibolitov boli vytypované predovšetkým na základe ich vysokých hustôt a dodatočne potvrdené optickým štúdiom (E. Kadlec 1969, 1972). V značnej miere sa vyskytujú v periférnych úsekoch s. pruhu karbónu gemeríd a mnohé z nich boli už prv zaradené medzi iné typy bázických hornín. Podobne najnižšiu susceptibilitu majú diabázové tufy a tufity (55 · 10⁻⁶ j. CGSM), vyššiu amfibolity (500 · 10⁻⁶ j. CGSM) a najvyššiu diabázy (900 · 10⁻⁶ j. CGSM).

Serpentinity z lokalít Ploské—Hámor, Ochtiná a Slávoška majú hustoty podstatne vyššie (až o 0,17 g/cm³) ako serpentinity v mezozoiku. Ich susceptibilita je naopak podstatne nižšia (viac ako o 2000 · 10⁻⁶ j. CGSM). Aj v tomto prípade sa potvrdilo, že so zvyšovaním stupňa serpentinizácie ultrabázických hornín ich hustoty klesajú a susceptibilita narastá.

Staršie paleozoikum: Kremité porfýry gelnickej série majú relatívne nízke hustoty (2,62 g/cm³). Ich susceptibilita je značne rozdielna. Niektoré typy sú prakticky nemagnetické a niektoré (oblasť Pača — Smolník — Nižný Medzev) až

Obr. 5 Graf hustôt mladšieho paleozoika gemeríd (J. Šefara)

Fig. 5 Densities of Upper Paleozoic rocks in the Gemerides (J. Šefara)

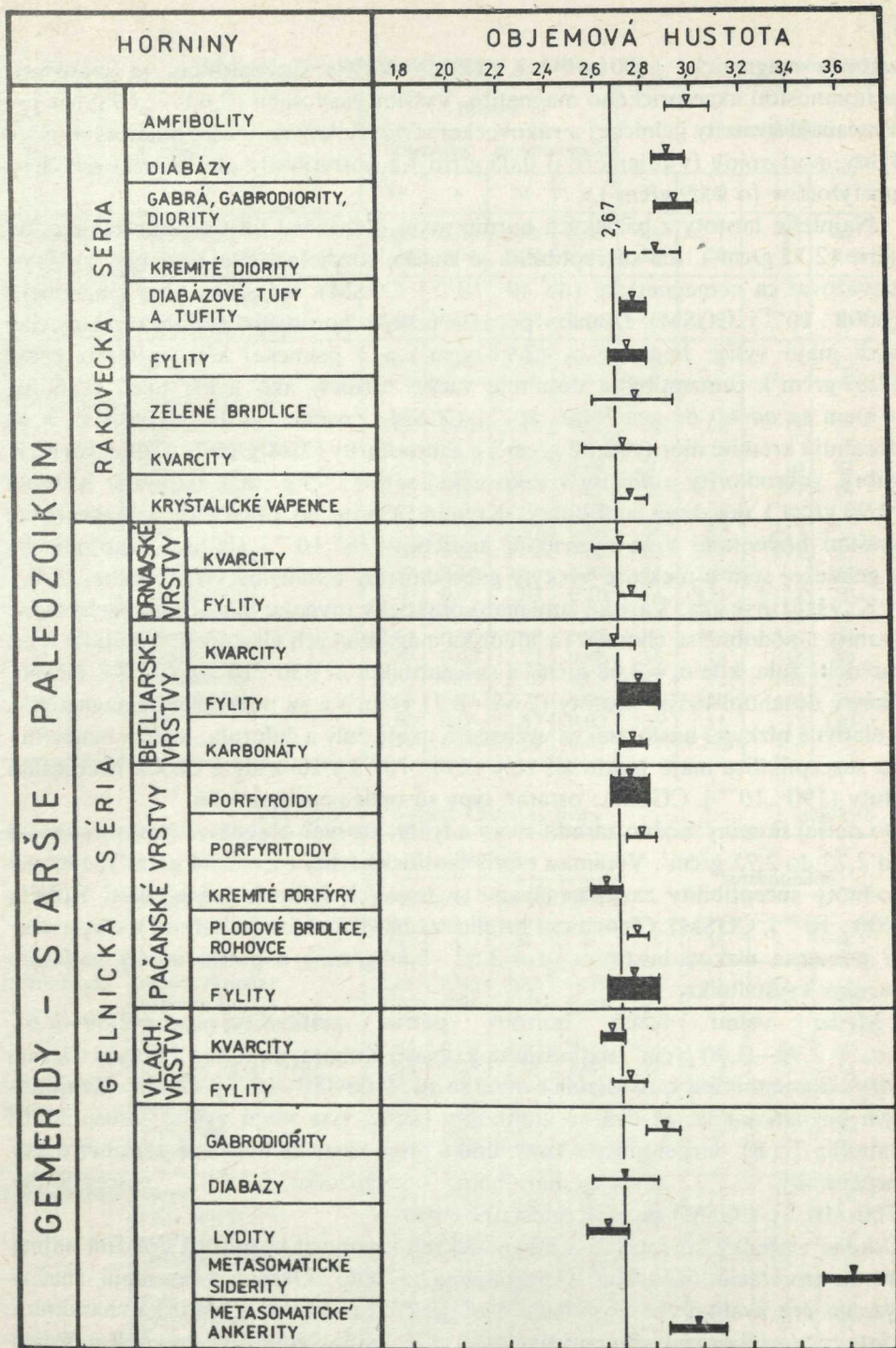


horniny		hustota				susceptibilita			
		objemová		mineralogická		N	M	s	N
		M	s	M	s				
amfibolity		2,99	0,10	3,01	0,11	28	67	10	13
diabázy		2,91	0,07	2,95	0,06	90	718	—	72
							I. 58	21	59
							II. 2343	1362	12
gabrá, gabrodiority, diority		2,93	0,09	2,95	0,09	53	1087	—	39
							I. 67	26	19
							II. 280	89	6
							III. 851	346	6
							IV. 4263	2127	8
kremité dlority		2,82	0,10	2,85	0,08	10	33	8	5
diabázové tufy a tufity		2,75	0,06	2,79	0,05	125	524	—	98
							I. 37	13	85
							II. 5137	2887	13
fylity		2,73	0,08	2,79	0,07	111	28	9	77
zelené bridlice		2,75	0,18	2,83	0,10	14	43	7	7
kvarcify		2,69	0,16	2,74	0,20	27	12	8	18
kryštalické vápence		2,73	0,06	2,75	0,05	7	9	3	5

horniny		hustota				susceptibilita			
		objemová		mineralogická		N	M	s	N
		M	s	M	s				
drnavské	kvarcify	2,67	0,10	2,75	0,11	19	6	5	17
vrstvy	fylity	2,73	0,06	2,81	0,05	28	22	9	25
betliarske	kvarcify	2,65	0,10	2,72	0,08	9	15	14	8
vrstvy	fylity	2,75	0,09	2,82	0,08	213	31	35	155
	karbonáty	2,73	0,06	2,76	0,06	52	13	11	39
pačianske	porfyrity	2,72	0,08	2,77	0,07	268	19	12	235
vrstvy	porfyrity	2,76	0,06	2,81	0,07	24	20	8	10
	kremité porfýry	2,62	0,06	2,67	0,06	57	I. 8	5	34
							II. 487	345	5
	plodové bridlice	2,74	0,04	2,77	0,02	11	28	11	7
	rohovce, migmatity	2,72	0,11	2,80	0,10	235	23	13	191
vlachovské	kvarcify	2,64	0,05	2,70	0,05	51	8	6	32
vrstvy	fylity	2,70	0,07	2,78	0,04	36	20	11	8
	gabrodiority	2,84	0,07	2,90	0,06	15	589	—	6
	diabázy	2,88	0,14	2,96	0,18	22	7518	—	14
	lydity	2,60	0,09	2,67	0,09	81	6	—	47
	metasomatické siderity	3,62	0,13	3,69	0,10	86	316	31	60
	metasomatické ankerity	2,97	0,12	3,01	0,12	66	82	51	60

Obr. 6 Graf hustôt staršieho paleozoika gemeríd (J. Šefara)

Fig. 6 Densities of Lower Paleozoic rocks in the Gemerides (J. Šefara)



stredne magnetické ($500 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM). Vyššia susceptibilita je spôsobená prítomnosťou akcesorického magnetitu. Vyššími hustotami ($2,64$ — $2,69$ g/cm³) sa vyznačujú kvarcité gelnickej a rakoveckej série. Relatívne vyššie hodnoty σ_v majú fylity, porfyroidy (v priemere o $0,05$ g/cm³) a porfyritoidy ako bázickejšie členy porfyroidov (o $0,09$ g/cm³).

Najnižšie hustoty z bázických hornín majú diabázové tufy a tufity rakoveckej série ($2,75$ g/cm³). Ich susceptibilita je značne rozdielna. Niektoré typy môžeme považovať za nemagnetické (do $40 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM), iné až za silne magnetické ($5000 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM). Diabázy patria k ťažkým horninám, pričom v rakoveckej sérii majú vyššie hodnoty σ_v ($2,91$ g/cm³) a v gelnickej sérii o niečo nižšie ($2,89$ g/cm³). Susceptibilita dosahuje väčšie rozdiely ako u ich tufov a tufitov a mení sa od 60 do cca $7500 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM. Značne vysoké hodnoty σ_v a σ_m dosahujú kremité diority ($2,82$ g/cm³) a gabrodiority ($2,84$ g/cm³) v gelnickej sérii, gabrá, gabrodiority a diority v rakoveckej sérii ($2,93$ g/cm³), najvyššie hodnoty ($2,99$ g/cm³) dosahujú amfibolity. Kremité diority sú prakticky nemagnetické, vyššími hodnotami κ sa vyznačujú amfibolity ($67,10^{-6}$ j. CGSM), gabrodiority v gelnickej sérii a niektoré výskyty gabrodioritov a dioritov v rakoveckej sérii.

Kryštalinikum: Variské žuly majú prakticky rovnakú hustotu ako gemeridné granity a podobne sa chovajú i z hľadiska magnetických vlastností. Výnimku tvorí turčocká žula, kde $\sigma_v = 2,68$ g/cm³ a susceptibilita až $630 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM. Grano-diority dosahujú vyššie hustoty ($2,68$ — $2,71$ g/cm³) a sú prakticky nemagnetické. Relatívne nízkymi hustotami sa vyznačujú okaté žuly a žuloruly. Vyššiu magnetickú susceptibilitu majú biotitické ruly ($290 \cdot 10^{-6}$) a žuloruly z okolia Muránskej Huty ($190 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM): ostatné typy sú opäť nemagnetické.

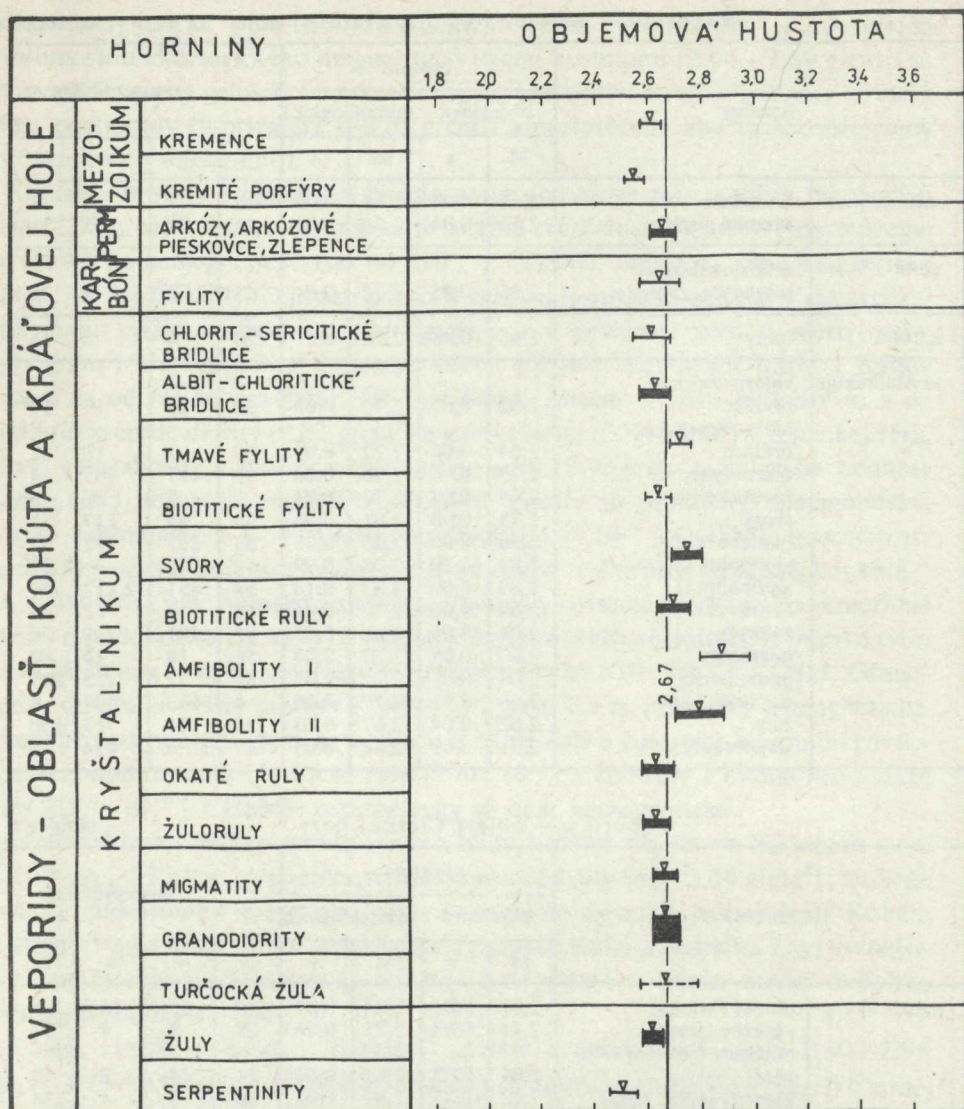
Do ďalšej skupiny možno zaradiť svory a fylity, ktorých objemová hustota sa mení od $2,73$ do $2,75$ g/cm³. Výnimku tvoria biotitické fylity ($\sigma_v = 2,64$ g/cm³); zvýšené hodnoty susceptibility zaznamenávame v tmavých fylitoch južnej časti Kohúta ($400 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM). Chloritické bridlice z oblasti Kohúta (tabuľka 7) sa vyznačujú pomerne nízkou hustotou ($\sigma_v = 2,62$ — $2,64$ g/cm³) a patria medzi najľahšie horniny kryštalinika.

Medzi veľmi ťažké horniny patria amfibolity: $\sigma_v = 2,80$ — $2,95$ a $\sigma_m = 2,93$ — $3,00$ g/cm³ (najľahšie sú z oblasti Kohúta, najťažšie z oblasti Čiernej hory). Susceptibilita je rozdielna a mení sa od 50 do $850 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM. Zaujímavým poznatkom je, že čím sú amfibolity ľahšie, tým majú vyššiu susceptibilitu (tabuľka 7 a 8). Serpentinity v kryštaliniku majú rovnaké hustotné parametre ako serpentinity v severogemeridnom mezozoiku, ich susceptibilita ($700 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM) je však podstatne nižšia.

Získané výsledky hustotných a magnetických vlastností hornín sú dôležité najmä pre interpretáciu tiažového a magnetického poľa. Okrem toho majú značný význam pre kvalitatívne posúdenie geologických prostredí z hľadiska charakteru a intenzity analyzovaných geofyzikálnych polí. Podľa účinkov týchto polí môžeme

horniny		hustota				susceptibilita			
		objemová		mineralogická					
		M	s	M	s	N	M	s	N
mezozoikum	kremence	2,62	0,04	2,68	0,05	45	7	11	44
	kremité porfýry	2,56	0,04	2,64	0,01	21	20	15	21
perm	arkózy, arkózové pieskovce, zlepenca	2,66	0,05	2,72	0,04	63	9	8	36
karbón	fylyty	2,65	0,08	2,76	0,07	20	4	5	15
kryštalínikum	chlorit-seritické bridlice	2,62	0,07	2,70	0,03	38	20	19	19
	albit-chloritické bridlice	2,64	0,06	2,72	0,04	50	7	10	22
	tmavé fylyty	2,73	0,04	2,76	0,06	15	417	481	14
	biotitické fylyty	2,64	0,04	2,74	0,02	8	5	39	8
	svory	2,75	0,06	2,81	0,06	56	63	117	55
	biotické ruly	2,70	0,06	2,73	0,05	63	291	771	55
	amfibolity I	2,89	0,10	2,98	0,09	15	289	—	21
	amfibolity II	2,80	0,09	2,83	0,10	54	851	2.112	50
	okaté ruly	2,64	0,06	2,70	0,04	64	8	13	55
	žuloruly	2,64	0,05	2,68	0,04	83	191	339	56
	migmatity	2,67	0,05	2,72	0,04	56	18	14	49
	granodiority	2,68	0,05	2,72	0,05	281	32	123	215
	turčocká žula	2,68	0,11	2,77	0,06	6	630	409	4
	žuly	2,62	0,04	2,67	0,03	135	11	13	130
	serpentinity	2,51	0,06	2,64	0,05	17	1.796	454	9

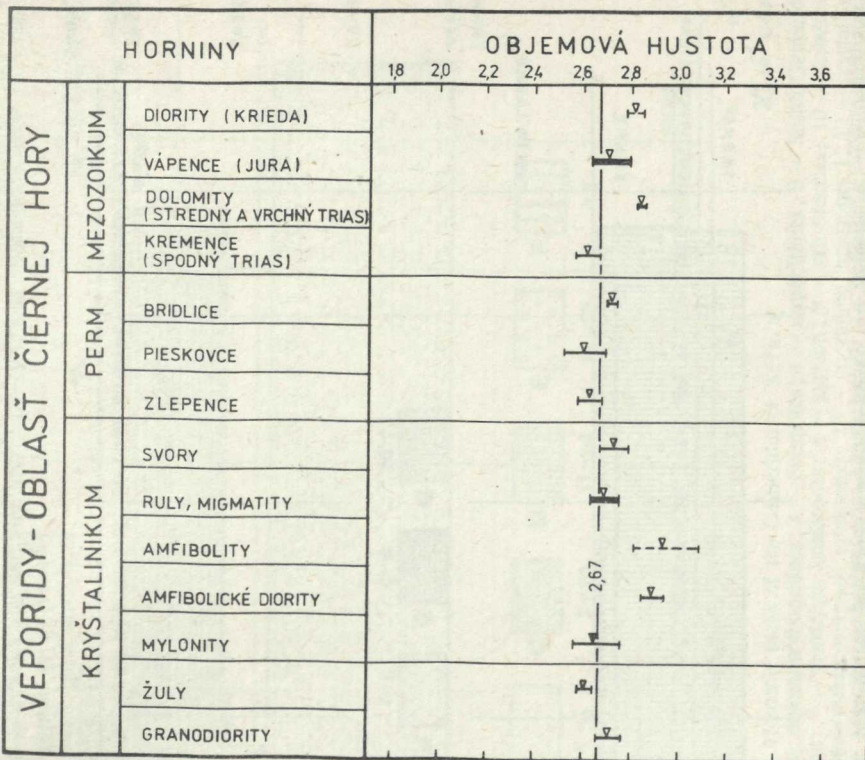
horniny		hustota				susceptibilita			
		objemová		mineralogická					
		M	s	M	s	N	M	s	N
mezozoikum	diority (krieda)	2,81	0,03	2,83	0,04	10	45	12	5
	vápence (jura)	2,71	0,08	2,75	0,06	78	4	4	51
	dolomity (stred. a vrch. trias)	2,84	0,02	2,87	0,02	31	4	2	19
	kvarcity (spod. trias)	2,62	0,05	2,67	0,03	40	4	4	34
perm	bridlice	2,72	0,02	2,77	0,03	6	15	4	5
	pieskovce	2,61	0,08	2,70	0,05	17	6	4	15
	zlepenca	2,63	0,05	2,71	0,02	17	5	3	14
kryštalínikum	svory	2,73	0,06	2,78	0,07	28	17	10	24
	ruly, migmatity	2,69	0,06	2,74	0,05	60	18	12	54
	amfibolity	2,95	0,14	3,00	0,16	7	49	11	4
	amfibolické diority	2,89	0,05	2,93	0,04	5	60	19	4
	mylonity	2,66	0,10	2,75	0,06	10	11	—	9
	žuly	2,61	0,03	2,67	0,03	22	7	4	15
	granodiority	2,71	0,05	2,75	0,04	69	19	9	51



Obr. 7 Graf hustôt veporíd — oblasť Kohúta a Kráľovej hole (J. Šefara)

Fig. 7 Densities of rocks in the Veporides — the area of Kohút and Kráľova hoľa (J. Šefara)

napr. hovoriť o geologickom prostredí ako o ľahkom, resp. ťažkom a zároveň o nemagnetickom, resp. magnetickom, čo podstatne prispieva k objektívnejšej interpretácii tiažových a magnetických anomálií. V mnohých prípadoch však takéto posúdenie nemusí byť jednoznačné. Na objasnenie treba uviesť, že v skúmanej oblasti môže byť tiažová anomália v rôznom geologickom prostredí vyvolaná



Obr. 8 Graf hustôt veporid — oblasť Čiernej hory (J. Šefara)

Fig. 8 Densities of rocks in the Veporides — the area of Čierna hora (J. Šefara)

horninami rozdielných hustôt. Napríklad fylity v rakoveckej sérii vyvolávajú relatívne záporné anomálie, nakoľko sa nachádzajú v prostredí hustotne ťažkých hornín, naproti tomu napr. grafitické fylity gelnickej série vyvolávajú relatívne kladné anomálie, pretože sa vyskytujú v prostredí hustotne ľahšom. Podobné javy sa zreteľne prejavujú i u iných hornín. Pri vysvetľovaní magnetických anomálií je geologická interpretácia ešte komplikovanejšia, nakoľko okrem veľkosti magnetickej susceptability treba brať do úvahy i smer vektoru totálnej magnetizácie.

Z hľadiska magnetických a hustotných vlastností môžeme v skúmanom území vyčleniť niekoľko skupín hornín:

- horniny ľahké a nemagnetické (žuly)
- horniny ťažké a magnetické (diabázy)
- horniny ľahké a magnetické (serpentinity)
- horniny ťažké a nemagnetické (dolomity)

Toto delenie je však iba orientačné. Na základe hodnôt oboch fyzikálnych parametrov by sme mohli vyčleniť oveľa viac typov, ako to ukazujú korelačné grafy (obr. 9 až 16).

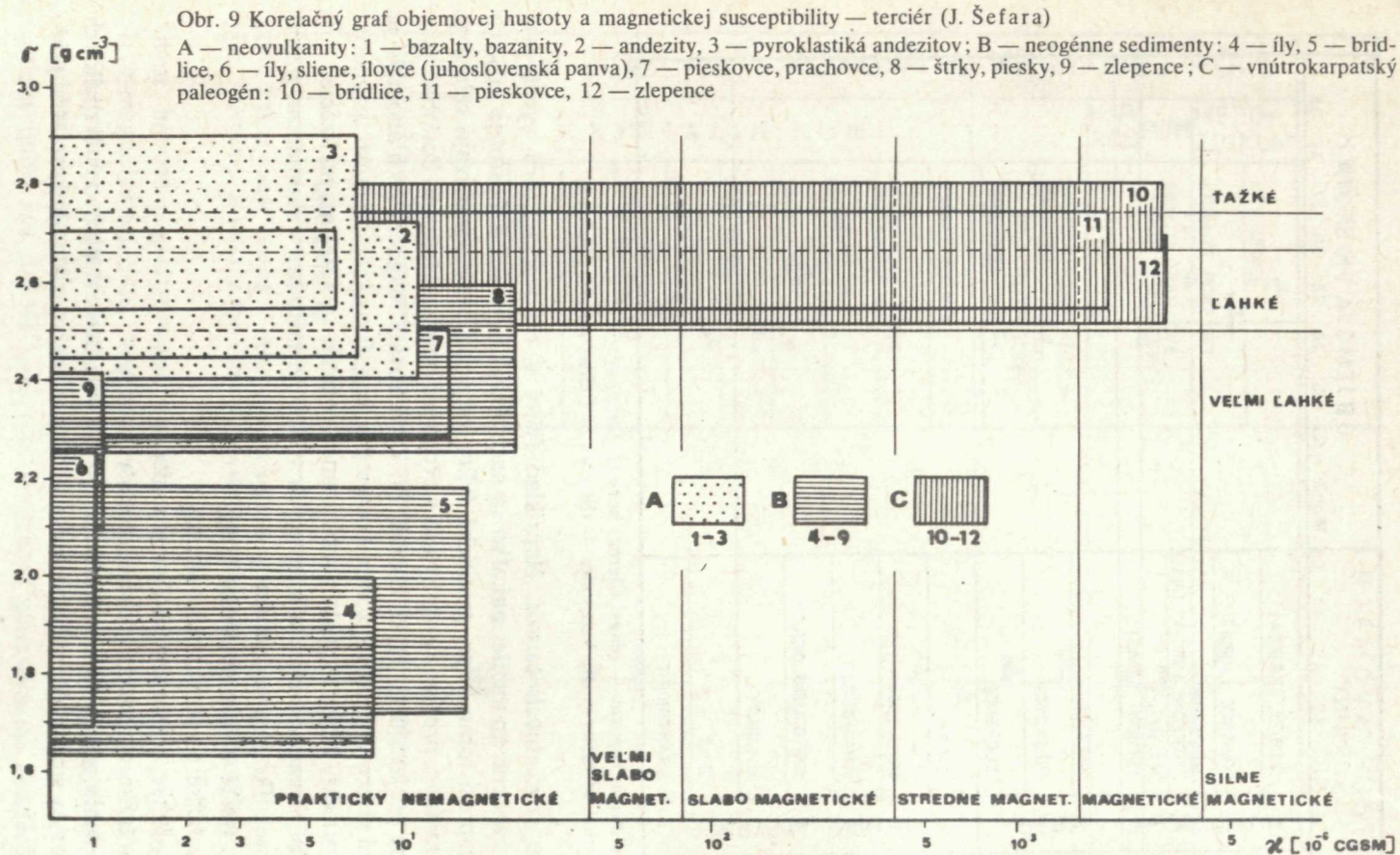


Fig. 9 Correlation of volume density and magnetic susceptibility: Tertiary (J. Šefara)

A — Neogene volcanics: 1 — basalts, basanites; 2 — andesites; 3 — andesite volcanoclastic rocks; B — Neogene sedimentary rocks: 4 — clays; 5 — shales; 6 — clays, claystones, marls (southern Slovakia); 7 — sandstones, siltstones; 8 — sand, gravel; 9 — conglomerates; C — Paleogene complex of central Carpathians: 10 — shales; 11 — sandstones; 12 — conglomerates

Obr. 10 Korelačný graf objemovej hustoty a magnetickej susceptability: gemeridy — mezozoikum (J. Šefara)

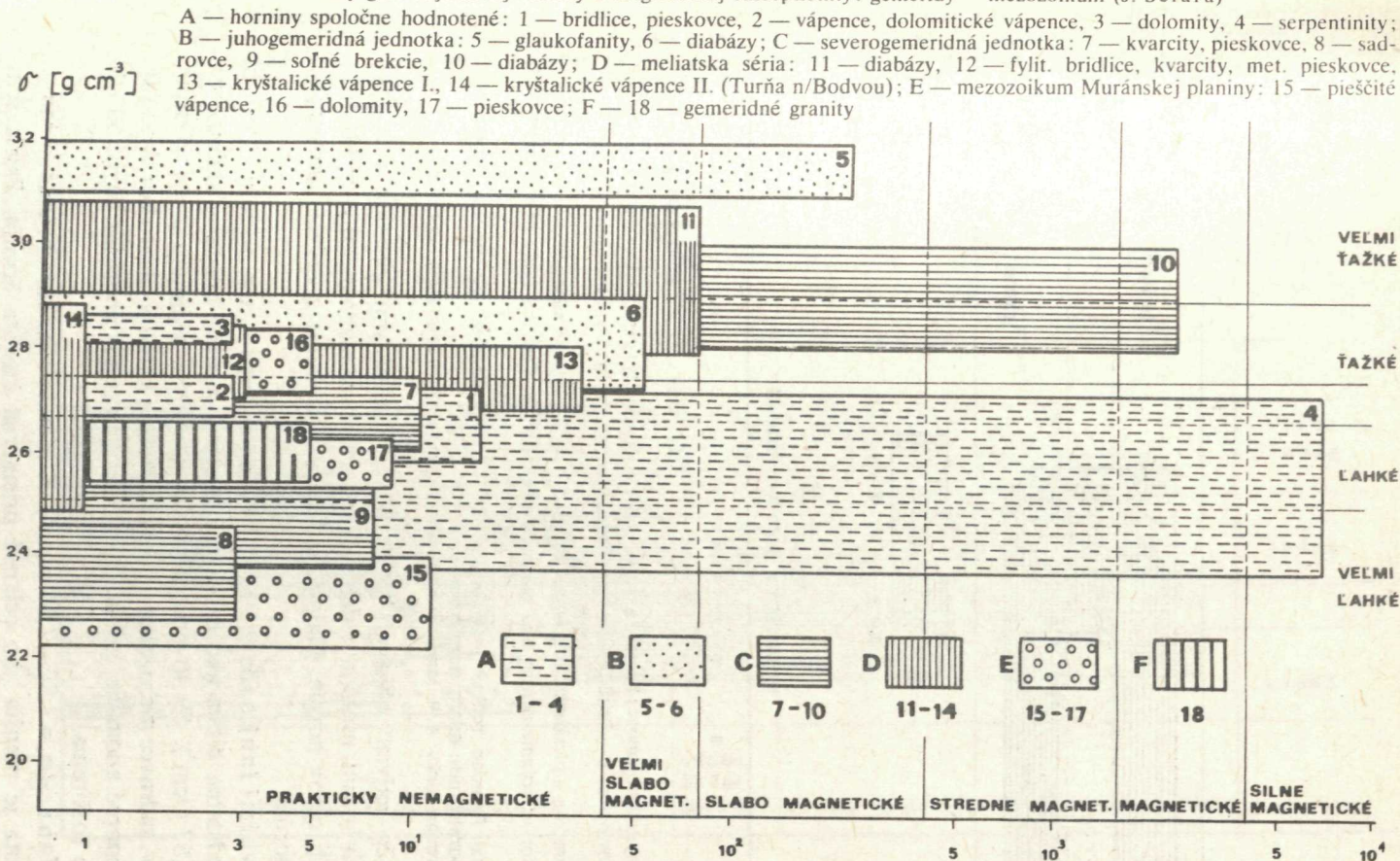
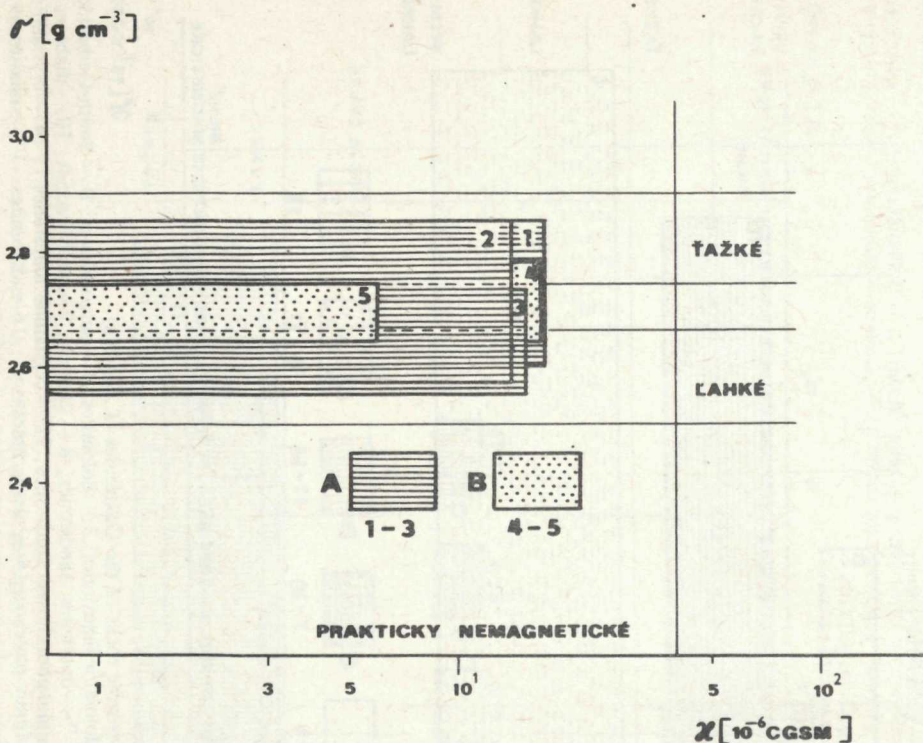


Fig. 10 Correlation of volume density and magnetic susceptibility: Mesozoic rocks of the Gemerides (J. Šefara)

A — Gemerides as a whole: 1 — shales, sandstones; 2 — limestones, dolomitic limestones; 3 — dolomites; 4 — serpentinites; B — South-Gemeride unit: 5 — glaucophanites; 6 — diabases; C — North-Gemeride unit: 7 — quartzites, sandstones; 8 — gypsum; 9 — salt-breccias; 10 — diabases; D — Meliata group: 11 — diabases; 12 — phyllitic shales, quartzites, metamorphosed sandstones; 13 — crystalline limestones I; 14 — crystalline limestones II (Turňa nad Bodvou); E — Mesozoic rocks of the Muráň plateau: 15 — sandy limestones; 16 — dolomites; 17 — sandstones; F — 18 — gemeride granites



Obr. 11 Korelačný graf objemovej hustoty a magnetickej susceptibilitý: gemeridy — perm (J. Šefara)
 A — kontinentálny perm: 1 — bridlice, 2 — zlepenca, pieskovce, droby, 3 — fylity, porfyróidy, kremité porfýry

B — morský perm: 4 — pieskovce, prachovce, bridlice, 5 — kryštálické vápence

Fig. 11 Correlation of volume density and magnetic susceptibility: Permian rocks of the Gemerides (J. Šefara)

A — continental Permian rocks: 1 — shales; 2 — conglomerates, sandstones, graywackes; 3 — phyllites, porphyroids, quartz porphyries;

B — marine Permian rocks: 4 — sandstones, siltstones, shales; 5 — crystalline limestones

Aby sme čo najviac objasnili vzťah medzi fyzikálnymi poliami a údajmi o vlastnostiach hornín, urobíme v ďalšej časti hustotnú a magnetickú charakteristiku základných typov hornín. Najprv sa budeme zaoberať analýzou hustotných parametrov hornín.

Horniny veľmi ľahké (do 2,50 g/cm³). Zaraďujeme k nim horniny, ktorých hustota je podstatne nižšia ako celková priemerná hustota hornín v skúmanom území (cca 2,67 g/cm³). Sú to predovšetkým neogénne sedimenty, pyroklastická neovulkanitov, sadrovce mezozoika a permu a brekcie karbónu. Tieto horniny vždy vyvolávajú záporné anomálie, pričom charakter a intenzita anomálie závisí od ich priestorového rozšírenia.

Horniny ľahké ($\sigma_0 = 2,50$ —2,66 g/cm³). K tomuto typu zaraďujeme horniny, ktorých hustota je menšia ako celková priemerná hustota hornín. Patria sem

Obr. 12 Korelačný graf objemovej hustoty a magnetickej susceptibilitý: gemeridy — karbón (J. Šefara)

A — horniny spoločne hodnotené: 1 — zlepenec, brekcie, droby, drobové pieskovce; B — rožňavsko-železnická fácia: (perm — karbón?), 2 — fylity, 3 — kvarcitty; C — bindt-rudňanská fácia: 4 — fylity, 5 — kvarcitty, 6 — diabázy; D — dobšinský vývoj a bučinské vrstvy: 7 — fylity, 8 — kremité porfýry; E — ochtínsko-podrečanská fácia a dúbravské vrstvy: 9 — fylity, 10 — amfibolity, 11 — kvarcitty, 12 — kryštalické vápence, 13 — kryštalické dolomity, 14 — zelené a mastencové bridlice, 15 — diabázové tufity, 16 — serpentinity, 17 — magnezity

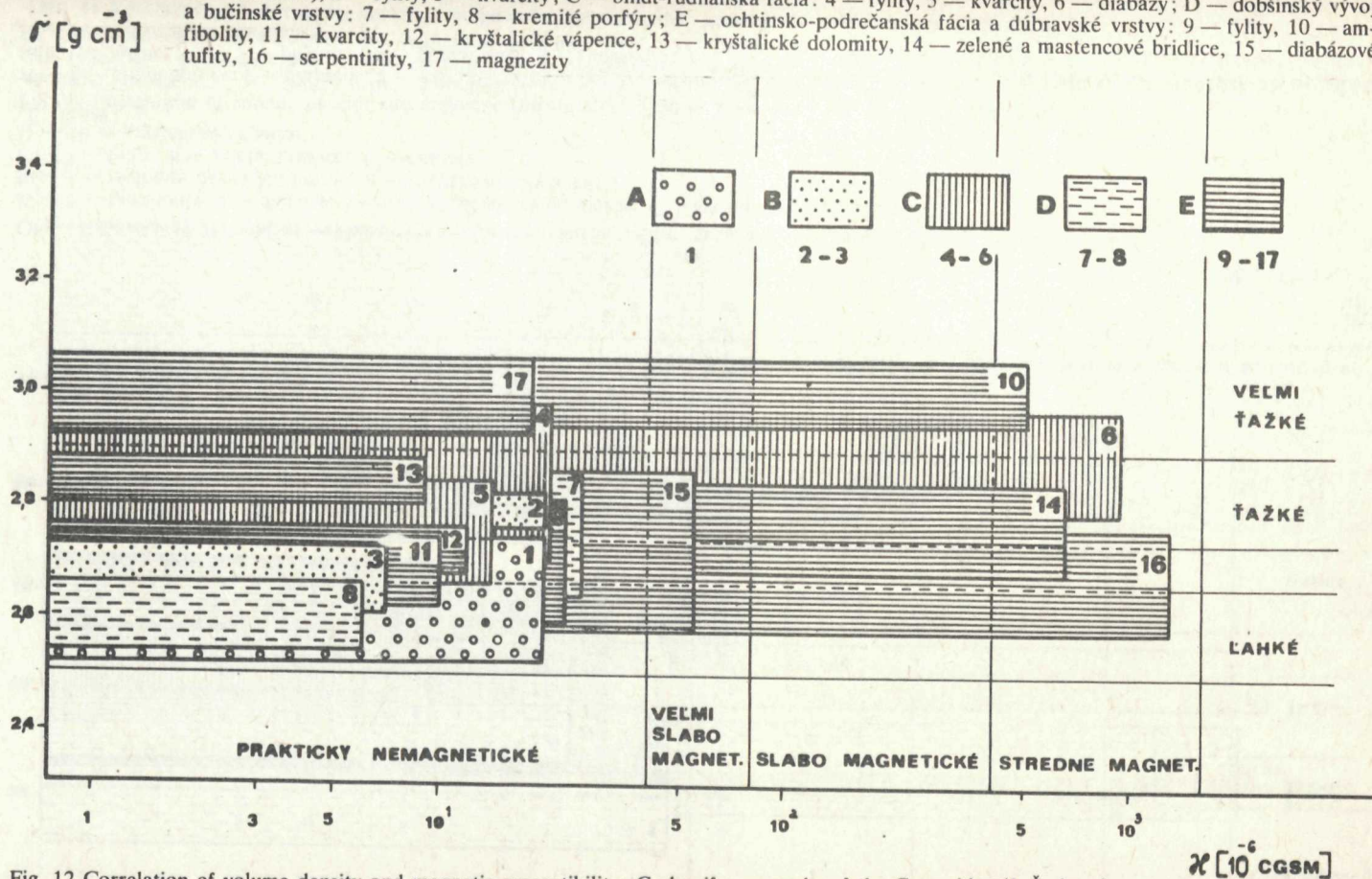


Fig. 12 Correlation of volume density and magnetic susceptibility: Carboniferous rocks of the Gemerides (J. Šefara)

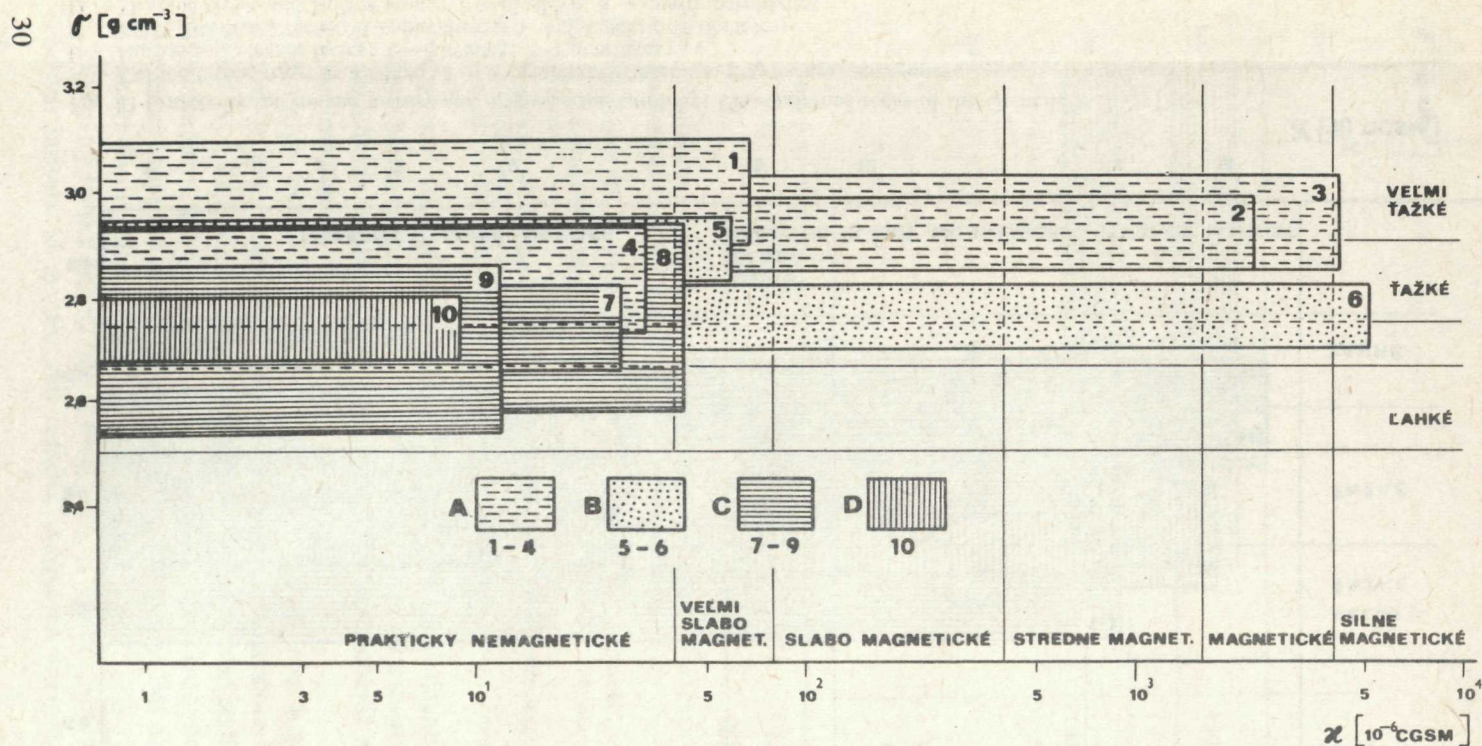
A — Carboniferous rocks as a whole: 1 — conglomerates, breccias, graywackes, sandstones;

B — Rožňava—Železník facies: 2 — phyllites; 3 — quartzites;

C — Bindt—Rudňany facies: 4 — phyllites; 5 — quartzites; 6 — diabases;

D — Dobšiná facies and Bučina strata: 7 — phyllites; 8 — quartz porphyries;

E — Ochtiná—Podrečany facies and Dúbrava strata: 9 — phyllites; 10 — amphibolites; 11 — quartzites; 12 — crystalline limestones; 13 — crystalline dolomites; 14 — greenschists and talc-schists; 15 — diabase tuffites; 16 — serpentinites; 17 — magnesites.



Obr. 13 Korelačný graf objemovej hustoty a magnetickej susceptibiliti: gemeridy — rakovecká séria (J. Šefara)

A — 1 — amfibolity, 2 — diabázy, 3 — gabrá, gabrodiority, diority, 4 — kremité diority

B — 5 — mylonity bazických hornín, 6 — diabázové tuffy a tuffity

C — 7 — fylity, 8 — zelené bridlice, 9 — kvarcity

D — 10 — kryštallické vápence

Fig. 13 Correlation of volume density and magnetic susceptibility: The Rakovec group of the Gemerides (J. Šefara)

A — 1 — amphibolites; 2 — diabases; 3 — gabbros, gabbro-diorites and diorites; 4 — quartz diorites; B — 5 — mylonites of basic rocks; 6 — diabase tuffs and tuffites; C — 7 — phyllites; 8 — greenphists; 9 — quartzites;

D — 10 — crystalline limestones

Obr. 14 Korelačný graf objemovej hustoty a magnetickej susceptibilitity: gemeridy — gelnická séria (J. Šefara)

A — drnavské vrstvy: 1 — kvarcicity, 2 — fylity; B — betliarske vrstvy: 3 — kvarcicity, 4 — fylity, 5 — karbonáty; C — vlahovské vrstvy: 6 — kvarcicity, 7 — fylity; D — pačanské vrstvy: 8 — porfyroidy, 9 — porfyritoidy, 10 — kremité porfýry, 11 — plodové bridlice, rohovce, 12 — fylity; E — horniny spoločne hodnotené: 13 — gabrodiority, 14 — diabázy, 15 — lydity, 16 — metasomatické ankerity

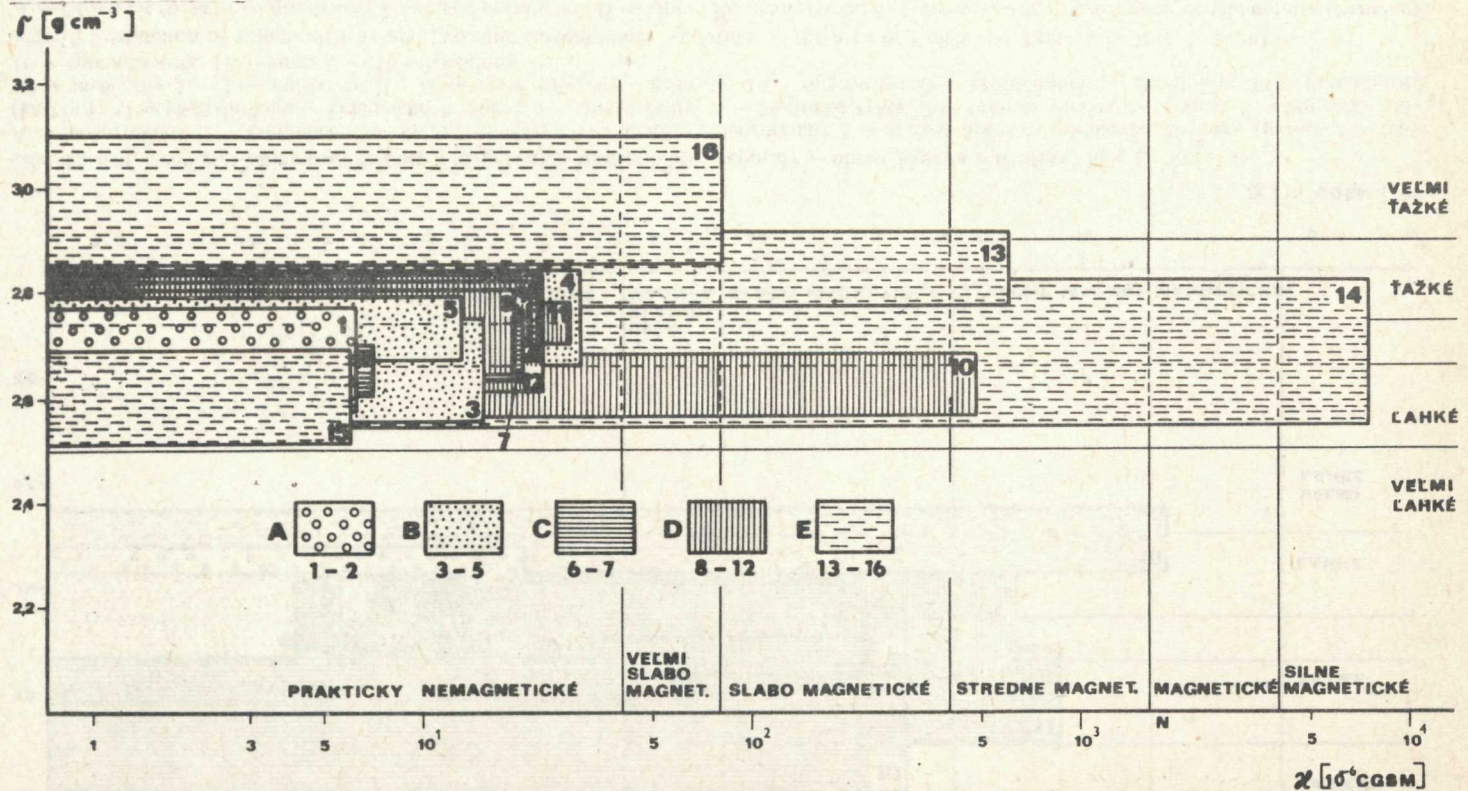
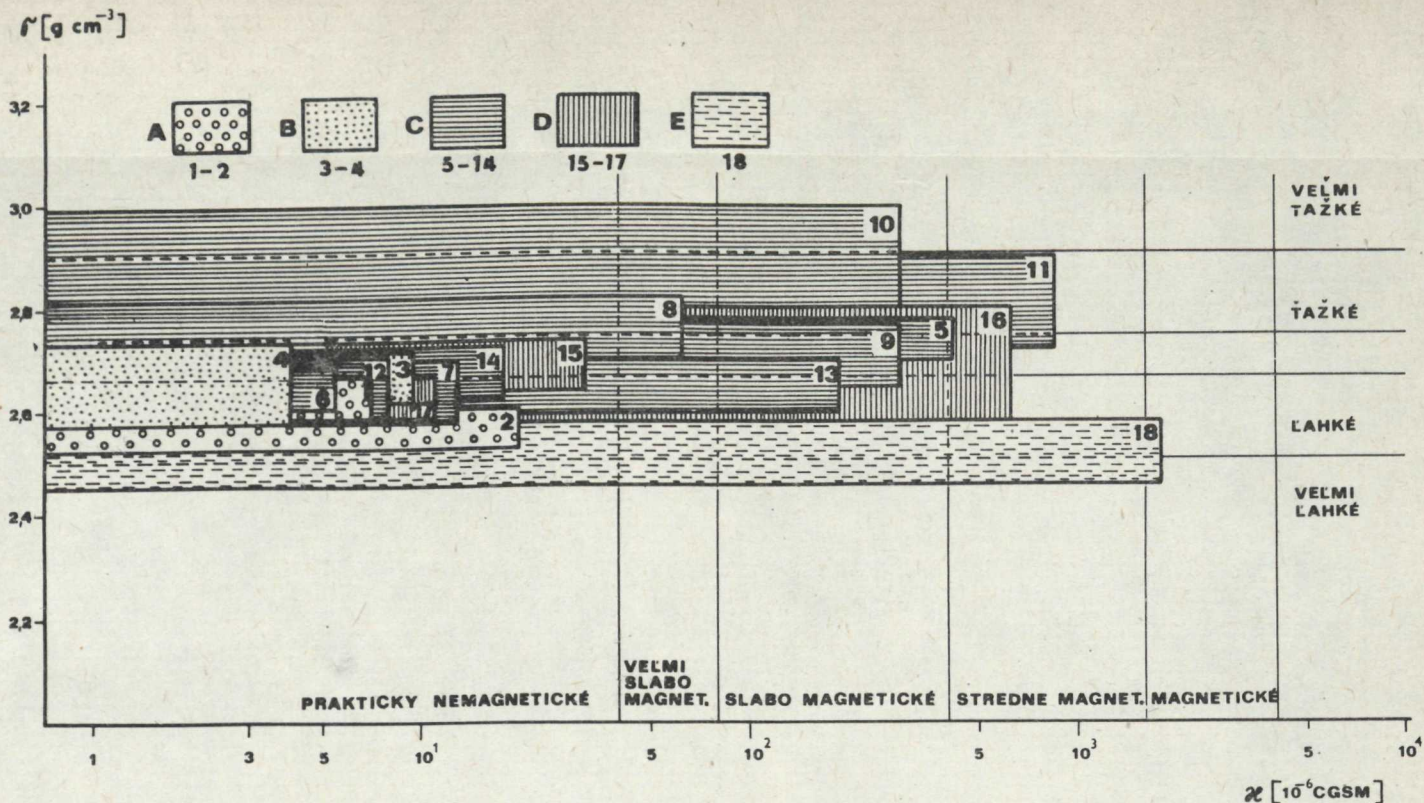


Fig. 14 Correlation of volume density and magnetic susceptibility: the Gelnica group of the Gemerides (J. Šefara)

A — Drnava strata: 1 — quartzites; 2 — phyllites; B — Betliar strata: 3 — quartzites; 4 — phyllites; 5 — carbonate rocks; C — Vlachovo strata: 6 — quartzites; 7 — phyllites; D — Pača strata: 8 — porphyroids; 9 — porphyritoids; 10 — quartz porphyries; 11 — spotted slates, hornfelses; 12 — phyllites; E — the Gelnica group as a whole: 13 — gabbrodiorites; 14 — diabases; 15 — lydites (metamorphosed cherts); 16 — metasomatic ankerites



Obr. 15 Korelačný graf objemovej hustoty a magnetickej susceptibilitý: veporidy — oblasť Kohúta a Kráfovej hole (J. Šefara)

A — mezozoikum: 1 — kremence, 2 — kremité porfýry; B — mladšie paleozoikum: 3 — arkózy, arkózové pieskovce, zlepenca (perm), 4 — fylity (karbón); C — kryštalínium — kryštalické bridlice: 5 — tmavé fylity, 6 — biotické fylity, 7 — bridlice vcelku, 8 — svory, 9 — biotické ruly, 10 — amfibolity I., 11 — amfibolity II., 12 — okaté ruly, 13 — žuloruly, 14 — migmatity; D — kryštalínium — granitoidy: 15 — granodiority, 16 — turčocká žula, 17 — žuly; E — 18 serpentinity

Fig. 15 Correlation of volume density and magnetic susceptibility: Veporides — the area of Kohút and Kráfova hoľa (J. Šefara)

A — Mesozoic rocks: 1 — quartzites; 2 — quartz porphyries; B — Upper Paleozoic rocks: 3 — arcoses, arcose sandstones, conglomerates (Permian); 4 — phyllites (Carboniferous);

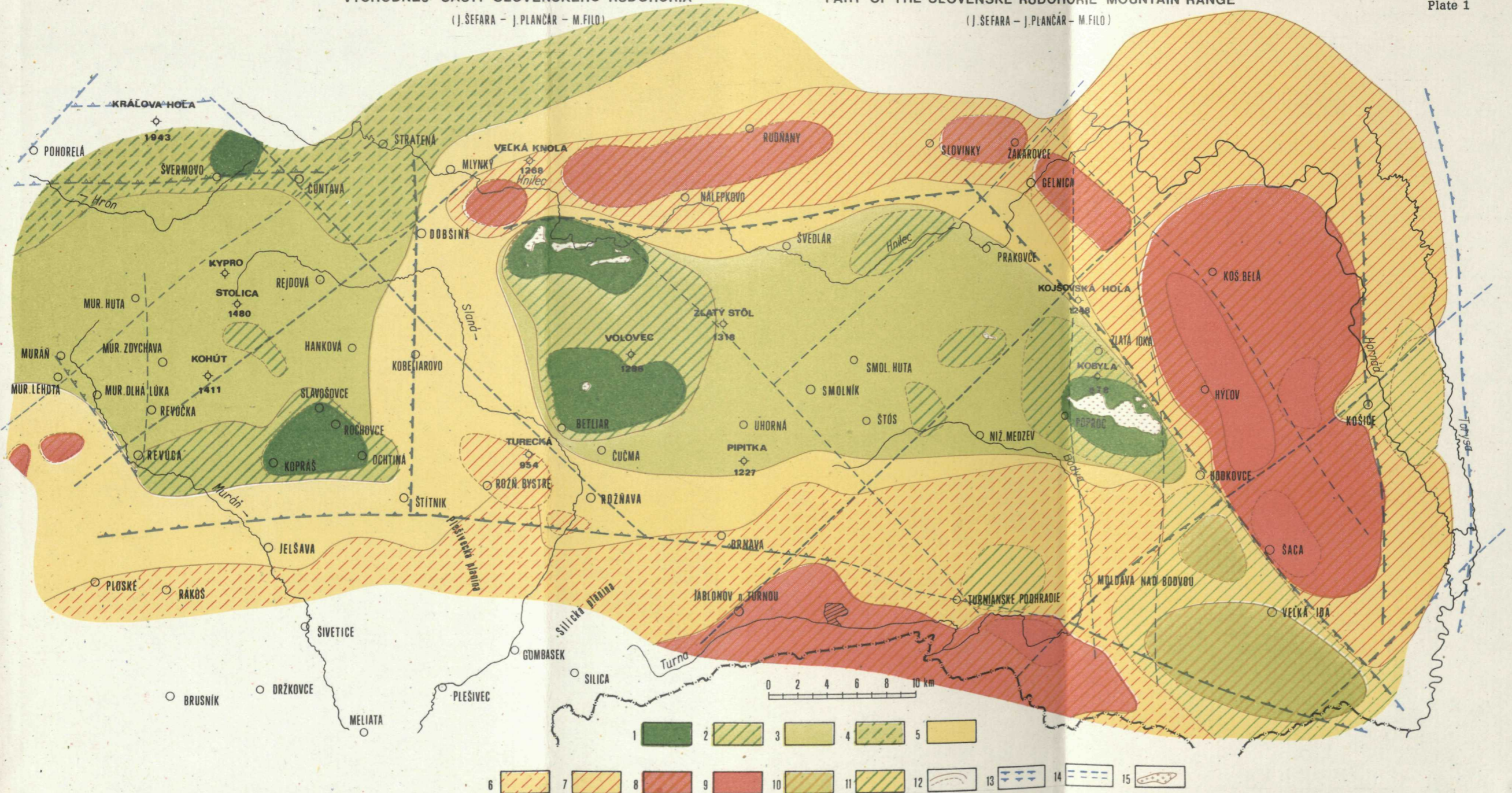
C — crystalline schists: 5 — dark phyllites; 6 — biotite phyllites; 7 — all schists; 8 — mica-schists; 9 — biotite gneisses; 10 — amfibolites I.; 11 — amfibolites II.; 12 — eyd gneisses; 13 — granite-gneisses; 14 — migmatites; D — granitoids: 15 — granodiorites; 16 — Turčok granite; 17 — granites; E — 18 — serpentinites

SCHÉMA ZÁKLADNÝCH ŠTRUKTÚR TIAŽOVÉHO PÓLA
VÝCHODNEJ ČASTI SLOVENSKEHO RUDOHORIA

(J. ŠEFARA - J. PLANCÁR - M. FILO)

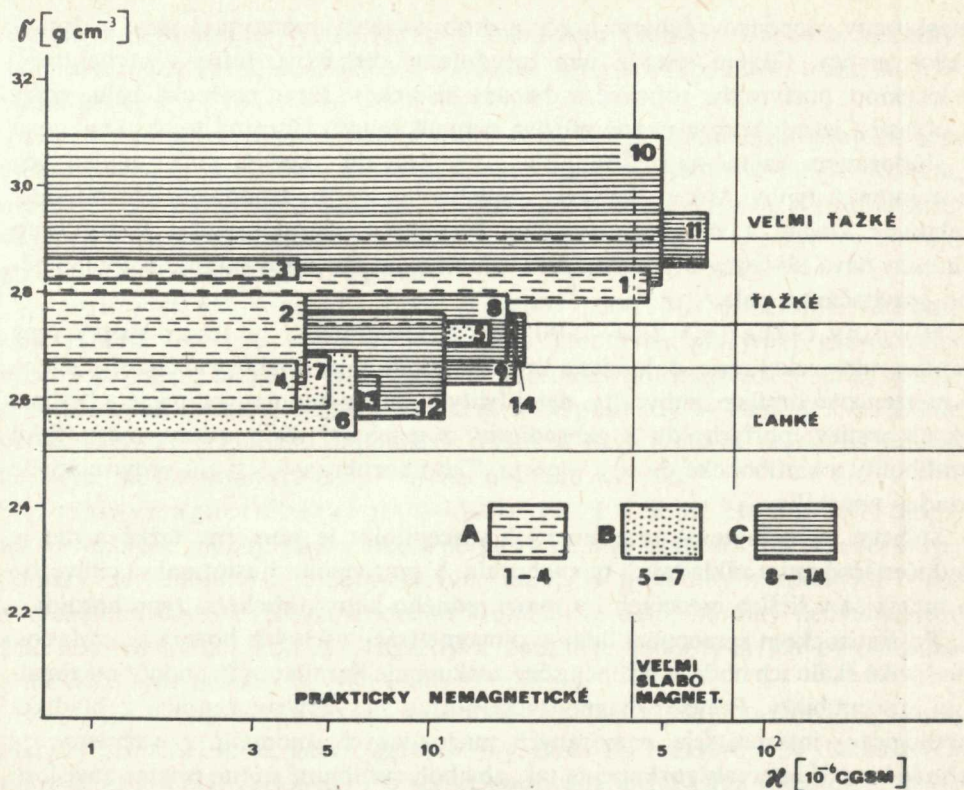
ESSENTIAL STRUCTURES OF GRAVITY FIELD IN THE EASTERN
PART OF THE SLOVENSKE RUDOHORIE MOUNTAIN RANGE

(J. ŠEFARA - J. PLANCÁR - M. FILO)



1.—3. anomálie vyvolané prevažne alpínskymi granitmi; 4. anomálie vyvolané relatívne ľahšími hmotami vo väčších hĺbkach; 5.—6. anomálie vyvolané prevažne karbonatickými horninami; 7.—9. anomálie vyvolané prevažne bazickými horninami; 10.—11. anomálie vyvolané neogénnymi sedimentami; 12. kontúry anomálnych oblastí; 13. zóny maximálnych gradientov; 14. zóny narušenia charakteru anomálneho poľa; 15. gemeridné granity na povrchu.

1.—3. anomalies related dominantly to alpine granites; 4. anomalies related to more lighter masses in a greater depth; 5.—6. anomalies related dominantly to carbonate rocks; 7.—9. anomalies related dominantly to basic rocks; 10.—11. anomalies related to Neogene sedimentary rocks; 12. contours of anomalous regions; 13. zones of maximum gravity gradient; 14. zones where the character of anomalous field is disturbed; 15. Gemeride granites at the surface.



Obr. 16 Korelačný graf objemovej hustoty a magnetickej susceptibiliti: veporidy — oblasť Čiernej hory (J. Šefara)

A — mezozoikum: 1 — diority (krieda), 2 — vápence (jura), 3 — dolomity (str. a vrch. trias), 4 — kvarcity, B — perm: 5 — bridlice, 6 — pieskovce, 7 — zlepenec.

C — kryštalínium: 8 — svory, 9 — ruly, migmatity, 10 — amfibolity, 11 — amfibolitické diority, 12 — mylonity, 13 — žuly, 14 — granodiority

Fig. 16 Correlation of volume density and magnetic susceptibility: Veporides — the area of Čierna hora (J. Šefara)

A — Mesozoic rocks: 1 — diorites (Cretaceous); 2 — limestones (Jurassic); 3 — dolomites (Middle-Upper Triassic); 4 quartzites;

B — Permian rocks: 5 — shales; 6 sandstones; 7 — conglomerates;

C — crystalline rocks: 8 — mica-schists; 9 — gneisses, migmatites; 10 — amphibolites; 11 — hornblende diorites; 12 — mylonites; 13 — granites; 14 — granodiorites

predovšetkým sedimenty paleogénu Spišskej kotliny, alpínske a varíske granity, serpentinity, kremité porfýry a ich pyroklastiká, kvarcity, pieskovce a lydity, ďalej fylity, bridlice, ruly a žuloruly z veporíd, ako aj permské zlepenec z oblasti Čiernej hory. Na gravimetrických mapách sa tieto horniny prejavujú zápornými anomáliami podľa toho, v akom hustotnom prostredí sa vyskytujú. Pri väčšom nahromadení sú tieto horniny vždy zdrojom záporných anomálií.

Horniny stredne ťažké ($\sigma_0 = 2,66\text{--}2,74 \text{ g/cm}^3$). Patria k nim vápence, migmatity, granodiority, ruly, prevažná väčšina stratigraficky rôzne zaradených bridlíc,

pieskovcov, zlepcov, fylitov, arkóz a drob, kvarcify rožňavskej fácie a drnavských vrstiev. Okrem toho k nim zaraďujeme diabázové tufity a serpentinity z karbónu, porfyroidy, rohovce a diabázy gelnickej série, turčockú žulu, svory z oblasti Čiernej hory a pevné efuzíva neovulkanitov. Horniny tejto skupiny sú v študovanom území najrozšírenejšie a predstavujú najväčší počet základných horninových typov. Môžu vyvolávať, podobne ako v predchádzajúcom prípade, relatívne kladné a záporné anomálie. Priemerná charakteristika hustôt tejto skupiny dáva základnú orientáciu pri kvalitatívnom vysvetľovaní príčin anomálneho gravitačného poľa.

Horniny ťažké ($\sigma_0 = 2,74\text{--}2,90 \text{ g/cm}^3$). Zaraďujeme tu temer všetky typy hornín rakoveckej série, dolomity a kryštalické dolomity, diabázy a ich tufy, zelené a mastencové bridlice, anhydrity, ďalej fylity bindtsko-rudnianskej fácie a betliarských vrstiev, porfyritoidy a gabrodiority z gelnickej série, svory, magnetické amfibolity a amfibolické diority veporíd. Tieto horniny vyvolávajú vždy relatívne kladné anomálie.

Súhrnné vyhodnotenie magnetických susceptibilit je pomerne ťažké a nie je jednoznačné ani u základných typov hornín. V porovnaní s hustotami sú citlivejšie a menia sa v širších medziach i v rámci jedného petrografického typu horniny.

Pri štatistickom spracovaní údajov o magnetizácii všetkých hornín je vzhľadom na širokú škálu ich hodnôt účelné určité zoskupenie hornín podľa hodnôt maximálnej susceptibility. Pretože magnetizácia hornín nás najviac zaujíma z hľadiska geologickej interpretácie nameraných magnetických anomálií, považujeme za vhodné zvoliť intervaly zoskupenia tak, aby boli vystihnuté určité priame závislosti medzi anomáliami magnetického poľa a magnetickými vlastnosťami jednotlivých typov hornín. Pri zoskupovaní budeme vychádzať z anomálneho účinku nekonečného polopriestoru o magnetizácii J , ktorého intenzita je vyjadrená hodnotou $2\pi J$. Na základe nameraných hustôt intenzity poľa a magnetizácie môžeme vyčleniť približne 6 základných skupín hornín. Pretože hodnotu remanentnej magnetizácie prevažnej väčšiny hornín nepoznáme, uvažujeme len s indukovanou magnetizáciou, ktorá závisí od hodnoty magnetizujúceho poľa (H) a susceptibility (κ) horniny ($J = \kappa \cdot H$). Vzťah medzi intenzitou poľa a susceptibilitou hornín treba považovať len za približný.

Horniny prakticky nemagnetické ($\kappa < 40 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM). Zaraďujeme k nim prevažnú väčšinu metamorfovaných, sedimentárnych a vyvretých hornín zo všetkých geologických útvarov. Vzhľadom na presnosť regionálnych meraní sa tieto horniny na magnetických mapách nezobrazia.

Horniny veľmi slabo magnetické ($\kappa = 40\text{--}80 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM). Môžu byť zdrojom anomálií za určitých priaznivých geologických podmienok. Do tejto skupiny zaraďujeme amfibolické diority, amfibolity, mylonity bázických hornín, kriedové diority a granodiority z veporíd, niektoré typy diabázov, gabrá, gabrodiority, diority, mylonity bázických hornín a zelené bridlice z rakoveckej série,

kvarcity z dobšinského vývinu karbónu, bindtsko-rudnianske zlepenice, ankerity, diabázové tufity karbónu, diabázy z meliatskej série a zo spodného triasu Slovenského krasu.

Horniny slabo magnetické ($\chi = 80 - 400 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM). Zaraďujeme sem niektoré typy granodioritov z oblasti Čiernej hory, amfibolity z oblasti Kohúta, niektoré typy gabier, gabrodioritov a dioritov z rakoveckej série a glaukofanity spodného triasu Slovenského krasu. Tieto dosť rozšírené horniny vyvolávajú anomálie s intenzitou cca 150 gama.

Horniny stredne magnetické ($\chi = 400 - 1600 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM). Môžeme sem zaradiť turčockú žulu, niektoré typy kremitých porfýrov, gabrodiority v gelnickej sérii, niektoré typy gabier a gabrodioritov rakoveckej série, zelené a mastencové bridlice, diabázy karbónu a serpentinity v karbone. Anomálie vyvolané týmito horninami sú pomerne rozšírené v celej oblasti, najmä v rakoveckej sérii, Slovenskom krase a vo východnej časti veporíd.

Horniny magnetické ($\chi = 1600 - 4000 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM). Horniny tejto skupiny sú rozšírené menej. Patria medzi ne niektoré typy diabázov rakoveckej série, diabázy, serpentinity a serpentinizované dunity a peridotity v spodnom triase z východnej časti severogemeridného synklinória, ďalej horniny neovulkanitov Lučensko-rimavskej kotliny — bazalty a bazanity, andezity a ich pyroklastiká a niektoré typy muskovitických svorov z veporíd.

Horniny silne magnetické ($\chi = 4000 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM). Zaraďujeme k nim diabázy gelnickej série, gabrá, gabrodiority, diority a niektoré typy diabázových tufov a tufitov rakoveckej série a serpentinizované ultrabáziká v spodnom triase Slovenského krasu.

Problematika interpretácie tiažových a magnetických anomálií

Heterogénna stavba Slovenského rudohoria sa odráža v rozmanitosti fyzikálnych vlastností hornín a horninových komplexov. Pre hustoty kryštalinika je charakteristické, že rozdiely medzi jednotlivými horninovými typmi sú pomerne malé a väčšinou sa pohybujú od 0,03 do 0,07 g/cm³. Okrem toho, ako ukazujú smerodajné odchýlky, hustoty v horizontálnom i vertikálnom smere sa menia pomerne rýchlo i u jednotlivých petrografických typov hornín. Pri magnetických vlastnostiach je táto zmena ešte výraznejšia.

Namerané tiažové a magnetické polia predstavujú superpozíciu anomálnych účinkov, vyvolaných hustotnými a magnetickými nehomogenitami hornín v rôznych hĺbkach pod povrchom. Pre objektívnejšiu interpretáciu priestorového rozloženia týchto nehomogenít podľa charakteru a intenzity tiažového, resp. magnetického poľa bolo treba venovať zvýšenú pozornosť otázkam separácie jednotlivých polí. Problematiku separácie sme skúmali pomocou rôznych interpretačných postupov na konkrétnych geologických modeloch najmä z oblasti Spišsko-gemer-

ského rudohoria. Použité boli metódy: smerová charakteristika tiažového poľa, separácia anomálnych účinkov nehomogénnych hustotných rozhraní, postupná filtrácia magnetických anomálií a separácia gravitačných účinkov pomocou transformovaných máp. Zvlášť veľký význam pri štúdiu geologickej stavby má metóda modelovania, ktorá spočíva v postupnom korelovaní nameraného tiažového poľa s vypočítanými gravitačnými účinkami modelovaných hustotných nehomogenít.

Tieto metódy boli použité pri kvalitatívnej i kvantitatívnej interpretácii vybraných anomálií tiažového i magnetického poľa z východnej časti Slovenského rudohoria.

Posúdenie reálnosti interpretácie nameraných tiažových anomálií

V oblasti Slovenského rudohoria považujeme za reálnu takú tiažovú anomáliu, ktorej amplitúda je aspoň 0,5 mgl a bola zachytená najmenej tromi bodmi. Pri geologickom výklade anomálneho tiažového poľa je dôležité poznať rozmery hustotných nehomogenít (v rôznych hĺbkach), ktoré vyvolávajú reálne anomálie. Tieto poznatky môžu prispieť jednak k objektívnejšiemu geologickému výkladu najmä málo intenzívnych anomálií približne 1—2 mgl, jednak k posúdeniu, ktoré nehomogenity sa nedajú gravimetrickým mapovaním spoľahlivo zistiť.

Táto problematika bola skúmaná na polguľových a horizontálnych polvalcových telesách konkávnej a konvexnej orientácie, ktorými možno aproximovať veľký počet geologických telies v študovanom území, ako napr. rôzne tvary elevačných a depresných štruktúr, väčšie nahromadenie odlišných petrografických typov hornín vo forme približne izometrických telies, prípadne telies pretiahnutých v horizontálnom smere.

Vzhľadom na vzdialenosti medzi observovanými bodmi 300 — 800 m budeme okrajové hodnoty parametrov h (hĺbka), R (polomer), l (dĺžka) určovať pre tie polguľové a polvalcové telesá, ktoré vyvolávajú anomálnu hodnotu $\Delta g = 0,5$ mgl v bode vzdialenom 500 m (približne stredná vzdialenosť medzi pozorovanými bodmi) od Δg max. (obr. 18).

Gravitačné účinky polguľových telies boli vypočítané podľa vzťahov M. Škorvaneka (1974).

Pre polguľu konkávnej orientácie (obr. 17a) platí:

$$V_z = A \frac{z}{r^3} + B \frac{1}{r} \sum_{n=1}^{\infty} a_n \left(\frac{R}{r}\right)^{2n} P_{2n}\left(\frac{z}{r}\right), \quad z \geq R \quad (1)$$

$$V_z = C \left[\frac{2}{3} z - R \sum_{n=1}^{\infty} b_n \left(\frac{r}{R}\right)^{2n-2} P_{2n-2}\left(\frac{z}{r}\right) \right], \quad z \leq R$$

Pre polguľu konvexnej orientácie (obr. 17b) platí:

$$V_z = A \frac{z}{r^3} - B \frac{1}{r} \sum_{n=1}^{\infty} \partial_n \left(\frac{R}{r}\right)^{2n} P_{2n}\left(\frac{z}{r}\right) \quad (2)$$

$$\text{kde } A = \frac{2}{3} \pi \rho R^3, \quad B = \frac{3A}{2R}, \quad C = -\frac{3A}{R^3}$$

$$a_n = (-1)^n \frac{2n}{(2n-1)} \frac{[(2n-1)!!]}{2^n(n+1)!}, \quad b_n = -\frac{(n+1)(2n-1)}{2n(2n-3)} a_n, \quad r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$$

$P_n \left(\frac{z}{r} \right)$ — Legendrovo polynómy

Pre polvalcové telesá konečnej dĺžky konkávnej a konvexnej orientácie boli použité vzťahy (M. Smíšek — J. Kršák — J. Plančár 1972):

$$\begin{aligned} \Delta g = \rho_0 \sum_{i=1}^k \cos(z, n_i) \Big| x \ln \frac{b_i + \sqrt{x^2 + r_i^2}}{a_i + \sqrt{x^2 + r_{i-1}^2}} + b_i \ln(x + \sqrt{x^2 + r_i^2}) - \\ - a_i \ln(x + \sqrt{x^2 + r_{i-1}^2}) + 2p_i \left(\arctan \frac{r_i - b_i}{p_i} \cdot \frac{\sqrt{x^2 + r_i^2} - r_i}{x} - \right. \\ \left. - \arctan \frac{r_{i-1} - a_i}{p_i} \cdot \frac{\sqrt{x^2 + r_{i-1}^2} - r_{i-1}}{x} \right) \Big|_{x_1}^{x_2} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\text{kde } a_i = \frac{y_{i-1}(y_{i-1} - y_i) + z_{i-1}(z_{i-1} - z_i)}{\sqrt{(y_{i-1} - y_i)^2 + (z_{i-1} - z_i)^2}};$$

$$b_i = \frac{y_i(y_{i-1} - y_i) + z_i(z_{i-1} - z_i)}{\sqrt{(y_{i-1} - y_i)^2 + (z_{i-1} - z_i)^2}}; \quad p_i = \frac{y_{i-1}z_i - y_i z_{i-1}}{\sqrt{(y_{i-1} - y_i)^2 + (z_{i-1} - z_i)^2}};$$

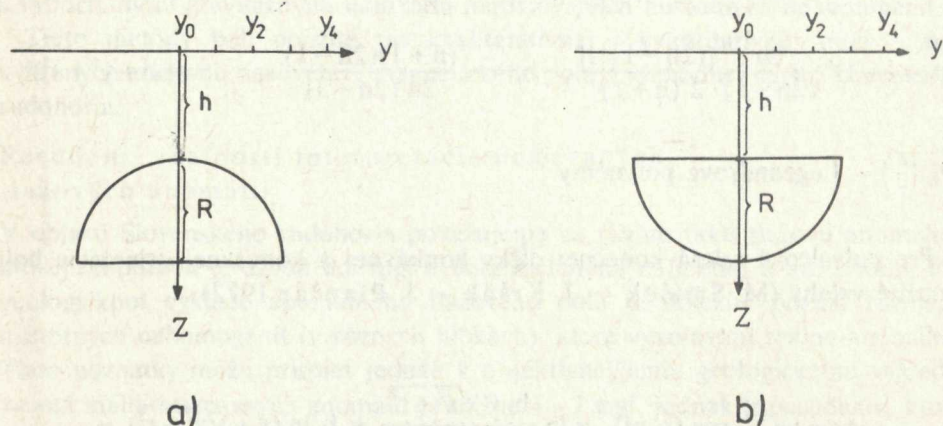
$$\cos(z, n_i) = \frac{y_{i-1} - y_i}{\sqrt{(y_{i-1} - y_i)^2 + (z_{i-1} - z_i)^2}}$$

$$r_i^2 = y_i^2 + z_i^2; \quad r_{i-1}^2 = y_{i-1}^2 + z_{i-1}^2$$

x, y, z sú súradnice vrcholov n -bokého horizontálneho hranola konečnej dĺžky, ktorým sú polvalcové telesá nahradzované.

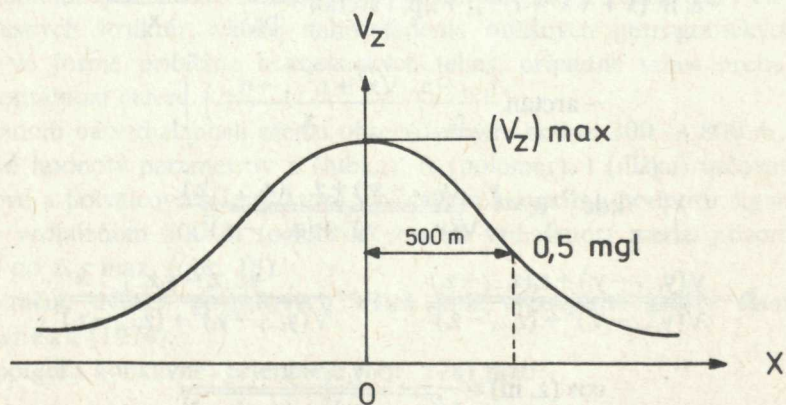
Podľa vzorcov (1), (2), (3) boli vypočítané gravitačné účinky v bodoch na osi x pre polgulfové a polvalcové telesá pri rôznych polomeroch a hĺbkach. Výpočty sa

vykonali pre $\rho = 0,05; 0,1; 0,2 \text{ g/cm}^3$, ktoré najlepšie vystihujú rozdiely hustôt medzi jednotlivými petrografickými typmi hornín a horninovými komplexmi v Slovenskom rudohorí. Základné typy hornín a horninových komplexov kryštalinika, paleozoika a mezozoika majú medzi sebou navzájom diferenčnú hustotu



Obr. 17 Náčrt polgule a horizontálneho polválca a) konkávnej, b) konvexnej orientácie

Fig. 17 Sketch of a hemisphere and horizontal hemicylinder in the concave (a) and convex (b) orientation



Obr. 18 Náčrt pre výpočet $V_z = 0,5 \text{ mgl}$ v bode $x = 500 \text{ m}$

Fig. 18 The sketch used to calculate $V_z = 0,5 \text{ mgal}$ at the point $x = 500 \text{ m}$

približne $0,05 \text{ g/cm}^3$; hodnota asi $0,1 \text{ g/cm}^3$ je charakteristická pre alpínske granity, prípadne niektoré horniny rakoveckej série, resp. mezozoika s vyššími hodnotami, asi $0,2 \text{ g/cm}^3$, sa vyznačujú najmä bázické horniny. Z vypočítaných hodnôt V_z boli interpoláciou určené okrajové parametre h, R, l pre vybrané polgule a polválce, ktoré v bode $x = 500$ vyvolávajú anomáliu $V_z = 0,5 \text{ mgl}$ (obr. 18).

Polguľa konkávnej orientácie

tabuľka 9

$\rho = 0,05 \text{ g/cm}^3$			$\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$			$\rho = 0,2 \text{ g/cm}^3$		
h [m]	R [m]	$(V_z) \text{ max}$	h [m]	R [m]	$(V_z) \text{ max}$	h [m]	R [m]	$(V_z) \text{ max}$
0	648	0,68	0	508	1,07	0	441	1,85
157	784	0,63	110	552	0,88	90	443	1,42
382	954	0,58	246	615	0,74	183	458	1,12
704	1 173	0,55	422	703	0,66	292	487	0,91
1 160	1 450	0,53	656	820	0,60	424	530	0,77
1 787	1 787	0,52	978	978	0,57	587	587	0,69
2 625	2 187	0,51	1 389	1 157	0,54	794	661	0,62
3 710	2 650	0,51	1 917	1 370	0,52	1 055	754	0,57
5 080	3 175	0,50	2 600	1 625	0,52	1 384	865	0,55
6 766	3 759	0,50	3 430	1 905	0,51	1 790	994	0,53
8 803	4 401	0,50	4 463	2 232	0,51	2 287	1 143	0,52

Polguľa konvexnej orientácie

tabuľka 10

$\rho = 0,05 \text{ g/cm}^3$			$\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$			$\rho = 0,2 \text{ g/cm}^3$		
h [m]	R [m]	$(V_z) \text{ max}$	h [m]	R [m]	$(V_z) \text{ max}$	h [m]	R [m]	$(V_z) \text{ max}$
811	811	0,90	599	599	1,32	466	466	2,06
1 130	941	0,69	773	644	0,95	575	479	1,41
1 594	1 139	0,59	1 005	718	0,75	707	505	1,05
2 258	1 411	0,55	1 321	826	0,64	871	544	0,84
3 166	1 759	0,52	1 751	973	0,58	1 078	599	0,71
4 356	2 178	0,51	2 320	1 160	0,55	1 344	672	0,63
7 700	3 208	0,50	3 961	1 650	0,51	2 107	878	0,55

Okrajové parametre h , R pre polguľe sú uvedené v tabuľkách 9, 10, parametre h , R , l pre polváľce v tabuľkách 11, 12 a pre váľce v tabuľke 13. Okrem toho v tabuľkách sú uvedené i hodnoty $(V_z) \text{ max}$.

Okrajové hodnoty h , R , l uvedené v tabuľkách 9—13 pre $\rho = 0,05$; $0,1$; $0,2 \text{ g/cm}^3$ charakterizujú polguľové a horizontálne polváľcové i váľcové telesá konečnej dĺžky, ktoré gravimetriou môžeme spoľahlivo zistiť v prípade, ak vzdialenosti medzi observovanými bodmi sú 500 m a reálne nameraná anomália je $\Delta g = 0,5 \text{ mgl}$. Naopak telesá o menších polomeroch, ako sú tabelované pre dané hĺbky, resp. ak ich hĺbky uloženia sú väčšie ako tabelované pre príslušné polomery, sa gravimetriou nedajú spoľahlivo zistiť pri vzdialenosti bodov 500 m a $\Delta g = 0,5 \text{ mgl}$. Napr. pri $\rho = 0,05 \text{ g/cm}^3$ nemusíme zistiť: polváľcové telesá konkávnej orientácie pri $h = 0$, $R \approx 500$, $l = 3000 \text{ m}$; pri $h \approx 300$, $R \approx 700$, $l \approx 3500 \text{ m}$ atď.; polváľcové telesá

Horizontálny polvalec konkávnej orientácie konečnej dĺžky

tabuľka 11

$\rho = 0,05 \text{ g/cm}^3$				$\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$				$\rho = 0,2 \text{ g/cm}^3$			
h [m]	R [m]	l [m]	(V _c) max	h [m]	R [m]	l [m]	(V _c) max	h [m]	R [m]	l [m]	(V _c) max
0	578	5 783	0,76	0	464	4 644	1,22	0	393	3 935	2,06
0	584	2 920	0,75	0	470	2 348	1,21	0	403	2 013	2,07
0	677	677	0,65	0	517	517	0,99	0	446	446	1,70
352	703	7 031	0,63	235	470	4 704	0,84	174	348	3 477	1,24
368	737	3 683	0,62	245	489	2 445	0,82	181	363	1 813	1,22
638	1 277	1 277	0,54	752	752	752	0,63	255	510	510	0,86
885	885	8 848	0,56	524	524	5 245	0,66	352	352	3 520	0,88
974	974	4 868	0,55	568	568	2 842	0,64	380	380	1 902	0,86
2 415	2 415	2 415	0,52	1 267	1 267	1 267	0,54	714	714	714	0,61
1 668	1 112	11 120	0,52	917	611	6 115	0,58	566	377	3 771	0,71
1 953	1 302	6 508	0,52	1 064	709	3 545	0,57	642	428	2 139	0,68
6 010	4 007	4 007	0,51	3 058	2 038	2 038	0,52	1 585	1 057	1 057	0,53
2 782	1 391	13 912	0,51	1 468	734	7 340	0,54	840	420	4 198	0,62
3 487	1 744	8 718	0,51	1 812	906	4 530	0,53	1 012	506	2 529	0,59
12 197	6 098	6 098	0,50	6 136	3 068	3 068	0,51	3 106	1 553	1 553	0,51

Horizontálny polvalec konvexnej orientácie konečnej dĺžky

tabuľka 12

$\rho = 0,05 \text{ g/cm}^3$				$\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$				$\rho = 0,2 \text{ g/cm}^3$			
h [m]	R [m]	l [m]	(V _c) max	h [m]	R [m]	l [m]	(V _c) max	h [m]	R [m]	l [m]	(V _c) max
668	668	6 685	0,94	484	484	4 844	1,36	374	374	3 740	2,09
681	681	3 407	0,93	495	495	2 476	1,35	386	386	1 928	2,11
864	864	864	0,85	636	636	636	1,25	484	484	484	1,90
1 136	758	7 576	0,64	739	492	4 924	0,84	527	351	3 513	1,19
1 200	800	4 005	0,64	779	519	2 595	0,83	557	371	1 857	1,18
2 210	1 474	1 474	0,56	1 300	867	867	0,66	861	574	574	0,87
1 882	941	9 412	0,55	1 100	550	5 503	0,65	721	360	3 607	0,85
2 100	1 050	5 252	0,55	1 215	608	3 038	0,63	729	396	1 980	0,82
5 470	2 735	2 735	0,52	2 824	1 412	1 412	0,53	1 595	797	797	0,60
2 957	1 183	11 827	0,52	1 611	645	6 445	0,57	974	390	3 896	0,69
3 530	1 412	7 060	0,52	1 900	760	3 800	0,56	1 124	449	2 242	0,66
11 250	4 500	4 500	0,51	5 694	2 278	2 278	0,51	2 931	1 173	1 173	0,53
4 435	1 478	14 783	0,51	2 323	774	7 743	0,53	1 310	436	4 365	0,60
5 649	1 883	9 415	0,51	2 915	971	4 859	0,53	1 605	535	2 676	0,58
20 260	6 753	6 753	0,50	10 193	3 398	3 398	0,51	5 159	1 720	1 720	0,51

konvexnej orientácie pri $h \doteq 600$, $R \doteq 600$, $l \doteq 3000$ m, pri $h \doteq 1000$, $R < 800$, $l \doteq 4000$ m atď. a valcové telesá pri $h \doteq 600$, $R < 600$, $l = 3000$, pri $h \doteq 1000$, $R < 700$, $l \doteq 3500$ m atď. Ďalej pri $\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$ (resp. $\rho = 0,2 \text{ g/cm}^3$) sa nedajú spoľahlivo zistiť polguľové telesá konkávnej orientácie pri $h = 0$, $R < 500$ m ($h = 0$, $R < 400$ m), pri $h = 100$, $R < 550$ m ($h = 90$, $R = 400$ m) a polguľové telesá konvex-

$\rho = 0,05 \text{ g/cm}^3$				$\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$				$\rho = 0,2 \text{ g/cm}^3$			
h [m]	R [m]	l [m]	$(V_z)_{\text{max}}$	h [m]	R [m]	l [m]	$(V_z)_{\text{max}}$	h [m]	R [m]	l [m]	$(V_z)_{\text{max}}$
602	602	6 018	0,97	440	440	4 405	1,42	338	338	3 376	2,18
613	613	3 067	0,97	448	448	2 242	1,42	345	345	1 727	2,19
743	743	743	0,88	538	538	538	1,28	420	420	420	2,00
1 019	679	6 794	0,66	674	450	4 495	0,88	486	324	3 242	1,27
1 070	713	3 564	0,66	705	470	2 350	0,87	509	340	1 696	1,25
1 700	1 133	1 133	0,57	1 038	692	692	0,70	703	468	468	0,95
1 680	840	8 403	0,56	1 000	500	4 997	0,67	666	333	3 328	0,89
1 848	924	4 618	0,56	1 088	544	2 720	0,65	720	360	1 800	0,87
3 838	1 919	1 919	0,52	2 033	1 017	1 017	0,55	1 187	593	593	0,64
2 640	1 056	10 560	0,52	1 456	582	5 822	0,58	896	358	3 582	0,71
3 062	1 225	6 124	0,52	1 672	669	3 344	0,57	1 012	405	2 023	0,69
7 564	3 026	3 026	0,51	3 796	1 518	1 518	0,52	2 025	810	810	0,55
3 958	1 319	13 194	0,51	2 089	696	6 963	0,54	1 197	400	4 000	0,62
4 888	1 630	8 147	0,51	2 548	850	4 246	0,53	1 427	476	2 379	0,60
12 917	4 306	4 306	0,50	6 508	2 169	2 169	0,51	3 323	1 108	1 108	0,52

nej orientácie pri $h \doteq 600$, $R < 600$ m ($h \doteq 450$; $R < 450$ m), pri $h \doteq 750$, $R \doteq 600$ m ($h \doteq 550$, $R \doteq 400$ m) atď.

Údaje uvedené v tabuľkách 9 — 13 boli vo veľkej miere využité pri geologickom výklade anomálneho tiažového poľa v oblasti Slovenského rudohoria.

Smerová charakteristika tiažového poľa

V oblasti Slovenského rudohoria sa vyskytuje pomerne veľký počet tektonických foriem, ktoré sú v jednom smere značne pretiahnuté. Ide najmä o zlomy, prešmyky, antiklinály, synklinály atď. Z geofyzikálneho hľadiska ich považujeme za lineárne prvky, ktoré sa modelujú dvojrozmernými telesami. Okrem uvedených lineárnych prvkov sa vyskytujú v skúmanom území rôzne hustotné nehomogenity, ktoré predstavujú trojrozmerné telesá ľubovoľných rozmerov nachádzajúce sa v rôznych hĺbkach. Pri interpretačných postupoch je preto dôležité najprv odlíšiť tiažové účinky spôsobené lineárnymi prvkami od účinkov trojrozmerných telies.

Problematikou interpretácie lineárneho usporiadania anomálneho poľa sa zaoberali najmä I. G. Klušin—I. N. Tolstichin (1961) a R. Válek (1972). V posledných rokoch túto otázku podrobnejšie rozpracoval H. Linsser (1967), ktorý vypracoval metódu nazývanú „digital template analysis“. Táto metóda využíva tzv. „matched filter“, t. j. filtráciu anomálneho poľa na základe porovnávania vopred stanoveného teoretického anomálneho účinku určitého modelu v nameranom tiažovom poli. Linsser uvedený postup aplikoval výlučne na stanovenie tektonických línií. Ďalšie rozpracovanie tejto metódy pre použitie na samočinnom počítači previedol J. Šefara (1973), ktorý upozornil na širšiu použiteľnosť

základnej myšlienky. Keďže metóda J. Šefaru bola aplikovaná v študovanom území (príl. 8) a prispela ku geologickému výkladu tiažového poľa, uvedieme jej základné princípy.

Pri riešení smerovej charakteristiky anomálneho tiažového poľa vychádzame z modelu vertikálneho hustotného rozhrania, ktorý sa javí ako najvhodnejší pre aproximáciu lineárnych geologických štruktúr. Vertikálne hustotné rozhranie je definované hĺbkou horného okraja h_1 , spodného okraja h_2 , diferenčnou hustotou $\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$ (obr. 19). Maximálna odchýlka medzi gravitačným účinkom vertikálneho stupňa a účinkom hmotnej poloroviny v hĺbke $h = (h_1 + h_2)/2$ o povrchovej hustote $\mu = \Delta\sigma (h_2 - h_1)$ je iba 7.2 % (K. V. Gladkij 1967). Ak uvážime, že skutočné anomálne pole je určené často s väčšou chybou ako 7.2 %, potom pre praktickú aplikáciu je výhodnejšie používať namiesto modelu vertikálneho stupňa jednoduchší model hmotnej poloroviny. Tento model pomerne dobre nahradzuje i šikmé hustotné rozhrania (šikmý stupeň). V tomto prípade je polovina ohraničená priemetom stredu šikmej steny.

Vertikálny gravitačný účinok hmotnej poloroviny môžeme vyjadriť vzťahom:

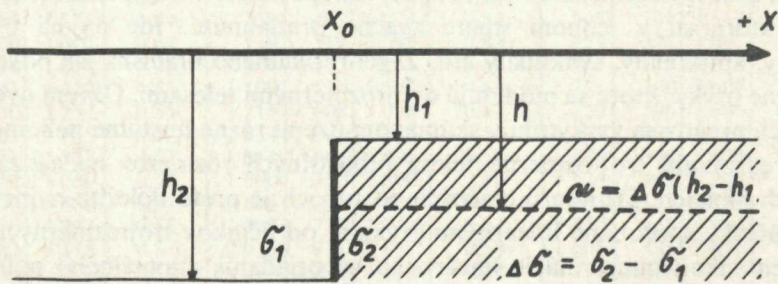
$$V_z = E \cdot b_x \quad (4)$$

kde

$$E = 2\pi f\mu \quad (5)$$

je maximálny gravitačný účinok.

Koeficienty b_x závisia na vzdialenosti bodu výpočtu (x) od priemetu hrany stupňa na povrch a jeho hĺbke (h). Vstupnými údajmi zostaveného programu sú hodnoty anomálneho poľa Δg odčítané v štvorcovej sieti, krok štvorcovej siete a zvolené



Obr. 19 Náčrt vertikálneho stupňa nahradeného hmotnou polorovinou

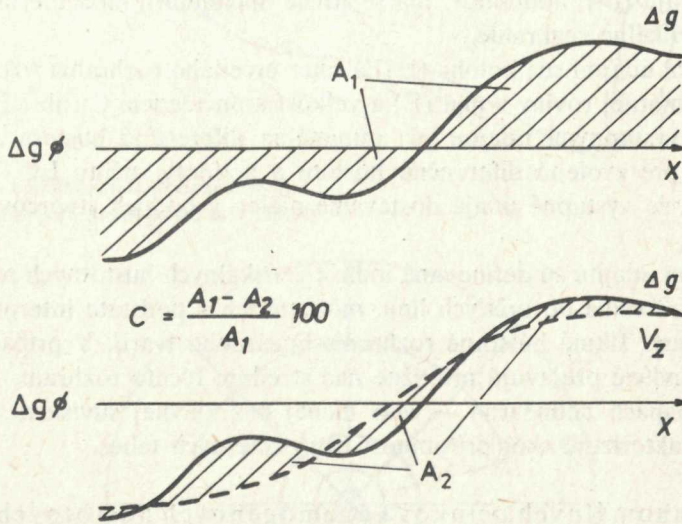
Fig. 19 The sketch illustrating the replacement of a vertical step by a material hemiplane

interpretačné hĺbky h . Vo vhodne zvolenom systéme bodov a smerov je nameraná krivka Δg provnaná s teoretickou krivkou V_z . Pomocou metódy najmenších štvorcov je stanovené E podľa vzorca:

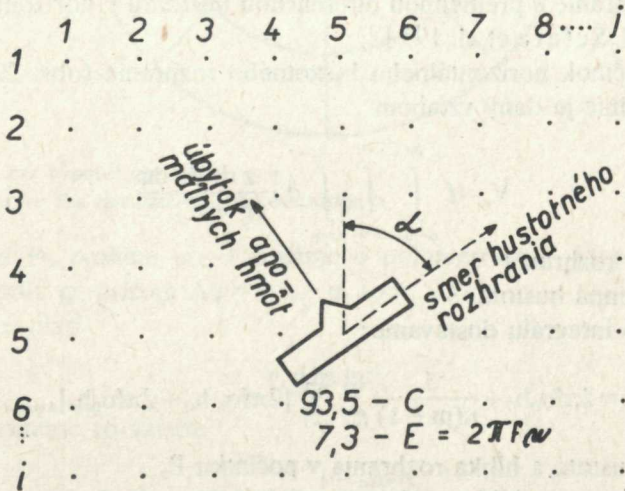
$$E = \frac{\sum_1^n \Delta g_x \cdot b_x}{\sum_1^n b_x^2} \quad (6)$$

kde Δg_x sú hodnoty nameraného poľa v bodoch porovnávania.

Skutočné vertikálne hustotné rozhranie sa umiestňuje tam, kde kritérium zhody



Obr. 20 Výpočet koincidencie C
Fig. 20 Calculation of the coincidence C



Obr. 21 Výstupné údaje vertikálneho hmotného rozhrania
Fig. 21 Output for a vertical density boundary

$$C = \frac{A_1 - A_2}{A_1} \cdot 100 \% \quad (7)$$

má maximálne hodnoty.

A_1 v (7) je suma odchýlok poľa Δg od jeho aritmetického priemeru Δg_{pr} , A_2 je suma odchýlok medzi nameraným anomálnym poľom a teoretickým gravitačným účinkom príslušného modelu (obr. 20). V bode a smere, v ktorom sa V_z a Δg najviac zhodujú (t. j. hodnota C má relatívne maximum), môžeme interpretovať skutočné vertikálne rozhranie.

Výstupnými údajmi sú: poloha (i, j) a smer určeného rozhrania (α), gravitačný účinok Δg hmotnej roviny v mgl (E) a veľkosť koincidencie C (obr. 21). Ďalšími pomocnými výstupnými údajmi sú: minimálna diferenčná hustota $\Delta \sigma$, rozdiel $\Delta h = h_2 - h_1$ pre zvolenú diferenčnú hustotu a hodnoty súčinu EC . Treba však poznamenať, že výstupné údaje dostávame nielen v bodoch štvorcovej siete ale i mimo nich.

Výstupnými údajmi sú definované indicie vertikálnych hustotných rozhraní. Ak sa tieto indicie radia do určitých línií, môžeme ich v podstate interpretovať ako vertikálne, resp. šikmé hustotné rozhrania lineárneho tvaru. V prípade šikmých rozhraní sa indicie prejavujú približne nad stredom týchto rozhraní. Ak sú tieto indicie na mapách nelineárne — viac menej bez zjavnej súvislosti, v takomto prípade charakterizujú skôr prítomnosť trojrozmerných telies.

Separácia anomálnych účinkov nehomogénnych hustotných rozhraní

Princíp metódy je založený na približnom riešení priamej úlohy gravimetrie pre horizontálne rozhranie s premennou diferenčnou hustotou v horizontálnom smere (J. Šefara in J. Šefara et al. 1974).

Gravitačný účinok horizontálneho hustotného rozhrania (obr. 22) v počiatku valcových súradníc je daný vzťahom

$$V_z = f \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{r=0}^{\infty} \int_{z=0}^h \sigma \frac{r z dr dz d\varphi}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (8)$$

kde h — hĺbka rozhrania

σ — premenná hustota

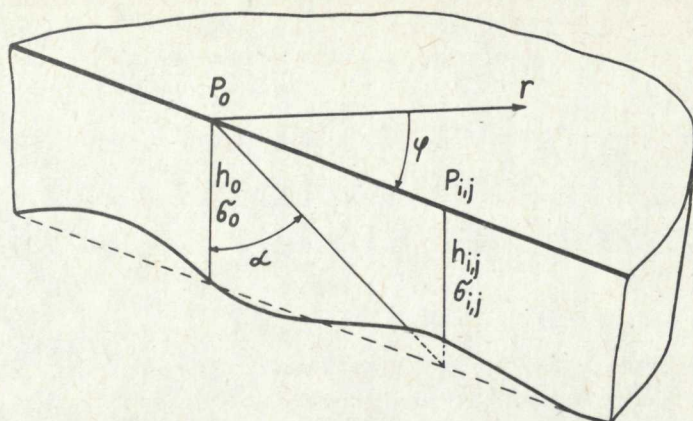
Riešením tohto integrálu dostávame:

$$V_z \approx 2\pi f \sigma_0 h_0 + \frac{1}{n(m-1)} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{m-1} [2\pi f \sigma_{ij} h_{ij} - 2\pi f \sigma_0 h_0]_{\Delta\varphi, \Delta s(\alpha)} \quad (9)$$

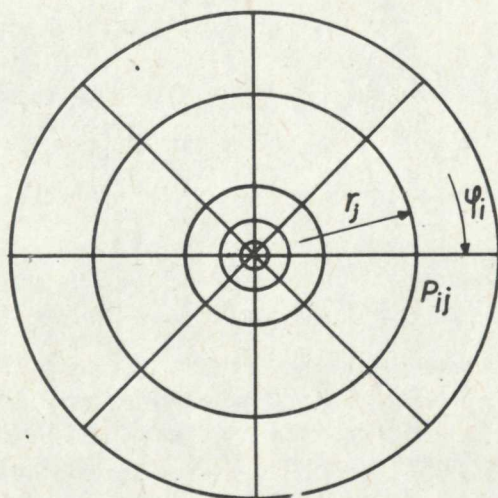
kde σ_0, h_0 — hustota a hĺbka rozhrania v počiatku P_0

σ_{ij}, h_{ij} — hustota a hĺbka rozhrania v ľubovoľnom bode P_{ij} .

Pri výpočte druhého člena rovnice (9) používame paletky. Konštruujú sa tak, že



Obr. 22 Náčrt nehomogénneho rozhrania
 Fig. 22 Sketch of an inhomogeneous boundary



Obr. 23 Paletka pre výpočet opráv o
 Fig. 23 Template for the calculation of the correction o

pre daný bod P_0 zvolíme $m-1$ kružníc o polomeroch r_j , ktoré rozdelíme na n sektorov podľa φ , pričom $\Delta\varphi = \varphi_{i+1} - \varphi_i$ (obr. 23).
 pre polomer r_j platí

$$r_j = h_0 \operatorname{tg} \alpha, \quad (10)$$

Hodnoty α získame zo vzťahu

$$s(\alpha_j) = \frac{1 - \sin \alpha_j}{\cos \alpha_j} \quad (11)$$

pričom platí

$$\Delta s(\alpha) = s(\alpha_{j+1}) - s(\alpha_j) = \frac{s(\pi) - s(0)}{m} \quad (12)$$

Rovnicu (9) pre jednoduchosť môžeme napísať v tvare

$$V_r \approx 2\pi f \sigma_0 h_0 + o \quad (13)$$

Namerané tiažové pole (Δg) môžeme považovať za superpozíciu dvoch anomálnych účinkov:

$$\Delta g = \Delta g_0 + \Delta g_R \quad (14)$$

kde Δg_0 — účinok vrstvy po skúmané rozhranie

Δg_R — účinok nehomogenít pod skúmaným rozhraním

Ak máme v predmetnej oblasti body P_k , v ktorých poznáme hĺbky rozhrania (h_k) a hustoty (σ_k), môžeme urobiť približný rozklad nameraného poľa podľa vzťahu:

$$\Delta g(P_k) = 2\pi f \sigma_k h_k + \overline{\Delta g_R}(P_k) \quad (15)$$

kde $\overline{\Delta g_R}(P_k) = \Delta g_R(P_k) + \sigma(P_k)$ je približne vyjadrené $\Delta g_R(P_k)$.

Pri aplikácii tejto metódy postupujeme tak, že najprv vypočítame $\overline{\Delta g_R}(P_k)$ a pomocou interpolácie týchto údajov zostrojíme mapu izoanomál $\overline{\Delta g_R}$. Účinky $\overline{\Delta g_R}$ potom odpočítame od nameraného poľa Δg po celej ploche. Takto dostaneme mapu približného vyjadrenia účinkov $2\pi f \sigma h$. Z tejto mapy sa pomocou paletky (obr. 23) vypočítajú v bodoch P_k opravy totožné s druhým členom pravej strany rovnice (9). Opravené hodnoty $\overline{\Delta g_R}(P_k)$ o hodnoty σ_k predstavujú účinky $\Delta g_R(P_k)$, to znamená hodnoty účinkov všetkých nehomogenít pod skúmaným rozhraním, ktoré interpolujeme do mapy izoanomál Δg_R . Odpočítaním účinkov Δg_R z nameraného poľa Δg po celej ploche dostaneme mapu izoanomál účinkov nehomogenít po skúmané rozhranie Δg_0 .

Presnosť separácie gravitačného poľa touto metódou závisí od počtu a rozloženia oporných bodov, presnosti určenia h a σ . V tých terénoch, kde je malý počet oporných bodov, separácia je menej presná a v hrubých črtách predstavuje potlačenie anomálnych účinkov podložných útvarov. Tam, kde oporné body chybajú, metódu nie je možné aplikovať. Tento interpretačný postup bol použitý pri separácii anomálneho tiažového poľa v oblasti Komároviec.

Postupná filtrácia magnetických anomálií

V skúmanom území sa často stretávame s prípadmi, že anomálie sú vyvolané účinkom telies rôzneho tvaru s rozdielnou magnetizáciou a hĺbkou uloženia. Pri ich

interpretácii je dôležité určiť anomálne účinky jednotlivých telies. Pre aplikáciu nami použitej metódy postupnej filtrácie magnetických anomálií sme vykreslili fyzikálny model, ktorým možno dobre aproximovať geologické pomery v priestore rochovskej magnetickej anomálie.

Zadaný model pozostáva z horizontálnych nekonečných valcov ($R = 100$ m, $h = 125$ m), horizontálneho nekonečného hranola ($h_1 = 400$ m, $h_2 = 600$ m, $2b = 800$ m) a vertikálnej nekonečnej dosky ($h = 1000$ m, $2b = 2000$ m). Zvoleným telesám bola priradená vertikálna magnetizácia ($J = 100 \cdot 10^{-5}$ j. CGSM). Na obr. 24 a je vykreslený priebeh Z_a jednotlivých telies, účinok valcov a horizontálneho hranola a sumárny účinok všetkých telies. Cieľom je nájsť optimálny filter pre vyčlenenie anomálií, vyvolaných jednotlivými telesami, to znamená odseparovať anomálne účinky horizontálnych valcov a horizontálneho hranola a nájsť anomálny prejav vertikálnej nekonečnej dosky. Pri separácii anomálií sa obyčajne používajú metódy matematickej štatistiky a teórie informácií, napr. metódy vystredenia potenciálnych polí, metódy variácií, analytického pokračovania do spodného a vrchného polopriestoru, metódy vyšších derivácií a pod. (B. A. Andrejev — I. G. Klušin 1962; I. G. Beřljand 1974). V našom prípade sme pri separácii anomálnych účinkov použili metódu vyhladenia potenciálnych polí, ktorá spočíva v aproximácii nameraných hodnôt poľa na konštantne vzdialených bodoch polynómom tvaru

$$U(x) = a + bx + cx^2 \dots + kx^n \quad (16)$$

alebo

$$Q_m(x) = n \sum_{s=0} C_s P_{s,n}(x) \quad (17)$$

Otázkou teórie vyhladenia potenciálnych polí polynómom n -tého stupňa sa zaoberalo viac autorov v súvislosti s analytickým pokračovaním potenciálneho poľa do spodného polpriestoru (V. N. Strachov — M. I. Lapina 1967; Z. A. Krutichovskaja — M. I. Lapina — A. A. Garbuza 1970 ai.). Autori prác predložili niekoľko pracovných vzorcov a postupov, ktoré môžu byť aplikované v geofyzikálnej praxi. V našom prípade sme uplatnili polynóm druhého stupňa, vyjadrený tvarom

$$U(x)_{\text{transf}} = 0,333 U(x) + 0,286 [U(x + \Delta x) + U(x - \Delta x)] + \\ + 0,147 [U(x + 2\Delta x) + U(x - 2\Delta x)] - \\ - 0,095 [U(x + 3\Delta x) + U(x - 3\Delta x)] \quad (18)$$

Pri filtrácii magnetických účinkov sme volili hodnoty anomálií v bodoch s intervalom $\Delta x = 20, 60, 100, 200$ a 300 m pričom interval $\Delta x = 20$ m predstavuje najmenší krok výpočtu anomálie. Na obr. 24b sú uvedené vyhladené krivky pre $\Delta x = 100, 200$ a 300 m. Ide teda o metódu postupného vyhladzovania potenciálneho poľa polyónom druhého stupňa pre rôzne intervaly Δx . Výsledkom filtrácie je

potlačenie anomálnych účinkov horizontálnych valcov a nájdenie približného tvaru krivky, ktorá zobrazuje účinok horizontálneho hranola. Ako vidieť z priložených grafov, hodnoty vyhladenej krivky pri intervale $\Delta x = 300$ m sa od teoreticky zadaných hodnôt líšia max. o 7,5 gama.

Ďalej bolo treba odčleniť anomálny prejav horizontálneho hranola a najst najvhodnejšiu krivku pre zobrazenie účinku vertikálnej dosky. Pre tento cieľ boli zvolené intervaly $\Delta x = 500, 750$ a 1000 m (obr. 24c). Vyhladená krivka s intervalom $\Delta x = 1000$ m dobre koreluje s teoretickou krivkou a rozdiely medzi nimi nepresahujú 5 gama. Z porovnania kriviek vyplýva, že ich optimálna aproximácia nastáva vtedy, keď $\Delta x = 0,5 d$, kde d je šírka anomálie pre $2/3 (Z_a)_{\max}$.

Pri väčšom intervale Δx dochádza k deformácii kriviek, čo sa prejavuje narastaním vyhladených hodnôt v okrajových častiach a ich poklesom v okolí maxima. Metóda postupného vyhladzovania umožňuje filtrovanie anomálií rôznej intenzity a tvaru pri správnom použití intervalu Δx v závislosti od parametra d . Získané krivky sú podkladom pre kvantitatívnu a geologickú interpretáciu.

Poznatky vyplývajúce z teoretického modelu boli aplikované pri interpretácii magnetických anomálií vo východnej časti Slovenského rudohoria (pozri kapitolu „Rochovská magnetická anomália“).

Separácia gravitačných účinkov pomocou transformovaných máp

Pri kvalitatívnej interpretácii anomálií tiažového poľa v oblasti Slovenského rudohoria boli vo veľkej miere použité mapy reziduálnych a regionálnych anomálií, mapy analytického pokračovania do horného a dolného polopriestoru a mapy vyšších derivácií tiaže, vyhotovené z máp úplných Bouguerových anomálií v mierke 1:50 000 pre rôzne polomery vystredenia. Pre kvalitatívne posúdenie hustotných

Obr. 24 Filtrácia magnetických anomálií Z_a na teoretických modeloch (M. Filo)

a) 1 — priebeh Z_a pre horizontálne nekonečné valce, 2 — priebeh Z_a pre horizontálny nekonečný hranol, 3 — priebeh Z_a pre vertikálnu nekonečnú dosku, 4 — priebeh Z_a pre horizontálny hranol a vertikálnu nekonečnú dosku, 5 — priebeh Z_a pre všetky modely.

b) 6 — vyhladená krivka Z_a pre $\Delta x = 100$ m, 7 — vyhladená krivka Z_a pre $\Delta x = 200$ m, 8 — vyhladená krivka Z_a pre $\Delta x = 300$ m, 9 — rozdiel medzi teoretickou (4) a vyhladenou krivkou Z_a pre $\Delta x = 300$ m (8).

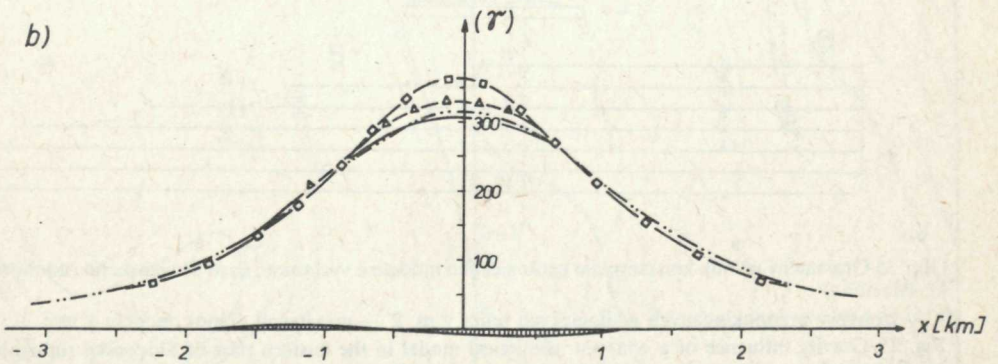
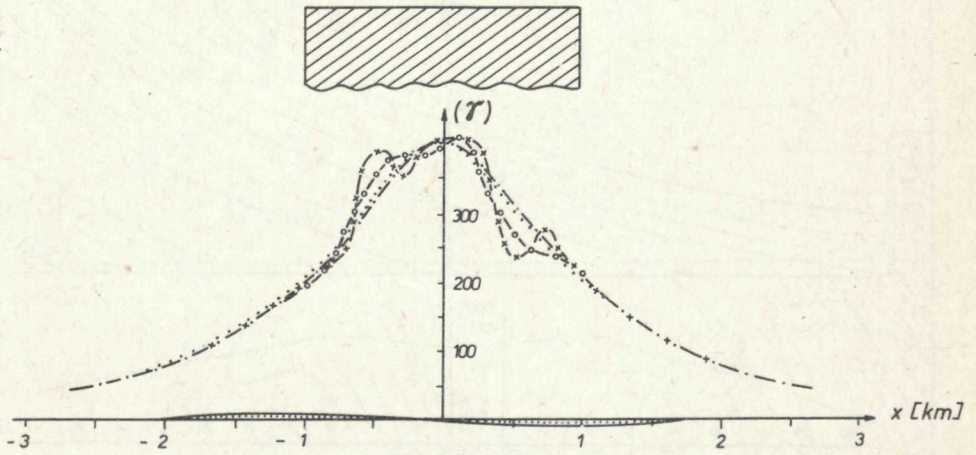
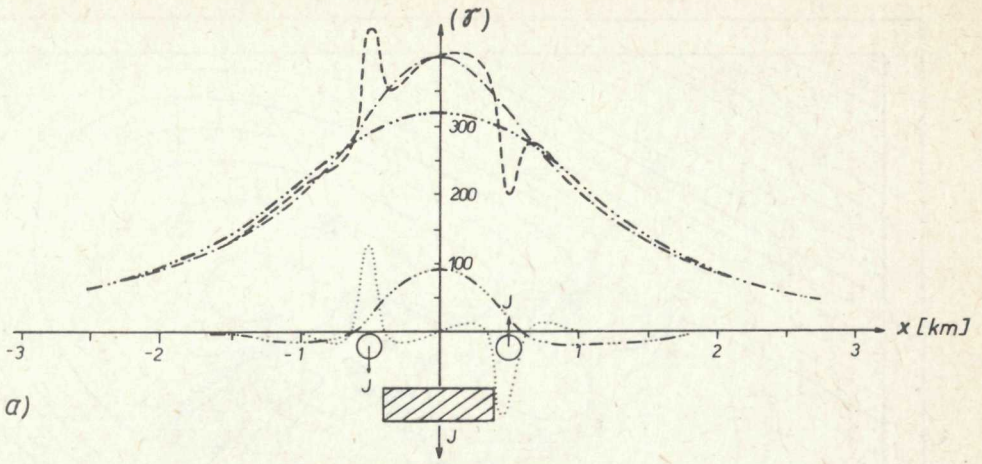
c) 10 — vyhladená krivka Z_a pre $\Delta x = 500$ m, 11 — vyhladená krivka Z_a pre $\Delta x = 750$ m, 12 — vyhladená krivka Z_a pre $\Delta x = 1000$ m, 13 — rozdiel medzi teoretickou (3) a vyhladenou krivkou pre $\Delta x = 1000$ m (12)

Fig. 24 Filtration of magnetic anomalies Z_a using theoretical models (M. Filo)

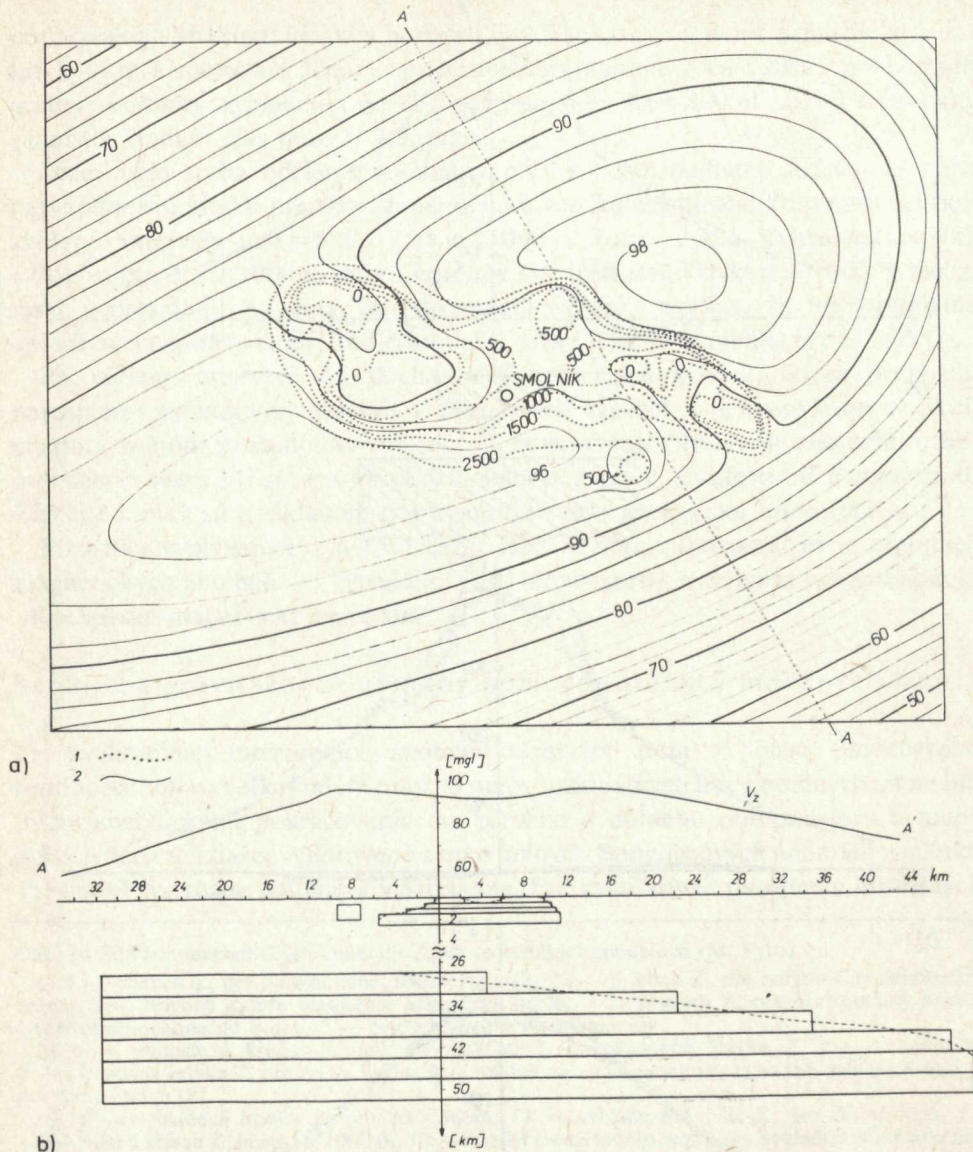
a) 1 the course of Z_a for horizontal infinite cylinders; 2 — the course of Z_a for a horizontal infinite prism; 3 — the course of Z_a for a vertical infinite plate; 4 — the course of Z_a for a horizontal prism and a vertical infinite plate; 5 — the course of Z_a for all the models;

b) 6 — smoothed curve Z_a for $\Delta x = 100$ m; 7 — smoothed curve Z_a for $\Delta x = 200$ m; 8 — smoothed curve Z_a for $\Delta x = 300$ m; 9 — the difference between a theoretical (4) and smoothed curve Z_a for $\Delta x = 300$ m (8);

c) 10 — smoothed curve Z_a for $\Delta x = 500$ m; 11 — smoothed curve Z_a for $\Delta x = 750$ m; 12 — smoothed curve Z_a for $\Delta x = 1000$ m; 13 — the difference between a theoretical (3) and smoothed curve Z_a for $\Delta x = 1000$ m (12)



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



Obr. 25 Gravitačný účinok konkrétneho geologického modelu z východnej časti Slovenského rudohoria (J. Plančár)

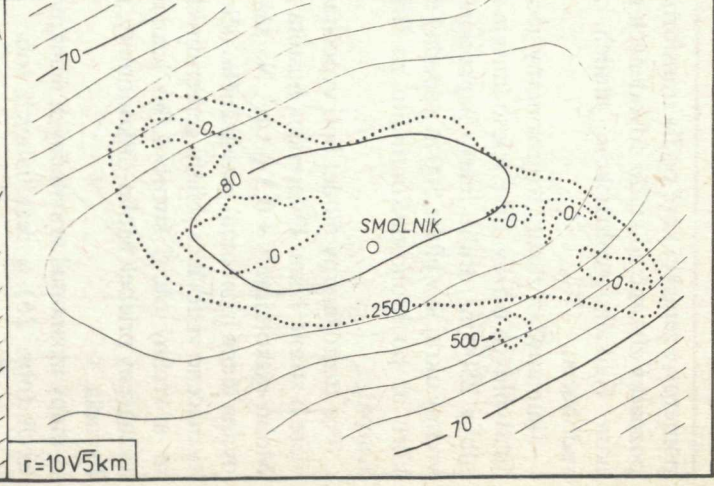
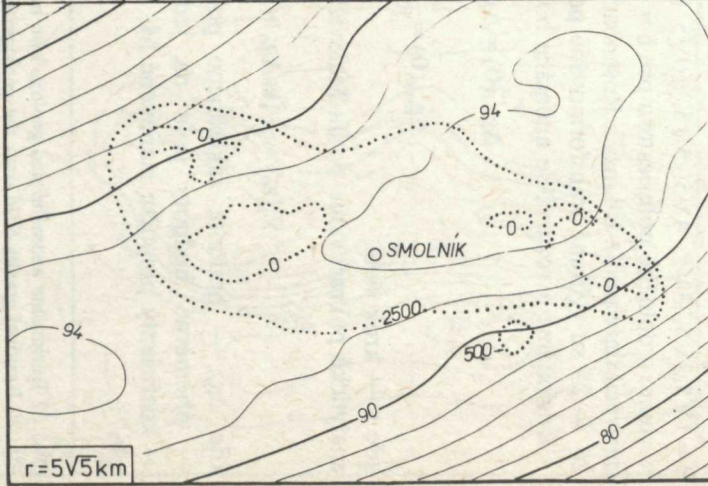
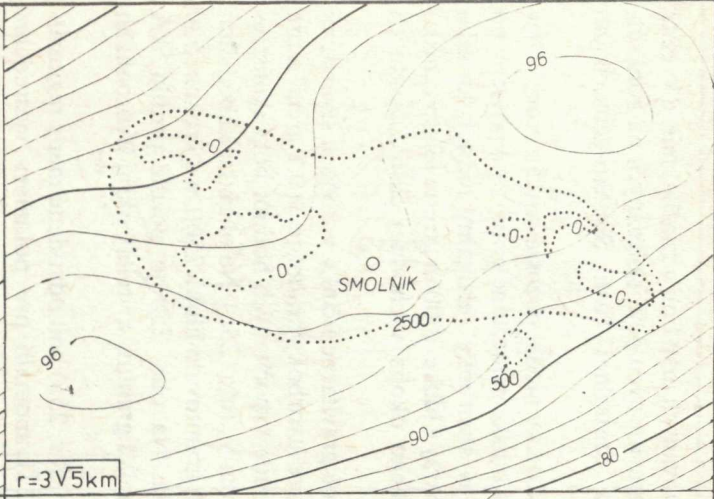
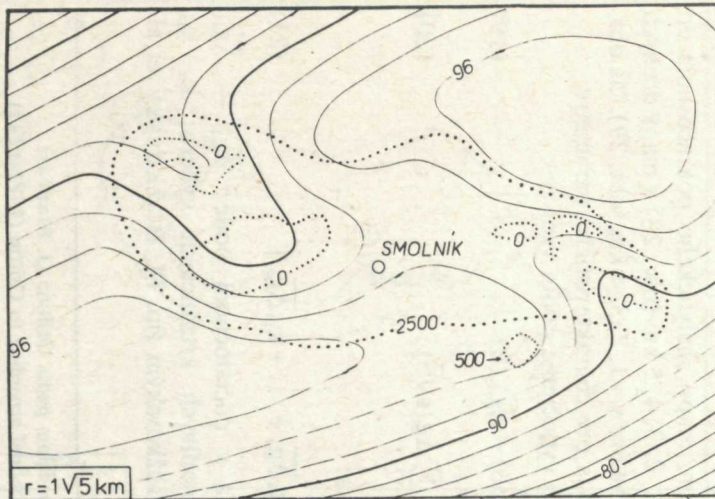
1 — izohypsy predpokladaných geologických telies v m, 2 — gravitačný účinok modelu v mg/l

Fig. 25 Gravity influence of a concrete geological model in the eastern part of Slovenské rudohorie (J. Plančár)

1 — isohypses (in m) of assumed geological bodies; 2 — gravity influence of the model (in mg/l)

Obr. 26 Regionálne anomálie nad geologickým modelom podľa Griffina (J. Plančár)

Fig. 26 Regional gravity field over the geological model according to Griffin (J. Plančár)



pomerov v zemskej kôre podľa transformovaných máp boli v značnej miere využité poznatky získané zo štúdií odvodených gravitačných polí, skúmaných na konkrétnom fyzikálno-geologickom modeli z centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Skúmaný bol zložitý trojrozmerný geologický model pozostávajúci z troch telies ľubovoľných tvarov. Prvé teleso imituje alpínske gemeridné granity od povrchu do hĺbky 2500 m; druhé teleso nepravidelný štvorboký vertikálny hranol, ktorého vrchný okraj je v hĺbke 500 m a spodný okraj v hĺbke 2000 m; tretie teleso zemskú kôru až po Moho-diskontinuitu zo širšieho okolia východnej časti Západných Karpát.

Pre trojrozmerný model boli vypočítané gravitačné účinky v bodoch štvorcovej siete o strane 1 km. Diferenčná hustota pre štvorboký hranol je $+0,1 \text{ g/cm}^3$ a pre Moho-diskontinuitu $+0,3 \text{ g/cm}^3$. Na základe vypočítaných hodnôt bola skonštruovaná mapa izoanomál gravitačného účinku V_z (obr. 25a). Na obrázku sú bodkami vyznačené vrstevnice reliéfu gemeridných granitov do hĺbky 2500 m s krokom 500 m a vrchný okraj štvorbokého hranola. Na obr. 25b je pozdĺž profilu AÁ vyznačený priebeh Moho-diskontinuity, reliéf granitov a vrchný okraj štvorbokého hranola.

Z mapy izoanomál gravitačných účinkov (obr. 25a) boli odvodené mapy regionálnych (obr. 26) a reziduálnych (obr. 27) anomálií pre polomery vystredenia $r = 1\sqrt{5}, 2\sqrt{5}, 3\sqrt{5}, 4\sqrt{5}, 5\sqrt{5}, 10\sqrt{5}$ km, mapy analytického pokračovania do horného a dolného polpriestoru pre $h = 1, 2, 3, 4, 5$ km (obr. 28) a mapy druhých derivácií tiaže podľa Elkinsa a Rosenbacha pre $s = 1, 2, 3, 4$ km (obr. 29). Na obr. 26 — 29 sú vybrané transformované polia pre charakteristické parametre.

Regionálne a reziduálne anomálie boli vypočítané podľa vzorcov:

$$\Delta g_{\text{reg}}(0) = \Delta g(0) - \Delta g_{\text{reg}}(0) \quad (19)$$

$$\Delta g_{\text{reg}}(0) = \frac{1}{8} \sum_{i=1}^n \Delta g_i(s\sqrt{5}) \quad (20)$$

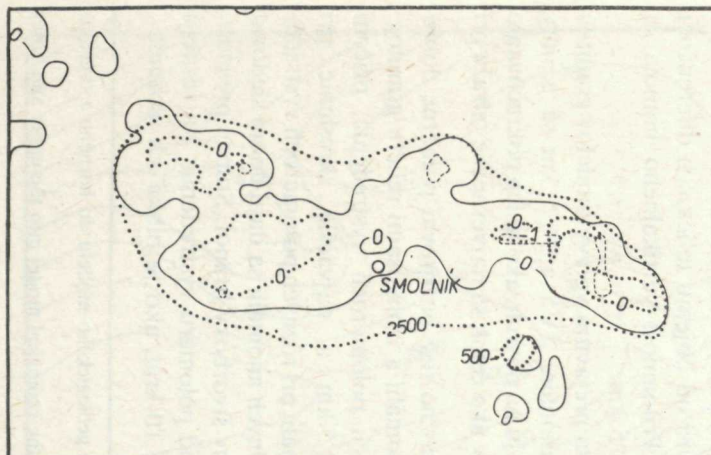
kde s — krok siete

analytické pokračovanie podľa Malovička:

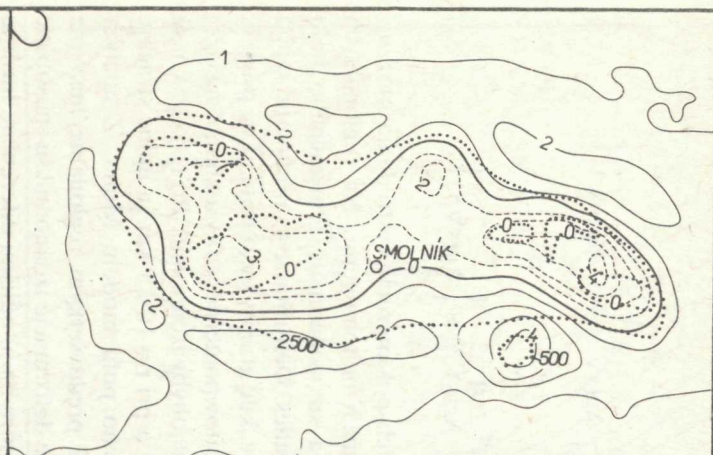
$$V_z(z_0) = \frac{1}{s^n} [k_0 \Delta g_0 + k_1 \overline{\Delta g}_1 + \dots + k_{11} \overline{\Delta g}_{11}] \quad (21)$$

kde Δg_0 — hodnota základného poľa v počiatocnom bode; $\overline{\Delta g}_1 - \overline{\Delta g}_{11}$ — priemerné hodnoty poľa na jednotlivých kružniciach výberu; $k_0 - k_{11}$ — koeficienty prepočtu stanovené M. Bližkovským (in. M. Bližkovský et al. 1967).

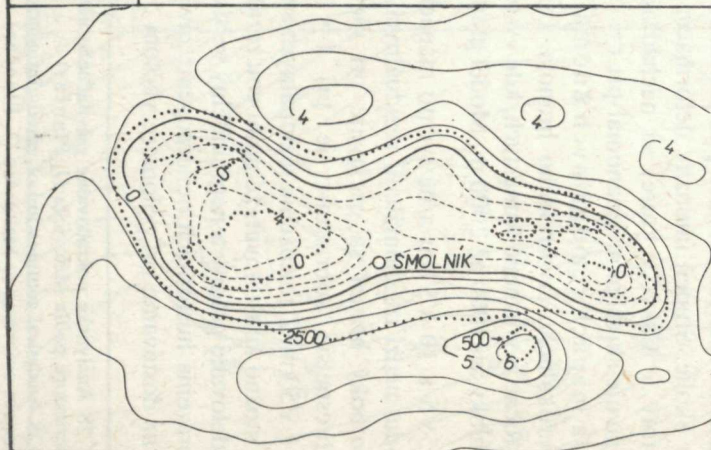
Obr. 27 Reziduálne anomálie nad geologickým modelom podľa Griffina (J. Plančár)
Fig. 27 Residual gravity field over the geological model according to Griffin (J. Plančár)



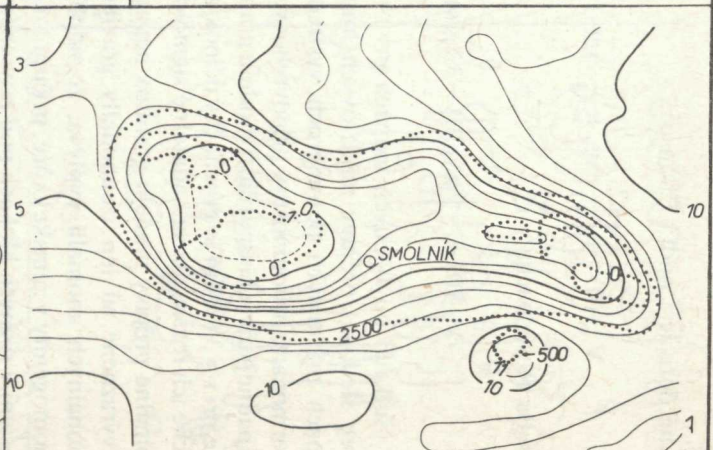
$r=1\sqrt{5}$ km



$r=3\sqrt{5}$ km



$r=5\sqrt{5}$ km



$r=10\sqrt{5}$ km

Druhé derivácie podľa Elkinsa:

$$V_{,,,}(0) = \frac{1}{s^2} \left| \frac{22}{31} \Delta g_0 + \frac{8}{31} \overline{\Delta g(s)} - \frac{6}{31} \overline{\Delta g(s\sqrt{2})} - \frac{24}{31} \overline{\Delta g(s\sqrt{5})} \right| \quad (22)$$

a podľa Rosenbacha:

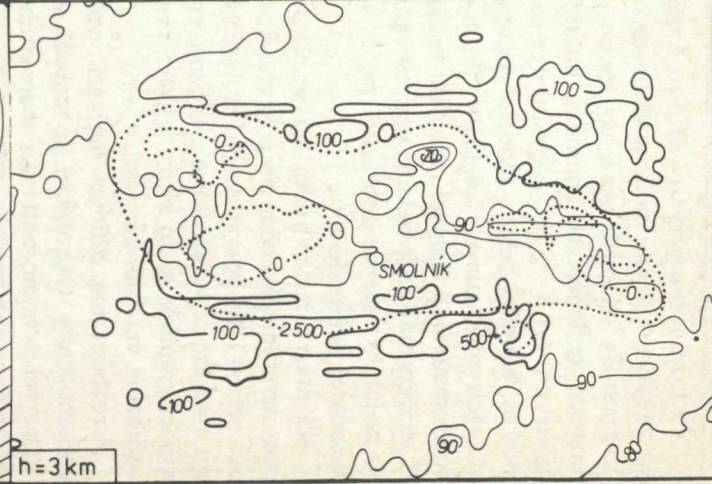
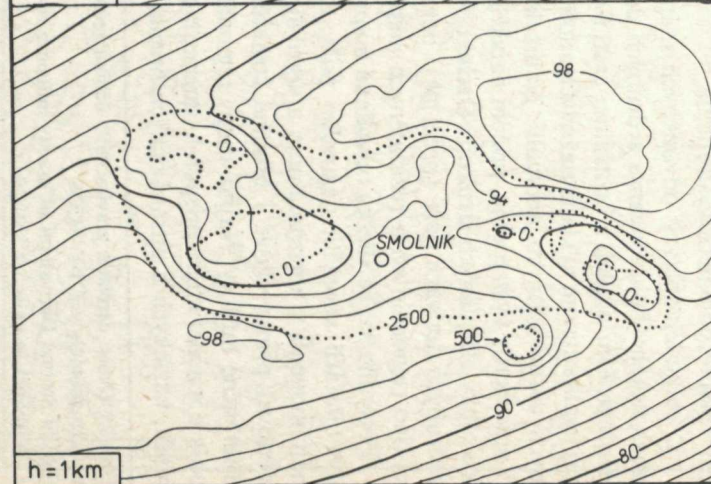
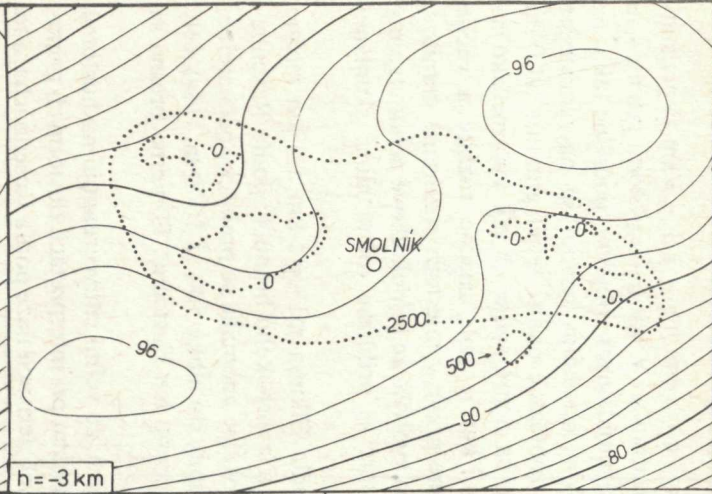
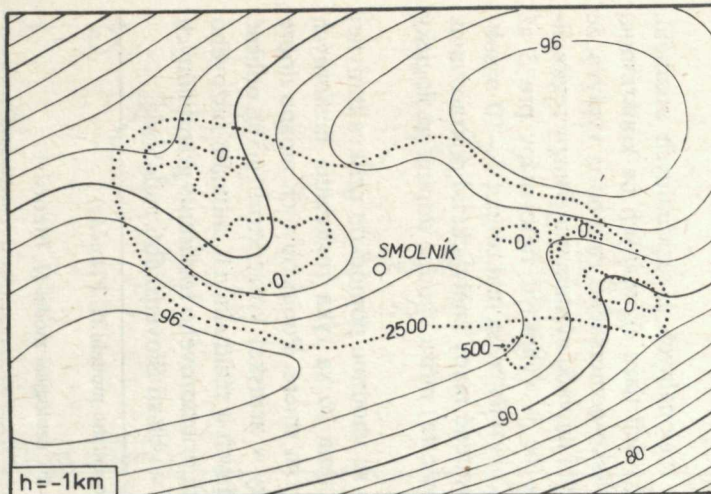
$$V_{,,,}(0) = \frac{1}{s^2} \left| 4\Delta g(0) - 3\overline{\Delta g(s)} - \frac{4}{3} \overline{\Delta g(s\sqrt{2})} + \frac{1}{3} \overline{\Delta g(s\sqrt{5})} \right| \quad (23)$$

Na všetkých odvodených mapách pri rôznych polomeroch vystredenia môžeme dobre sledovať prejavy modelových hustotných nehomogenít. Na regionálnych mapách pri malých polomeroch vystredenia sú izoanomály gravitačného poľa deformované prítomnosťou pripovrchových telies. Deformácie sa prejavujú najmä v západnej až východnej časti modelu granitov, kde granity vystupujú až na povrch. Ešte pri $r = 3\sqrt{5}$ km je gravitačný účinok granitov pomerne veľký a takmer na celej ploche ich rozšírenia sú badateľné sigmoidálne ohyby izoanomál. Pri $r = 5\sqrt{5}$ km sú anomálne prejavy modelu granitov nepatrné a pri $r = 10\sqrt{5}$ km sa úplne strácajú a zvýraznené sú len izoanomály gravitačného poľa modelu Moho. Z analýzy regionálnych anomálií vyplýva, že odrážajú predovšetkým regionálne hustotné nehomogenity v zemskej kôre, pričom lokálne deformácie izoanomál sú spôsobené telesami v rôznych hĺbkach pod povrchom, ktoré majú odlišnú diferenčnú hustotu ako okolie. Stupeň intenzity deformácie závisí od objemu telies, ich diferenčnej hustoty a hĺbky, v ktorej sa nachádzajú. Prítomnosť vertikálneho hranola sa prejavuje skreslením izoanomál pri $r = < 3\sqrt{5}$ km.

Na mapách reziduálnych anomálií sa prejavujú vplyvy modelov granitov a vertikálneho štvorbokého hranola. Pri polomere $1\sqrt{5}$ a $3\sqrt{5}$ km sú granity čiastočne zvýraznené v miestach, kde vystupujú na povrch, ako aj ich pokračovanie do hĺbky asi 1000 až 2000 m. Model granitov ako celok sa najvernejšie odráža pri $r = 5\sqrt{5}$ a $10\sqrt{5}$ km a na týchto mapách možno tiež pozorovať pomerne dobrú zhodu medzi izoanomálami reziduálnych anomálií a izohypsami reliéfu granitov. Štvorboký hranol sa prejavuje pri všetkých polomeroch vystredenia, pričom najpresnejšie zobrazenie je pri $r = 10\sqrt{5}$ km a najväčšie skreslenie pri $r = 1\sqrt{5}$ km. Z rozloženia reziduálnych anomálií pri rôznych polomeroch vystredenia možno konštatovať, že pomocou reziduálnych anomálií sa dajú dobre sledovať modelované granity a nepravidelný vertikálny štvorboký hranol. Stupeň presnosti zobrazenia hustotných nehomogenít závisí od polomeru vystredenia. Najvernejší obraz dostávame pri polomere väčšom 5 až 10-krát, ako je hĺbka ich uloženia.

Obr. 28 Analytické pokračovanie gravitačného účinku geologického modelu do horného a dolného polopriestoru podľa Malovička (J. Plančár)

Fig. 28 Analytical continuation of gravity influence of the geological model into the upper and lower hemisphere according to Malovičko (J. Plančár)



Na mapách analytického pokračovania pre $h = 1$ a 3 km sa podstatne prejavujú účinky modelu Moho-diskontinuity. V miestach výskytu granitov sú izoanomály zdeformované vo forme sigmoidálnych ohybov podobne ako na mapách regionálnych anomálií. Granity a vertikálny hranol sa najvýraznejšie prejavujú pri $h = 1$ km. Veľmi dobre sa zobrazuje najmä reliéf granitov od 0 do 500 m. Kontúry celého modelu granitov sa neprejavujú už tak výrazne ako na mapách reziduálnych anomálií. Pri $h = 3$ km je pole značne rozbité a väčšie nahromadenie lokálnych anomálií badáme práve v miestach rozšírenia granitov. Z analýzy máp analytického pokračovania vyplýva, že pripovrchové nehomogenity sa najobjektívnejšie zobrazujú pri h , ktoré sa približne rovná hĺbke skúmanej hustotnej nehomogenity.

Na mapách druhých derivácií podľa Elkinsa pri $s = 1$ km a 3 km možno pozorovať len čiastočne prejavy granitov a štvorbokého hranola; podľa Rosenbacha pri $s = 1$ km pole je značne rozbité a lokálne anomálie sú prakticky nečitateľné, pri $s = 3$ km sa veľmi dobre zobrazujú granity do hĺbky 500 až 1000 m, avšak celý model granitov sa do hĺbky 2500 m prejavuje len čiastočne. Pomerne presne sa zobrazuje vertikálny hranol.

Z rozboru máp druhých derivácií vyplýva, že veľmi citlivo reagujú na hustotné nehomogenity. Ukazuje sa, že najväčší význam pri interpretácii hustotných pripovrchových nehomogenít majú mapy druhých derivácií tiazé podľa Rosenbacha, a to pri väčšom polomere vystredenia.

Z celkovej analýzy odvodených máp regionálnych a reziduálnych anomálií, analytického pokračovania a druhých derivácií tiazé skúmaných na konkrétnom geologickom modeli z centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vyplýva, že pri kvalitatívnom výklade tiažových anomálií najväčší význam majú mapy regionálnych a reziduálnych anomálií. Najúčelnejšie je vyhotoviť tieto mapy pre 3 až 5 polomerov vystredenia, pričom najväčší polomer by sa mal rovnať 5—10-násobku hĺbky skúmaných štruktúr. Ďalšie odvodené mapy analytického pokračovania a druhých derivácií tiazé (pre 1 až 3 parametre) môžu vhodne doplniť geologický výklad regionálnych a reziduálnych máp.

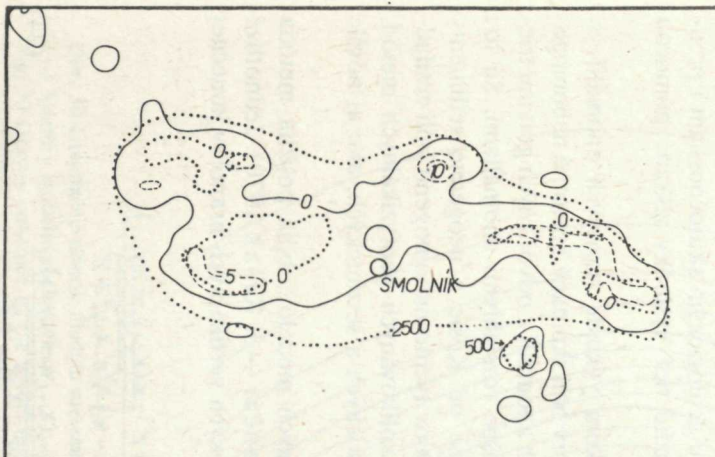
Potvrdilo sa, že všetky odvodené mapy sú vhodnou pomôckou pri kvalitatívnej interpretácii anomálií tiažového poľa, najmä čo sa týka rozloženia hustotných nehomogenít v horizontálnom a vertikálnom smere. Pomocou nich možno dobre sledovať pripovrchové i hlbinné štruktúry v zemskej kôre, ktoré majú odlišné diferenčné hustoty. Najmä mapy regionálnych a reziduálnych anomálií tiažového poľa v značnej miere prispeli k interpretácii priestorového rozšírenia granitoidných hmôt, bázických a ultrabázických hornín v oblasti Slovenského rudohoria.

Obr. 29 Druhé derivácie gravitačného účinku geologického modelu (J. Plančár)

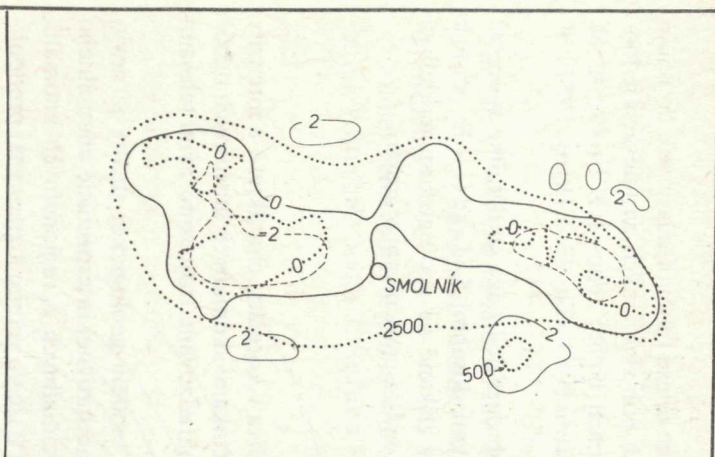
1 — izoanomály v j. 10^{-14} CGS

Fig. 29 Second Derivations of gravity influence of the geological model (J. Plančár)

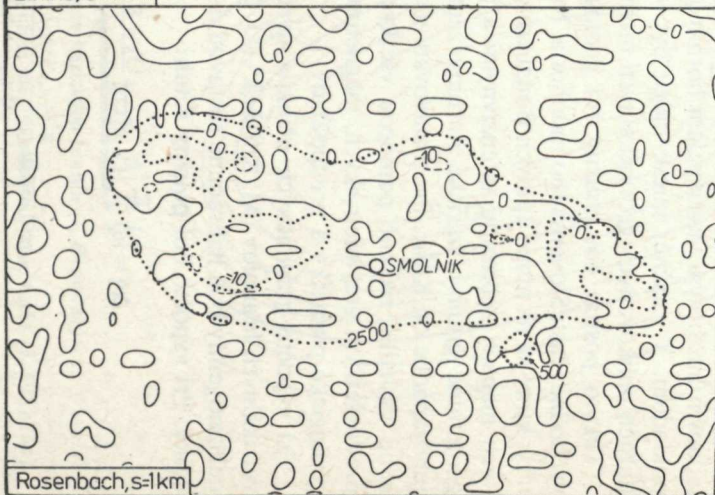
1 — isolines in units 10^{-14} CGS.



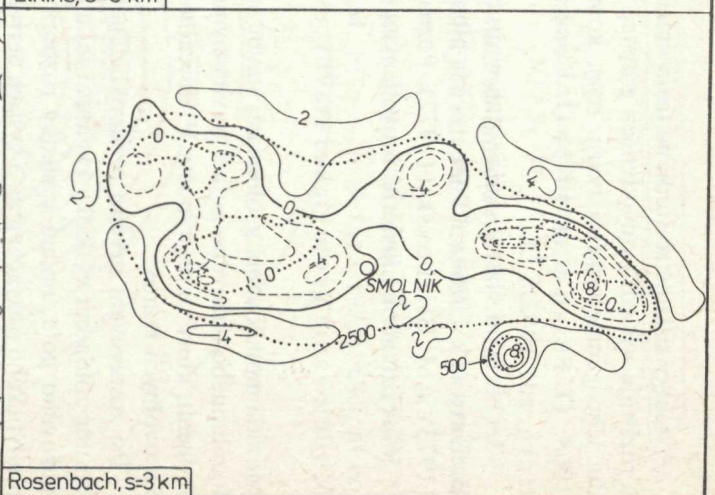
Elkins, s=1km



Elkins, s=3 km



Rosenbach, s=1km



Rosenbach, s=3 km

Poznatky získané zo štúdií na trojrozmernom telese ľubovoľného tvaru dopĺňujú a rozširujú výsledky odvodených gravitačných polí skúmaných na telesách jednoduchého geometrického tvaru, resp. kombinácii týchto telies (O. Fusán et al. 1968; O. Fusán et al. 1971; O. Rosenbach 1953; Th. E. Elkins 1951; T. Hergerdt 1962 a i.).

Všeobecnými vlastnosťami vzťahov druhých derivácií tiaže sa detailne zaoberal B. Beránek (1964a, 1964b) a ich hĺbkovými dosahmi J. Jaroš — R. Válek (1973) a M. Bližkovský (1972). Poznatky získané na geologickom modeli sú v dobrej zhode i s kritériami uvedenými vo vyššie citovaných prácach.

Modelovanie geologickej stavby

Metóda modelovania geologickej stavby spočíva v korelácii charakteru a intenzity nameraného tiažového poľa s gravitačnými účinkami skúmaných hustotných nehomogenít, ktoré sú pri výpočte V , obyčajne nahradzované trojrozmernými telesami ľubovoľných tvarov.

Pri zostavovaní prvého predpokladaného modelu geologickej stavby je nevyhnutné zohľadniť výsledky kvalitatívnej a kvantitatívnej interpretácie anomálneho tiažového poľa, najmä výsledky rozboru reziduálnych a regionálnych anomálií, analytického pokračovania a vyšších derivácií tiaže vo vzťahu k známym i predpokladaným hustotným vlastnostiam hornín a ku geologickým skutočnostiam i predpokladom. V značnej miere môžu byť využité tiež výsledky získané pomocou ďalších aplikovaných geofyzikálnych metód.

Takýto postup bol použitý pri geologickom výklade tiažových anomálií vo východnej časti Slovenského rudohoria. Najprv boli skúmané hustotné nehomogenity, ktoré sa na mape úplných Bouguerových anomálií a odvodených gravimetrických mapách zobrazujú intenzívnymi a plošne rozsiahlymi anomáliami. Sú to: gemeridné granity, bázické horniny západne od Košíc a neogénne sedimenty juhozápadne od Košíc. Pri zostavovaní modelov týchto nehomogenít boli zohľadnené výsledky získané pomocou všetkých aplikovaných geofyzikálnych metód, predovšetkým gravimetrických, magnetometrických a seizmických, ako aj novšie geologické poznatky a predpoklady.

Pri výpočte gravitačných účinkov uvedených modelov, bola použitá metóda vertikálnych hranolov (M. Smíšek — J. Plančár — J. Kršák 1970). Jednotlivé nehomogenity boli nahradené sústavou n -bokých vertikálnych hranolov konečnej výšky. Pri výpočte bol použitý vzťah:

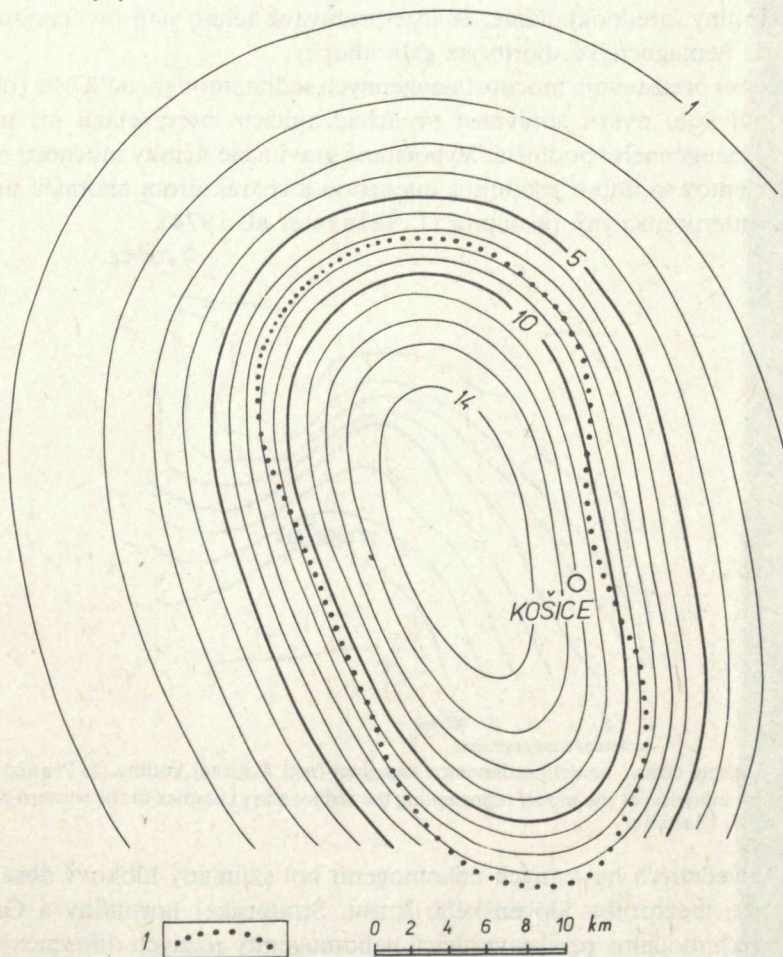
$$\Delta g = \kappa Q \sum_{i=1}^m \left[z \operatorname{arctg} \frac{(y_{i-1} - y_i) z^2 - x_i(x_{i-1}y_i - x_iy_{i-1})}{z(x_{i-1} - x_i) \sqrt{x_i^2 + y_i^2 + z^2}} - z \operatorname{arctg} \frac{z^2(y_{i-1} - y_i) - x_{i-1}(x_{i-1}y_i - x_iy_{i-1})}{z(x_{i-1} - x_i) \sqrt{x_{i-1}^2 + y_{i-1}^2 + z^2}} \right] \quad (24)$$

$$+ \frac{x_i y_i - x_i y_{i-1}}{\sqrt{(x_{i-1} - x_i)^2 + (y_{i-1} - y_i)^2}} \ln \frac{\sqrt{x_i^2 + y_i^2 + z^2} \sqrt{(x_{i-1} - x_i)^2 + (y_{i-1} - y_i)^2} + \sqrt{x_{i-1}^2 + y_{i-1}^2 + z^2} \sqrt{(x_i - x_{i-1})^2 + (y_i - y_{i-1})^2}}{\sqrt{x_i^2 + y_i^2 + z^2} \sqrt{(x_{i-1} - x_i)^2 + (y_{i-1} - y_i)^2} + \sqrt{x_{i-1}^2 + y_{i-1}^2 + z^2} \sqrt{(x_i - x_{i-1})^2 + (y_i - y_{i-1})^2}} \Bigg|_{z_1}^{z_2}$$

kde x_i, y_i — i -té súradnice vrcholov n -bokého hranola;

z_1, z_2 — súradnice hornej a dolnej základne hranola; κ — gravitačná konštanta.

Model gemeridných granitov predstavuje zložitú trojrozmerné teleso (obr. 37) a bol zostavený podľa J. Šefaru (in M. Filo — J. Šefara 1973). Cieľom bolo



Obr. 30 Gravitačný účinok modelu metamorfítov bázických hornín (J. Plančár)

1 — kontúry modelovaného telesa

Fig. 30 Gravity influence of the model representing metamorphosed basic rocks (J. Plančár)

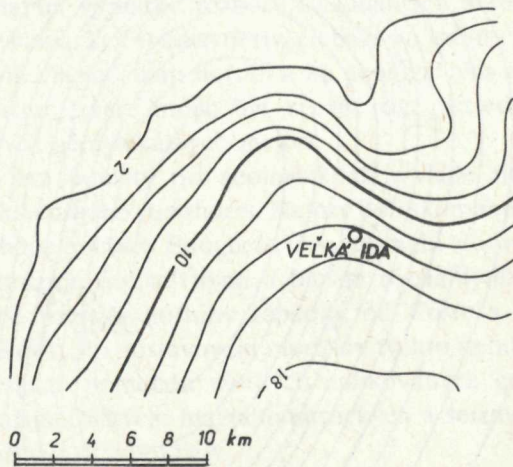
1 — contours of the modelled body

zistiť charakter a intenzitu jeho gravitačného obrazu a overiť objektívnosť predchádzajúcej interpretácie.

Druhý model bol postavený na vysvetlenie výraznej regionálnej tiažovej elevácie z. od Košíc. Vypočítané boli účinky niekoľkých modelov rôzneho geometrického tvaru v rôznych hĺbkach a pri rôznych diferenčných hustotách. Najlepšie vyhovuje model trojrozmerného telesa s diferenčnou hustotou $+0,15 \text{ g/cm}^3$, ktorého vrchný okraj sa nachádza v hĺbke 3 km a spodný v hĺbke 12 km (obr. 30). Z rozboru hustôt hornín širšieho okolia tejto elevácie vyplýva, že priemerná hustota telesa je $2,85 \text{ g/cm}^3$, čo poukazuje na prítomnosť bázických hornín v hĺbke. Keďže v tejto oblasti neboli zistené anomálie magnetického poľa, ktoré sú charakteristické pre bázické horniny, predpokladáme, že interpretované teleso najpravdepodobnejšie predstavuje nemagnetické diority až gabrodiority.

Tretí model predstavuje mocnosť neogénnych sedimentov jz. od Košíc (obr. 31). Jeho cieľom bolo overiť správnosť predchádzajúcich interpretácií pri určovaní reliéfu predneogénneho podložia. Vypočítané gravitačné účinky mocnosti neogénnych sedimentov sa dobre zhodujú s intenzitou a charakterom anomálií určených odlišnými interpretačnými postupmi (J. Šefara et al. 1974).

○ KOŠICE



Obr. 31 Gravitačný účinok modelu sedimentov západnej časti Košickej kotliny (J. Plančár)

Fig. 31 Gravity influence of the model representing the sedimentary complex in the western part of the Košice basin (J. Plančár)

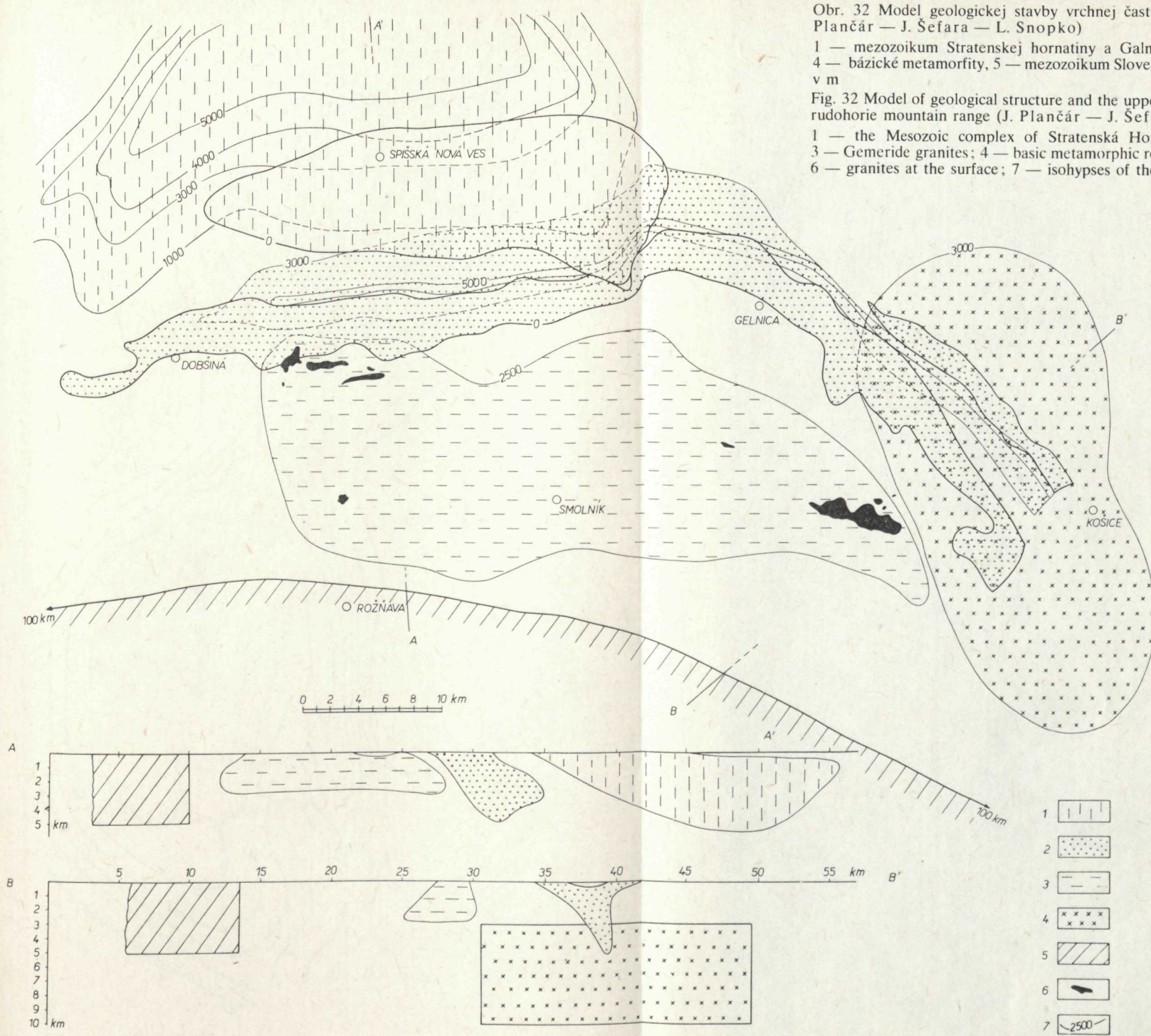
Okrem uvedených hustotných nehomogenít bol skúmaný hĺbkový dosah rakoveckej série, mezozoika Slovenského krasu, Stratenskej hornatiny a Galmusu. Z čiastkových modelov predstavujúcich nehomogenity rôznych diferenčných hustôt bol zostavený komplexný model geologickej stavby vrchnej časti zemskej kôry Spiško-gemerského rudohoria (obr. 32). Na obr. 32 je pozdĺž profilov AÁ a BĀ presnejšie vyznačené pokračovanie hustotných nehomogenít do hĺbky. Pre geme-

Obr. 32 Model geologickej stavby vrchnej časti zemskej kôry Spišsko-gemerského rudohoria (J. Plančár — J. Šefara — L. Snopko)

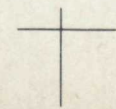
1 — mezozoikum Stratenskej hornatiny a Galmusu, 2 — rakovecká séria, 3 gemeridné granity, 4 — bázické metamorfity, 5 — mezozoikum Slovenského krasu, 6 — granity na povrchu, 7 — izohypsy v m

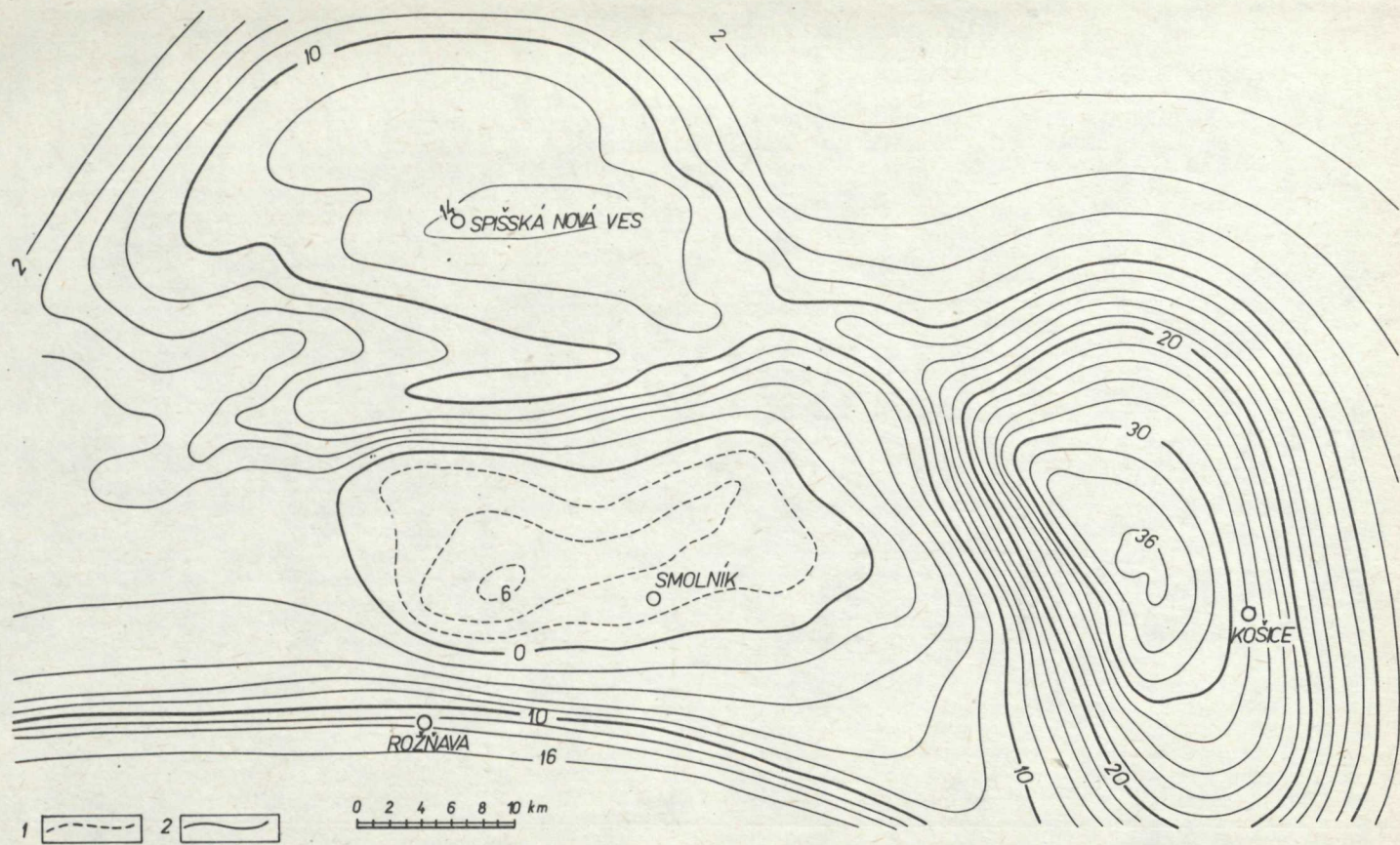
Fig. 32 Model of geological structure and the upper part of the Earth's crust in the Spišsko-gemerské rudohorie mountain range (J. Plančár — J. Šefara — L. Snopko)

1 — the Mesozoic complex of Stratenská Hornatina and Galmus; 2 — the Rakovec group; 3 — Gemeride granites; 4 — basic metamorphic rocks; 5 — the Mesozoic complex of Slovenský kras; 6 — granites at the surface; 7 — isohypses of the granite relief



- 1 [diagonal lines]
- 2 [dots]
- 3 [horizontal lines]
- 4 [crosses]
- 5 [diagonal lines]
- 6 [solid black]
- 7 [contour line]





Obr. 33 Gravitačný účinok modelu geologickej stavby Spišsko-gemerského rudohoria (J. Plančár)

1 — záporné, 2 — kladné izolínie V_z

Fig. 33 Gravity influence of the model representing the geological structure of the Spišsko-gemerské rudohorie (J. Plančár)

1 — negative isolines V_z ; 2 — positive isolines V_z

ridné granity bola zvolená diferenčná hustota $-0,10 \text{ g/cm}^3$, pre bazické horniny $+0,10 \text{ g/cm}^3$, pre rakoveckú sériu $+0,10 \text{ g/cm}^3$, pre mezozoikum Slovenského krasu $+0,05 \text{ g/cm}^3$ a pre mezozoikum Stratenej hornatiny a Galmusu $+0,10 \text{ g/cm}^3$. Z porovnania intenzity a charakteru nameraného tiažového poľa s gravitačnými účinkami vyvolanými komplexným modelom (obr. 33) vyplýva, že rozloženie modelovaných nehomogenít je v celku objektívne. Rozdiely čo do charakteru a intenzity sú viditeľné v miestach rozšírenia rakoveckej série, vo východnej časti gemeridných granitov a v oblasti Stratenskej hornatiny. Na základe analýzy nameraného poľa a vypočítaného poľa bola spresnená interpretácia granitov a ich pokračovanie do hĺbky. V prípade rakoveckej série sa dospelo k záveru, že diferenčná hustota hornín rakoveckej série je voči okoliu väčšia (cca $+0,15 \text{ g/cm}^3$), ako bola uvažovaná pri výpočtoch ($+0,10 \text{ g/cm}^3$) a že v hĺbke má väčšiu mocnosť oproti modelu. Ďalej sa ukázalo, že diferenčná hustota mezozoika Stratenskej hornatiny a Galmusu je v každom prípade nižšia (cca $+0,05 \text{ g/cm}^3$), ako bola zvolená pri výpočtoch ($+0,10 \text{ g/cm}^3$). Tieto poznatky boli čiastočne potvrdené na ďalších dielčích teoretických modeloch.

Použitá metóda modelovania geologickej stavby rozširuje interpretačné gravimetrické postupy pri analýze anomálií gravitačného poľa a môže nájsť širšie uplatnenie pri skúmaní hlbinej stavby na základe gravimetrických údajov.

Základné črty tiažového poľa

Pri analýze tiažového poľa sme použili mapy úplných Bouguerových anomálií v mierke 1:50 000 získané detailným gravimetrickým mapovaním a z nich odvodené mapy reziduálnych a regionálnych anomálií pre polomery vystredenia $r = 0,5 \sqrt{5}; 1 \sqrt{5}; 2 \sqrt{5}; 5 \sqrt{5} \text{ km/príl. 2—7}$), mapy analytického pokračovania do horného a dolného polpriestoru pre $h = \pm 0,5; \pm 1,0; \pm 2,0 \text{ km}$ a mapy indícií vertikálnych hustotných rozhraní pre hĺbky $h = 0,5; 1; 2; \text{ a } 5 \text{ km/príl. 8}$). Pre širšiu oblasť skúmaného územia boli použité tiež gravimetrické mapy v mierke 1:200 000 (J. Ibrmajer — J. Plančár in O. Fusán et al. 1971). Ďalej boli zohľadnené výsledky získané z teoretických výpočtov gravitačného účinku konkrétnych geologických štruktúr a telies, poznatky z odvodených polí, skúmaných na konkrétnych geologických modeloch z oblasti Spišsko-gemerského rudohoria, a výsledný rozbor interpretácie lineárnych prvkov gravitačného poľa.

Z máp úplných Bouguerových anomálií v mierke 1:50 000 a 1:200 000 a odvodených máp regionálnych anomálií vyhotovených pre rôzne polomery vystredenia vyplýva, že intenzita anomálneho tiažového poľa klesá od juhu k severu. Tento jav možno dávať do súvislosti s priebehom Moho-diskontinuity, ktorej hĺbka sa v tejto časti Západných Karpát postupne zväčšuje od juhu na sever z 28 km na cca 48 km (B. Beránek 1971). Podľa predbežných výsledkov

z modelovania pripovrchovej stavby širšej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria možno usudzovať, že okrem hustotného rozhrania Moho majú na znižovanie intenzity regionálneho fónu vplyv i ďalšie hustotné rozhrania v zemskej kôre. Pravdepodobne ide o rozhranie približne totožné s predpokladanou plochou Conradovej diskontinuity. Klesajúci charakter gravitačného poľa je v skúmanej oblasti narušený aj prítomnosťou regionálnych hustotných nehomogenít. Z nich najvýraznejšia je nehomogenita v oblasti Košíc, spôsobujúca výraznú kladnú anomáliu, rozsiahle granitoidné hmoty, vyvolávajúce regionálnu zápornú anomáliu v strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria, a relatívne ľahšie hmoty vo východnej časti veporíd, ktoré vyvolávajú plošne rozsiahlu zápornú anomáliu.

Skúmané územie možno podľa charakteru a intenzity tiažového poľa rozčleniť na samostatné anomálne oblasti, ktoré dobre korelujú s tektonickými jednotkami geologickej stavby a ich hustotnými pomermi.

Prvá anomálna oblasť sa kryje zhruba so Slovenským krasom a môžeme ju ohraničiť zo severu spojnicou Hnúšťa — Jelšava — Rožňava — Nižný Medzev — Moldava n./B., z východu spojnicou medzi Moldavou n/Bodvou a Buzicou. Táto oblasť je charakterizovaná kladnými hodnotami tiaže, pričom prevažný smer izoanomál je V — Z. Jej severný okraj sa vyznačuje výraznejším gradientom tiažového poľa, ktorý vo východnej časti zhruba sleduje priebeh rožňavskej línie. Tento gradient je odraz predovšetkým hustotného rozhrania medzi ľahšími hmotami Slovenského rudohoria ($\sigma = 2,63 \text{ g/cm}^3$) a ťažšími horninami mezozoika Slovenského krasu ($\sigma = 2,75 \text{ g/cm}^3$). Pomerne kľudný charakter gravitačného poľa je lokálne porušený kladnými a zápornými anomáliami. Najväčšia porušenosť je medzi Moldavou n/B. a Jablonovom n/T., kde rozdiely anomálií dosahujú na malé vzdialenosti až 7 mgl. Najintenzívnejšia (10 mgl) a plošne najrozsiahlejšia anomália sa nachádza cca 4 km od Turne n/B. Inde sú lokálne zmeny anomálneho poľa vcelku nepatrné a dosahujú v prevažnej miere iba 1,0 až 2,0 mgl. Spomínané anomálie sú výrazne zobrazené na všetkých mapách reziduálnych anomálií. Podľa korelácie odvodených máp s poznatkami získanými z teoretických modelov vyplýva, že anomálie majú pripovrchový pôvod. Podľa výsledkov štúdií fyzikálnych vlastností hornín možno usudzovať, že sú vyvolané hustotnými nehomogenitami vo vlastnom mezozoiku, resp. prítomnosťou neogénnych sedimentov v depresiách predterciérnych útvarov.

Druhá anomálna oblasť sa kryje s východnou časťou veporíd, prejavuje sa zreteľne na mape úplných Bouguerových anomálií, na všetkých odvodených mapách regionálneho tiažového poľa a na mapách reziduálnych anomálií pre $r = 2.0\sqrt{5}$ a $5.0\sqrt{5}$ km. Vyznačuje sa vcelku homogénnym gravitačným poľom a predstavuje viac-menej izometrickú tiažovú štruktúru s priemerom cca 20 km. Ohraničená je výraznými gradientmi anomálneho poľa: z juhu cca 5 mgl/km, zo severu v priemere 2 mgl/km a z východu takisto približne 2 mgl/km. V tejto oblasti sa na mape úplných Bouguerových anomálií prejavujú malé izolované anomálie

1—2 mgl, pričom výraznejšie lokálne záporné anomálie sú v širšom okolí Slavošovíc. Najvýraznejšia z nich dosahuje intenzitu 5 mgl. Na reziduálnych mapách sa javí plošne rozsiahlejšia záporná anomália o intenzite cca 6 mgl v území medzi Revúcou a Slavošovcami. Podľa výsledkov štúdií fyzikálnych vlastností hornín možno predpokladať, že intenzívnejšie záporné anomálie sú vyvolané ľahšími intruzívnymi horninami rôzneho petrografického typu ($\sigma \approx 2,63 \text{ g/cm}^3$).

V centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vystupuje rozsiahla záporná anomália orientovaná v smere V—Z (o rozmeroch $40 \times 15 \text{ km}$) zhruba medzi Rožňavou, Hodkovcami, Dobšinou a Hnilcom. Zo všetkých strán je výrazne obmedzená gradientmi Δg , a to zo severu 2 mgl/km, z východu 3,5 mgl/km, z juhu 2 mgl/km a zo západu 1 mgl/km. Na základe charakteru poľa prakticky na všetkých odvodených mapách možno túto anomáliu rozčleniť na dve izolované časti — západnú a východnú. Západná časť, v širšej oblasti kóty Volovec, je charakterizovaná intenzívnejšou, plošne rozsiahlejšou tiažovou depresiou a nevýraznými lokálnymi zmenami. Východná časť medzi Zlatou Idkou a Medzevom sa prejavuje menej intenzívnou a plošne menej rozsiahlou tiažovou depresiou, s relatívne výraznejšími lokálnymi zmenami.

Regionálna záporná anomália je vyvolaná prítomnosťou hlbinného granitoidného telesa ($\sigma = 2,63$); lokálne depresie sú obyčajne zapríčinené výbežkami granitov až na povrch.

V severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vystupuje výrazná tiažová elevačná zóna medzi Dobšinou a Gelnicou, ktorá sa veľmi dobre kryje s rakoveckou sériou. Zreteľne sa prejavuje na všetkých gravimetrických mapách. Jej juhovýchodné pokračovanie od Gelnice sa najlepšie prejavuje na reziduálnych mapách, najmä pri $r = 2\sqrt{5} \text{ km/príl. 3}$). Z rozboru hustôt hornín paleozoika a mezozoika vyplýva, že anomálna zóna je prejavom najmä bázických hornín paleozoika.

V priestore Košice—Prešov—Gelnica—Seňa vystupuje intenzívna, plošne značne rozsiahlejšia elevácia. Prejavuje sa na všetkých mapách regionálneho poľa, pričom na mapách s väčším polomerom vystredenia možno pozorovať postupné posúvanie jej centra smerom na juhozápad. Z analýzy gravitačného poľa vo vzťahu k základným typom hornín možno usúdiť, že anomália je zvýraznená ľahšími hmotami, najmä neogénnymi a paleogénnymi sedimentami. Príčiny vlastnej anomálie dávame do súvislosti s prítomnosťou väčších máš ťažších bázických hornín.

Tiažová depresia (asi 15 mgl) sa rozprestiera v priestore medzi Moldavou n/B. a Seňou. Vyvolaná je neogénnymi sedimentmi a tiež hustotnými rozdielmi v podloží neogénu.

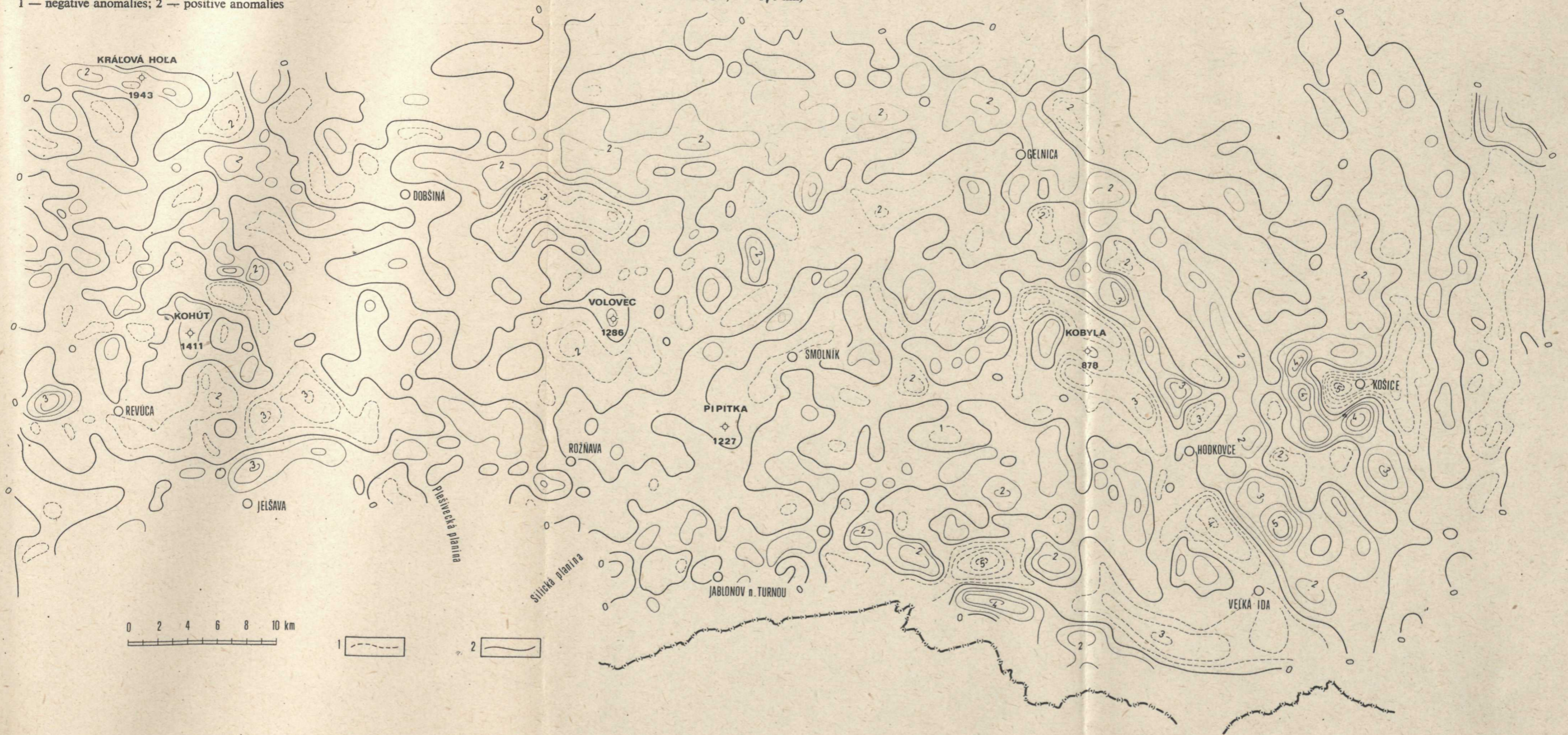
Na schéme gravitačných anomálií (príl. 1) sú okrem anomálnych oblastí, resp. významných lokálnych anomálií, vykreslené tiež lineárne prvky anomálneho poľa. Pod lineárnymi prvkami rozumieme zóny maximálnych gradientov a zóny narušenia charakteru gravitačného poľa. Zóny maximálnych gradientov predstavujú

PRÍLOHA 2

MAPA REZIDUÁLNYCH ANOMÁLIÍ TIAŽOVÉHO POĽA VÝCHODNEJ ČASTI SLOVENSKEHO RUDOHORIA (POĽA GRIFFINA, $r = 1\sqrt{5}$ km)
1-záporná izoanomália, 2-kladná izoanomália

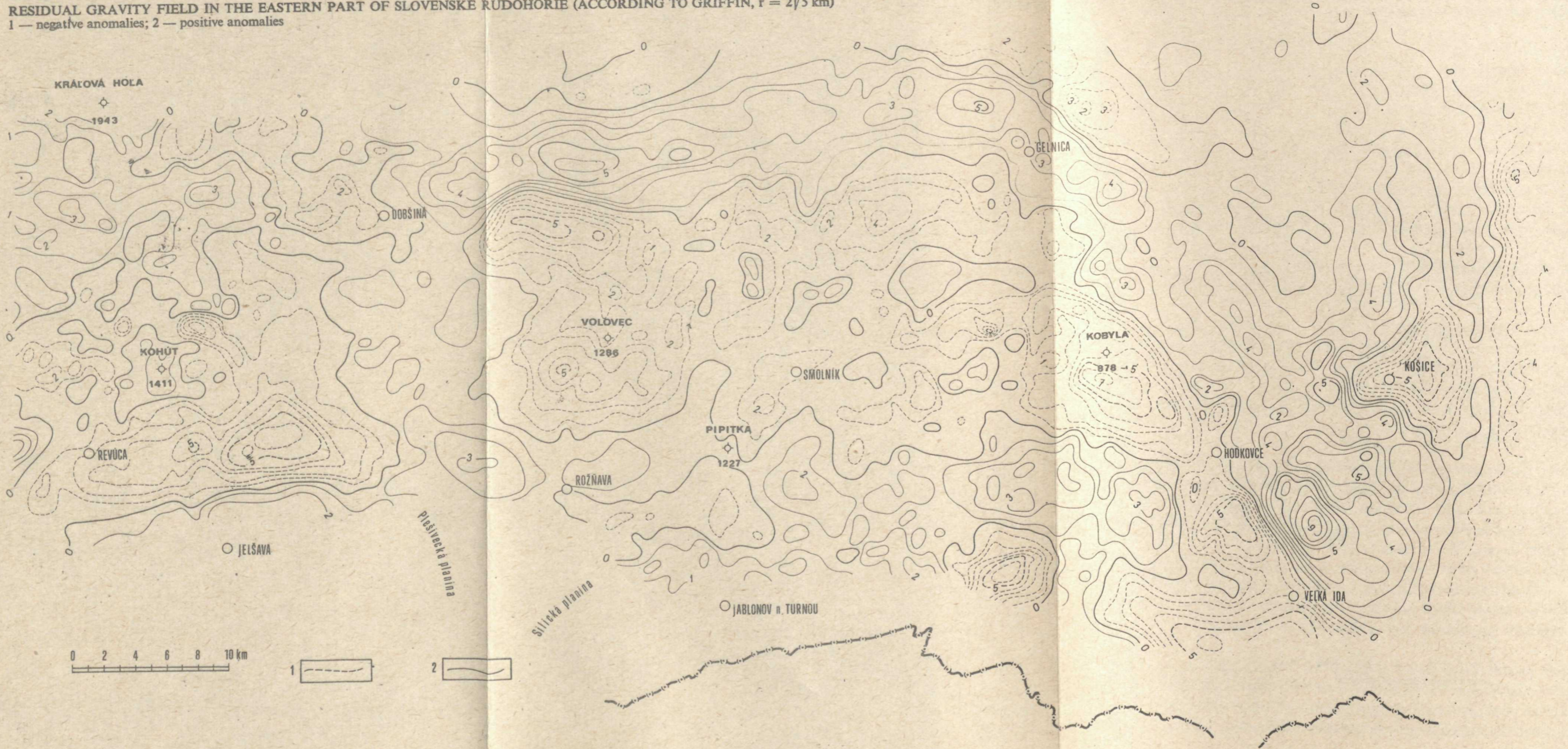
PLATE 2

RESIDUAL GRAVITY FIELD IN THE EASTERN PART OF SLOVENSKE RUDOHORIE (ACCORDING TO GRIFFIN, $r = 1\sqrt{5}$ km)
1 - negative anomalies; 2 - positive anomalies



PRÍLOHA 3
 MAPA REZIDUÁLNYCH ANOMÁLIÍ TIAŽOVÉHO POĽA VÝCHODNEJ ČASTI SLOVENSKEHO RUDOHORIA (POĽA GRIFFINA, $r = 2\sqrt{5}$ km)
 1-záporná izoanomála, 2-kladná izoanomála

PLATE 3
 RESIDUAL GRAVITY FIELD IN THE EASTERN PART OF SLOVENSKE RUDOHORIE (ACCORDING TO GRIFFIN, $r = 2\sqrt{5}$ km)
 1 — negative anomalies; 2 — positive anomalies

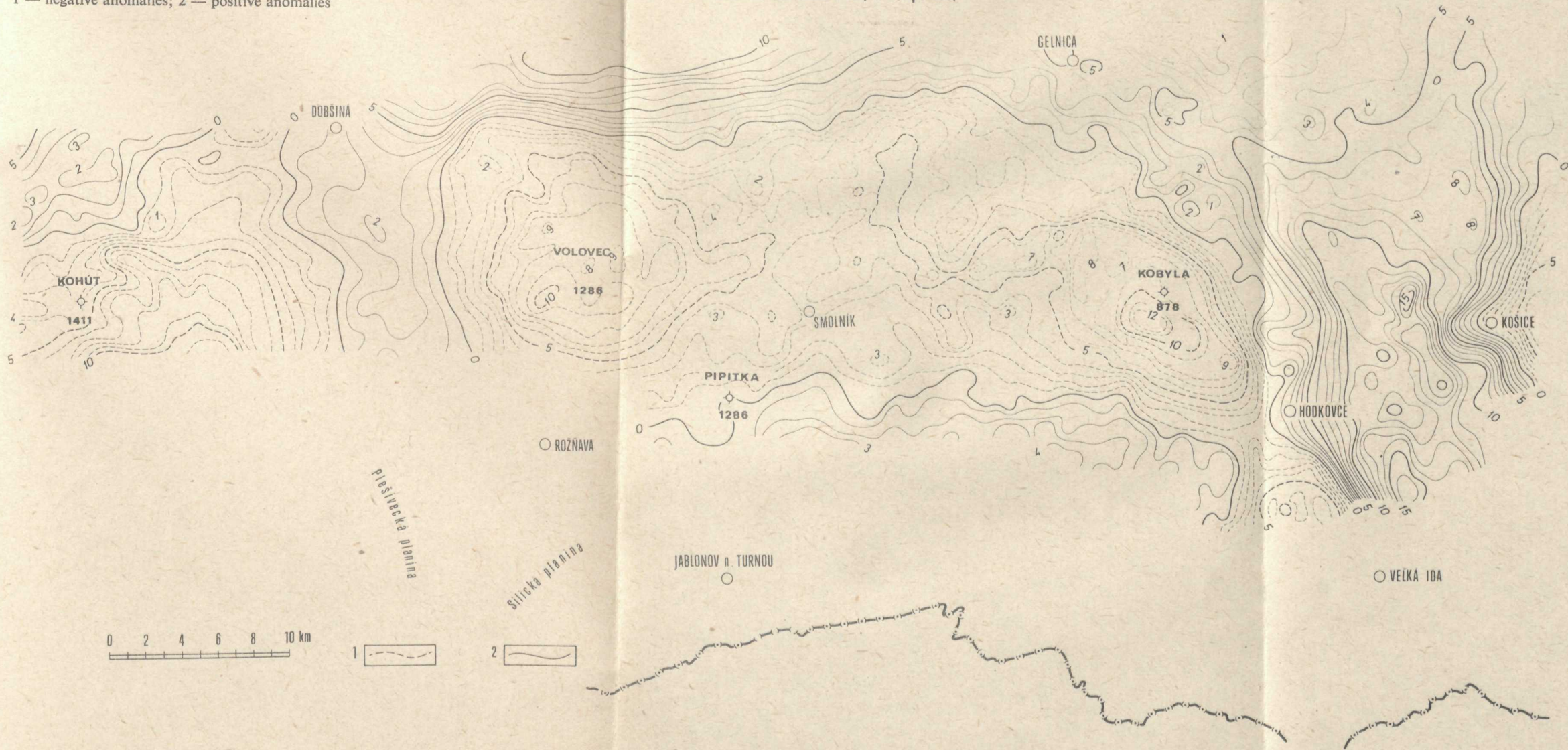


PRÍLOHA 4

MAPA REZIDUÁLNYCH IZOANOMÁLIÍ TIAŽOVÉHO POĽA VÝCHODNEJ ČASTI SLOVENSKEJ RUDOHORIA (POĽA GRIFFINA, $r = 5\sqrt{5}$ km)
1-záporná izoanomália, 2-kladná izoanomália

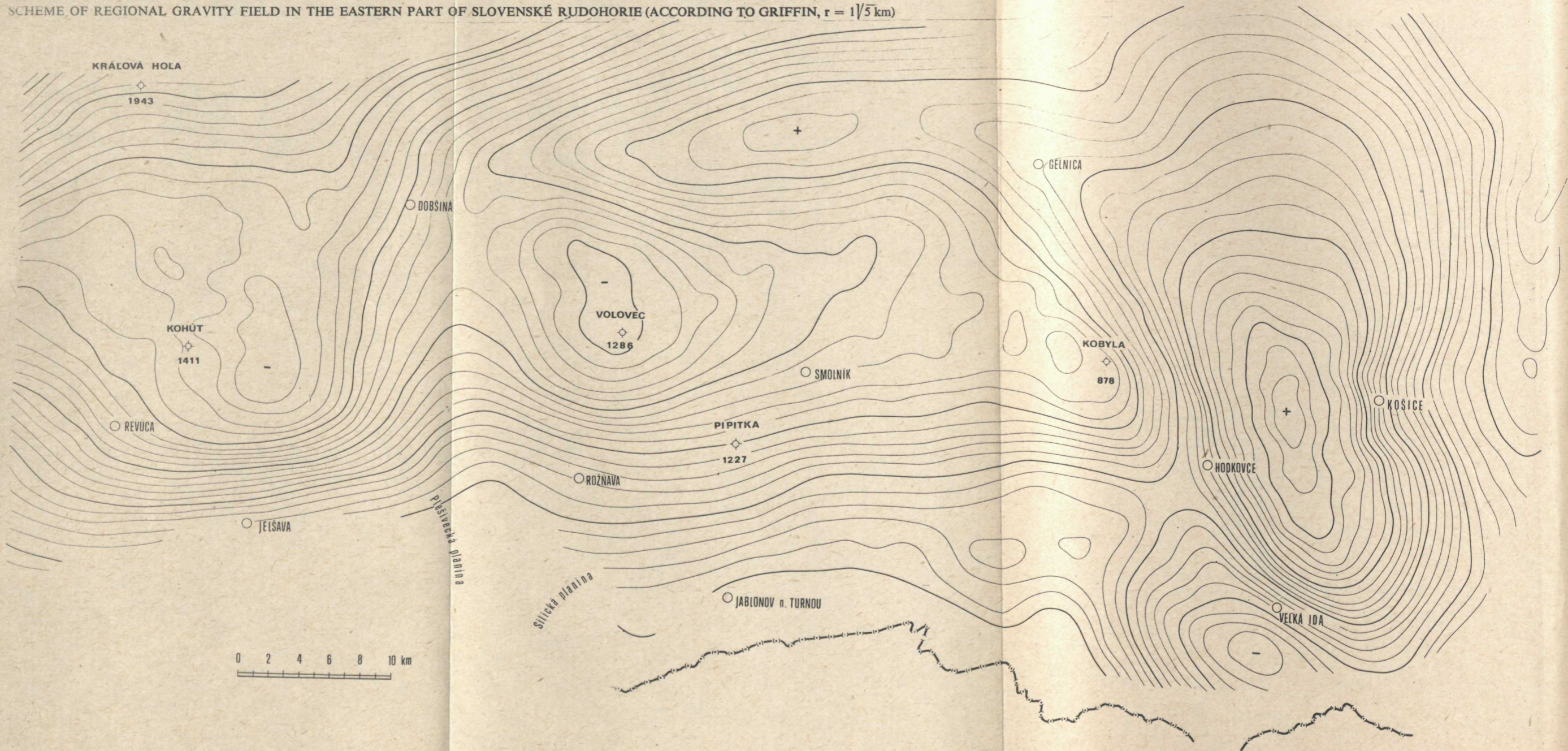
PLATE 4

RESIDUAL GRAVITY FIELD IN THE EASTERN PART OF SLOVENSKE RUDOHORIE (ACCORDING TO GRIFFIN, $r = 5\sqrt{5}$ km)
1 — negative anomalies; 2 — positive anomalies



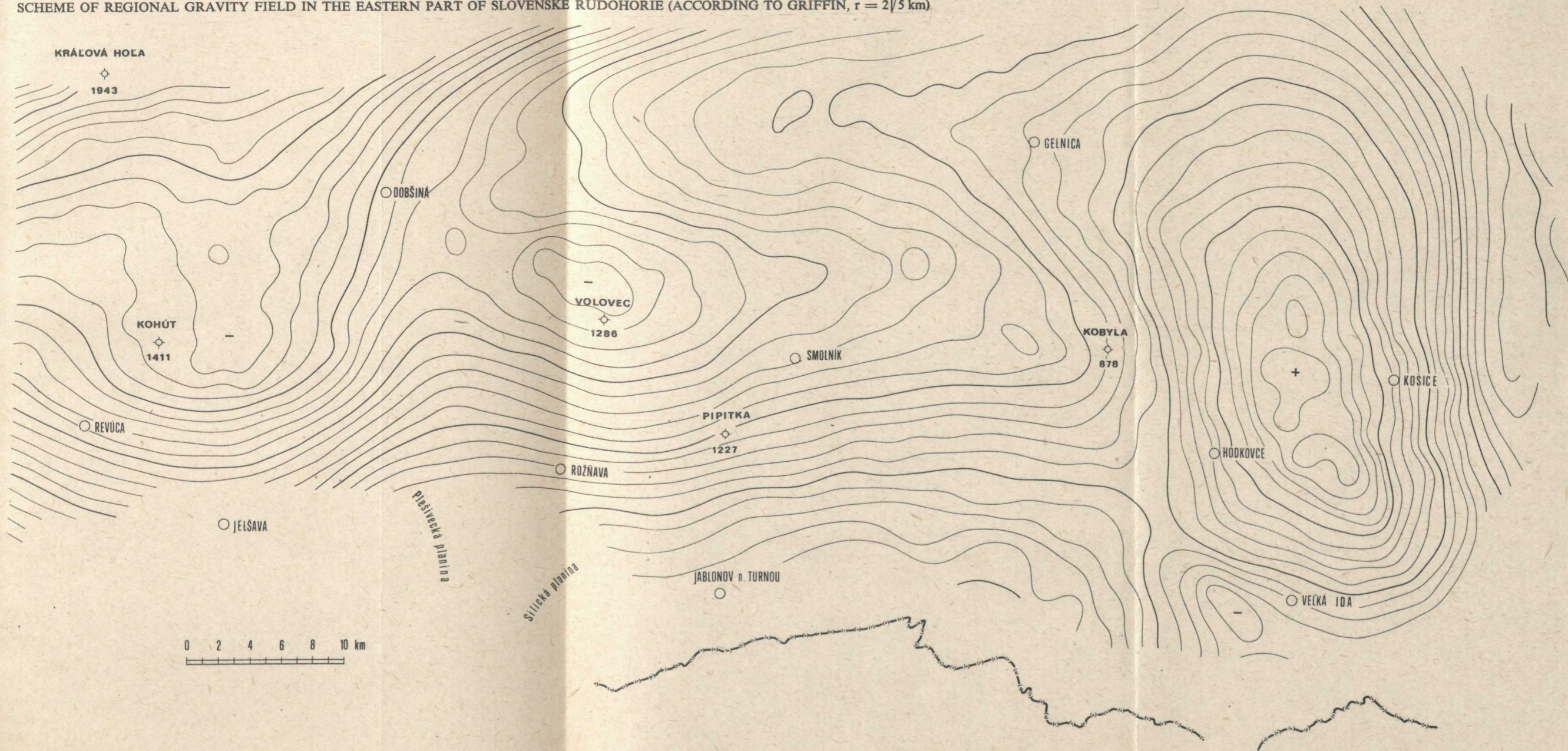
PRÍLOHA 5
SCHÉMA REGIONÁLNYCH ANOMÁLIÍ TIAŽOVÉHO POJA VÝCHODNEJ ČASTI SLOVENSKEHO RUDOHORIA (POĎA GRIFFINA, $r = 1\sqrt{5}$ km)

PLATE 5
SCHEME OF REGIONAL GRAVITY FIELD IN THE EASTERN PART OF SLOVENSKE RUDOHORIE (ACCORDING TO GRIFFIN, $r = 1\sqrt{5}$ km)



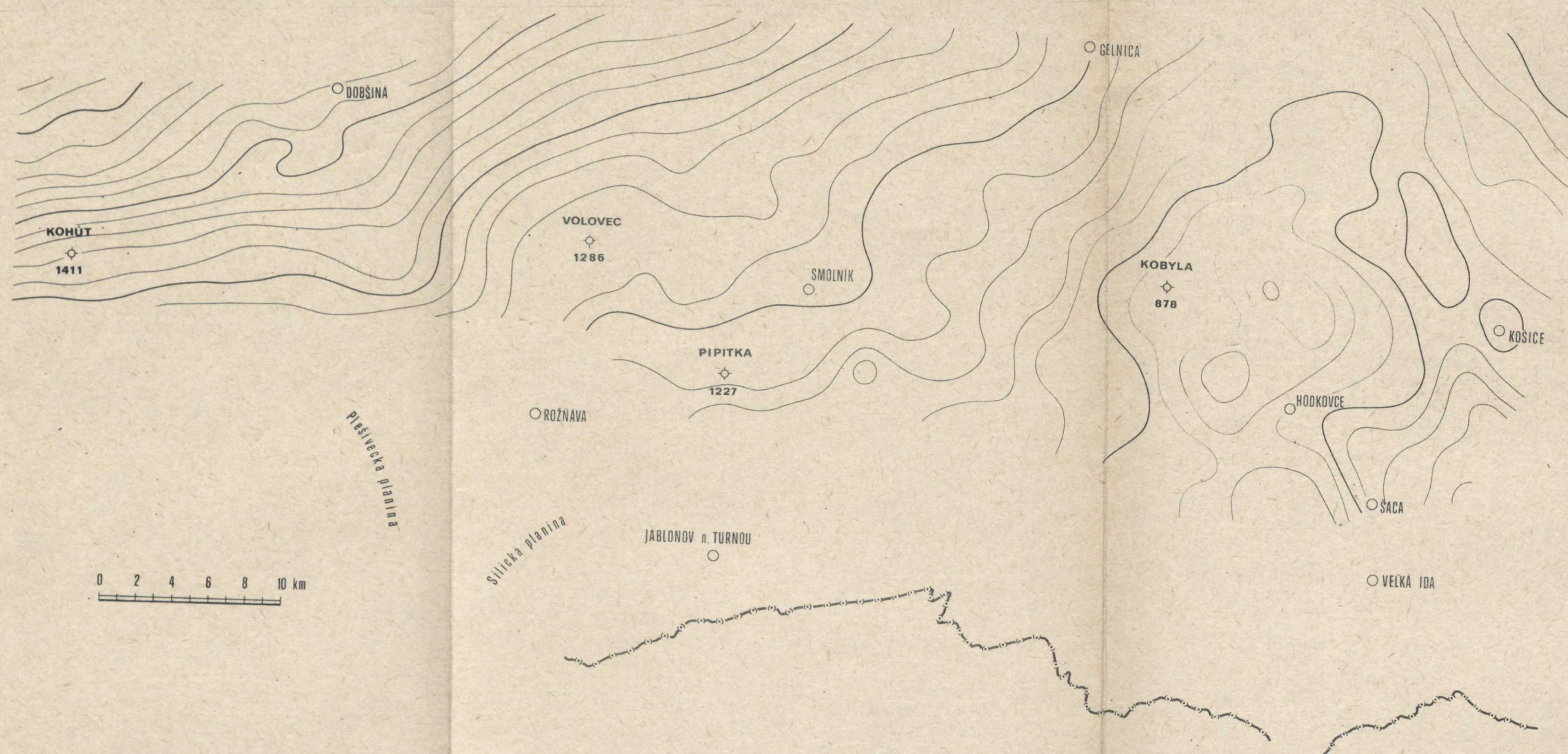
PRÍLOHA 6
SCHÉMA REGIONÁLNYCH ANOMÁLIÍ TIAŽOVÉHO POĽA VÝCHODNEJ ČASTI SLOVENSKEJ RUDOHORIE (POĽA GRIFFINA, $r = 2\sqrt{5}$ km)

PLATE 6
SCHEME OF REGIONAL GRAVITY FIELD IN THE EASTERN PART OF SLOVENSKE RUDOHORIE (ACCORDING TO GRIFFIN, $r = 2\sqrt{5}$ km).



PRÍLOHA 7
SCHÉMA REGIONÁLNYCH ANOMALIÍ TIAŽOVÉHO POJA VÝCHODNEJ ČASTI SLOVENSKEHO RUDOHORIA (POĎĽA GRIFFINA, $r = 5\sqrt{5}$ km)

PLATE 7
SCHEME OF REGIONAL GRAVITY FIELD IN THE EASTERN PART OF SLOVENSKE RUDOHORIE (ACCORDING TO GRIFFIN, $r = 5\sqrt{5}$ km)



výrazné zmeny intenzity anomálneho poľa spravidla regionálneho významu. Zóny narušenia sa prejavujú na väčších vzdialenostiach a obyčajne prebiehajú celým predmetným územím. Ich charakteristickými znakmi sú sigmoidálne ohyby izoanomál, lineárne usporiadanie lokálnych anomálií, striedavo orientované maximálne gradienty, zmeny v členitosti anomálneho poľa atď.

Zóny maximálnych gradientov a zóny narušenia charakteru gravitačného poľa predstavujú vertikálne, resp. šikmé hustotné rozhranie v rôznych hĺbkach. Tieto rozhrania môžu charakterizovať zlomové systémy, ako aj netektonický styk rôznych geologických útvarov s odlišnou hustotou alebo odlišnou vnútornou stavbou. Pri posudzovaní ich hĺbkového dosahu sú dobrou pomôckou odvodené mapy, najmä mapy regionálnych anomálií s postupným zväčšovaním polomeru vystredenia.

Zóny maximálnych gradientov sa v skúmanej oblasti prejavujú najmä v smere S—J, SZ—JV, SV—JZ a V—Z. Okrem toho možno pozorovať ešte nevýrazné a menej súvislé lineárne gradienty rôznych smerov.

Zo s.-j. smeru sú najvýraznejšie dve zóny maximálnych gradientov na východnom okraji územia, ktoré prebiehajú približne medzi Prešovom a Košicami. Na mapách úplných Bouguerových anomálií gradienty v obidvoch zónach dosahujú 4 mgl/km. Na mapách regionálnych anomálií pre $r = 1\sqrt{5}$ km sa obidve zóny spájajú v jedno široké pásmo nahustenia izoanomál, kde gradienty dosahujú až 3 mgl/km. Na mapách reziduálnych anomálií sa prejavujú typickým striedaním záporných a kladných anomálií lineárneho usporiadania. Obidve interpretované zóny dobre korelujú so systémom hornádskeho zlomu.

Druhá výrazná zóna tohto smeru prebieha na styku gemeríd a veporíd. Gradient tiažového poľa je 2 mgl/km a na mapách regionálnych anomálií pre $r = 1\sqrt{5}$ km sa znižuje na cca 1 mgl/km. So zväčšovaním polomeru vystredenia sa priebeh izoanomál mení zo smeru S—J na smer SV—JZ, čo je najlepšie vidieť na mape pre $r = 5\sqrt{5}$ km.

Okrem uvedených zón na gravimetrických mapách sa javia lokálne zóny narušenia, z ktorých výraznejšia je východne od Kojšovskej hole a menej výrazná v. od Revúcej.

Zo zón smeru SZ—JV sa zreteľne prejavuje zóna maximálnych gradientov medzi Gelnicou a Šacou; hodnota gradientu tu dosahuje až 5 mgl/km. Na mapách regionálnych anomálií sa gradient so zväčšovaním polomeru vystredenia znižuje, pričom pri $r = 5\sqrt{5}$ km sa prakticky stráca. Zóny narušenia tohto smeru prebiehajú: cca 5 km západne od Košíc, cca 1 km z. od Smolníka cez Rožňavu a Revúcu. Generálny priebeh týchto zón možno sledovať na mape úplných Bouguerových anomálií, mapách regionálnych anomálií pre $r = 0,5\sqrt{5}$; $1\sqrt{5}$ km a na mapách reziduálnych anomálií pre $r > 0,5\sqrt{5}$ km.

Najväčší počet zón narušenia poľa a čiastočne maximálnych gradientov je v smere SV—JZ. Z nich najvýraznejšie sa prejavujú: zóna severozápadne od

Košíc, južne od Veľkej Idy, západne o Nižného Medzeva, na západnom okraji Smolníka a Dobšinej a zóna, prebiehajúca cca 2 km jv. od muránskej línie. Jednotlivé zóny sa prejavujú na mape úplných Bouguerových anomálií a na transformovaných mapách rôzne. Na niektorých prevláda gradient, v ďalších sigmoidálny priebeh izoanomál, resp. lineárne usporiadanie lineárnych anomálií. Zaujímavé je, že zóna prebiehajúca západne od Nižného Medzeva sa výrazne

prejavuje ešte aj na mape regionálnych anomálií pre $r = 5\sqrt{5}$ km, t. j. v hĺbke väčšej ako 10 km v podobe dosť výrazného gradientu, až 1 mg/km.

Najvýraznejšia zóna maximálnych gradientov v smere V—Z prebieha severným okrajom Slovenského krasu, približne na spojnici Jelšava—Moldava n/Bodvou. Prejavuje sa na všetkých gravimetrických mapách, predovšetkým na mapách regionálnych anomálií. Ďalšia zóna maximálnych gradientov tohto smeru ohraničuje rakoveckú sériu z južnej strany. Gradient je tu až 4 mg/km a prejavuje sa

výrazne i na mapách regionálneho poľa do polomeru $r = 2\sqrt{5}$ km a na všetkých mapách reziduálnych anomálií. Výrazne zóny gradientov smeru V—Z sa vo východnej časti veporíd prejavujú na severe a juhu Kráľovej hole.

Vyznačené lineárne prvky anomálneho tiažového poľa (príl. 1) vhodne dopĺňa a spresňuje mapa indícií vertikálnych hustotných rozhraní (príl. 8) vyhotovená z mapy úplných Bouguerových anomálií podľa postupov, uvedených v kapitole „Smerová charakteristika tiažového poľa“. Najvernejšie zobrazuje hustotné rozhranie pripovrchovej stavby v hĺbke približne 1 km, nakoľko táto hĺbka bola zvolená pre model teoretickej krivky.

Mapa v priestore medzi Revúcou a Kohútom indikuje vcelku homogénnu stavbu. Prejavujú sa tam iba lineárne hustotné rozhrania orientované do rôznych smerov, ktoré zvyrazňujú predovšetkým pripovrchové nehomogenity. Východná časť veporíd je zo severnej, východnej a južnej strany ostro ohraničená výraznými hustotnými rozhraniami. Na severe a juhu prevláda smer rozhrania V—Z, na východe S—J. Severné a východné ohraničenie je miestami narúšené rozhraniami sv.—jz. a sz.—jv. smeru. Hustotné rozhranie na severe predstavuje rozdiely hustôt predovšetkým medzi horninami mezozoika Muránskej planiny a kryštalinika Kráľovej hole; na východe a juhu medzi horninami kryštalinika masívu Kohúta a horninami paleozoika gemeríd.

V centrálnej časti gemeríd na základe priebehu a rozloženia hustotných rozhraní možno vyčleniť priestor medzi Hnilcom a Zlatou Idkou, ktorý dobre koreluje s priestorovým rozšírením granitoidov v hĺbke. To znamená, že hustotné rozhranie vymedzujúce túto oblasť zvyrazňujú predovšetkým rozdiely hustôt medzi granitoidmi a okolitými horninami ($2,70$ — $2,85$ g/cm³). Výraznejšie ohraničenie zo severu a severovýchodu je podmienené väčšími hustotnými kontrastmi medzi granitoidmi a horninami rakoveckej série a strmším upadaním granitoidného telesa do hĺbky. Naproti tomu na juhu a západe je zjavné menej súvislé hustotné rozhranie, čo je

v súlade s menšími rozdielmi hustôt medzi granitoidmi a horninami paleozoika a predpokladaným pozvoľnejším klesaním ganitoidného telesa do hĺbky.

Na východnom okraji územia sa prejavujú výrazné hustotné rozhrania, ktoré dobre korelujú so systémom hornádskeho zlomu. Ďalšie súvislé rozhranie je medzi Šacou a Gelnicou, ktoré dávame do súvislosti so stavbou v hlbších častiach zemskej kôry. V okolí Kojšovskej hole sa prejavujú nevýrazné hustotné rozhrania vymedzujúce eleváciu granitov.

Základné črty magnetického poľa

Pri analýze anomálií a magnetického poľa boli použité mapy ΔZ v mierke 1:50 000 a 1:100 000 (príl. 10) a z nich odvodené mapy reziduálnych a regionálnych anomálií podľa Griffina pre polomer vystredenia $r = 1\sqrt{5}$ km (príl. 11 a 12), mapy analytického pokračovania pre $h = 1$ km podľa Malovička a výsledky štúdií magnetických parametrov všetkých základných typov hornín.

Na všetkých mapách sa v anomálnom poli najvýraznejšie prejavujú dve plošne rozsiahle anomálie. Prvá z nich vystupuje v okolí kóty Magura (rochovská magnetická anomália) a druhá v okolí obce Komárovce (komárovská magnetická anomália).

Rochovská anomália sa rozprestiera na ploche asi 80 km² a dosahuje maximálnu intenzitu až 550 gama. Vyvolaná je magnetickými horninami v hĺbke niekoľko sto metrov. V priestore anomálie sa nachádza viac intenzívnych lokálnych anomálií, vyvolaných pripovrchovými magnetickými horninami. Podľa rozboru magnetických vlastností hornín a známych výskytov hornín s vysokou susceptibilitou sa dá všeobecne povedať, že tieto lokálne anomálie sú vyvolané bázickými až ultrabázickými horninami. Vlastná rohovská anomália je interpretovaná v samostatnej kapitole.

Komárovská magnetická anomália sa rozprestiera na ploche asi 140 km² a dosahuje intenzitu až 500 gama. Táto anomália, ako bolo dokázané vrtom Ko-1, je vyvolaná serpentinitmi až serpentinizovanými peridotitmi. V jej severnej časti vystupuje celý rad lokálnych anomálií, ktoré, ako bolo preukázané vrtnými prácami i geologickým mapovaním, sú vyvolané polohami ultrabázických hornín, vystupujúcimi na povrch, prípadne nachádzajúcimi sa blízko povrchu. Anomália bude interpretovaná v samostatnej kapitole.

Ďalším anomálnym prvkom je pomerne súvislá zóna intenzívnych lokálnych anomálií v severnej časti územia, ktorá sa tiahne od Dobšinej ku Gelnici a odtiaľ pokračuje až do priestoru Šace. Lokálne anomálie tu majú typické lineárne usporiadanie v smere vymedzenej zóny. Súvislosť zóny je nápadne narušená v širšom okolí Gelnice, kde anomálie dosahujú najmenšiu intenzitu (cca 300 gama). Najväčšie hodnoty (až 3000 gama) boli namerané v priestore medzi

Dobšinou a Rudňanmi. Príčinou anomálií sú normálne namagnetizované bázické horniny v staršom paleozoiku, ktoré dosahujú susceptibilitu $5000 - 8000 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM. Na severnej strane tejto zóny medzi Dobšinou a Rudňanmi leží pruh nevýrazných záporných anomálií o intenzite asi -40 až -100 gama; sú prejavom spodného okraja bázických hornín.

Ďalšia anomálna oblasť sa nachádza v jz. časti územia. Jestvuje tu celý rad lokálnych, pomerne výrazných kladných magnetických anomálií, ktoré sú miestami doprevádzané zápornými. Podstatná časť anomálií je vyvolaná horninami neovulkanického komplexu, ostatné sú spôsobené polohami bázických až ultrabázických hornín v paleozoiku gemeríd na jv. okraji lubeníckej línie.

V južnej časti študovaného územia sa nachádzajú izolované lokálne anomálie rôznej intenzity. Najväčší počet z nich je viazaný na s. okraj mezozoika Slovenského krasu, kde bolo geologickým mapovaním vymedzených najviac výskytov serpentinitov a glaukofanitov. Tieto anomálie tvoria viac-menej súvislú zónu v. — z. smeru, ktorá dobre koreluje s výrazným gradientom anomálneho tiažového poľa (príl. 5 a 6).

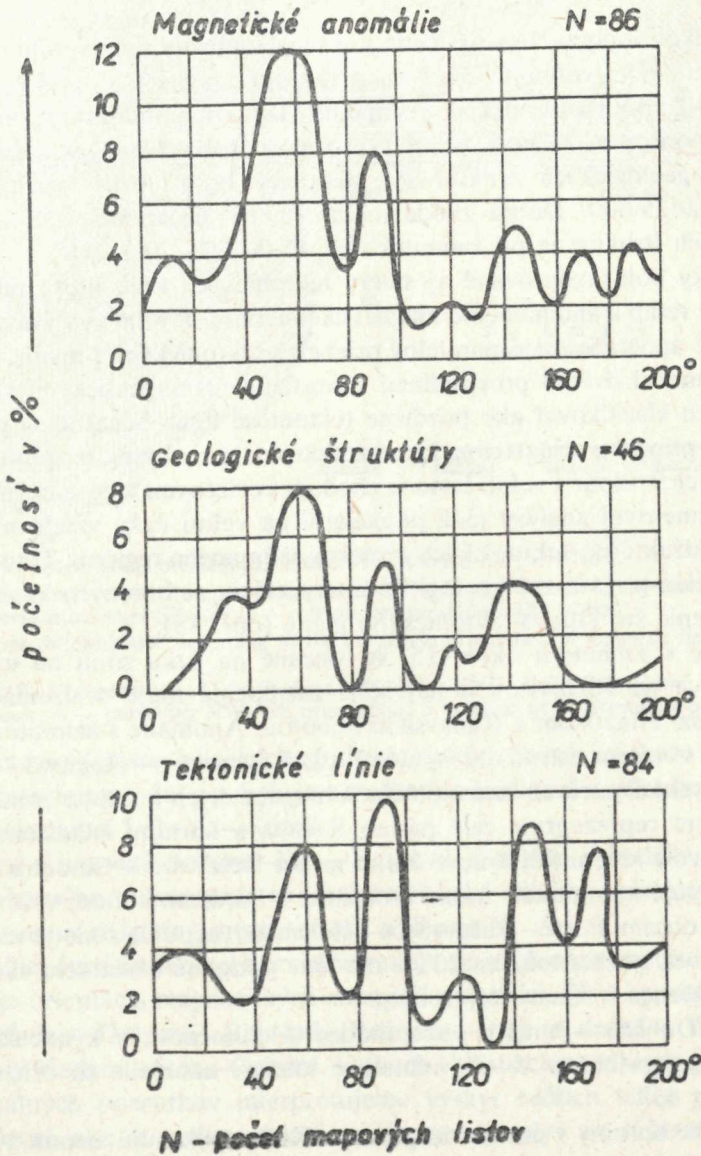
V centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, v priestore medzi Rožňavou a Gelnicou, leží pomerne súvislé pásmo lokálnych magnetických anomálií o intenzite $100-200$ gama. Na mape regionálnych anomálií (príl. 11) sa v ňom prejavujú zvýšené hodnoty anomálneho poľa. Lokálne anomálie a zvýšené hodnoty regionálneho poľa potvrdzujú, že v tomto pásme majú väčšie zastúpenie bázické horniny s vyššou magnetizáciou. Najmenší počet anomálií bol zistený v miestach intenzívnych záporných gravitačných anomálií, t. j. v širšom okolí kóty Volovca a Kojšovej hole, kde na základe súčasných poznatkov predpokladáme najväčšie telesá gemerídnych granitov blízko pod povrchom. Analogickú závislosť medzi gravitačným a magnetickým polom zaznamenávame i v oblasti Kohúta.

Na základe analýzy mapy ΔZ a všetkých odvodených máp bola zostavená mapa výskytov magnetických hornín (príl. 9). Pri analýze boli v maximálnej miere zohľadnené výsledky štúdia magnetických vlastností hornín i horninových komplexov v úzkej nadväznosti na najnovšie geologické poznatky. Mapa výskytov magnetických hornín dáva presný obraz o rozložení magnetických hmôt na skúmanom území. Podľa intenzity a charakteru magnetického poľa môžeme na jednej strane vymedziť zdroje magnetických anomálií a interpretovať tiež niektoré špecifické prvky pripovrchovej geologickej stavby, a na druhej strane na základe rozloženia magnetického poľa vo vzťahu k anomáliám tiažového poľa vysvetlíť všeobecnejšie štruktúrno-tektonické vzťahy a vnútornú stavbu územia.

Smerová analýza magnetických anomálií: Jednou z veľmi dôležitých charakteristík anomálií v širšej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria je orientácia izoanomál ΔZ . Pri smerovej analýze izoanomál ΔZ bolo použitých 86 máp v mierke 1:25 000. Analýza bola vykonaná pomocou smerového analyzátoru

s presnosťou $\pm 5^\circ$. Výsledky sú zobrazené smerovými ružicami pre každú interpretovanú mapu zvlášť (príl. 13).

Výrazné smery izoanomál zistené v rámci jednej mapy boli brané ako základný



Obr. 34 Výsledky smerovej analýzy magnetických izoanomál z východnej časti Slovenského rudohoria (M. Filo)
 Fig. 34 Results of a directional analysis of magnetic field in the eastern part of Slovenské rudohorie (M. Filo)

element štruktúry s príslušným váhovým koeficientom a na ich základe bol pre celú oblasť zostavený graf početností smerov magnetických anomálií (obr. 34). Graf je výsledkom postupného vyhladenia polynómom druhého stupňa (D. H. Hall 1964).

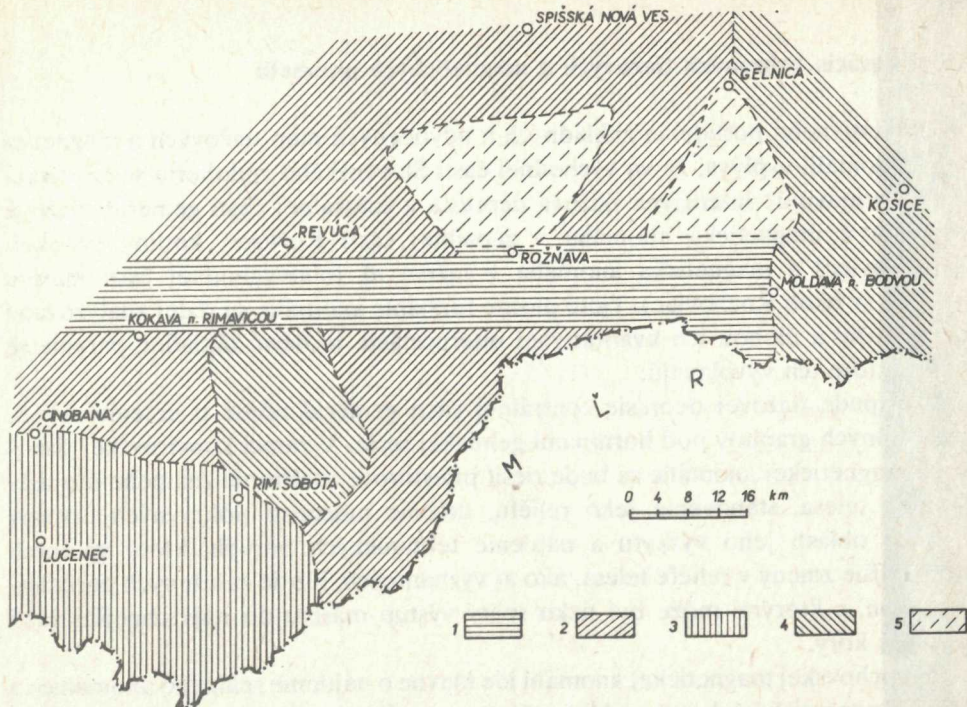
Z výsledkov vyplýva, že najpočetnejšie sú izoanomály s azimutom od 45 do 70° (medián je 58°); veľmi výrazne sa prejavujú magnetické prvky s azimutom približne 90°; podstatne menšie zastúpenie majú izoanomály s azimutmi 15, 145 a 170°. Podobným, aj keď menej presným spôsobom boli analyzované smery lineárnych geologických štruktúr. Pre tieto ciele bolo možné využiť len 46 máp v mierke 1:25 000. Dobrá zhoda medzi smermi izoanomál ΔZ a lineárnych geologických štruktúr je pri azimutoch od 45 do 70°, 90 a 145°.

Štatisticky boli analyzované aj smery tektonických línií, ktoré poukazujú na veľmi úzky vzťah k anomálnemu magnetickému poľu. Z toho vyplýva poznatok, že magnetické anomálie majú paralelný priebeh s tektonickými líniami, ktoré tvoria rozhranie medzi dvoma prostrediami s rozdielnymi magnetickými vlastnosťami. Môžeme ich klasifikovať ako pozdĺžne tektonické línie. Súčasne sa prejavujú aj elementy s priečnou orientáciou, ktoré zodpovedajú narušeniam spojitého priebehu lineárnych štruktúr a veľmi často sa zhodujú s priečnymi tektonickými líniami. Výsledky smerovej analýzy teda poukazujú na veľmi úzky vzťah magnetických anomálií a štruktúrno-tektonických pomerov skúmaného regiónu. Toto zistenie má význam nielen pre vlastnú geologickú interpretáciu nameraných anomálií, ale aj pre zobrazenie štruktúrno-tektonického plánu (obr. 35).

Anomálie s azimutom okolo 15° sú viazané na úzku zónu na území Lučenec—Kokava na Rimavicou a najväčšie zastúpenie majú v území Rimavskej kotliny medzi Filakovom a Rimavskou Sobotou. Anomálie s azimutom 45°—70° prevládajú v celom území od spojnice obcí Švermovo—Rejdová—Nižná Slaná—Rožňavské Bystré. Zobrazujú účinok magnetických hornín v zóne širokej asi 15 km, ktorá reprezentuje celé pásmo Kohúta a horniny mladšieho paleozoika gemeríd pozdĺž lubeníckej línie v území medzi Rejdovou a Cinobaňou. Zhodnú orientáciu majú aj anomálie medzi Dobšinou a Poráčom a ďalej v 10 km širokej zóne medzi obcami Poráč—Pača—Štós—Helcmanovce. Celá zóna je však orientovaná do smeru s azimutom asi 20°, a má teda podobnú orientáciu ako anomálie v oblasti Lučenca a Rimavskej Soboty.

V oblasti Dobšina—Poráč je pozoruhodná tá skutočnosť, že kým celá anomálna zóna má smer približne V—Z, jednotlivé lokálne anomálie sú orientované do smeru okolo 65°.

Magnetické horniny v území Margecany—Košice vykazujú azimut 145° a majú paralelný priebeh s margecianskou líniou. S orientáciou magnetických anomálií v.—z. smeru sa stretávame na území Kokava nad Rimavicou—Moldava nad Bodvou. Ide o zónu s priemernou šírkou 10 km, ktorá reprezentuje severný okraj mezozoika Slovenského krasu a južný okraj paleozoika. Zóna je charakterizovaná



Obr. 35 Schéma oblasti podľa prevládajúcich smerov izoanomál ΔZ (M. Filo)

1 — prevládajúci smer V—Z, 2 — prevládajúci smer SV—JZ až VSV—ZJZ, 3 — prevládajúci smer S—J, 4 — prevládajúci smer SZ—JV, 5 — oblasti bez prevládajúceho smeru.

Fig. 35 Regions differentiated according to the prevailing orientation of magnetic field ΔZ isolines (M. Filo)

1 — prevailing E—W orientation; 2 — prevailing NE—SW to ENE—WSW orientation; 3 — prevailing N—S orientation; 4 — prevailing NW—SE orientation; 5 — areas of no prevailing orientation

veľkým počtom výskytov bázických až ultrabázických hornín (diabázov, glaukofanitov a serpentinitov). Jej priebeh je narušený anomáliami s azimutom približne 60° v priestore obcí Lubeník—Štítnik.

Pre oblasť Rimavská Sobota—Figa—Ratková—Hnúšťa, vybudovanú z hornín mladotroťohorného vulkanizmu, sú charakteristické smery s azimutom asi 145° . Zobrazujú smery morfológických elevácií a depresíí.

V centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria môžeme vymedziť dve oblasti, v ktorých je orientácia magnetických anomálií chaotická. Prvá vystupuje v území Švedlár—Hnilec—Dobšiná—Rejdová—Rožňava—Pača a druhá v území Zlatá Idka—Nižný Medzev—Štós—Gelnica. V oboch oblastiach na základe geologických a geofyzikálnych poznatkov interpretujeme výskyt väčších telies gemeridných granitov, ktoré ako intruzívne telesá majú značný vplyv na súčasnú orientáciu starších geologických štruktúr.

Ako samostatnú oblasť vyčleňujeme priestor medzi Jasovom, Moldavou nad Bodvou, Seňou a Hodkovicami, v ktorej sa prejavujú smery S—J, SZ—JV a V—Z. Sú podmienené geometriou rozsiahleho ultrabázického telesa.

Interpretácia vybraných tiažových a magnetických anomálií

Z kvalitatívneho posúdenia základných a odvodených máp tiažových a magnetických anomálií vyplýva, že vo východnej časti Slovenského rudohoria sa najvýraznejšie prejavujú: intenzívna tiažová depresia v centrálnej časti gemeríd, tiažová depresia a magnetická anomália v západnej časti Košickej kotliny (v okolí Komároviec) a magnetická anomália v južnej až juhovýchodnej časti masívu Kohúta (v okolí Rochoviec). Tieto plošne rozsiahle anomálie sú ďalej analyzované detailnejšie a úlohou ich kvalitatívnej interpretácie je nájsť základné parametre telies, ktoré ich vyvolávajú.

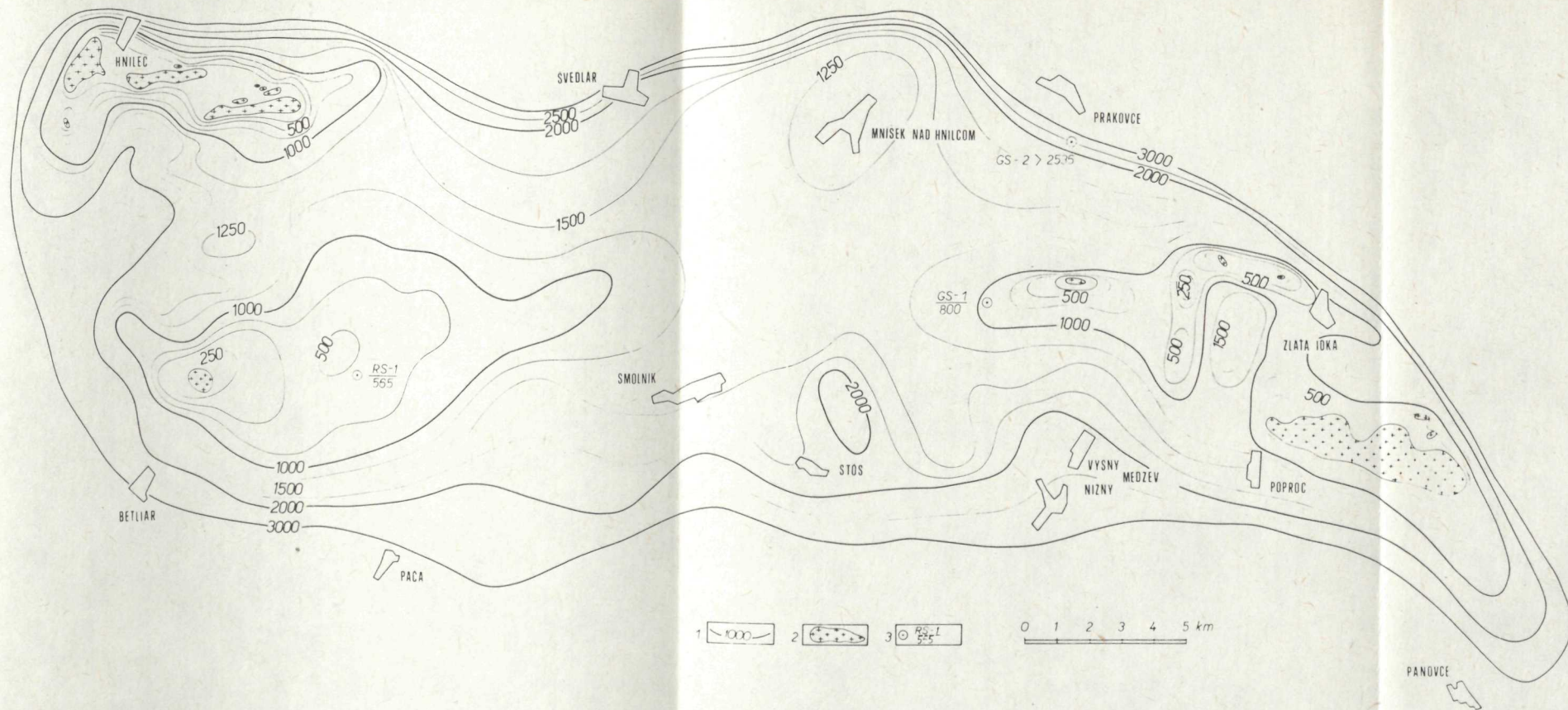
V prípade tiažovej depresie centrálnej časti gemeríd pôjde o určenie reliéfu gemeridných granitov pod horninami gelnickej série. V rámci komárovskej tiažovej a magnetickej anomálie sa bude riešiť priestorové rozšírenie známeho ultrabázického telesa, stanovenie jeho reliéfu, určenie mocnosti pokryvných útvarov v širšej oblasti jeho výskytu a nájdenie tektonických porúch, ktoré spôsobili výraznejšie zmeny v reliéfe telesa, ako aj významných, hlbšie založených poruchových zón, s ktorými môže byť úzko spätý výstup masívu do najvrchnejšej časti zemskej kôry.

Pri rochovskej magnetickej anomálii ide hlavne o nájdenie reálneho anomálneho účinku magnetických hornín v hĺbke. Na tomto základe majú byť určené základné parametre — hĺbka, rozmery a sklon. Na základe vypočítanej priemernej objemovej susceptibility telesa, jej porovnania s magnetickými vlastnosťami všetkých hornín Slovenského rudohoria, posúdenia charakteru tiažového poľa v mieste anomálie a na základe použitia všetkých geologických poznatkov je urobené aj petrografické zaradenie magnetických hornín.

Interpretácia reliéfu gemeridných granitov

V centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria bola gravimetrickým mapovaním zistená pomerne výrazná tiažová depresia. Zobrazená je na mape úplných Bouguerových anomálií v priestore medzi Vlachovom a Zlatou Idkou a môžeme ju zreteľne rozoznať na mape reziduálnych anomálií $r=5\sqrt{5}$ km a takmer na všetkých mapách regionálneho poľa. Lokálne tiažové depresie v okolí Hnilca, Betliara a Zlatej Idky, ktoré výrazne vystupujú na mapách reziduálnych anomálií pre polomer vystredenia $r=0,5\sqrt{5}$, $1\sqrt{5}$ a $2\sqrt{5}$ km, ako i na mapách analytického pokračovania do spodného polopriestoru, sa zhodujú s výskytmi gemeridných granitov na povrchu. Na základe tejto zhody, ako i z podrobnej analýzy hustôt gemeridných granitov a hornín gelnickej série môžeme usudzovať, že podstatná časť spomínanej regionálnej depresie je vyvolaná účinkami ľahších granitoidov (granitov), ktorých výskyt predpokladáme vo väčších hĺbkach.

Z hľadiska interpretácie tiažového poľa predstavuje reliéf gemeridných granitov

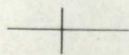


Obr. 36 Mapa reliéfu gemeridných granitov (J. Šefara)

1 — izohypsa reliéfu granitov, 2 — granity na povrchu, 3 — štruktúrny vrt (hĺbka granitov v m)

Fig. 36 The relief of Gemeride granites (J. Šefara)

1 — isohypses of the relief; 2 — granites at the surface; 3 — structural boreholes (depth of granites in m)



hustotné rozhranie medzi granitmi a horninami gelnickej série. V súvislosti s tým treba stanoviť diferenčné hustoty tohto rozhrania, ako i hustoty petrograficky odlišných typov hornín v gelnickej sérii.

Priemerná objemová hustota vzoriek gemeridných granitov odobratých z vrtovej a povrchových odkryvov je $2,61 \text{ g/cm}^3$; zo vzoriek odobratých len z vrtovej vychádza pomerne konštantná $\sigma_0 = 2,63 \text{ g/cm}^3$. Hustoty granitov z povrchových odkryvov sú menšie vplyvom zvýšenej pórovitosti a väčšieho zvetrania. Z toho dôvodu prisudzujeme gemeridným granitom priemernú hustotu $2,63 \text{ g/cm}^3$.

Gelnická séria je vybudovaná z hornín rôrneho petrografického zloženia. Ich hustoty sa menia od $2,60 \text{ g/cm}^3$ (lydity) až do $2,84 \text{ g/cm}^3$ (gabrodiority). Podľa pomeru zastúpenia hlavných petrografických typov hornín je priemerná hustota gelnickej série $2,70 \text{ g/cm}^3$. Znamená to, že priemerná diferenčná hustota medzi gelnickou sériou a gemeridnými granitmi je $0,07 \text{ g/cm}^3$.

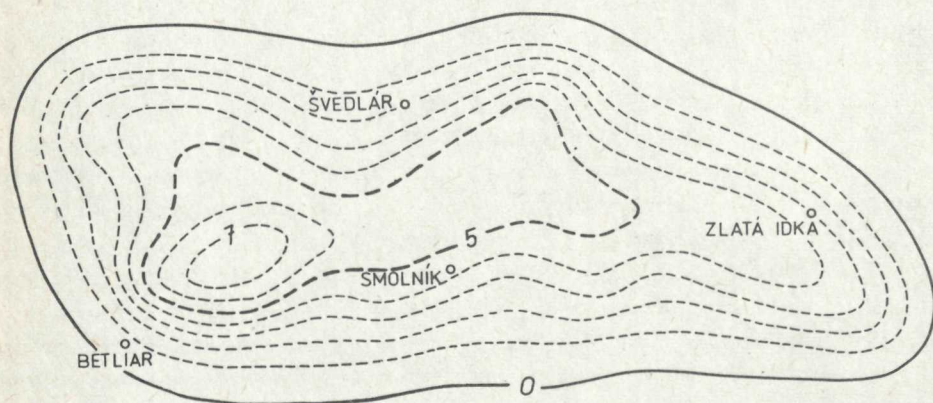
Pri interpretácii reliéfu granitoidov boli zohľadnené aj odchýlky od priemernej diferenčnej hustoty, ktoré vyplývajú priamo z pomerného zastúpenia hlavných petrografických typov hornín v gelnickej sérii. Predstavujú menšie izolované telesá (napr. polohy fylitov a bázických ekvivalentov), resp. nehomogenity vystupujúce na väčších plochách (väčšie plošné rozšírenie kvarcitov medzi Betliarom a Hnilcom, väčšie zastúpenie porfyroidov medzi Uhornou a Mníškom nad Hnilcom atď.).

Okrem nehomogenít v gelnickej sérii jestvujú v okolí spomínanej tiažovej depresie ďalšie nehomogenity, ktoré ju relatívne zvýrazňujú. Na jej severnom a východnom okraji sú to horniny rakoveckej série s priemernou hustotou $2,80$ až $2,85 \text{ g/cm}^3$, na južnom okraji horniny mezozoika Slovenského krasu s hustotou cca $2,75$ — $2,80 \text{ g/cm}^3$. Z rozboru hustotných charakteristík základných petrografických typov hornín vyplýva, že interpretovaná tiažová depresia predstavuje superpozíciu anomálnych účinkov granitoidov a hustotných nehomogenít v gelnickej sérii a v jej okolí. Podľa predbežnej geologicko-geofyzikálnej analýzy sa dá reálne predpokladať, že depresia je v podstatnej miere vyvolaná rozsiahlym granitoidným telesom, nachádzajúcim sa pod gelnickou sériou v rôznych hĺbkach. Toto tvrdenie je doložené skutočnosťou, že aj západné ohraničenie depresie sa prejavuje výrazne, hoci v tomto priestore sa vyskytujú horniny s priemernou hustotou $2,70 \text{ g/cm}^3$.

Pre stanovenie reliéfu granitov bolo vybraných 5 regionálnych profilov smeru S—J a dva profily smeru V—Z. Pozdĺž týchto profilov bola urobená kvantitatívna interpretácia najprv pre diferenčnú hustotu $0,07 \text{ g/cm}^3$, ktorá zodpovedá priemernej diferenčnej hustote medzi gemeridnými granitmi a gelnickou sériou. Pri vylúčení vplyvu lokálnych nehomogenít boli použité predovšetkým mapy reziduálnych anomálií a pri vylúčení vplyvu okolitých útvarov (rakoveckej série a mezozoika Slovenského krasu) mapy regionálnych anomálií. Z určených hĺbok reliéfu granitov pozdĺž profilov bola zostrojená mapa izohýps reliéfu granitov v celom priestore tiažovej depresie. Pri jej konštrukcii boli v maximálnej miere zohľadnené predovšetkým odvodené mapy reziduálnych a regionálnych anomálií,

ďalej najnovšie geologické poznatky a predpoklady o hĺbkovom rozšírení gelnickej a rakoveckej série. Do úvahy sa brali i výsledky analýzy magnetických máp (príl. 9—12).

Na juhovýchodnom okraji tiažovej anomálie ležia v nadloží výrazne ľahšie sedimenty neogénu ($\sigma \approx 2,24 \text{ g/cm}^3$). Ich gravitačný účinok v značnej miere ovplyvňuje celkový charakter a intenzitu poľa a komplikuje interpretáciu reliéfu granitov. Preto v tejto časti územia boli pri stanovení reliéfu použité odlišné interpretačné postupy. Namerané pole bolo rozdelené na anomálne účinky neo-



Obr. 37 Gravitačný účinok modelu gemeridných granitov (J. Plančár)

Fig. 37 Gravity influence of the Gemeride granite model (J. Plančár)

génnych sedimentov a podložných útvarov podľa metódy postupného približovania. Na základe mapy anomálnych účinkov podložných útvarov (obr. 40) v korelácii s hustotnými zmenami v podloží bol stanovený reliéf a ukončenie telesa gemeridných granitov z juhovýchodnej strany.

Pre overenie výsledkov interpretácie reliéfu granitov bola použitá metóda modelovania (viď kapitola Modelovanie geologickej stavby). Pôvodne interpretované teleso granitov (M. Filo — J. Šefara 1973) sme použili ako vstupný model. Pri výpočte gravitačného účinku bolo teleso nahradené piatimi n-bokými vertikálnymi hranolmi. Vypočítané gravitačné pole vyvolané celým telesom—sústavou hranolov (obr. 37) sa porovnávalo s reziduálnou depresiou (príl. 4). Z porovnania vyplynulo, že charakter a intenzita vypočítaného gravitačného účinku skúmaného modelu sa vcelku zhodujú s rozložením a intenzitou nameraného poľa. Rozdiely sú v intenzite (asi 2—3 mgl) a menšie odchýlky charakteru poľa v jv. časti a v okolí Hnilca. Analýza rozdielov intenzity potvrdila staršie predpoklady, že gemeridné granity siahajú do väčších hĺbok. Lokálne rozdiely prispeli k spresneniu interpretácie vrchnej časti gemeridných granitov a sú zohľadnené v mape izohýps granitov (obr. 36).

Reliéf granitov je zobrazený vo forme izohýps (obr. 36), ktoré sa vzťahujú k priemernej nadmorskej výške širšieho okolia uvažovaného bodu. Reliéf granitov je v západnej časti, v priestore Hniliec—Smolník—Pača—Betliar, pomerne členitý; jestvujú v ňom dve izolované morfológické elevácie. Prvá z nich sa nachádza medzi Hnilcom a Pekliskom, druhá medzi Volovcom, Betliarom a Pačou. Medzi nimi vystupuje zreteľne morfológická depresia v smere SV—JZ a jej os prebieha približne Čertovou hoľou. Hĺbky depresie v okolí Čertovej hole dosahujú 1200 až 2000 m a po jej sv. a jz. okraji viac ako 3000 m.

V strednej časti medzi Zlatým stolom, Mníškom nad Hnilcom, kótou Ovčinec, Štósom a Smolníkom je reliéf viac-menej horizontálny a granity sa nachádzajú v hĺbkach asi 1500 m.

Vo východnej časti, v priestore medzi Prakovcami, Vyšným Medzevom a Hodkovcami, je reliéf oveľa členitejší ako v západnej časti. Najrozsiahlejšia je elevácia granitov medzi Popročom a Hodkovcami, kde bolo na povrchu geologickým mapovaním vyčlenené najrozsiahlejšie teleso granitov. Druhá, menšia elevácia, sa nachádza v okolí kóty Ovčinec a tretia západne od Zlatej Idky. Medzi týmito eleváciami vystupuje výrazná depresia, kde reliéf granitov klesá do hĺbky 1500 m.

Na mape reliéfu nie sú vyznačené prípadné pripovrchové granity, ktorých priečne rozmery sú malé. Podľa teoretických výpočtov bolo na rôznych trojrozmerných modeloch dokázané, že takéto telesá nemožno zistiť gravimetrickým mapovaním (viď kapitolu Posúdenie reálnosti nameraných tiažových anomálií). Dokumentujú to i telieska granitov v okolí popročského granitového masívu a v blízkosti hnileckých granitov vyčlenené geologickým mapovaním, kde gravimetriou neboli zistené reálne anomálie.

Reálnosť zobrazeného reliéfu môže byť skreslená prítomnosťou rozsiahlejších ľahších hmôt v gelnickej sérii, hlavne kremitých porfýrov, ktorých hustota je približne taká ako hustota granitov. Predovšetkým ide o strednú časť územia v priestore medzi Smolníkom a Mníškom nad Hnilcom, kde sa reliéf granitov môže nachádzať i vo väčšej hĺbke.

Technickými prácami bolo dokázané, že reliéf granitov geofyzikou interpretovaný je v pomerne dobrej zhode so zistenými hĺbkami. Vrt GS-2 pri Prakovciach, ktorý dosiahol hĺbku 2536 m, gemeridné granity nezastihol. Podľa geofyziky by mali ležať v hĺbke 2500 až 3000 m. Treba však zdôrazniť, že vrt bol situovaný na okraji granitoidného telesa, kde reliéf prudko klesá, a teda v týchto miestach môže byť chyba v určení hĺbky väčšia. Vrt RS-1, situovaný v blízkosti Volovca, zastihol granity v hĺbke 565 m a podľa geofyziky tu bola pôvodne interpretovaná hĺbka asi 400 m. Rozdiel medzi skutočnosťou a interpretovanou hĺbkou v tomto priestore je spôsobený väčším nahromadením ľahších hmôt v gelnickej sérii.

Celá západná a stredná časť granitoidného telesa v priestore medzi Hnilcom, Betliarom, Nižným Medzevom a Prakovcami má podstatne väčšie plošné rozšírenie ako východná časť medzi Prakovcami, Nižným Medzevom a Hodkovcami. V tejto

oblasti sa interpretované teleso smerom na juhovýchod nápadne zužuje a pokračuje na rozdiel od doterajších predstáv až po poruchovú zónu Košice — Moldava nad Bodvou. Ďalším poznatkom je, že severný okraj granitoidného telesa klesá prudšie do hĺbky ako jeho južný okraj.

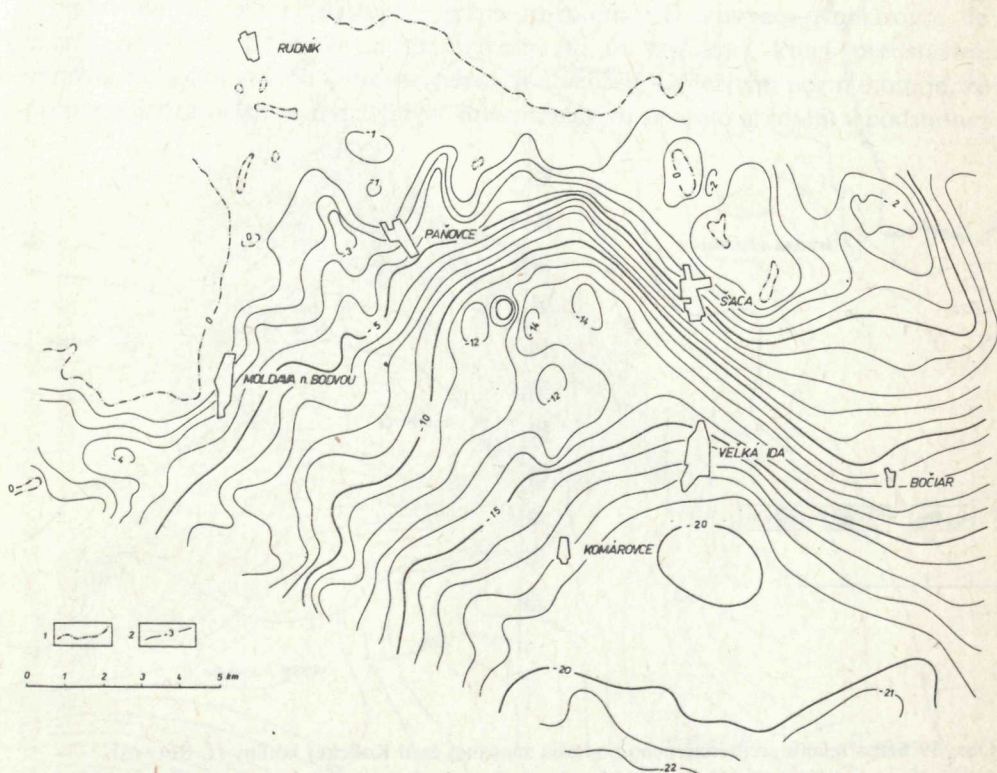
Komárovská tiažová a magnetická anomália

V priestore Moldava n/Bodvou—Šaca—Komárovce vystupuje záporná tiažová anomália o intenzite asi 8 mgl, sprevádzaná výraznou magnetickou anomáliou s amplitúdou asi 500 gama. Vrt Ko-1, situovaný približne 1 km jz. od obce Komárovce, zasiahol v hĺbke 943 m serpentinity — serpentinizované peridotity, ktoré pokračujú až do hĺbky 1526 m. Pri rozbere magnetických a hustotných vlastností hornín z vrtu a z povrchových odkryvov sa zistilo, že serpentinity — serpentinizované peridotity majú vysokú magnetickú susceptibilitu a relatívne nízku objemovú hustotu. Podľa predbežného zhodnotenia magnetického a tiažového poľa vo vzťahu k zisteným fyzikálnym vlastnostiam hornín je reálny predpoklad, že magnetická anomália je vyvolaná z podstatnej časti serpentinitmi — serpentinizovanými peridotitmi a len sčasti pyroklastikami neovulkanitov nachádzajúcich sa vo výplni neogénnej panvy. Tiažová depresia je spôsobená predovšetkým neogénnymi sedimentmi ($\sigma_0 = 2,25$) a čiastočne serpentinitmi — serpentinizovanými peridotitmi ($\sigma_0 = 2,57$) vo vzťahu k predterciérnemu podložíu ($\sigma_0 = 2,63$ až $2,85$ g/cm³).

Tiažová anomália

Z predchádzajúceho rozboru vyplýva, že anomálne pole predstavuje superpozíciu účinkov vyvolaných odlišnými petrografickými typmi hornín. Doterajšie metódy separácie anomálneho poľa (analytické pokračovanie, vyššie derivácie, rozklad poľa na regionálnu a reziduálnu zložku atď.) neumožňujú dostatočne spoľahlivo oddeliť tieto anomálne účinky, a treba objektívnejšie vysvetliť rôzne geologické fenomény zúčastňujúce sa na stavbe okolia skúmaného územia. Z toho dôvodu sme pri rozklade poľa použili nami rozpracovanú metódu (viď kapitolu Separácia anomálnych účinkov nehomogénnych hustotných rozhraní). Pri rozklade boli zohľadnené výsledky seizmického profilu (K. Cidlinský 1968) a výsledky hustôt hornín určených vo vrtoch Ko-1 (obr. 2), B-1, ako i vrty Č-XII, Č-VI a Č-VII. Najprv bola urobená presnejšia analýza zmeny hustôt neogénnych sedimentov vo vertikálnom smere. Podľa tejto analýzy bolo v neogéne interpretované jedno hustotné rozhranie, pričom vrchná časť neogénu vykazuje $\sigma_0 = 2,12$ a spodná časť $\sigma_0 = 2,41$ g/cm³. Interpretované prvé rozhranie na seizmickom profile bolo extrapolované na celú sledovanú oblasť ako uvedené hustotné rozhranie v neogéne. Druhé rozhranie predstavuje reliéf podložia.

Pre neogénnu výplň, skladajúcu sa z dvoch hustotných prostredí, boli vypočítané priemerné hustoty (obr. 39). Pri výpočte gravitačného účinku terciéru (obr. 38) boli využité údaje o priemernej hustote a mocnosti sedimentov neogénu na oporných bodoch. Z priebehu izoanomál vidieť, že gravitačné pole klesá od S k J, čo potvrdzujú i doterajšie geologické predpoklady o zväčšovaní mocnosti neogénnych sedimentov k juhu. Ďalšou črtou izoanomál je, že medzi Moldavou



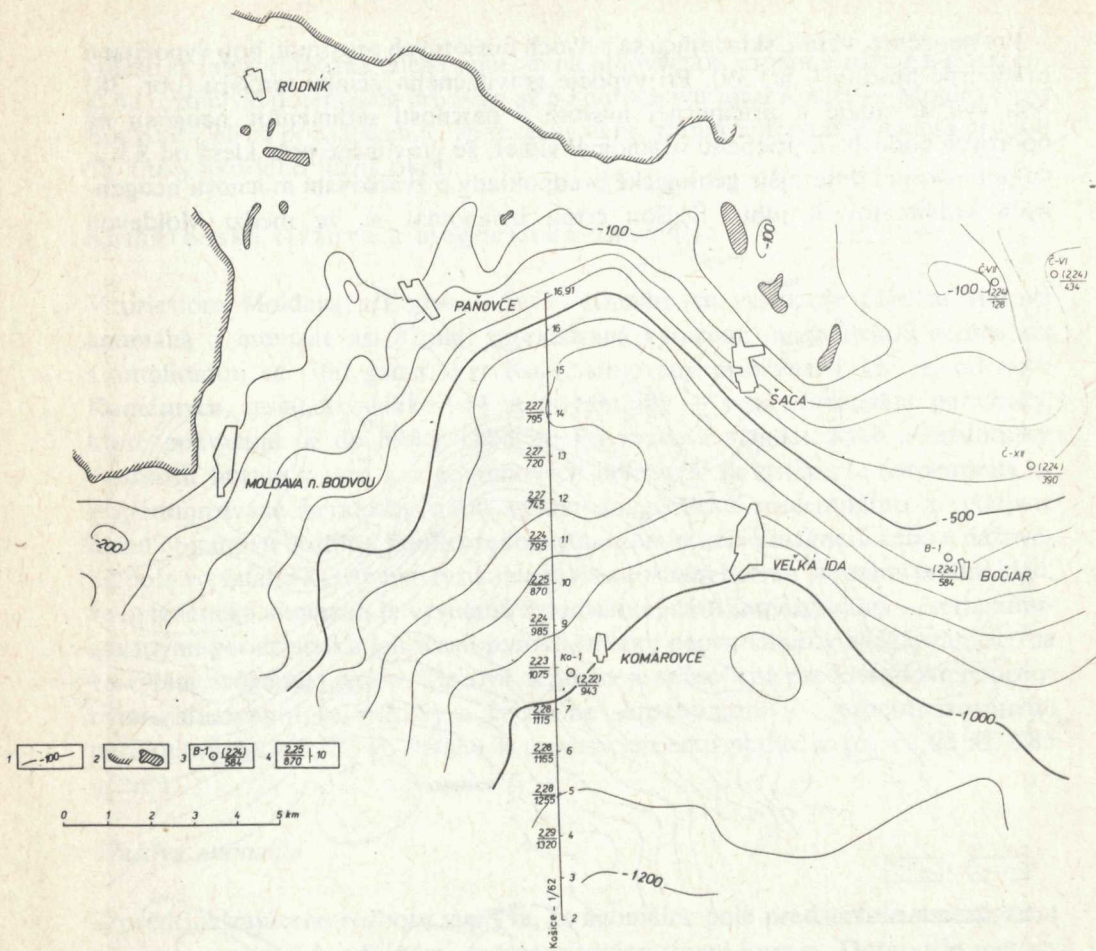
Obr. 38 Gravitačný účinok terciérnej výplne západnej časti Košickej kotliny (J. Šefara)

1 — nulová izoanomála, 2 — záporná izoanomála

Fig. 38 Gravity influence of the Tertiary sedimentary complex in the western part of the Košice basin (J. Šefara)

1 — zero isoline; 2 — negative isolines

n/Bodvou, Paňovcami, Šacou a Bočiarom vystupuje intenzívnejší gradient anomálneho poľa, ktorý je medzi Moldavou a Paňovcami porušený nápadnými sigmoidálnymi ohybmi izoanomál. Druhý, menej výrazný gradient prebieha medzi Komárovcami a Veľkou Idkou, odkiaľ pokračuje k JV. Medzi obidvoma zónami gradientov (záp. od Šace) je anomálne pole vcelku homogénne. Južne od Komároviec vystupuje plošne rozsiahlejšie územie, kde pole dosahuje približne rovnaké hodnoty. Z južnej strany je táto plocha obmedzená nevýrazným gradientom.



Obr. 39 Mapa reliéfu predterciérneho podložia západnej časti Košickej kotliny (J. Šefara)

1 — izohypsa reliéfu podložia, 2 — východy podložia na povrch, 3 — číslo vrtu s udaním priemernej hustoty (čitateľ) a mocnosti terciéru (menovateľ), 4 — bod na seizmickom profile s udaním priemernej hustoty a mocnosti terciéru

Fig. 39 Relief of the Pre-Tertiary basement in the western part of the Košice basin (J. Šefara)

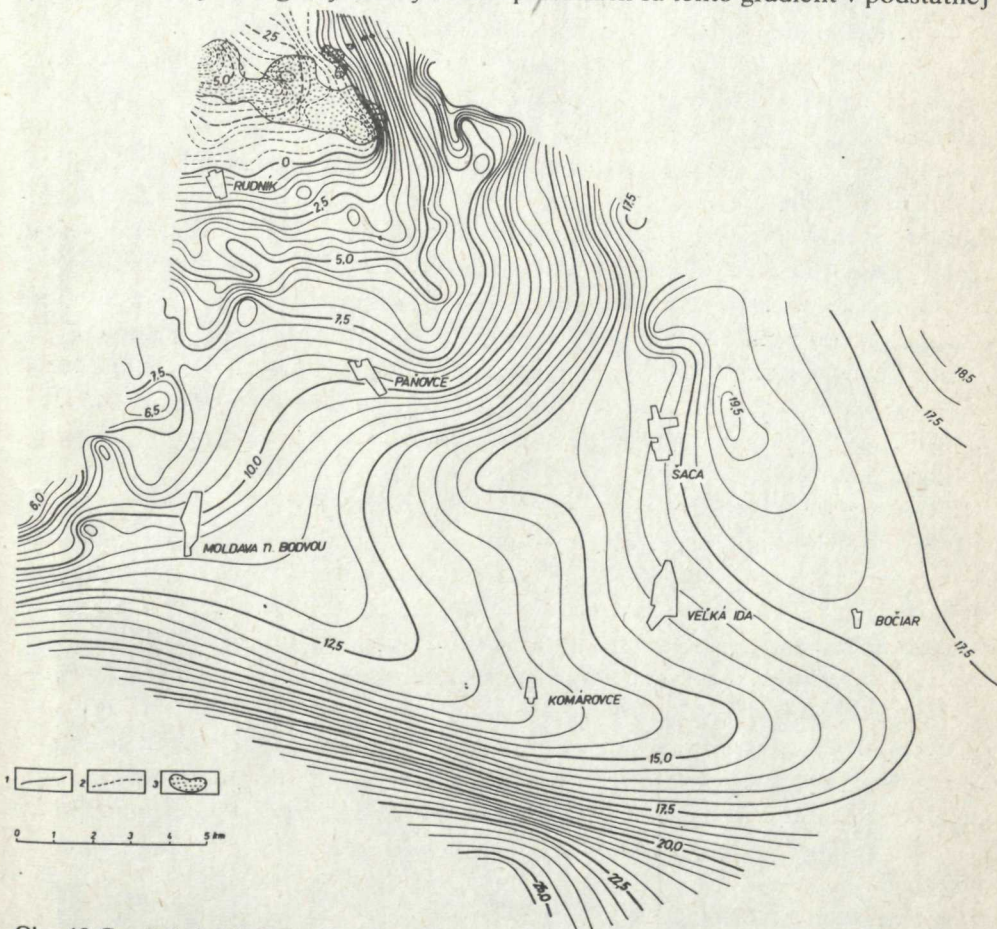
1 — isohypses of the relief; 2 — Pre-Tertiary rocks at the surface; 3 — borehole numbers including values of mean density (numerator) and thickness (denominator) of the Tertiary sedimentary complex; points of seismic sounding with values of mean density and thickness of the Tertiary sedimentary complex

Na základe vypočítaných gravitačných účinkov neogénu bola metódou postupného približovania zostrojená schéma reliéfu predterciérneho podložia (obr. 39). Z porovnania mapy anomálneho poľa a schémy reliéfu podložia vidieť, že izohypsy podložia na obr. 39 sú prakticky totožné s izoanomálami Δg na obr. 38. Podľa geologicko-geofyzikálnej analýzy sa dá predpokladať, že vyššie opísané gradienty Δg predstavujú výraznejšie zmeny v priebehu reliéfu podložia. Predterciérne

podložie od severu k juhu a od SZ k JV stupňovite poklesáva, pričom stupňovité poklesy dávame do súvislosti s tektonickými poruchami v podloží.

Po odpočítaní gravitačného účinku neogénnej výplne z mapy úplných Bouguerových anomálií boli získané tiažové účinky predterciérneho podložia (obr. 40). Podľa charakteru gravitačného poľa možno v skúmanom území vyčleniť niekoľko anomálnych zón.

Najvýraznejšia z nich vystupuje južne od spojnice Drienovec—Komárovec. Je charakterizovaná intenzívnym gradientom Δg (4 mgl/km), ktorý predstavuje výraznú hustotnú zmenu v predterciérnych útvaroch. Dôležitým poznatkom je, že pri predchádzajúcich geofyzikálnych interpretáciách sa tento gradient v podstatnej



Obr. 40 Gravitačný účinok predterciérnych útvarov západnej časti Košickej kotliny (J. Šefara)

1 — kladná izoanomála, 2 — záporná izoanomála, 3 — gemicridné granity na povrchu

Fig. 40 Gravity influence of the Pre-Tertiary basement in the western part of the Košice basin (J. Šefara)

1 — positive isolines; 2 — negative isolines; 3 — gemicridic granites at the surface

miere pripisoval priebehu reliéfu podložia ako najvýraznejšiemu hustotnému rozhraniu, a nie hustotným zmenám v podloží. Podľa komplexnej geofyzikálno-geologickej interpretácie predpokladáme, že tento gradient zodpovedá výraznejšej tektonickej poruche, ktorá je súčasťou rožňavskej línie vymedzenej geologickým mapovaním a predstavuje jej východné pokračovanie.

Druhá anomálna oblasť sa rozprestiera medzi Moldavou n/Bodvou, Komárovcami, Bočiarom, Šacou a Paňovcami. V tomto priestore sa gravitačné pole postupne od západu na východ zvyšuje zo 7,5 mgl na 19 mgl. Gradient je málo výrazný (0,5 mgl/km), pričom izoanomály v strednej a východnej časti vytvárajú nápadnú relatívnu tiažovú depresiu. Podľa hodnôt Δg možno usudzovať, že v strednej časti tohto priestoru nižšie hodnoty Δg zodpovedajú relatívne ľahším horninám podložia, t. j. serpentinitom — serpentinizovaným peridotitom. Smerom na juh a východ vyššie hodnoty poľa charakterizujú relatívne ťažšie horniny mezozoika a paleozoika.

Opisovaná oblasť je zo sz. strany medzi Drienovcom, Paňovcami a Malou Idou ohraničená gradientom Δg . Gradient na tomto úseku je rôzny; v oblasti Drienovca dosahuje 3 mgl/km, medzi Moldavou a Paňovcami 1 mgl/km a medzi Paňovcami a Malou Idou 5 mgl/km. Gradient dávame do súvislosti s tektonickou poruchovou zónou, ktorá pokračuje ďalej smerom na SV i JZ von zo skúmaného územia. Táto tektonická zóna bola interpretovaná aj na základe komplexnej geologicko-geofyzikálnej syntézy a v priestore Košíc bola vymedzená geologickým mapovaním. Medzi Drienovcom a Malou Idou sa táto zóna zo všetkých geofyzikálnych podkladov najvýraznejšie prejavuje práve na mape anomálnych účinkov predterciérneho podložia (obr. 40).

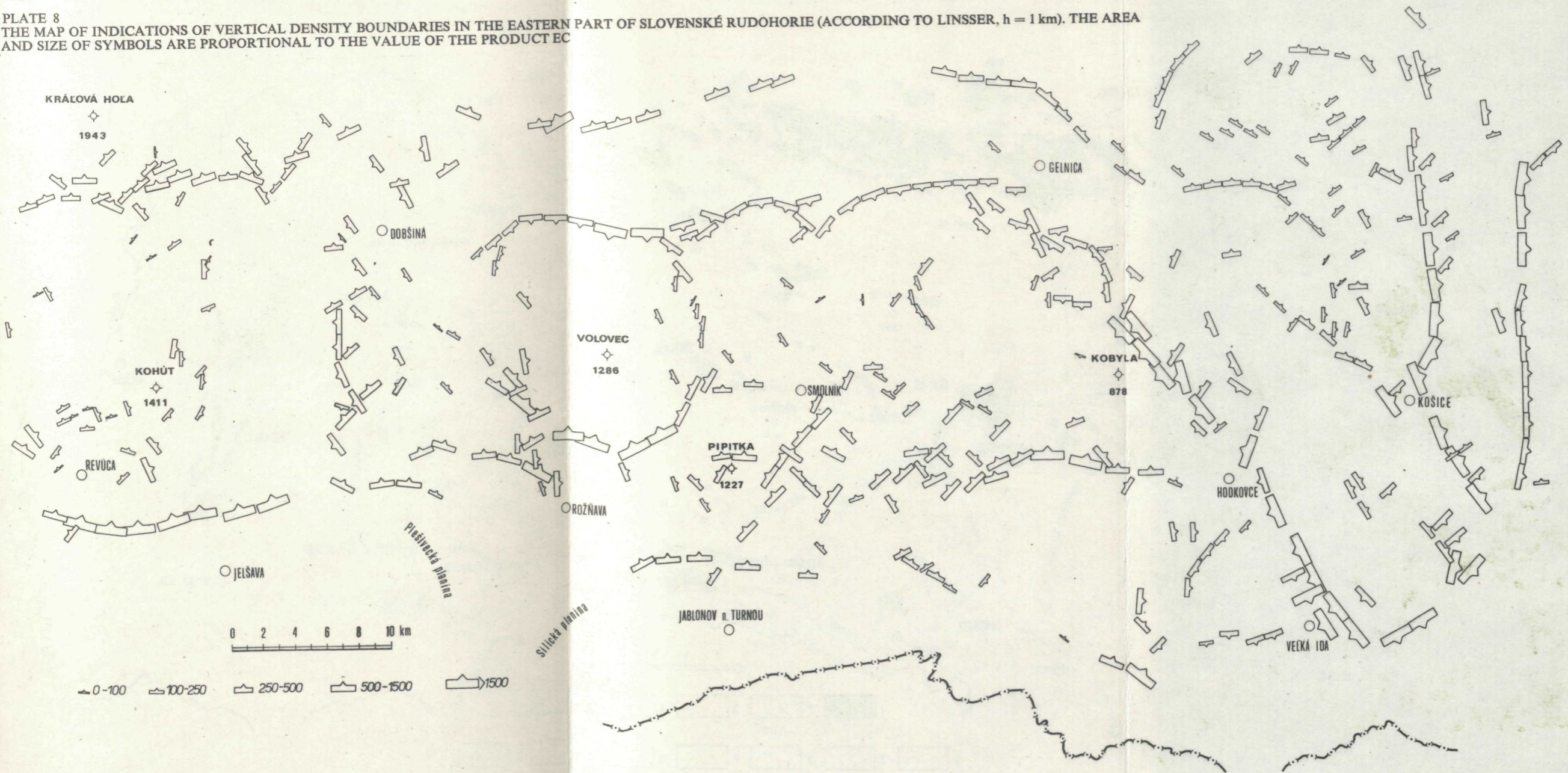
Ďalšia, plošne značne rozsiahlejšia anomália leží v priestore Rudník—Paňovce—Hodkovce. Ide o výraznú tiažovú depresiu, pričom hodnoty Δg postupne klesajú od JV k SZ až na hodnotu asi -5 mgl. Ďalším jej typickým prejavom je, že gradient izoanomál v celom priestore depresie je pomerne veľký a dosahuje hodnoty až 5 mgl/km. Výrazné stúpanie tiažového poľa od SZ na JV je vyvolané hustotným rozhraním medzi granitoidným telesom ($\sigma_0 = 2,63$) a horninami gelnickej série ($\sigma_0 = 2,70 \text{ g/cm}^3$). Podľa analýzy tiažového poľa a korelácie hustotných pomerov horninových útvarov v tejto oblasti predpokladáme, že žulové teleso vystupujúce na povrch v sz. cípe spomínanej anomálie (popročský masív), pokračuje smerom na JV pod gelnickou sériou až k interpretovanej poruchovej zóne medzi Drienovcom a Malou Idou.

Magnetická anomália

Anomália je prakticky totožná s interpretovanou tiažovou anomáliou. Na s., sz. a sv. strane je lemovaná pruhom zaporných anomálií o intenzite až 100 gama, ktoré vzhľadom na smer magnetizácie hornín možno považovať za prejav ich spodného

PRÍLOHA 8
 MAPA INDÍCIÍ VERTIKÁLNYCH HUSTOTNÝCH ROZHRAŇÍ VÝCHODNEJ ČASTI SLOVENSKEHO RUDOHORIA (PODĽA LINSSERA, $h = 1$ km)
 PLOCHA A VEĽKOSŤ SYMBOLU SÚ ZÁVISLÉ OD HODNOTY SÚČINU EC

PLATE 8
 THE MAP OF INDICATIONS OF VERTICAL DENSITY BOUNDARIES IN THE EASTERN PART OF SLOVENSKE RUDOHORIE (ACCORDING TO LINSSER, $h = 1$ km). THE AREA
 AND SIZE OF SYMBOLS ARE PROPORTIONAL TO THE VALUE OF THE PRODUCT EC

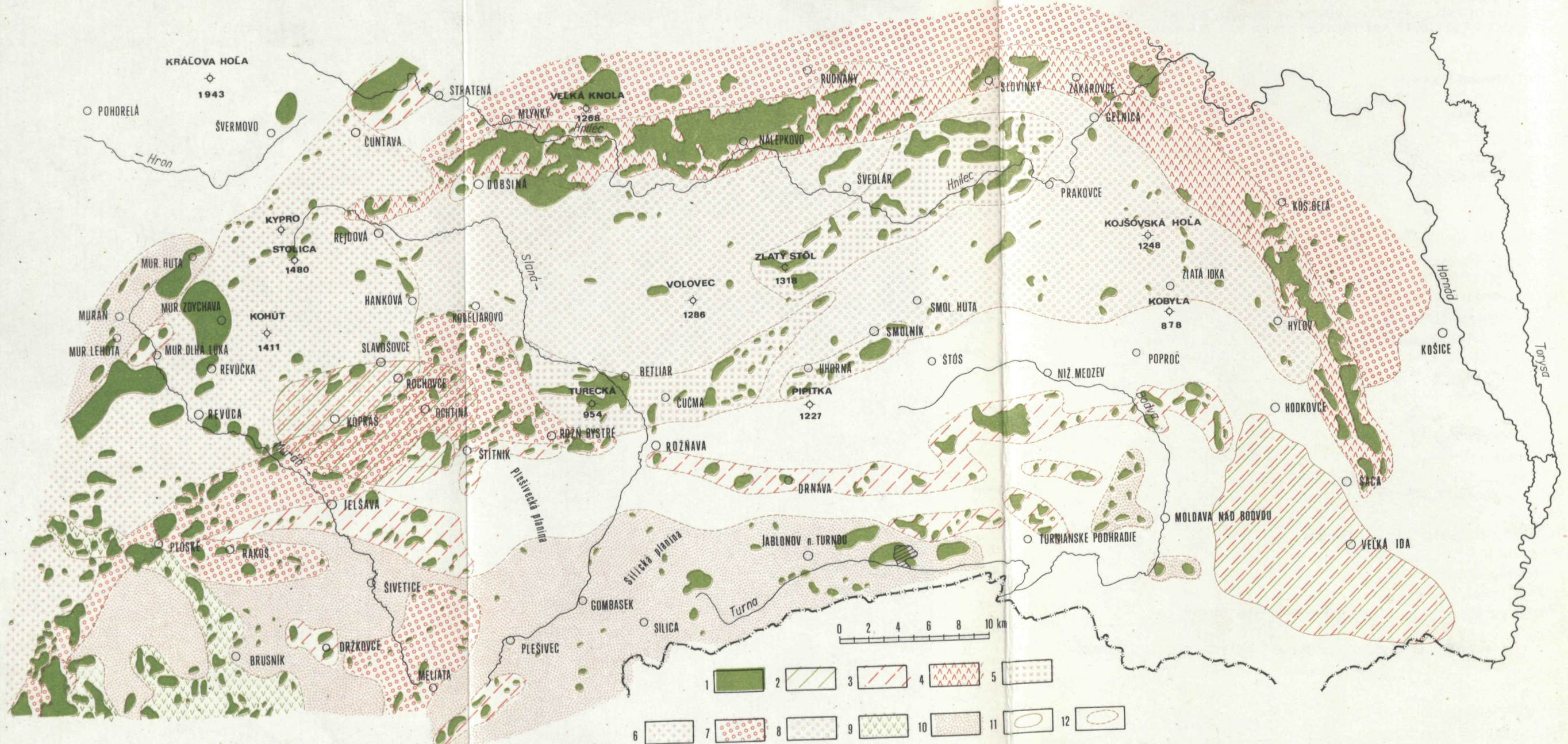


MAPA VÝSKYTŮ MAGNETICKÝCH HORNÍN
VÝCHODNEJ ČASTI SLOVENSKEHO RUDOHORIA

(M. FILO - J. PLANCAR - J. SEFARA)

OCCURRENCES OF MAGNETIC ROCKS IN THE EASTERN PART
OF THE SLOVENSKE RUDOHORIE MOUNTAIN RANGE

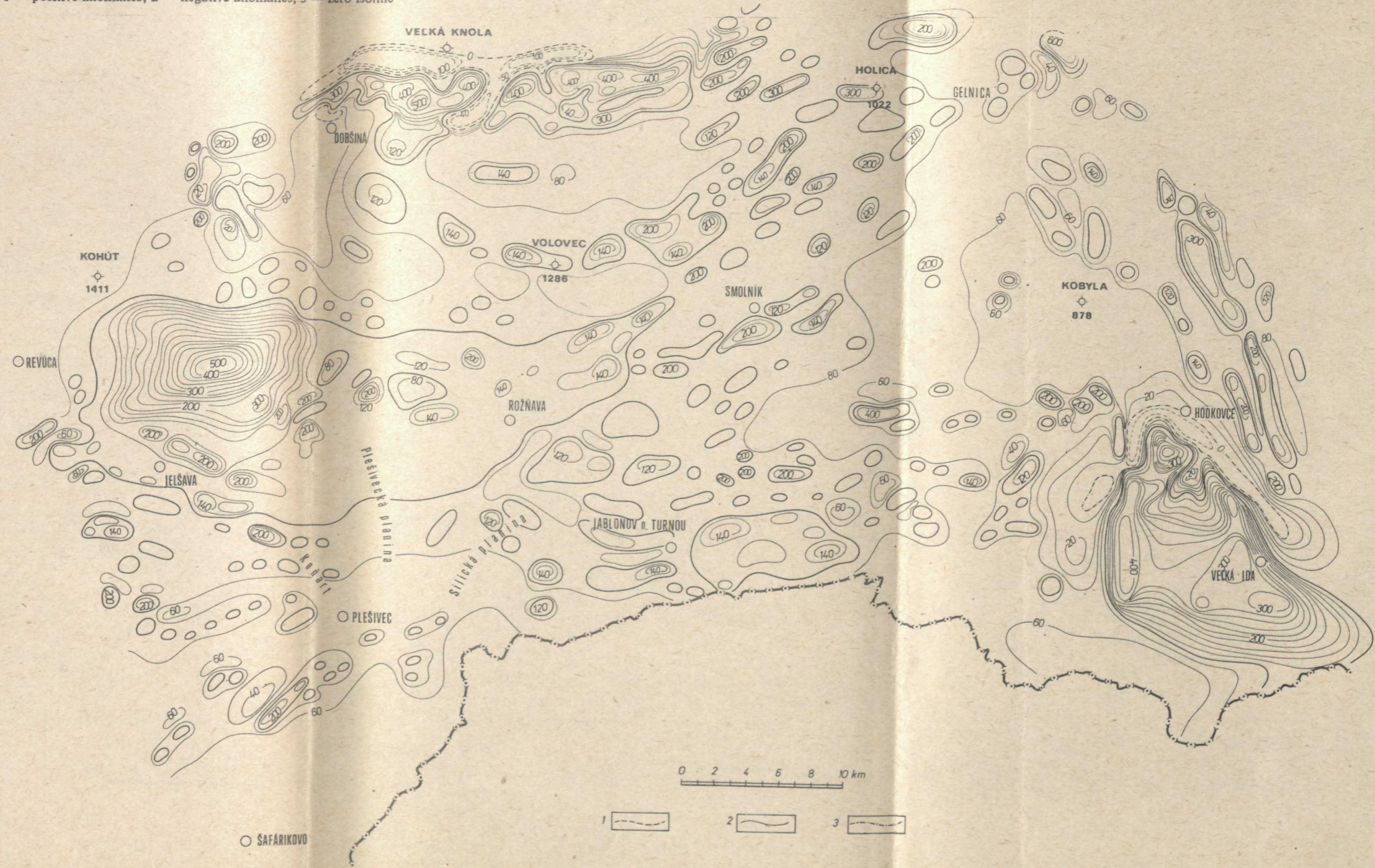
(M. FILO - J. PLANCAR - J. SEFARA)



1. výskyty magnetických hornín; 2. výskyty magnetických hornín v hĺbke; 3. oblasti s prevažným výskytom ultrabázických hornín; 4. oblasti s prevažným výskytom diabázov a ich pyroklastík, gabrier, gabrodioritov a dioritov; 5. oblasti s prevažným výskytom diabázov a bázických diferenciátov kremitých porfýrov; 6. oblasti s prevažným výskytom amfibolitov, svorov a fylítov; 7. oblasti s prevažným výskytom diabázov; 8. oblasti s prevažným výskytom porfýroidov so zvýšeným obsahom magnetitu; 9. oblasti s prevažným výskytom neovulkanitov; 10. oblasti výskytov magnetických hornín bez petrografického zaradenia; 11. kontúry magnetických anomálií; 12. kontúry oblastí výskytov magnetických hornín.

1. occurrences of magnetic rocks; 2. occurrences of magnetic rocks in a greater depth; 3. areas of prevailing ultrabasic rocks; 4. areas of prevailing gabbros, gabbro-diorites, and diorites, and diabases and their pyroclastics; 5. areas of prevailing diabases and basic differentiates of quartz porphyry; 6. areas of prevailing amfibolites, mica-schists and phyllites; 7. areas of prevailing diabases; 8. areas of prevailing porphyroids with an increased magnetite content; 9. areas of prevailing Neogene volcanic rocks; 10. occurrences of magnetic rocks of unknown petrographic assignment; 11. contours of magnetic anomalies; 12. contours of areas where magnetic rocks are present.

PLATE 10
 GENERALIZED MAP OF MAGNETIC ANOMALIES ΔZ IN THE EASTERN PART OF SLOVENSKE RUDOHORIE (BASED ON MAPS IN THE SCALE 1 : 50 000)
 1 — positive anomalies; 2 — negative anomalies; 3 — zero isoline



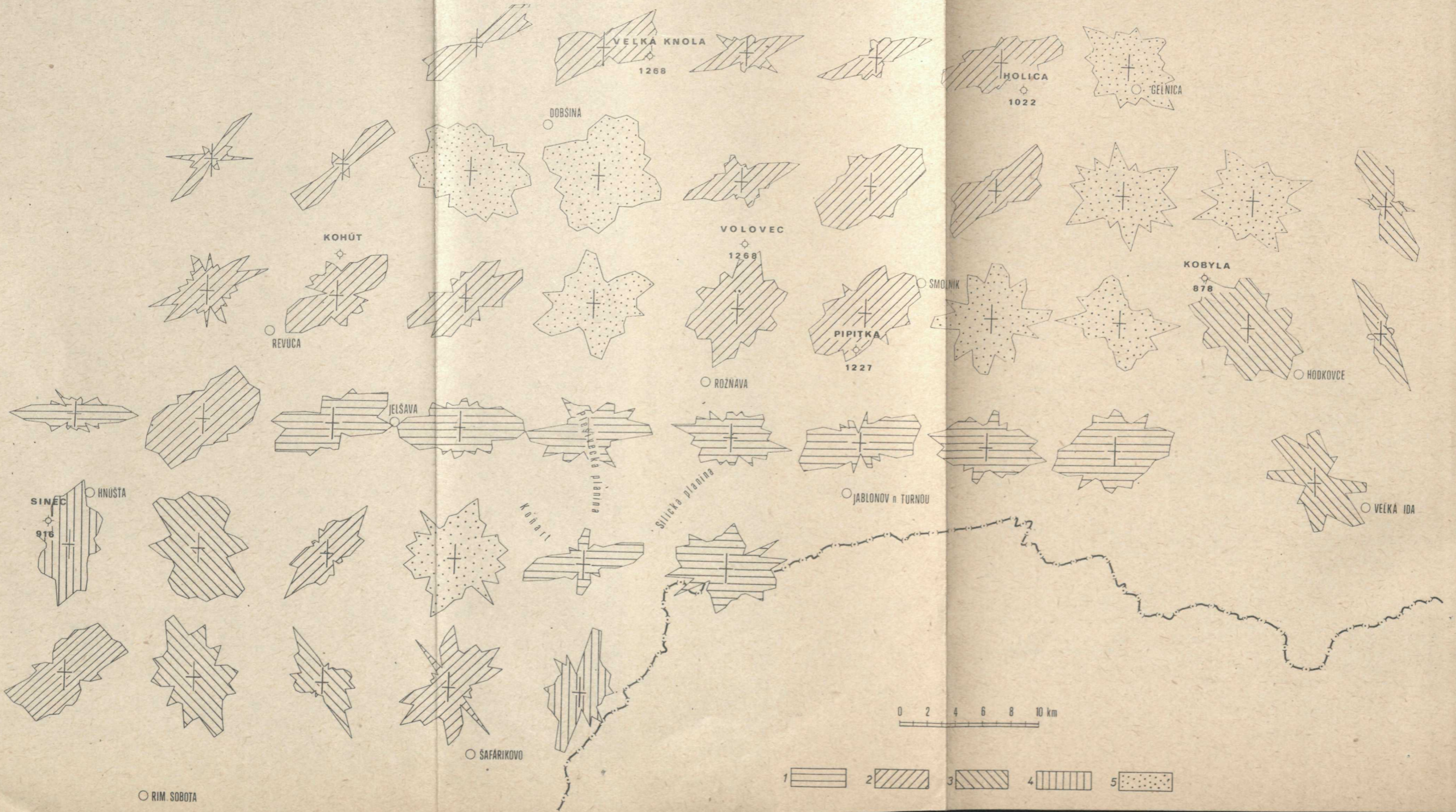


PRÍLOHA 13
 MAPA SMEROVÝCH RUŽÍC MAGNETICKÉHO POĽA ΔZ VÝCHODNEJ ČASTI SLOVENSKEJ RUDOHORIA

1-oblasti s prevládajúcim smerom izoanomál V—Z, 2-oblasti s prevládajúcim smerom izoanomál VSV—ZJZ až SV—JZ, 3-oblasti s prevládajúcim smerom izoanomál SZ—JV, 4-oblasti s prevládajúcim smerom S—J, 5-oblasti bez zjavného prevládajúceho smeru izoanomál

PLATE 13
 ORIENTATION OF MAGNETIC FIELD ANOMALIES ΔZ IN THE EASTERN PART OF SLOVENSKEJ RUDOHORIE

1 — areas of prevailing E—W orientation of isolines; 2 — areas of prevailing ENE—WSW to NE—SW orientation of isolines; 3 — areas of prevailing NW—SE orientation of isolines; 4 — areas of prevailing N—S orientation of isolines; 5 — areas of no prevailing orientation of isolines



okraja s úklonom k J a JZ. V rámci vlastnej anomálie (obr. 41) jestvuje mnoho lokálnych anomálií rôznej intenzity a rôzneho plošného rozsahu. Celá oblasť sa rozpadá v podstate na dve časti, severnú a južnú. V severnej časti je pole značne členité a prejavujú sa tu intenzívne lokálne anomálie. Vrtné práce potvrdili, že sú



Obr. 41 Komárovská magnetická anomália (M. Filo)

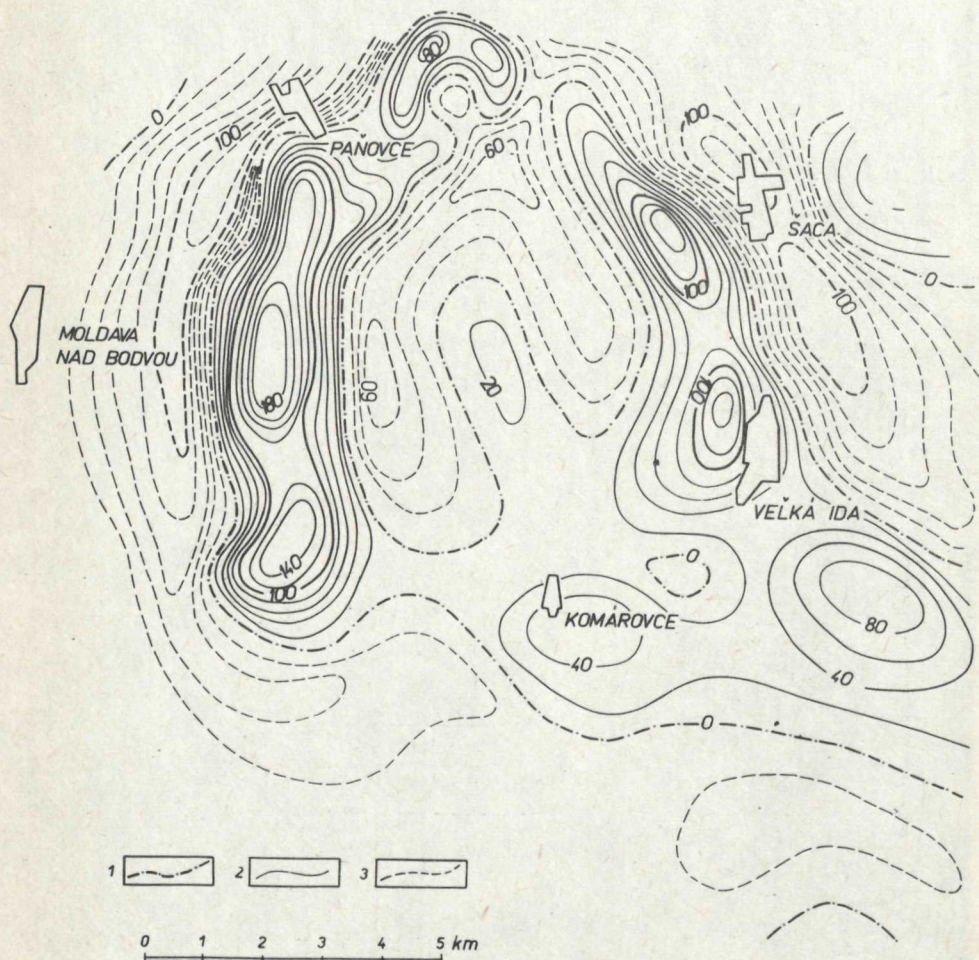
1 — nulová izoanomála, 2 — kladná izoanomála, 3 — záporná izoanomála

Fig. 41 The Komárovce magnetic anomaly (M. Filo)

1 — zero isoline; 2 — positive anomalies; 3 — negative anomalies.

vyvolané serpentinitmi nachádzajúcimi sa blízko pri povrchu. V južnej časti je pole relatívne pokojnejšie. Sú tu rozsiahlejšie lokálne anomálie. Najvýraznejšia z nich o intenzite 400 až 500 gama sa nachádza východne od Moldavy n/Bodvou; pretiahnutá je v smere S—J. Ďalšia lokálna anomália sa nachádza sv. od Komároviec a pokračuje na sever, až do juhozápadného okraja Šace.

Pre kvalitatívne posúdenie anomálneho poľa bola vyhotovená mapa reziduálnych anomálií (obr. 42). Javí sa na nej nápadné zoskupenie lokálnych anomálií

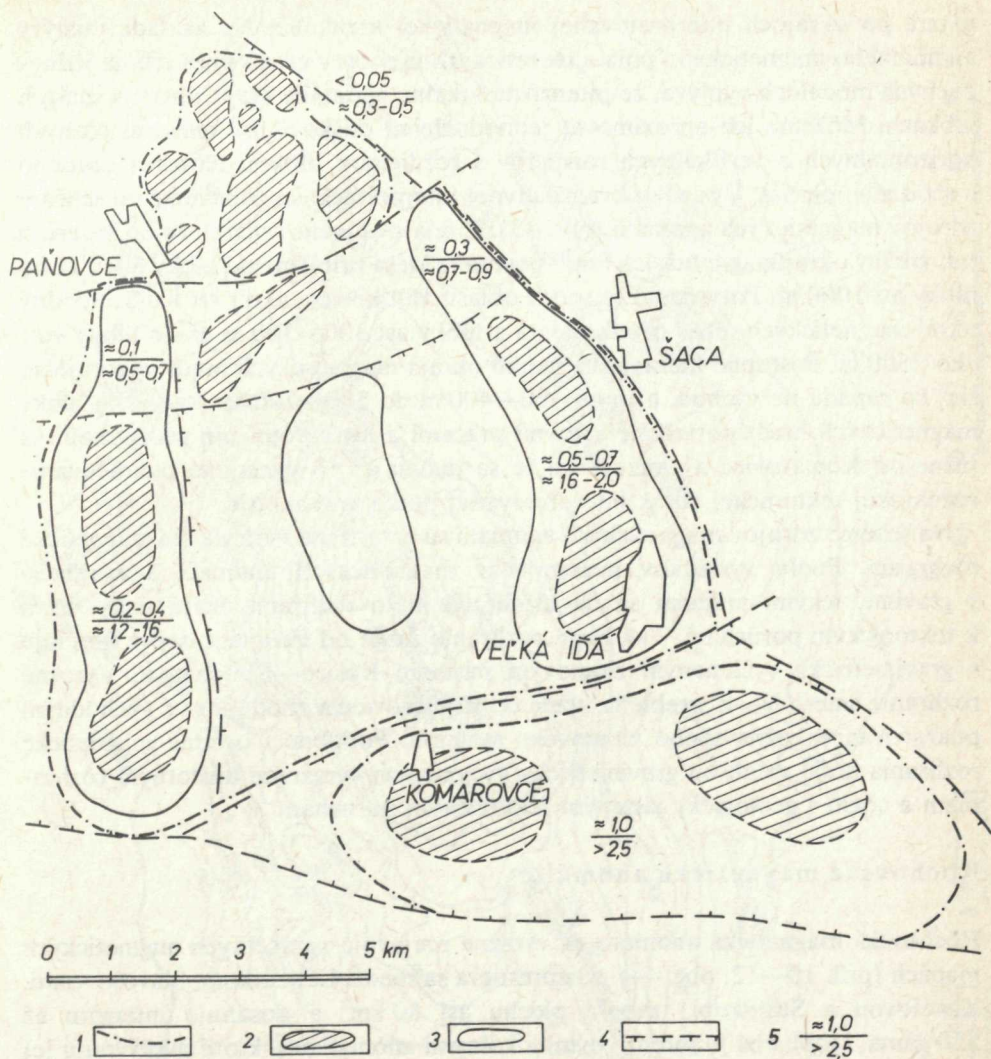


Obr. 42 Mapa reziduálnych anomálií ΔZ komárovskej magnetickej anomálie, Griffin, $r=1\sqrt{5}$ km (M. Filo)

1 — nulová izoanomála, 2 — kladná izoanomála, 3 — záporná izoanomála

Fig. 42 Residual magnetic field ΔZ of the Komárovce magnetic anomaly according to Griffin $r=1\sqrt{5}$ km (M. Filo)

1 — zero isoline; 2 — positive anomalies; 3 — negative anomalies.



Obr. 43 Schéma interpretovaných magnetických telies v oblasti komárovskej magnetickej anomálie (M. Filo)

1 — kontúry rozšírenia ultrabázických hornín, 2 — vrchný okraj ultrabázických hornín, 3 — spodný okraj ultrabázických hornín, 4 — interpretované tektonické línie s vyznačením smeru sklonu, 5 — hĺbky horného okraja (v čitateli) a spodného okraja (v menovateli) telies ultrabázických hornín v m

Fig. 43 Scheme of interpreted magnetic bodies in the area of the Komárovce magnetic anomaly (M. Filo)

1 — extent of ultrabasic rocks; 2 — the upper surface of ultrabasic rocks; 3 — the lower surface of ultrabasic rocks; 4 — interpreted faults — dips are given; 5 — interpreted depths of the upper (numerator) and lower (denominator) surfaces of bodies of ultrabasic rocks

najmä po okrajoch interpretovanej magnetickej anomálie. Na základe analýzy anomálneho magnetického poľa a teoretických výpočtov uskutočnených na jednoduchých modeloch vyplýva, že intenzívne lokálne anomálie majú zdroje v malých hĺbkach. Môžeme ich aproximovať jednoduchými doskovitými telesami rôznych horizontálnych a vertikálnych rozmerov s rozdielnou hĺbkou uloženia horného a spodného okraja. Výsledky kvantitatívnej interpretácie sú zobrazené na schéme zdrojov magnetických anomálií (obr. 43). Z údajov možno vyčítať, že od severu na juh vrchný okraj magnetických hmôt postupne klesá približne od hĺbky 50 m až do hĺbky asi 1000 m. Potvrdzujú to vrty v oblasti Hodkoviec, ako i vrt Ko-1. Spodný okraj magnetických telies prudko klesá z hĺbky asi 300—500 m až do hĺbky viac ako 2500 m. Postupné klesanie vrchného okraja magnetických hmôt pozorujeme tiež zo západu na východ, a to od 100—400 m do 500—700 m. Najväčšie hĺbky magnetických hmôt potvrdené vrtnými prácami a interpretované geofyzikou, sú južne od Komároviec a ukazuje sa, že sa tiahnu až po východné pokračovanie rožňavskej tektonickej zóny, interpretovanej podľa gravimetrie.

Na schéme zdrojov magnetických anomálií sú zobrazené výraznejšie magnetické rozhrania. Podľa výsledkov interpretácie magnetických anomálií a korelácie s gravimetrickými mapami sa dá usúdiť, že tieto rozhrania majú úzky vzťah k tektonickým poruchám. Tak napr. rozhranie južne od Paňoviec dobre koreluje s gravimetricky vyčleneným zlomovým pásmom Košice—Rudabánya. Výrazné rozhranie smeru V—Z prebieha južne od Komároviec a zhoduje sa s východným pokračovaním rožňavského zlomového systému. Podobne i ostatné magnetické rozhrania majú vzťah ku gravimetricky vyčleneným výrazným hustotným rozhraniam a sčasti i geologicky zisteným tektonickým poruchám.

Rochovská magnetická anomália

Rochovská magnetická anomália sa výrazne prejavuje na všetkých magnetických mapách (príl. 10—12, obr. 44). Rozprestiera sa medzi Lubeníkom, Slavošovcami, Koceľovou a Štítnikom; zaberá plochu asi 80 km² a dosahuje intenzitu až 550 gama. Doplnená je intenzívnymi lokálnymi anomáliami, ktoré ovplyvňujú jej celkový charakter. Pre kvantitatívnu interpretáciu vlastnej rochovskej anomálie bolo namerané pole rozložené na účinky vyvolané pripovrchovými a hlbinnými magnetickými nehomogenitami. Pri separácii poľa bola použitá metóda postupnej filtrácie pozdĺž interpretačného profilu P₂ (obr. 45a).

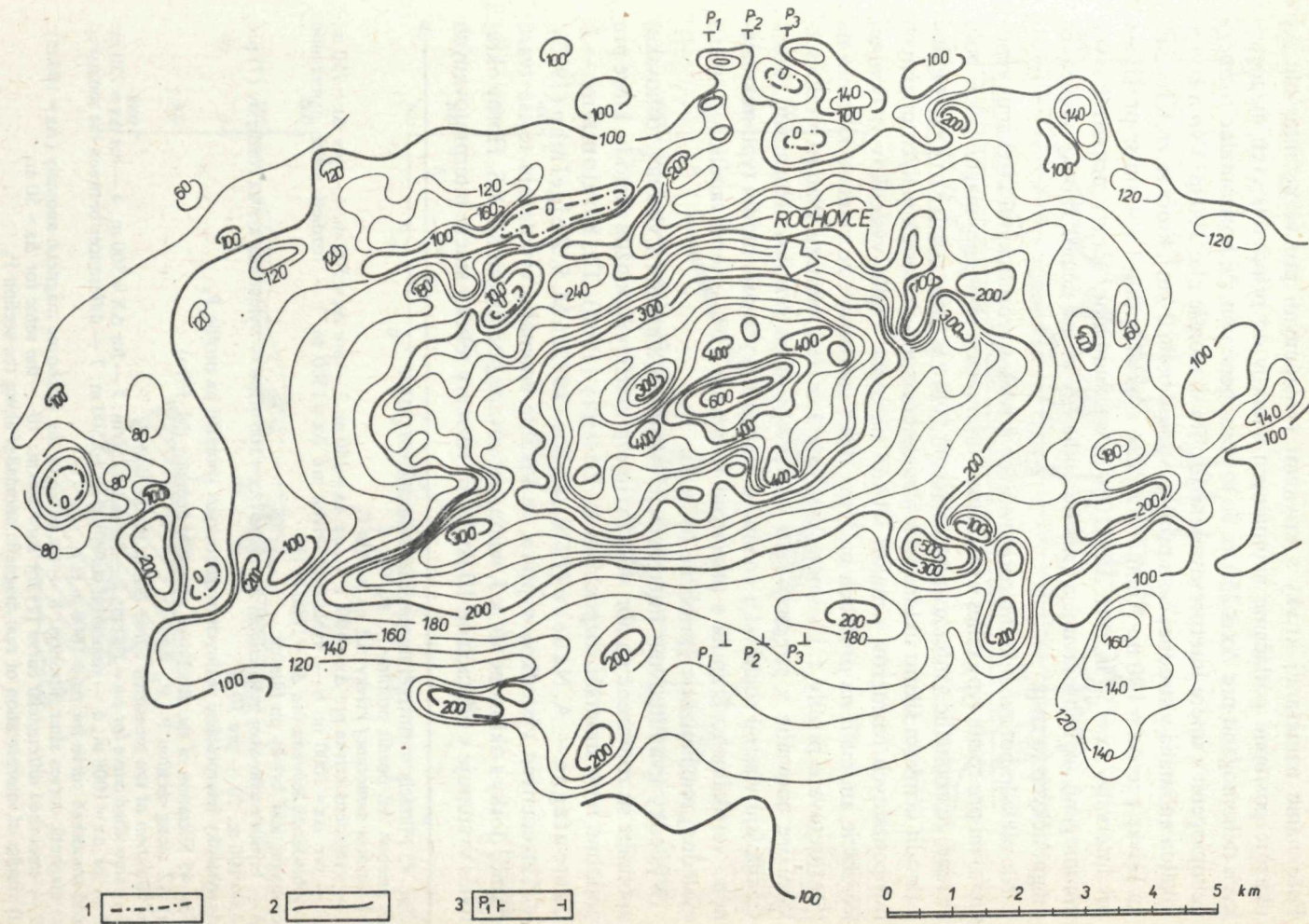
Na obr. 45b sú zobrazené vyhladené krivky pre interval $\Delta x = 100, 250, 500, 750, 1000, 1500$ m. Okrem toho boli skonštruované krivky pre $\Delta x = 25$ a 50 m.

Obr. 44 Mapa magnetických anomálií ΔZ z oblasti Rochoviec (M. Filo)

1 — nulová izoanomála, 2 — kladná izoanomála, 3 — interpretované profily

Fig. 44 Magnetic anomalies ΔZ in the area of Rochovce (M. Filo)

1 — zero isolines; 2 — positive isolines; 3 — interpreted sections.



Porovnanie nameranej krivky s krivkami vyhladenými pre rôzne intervaly Δx ukazuje postupné potláčanie anomálnych účinkov od pripovrchových magnetických nehomogenít pre $\Delta x \geq 250$ m. Je to spôsobené tým, že horizontálne rozmery nehomogenít v smere interpretovaného profilu sú menšie ako 200 m. Výnimkou je lokálna anomália v strednej časti profilu (v okolí bodu 2 km), ktorá sa zreteľne javí na krivke pre $\Delta x = 100$ m. Anomálie zistené v okolí bodov 1 a 4 km sa prejavujú pri intervale $\Delta x = 50$ m. Pri $\Delta x = 1000$ m sa anomálne účinky pripovrchových inhomogenít už neprejavujú a zreteľne viditeľný je len účinok hlboko uložených magnetických hernín.

Na základe porovnania interpretovaných kriviek s teoretickými krivkami, vypočítanými pre rôzne typy telies s rozdielnou orientáciou výslednej magnetizácie bolo zistené, že anomálie s intenzívnym poklesom poľa v severnej časti krivky je vhodné nahradiť účinkom šikmo uklonených namagnetizovaných dosiek malých priečných horizontálnych rozmerov s malou hĺbkou uloženia. Podľa výsledkov vzájomnej korelácie anomálií na profiloch môžeme ďalej usudzovať, že v smere kolmom na interpretované profily, t. j. v smere V—Z majú značné rozmery. Platí to predovšetkým pre anomálie v strednej časti interpretovaných profilov. Horninám, ktoré vyvolávajú vlastnú rochovskú anomáliu, najlepšie vyhovuje model typu nekonečného vertikálneho hranola s priečnymi rozmermi 3 : 1, orientovaného do smeru výslednej magnetizácie (približne 64° k S).

Výsledky kvantitatívnej interpretácie lokálnych anomálií i vlastnej rochovskej anomálie sú zobrazené na obr. 45d. Pri interpretácii boli použité metódy, ktoré pre podobné typy anomálií rozpracoval K. Possgay (1966), Th. Koulomzine — J. Lamontagne — A. Nadeau (1970), K. Åm (1972) a M. S. Zejgelman (1973).

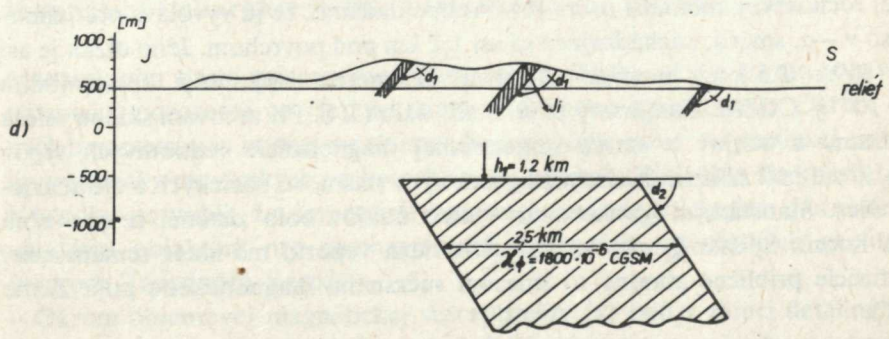
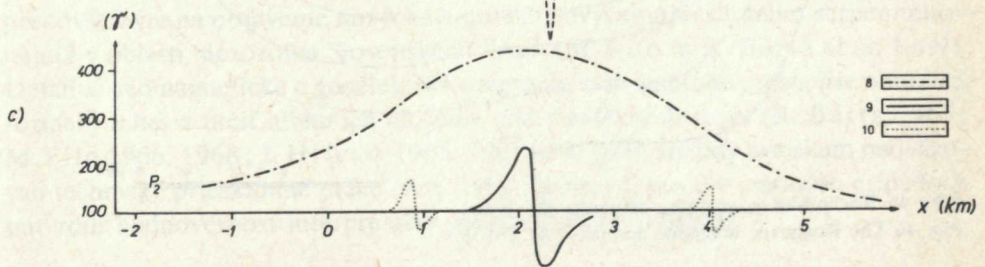
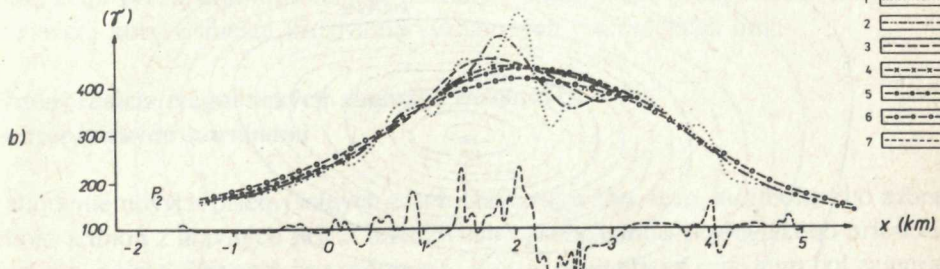
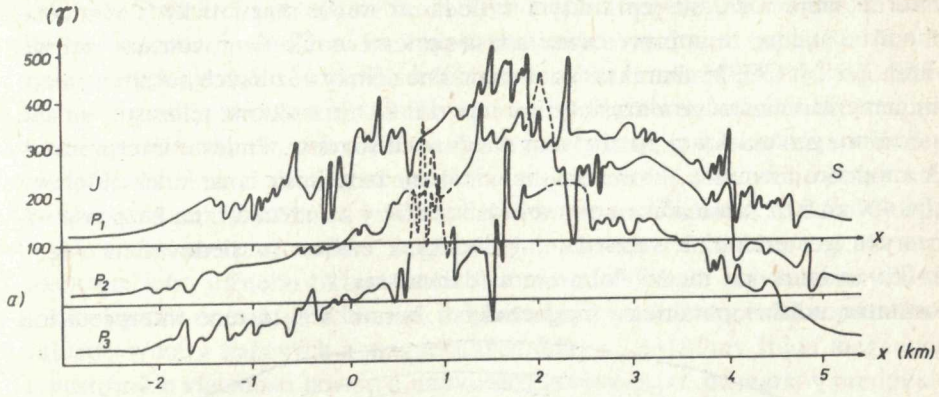
Z uvedených výsledkov vyplýva, že lokálne anomálie vyvolávajú telesá tvaru šikmej dosky s úklonom 50° k J, namagnetizované pod uhlom 64° k S. Horný okraj telies vystupuje v hĺbkach od 10 do 30 m; rozmery telies v smere interpretovaných

Obr. 45 Filtrácia rochovskej magnetickej anomálie (M. Filo)

- a) priebeh ΔZ pozdĺž profilov P_1 , P_2 , P_3
 b) filtrácia nameranej krivky ΔZ na profile P_2
 1 — vyhladená krivka pre $\Delta x = 100$, 2 — pre $\Delta x = 250$ m, 3 — pre $\Delta x = 500$ m, 4 — pre $\Delta x = 750$ m,
 5 — pre $\Delta x = 1000$ m, 6 — vyhladená krivka pre $\Delta x = 1500$ m, 7 — rozdiely medzi nameranou
 a vyhladenou krivkou pre $\Delta x = 1000$ m (5)
 c) magnetické krivky po filtrácii
 8 — krivka rochovskej magnetickej anomálie ($\Delta x = 100$ m), 9 — vyhladená krivka rozdielov (7) pre
 $\Delta x = 100$ m, 10 — pre 50 m
 d) výsledky interpretácie reálnych magnetických anomálií na profile P_2

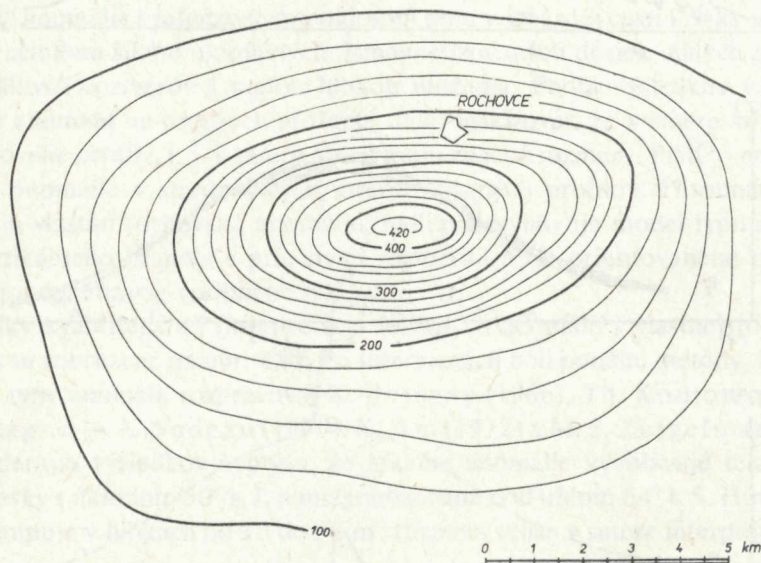
Fig. 45 Filtration of the Rochovce magnetic anomaly (M. Filo)

- a) ΔZ along sections P_1 , P_2 , P_3 ;
 b) filtration of the measured curve ΔZ at the section P_2 :
 1 — smoothed curve for $\Delta x = 100$ m; 2 — for $\Delta x = 250$ m; 3 — for $\Delta x = 500$ m; 4 — for $\Delta x = 750$ m;
 5 — for $\Delta x = 1000$ m; 6 — smoothed curve for $\Delta x = 1500$ m; 7 — differences between the measured
 and smoothed curve for $\Delta x = 1000$ m (5);
 c) magnetic curves after filtration: 8 — the curve of the Rochovce magnetic anomaly ($\Delta x = 100$ m);
 9 — smoothed differential curve (7) for $\Delta x = 100$ m; 10 — the same for $\Delta x = 50$ m;
 d) results of interpretation of real magnetic anomalies along the section P_2



profilov sa pohybujú od 100 do 200 m. Na základe porovnania vypočítanej priemernej objemovej susceptibility s výsledkom štúdia magnetických vlastností hornín usudzujeme, že interpretované telesá s priemernou objemovou susceptibilitou $380 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM charakterizujú anomálne účinky bázických hornín v paleozoiku gemeríd a čiastočne v kryštaliniku veporíd. Údaje o sklone telies sú v súlade s najnovšími geologickými poznatkami o sklonoch súvrství v mieste interpretovaných anomálií. Súvrstvia, ktoré obsahujú polohy bázických hornín, sú uklonené k juhu 40° až 50° . Anomália v strednej časti profilov sa nachádza na bezprostrednom styku gemeridnej a veporidnej jednotky a možno ju sledovať na území niekoľko desiatok km medzi Poltárom a Markuškou.

Podstatne odlišné parametre magnetických hornín boli zistené interpretáciou



Obr. 46 Rochovská magnetická anomália (M. Filo)
 Fig. 46 The Rochovce magnetic anomaly (M. Filo)

vlastnej rochovskej anomálie (obr. 46). Predpokladáme, že ju vyvoláva pretiahnuté teleso v.—z. smeru, nachádzajúce sa asi 1,2 km pod povrchom. Jeho dĺžka je asi 6 km, šírka 2,5 km, mocnosť 3 km a priemerná objemová susceptibilita $1800 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM. Zaujímavý je jeho 55° úklon k S. Pri určovaní sklonu telesa vychádzame z údajov o smere remanentnej magnetizácie jednotlivých typov hornín, ktoré boli získané štúdiom magnetických vlastností bázických a ultrabázických telies. Štatistickým spracovaním týchto údajov bolo zistené, že prevažná väčšina hornín Spišsko-gemerského rudohoria a veporíd má smer remanentnej magnetizácie približne zhodný so smerom súčasného magnetického poľa Zeme ($i \doteq 64^\circ$).

Interpretované magnetické teleso sa na mape úplných Bouguerových anomálií

nachádza v miestach výrazného tiažového gradientu smeru V—Z, v priestore obcí Jelšava—Štítik. Prejavuje sa na všetkých mapách regionálnych anomálií tiažového poľa (príl. 5 až 7) a na mape hustotných rozhraní (príl. 8). Na mape reziduálnych anomálií (príl. 4) sa zobrazuje plošne rozsiahlejšia tiažová depresia, ktorej rozmery sa pomerne dobre zhodujú s rozmermi magnetickej anomálie. Centrum tiažovej depresie leží na severnom okraji magnetickej anomálie. Na základe komplexnej analýzy anomálneho magnetickeho a tiažového poľa v korelácii s výsledkami fyzikálnych vlastností hornín predpokladáme, že tiažová depresia je vyvolaná interpretovaným magnetickým telesom s úklonom k S. O strmom ukončení jeho južného okraja usudzujeme z odvodených gravimetrických máp.

Geologickú podstatu rochovskej magnetickej anomálie doposiaľ nepoznáme. Na základe syntézy tiažových a magnetických údajov, výsledkov štúdií magnetických a hustotných vlastností hornín a najnovších geologických poznatkov predpokladáme, že ju vyvolávajú ultrabázické horniny v hĺbke, ktoré prenikli do vrchných častí zemskej kôry v mieste križovania významných tektonických línií.

Interpretácia magnetických anomálií vyvolaných ultrabázickými horninami

Nájdenie nových priemyselných zásob chryzotilového, resp. amfibolového azbestu bolo jednou z hlavných príčin intenzívneho geofyzikálno-geologického prieskumu v širšej oblasti Slovenského rudohoria. Plošný magnetický prieskum bol zameraný predovšetkým na objavenie nových na povrch nevystupujúcich telies serpentinitov najmä v oblasti mezozoika Slovenského krasu (M. Filo in R. Bárta et al. 1969). Detailné geomagnetické a geoelektrické merania mali za úlohu presnejšie ohraničiť rozmery telies a určiť hĺbku ich uloženia pod mladšími útvarmi (R. Bárta 1965; M. Filo 1966, 1968; J. Hricko 1965, 1968). Na geofyzikálny prieskum nadväzovali technické prieskumné práce (vrty, rýhy, šachtice), ktoré v mnohých prípadoch potvrdili hodnovernosť interpretácie geofyzikálnych anomálií.

Magneticá charakteristika ultrabázických hornín

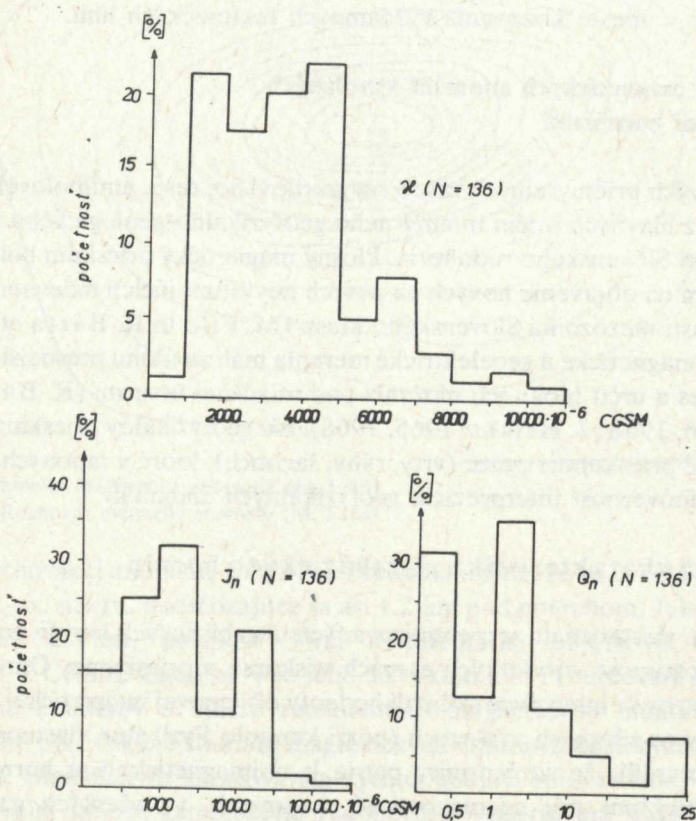
Magnetickým vlastnostiam serpentinizovaných ultrabázických hornín bola venovaná značná pozornosť vo všetkých etapách výskumu a prieskumu. Okrem hustotných parametrov sa intenzívne skúmali hodnoty objemovej magnetickej susceptibility prakticky na všetkých výskytoch (pozri kapitolu Fyzikálne vlastnosti hornín). Výsledky potvrdili, že serpentinity patria k najmagnetickejším horninám a sú vhodným objektom pre geomagnetické mapovanie vo všetkých geologických útvaroch Západných Karpát.

Okrem objemovej magnetickej susceptibility (χ) boli v rámci detailného geomagnetickeho mapovania sledované aj ďalšie parametre: prirodzená remanentná

magnetizácia (J_n) a priebeh demagnetizácie v striedavom demagnetizujúcom poli. Z hodnôt χ a J_n boli vypočítané koeficienty $Q_n = J_n/J_i$, (kde J_i je indukovaná magnetizácia).

Podrobnejšie boli analyzované vzorky z odkryvov Pohronská Polhora, Uhorské, Muránska Dlhá Lúka, Čierna Lehota, Kalinovo—Breznička, Ploské, Slavoška, Ochtiná, Kyjatice, Bretka, Danková, Jaklovce a Rudník—Jasov. Súbor vzoriek z prirodzených odkryvov bol doplnený vzorkami z vrtných jadier z lokalít Rozložná, Mikolčany, Jaklovce, Dobšinská ľadová jaskyňa a Komárovce. Výsledky štúdií χ a J_n (obr. 47) potvrdzujú, že serpentinity a serpentinizované ultrabázické horniny dosahujú značné hodnoty magnetizácie. Hodnoty χ sa pohybujú v medziach od 0 do $11\,000 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM, pričom boli namerané aj hodnoty nad $20\,000 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM. Maximálne zastúpenie majú vzorky od 1000 do $5\,000 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM.

Hodnoty J_n sa pohybujú v podstatne širšom rozpätí od 0 do



Obr. 47 Histogram magnetickej susceptibiliti (χ), prirodzenej remanentnej magnetizácie (J_n) a koeficientov Q_n ultrabázických hornín Slovenského rudohoria (M. Filo — M. Krs 1974)

Fig. 47 Histograms of magnetic susceptibility (χ), natural remanent magnetization (J_n), and coefficient Q_n for ultrabasic rocks of Slovenské rudohorie (M. Filo — M. Krs 1974)

60 000 10^{-6} j. CGSM.; boli zistené aj prípady, kde J_n dosahovala približne 100 000 10^{-6} j. CGSM. So značnou variabilitou J_n úzko súvisí aj široký rozsah hodnôt Q_n , ktoré sa pohybujú od 0,1 do 25. K najslabšie namagnetizovaným horninám patria telesá z lokalít Uhorské a Slavoška; najvyššie hodnoty magnetizácie, hlavne remanentnej, boli namerané na vzorkách z lokality Breznička-Kalinovo. Podobnú charakteristiku poskytujú aj hodnoty koeficientu Q_n . Najvyššie hodnoty boli zistené na vzorkách z lokalít Breznička-Kalinovo a Ploské, najnižšie z lokalít Kyjatice, Muránska Dlhá Lúka a Čierna Lehota. Z makroskopických a magnetických štúdií vyplynul poznatok (M. Filo — M. Krs 1974), že vyššími hodnotami Q_n sa vyznačujú jemnozrnejšie tmavšie serpentinity, zatiaľ čo svetlejšie a hrubozrnejšie dosahujú veľmi nízke hodnoty Q_n .

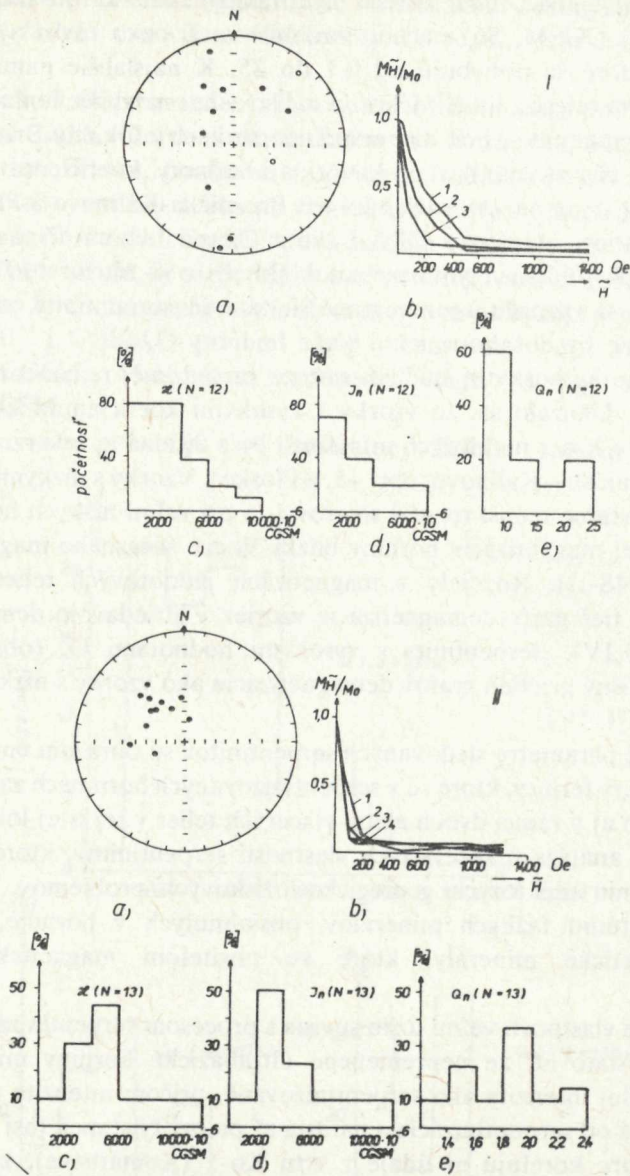
Ďalšie poznatky poskytlo štúdium smerov prirodzenej remanentnej magnetizácie (obr. 48). Ukázalo sa, že vzorky s vysokými koeficientmi Q_n majú značný rozptyl smerov J_n a v niektorých prípadoch bola zistená aj reverzná magnetizácia (lokality Breznička—Kalinovo, obr. 48, a Ploské). Vzorky s nízkymi hodnotami Q_n vykazujú podstatne menší rozptyl smerov J_n a pri veľmi nízkych hodnotách Q_n je smer výslednej magnetizácie horniny blízky smeru súčasného magnetického poľa Zeme (obr. 48-II). Rozdiely v magnetizácii jednotlivých telies serpentinitov dokumentujú tiež grafy demagnetizácie vzoriek v striedavom demagnetizujúcom poli (obr. 48-IV). Serpentinity s vysokými hodnotami Q_n (obr. 48-II) majú podstatne odlišný priebeh grafov demagnetizácie ako vzorky s nízkymi hodnotami Q_n (obr. 48-III, IV).

Magnetické parametre sledovaných serpentinitov sú obrazom vnútornej (doménovej) štruktúry feritov, ktoré sú v serpentinizovaných horninách zastúpené. Menia sa veľmi často aj v rámci dvoch alebo viacerých telies v tej istej lokalite. Preto pri podrobnejšej analýze magnetických vlastností serpentinitov, ktoré by mohli prispieť k riešeniu niektorých geologicko-ložiskových problémov, je nevyhnutné pristúpiť k štúdiu ťažkých minerálov, obsiahnutých v hornine. Väčšinou ide o feromagnetické minerály, ktoré sú nositeľom magnetických vlastností serpentinitov.

Magnetické vlastnosti veľmi úzko súvisia s procesom serpentinizácie. Všeobecne môžeme konštatovať, že nepremenené ultrabázické horniny majú magnetické vlastnosti nižšej intenzity ako serpentinizované, pričom intenzita magnetizácie je priamo závislá od serpentinizácie a narastá až po určitý stupeň (asi 80 %). S týmto tvrdením dobre korelujú aj údaje z vrtu Ko-1 (Komárovce), kde serpentinity dosahujú až $6 \times$ väčšie hodnoty χ a $2 \times$ väčšie hodnoty J_n ako serpentinizované peridotity.

Známe výskyty ultrabázických hornín

Doteraz známe ultrabázické telesá Slovenského rudohoria majú väčšinou malé rozmery. Vyskytujú sa v rôznych tektonických jednotkách a v rôznych stratigrafic-



Obr. 48 Magnetické vlastnosti serpentinitov z lokalít: I Breznička — Kalinovo, II Bretka, III Kyjatice, IV Rudník (M. Filo — M. Krs 1974)

- a) stereografická projekcia smerov J_n ,
- b) graf demagnetizácie vzoriek striedavým magnetickým poľom H , kde M_0 je prirodzený remanentný magnetický moment a M_H je magnetický moment vzorky (1, 2, 3) pri demagnetizácii
- c) histogram magnetickej susceptibilit
- d) histogram prirodzenej remanentnej magnetizácie
- e) histogram koeficientov Q_n (N -počet vzoriek)

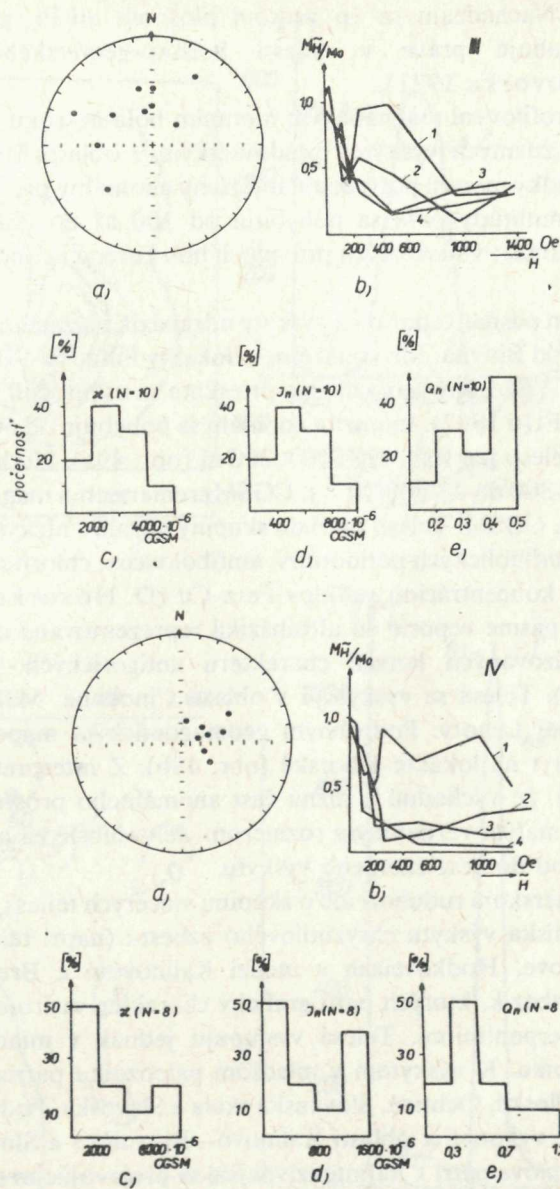


Fig. 48 Magnetic properties of serpentinites at the localities: I — Breznička — Kalinovo; II — Bretka; III — Kyjatice; IV — Rudník (M. Filo — M. Krs 1974)

- stereographic projection of directions J_n ;
- demagnetization of samples by alternating magnetic field H , where M_0 is the natural remanent magnetic moment and M_n is the magnetic moment of the sample (1, 2, 3) during demagnetization;
- histogram of magnetic susceptibility;
- histogram of natural remanent magnetization;
- histogram of coefficients Q_n (N is the number of samples).

kých útvaroch. Nachádzajú sa vo veľkom plošnom areáli, pričom maximálne zastúpenie dosahujú práve v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria (J. Zlocha—D. Hovorka 1971).

Podrobným profilovým magnetickým meraním bola do roku 1970 preskúmaná väčšina doteraz známych výskytov predovšetkým v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Výsledky meraní potvrdzujú intenzívny anomálny prejav serpentinizovaných hornín. Amplitúdy poľa sa pohybujú od 100 až do 2500 gama (priemer približne 1500 gama); v niektorých prípadoch boli zistené aj anomálie s intenzitou nad 5000 gama.

V krakľovskom pásme veporíd sú výskytily ultrabáziky viazané na oblasť východne a juhovýchodne od Brezna. Ide konkrétne o lokality Filipovo—Beňuš a Pohronská Polhora (príl. 1). Podrobný geofyzikálny prieskum sa uskutočnil v lokalite Pohronská Polhora (M. Filo 1962). Intenzita anomálií sa pohybuje od 600 do 1000 gama; interpretované teleso má rozmery 100 × 200 m (obr. 49a). Hodnoty susceptibility sa pohybujú od 4800 do 38 000 10^{-6} j. CGSM, remanentná magnetizácia nepresahuje 2500 10^{-6} j. CGSM. Teleso patrí do skupiny hornín s nízkym Q_n (asi 0,8). Ide o horniny typu amfibolických peridotitov, amfibolovcov, chloritovcov a serpentinitov so zvýšenou koncentráciou sulfidov Fe a Cu (D. Hovorka 1967).

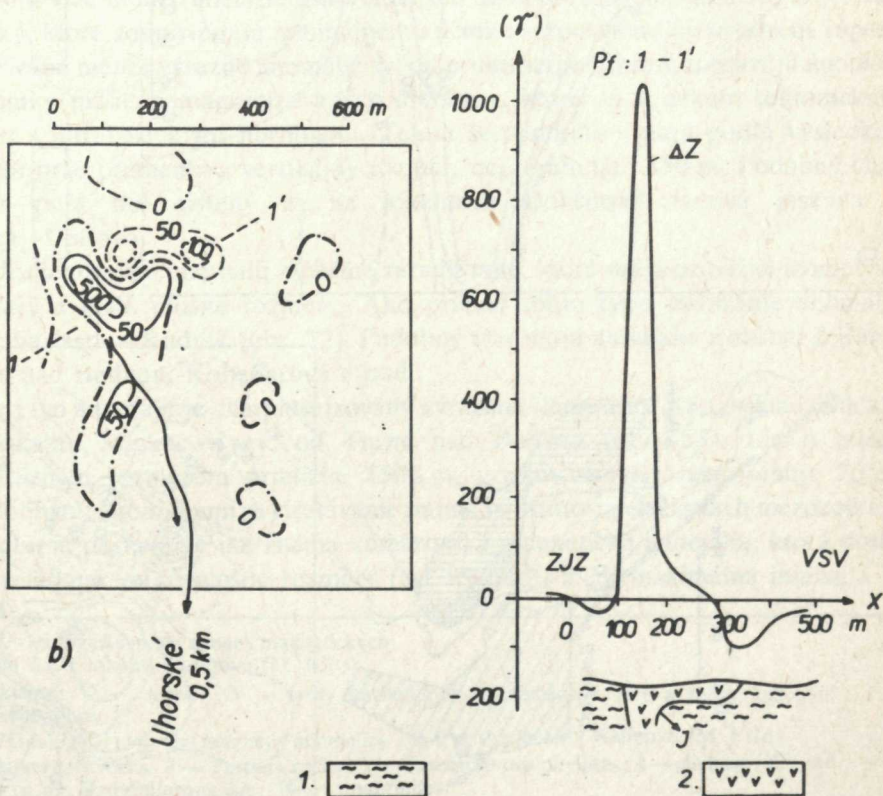
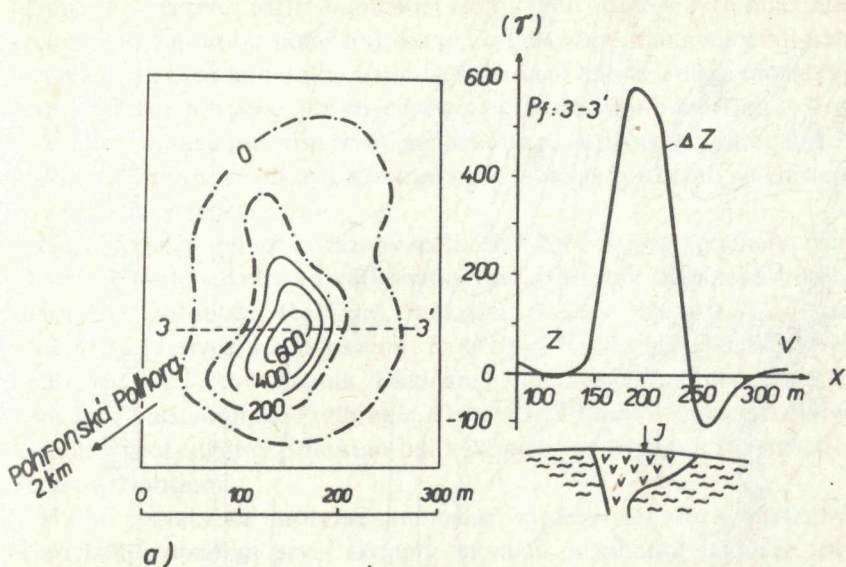
V kohútskom pásme veporíd sú ultrabáziky reprezentované drobnými telesami úplne serpentinizovaných hornín charakteru antigorických serpentinitov (D. Hovorka 1965). Telesá sa vyskytujú v oblasti Cinobane, Málnica, Uhorského, Muráňa a Čiernej Lehoty. Podrobným geomagnetickým mapovaním bol zatiaľ overený len výskyt na lokalite Uhorské (obr. 49b). Z interpretácie nameraných anomálií vyplýva, že východnú a južnú časť anomálneho prostredia tvorí plošne uložené teleso s malým vertikálnym rozmerom. Jeho hlbšie zasahujúcu časť treba hľadať západne od doteraz známeho výskytu.

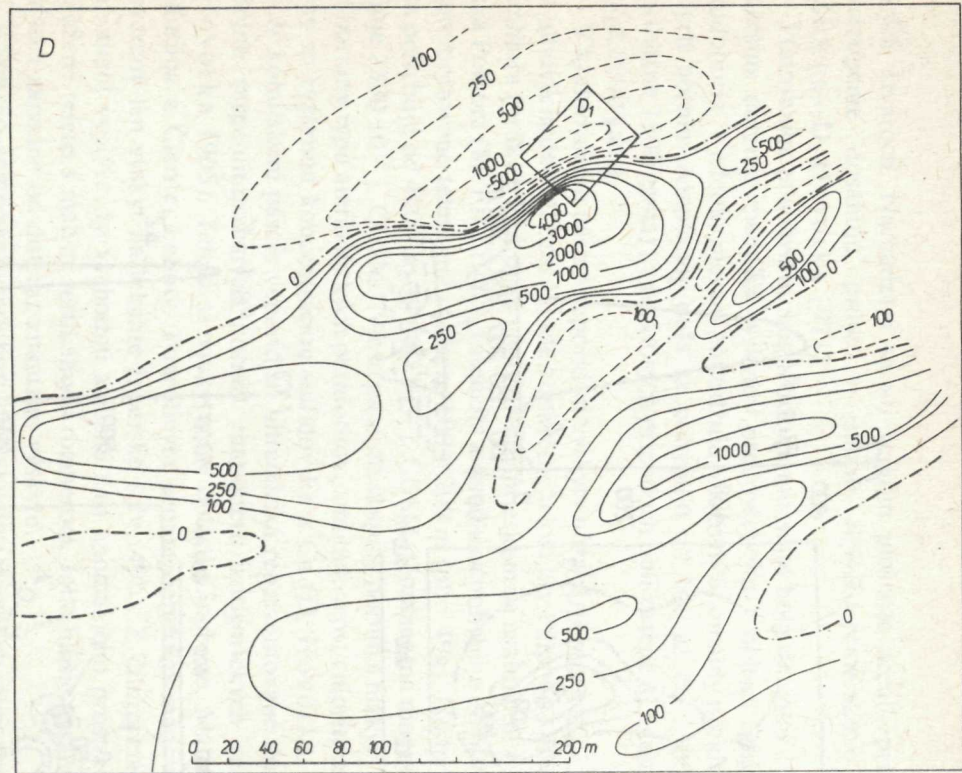
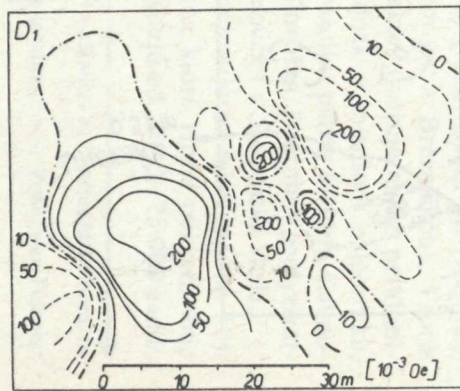
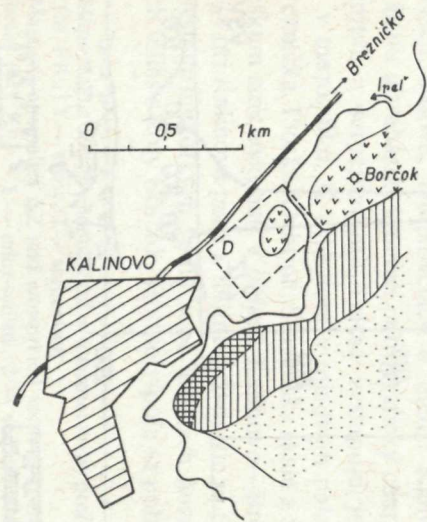
V Spišsko-gemerskom rudohorí ide o skupinu viacerých telies; niektoré z nich sú významné z hľadiska výskytu chryzotilového azbestu (napr. telesá pri Dobšinej, Jaklovciach, Jasove, Hodkovciach a medzi Kalinovom a Brezničkou). Tvoria pestrú škálu ultrabázik, ktorých petrografický charakter varíruje medzi peridotitmi, dunitmi a serpentinitmi. Telesá vystupujú jednak v mladšom paleozoiku, jednak v mezozoiku. K výskytom v mladšom paleozoiku patria lokality Kalinovo—Breznička, Ploské, Ochtiná, Slovenská skala a Slavoška. Podrobný geofyzikálny prieskum sme vykonali v oblasti Kalinovo—Breznička a Slovenská skala.

Výskyt pri Kalinove patrí k najintenzívnejšie sa prejavujúcim telesám (obr. 50). Ide o systém niekoľkých vedľa seba ležiacich hornín, ktoré tvoria pokračovanie známych telies z kóty Borčok. Hodnoty poľa sa pohybujú od 250 do 25 000 gama.

Obr. 49 Mapa magnetických anomálií ΔZ a interpretovaný profil z lokality: a) Pohronská Polhora, b) Uhorské (M. Filo) 1 — svory, 2 — serpentinit

Fig. 49 Magnetic anomalies ΔZ and interpreted sections at the localities: a — Pohronská Polhora; b — Uhorské (M.Filo) 1 — mica-schists; 2 — serpentinite





Najmä v severnej časti anomálnej zóny boli zistené extrémne hodnoty poľa s kladnou i zápornou polaritou, ktoré odpovedajú maximálnemu nahromadeniu feromagnetických minerálov v určitých častiach telesa. Telesá možno aproximovať systémom horizontálne uložených dipólov, ktoré majú rozdielnu orientáciu vzhľadom na orientáciu recentného magnetického poľa. Výsledky sú v súlade s výsledkami štúdia smerov a veľkosti J_n , ktoré okrem iného poukázali na existenciu vzoriek s reverznou magnetizáciou.

Najväčší počet telies je viazaný na bridličnatý komplex spodného triasu alebo na rozhranie tohto súvrstvia s karbonatickými horninami stredného triasu. výskyty sú sústredené do oblasti Dobšinej, Jakloviec, Jelšavy, Štítnika, Turne nad Bodvou, Moldavy a Plešivca. Ide o lokality: Dobšinská ľadová jaskyňa, Danková, Jaklovce, Sedlice, Kobeliarovo, Štítnik, Rozložná, Mikolčany, Držkovce, Bretka, Babinec, Kyjatice, Krásnohorské Podhradie, Dvorníky, Rudník—Jasov/Hodkovce, Miglinc. Detailný geofyzikálny prieskum bol vykonaný na všetkých lokalitách s výnimkou Sedlíc a Dobšinej.

Podľa charakteru môžeme anomálie rozdeliť do troch základných skupín. Klasickým prípadom prvej skupiny anomálií je lokalita Jaklovce (obr. 51). Ide o systém viac-menej lineárne usporiadaných anomálií značnej intenzity a plošnej rozlohy, ktoré zodpovedajú anomálnemu účinku serpentinitov v prostredí vápencov. Plošne menej výrazné anomálie sv. od pruhu serpentinitov zobrazujú anomálne účinky nižšie namagnetizovaných diabázov, ktoré sú v úzkom tektonickom vzťahu s ultrabázickými horninami. Telesá serpentinitov majú podľa výsledkov vrtných prác premenlivý vertikálny rozmer, nepresahujúci 150 m. Podobný charakter poľa bol zistený aj na lokalitách Dobšinská ľadová jaskyňa a Bretka—Čoltovo.

K druhému typu anomálií môžeme zaradiť také, ktoré majú približne izometrické tvary a malé plošné rozmery. Ako príklad tohto typu uvádzame anomálie z územia Jasov—Rudník (obr. 52). Podobný tvar majú anomálie z oblasti Jelšavy, Turne nad Bodvou, Kobeliarova a pod.

Tretí typ anomálií je charakterizovaný výraznou linearitou. Ako príklad uvádzame lokalitu Miglinc — sev. od Turne nad Bodvou (obr. 53). Ide o teleso s pozdĺžnym rozmerom približne 1500 m, priečny rozmer nepresahuje 75 m. S podobnými anomáliami sa stretávame najmä vo vnútorných častiach mezozoika.

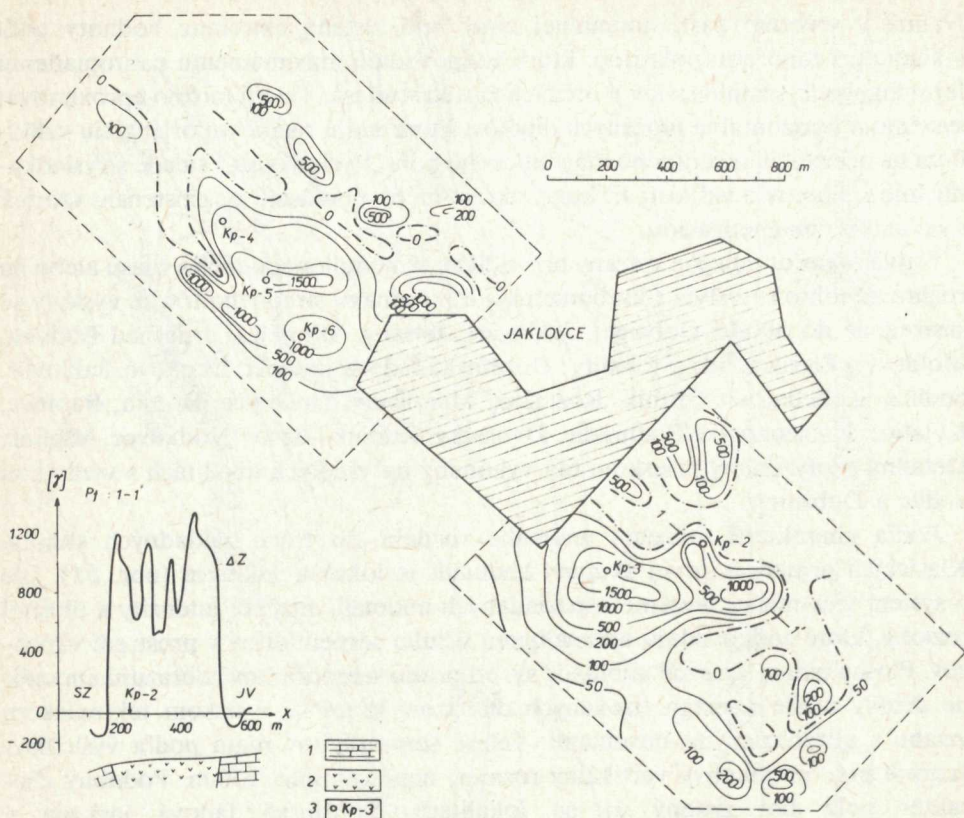
Osobitné postavenie má známa komárovská magnetická anomália, ktorá dosahuje relatívne veľké plošné rozmery (asi 150 km²) a jej maximálna intenzita je

Obr. 50 Geologická mapa a mapy magnetických anomálií ΔZ z lokality Kalinovo (M. Filo)

1 — kvartér, 2 — terciér, 3 — fylity karbónu, 4 — diabázové tuffy a tuffity karbónu, 5 — serpentinity

Fig. 50 Geological map and magnetic anomalies ΔZ at the locality Kalinovo (M. Filo)

1 — Quaternary rocks; 2 — Tertiary rocks; 3 — Carboniferous phyllites; 4 — diabase tuffs and tuffites of the Carboniferous age; 5 — serpentinites



Obr. 51 Mapa magnetických anomálii ΔZ a interpretovaný profil z lokality Jaklovce (J. Hricko 1965)
 1 — vápenec, 2 — serpentinity, 3 — vrt

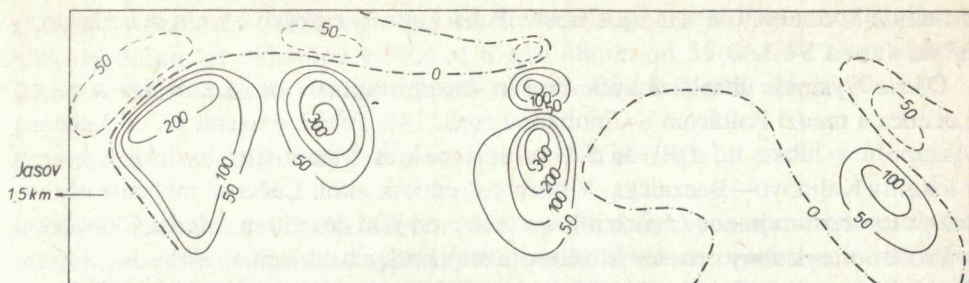
Fig. 51 Magnetic anomalies and an interpreted section at the locality Jaklovce (J. Hricko 1965)

1 — limestones; 2 — serpentinites; 3 — borehole

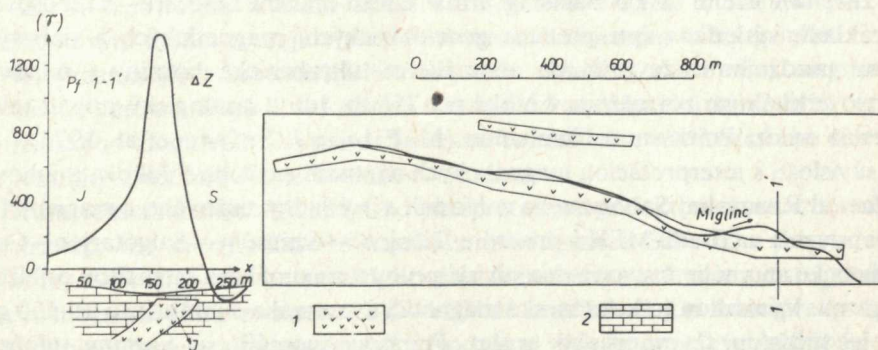
približne 550 gama. Vrtom Ko-1 bolo dokázané, že anomália je predovšetkým vyvolaná serpentinizovanými ultrabázickými horninami, ktoré siahajú do značnej hĺbky. Podľa geologicko-geofyzikálnej interpretácie sú tieto horniny súčasťou rozsiahleho ultrabázického telesa, ktoré v okolí Hodkoviec vystupuje bezprostredne na povrch (viď kapitolu Komárovská tiažová a magnetická anomália).

Predpokladané výskytu ultrabázických hornín

Na základe celkového zhodnotenia tiažových a magnetických anomálií nad známymi výskytmi ultrabázických hornín z východnej časti Slovenského rudohoria, hustôtňých a magnetických vlastností a geologických poznatkov môžeme predpokladať jestvovanie ďalších výskytov ultrabázických hornín (príl. 14).



Obr. 52 Mapa magnetických anomálií ΔZ z lokality Jasov—Rudník (M. Filo)
 Fig. 52 Magnetic anomalies ΔZ at the locality Jasov—Rudník (M. Filo)



Obr. 53 Interpretovaný profil ΔZ a vymedzenie serpentinitových telies v údolí Miglinec (M. Filo)
 1 — serpentinity, 2 — vápence
 Fig. 53 Interpreted profile ΔZ and the outline of serpentinite bodies in the Miglinec valley (M. Filo)
 1 — serpentinites; 2 — limestones

Rozsiahlejšie výskyty ultrabázik sa v ťažových mapách prejavujú relatívnymi minimami. Ako príklad uvádzame lokality Dobšinská ľadová jaskyňa, Jaklovce a Komárovce—Hodkovce. Veľmi často sú ultrabázické telesá viazané na hustotné rozhrania, t. j. na miesta intenzívnejších gradientov ťažového poľa, ako je to napr. pri výskytoch ultrabázických hornín v severnej časti mezozoika Slovenského krasu pozdĺž tektonického styku hornín mladšieho paleozoika a mezozoika.

Analogické postavenie má aj ročovská magnetická anomália s amplitúdou približne 400 gama, ktorá vystupuje v severnej časti výrazného ťažového gradientu a má s ním paralelný priebeh. Príčinou anomálie sú najskôr ultrabázické horniny v hĺbke asi 1 km (pozri kapitolu Ročovská magnetická anomália).

V území v. a jv. od Fiľakova bola magnetickým mapovaním overená pomerne veľmi intenzívna anomália s amplitúdou približne 450 gama, ktorá opäť vystupuje v mieste intenzívneho ťažového gradientu. Predpokladáme, že zdrojom anomálie je rozsiahle ultrabázické teleso v hĺbke asi 1400 m. Jeho priemerná susceptibilita

dosahuje hodnotu $3000 \cdot 10^{-6}$ j. CGSM. Teleso ultrabázických hornín je orientované do smeru S—J.

Ďalšie výskyty ultrabázických hornín interpretujeme na území sz. a z. od Lučenca a medzi Poltárom a Cinobaňou (príl. 14). Telesá v území sz. od Lučenca vystupujú v hĺbke od 100 do 200 m a sú pokračovaním ultrabázických hornín z lokality Kalinovo—Breznička. V bezprostrednom okolí Lučenca môžeme očakávať prítomnosť najmenej dvoch telies v hĺbke od 400 do 650 m. Medzi Cinobaňou a Poltárom vystupuje rozsiahle teleso ultrabázických hornín v hĺbke asi 300 m. Tieto výskyty zaradujeme k telesám stredných rozmerov s malým vertikálnym dosahom.

Plošne pomerne málo rozsiahla anomália s nízkou intenzitou (max. 60 gama) bola zistená v území sz. od Balassagyarmat medzi obcami Lesenice—Trebúšovce. Na základe výsledkov interpretácie geoelektrických, magnetických a tiažových meraní usudzujeme, že príčinou anomálie sú ultrabázické horniny s relatívne malým vertikálnym rozmerom v hĺbke asi 750 m. Ide o analogický prípad telies z územia medzi Poltárom a Cinobaňou (M. Filo in J. Šefara et al. 1974).

V súvislosti s interpretáciou magnetických anomálií z okolia Fíľakova a juhovýchodne od Rimavskej Soboty treba zohľadniť aj výsledky tiažového a magnetického mapovania na území MLR v priestore Diósjenő—Szécsény—Salgótarján—Ózd. Magnetické anomálie tu tvoria dva súvislé pruhy s maximálnou intenzitou približne 200 gama. Výnimkou je kováčovská magnetická anomália s intenzitou asi 550 gama; je súčasťou severnejšieho pruhu. Príčinou anomálií sú horniny, uložené v hĺbke asi 1200 m. Severný pruh anomálií vzniká sv. od Szécsény; južnejší pruh pokračuje až do oblasti západne od Ózdu. Anomálie sú vyvolané horninami, ktorých horný okraj sa pohybuje v hĺbke 1500 až 2000 m (K. Possgay 1967). Vrtmi v širšom okolí Szécsény zasiahli ultrabázické horniny v hĺbke asi 1500 m. Oba anomálne pruhy sú orientované od smeru VSV—ZJZ a sú viazané na pomerne výrazný tiažový gradient, ktorý podľa najnovších geologických poznatkov charakterizuje najmä v území Szécsény—Diósjenő tektonický styk paleozoických až prekambriických útvarov na severe s horninami mezozoika na juhu. Na základe geologicko-geofyzikálnych poznatkov usudzujeme, že magnetické anomálie spôsobujú predovšetkým ultrabázické horniny; nevyklúčujeme však ani prítomnosť bazických hornín. Napr. vrtom MV-12, situovaným v mieste kováčovskej anomálie, boli zistené intenzívne namagnetizované amfibolity v hĺbke asi 900 m. Na prítomnosť amfibolitov a vyššou objemovou hustotou oproti serpentinizovaným ultrabázickým horninám poukazuje aj relatívne výrazné tiažové maximum. Analógiou môže byť blhovská magnetická anomália na území jz. od Rimavskej Soboty.

Z kvantitatívnej interpretácie jednotlivých magnetických anomálií, ktoré považujeme za prejav ultrabázických telies, vyplynul poznatok, že výskyty s malým plošným rozmerom sú uklonené k JV, J a JZ pod uhlom od 50 do 80°; obyčajne ide o telesá s malým vertikálnym dosahom. Telesá veľkých rozmerov v území

Diósjenő—Szécseny—Ózd a v okolí Rochoviec a Komárovec, ktoré majú značný hĺbkový dosah, sú uklonené k SSZ až S pod uhlom od 55 do 75°. Ultrabázické teleso v okolí Fíľakova s orientáciou S—J má úklon k Z pod uhlom 70—80°.

Priestorové rozmiestnenie ultrabázických hornín

Z mapy známych a predpokladaných výskytov ultrabázických hornín Slovenského rudohoria a príľahlých oblastí vyplýva, že ultrabáziká nie sú rozmiestnené náhodne, ale sú nápadne sústredené do určitých väčších oblastí (Lučenec, Jelšava a Moldava nad Bodvou). Vo všetkých troch prípadoch ide o tektonicky veľmi predisponované oblasti, t. j. tektonické uzly, vytvorené krížením línií smerov SV—JZ, SZ—JV, V—Z, S—J. Stredné a malé telesá sú v úzkom vzťahu k násunovým resp. prešmykovým líniám a majú s nimi buď totožný alebo paralelný priebeh.

Najvýznamnejší z tektonických uzlov je v oblasti komárovskej magnetickej anomálie, kde sa križujú línie košicko-rudabanská a rožňavská línia v blízkosti línií hornádskeho zlomového systému. Súčasťou rozsiahleho ultrabázického telesa sú serpentinity z územia Rudník—Jasov—Hodkovce.

Druhé rozsiahle ultrabázické teleso interpretujeme na tektonickom uzle v oblasti Rochoviec, kde sa križi línia rožňavská s líniami smeru SZ—JZ v priestore obcí Švermovo—Rochovce a líniami štítnického zlomového systému v mieste prudkého ohybu lubeníckej línie zo smeru ZJZ—VSV do smeru S—J. Od tohto predpokladaného hlbinného telesa by sme mohli odvodzovať výskyt nevelkých ultrabázických telies v okolí Slavošoviec, Kobeliarova a azda aj Dobšinej.

Pre obe spomínané magnetickej anomálie vyvolané rozsiahlymi ultrabázickými telesami s veľkým vertikálnym dosahom je charakteristické aj to, že sa vyskytujú v miestach, kde sa paleozoikum gemeríd vo východnej i západnej časti prudko zužujú. Ide teda o miesta maximálneho ohybu, kde je zemská kôra pravdepodobne značne oslabená.

Medzi rochovským a komárovským tektonickým uzlom bolo geologickým a geofyzikálnym mapovaním vymedzené veľké množstvo ultrabázických hornín, ktoré majú lineárne usporiadanie a paralelný priebeh s rožňavskou líniou. Podľa geologických a geofyzikálnych poznatkov usudzujeme, že tieto telesá sú geneticky späté s komárovským a rochovským ultrabázickým telesom. Ostatné ultrabázické horniny v predmetnom území majú úzky vzťah k násunovým, resp. prešmykovým líniám.

V oblasti Jakloviec vystupuje celý rad ultrabázických telies, viazaných na systém jaklovských prešmykov. Súbežne s týmto systémom prebieha aj margecianska línia, na ktorej neboli ani geologicky ani geofyzikálne zistené výskyt ultrabázických hornín. Určitou analógiou je aj územie západne od Jelšavy, kde sa na južne ležiacu rožňavskú líniu prešmykového charakteru viaže značné množstvo ultrabázických telies. Súbežne s ňou prebieha lubenícka línia, ktorá je na ultrabázické horniny

sterilná. Vo veporidách je na ultrabázické horniny bohatá zdychavská línia, zatiaľ čo v súbežnej muránskej línii sa ultrabázické horniny nevyskytli.

Z toho vyplýva, že vždy len južnejšie ležiace línie z dvojice súbežných línii sú bohaté na výskyt ultrabázických telies malých plošných i vertikálnych rozmerov.

Oblasť medzi Dobšinou a Jaklovcami, ako aj celá stredná časť paleozoika gemeríd je na ultrabázické horniny sterilná, čo vyplýva z jej celkovej tektonickej pozície a zo vzťahu k najhlbším častiam zemskej kôry.

S lineárnym usporiadaním magnetických anomálií, ktoré považujeme za prejav ultrabázických hornín, sa stretávame aj na území medzi Lučencom a Kokavou nad Rimavicou. Súčasťou tohto systému telies sú ultrabáziká pri Uhorskom.

Dôležitým poznatkom je vyznievanie spojitého priebehu magnetických hornín z oblasti Diósjenő—Szécsény—Ózd na našom území. Pokračovaním môžu byť predpokladané ultrabázické horniny v okolí Fíľakova. Plošnými rozmermi a intenzitou je fíľakovská magnetická anomália analógiou anomálií z predtým spomínaného územia a tiež analógiou rochovskej a komárovskej magnetickej anomálie. Na základe toho usudzujeme, že ju vyvolalo rozsiahle ultrabázické teleso, ktoré leží v miestach významného tektonického uzla, na križovaní línii smeru VSV—VJV a S—J. Predpokladáme, že menšie ultrabázické telesá zo širšieho okolia Lučenca sú geneticky späté s týmto rozsiahlym ultrabázickým výskytom.

Na území jz. od Rimavskej Soboty bola magnetickým i gravimetrickým mapovaním zistená pomerne intenzívna kladná anomália (blhovská magnetická anomália). Na základe geofyzikálnych údajov usudzujeme, že ide o prejav rozsiahlejšieho bázického telesa. Nevylučujeme ani možnosť výskytov ultrabázických hornín.

Rozloženie ultrabázických hornín Slovenského rudohoria má zásadný význam pre riešenie tektonických problémov tejto oblasti. Priestorové rozloženie výskytov poukazuje na tektonické obmedzenie najjužnejších zón Západných Karpát a prispieva k riešeniu vzťahu karpatskej sústavy a panónskeho bloku. Okrem toho má význam aj pre riešenie hlbínnej stavby Slovenského rudohoria.

Geologická analýza tiažových a magnetických anomálií

Obsahom tejto kapitoly je geologická analýza anomálneho tiažového a magnetickeho poľa v skúmanom území. Pri analýze korelujeme predovšetkým jednotlivé petrografické typy hornín a horninových komplexov, litografické a štruktúrne pomery z hľadiska rozloženia tiažových a magnetických anomálií vo vzťahu k hustotným a magnetickým parametrom hornín.

V spišskej časti Slovenského rudohoria podrobnejšie analyzujeme predovšetkým paleozoické útvary a v gemerskej časti najmä série v jej východnej oblasti.

V gemeridách* gelnická séria je litologicky veľmi monotónna, zložená z flyšových sedimentov a kyslých vulkanických členov. Litologická stavba sedimentárnych i vulkanických členov je usporiadaná do mohutných mezorytmov hrubých niekoľko sto metrov.

Spodné časti mezorytmov vytvárajú rôzne kvarcitové horizonty, ktoré vznikli v distálnej a proximálnej flyšovej zóne. Stredné časti mezorytmov sú zložené obvykle z dvoch zložiek, a to sedimentárnej, reprezentovanej subflyšovými sedimentmi, a vulkanogénnej zložky, reprezentovanej rôznymi typmi porfyroidov (pačianska fácia). V týchto súvrstviach sa sporadicky vyskytujú i spilitodiabázy a ich tufy. Najvrchnejšie časti reprezentujú kryptoflyšové sedimenty zložené z jemných fylitov bez výraznejších sedimentárnych znakov. V nich sa vyskytujú polohy lyditov a karbonátov.

Geomagnetické mapovanie potvrdilo, že najmä stredné časti mezorytmov, bohaté na kyslé a bázické typy hornín, vyvolávajú značný počet magnetických anomálií (príl. 9). Plošne rozsiahlejšie a málo intenzívne anomálie boli zaznamenané v severnom krídle klenbovitej štruktúry v porfyroidovom pruhu v oblasti Suchého vrchu. V južnom krídle klenby medzi Podsúľovou a Mníškom n/Hnilcom magnetické anomálie boli zistené predovšetkým nad telesami bázických hornín i v pruhoch, kde na povrchu vystupujú porfyroidy a lydity. Podobné pomery sú i v stratigraficky vyšších vrstvách Bystrého potoka, najmä v najvyšších častiach pačanskej fácie medzi Tureckou a Smolníckou Hutou a v okolí Kojšovej hole. V drnavských vrstvách sa koncentrácia magnetických anomálií prejavuje v ich spodných a stredných častiach. V západnej časti drnavských vrstiev sú anomálie viazané na porfyroidy j. od Smolníka a Uhornej a v ich východnej časti v úseku Mníšek n/Hnilcom—Gelnica. V ostatných častiach gelnickej série sa vo vulkanodetritických sedimentoch objavujú len ojedinelé drobné anomálie, zatiaľ čo ostatné sedimenty sa javia ako nemagnetické.

Z celkového rozloženia magnetických anomálií viazaných na gelnickú sériu vyplýva, že najväčšia koncentrácia magnetických hornín je v území Henckovce—Rožnava—Drnava. V tých úsekoch, kde sa interpretuje reliéf gemeridných žúl, bližšie pri povrchu (oblasť Volovca a Kojšovej hole) sú všetky typy hornín gelnickej série v prevažnej miere nemagnetické. Nerovnomerné rozšírenie magnetických hornín môže byť spôsobené buď distribúciou v procese sedimentácie, redukciou mocností gelnickej série alebo vplyvom intrúzie gemeridných granitov.

Ako vyplýva z interpretácie reliéfu tiažové minimum v centrálnej časti gelnickej série je v podstatnej miere prejavom granitoidných hornín (pozri kapitolu Interpretácia reliéfu gemeridných granitov). Gelnická séria ležiaca vo vrcholových častiach nad granitoidným telesom dosahuje len malé mocnosti. Pôvodná kaledónska klenbovitá štruktúra umožnila vniknutie a výstup granitoidných hmôt počas alpínskych horotvorných pochodov. Vo vrcholových častiach má gelnická séria intenzívnejšie kladné tiažové anomálie južne od Švedlára. Vyvolávajú ich telesá

* Pojem gemeridy chápeme tak, ako boli pôvodne definované, i keď v súčasnosti sa náhľad na ich tektonickú pozíciu začína interpretovať odlišne.

spilitodiabázov a ich tufov ležiacich vo vulkanicko-detritickom komplexe vlahovských vrstiev; dobre sa prejavujú i na magnetických mapách. Gravimetriou a magnetometriou môžeme sledovať ďalej pruh tmavých fylitov od Nižnej Slanej k Betliaru až k Smolníckej Hute (sú to sedimenty betliarskej fácie vo vrstvách Bystrého potoka). Tento pruh kladných anomálií sa v tiažovom poli prejavuje i na východ od Smolníckej Huty v podobnej fáci. Takisto sa zreteľne prejavuje i pruh fylitov severozápadne od Hýľova, lemujúci severovýchodný okraj zlatoidskeho žulového telesa. Ostatné časti gelnickej série, charakterizované prítomnosťou porfyroidov, ich telies a kvarcitických polôh, prislúchajúcich k spodným častiam mezorytmov, najmä k vrstvám Bystrého potoka a drnavským vrstvám, sa na tiažových mapách prejavujú nevýrazne.

Magnetometria v miestach rozšírenia vulkanicko-detritických komplexov dobre odráža štruktúrnú stavbu gelnickej série a dokumentuje priebeh jej jednotlivých litostratigrafických horizontov. Gravimetria dopĺňa tieto údaje a umožňuje aj interpretáciu väčších hĺbok.

Na stavbe antiklinálneho pásma Volovca sa zúčastňuje i rakovecká séria pravdepodobne devónskeho veku, vo flyšoidnom vývoji s iniciálnym bázičným vulkanizmom.

Môžeme ju rozčleniť na tri význačnejšie litostratigrafické horizonty. Bázu tvoria čiastočne kremité pieskovce a bridlice, niekedy zelenkasté epizonálne metamorfované bridlice. Ojedinele sa v nich vyskytujú menšie polohy spilitodiabázových tufov. Vyšší a pomerne dobre vyvinutý je vulkanicko-detritický horizont, v prevažnej väčšine je vytvorený z rôznych tufov a tufitov spilitodiabázového vulkanizmu, ktoré sa vo viacerých vrstvách striedajú s pestrofarebnými fylitmi. V okolí Dobšinej a Klátova sú i hlbínnejšie formy typu gabier, gabrodioritov a dioritov. Kyslé typy porfyrítov sú pomerne zriedkavé (Rakovec, Hnilec, Žakarovce). Diabázové tuffy často obsahujú hematit a v prípade zvýšeného obsahu kremeňa prechádzajú v hematitové kremence (železné rudy typu Lahn-Dill). Smerom do nadložia postupne prevládajú detritické sedimenty, len lokálne spestrené metadiabázmi alebo bázičnými pyroklastickými horninami; ojedinele sa vyskytujú v spodnejších častiach vápencové vložky pri Dobšinej, Rudňanoch, Košickej Belej a Kvačanoch.

Z porovnania geologickej mapy s mapami magnetických anomálií možno usúdiť, že hlavným zdrojom anomálií v celej šírke série je vulkanicko-detritický horizont. Intenzita poľa korešponduje s rozmiestnením, veľkosťou i s petrografickou variabilitou vulkanických členov série. Najintenzívnejšie prejavy magnetického poľa (200—300 gama) pozorujeme v širšom okolí Nálepkovala a Babinej. Pre tieto oblasti je charakteristické, že sa v nich vyskytujú výlevné typy hornín s reliktnými znakmi predmetamorfneho stavu.

Ide o rôzne metadiabázy, ktoré majú ofitickú štruktúru. Sú tam jemnozrné formy, blastoporfyrické, mandľovcové metadiabázy s fluidálnou textúrou atď. Objavujú sa tu i kyslé diferenciáty bázičného vulkanizmu, a to kremité porfýry, keratoporfýry, porfyrity. Ide teda o celý komplex výlevných typov hornín patriacich k asociácii vulkanitov blízkej spilitovo-keratofýrovej formácii.

V rámci celého vulkanicko-detritického horizontu badáme smerom na západ od Babinej, ako i na východ od Nálepkovala poklesávanie intenzity magnetických anomálií až na hodnoty cca 100 gama. Spôsobuje to zriedkavejší výskyt výlevných

telies a úzko súvisí s nástupom tufových a tufitických horizontov, už nie tak bohatých na feromagnetické minerálne asociácie. Z hľadiska intenzity magnetického poľa je podobná i skupina anomálií, viazaná na oblasť Klátova, odkiaľ sa tiahnu smerom na juh k obci Šaca i pod košickou štrkovou formáciou. V tejto oblasti rakovecká séria vystupuje len v malých ostrovčekoch.

Zriedkavé a málo intenzívne magnetické anomálie sú v rakoveckej sérii v úseku od Slovínok po Gelnicu, kde vystupujú len tenké pruhy bazických tufitov a rôzne variety fylitov, chudobné na minerálne asociácie s magnetickými vlastnosťami.

Osobitnú skupinu tvoria magnetické anomálie vyvolané bazálnym súvrstvom rakoveckej série. Zoraďujú sa len v okolí niektorých spilitovo-diabázových tufov; ináč celý horizont je veľmi slabo magnetický. Podobné magnetické vlastnosti má rakovecká séria v južnej časti gemeríd a v Črmeľskom údolí.

Rozloženie tiažového poľa v oblasti rakoveckej série veľmi dobre korešponduje s charakterom a intenzitou magnetického poľa a v mnohých smeroch dopĺňa doterajšie poznatky o rozšírení tejto série. Severný pruh sa vyznačuje výraznou kladnou anomálnou zónou. Najintenzívnejšie anomálie (asi 6 mgl) boli zistené v okolí Nálepko a Babinej, t. j. v tých miestach, kde magnetické pole dosahuje najväčšiu intenzitu. Tiažové anomálie sú vyvolané prítomnosťou výlevných ekvivalentov vyššie opísaných hornín. Analýza charakteru a intenzity tiažového i magnetického poľa potvrdzuje, že oblasť Nálepko je najbohatšia na rôzne výlevné variety metadiabázov. Smerom na západ sa intenzita poľa postupne znižuje. Spôsobuje to pravdepodobne táto litostratigrafická jednotka, ktorá je vplyvom blízkosti presunovej plochy stenčená a zúžená. Naproti tomu smerom na východ kladná anomálna zóna pokračuje popod Galmuským pohorím bez zjavného prerušenia do oblasti Slovínok, čo súvisí s väčším rozsahom a mocnosťou rakoveckej série v tomto priestore. Medzi Slovinkami a Gelnicou sa anomálna zóna prejavuje najnižšou intenzitou tiaže (asi 3 mgl), čo dobre korešponduje s rozložením magnetických anomálií. Na juhovýchod od Gelnice sa intenzita tiažového poľa zvyšuje a v okolí Klátova sú tiažové i magnetické prejavy podobné ako v jej západnej časti medzi Rejdovou a Babinou, Nálepkovom a Slovinkami. V ďalšom pokračovaní na juh od Klátova je anomálna zóna rakoveckej série porušená účinkami sedimentov košickej štrkovej formácie.

Z rozboru gravimetrických máp (príl. 1 až 8) vyplýva, že os anomálnej zóny rakoveckej série medzi Slovinkami a Babinou sa so zväčšovaním polomeru vystredenia posúva smerom na sever. Tento posun potvrdzuje, že rakovecká séria sa ukláňa na sever a pokračuje pod sedimentmi mladšieho paleozoika a mezozoickým komplexom. Z výsledkov štúdií na teoretických geologických modeloch (pozri kapitolu Modelovanie geologickej stavby) možno predpokladať, že rakovecká séria siaha do hĺbky 3—5 km, čo potvrdzuje doterajšie geologické interpretácie o hĺbkovom pokračovaní a úklone rakoveckej série. Smerom na východ, resp.

juhovýchod od Sloviniek je geofyzikálna interpretácia o úklone a hĺbkovom pokračovaní problematická.

Bazálne časti rakoveckej série v jej severnom pruhu, v južnej časti gemeríd i v Črmeľskom údolí vyvolávajú len nepatrné geofyzikálne anomálne rozdiely oproti prevažnej časti gelnickej série. Z toho vyplýva, že obidva horninové komplexy majú podobné hustotné i magnetické vlastnosti.

Sedimenty mladšieho paleozoika sú rozšírené po okraji kryštalinika gemeríd. Väčšie rozšírenie majú len v širšom okolí Nižnej Slanej. Vyznačujú sa málo intenzívnym magnetickým poľom i malým počtom anomálií. Pre karbónsky pruh sedimentov v severnej časti gemeríd je charakteristické, že došbinský faciálny vývoj (O. Fusán 1963) bol uzavretý medzi dvoma pruhmi vulkanicko-detritických súvrství, pričleňovaných raz k rakoveckej sérii, inokedy k spodnému karbónu, naposledy ako súčasť vrchnokarbónskeho súvrstvia. Sú to územia od Došbinského potoka po Dedinky; od Mlyniek po Veľkú Knolu a tiež širšie okolie Rudnian. Vrtnými prácami, ako aj peľovou analýzou sa dokázalo, že nadložné aj podložné tufy a tufity sú geneticky späté so sedimentmi vrchného karbónu.

Magnetické merania v tejto oblasti potvrdili, že vulkanicko-detritický komplex ležiaci južne i severne od uvedeného piesčítografického karbónskeho pruhu je prakticky nemagnetický, prípadne veľmi slabo magnetický. Magnetometria teda v plnej miere potvrdzuje geologické skutočnosti a prispieva k riešeniu stratigrafie i tektonickej stavby. Prečo nie sú polohy karbónskych diabázových tufov a tufitov a magnetické, vysvetľujeme tým, že nejde o pôvodný, ale o preplavený vulkano-génny materiál, ktorý bol pri transporte zbavený feromagnetických minerálov.

Mladopaleozoické sedimenty v západnej časti gemeríd patriace k dúbravským vrstvám sú zložené taktiež z vulkanického komplexu diabázových tufov, vápencov, zlepcov a fylitov. Na rozdiel od predošlých sú slabo magnetické (asi 100 gama). Rozprestierajú sa v úseku Roštár, Kobeliarovo, Henckovce, Rožňavské Bystré, Honce; pruh anomálií potom sledujú tie isté súvrstvia i smerom na západ k Lubeníku, Železníku, Ploskému atď. a zahrňujú i tie útvary, ktoré A. Abonyi (1966) priraduje k rakoveckej sérii. Podľa geofyzikálnej analýzy predpokladáme, že komplex diabázových tufov sa viaže na pôvodný karbónsky bazický vulkanizmus.

Sedimenty kontinentálneho vývoja permu v severnej a morského vývoja v južnej časti gemeríd s výskytom kremitých porfýrov nevyvolávajú intenzívnejšie magnetické anomálie.

Celkom osobitným problémom vynárajúcim sa najmä v posledných rokoch je problém meliatskej série.

Pre túto sériu sú typické biele hrubokryštalické vápence pestré rádiolarity a rôzne tmavé až čierne bridlice obsahujúce na niektorých miestach i sádrovce a anhydrity. V južnej časti gemeríd pri Nižnom Medzeve sa priradujú k tejto sérii polohy diabázových tufov, vápencov a rôznych pieskocov a bridlic ležiacich pod paleontologicky doloženými zeiskými pieskocami a bridlicami.

Magnetickým mapovaním bolo zistené, že sedimenty meliatskej série, zeiské pieskovce a bridlice obsahujú v sebe také typy hornín, ktoré sú slabo magnetické. Ide o telesá malých plošných rozmerov, ktoré sa prejavujú anomáliami s malou intenzitou (asi 100 gama). Zaujímavé je, že magnetické telesá sa vyskytujú najmä v detritických horizontoch, ktoré sú v styku s karbonátmi meliatskej série Slovenského krasu. Hoci ich nevieme nateraz presne identifikovať, domnievame sa, že ide o telesá hematitov alebo malé telesá bázických hornín. Rozmiestnenie anomálií prispieva k poznaniu a spresneniu štruktúrnej stavby Slovenského krasu. Ako výrazná sa javí antiklinála, ktorú môžeme podľa magnetometrie sledovať od Brusníka na Šivetice cez planinu Koniart a Plešiveckú planinu ku Gombaseku, Silici, Jabloňovu až Turni n/Bodvou. V západnej časti, kde šírka antiklinály je veľmi veľká, sa grupujú magnetické anomálie do širokého oblúka, zahrňujúceho na severe územia od Rákoša k Jelšave, ďalej celú planinu Koniart a stáčajú sa na juh a juhozápad do oblasti Meliaty a Liciniec (príl. 9) I keď toto územie je veľmi bohaté zvlnené a zvrásnené, táto základná antiklinála je evidentná. Smerom na východ sa os štruktúry ponára pod planinu Koniart a Plešiveckú planinu, takže i anomálny prejav malých magnetických telies so zväčšovaním ich hĺbky uloženia slabne. Anomálie vystupujú znova na území medzi Silicou a Turňou n/Bodvou. Osobitnú pozornosť si zasluhuje územie juhozápadne od Nižného Medzeva, kde sú magnetické anomálie viazané na telesá diabázov a ich tufov. Tak isto na západ od Španieho Poľa, v oblasti, kde sú staršie štruktúry prekryté poltárskou formáciou, sa prejavuje pokračovanie opísanej zóny anomálií.

Na území Rimavská Sobota, Veľký Blh, Rimavská Baňa a Šafárikovo je veľa intenzívnych magnetických anomálií, ktoré sú viazané na neovulkanity.

Vo veporidách je séria Hladomornej doliny (A. Klinec et al. 1962), vyvinutá pri južnom a východnom okraji kohútskeho kryštalinika v úseku od Hankovej k Slavošovciam, Kopráša a od Lubeníka pokračuje ako dlhé úzke pásmo fylitov a svorov až k Lučencu.

Horniny série sú vytvorené prevažne z biotitických (chloritických) fylitov. Často sa vyskytujú typy s obsahom kordieritu, prípadne chloritoidu. Sú monoklinálne uložené k juhu a juhovýchodu pod uhlom 30—40°. Výnimku v tomto smere predstavuje územie v oblasti Markušovského vrchu až Kopráša.

Séria Hladomornej doliny je na mapách tiažového poľa charakterizovaná svojím okrajovým postavením pri výraznom gradiente Δg . Na mapách reziduálnych anomálií v mieste jej vývoja vystupujú nevýrazné anomálie o intenzite $-0,5$ až $-1,0$ mgl, vyvolané hustotnými nehomogenitami v horninách série.

Na magnetických mapách je spomínaná séria charakterizovaná radom lokálnych anomálií s rôznou intenzitou, najmä v území Hanková—Slavošovce—Revúčka. Prítomnosť kladných i záporných anomálií nasvedčuje, že ich spôsobili magnetické nehomogenity v najvrchnejších častiach série, hlavne rozdielne namagnetizované fylity. Výsledky kvantitatívnej interpretácie magnetických anomálií a kvalitatívne-

ho posúdenia tiažových anomálií potvrdzujú geologicky zistené úklony 30—50° k juhu a juhovýchodu aj v hĺbke.

Hutský a pohorský komplex svorových rúl sa vyskytuje na malom území východne od Muránskej Huty a tiež severovýchodne pri Pohronskej Polhore (jemnozrnité biotitické svorové ruly).

Ruly sú miestami preniknuté kremenno-živcovými žilami, lokálne s obsahom muskovitu. Muskovitu z jednej takejto žily východne od Muránskej Huty podľa zistenia J. Kantora (1964) kryštalizoval počas bretónskych tektonických pochodov. Znamená to, že obklopujúce horniny (svorové ruly) sú najmenej staropaleozoické.

Nakoľko ide o veľmi malý plošný výskyt, nemôžeme na základe súčasných geofyzikálnych podkladov dôkladnejšie analyzovať ich prejav v tiažovom, resp. magnetickom poli. V zásade by to mali byť relatívne ťažšie a slabomagnetické horniny. Kladná tiažová anomália s intenzitou približne 2 mgl východne od Muránskej Huty je pravdepodobne vyvolaná mocnejšou polohou svorových rúl tohto komplexu.

Kráľovohoľský komplex (A. Klinec 1965) je rozšírený po celej zóne veporíd, pričom v oblasti kohútskeho kryštalinika zaberajú migmatity-granity, asi 50 % celkovej plochy.

Kráľovohoľský komplex je vybudovaný z migmatitov a granitoidov. Migmatity spolu s rulami tvoria predpaleozoickú zložku (?).

V oblasti Kráľovej hole je tiažové pole vcelku homogénne a len lokálne je narušené prítomnosťou záporných anomálií, najmä na jej severných svahoch. Najintenzívnejšia záporná anomália s amplitúdou—2,5 mgl bola zistená severozápadne od kóty Bartková a je vyvolaná účinkom intruzívnych hornín, pravdepodobne granitov. Z komplexnej analýzy gravimetrických máp vyplýva, že celý komplex je v severnej časti mierne uklonený k severu. Značný gradient izoanomál Δg na mapách regionálnych anomálií zistený v severozápadnej až severnej časti masívu Kráľovej hole je spôsobený diferenčnou hustotou ťažších hornín mezozoika na severe a ľahších hornín vlastného masívu na juhu.

V oblasti masívu Kohúta sa prejavuje zložitejší priebeh izoanomál tiažového poľa. Ide o striedanie kladných a záporných anomálií, pričom ich intenzita sa pohybuje od +2,0 do -1,5 mgl. Najintenzívnejšia je záporná anomália južne od kóty Stolica, ktorá dosahuje hodnoty až -3 mgl. Predpokladáme, že ju vyvolalo rozsiahlejšie teleso aplitického granitu, ktorý bol na povrchu zistený v doline Lehotského potoka. Ďalej usudzujeme, že lokálne záporné málo intenzívne anomálie sú spôsobené taktiež nahromadením ľahších granitoidných hmôt pod povrchom.

Na magnetických mapách sa masív Kohúta prejavuje veľmi homogénnym poľom s nevýrazným zastúpením málo intenzívnych lokálnych anomálií. Naproti tomu v jeho okrajových častiach je niekoľko intenzívnych anomálií, viazaných na horninové komplexy série Hladomornej doliny a hronského komplexu.

Hronský komplex je rozšírený v severnejších častiach kryštalinika veporíd.

Tvorí ho rôzne variety svorov, menej rúl, amfibolitov, porfyroidov a zelených bridlic. Regionálna metamorfóza nepresiahla stredný stupeň amfibolitevej fácie a mladšia alpínska metamorfóza sa uplatnila len lokálne. Vek komplexu je staropaleozoický — vrchný silúr až spodný devón (S. Klinec — E. Planderová — O. Miko 1975).

Horniny hronského komplexu zasahujú do študovanej oblasti severovýchodným okrajom a budujú okolie kót Andrejovej, Kráľovej hole a okolie Pohorelej. Tiažové pole je v oblasti vývinu týchto hornín relatívne pokojné. Lokálne zmeny dosahujú hodnoty 0,5 až 1,0 mgl. Väčšie narušenie poľa pri Pohorelej poukazuje na tektonický styk svorov s granitoidmi, čo je v súlade s geologickou interpretáciou.

V južnej časti územia v oblasti masívu Kohúta horniny hronského komplexu tvoria dva pruhy smeru SV—JZ. Južnejší sa tiahne od Trstia nad Tisovcom smerom k Muránskej Dlhej Lúke a severnejší od Tisovca k Muránskej Hute. Oba pruhy sa na gravimetrických mapách prejavujú dosť nevýrazne. Sú sprevádzané lokálnymi, väčšinou zápornými anomáliami s intenzitou asi $-1,5$ mgl. Ich zobrazenie na magnetických mapách je rozdielne. Zatiaľ čo nad horninami severného pruhu boli zistené ojedinelé anomálie s nízkou amplitúdou, v miestach výskytov hornín južného pruhu možno pozorovať pomerne intenzívne lokálne anomálie s maximálnou amplitúdou až 500 gama. Najvýraznejšie sa prejavuje oblasť kóty Brezina. Menej výrazne sa zobrazuje územie medzi Muránskou Dlhou Lúkou a Muránskou Zdychavou. Príčinou anomálií sú predovšetkým svory, potom amfibolity a v malej miere ruly. Rozloženie tiažového a magnetického poľa je v súlade s fyzikálnymi vlastnosťami jednotlivých typov hornín, ktoré hronský komplex budujú. Časť magnetických anomálií najmä v okolí Muránskej Dlhej Lúky je vyvolaná telesami serpentinitov.

Séria muránskych žulorúl (A. Klinec — S. Vrána 1962) vystupuje na východnej strane muránskeho zlomu v úseku od Tisovca smerom na Muráň po Muránsku Hutu.

Reprezentujú ju svetlé ruly granitoidného zloženia, často poznačené intenzívnymi prejavmi granitizácie. V sérii ďalej vystupujú granatické svory, amfibolity a biotitické ruly. Na základe výsledkov štúdia absolútneho veku živcov a biotitu (J. Kantor 1964) bola potvrdená ich alpínska prepracovanosť.

V priestore vývoja tohto horninového celku pozorovať na mape úplných Bouguerových anomálií a reziduálnych anomálií striedanie lokálnych kladných i záporných anomálií rôzneho plošného rozšírenia s intenzitou od $-2,5$ do $+1,5$ mgl. Reziduálne anomálie sú prejavom striedania ľahších hornín (žulorúl) s ťažšími horninami (amfibolitmi). Dôkazom toho sú mapy regionálnych anomálií pre najmenší polomer vystredenia ($r=0,5 \sqrt{5}$ km), kde sa nezobrazuje ani jedna z reziduálnych anomálií. Magnetometriou boli zistené lokálne anomálie s nízkou intenzitou. Sú vyvolané predovšetkým polohami amfibolitov.

Obalové arkózovo-drobové súvrstvie permu a mezozoické série, ktoré sa v oblasti veporíd nachádzajú v podobe niekoľkých navzájom izolovaných ostrovov priamo na kryštaliniku, radíme k obalu veporíd i keď sa súčasne

nachádzajú v tektonickom vzťahu ku svojmu podložíu. Do tejto skupiny zaradujeme výskyty v oblasti Dobšinského potoka (séria foederata) a množstvo iných drobných výskytov.

Permské arkózovo-drobové súvrstvie tvorí pruh pozdĺž južného ohraničenia veporíd a zväčša leží nad granitoidmi kráľovoholského komplexu. Ponára sa pod tektonicky nasunutú paleozoickú sériu gemeríd.

Spoločným znakom mezozoika a permu tejto skupiny je pomerne značná tektonometamorfná prepracovanosť a v dôsledku nej nedostatočné stratigrafické datovanie jednotlivých súvrstvi.

Na geofyzikálnych mapách sa najlepšie prejavuje arkózovodrobové súvrstvie permu pozdĺž južného ohraničenia veporíd. Na gravimetrických mapách vystupuje na okraji tiažového gradientu prakticky po celej dĺžke jeho zastúpenia. Na magnetických mapách je jeho prejav výraznejší. V súvrství permu sa vyskytuje celý rad intenzívnych záporných anomálií s maximálnou amplitúdou -250 gama. Miestami vystupujú i anomálie kladné a dosahujú hodnoty $+200$ gama. Príčina záporných anomálií nebola zatiaľ vysvetlená a vyžaduje si detailnejší výskum prirodzenej remanentnej magnetizácie. Rýchle striedanie polarity anomálií súvisí so značnou tektonometamorfnou prepracovanosťou.

Paleozoikum a mezozoikum Muránskeho krasu sa nachádza ako mohutná troska gemeridného príkrovu. Spočíva sčasti priamo na kryštaliniku, sčasti na metamorfovanom mezozoiku — obale (?) veporíd.

Spodnú časť príkrovu tvoria miestami tmavošedé horniny vrchného karbónu. Vyššiu časť príkrovu zastupujú prevažne karbonatické masy triasu. Príkrov gemeríd spočíva ako mierne synklinálne prehnutá doska na podloží.

Severozápadné ohraničenie Muránskeho krasu je na tiažových mapách zobrazené nahustením izoanomál, spôsobené stykom hustotne ťažších hornín mezozoika na juhovýchode s hustotne ľahšími horninami kryštalinika na severozápade. Na základe výsledkov komplexnej analýzy tiažových máp predpokladáme, že maximálna mocnosť Muránskeho krasu je na jeho juhovýchodnom okraji a dosahuje cca 2 km.

Vrchnokriedové leukokrátne granitoidy prenikajú na svoju dnešnú erozívnu úroveň len svojimi okrajmi v podobe žíl, resp. malých telies. Podľa geologických poznatkov, charakteru a intenzity gravitačných anomálií môžeme predpokladať, že ich rozšírenie je v hlbších častiach podstatne väčšie. Obyčajne sa viažu na oslabené miesta — zóny pozdĺž tektonických porúch. Významné miesto zaujímajú najmä v štruktúre Kohúta, kde sú strmé úklony horninových komplexov. Ďalšie výskyty neoidných granitoidov sú zaznamenané v oblasti Kráľovej hole, severovýchodne od Heľpy a v pásme pozdĺž ľavého brehu Hrona v úseku Beňuš—Polomka. Všetky tieto výskyty granitov vyvolávajú lokálne záporné anomálie.

Vo východnej časti veporíd, v oblasti masívu Kohúta sa prejavuje na mapách regionálnych anomálií pre $r > 1\sqrt{5}$ a reziduálnych anomálií pre $r > 3\sqrt{5}$ plošne rozsiahla záporná tiažová anomália o intenzite cca -13 mgl. Z podrobného rozboru hustotných parametrov horninových komplexov v tejto oblasti, podľa

vzťahu charakteru a intenzity tiažového poľa, usudzujeme, že táto tiažová depresia (príl. 1 a 15) je vyvolaná rozsiahlym granitoidným telesom, ktoré sa smerom do hĺbky rozširuje. Z celkového posúdenia anomálií na všetkých gravimetrických mapách v spišskej a gemerskej časti Slovenského rudohoria predpokladáme, že interpretované granitoidné telesá v oblasti Kohúta a Volovca sa v hĺbke spájajú v jedno mohutné teleso. Reliéf tohoto telesa je v priestore nižnoslánskej depresie poklesnutý a nachádza sa v hĺbke cca 5 km. Na gravimetrických mapách sa pokles reliéfu prejavuje relatívne vyššími hodnotami tiaže a výrazným severojužným priebehom izoanomál. Na mapách magnetických anomálií v južnej časti nižnoslánskej depresie vidíme väčší počet lokálnych anomálií. Svedčí to o prítomnosti bázických hornín s vyšším obsahom feromagnetických minerálov.

Geofyzikálno-geologická analýza poruchových zón

Pri analýze zón v Spišsko-gemerskom rudohorí sme použili gravimetrické a magnetometrické mapy v mierke 1:25 000 a v širšej oblasti Slovenského rudohoria gravimetrické mapy v mierke 1:200 000. V tejto kapitole budeme analyzovať predovšetkým výrazné hustotné a magnetické rozhrania (anomálne zóny), ktoré zodpovedajú hlbinným zlomom a významným poruchám (zlomovým systémom).

Z kvalitatívnej interpretácie gravimetrických máp pre rôzne polomery vystredenia vyplýva, že najvýraznejšie hustotné rozhranie v Západných Karpatoch prebieha sv.—jz. smerom cez Levice a Poprad. O. Fusán (O. Fusán et al. 1971) toto rozhranie interpretoval ako čertovický zlom v hĺbke. V oblasti Slovenského rudohoria leží v úseku Detva—Heľpa.

Z geologicko-geofyzikálnej analýzy vyplýva, že tento geofyzikálny fenomén je deliacou hranicou, od ktorej sú všetky geologické horninové komplexy na severozápade uklonené v podstate k SZ, na juhovýchode k JV. Rozhranie je tektonickým stykom tatríd a veporíd v hĺbke a viažu sa naň kyslé a bázické intruzíva. Šírka tejto poruchovej zóny je cca 10 km a v pripovrchových úrovniach má šupinovitú stavbu s úklonmi prevažne k JV.

Pomerne výrazná tiažová anomálna zóna sz.—jv. smeru sa tiahne od Balašských Ďarmot cez Rimavskú Sobotu a Plešivec k Prešovu. Na všetkých transformovaných gravimetrických mapách sa prejavuje značným gradientom Δg v úseku od Balašských Ďarmot po Rimavskú Sobotu; zmenou charakteru a intenzity poľa a čiastočne gradientmi v úseku Rimavská Sobotu—Krásna Hôrka; zreteľnou prerušenosťou intenzity poľa a väčšou koncentráciou lokálnych anomálií v úseku Krásna Hôrka—Prešov. Na základe rozboru odvodených máp pre rôzne polomery vystredenia predpokladáme, že interpretovaná anomálna zóna odráža hustoné rozdiely horninových komplexov vo väčších hĺbkach. Toto rozhranie je v juhozá-

padnej časti od Balašských Ďarmot po Rimavskú Sobotu charakteristické intenzívnymi magnetickými anomáliami vyvolanými ultrabázickými a čiastočne bázickými telesami; v severozápadnej časti od Rimavskej Soboty po Prešov predovšetkým bázickými a čiastočne ultrabázickými telesami. Z geologického hľadiska sa funkcia tohto geofyzikálneho rozhrania nedá na základe doterajších geologických poznatkov vysvetliť v celom rozsahu. Predpokladáme, že v jeho juhozápadnej časti by mohla byť stykovou zónou medzi katazonálne metamorfovanými komplexmi hornín na juhu a epizonálne metamorfovaným paleozoikom gemeríd na severe. V severozápadnej časti v úseku Krásna Hôrka—Jaklovce sa súbežne s ním tial e smolnícke zlomové pásmo, ktoré by mohlo byť jeho povrchovým prejavom. Tuto geofyzikálnu poruchovú zónu označujeme ako plešivský zlomový systém.

Medzi uvedenými regionálnymi poruchovými zónami sa nachádza muránsky zlom a zdychavský zlomový systém.

Muránsky zlom leží na rozhraní kryštalinika a mezozoika Muránskej plošiny a pokračuje i na západe vo veporidnom kryštaliniku. Na gravimetrických mapách sa následkom malého hustotného kontrastu hornín kryštalinika a mezozoika ($\rho_s = 0,02 \text{ g/cm}^3$) prejavuje nevýrazne. Nepatrné hustotné rozdiely obidvoch horninových komplexov spôsobujú málo výrazné zmeny charakteru a intenzity tiažového poľa. V úseku od Muráňa po Vernár sa prejavujú zmeny charakteru poľa a málo intenzívne lokálne anomálie, ktoré sú zoskupené pozdĺž zlomu; severovýchodne od Vernára sa v zóne nahustenia izoanomál tiahne muránsky zlom; juhozápadne od Muráňa sa na gravimetrických mapách v mierke 1:200 000 prejavuje výraznejšie, najmä vyššími gradientmi Δg . Na základe gravimetrických údajov nemožno jednoznačne povedať, či muránsky zlom pokračuje do hĺbky.

Magnetometriou bol zistený väčší počet lokálnych anomálií len v úseku Muráň—Muránska Huta a severovýchodne od Švermova. Anomálie sú vyvolané porfýrmi v území Muráň—Švermovo a horninami série muránskych žulorúl medzi Muráňom a Muránskou Hutou.

Muránsky zlom v úseku Tisovec—Muránska Huta tvorí tektonický styk muránskych žulorúl kráľovohofského komplexu s granitoidmi. Vyvinutý je na krídle antiklinály kohútskeho masívu a na jeho juhovýchodnej strane badáme zreteľnú šupinovitú stavbu. Jeho tektonické pôsobenie sa prejavilo výstupom muránskych žulorúl z nižších úrovní stavby. Styk žulorúl s granitoidmi je zvýraznený viacerými lokálnymi tiažovými a magnetickými anomáliami a nevýraznými zmenami charakteru tiažového poľa.

Zdychavský zlomový systém sa tiahne asi 3 km jv. od muránskeho zlomu v kryštaliniku veporíd (A. Klíneč 1974). Na gravimetrických mapách sa prejavuje narušenosťou charakteru izoanomál a gradientom tiažového poľa. Narušenie poľa je evidentné v úseku od vrchu Korymovo nad Tisovcom, cez Karafovú, Kyprovrch až do oblasti Klimentovej a Čuntavy. Jeho pokračovanie na SV sa prejavuje výrazným gradientom Δg . Podobné prejavy sú viditeľné aj na mapách regionálnych

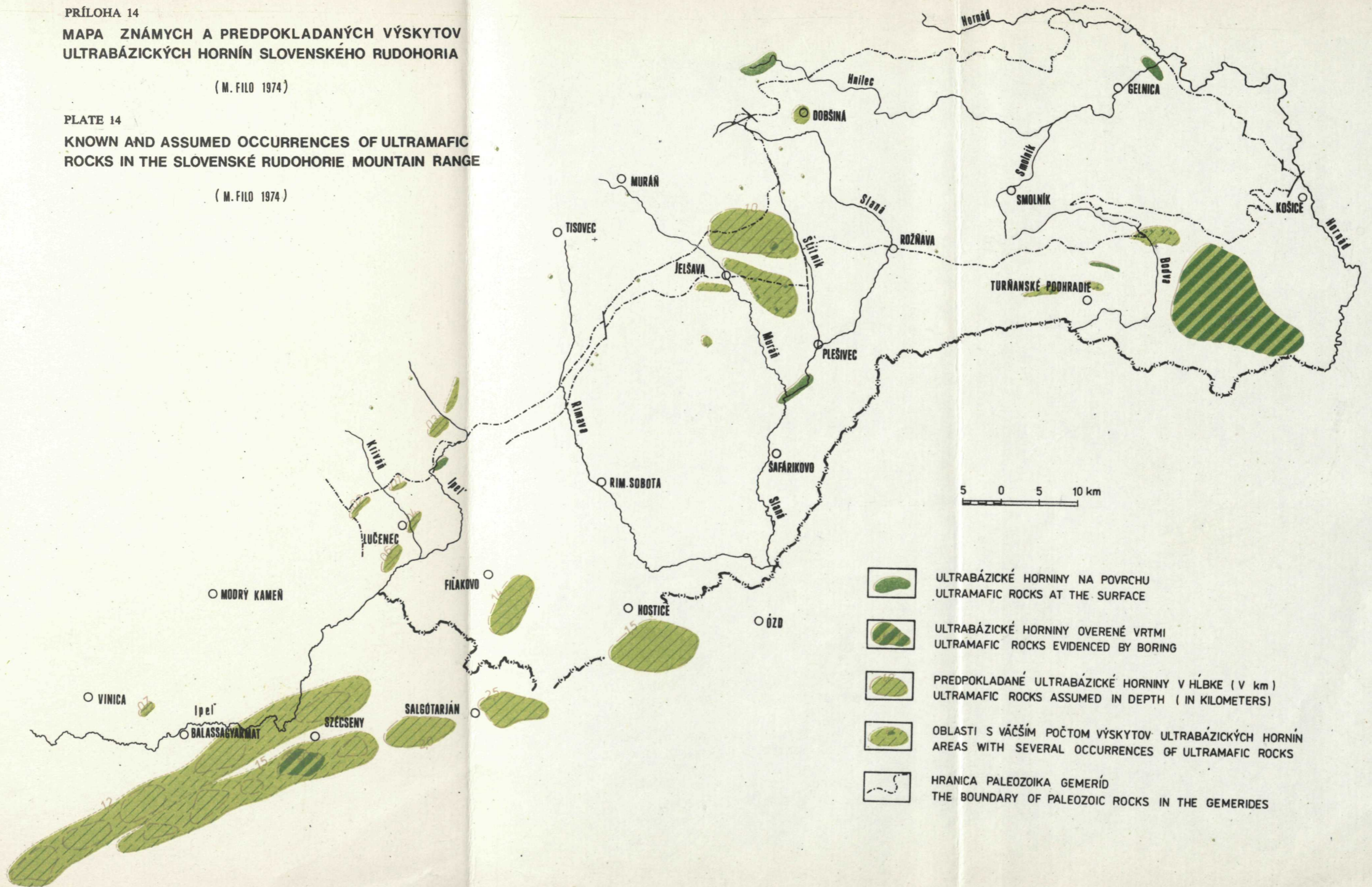
MAPA ZNÁMYCH A PREDPOKLADANÝCH VÝSKYTŮ
ULTRABÁZICKÝCH HORNÍN SLOVENSKEHO RUDOHORIA

(M. FILO 1974)

PLATE 14

KNOWN AND ASSUMED OCCURRENCES OF ULTRAMAFIC
ROCKS IN THE SLOVENSKE RUDOHORIE MOUNTAIN RANGE

(M. FILO 1974)








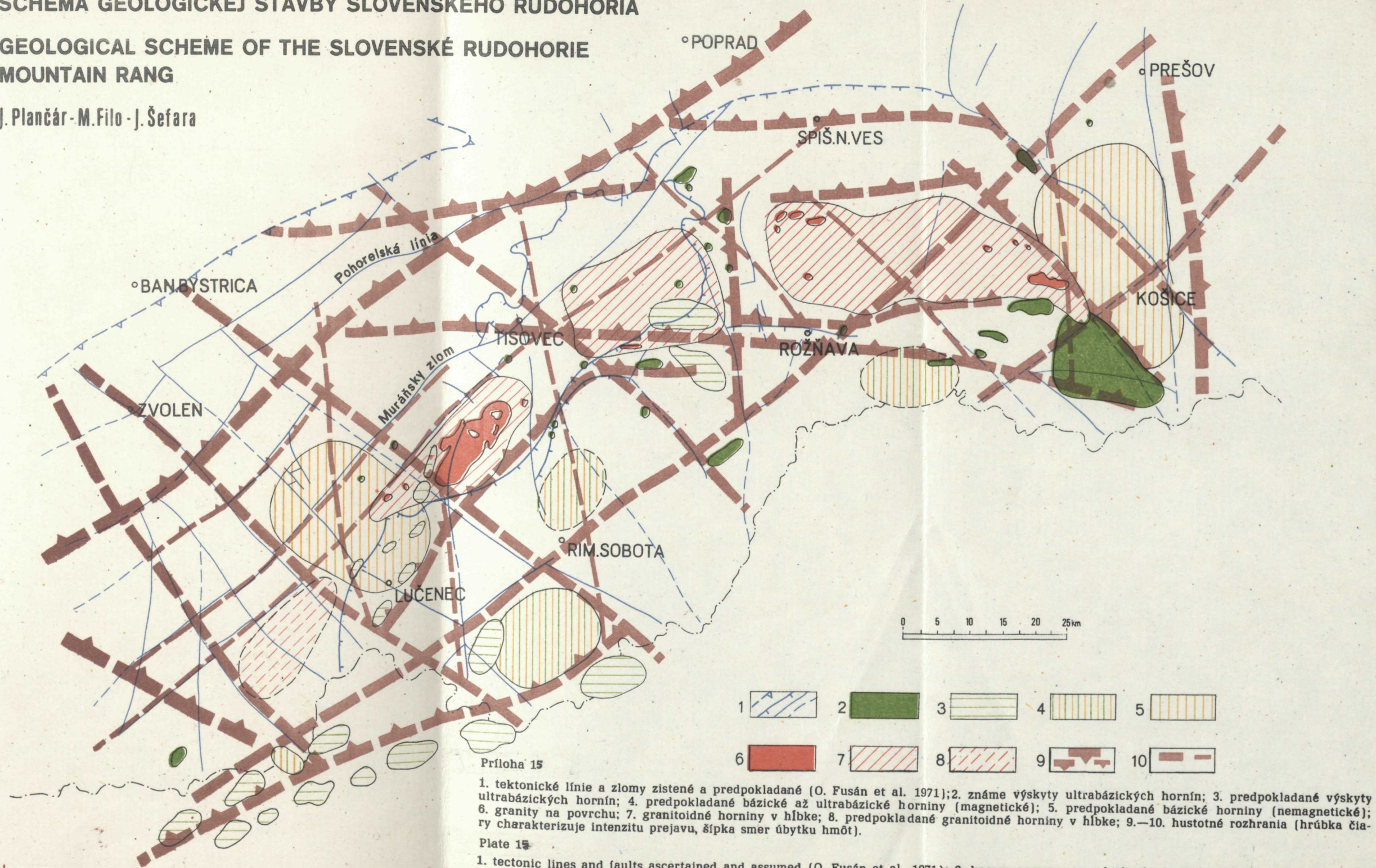
-  ULTRABÁZICKÉ HORNINY NA POVRCHU
ULTRAMAFIC ROCKS AT THE SURFACE
-  ULTRABÁZICKÉ HORNINY OVERENÉ VRTMI
ULTRAMAFIC ROCKS EVIDENCED BY BORING
-  PREDPOKLADANÉ ULTRABÁZICKÉ HORNINY V HLĚBKE (V km)
ULTRAMAFIC ROCKS ASSUMED IN DEPTH (IN KILOMETERS)
-  OBLASTI S VÁČŠÍM POČTOM VÝSKYTŮ ULTRABÁZICKÝCH HORNÍN
AREAS WITH SEVERAL OCCURRENCES OF ULTRAMAFIC ROCKS
-  HRANICA PALEOZOIKA GEMERÍD
THE BOUNDARY OF PALEOZOIC ROCKS IN THE GEMERIDES

SCHÉMA GEOLOGICKEJ STAVBY SLOVENSKEHO RUDOHORIA

GEOLOGICAL SCHEME OF THE SLOVENSKE RUDOHORIE MOUNTAIN RANG

J. Plančár - M. Filo - J. Šefara



Príloha 15

1. tektonické línie a zlomy zistené a predpokladané (O. Fusán et al. 1971); 2. známe výskyty ultrabázických hornín; 3. predpokladané výskyty ultrabázických hornín; 4. predpokladané bázické až ultrabázické horniny (magnetické); 5. predpokladané bázické horniny (nemagnetické); 6. granity na povrchu; 7. granitoidné horniny v hĺbke; 8. predpokladané granitoidné horniny v hĺbke; 9.—10. hustotné rozhrania (hrúbka čiar charakterizuje intenzitu prejavu, šípka smer úbytku hmôt).

Plate 15

1. tectonic lines and faults ascertained and assumed (O. Fusán et al. 1971); 2. known occurrences of ultrabasic rocks; 3. assumed occurrences of ultrabasic rocks; 4. assumed basic to ultrabasic rocks (magnetic); 5. assumed basic rocks (nonmagnetic); 6. granites at the surface; 7. granitic rocks in the depth; 8. assumed granitic rocks in the depth; 9.—10. density boundaries (width of the line indicates intensity of the feature, arrow indicates the direction of mass deficiency).

anomálií pre rôzne polomery vystredenia. Najzreteľnejšie sa však prejavuje na mapách reziduálnych anomálií pre $r = 2\sqrt{5}$ km, kde sa generálny smer lokálnych anomálií, ako aj nulových izoanomál kryje s priebehom tejto poruchovej zóny. Lokálna narušenosť poľa odráža najmä hustotné nehomogenity v kryštalíniku veporíd a zhoduje sa so zistenými diferenčnými hustotami jednotlivých petrografických typov hornín.

Priebeh zdychavskej poruchy sa dobre zhoduje so zónou magnetických anomálií. V juhozápadnej časti anomálie dosahujú hodnoty až 500 gama. Vyvolávajú ich predovšetkým svory, menej amfibolity a serpentinity. Menej výrazne sa prejavuje stredná časť, kde anomálie dosahujú intenzitu 200 gama a sú spôsobené hlavne amfibolitmi. Severovýchodná časť zóny je charakterizovaná malým počtom anomálií s amplitúdou do 100 gama, ktoré sú spôsobené najskôr žulorulami. Prítomnosť ultrabázických telies v juhozápadnej časti anomálnej zóny poukazuje na úzky vzťah magnetických anomálií k tomuto poruchovému systému.

Podľa analýzy tiažových a magnetických anomálií predpokladáme, že zdychavský zlomový systém siaha do hĺbky niekoľko km a má úklon k JZ.

Geologicko-geofyzikálne prejavy zdychavského poruchového systému pozorovať od pramennej oblasti Dobšinského potoka do juhovýchodného okolia Tisovca a geofyzikálne ho možno sledovať až k Haliču. Jeho os prebieha približne cez Muránsku Zdychávu a šírka poruchy je asi 3 km. V rámci tohto zlomového systému sa tektonicky stýkajú kryštalické bridlice hronského komplexu s granitoidmi kráľovohoľského komplexu. Vo Východnej časti sa napája na synklinálu Kyprového vrchu, z ktorej vystupujú kvarcity a arkózy obalovej série. Z južnej strany sú na ne tektonicky nasunuté granitoidy a migmatity. Zo západnej strany ostro ohraničuje muránske žuloruly, ktoré sa v podobe hraste vyzdvihujú na dnešnú úroveň. V horninách, ktoré vystupujú v tomto poruchovom systéme, často nachádzame prejavy disharmonického vrásnenia. Porucha je v úzkom vzťahu s telesami kyslých intrúzií masívu Kohúta, Sinca a predpokladaného hlbinného telesa v oblasti Veľkého Krtiša.

Na južnom okraji centrálnej zóny Západných Karpát sa prejavuje výrazne geofyzikálne rozhranie. Ide o zlomový systém tiahnući sa od Košíc do oblasti Turne n/Bodvou. Jeho priebeh je geologicky i geofyzikálne potvrdený na maďarskom území a predpokladáme, že z oblasti Lenártoviec smeruje k Štúrovu. Severovýchodná a juhovýchodná časť tohto zlomového systému na našom území sa na všetkých gravimetrických mapách prejavuje zreteľnou narušenosťou tiažového poľa. Spôsobená je výraznými gradientmi, ostrými ohybmi izoanomál a intenzívnymi lokálnymi anomáliami. Z rozboru transformovaných máp regionálnych anomálií pre rôzne polomery vystredenia vyplýva, že táto poruchová zóna má hlboké založenie a siaha do hĺbky viac ako 10 km. Na túto poruchu sú viazané intenzívne magnetické anomálie (asi 500 gama) vyvolané ultrabázickými telesami.

Prejavom tohto zlomového systému je pokles horninových komplexov na jeho

juhovýchodnej strane v okolí Košíc. V dôsledku toho sa zblížili rôzne typy kryštalinika. Na severnej strane sú to epizonálne metamorfované staropaleozoické série (gelnická a rakovecká séria); na južnej strane granitoidy a migmatity (Šibeničný vrch v Košiciach). V severovýchodnej časti sa porucha tiahne severozápadným okrajom hlbinného ultrabázického telesa pri Komárovcich. Na maďarskej strane spôsobuje tektonický styk mezozoika Silickej planiny so starším paleozoikom odlišného vývoja v Maďarsku. V úseku od Lenártoviec po Balašské Ďarmoty, kde sa táto porucha približuje k plešivskej, sa vyskytuje väčší počet ultrabázických telies. Tento poruchový systém označujeme ako košicko-rudabanský.

Výrazná anomálna zóna v.—z. smeru zaberá územie od Komárovec cez Štítnik, Tisovec k Lomu n/Rimavicou, kde nadväzuje na čertovický hlbinný zlom. Na všetkých transformovaných gravimetrických mapách sa prejavuje zónou maximálneho nahustenia izoanomál a zónou niekoľkých intenzívnych anomálií. Magnetometriou tu boli zistené plošne rozsiahle anomálie vyvolané hlbinnými ultrabázickými telesami pri Komárovcich a Rochovciach.

Paralelne s predchádzajúcou zónou asi 5—10 km severnejšie, leží ďalšia anomálna zóna, ktorá sa tiahne od Jasova po Štítnik. Jej západná časť sa kryje s rožňavskou líniou. Na odvodených gravimetrických mapách sa prejavuje značným gradientom Δg , narušenosťou charakteru a intenzity poľa a tiež lokálnymi anomáliami. V zóne v úseku Moldava n/Bodvou—Rákoš je sprevádzaná početnými lokálnymi magnetickými anomáliami, vyvolanými menšími ultrabázickými telesami.

Z analýzy gravimetrických máp pre rôzne polomery vystredenia predpokladáme, že obidve uvedené anomálne zóny medzi Komárovcami a Revúcou predstavujú jedno široké zlomové pásmo s hlbinným dosahom asi 10 km a úklonom k juhu. Označujeme ho ako rožňavské zlomové pásmo. Ďalej predpokladáme, že jeho južný okraj je hlbinným prejavom severne ležiacej rožňavskej línie. Celý priestor rožňavského zlomového systému sprevádzajú regionálne magnetické anomálie smeru V—Z, šírka ktorých dosahuje asi 10 km a najvýraznejšie sa prejavuje v území Štítnik—Turna nad Bodvou (príloha 12). Usudzujeme, že príčinou regionálnej anomálie je maximálne nahromadenie ultrabázických telies v hĺbke väčšej ako 2,5 km. V západnej a východnej časti zlomového systému sa ultrabázické telesá nachádzajú v hĺbke asi 1 km. Severný a južný okraj zlomového systému ohraničujú nevelké telesá v hĺbke menšej ako 0,1 km.

Na základe rozboru tiažového poľa možno hustotné rozhranie v území Revúca—Lom nad Rimavicou považovať za súčasť rožňavského zlomového systému, avšak z hľadiska magnetického sa už prejavuje nápadným úbytkom magnetických hornín. V oblasti veporíd spôsobuje deformácie hornín kryštalinika a mezozoika Muránskej planiny.

Z rozboru gravimetrických máp vyplýva, že hustotné rozhranie sa tiahne od

Štítnika po Sirk, odkiaľ pokračuje na juhozápad do okolia Rimavskej Bane až Fíľakova. Táto anomálna zóna v úseku Štítnik—Sirk je rozhraním medzi mezozoikom Slovenského krasu a paleozoikom gemeríd a prakticky sa kryje s ľubenícko-margecianskou líniou; v úseku Sirk—Rimavská Baňa je rozhraním mezozoika Slovenského krasu, gemeridného paleozoika a veporidného kryštalinika.

Na základe výsledkov geofyzikálno-geologickej analýzy sa domnievame, že geofyzikálne rozhranie v úseku Štítnik—Sirk by mohlo byť súčasťou rožňavského zlomového systému.

Ďalšie výrazné hustotné a magnetické rozhranie v.—z. smeru prebieha od Gelnice po Dobšínú. Na gravimetrických mapách sa prejavuje výrazným gradientom Δg a jeho severný okraj ohraničuje pruh intenzívnych lokálnych magnetických anomálií vyvolaných horninami rakoveckej série. Zóna je uklonená k severu a predstavuje rozhranie medzi horninami rakoveckej série na strane jednej a horninami gelnickej série a gemeridnými granitmi na strane druhej. Podľa regionálnych gravimetrických máp v mierke 1:200 000 môžeme túto anomálnu zónu sledovať až do veporíd, kde končí na čertovickom zlome. V severnej časti nižnoslanskej depresie medzi Dobšínou a Dankovou ju narušuje výrazný sigmoidálny ohyb izoanomál Δg . Predpokladáme, že zóna je prejavom horehronskej terciérnej panvy, kde sa výrazne uplatňujú zlomy v.—z. smeru. Táto závislosť umožňuje interpretovať vyznačenú anomálnu zónu z. od Dankovej ako zlomový systém horehronský.

V študovanej oblasti podľa analýzy tiažového poľa boli interpretované výraznejšie hustotné rozhrania sz.—jv. smeru.

Najvýraznejšie rozranie je vo východnej časti voloveckého pásma v úseku Myslava—Gelnica. Na gravimetrických mapách sa prejavuje zónou maximálnych gradientov Δg . V strednej a severozápadnej časti sú nevýrazné lokálne magnetické anomálie vyvolané bázickými telesami. Na jej juhovýchodnú časť sa viaže plošne rozsiahla intenzívna magnetická anomália vyvolaná ultrabázickým telesom pri Komárovciach. Z geofyzikálneho hľadiska predstavuje rozhranie medzi ľahkými granitoidnými hmotami a serpentinitmi na jz. strane a ťažšími bázickými horninami na sv. strane. V tejto anomálnej zóne sú viaceré prešmyky v rakoveckej sérii. Prejavuje sa tu i jej styk s mladopaleozoickými a mezozoickými komplexmi.

Menej výrazné hustotné a magnetické rozhranie je interpretované na území Turňa nad Bodvou—Smolník—Henclová—Hnilec. Na gravimetrických mapách sa prejavuje značnou narušenosťou charakteru a intenzity poľa a lokálnymi anomáliami v mezozoiku Slovenského krasu, v gelnickej a rakoveckej sérii. Jeho zreteľný prejav možno pozorovať na mape reziduálnych anomálií pre $r = 1\sqrt{5}$ km a na mape regionálnych anomálií pre $r = 0,5\sqrt{5}$ km. Hustotné rozhranie sprevádzajú lokálne magnetické anomálie v oblasti mezozoika Slovenského krasu, vyvolané ultrabázickými horninami. V gelnickej sérii v širšom okolí Smolníka je väčšie nahromadenie magnetických hornín na jz. strane rozhrania, kým na sv. strane pozorujeme ich

nedostatok. V širšom okolí Henclovej sú magnetické horniny sústredené v sv. časti rozhrania, zatiaľ čo jz. časť sa prejavuje nedostatkom magnetických hmôt. V oblasti rakoveckej série dochádza k výraznej zmene intenzity magnetického poľa v smere V—Z.

Na základe rozboru tiažového a magnetického poľa, doloženého teoretickým geologickým modelom a geologickými skutočnosťami usudzujeme, že henclovský zlomový systém pokračuje do hĺbky najviac 3 km.

V nižnoslanskej depresii tiažové mapy vykazujú výrazné hustotné rozhranie smeru SZ—JV, ktoré priebeha jej východným okrajom; ďalšie intenzívne rozhranie s.—j. smeru sa zhruba kryje so štítnickým zlomom.

Z analýzy tiažového poľa, doloženej teoretickými výpočtami na konkrétnych geologických modeloch, dá sa usudzovať, že v nižnoslanskej depresii prebieha viacero zlomov s väčším hĺbkovým dosahom a že tu ide o kombináciu zlomov SZ—JV so zlomami S—J. Tieto úvahy dokumentujú mapy regionálnych anomálií pre polomery vystredenia $r = 0,5 \sqrt{5}$, $1 \sqrt{5}$, $2 \sqrt{5}$ a $5 \sqrt{5}$ km, ako i mapy analytického pokračovania pre $h = 0,5$, 1 , 2 , a 3 km.

Na základe geofyzikálno-geologickej syntézy predpokladáme, že nižnoslanská depresia je sprevádzaná systémom zlomov s úklonom k V a SV. Najhlbšie založenie majú zlomy smeru SZ—JV (asi 6 km), zatiaľ čo zlomy smeru S—J by nemali presiahnuť hĺbku 3 km. Podľa geologických interpretácií usudzujeme, že štítnický zlom je preto geologicky výrazný, lebo prebieha na okraji dvoch výrazných tektonických jednotiek v blízkosti lubenicko-margecianskej línie, čím zvýrazňuje najmä styk gemeríd s veporidami.

Štítnický zlomový systém podmienil vznik nižnoslanskej depresie, v ktorej sa uchovali mladopaleozoické a mezozoické komplexy, a spôsobil pokles reliéfu granitoidov do hĺbky asi 5 km.

Helpiansky zlomový systém sa tiahne cez sedlo Priehybu k Malužinej a jv. smerom do oblasti Muráňa. Na gravimetrických mapách sa v úseku od Muráňa k Jelšave prejavuje výrazným gradientom Δg ; na juhovýchod od Jelšavy a severozápad od Muráňa čiastočne gradientom Δg a značnou narušenosťou charakteru a intenzity tiažového poľa. Magnetometriou boli na tejto poruche zistené pomerne intenzívne anomálie. Mnohé z nich sú vyvolané výskytmi ultrabázik.

Geologicky sa toto pásmo vyznačuje veľkou porušenosťou hornín kryštalinika i mezozoika, šupinovitou stavbou, pričom poruchy majú sv. sklon.

Ďalšie intenzívne geofyzikálne rozhrania toho istého smeru sú v západnej časti Slovenského rudohoria. Prvé prebieha cez Poltár a druhé cez Lučenec. Podrobnejšie ich analyzoval O. Fusán (O. Fusán et al. 1971).

Geofyzikálne rozhranie s.—j. smeru sa v oblasti Slovenského rudohoria prejavujú najmä v jeho východnej časti. Najvýraznejšie je na v. okraji voloveckého pásma a zodpovedá hornádskeму zlomovému systému.

Paralelne s hornádkym zlomovým systémom leží medzi Rudníkom a Jaklovcami menej výrazná anomálna zóna. Na gravimetrických mapách sa prejavuje čiastočne lineárnym usporiadaním lokálnych anomálií a zmenou charakteru ťažového poľa, ktorá zvyrazňuje hustotné rozdiely najmä medzi bázickými horninami a granitoidmi, serpentinitmi i horninami mezozoika Slovenského krasu. Magnetometriou boli v jej západnej časti vyčlenené telesá ultrabázik v priestore Jakloviec a Rudníka. Na juh od Rudníka prechádza táto porucha z. okrajom ultrabázického telesa pri Komárovciach.

Geologicko-geofyzikálna charakteristika priečných depresíí

Podľa geologických a geofyzikálnych výskumov možno v sledovanom území vyčleniť niekoľko výrazných priečných depresíí. Zo štruktúrno-geologického hľadiska je pre depresie charakteristické, že drobné b-osi v západných krídlach depresíí sa skláňajú mierne na východ, vo východných krídlach mierne na západ. Ďalším sprievodným znakom sú výskyt mladopaleozoických a mezozoických sedimentov. V depresných oblastiach pozorujeme relatívne záporné anomálie. Na magnetických mapách sú depresné časti charakterizované väčším počtom lokálnych anomálií, čo poukazuje na väčšie zastúpenie magnetických hornín blízko povrchu, jednak zvýšenými hodnotami regionálneho poľa, ktoré odráža väčšie nahromadenie magnetických hornín vo vertikálnom smere. Depresie sú teda charakterizované relatívne ťažšími a magnetickejšími horninami, zatiaľ čo elevácie ľahšími a prakticky nemagnetickými horninami.

Azda najtypickejšia a z geologického hľadiska najvýraznejšia je nižnoslanská depresia vyplnená mladopaleozoickými a mezozoickými sedimentmi. Dokázateľne sú v nej drobné priečne synklinály, zreteľne viditeľné na Radzime, pri Kobeliarove a na Repisku, ako i pri Dobšinej. Na mape úplných Bouguerových anomálií sa v jej strednej časti prejavujú relatívne vyššie hodnoty Δg (2 až 5 mg/l) ako v elevačnom pásme Zlatého stola na jednej strane a Stolice vo veporidách na strane druhej. Môžeme ju veľmi dobre sledovať i na mapách regionálnych anomálií pre menšie polomery vystredenia (do $r = 2\sqrt{5}$ km). Najvýraznejšie sa prejavuje na mapách reziduálnych anomálií $r = 2\sqrt{5}$ a $5\sqrt{5}$ km, kde pole v depresnej časti dosahuje relatívne vyššie hodnoty, až o 10 mg/l viac ako okolie. Na mape magnetických anomálií je vyčlenený celý rad lokálnych izolovaných anomálií, predovšetkým v južnej a severnej časti depresie.

Druhou priečnou depresiou je mníšecká, tiahnúca sa centrálnou časťou gemeríd. Charakteristická je tým, že v gelnickej sérii priebeh lineárnych prvkov (drobné vrásky, priesečníky bridličnatosti atď.) sa v západnom krídle ukladajú na východ, vo východnom krídle na západ. Jej okrajové časti na juhu sú vyplnené sedimentmi rakoveckej série, mladopaleozoickými sedimentmi pri Štose a mezozoickými

v Zádielskej doline. Na severe k depresii patrí väčšie množstvo sedimentov rakoveckej série pri Švedlári, najmä však horniny mezozoika pohoria Galmus. Jej geofyzikálne prejavy sú menej výrazné. Najlepšie ich možno pozorovať na mape reziduálnych anomálií $r = 5 \cdot \sqrt{5}$ km, kde sú v súlade s geologickými poznatkami. Hodnoty reziduálnych anomálií tu dosahujú 5 mgl oproti elevačnému pásmu Zlatého stola a Kojšovej hole. Na mapách regionálnych anomálií ju možno pozorovať len pri malých polomeroch vystredenia $r = 0,5 \cdot \sqrt{5}$ a $1 \cdot \sqrt{5}$ km. V celom priestore tejto depresie bolo magnetometriou zistené veľké množstvo lokálnych anomálií rôznej intenzity. Dôležité je, že priebeh izoanomál regionálneho magnetického poľa pomerne dobre korešponduje s osou depresie a regionálne anomálie dosahujú relatívne vyššie hodnoty o 10—20 gama. Výsledky gravimetrie a magnetometrie potvrdzujú, že v depresii sú hmoty relatívne ťažšie a magnetické.

Východná priečna depresia Folkmára, vyvinutá pri východnom okraji veporid, je taktiež veľmi zreteľná z priebehu lineárnych prvkov v staršom paleozoiku. Zvýraznená je však i temer súbežnou prešmykovou stavbou vyplnenou mladopaleozoickými sedimentmi a mezozoikom. Zvlášť zreteľná je štruktúra v oblasti Folkmára. Bouguerove anomálie v jej strednej časti dosahujú v porovnaní s jej východnou a západnou stranou relatívne vyššie hodnoty o 15—20 mgl. Intenzívnejšie sa prejavuje aj na všetkých mapách regionálnych anomálií až do polomeru vystredenia $r = 5 \cdot \sqrt{5}$ km. Magnetické anomálie boli zistené len v priestore rakoveckej série. V depresii sa teda vyskytujú veľmi ťažké, ale slabo magnetické horniny.

Z komplexnej geologicko-geofyzikálnej analýzy vyplýva, že najvýraznejšia depresia v gemeridách je folkmárska, menej výrazná je nižnoslanská a najmenej sa prejavuje mníšecká depresia.

V západnej časti Slovenského rudohoria sú dve depresné pásma. Prvé z nich je na území medzi Železníkom a Rimavskou Baňou. Na jeho okrajoch, a to na východe pri Železníku a v brusnickej antiklinále sa nachádzajú staropaleozoické sedimenty gelnickej série, na západe v drobných výskytoch v oblasti Kocihy. Vnútro depresie vyplňujú rôzne mladšie sedimenty, no i pyroklastický materiál stredoslovenských neovulkanitov. Označujeme ju ako depresiu Ratkovskej Suche. Geomorfologicky je zvýraznená elevačným pásmom Stolice na východe a Sinca na západe.

Druhá depresia sa rozprestiera na území od Poltára po líniu Halič — Zvolenská Slatina. Označujeme ju ako tuhársku depresiu. Pre túto depresiu je charakteristické veľké rozšírenie mladopaleozoických sedimentov a mezozoika, ako i typický vývoj poltárskej formácie s výskytmi rôznych typov čadičov na zlomových pásmach.

Tieto depresie sa na tiažových mapách prejavujú predovšetkým vyššou intenzitou tiažových anomálií i priebehom izoanomál oproti elevačným pásmam.

Keďže v týchto depresiách neboli zatiaľ vykonané podrobné tiažové merania, pri posudzovaní sme použili odvodené mapy regionálnych a reziduálnych anomálií pre

$r = 2, 4, 6, 8, 10, 12$ a 20 km, vyhotovené z máp úplných Bouguerových anomálií $1 : 200\ 000$. Depresie tuhárska i Ratkovskej Suhej sa prejavujú najmä na mapách reziduálnych anomálií pre polomery vystredenia $r = 4$ km a viac a najlepšie ich možno sledovať pre $r = 12$ a 20 km. Intezity reziduálnych anomálií oproti elevačným častiam dosahujú rozdiely $\Delta g = 5$ až 10 mgl.

Magnetometriou bol zistený väčší počet lokálnych anomálií a zvýšené hodnoty magnetického poľa sa prejavujú aj na mapách regionálnych anomálií a analytického pokračovania do horného polopriestoru v smere depresii.

Výskyt ťažších a magnetických hmôt v obidvoch depresiiach je teda opäť zjavný.

Všetky priečne depresie sú späté s geologicky významnými zlomami, ktoré boli zistené geologickými a geofyzikálnymi metódami. V jednotlivých depresiiach pozorujeme rôzne zlomové systémy. Pre tuhársku depresiu a depresiu Ratkovskej Suhej sú charakteristické zlomové systémy najmä sudetského smeru. V nižnoslanskej depresii sú vyvinuté sudetské a karpatské zlomy a zlomy smeru S—J. Geofyzikálne bolo dokázané, že najväčšie hĺbkové pokračovanie majú zlomy karpatského smeru. V mníšskej a folkmárskej depresii nadobúda väčší význam karpatský smer na povrchu i v hĺbke. Najvýraznejšie prelomy v skúmanom území sa viažu práve na opisované depresie a predstavujú vlastne poruchové (zlomové) systémy.

Záver

V tejto časti budeme analyzovať pripovrchové štruktúrne prvky stavby zemskej kôry oblasti Slovenského rudohoria. Na základe výsledkov geofyzikálneho výskumu bola spresnená interpretácia priestorového rozloženia granitoidných hmôt, rozšírenia bázických a ultrabázických hornín a priebehu výraznejších hustotných a magnetických rozhraní, ktoré obyčajne zodpovedajú poruchovým zónam.

Interpretované telesá granitoidov v Slovenskom rudohorí predstavujú tri samostatné masívy, ktoré sa v hĺbke asi $3\text{--}5$ km spájajú v jeden súvislý pruh s priemernou šírkou 12 až 15 km (príl. 15). Ide o masív Volovca, Kohúta a Sinca. Podľa kvalitatívneho posúdenia gravimetrických a magnetometrických údajov v južnej časti stredoslovenských neovulkanitov (J. Šefara et al. 1974) predpokladáme, že ľahké granitoidné hmoty pokračujú v hĺbke jz. smerom až do oblasti Veľkého Krtíša. Z výsledkov teoretických modelov i transformovaných regionálnych máp v mierke $1 : 200\ 000$ je zjavné, že ťažové anomálie vyvolané granitoidmi sa neprejavujú pri polomere vystredenia $r > 10$ km. Znamená to, že v hĺbke väčšej ako 12 km sú hustotné pomery a pravdepodobne i látkové zloženie prostredia približne rovnaké.

S priestorovým rozšírením mladých granitoidných masívov veľmi dobre koreluje zonárne usporiadanie ťažších a magnetických hornín—diabázov a ich pyroklastík,

amfibolitov, gabier, gabrodioritov a dioritov v oblasti gemeríd, a svorov, fylitov a amfibolitov v pásme Kohúta. Tieto horniny lemujú okraje granitoidných masívov vo vrchnej časti zemskej kôry a dokresľujú mozaiku čiastkových elevácií a depresí hlavne na južnom okraji Slovenského rudohoria.

Rozsiahle bázické teleso západne od Košíc pokračuje jz. smerom pod horninové komplexy paleozoika a mezozoika Slovenského krasu. Podľa analýzy gravimetrických máp v mierke 1 : 1 000 000 z oblasti Slovenska a Maďarska predpokladáme, že toto teleso predstavuje sv. okraj bázických hmôt, ktoré majú najväčšie rozšírenie v severovýchodnom Maďarsku. Druhé plošne rozsiahle teleso bázických hornín predpokladáme v širšom okolí Lovinobane. Podľa analýzy tiažových anomálií usudzujeme, že toto teleso pokračuje v hĺbke smerom na JV pod kryštalinikum pásma Kohúta. Dôležitým faktom je, že obidve telesá predpokladaných bázických hornín sú prakticky nemagnetické.

Plošne menej rozsiahle bázické telesá sa vyznačujú pomerne výraznými magnetickými vlastnosťami a nachádzajú sa v okolí Blhoviec a Kováčoviec.

Najväčšie sústredenie ultrabázických telies je v oblasti Lučenca a v širšom okolí Jelšavy a Moldavy n/Bodvou. Prevažná väčšina z nich sa nachádza na južnom okraji granitoidných masívov Volovca, Kohúta, Sinca a predpokladaného výskytu v oblasti Veľkého Krtíša. Na severnom okraji granitoidných masívov sa vyskytujú ultrabázické telesá len ojedinele a spravidla sú viazané na poruchové zóny.

Nápadným sprievodným javom výskytu komárovského a predpokladaného rochovského a fiľakovského ultrabázického telesa je skutočnosť, že sú úzko späté s výraznými zlomovými systémami. Komárovské teleso sa nachádza na križovaní rožňavského (V—Z), hodkovského (S—J), košicko-rudabanského (SV—JZ) a henckovského (SZ—JV) zlomového systému; rochovské teleso je na križovaní rožňavského a štítnického zlomu (S—J) a porúch sz.—jz. smeru zasahujúcich juhozápadný okraj nižnoslanskej depresie; predpokladané fiľakovské teleso je opäť viazané na tektonický uzol zlomových systémov sv.—jz., s.—j. a sz.—jv. smeru.

Stav terajších znalostí nám dovoľuje tvrdiť, že na území Slovenského rudohoria sa uplatňujú dve štruktúralne odlišné skupiny horninových komplexov. Do prvej skupiny zahrňujeme také, ktoré majú znak plikatívnych foriem (vrásky, šupiny, príkrovy) a vznikli najneskoršie v subhercýnskom vrásnení. Druhú skupinu tvoria neskorotektonické a potektonické formy intruzívno-magmatického charakteru (mladé granitoidy, serpentinity a ďalšie neoidné intrúzie) spolu s povrchnokriedovými sedimentárnymi formáciami. Slovenské rudohorie je takým územím, kde sú obe tieto skupiny štruktúr navzájom úzko späté. Vyskytujú sa len určité menšie úseky, kde jedna alebo druhá skupina na povrchu prevláda. V dnešnej erozívnej úrovni má prevahu prvá skupina. Je teda celkom pochopiteľné, že v geologických hodnoteniach stavby prevažovali prvky, ktoré radia túto oblasť medzi územia s vrásovo-príkrovovou stavbou. Ak však obrátíme pozornosť aj na hlbšie úrovne,

vyplynie, že stavba Slovenského rudohoria je kombináciou vrásovo-príkrovových foriem s mohutnými podpovrchovými, potektonickými až neskorotektonickými intrúziami. Vrásovo-príkrovové štruktúry sú hlavnou formou vnútornej stavby kryštalinika i mezozoika, pričom sa tieto celky rozpadávajú na menšie jednotky—šupiny uložené buď v horizontálnej, alebo v mierne uklonenej rovine. V prevažnej časti územia sú uklonené k juhu alebo k juhovýchodu, i keď to nie je všeobecne platné pravidlo. Čiastkové jednotky sú oddelené poruchami rôzneho významu. Okrem disjunktívnych plôch, viazaných na hlavnú etapu tvorby vrásovo-príkrovových štruktúr karpatského a sudetského smeru, je tu viacero významných mladších porúch, ktoré sa prejavujú najmä na geofyzikálnych mapách. Ich význam, vek a funkcia sú často diskutabilné a pri interpretácii stavby môžu byť zdrojom mnohých úvah a rozporov.

V oblasti gemeríd medzi lubenícko-margecianskou a rožňavskou líniou sa v mohutnom antiklinoriálnom pásme vynárajú na povrch paleozoické série. Sú to gelnická, rakovecká séria a mladopaleozoické formácie. Ich vystupovanie je podmienené ďalšími štruktúrami nižšieho rádu — synklinálami, antiklinálami, eleváciami a depresiami osí, ako aj prvkami disjunktívneho charakteru. Výskyty najspodnejšej—gelnickej série (kambro-silúr) sa viažu na klenbovitú štruktúru, ktorá je asymetricky usporiadaná voči nadložným sériám a je porušená mladšími smerovými a priečnymi zlomovými systémami. V jadre tejto klenbovitej štruktúry sa tiahne rozsiahle hlbinné granitoidné teleso.

Na krídlach antiklinória Volovca, a to najmä v jeho severnej a severovýchodnej časti vystupuje rakovecká séria (devón ?). V jej severnej časti sú vrásové krídla mierne uklonené. Je narušená prešmykmi a priečnymi zlomovými systémami, ktoré sú zvlášť výrazné v jej sv. časti. Ide tiež o tzv. črmeľskú sériu. Na južnom krídle voloveckého antiklinória má podstatne menší rozsah. Aj tu sú viditeľné znaky výraznej porušenia. Na gelnickej sérii leží diskordantne. Obe staropaleozoické série sú metamorfované do fácie zelených bridlíc.

Mladšie paleozoikum lemuje staropaleozoické série gemeríd temer po celej ich dĺžke. Je zastúpené vrchným karbónom a permom. Pozdĺž severného okraja staropaleozoických sérií je uklonené mierne k severu. Ich diskordantný vzťah k podložným sériám je evidentný. Posledné výskumy ukazujú, že i severnejšie ležiaci pruh diabázov patrí do mladšieho paleozoika. Úklony k S a SV sa uplatňujú len v úseku Košice—Dobšiná. Naproti tomu celý západný pruh od Markušky po Podrečany je uklonený k juhu.

Ostatné výskyty hornín mladšieho paleozoika v oblasti Nižnej Slanej a širšom okolí Štósu sú uložené približne horizontálne, avšak v blízkosti rožňavského zlomového systému sú strmo uklonené k juhu. Tieto komplexy sú často silne porušené mladšími poruchami.

V priestore voloveckého antiklinória je niekoľko izolovaných ostrovov mezozoika, ktorých výskyty sa spravidla viažu na mladšie paleozoikum. Zo štruktúrneho

hľadiska nie sú však voči podložiu smerove diferencované. Predstava geologickej stavby gemeríd je znázornená na profile (príl. 16).

V oblasti veporíd, ktorá spolu s kryštalinikom Nízkych Tatier, Veľkej Fatry a azda aj Vysokých Tatier tvorí mohutnú osovú eleváciu, je štruktúrna stavba zložitejšia. Podľa zastúpenia komplexov môžeme toto územie hodnotiť ako oblasť akumulácie tektonických jednotiek. Za autochtónne komplexy môžeme v istom zmysle považovať len sériu muránskych žurorúl a hrónský komplex. Granitoidy, migmatity krafovohoľského komplexu, ako aj ďalšie celky kryštalinika sú v tektonickej pozícii na kryštalickej bridliciach. Majú povahu mohutného príkrovu, na ktorom leží ďalší—vyšší príkrov z mladšieho paleozoika a mezozoika Muránskej plošiny. V juv. časti veporíd, v oblasti kohútskeho pásma sa až po tzv. zdychavský poruchový systém mohutné šupiny predalpínskych granitoidov a migmatitov ukláňajú k juhovýchodu. Úklon kolíše medzi 50—70°. Tieto celky spolu s tzv. sériou Hladomornej doliny tvoria tektonické podložie paleozoických sérií gemeríd, čo bolo geofyzikálne potvrdené.

Kráľovoohoľské pásmo má povahu synklinória, zatiaľ čo krakľovské pásmo má charakter antiklinória. V jeho najsevernejšej časti sú horninové komplexy nasunuté pozdĺž poruchového systému Čertovice na rulové a migmatitové komplexy, ktoré budujú južný okraj Nízkych Tatier. Osi týchto pásem sú uklonené k severovýchodu.

Kryštalinikum v oblasti Kohúta má zložitú štruktúru. Je to okrajové pásmo veporíd, ktoré sa člení na čiastkové štruktúry. Deliacou hranicou je tu výrazne sa prejavujúci zdychavský poruchový systém, resp. zdychavská hrasť.

Na južnom okraji veporíd je viditeľná zvlášť výrazná šupinovitá a vrásová stavba evidentná v oblasti Markušovského vrchu. Tu je vyvinutá séria Hladomornej doliny, ktorej južné krídlo sa ponára pod nasunuté paleozoické členy gemeríd.

V severnejších oblastiach veporíd sa uplatňujú výrazné znaky vertikálneho rozčlenenia kryštalinika, čo sa potvrdzuje i geofyzikálne. Predstava o geologickej stavbe veporíd je znázornená na ideovom profile (príl. 17).

Ak posudzujeme zároveň oblasť voloveckého pásma a veporíd z geologického hľadiska, vidíme rozdiel v zastúpení horninových komplexov a v celkovej štruktúre stavby. Poukázali sme už na to, že veporidy sú oblasťou akumulácie jednotiek. Tektonické hranice medzi nimi majú charakter subhorizontálne orientovaných rovín, ktoré úplne chýbajú oblasti voloveckého pásma. Avšak ostatné znaky — pozdĺžne a priečne poruchy regionálneho významu, ako aj prítomnosť mladých intruzívnych telies — tieto oblasti skôr spájajú ako rozdeľujú.

Do tlače odporučili: O. Fusán a M. Bližkovský

Literatúra

- AM, K. 1972: The arbitrarily dyke; interpretation by characteristic. *Geoexploration*, 10, Amsterdam, 63—90.
- ANDREJEV, B. A. — KLUŠIN, I. G. 1962: Geologičeskoe istolkovanie gravitacionnyh anomalij. 1. ed., Leningrad, Izdatel'stvo Gostoptechizdat, 495.
- ANDRUSOV, D. 1958, 1959, 1965: Geológia československých Karpát I—III. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- BÁRTA, R. 1965: Gemer — serpentinity, prieskum za rok 1963—1964, lokalita Rudník—Jasov. Geofond, Bratislava, 39.
- BÁRTA, R. et al. 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria, záverečná správa. Geofond, Bratislava, 200.
- BERÁNEK, B. 1964: Několik poznámek ke vzorcům pro výpočet druhých derivací tíže. *Užitá geofyzika*, 3. Ústí. Úst. geol. Praha.
- BERÁNEK, B. 1964: On Some Properties of Formulae for Calculating Second Derivatives of Gravity, *Geofyz. sborník* . . .
- BERLJAND, J.G. 1974: Matematičeskije metody interpretacii geomagnitnogo polja. *Fizika zemi* (Moskva), 5. 96—112.
- BLIŽKOVSKÝ, M. et al. 1967: Výzkum interpretace potenciálových polí. Dílčí metodická zpráva. Manuskript-archív Geofyziky Brno, 89.
- BLIŽKOVSKÝ, M. — MATĚJ, F. — OBR, J. 1972: Výpočetní programy v oboru užitě gravimetrie, část 1: Odvozena tíhová pole. Manuskript-archív Geofyziky, Brno, 182.
- BOTH, M. H. — SMITH, E. A. 1958: The estimation of the limiting depth of gravitating bodies. *Geophys. Prospect. (The Hague)*, 6.
- BUDAY, T. — DUDEK, A. — IBRMAJER, J. 1969: Některé výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1:500 000. *Sbor. geol. Věd, řada UG*, 8 Ústí. Úst. geol. Praha, 7—36.
- CIDLINSKÝ, K. 1968: Reinterpretace seizmického profilu Košice — 1. Manuskript-archív Geofyziky, Brno, 4.
- ELKINS, Th. A. 1951: The Second Derivate Method of Gravity Interpretation. *Geophysics*, 16, Tulsa, 29—50.
- FILO, M. 1962: Geofyzikálny prieskum v okolí Tisovca. Dipl. práca. Manuskript-PFKU, Praha, 80.
- FILO, M. 1966: Magnetický prieskum v oblasti Moldava nad Bodvou—Komárovc. Geofond, Bratislava, 18.
- FILO, M. 1968: Detailné geomagnetické merania v Spišsko-gemerskom rudohorí, Geofond, Bratislava, 46.
- FILO, M. — ŠEFARA, J. 1973: Vklad geofiziki v rešenie nekotorych geologičeskich problem Spišsko-Gemerskich Rudnych gor. *Materialy X. kongresa KBGA, sekcia VIII, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 17—27.
- FILO, M. — OBERNAUER, D. — STRÁNSKA, M. 1974: Geofyzikálny výskum kryštalínika tatroveporid — oblasť Kráľovej hole a Kohúta. Geofond, Bratislava, 72.
- FILO, M. — KRS, M. 1974: Magnetické vlastnosti ultrabázických hornín Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slovacae*, 6, 2, Spišská Nová Ves, 137—142.
- FUSÁN, O. — SNOPOKO, L. 1963: Bauelemente der Gemeriden. *Geol. Práce, Správy* 28, geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 89—102.
- FUSÁN, O. et al. 1965: Geologická interpretace tíhových a aeromagnetických měření ve Spišsko-gemerském rudohorí. *Zborn. geol. Věd, rad ZK 4, geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 7—28.
- FUSÁN, O. et al. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. *Sbor. geol. Vied, rad ZK 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 160.

- FUSÁN, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborn. geol. Vied, rad ZK 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 173.
- GLADKIJ, K. V. 1967: Gravirazvedka i magnitorazvedka. 1. ed. Izdatel'stvo Nedra, Moskva, 316.
- GRANT, F. S. 1972: Review of data processing and interpretation methods in Gravity and Magnetics 1964—71. *Geophysics* 37, 4, Tulsa, 647—661.
- GRIFFIN, V. 1949: Residual gravity in theory and practice. *Geophysics*, 14, 1, Tulsa, 39—56.
- HALL, D. H. 1964: Magnetic and Tectonic Regionalization on Texada Island, British Columbia. *Geophysics*, 29, 4, Tulsa, 565—581.
- HERGERDT, T. 1962: Ein Vergleich von nach verschiedenen Näherungswegen Berechneten Werten von U_{zzz} für theoretische und praktische Beispiele. WEB, Geophysik, Leipzig, C—1.
- HOVORKA, D. 1965: Serpentininity kohútiského kryštalinika a ich metamorfne produkty. *Acta geologica et geographica*, Univ. Com., geol. 9, Bratislava, 42—52.
- HOVORKA, D. 1967: Genetic Types and Stratigraphy of Ultrabasic Rocks in the West Carpathians. Carpatho-Balkan Geolog. Association. 8th Congress. Belgrade. Reports.
- HRICKO, J. 1965: Záverečná správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Klipperg — východ. Geofond, Bratislava, 37.
- HRICKO, J. 1968: Slovensko — azbest. Geofyzikálne merania v oblasti Rudná — Rakovnica. Rákoš, Bretka — Čoltovo, Dobšinská ľadová jaskyňa, záv. správa Geofond, Bratislava, 76.
- IBRMAJER, J. 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v mēřítku 1 : 200 000, závērečná zpráva ÚGF za roky 1957—1960. Geofond, Praha.
- JANÁK, F. — KADLEC, E. et al. 1969: Statistické zpracování naměřených hodnot fyzikálních parametrů s aplikací na horninách Spišsko-gemerského rudohoří a přilehlých oblastí. Geofond, Bratislava, 180.
- JAROŠ, J. — VÁLEK, R. 1973: Hlubší stavba Příbramská podle gravimetrie. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 4.
- KANTOR, J. 1957: A^{40}/K^{40} metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. *Geol. Práce, Správy* 11, Bratislava, 188—192.
- KANTOR, J. 1959: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa A/K^{40} metódy. *Geol. Práce, Správy* 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—10.
- KLINEC, A. et al. 1962: Kryštalinikum Slovenska 01—A—2, list Revúca M 1 : 50 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 60.
- KLINEC, A. 1965: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, rad ZK*, 6, Bratislava, 7—29.
- KLINEC, A. 1974: Čiastková závērečná správa za rok 1972. Geologická mapa východnej časti veporid M 1 : 50 000. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 128.
- KLUŠIN, I. G. — TOLSTICHIN, I. N. 1961: Vydelenie linejných tektonických dislokácií na geofyzických kartach. *Geol. i geof.* 6, Moskva, 121—147.
- KOTÁSEK, J. — KRS, M. 1965: Paleomagnetic Study of Tectonic Rotation in the Carpathian Mountains of Czechoslovakia. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology*. Elsevier Publ. Co. 1. Amsterdam, 39—49.
- KOTÁSEK, J. — KRS, M. 1965: Aspekty paleomagmatizmu pri řešení nekotorych stratigrafičeských i tektonických problem v alpijsko-karpatskej sisteme. KBGA, 7. kongres, Sofija, doklady 6, 39—43.
- KOULOMZINE, Th. — LAMONTAGNE, J. — NADEAU, A. 1970: New methods for the direct interpretation of Magnetic Anomalies by Inclined dykes of infinite length. *Geophysics*, 35, Tulsa, 812—830.
- KRS, M. et al. 1962: Geofyzikální výskumy a měření ve Spišsko-gemerském rudohoří — 1961. Geofond, Bratislava, 380.

- KRS, M. et al. 1964: Geofyzikální výskumy ve Spišsko-gemerském rudohoří, 1962—63, Geofond, Bratislava, 240.
- KRUTICHOVSKAJA, Z. A. — LAPINA, M. I. — GARBUZA, A. A. 1970: Ispol'zovanie metodiki analičeskogo prodolžania anomal'nych magnitnych polej dl'ja kartirovania zelezitych kvarcitov. Geofizičeskij sbornik 35, Kijev, 51—60.
- LAPINA, M. I. — STRACHOV, V. N. 1967: Metod sglazhivania potentsial'nych polej. Fizika Zemli, 8, Izd. Akademii nauk ZSSR, Moskva, 40—57.
- LINSSEER, H. 1967: Investigation of tectonics by gravity detailing. Geophys. Prospecting, 15, The Hague, 480—515.
- LINSSEER, H. 1972: Transformation of magnetometric data into tectonic maps by digital template analysis. Geophys. Prospecting, 16, The Hague, 179—207.
- MALOVIČKO, A. K. 1962: Osnovnyj kurz gravirazvedki 1, 2, 1. ed., Perm Izd. Permskogo gosuniversiteta, 323, 278.
- MAŠÍN, J. et al. 1963: Aeromagnetická mapa ČSSR, M=1:200 000. Geofond, Praha
- ODSTRČIL, J. 1965: Detailní tíhový průzkum Košické kotliny v roce 1963 a 1964, závěrečná zpráva. Geofond, Bratislava, 42.
- PICK, M. — PÍCHA, J. — VYSKOČIL, V. 1973: Theory of the Earth's Gravity Field. 1st ed., Praha, Publishing House Academia, 538.
- POPELÁŘ, J. 1968: Gravity field and izostasy in the area of the Czechoslovak West Carpathians. Sborn. geol. Věd, řada UG, 7, Praha, 7—24.
- POSGAY, K. 1967: A comprehensive survey of Geomagnetic masses in Hungary. Geofizikai közlemények, 14, Budapest, 180.
- ROSENBACH, O. 1953: A contribution to the Computation of the Second Derivate from Gravity Data. Geophysics, 18, 4, Tulsa, 894—912.
- SAXOV, L. — NYAGAARD, K. 1953: Residual Anomalies Depth Estimation. Geophysics, 18, Tulsa, 310—328.
- SMÍŠEK, M. 1961: Základný gravimetrický výskum Slovenska. Závěrečná správa, Slov. Akad. Vied, 1, 2, 3, 4, 5. Geofond, Bratislava 37, 36, 29, 39, 34.
- SMÍŠEK, M. — PLANČÁR, J. — KRŠÁK, J. 1970: Computation of gravity effect of irregular shape. Contribution of the Geophysical Institute, 2, Bratislava, 13—23.
- SMÍŠEK, M. — PLANČÁR, J. — KRŠÁK, J. 1973: Computation of gravity effect of irregular shape by the method of horizontal prisms. Contribution of the Geophysical Institute, 3, Bratislava, 59—67.
- ŠEFARA, J. 1973: Interpretation of vertical density interfaces using a map of gravity anomalies by means of a digital computer. Sborn. geol. Věd, řada UG, 11, Ústř. Úst. geol., Praha, 19—30.
- ŠEFARA, J. et al. 1974: Geofyzikální výskum stredoslovenských neovulkanitov — oblasť Ipeľskej kotliny a Krupinskej vrchoviny. Čiastková závěrečná správa. Geofond, Bratislava, 201.
- ŠKORVANEK, M. 1974: Priama a obrátená úloha gravimetrie pre poľufovú telesá. Práca k odborným kandidátskym prácam, Bratislava.
- TALVANI, M. — EWING, M. 1960: Rapid computation of gravitation attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, 25.1, Tulsa, 203—250.
- UHMANN, J. ELIÁŠ, M. 1968: Hustota hornín ČSSR. Vysvetlivky k mape hustot hornín ČSSR 1:500 000, Ústř. Úst. geol., Praha, 47.
- VÁLEK, R. 1972: Výpočet gradientu anomálního pole v geofyzice. Geol. průzkum, 14, Praha, 116—117.
- ZEJGELMAN, M. S. 1973: Modelirovanie magnitnovo pojja nad trechmernym vertikal'nym plastom boľšovo pogruženja i razrabotka metodov i ocenki jego parametrov. Geofizičeskij sbornik, 52, Kijev, 49—56.

Geophysical and geological interpretation of gravity and magnetic anomalies in the Slovenské rudohorie mountain range

Summary of the Slovak text

The paper is devoted to a complex geological-geophysical synthesis of newest geological facts and geophysical measurements carried out during last 15 years in the area of the Slovenské rudohorie mountain range (Slovak Oremountains). The synthesis is based upon the geological interpretation of density and magnetic inhomogeneities close to the surface or in a greater depth. Density and magnetic boundaries are considered as expressions of important dislocations (fault systems).

Defined extension and deep continuation of siliceous, basic, and ultrabasic intrusive bodies as well as course of major fault systems are of an essential importance for economic geology, as these phenomena are closely related to the distribution of mineral deposits. Gravity and magnetic measurements at the scale 1 : 25 000 and newest results of geology and structural boring contributed most to solving this problem.

Gravity and magnetic data that were available to us do not allow always an unambiguous interpretation in respect of the very complex geological structure of the area. A detailed geological and geophysical survey of the area using suitable methods would be required to reach a higher level of understanding of the structure and mineral deposits genesis. However, despite the difficulties mentioned, we presume that essentials of our interpretation concerning distribution of mass, structure, and extent of fault systems are probably correct.

Physical properties of rocks

On the basis of densities and magnetic properties in relation to the gravity and magnetic fields rocks of the area studied may be divided as follows:

Rocks of very low density (σ_0 less than 2.50 gcm^{-3}). Rocks of much lower density than the mean density for the area (2.66 gcm^{-3}) belong here. These are mainly Neogene sedimentary and volcanoclastic rocks, Mesozoic and Permian gypsum horizons, and Carboniferous breccias. They always cause negative gravity anomalies, if present in larger volumes. Character and intensity of anomalies correspond to their space distribution.

Rocks of low density (σ_0 2.50 — 2.66 gcm^{-3}). Rocks of lower density than the mean density for the area studied belong here. These are mainly Paleogene sedimentary rocks of the Spiš basin, alpine and hercynian granites, serpentinites, quartz porphyry and their pyroclastic equivalents, quartzites, sandstones, lydites, phyllites, mica schists, gneisses, granite-gneiss of Veporides, and Permian conglomerates of the Čierna hora mountain range. They may show either negative or positive gravity anomalies according to the density of surrounding rocks; in larger volumes they show always negative anomalies.

Rocks of medium density (σ_0 2.66 — 2.74 gcm^{-3}). These are mainly limestones, migmatites, granodiorites, gneisses, shales, sandstones, conglomerates, arcoses, graywackes, phyllites, quartzites of Rožňava facies and Drnava strata, Carboniferous diabase tuffites and serpentinites, porphyroids, cherts and diabases of the Gelnica group, Turčok granite, mica schists of Čierna hora, and lava flows of the Neogene volcanic complex. Rocks of the density range mentioned are the most widespread ones, they may cause either positive or negative gravity anomalies according to the density of surrounding rocks. The mean density of this

group of rocks serves as the basis in the qualitative interpretation of anomalous gravity field.

Rocks of high density (σ_0 2.74—2.90 gcm^{-3}). These are mainly rocks of the Rakovec group, dolomites, diabases and their tuffs, green schists, talc schists, anhydrites, quartz diorites, phyllites of the Bindt Rudňany facies and Betliar strata, porphyroids and gabbro-diorites of the Gelnica group, mica schists, amphibolites, and hornblende diorites of Veporides. They cause always positive gravity anomalies.

Rocks almost nonmagnetic (κ less than 40×10^{-6} units CGSM). Majority of sedimentary, igneous and metamorphic rocks from all units belong here. They are not shown in magnetic maps owing to the given precision of measurements.

Rocks very weakly magnetic (κ 40 to 80×10^{-6} units CGSM). These are mainly hornblende diorites, amphibolites, mylonites of basic rocks, Cretaceous diorites and granodiorites in Veporides, some diabases, diorites, gabbrodiorites, gabbros, greenschists of the Rakovec group, Carboniferous quartzites of the Dobšiná facies, Bindt Rudňany conglomerates, ankerites, Carboniferous diabase tuffites, diabases of the Meliata group and Lower Triassic of the Slovenský kras (Slovak Karst). They may cause anomalous magnetic field if certain conditions are satisfied.

Rocks weakly magnetic (κ 80 to 400×10^{-6} units CGSM). These are mainly some granodiorites from the Čierna hora, amphibolites from the area of Kohút, some gabbros, gabbrodiorites and diorites of the Rakovec group, and glaucophanites from the Lower Triassic strata of the Slovenský kras. They cause usually anomalies of magnetic field, their intensity being around 150 gamma.

Rocks moderately magnetic (κ 400 to 1600×10^{-6} units CGSM). Turčok granite, some quartz porphyries, gabbrodiorites of the Gelnica group, some gabbros and gabbro-diorites of the Rakovec group, greenschists, talc schists, and Carboniferous diabases and serpentinites belong here. Anomalies of magnetic field caused by these rocks are quite widespread in all the area studied, especially in the Rakovec group, Slovenský kras and the eastern part of the Veporides.

Magnetic rocks (κ 1600— 4000×10^{-6} units CGSM). Rocks of this group are limited in their extent. Some diabases of the Rakovec group, diabases, serpentinites and serpentinitized dunites and peridotites in the Lower Triassic strata of the North-gemeride synclinorium, and Neogene Volcanic rocks of southern Slovakia belong here. Some types of mica schists in the Veporides may belong here, too.

Rocks strongly magnetic (κ over 4000×10^{-6} units CGSM). Diabases of the Gelnica group, gabbros, gabbro-diorites, diorites, and diabase tuffites of the Rakovec group, and serpentinitized ultrabasic rocks in the Lower Triassic strata of the Slovenský kras (Slovak Karst) belong here.

Interpretation of gravity and magnetic anomalies

Heterogeneous structure of the Slovenské rudohorie results in highly variable physical properties of rocks and rock complexes. Rather small differences in densities, about 0.03 to 0.07 gcm^{-3} , are characteristic of the complexes of crystalline rocks. Beside that, densities are highly variable in the vertical and horizontal directions even within one petrographic type of rock. Concerning magnetic properties, variations are even more conspicuous.

Smaller bodies of an un conspicuous density contrast may not cause anomalies intense enough to be recognizable (0.5 mgal). Therefore, we have studied gravity anomalies caused by different bodies of a simple geometric form at various differential densities. This enables us to consider reality of their showing in the Bouguer gravity map.

Measured gravity and magnetic anomalies represent usually an integral of superimposed anomalous fields caused by inhomogeneities of different density and/or magnetic properties situated in different depths. We have studied problems of separation of these anomalous fields using various interpretation methods for real geological models from the area of Spišsko-gemerské rudohorie (the eastern part of the Slovenské rudohorie mountain range). The following interpretation methods have been used: directional characteristics of gravity field; separation of anomalous fields of inhomogeneous density boundaries; gradual filtration of magnetic anomalies; separation of anomalous gravity fields by means of transformed gravity maps; and models of geological structure.

Interpretation of the Gemeride granite relief

A rather conspicuous negative gravity anomaly has been verified in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie. The analysis of densities of Gemeride granites and rocks of the Gelnica group implies that the negative gravity anomaly is caused by the presence of granites in a greater depth.

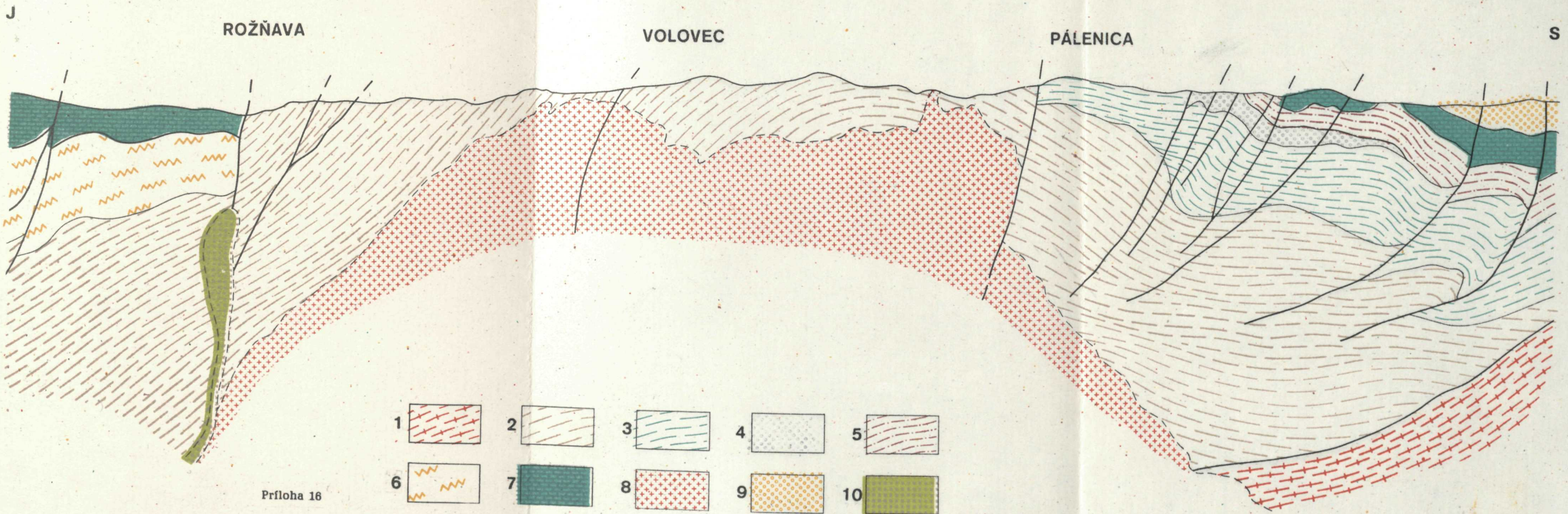
To define the relief of the granite body, 5 regional profiles of N—S direction and 2 regional profiles of E—W direction were chosen. At first, a quantitative interpretation along the profiles was carried on for the differential density 0.07 g cm^{-3} , that represents the mean differential density between Gemeride granites and rocks of the Gelnica group. Influences of local inhomogeneities were excluded using maps of residual gravity anomalies. Influences of surrounding geological units (the Rakovec group and the Mesozoic complex of the Slovenský kras) were excluded using maps of regional gravity anomalies. Results from the profiles then served as the basis for the construction of contours for the relief of the Gemeride granites in the area of the negative gravity anomaly. Maps of residual and regional gravity anomalies, newest geological facts and assumptions concerning the deep continuation of the Gelnica and Rakovec groups were considered carefully as well as maps of magnetic anomalies (plates 10—13). At the SE part of the negative gravity anomaly, Neogene sedimentary rocks of a lower density ($\sigma 2.24 \text{ g cm}^{-3}$) cover the older basement. Their influence upon the character and intensity of gravity field complicates significantly the interpretation of granite relief. Therefore, in this area other interpretation methods were used. The field measured was divided into the anomalous component of the Neogene sedimentary complex and the component of the basement using the method of gradual approximation. The map of the basement anomalous field served then as the basis for the construction of the Gemeride granite relief and its boundary with surrounding rocks in this part of the area studied.

Model calculations were carried out to verify the interpretation. Earlier interpreted granite body (M. Filo—J. Šefara 1974) served as the input model. For calculations of gravity field the granite body was represented by five vertical polygonal prisms. Calculated gravity field (fig. 37) was then compared with the residual gravity anomaly (plate 4). Rather good agreement has been reached between the model gravity field and measured gravity field, small differences in their intensity (2—3 mgal) and character have been observed in the SE part and around Hnilec. An analysis of differences in intensity supports the assumption, that Gemeride granites continue downward to a greater depth.

The relief of Gemeride granites is shown in the figure 36 by means of contours. Data on depth are related to the mean altitude of the surrounding countryside.

Komárovce magnetic anomaly

A map of residual magnetic anomalies has been constructed (fig. 42) to allow a qualitative interpretation. Local anomalies are grouped along the margins of the interpreted magnetic



Príloha 16

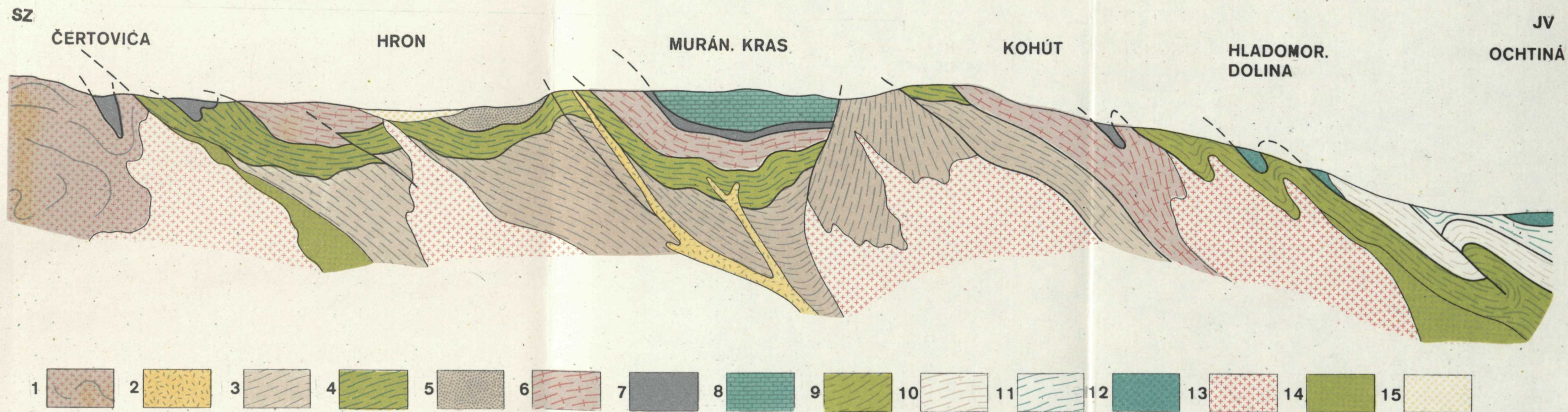
IDEOVÝ GEOLOGICKÝ REZ VÝCHODNOU ČASŤOU SLOVENSKEHO RUDOHORIA (L. SNOPKO)

1. kryštalinikum veporíd; 2. gelnická séria; 3. rakovecká séria; 4. vrchný karbón; 5. severogemeridný perm a spodný trias; 6. meliatska séria; 7. mezozoikum (v sev. časti územia len karbonáty); 8. alpínske granitoidy; 9. paleogén vnútorných kotlín; 10. báziká — ultrabáziká.

Plate 16

IDEALIZED STRUCTURAL SECTION IN THE EASTERN PART OF THE SLOVENSKE RUDOHORIE MOUNTAIN RANGE (L. SNOPKO)

1. crystalline rocks of the Veporides; 2. Gelnica group; 3. Rakovec group; 4. Upper Carboniferous sedimentary complex; 5. Permian and Lower Triassic rocks of the Northern Gemeride faciès; 6. Meliata group; 7. Mesozoic rocks (in the northern part of the area carbonate rocks only); 8. alpine granites; 9. Paleogene rocks; 10. basic to ultrabasic rocks.



Príloha 17

IDEOVÝ GEOLOGICKÝ REZ STREDNOU ČASŤOU SLOVENSKEHO RUDOHORIA (A. KLINEC)

1. kryštalínium tatríd; 2. neovulkanity (andezity); 3. séria muránskych žulorúl; 4. hronský komplex; 5. séria beňušských pararúl; 6. kráľovo-hoľský komplex; 7. obalové série veporíd; 8. mezozoikum príkrovu gemeríd; 9. séria Hladomornej doliny; 10. gelnická séria; 11. rakovecká séria; 12. mladšie paleozoikum gemeríd; 13. intrúzie alpských granitoidov; 14. intrúzie bázik; 15. centrálnokarpatský paleogén.

Plate 17

IDEALIZED STRUCTURAL SECTION IN THE CENTRAL PART OF THE SLOVENSKE RUDOHORIE MOUNTAIN RANGE (A. KLINEC)

1. crystalline rocks of the Tatrídes; 2. Neogene volcanic rocks (andesites); 3. Murán granite-gneiss; 4. Hron complex; 5. Beňuš paragneiss; 6. Kráľova Hoľa complex; 7. autochthonous sedimentary cover of the Veporides; 8. Mesozoic rocks of the Gemeride Nappe; 9. Hladomorňá dolina group; 10. Gelnica group; 11. Rakovec group; 12. late Paleozoic rocks of the Gemerides; 13. alpine granite intrusions; 14. intrusions of basic rocks; 15. Paleogene rocks of the central Carpathian type.

anomaly. Theoretical calculations on simple models lead to the conclusion that the local intense anomalies are related to a shallow source. They may be approximated by simple plates of variable horizontal and vertical extent and with a variable depth of the lower and upper surfaces. Results of the quantitative interpretation are shown in the scheme of sources for magnetic anomalies (fig. 43). From the North to the South the upper surface of magnetic mass gradually merges from the depth of 50 m to the depth of 1000 m. This fact is supported by drilling nearby the village Hodkovce and by the borehole KO-1. The lower surface of the magnetic mass plunges from the depth of 300—500 m at the North to the depth of 2500 m at the south. Depth of the upper surface increases also, from the West to the East. The greatest depth of the magnetic body has been observed nearby Komárovce; there are indications, that the body continues to the eastward extension of the Rožňava fault-zone interpreted on the basis of gravity data.

The scheme of sources of magnetic anomalies shows also interpreted magnetic boundaries. A correlation with gravity maps implies, that magnetic boundaries represent major dislocations. For example, the magnetic boundary south of Panovce corresponds to the fault zone Košice—Rudabánya indicated in the gravity maps; The conspicuous E—W boundary south of Komárovce corresponds to the eastward continuation of the Rožňava fault system; in a similar way also other magnetic boundaries correspond to density boundaries and partially even to faults evidenced by means of geological mapping.

Rochovce magnetic anomaly

Results of quantitative interpretation of local anomalies as well as the Rochovce anomaly itself are shown in the fig. 45d. Interpretation methods of K. Posgay (1966), Th. Koulomzine—J. Lamontagne—A. Nadeau (1970), K. Åm (1972) and M. S. Zejgelman (1973) have been used.

Local anomalies are caused by plate-like bodies dipping 50° southward, vector of magnetization being 64° towards the North. The upper surface of the bodies is in the depth of 10—30 m; their extent in the direction of interpreted profiles is 100—200 m. A comparison of calculated mean volume susceptibilities with magnetic properties of rocks indicates, that the interpreted bodies of the average volume susceptibility 380×10^{-6} units CGSM represent basic rocks in the Paleozoic complex of the Gemerides and partially also in the crystalline rock complex of the Veporides. Data on the dip of bodies interpreted are in a general agreement with the newest geological facts concerning dips of strata in the area of interpreted magnetic anomalies. Strata containing horizons of basic rocks dip 40—50° southward. The anomaly in the central portions of profiles follows the boundary of the Gemerides and Veporides; it extends for several tens of kilometers between Poltár and Markuška.

Completely different properties of magnetic rocks have been encountered in the interpretation of the Rochovce magnetic anomaly itself. We assume, that it is caused by a body elongated in the E—W direction, situated in the depth of 1200 m below the surface. Its length is approximately 6 km, width 2.5 km, thickness 3 km, and the mean volume susceptibility is 1800×10^{-6} units CGSM. Rather interesting is the calculated dip 55° northward. The calculation is based upon the known remanent magnetization of individual rocks in the area obtained from the study of magnetic properties of basic and ultrabasic rocks.

Distribution of ultrabasic rocks

Evaluation of gravity and magnetic anomalies caused by known bodies of ultrabasic rocks in the eastern part of the Slovenské rudohorie as well as density and magnetic properties of

rocks and geological facts allow us to assume the presence of other ultrabasic rocks (plate 14).

Extensive bodies of ultrabasic rocks are indicated in gravity maps by relatively negative anomalies. Such a case is represented by localities Dobšinská ľadová jaskyňa, Jaklovce, and Komárovice—Hodkovce. Very often, bodies of ultrabasic rocks are located at density boundaries, i. e., in the area of intense gravity gradients. As an example may serve ultrabasic rocks in the northern part of the Slovenský kras situated along the fault between the Mesozoic complex at the South and Paleozoic complex at the North.

In an analogous position there is also the Rochovce magnetic anomaly with the amplitude of 400 gamma that is situated at the northern side of a marked gravity gradient. The cause of the anomaly should be assigned to ultrabasic rocks in the depth around 1 km (look up the section "Rochovce magnetic anomaly").

In the area E and SE of Fiľakovo (southern Slovakia) magnetic measurements have revealed an intense anomaly with the amplitude of 450 gamma situated again in the place of intense gravity gradient. We assume, that the source of the anomaly is an extensive body of ultrabasic rocks in the depth about 1400 m. Its mean susceptibility reaches the value of 3000×10^{-6} units CGSM. The body is elongated in the N—S direction.

Other occurrences of ultrabasic rocks are expected in the area NW and W of Lučenec (plate 14) in the depth of 100—200 m. They may represent a continuation of ultrabasic rocks in Kalinovo—Breznička. At least two smaller ultrabasic bodies should be present nearby Lučenec in the depth about 400—650 m. A more extensive body is assumed in the area between Cinobaňa and Poltár in the depth about 300 m. The mentioned occurrences of ultrabasic rocks represent small or medium sized bodies of small vertical extent.

A spatially limited magnetic anomaly of a low intensity (60 gamma) has been identified between the villages Lesenice and Trebušovce NW of Balassagyarmat. Results of geoelectric, magnetic and gravity measurements indicate that the source of the anomaly is an ultrabasic body of a limited vertical extent in the depth around 750 m. It is analogous to the area between Poltár and Cinobaňa (M. Filo — in J. Šefara et. al. 1974).

In the interpretation of magnetic anomalies SE of Rimavská Sobota and around Fiľakovo one has to consider carefully results of gravity and magnetic surveys carried out in northern Hungary, in the area Diósjenő—Szécsény—Salgótarján—Ózd. Magnetic anomalies form here two continuous belts, their intensity being about 200 gamma. Kováčovce magnetic anomaly in the northern belt reaches the intensity of 550 gamma. Anomalies are caused by magnetic rocks in the depth about 1200 m. The northern belt of magnetic anomalies ends NE of Szécsény; the southern belt continues to the area W of Ózd. Here, the anomalies are caused by bodies of magnetic rocks, whose upper surface is in the depth 1500—2000 m (K. Possgay 1966). Drilling nearby Szécsény has evidenced ultrabasic rocks in the depth of 1500 m.

Both belts of magnetic anomalies are oriented in the direction ENE—WSW and correspond to a rather conspicuous gravity gradient that represents the tectonic boundary between Mesozoic complexes at the South and Paleozoic complexes at the North. Geological as well as geophysical reasoning lead to the conclusion, that the main cause of magnetic anomalies is the presence of ultrabasic rocks; however, the presence of basic rocks may explain them as well, e. g. the borehole MV-12 situated in the center of the Kováčovce magnetic anomaly has verified strongly magnetic amphibolites in the depth of 900 m. The presence of amphibolite rather than serpentinized ultrabasic rocks is indicated also by the relatively positive gravity anomaly. The Blhovce magnetic anomaly SW of Rimavská Sobota is probably of the same type.

Quantitative interpretation of individual magnetic anomalies that are considered as

related to ultrabasic rocks shows that small bodies are also of a small vertical extent and that they dip generally $50-80^\circ$ towards the SE, S, or SW. Extensive bodies of ultrabasic rocks in the area Diosjenö—Szécsény—Ózd and Rochovce dip $55-75^\circ$ towards the NNW or N; characteristic is their continuation downward to a greater depth. The ultrabasic body nearby Fíľakovo oriented in the N—S direction dips $70-80^\circ$ westward.

Structural position of ultrabasic rocks

As it follows from the map of known and assumed occurrences of ultrabasic rocks in the Slovenské rudohorie, their distribution is by no means accidental. Ultrabasic rocks are concentrated in surroundings of Lučenec, Jelšava and Moldava nad Bodvou. These areas are tectonically favourable, as NE—SW, NW—SE, E—W, and N—S trending fault zones cross here. Medium size and small bodies of ultrabasic rocks are closely related to thrust faults and reverse faults, following their course.

One of the most important tectonic knots is in the area of the Komárovice magnetic anomaly. Košice—Rudabánya, Rožňava and Hornád fault systems do cross here. Serpentinities in the area Rudník—Jasov—Hodkovce represent only a part of the extensive body of ultrabasic rocks.

The second extensive body of ultrabasic rocks is interpreted in the area of Rochovce, at the crossing of the Rožňava fault system with the Štítnik fault system of the NW—SE trend. Smaller ultrabasic bodies nearby (Slavošovce, Kobeliarovo, and Dobšiná?) have been probably torn off the Rochovce ultrabasic body during movements along the faults.

Both mentioned ultrabasic bodies characterized also by their large vertical extent are situated in the areas, where the Paleozoic belt of the Gemeride tectonic unit abruptly narrows. So, the bodies are emplaced in the areas of maximum bending and tectonic desintegration.

Geological and geophysical mapping have revealed numerous ultrabasic bodies between the Komárovice and Rochovce tectonic knots, aligned along the Rožňava fault system. A genetic relationship to the Komárovice and Rochovce ultrabasic rocks is assumed.

In the area of Jaklovce ultrabasic rocks are related to the Jaklovce system of reverse faults. The parallel Lubeník—Margecany fault system is devoid of ultrabasic rocks. A similar situation is met west of Jelšava. The Rožňava reverse fault system is accompanied by numerous occurrences of ultrabasic rocks while the parallel Lubeník—Margecany fault system is devoid of ultrabasic rocks. In the Veporides, ultrabasic rocks follow the Zďychava fault system, while in the parallel Murán fault northward they are absent. It seems possible to generalize, that if two parallel fault systems are present, the southern one is accompanied by small ultrabasic bodies while they are absent at the northern one.

The area between Dobšiná and Jaklovce and all the central part of the Gemeride Paleozoic complex are devoid of ultrabasic rocks, too. Their absence may be explained by overall tectonic position of the area and its relation to the deep structure of the Earth's crust.

A linear alignment of magnetic anomalies between Lučenec and Kokava nad Rimavicou indicates also the presence of ultrabasic rocks. Ultrabasic rocks nearby Uhorské belong to this alignment.

The continuous belt of magnetic anomalies Diósjenö—Szécsény—Ózd disappears at our territory. Ultrabasic rocks nearby Fíľakovo may represent its continuation. The Fíľakovo magnetic anomaly is similar to magnetic anomalies of the belt mentioned as well as to the Komárovice and Rochovce magnetic anomalies. By analogy we assume that it is caused by an extensive ultrabasic body situated at the crossing of ENE—WSW, WNW—ESE, and N—S

trending fault systems. Smaller ultrabasic bodies around Lučenec should be related genetically to this body.

Geological analysis of gravity and magnetic anomalies

The Gelnica group of the Gemerides* is a monotonous flysch-like sedimentary complex including horizons of volcanoclastic and volcanic rocks.

Distribution of magnetic anomalies related to the Gelnica group shows that magnetic rocks are present mainly in the area Henckovce—Rožňava—Drnava. In the areas where the interpreted relief of Gemeride granites is closely to the surface (Volovec, Kojšova hoľa), all rocks of the Gelnica group are almost nonmagnetic. Uneven distribution of magnetic rocks may be a result of sedimentation, reduction in thickness, or influence of the Gemeride granite intrusion.

Gravity minimum in the central part of the Gelnica group is caused dominantly by the presence of the Gemeride granite intrusion as it was demonstrated by interpretation of its relief. The Gelnica group above apical parts of the intrusion is relatively thin. The former Caledonian dome-like structure allowed an uprising of granite magma during Alpine orogeny.

More intense positive gravity anomalies are south of Švedlár. They are caused by the presence of diabases and their volcanoclastic equivalents in Vlachovo strata; their presence is indicated also by magnetic anomalies.

Gravity and magnetic measurements allow us to follow also the belt of dark phyllites between Nižná Slaná and Betliar—Smolnícka Huta. A similar belts of positive gravity anomalies follow dark phyllites east of Smolnícka Huta and NW of Hýlov. Other parts of the Gelnica group sedimentary complex, namely, lower parts of mesorhythms including siliceous volcanics and quartzites, do not show in gravity maps.

The Rakovec group of the Gemerides is a flysch-like sedimentary complex including a significant proportion of basic volcanic and volcanoclastic rocks. Few small intrusions of gabbro and diorite are present.

A comparison of the geological map with the map of magnetic anomalies points out the volcano-detritic horizon as the main source of magnetic anomalies in the Rakovec group. Intensity of magnetic field varies according to the distribution, size, and composition of volcanic members of the group. The most intense magnetic anomalies (200—300 gamma) are observed in surroundings of Nálepkovo and Babiná, where partially unmetamorphosed diabase effusions are present. Diabases are generally fine-grained, but blasto-porphyrific and amygdaloidal varieties as well as subordinate quartz porphyry, keratophyries and porphyrites (paleoandesites) are found too. So, we are dealing with a volcanic complex of rocks belonging to the spilite-keratophyre association.

Intensity of magnetic anomalies within the volcano-detritic horizon of the Rakovec group decreases westward from Babiná and eastward from Nálepkovo to values about 100 gamma. It is caused by changes in lithology of the horizon — lava flows are gradually replaced by tuffs and tuffites poorer in ferromagnetic minerals. In respect of intensity of magnetic field a similar situation is met in the area of Klátov. Anomalies continue southward to the village Šaca despite the cover of the Košice gravel formation. The Rakovec group crops out here in isolated "islands" only.

Rare low intensity magnetic anomalies between Slovinky and Gelnica associate with thin horizons of basic tuffites and variable phyllites in the Rakovec group sedimentary complex.

* The term Gemerides is used in its original sense.

In the area of basal strata of the Rakovec group, magnetic anomalies associate also with horizons of diabase tuffs; otherwise, basal strata are weakly magnetic. The Rakovec group sedimentary complex in the southern part of the Gemerides and in the Čermeľ valley is of similar magnetic properties.

Gravity field in the area of the Rakovec group sedimentary complex corresponds well to the character and intensities of magnetic field. In many respects it extends our knowledge concerning the extent of the group. The northern belt of the Rakovec group shows a positive anomalous zone. The most intense anomalies (about 6 mgal) are in surroundings of Nálepko and Babiná, i. e., in the area where magnetic anomaly reaches its highest intensity. Both anomalies are related to the presence of diabase lava flows within the sedimentary complex.

Intensity of the gravity anomaly corresponding to the Rakovec group decreases westward indicating thinning and narrowing of the group close to the thrust plane. Eastward the anomaly continues without a break through the Galmus mountain range to Slovinky — the Rakovec group is of a considerable extent in this area. Between Slovinky and Gelnica the anomalous zone shows the lowest intensity (about 3 mgal) corresponding to low intensity magnetic anomalies. SE of Gelnica intensity of gravity field again increases, so that in surroundings of Klátov gravity and magnetic anomalies are similar to the anomalies around Nálepko and Babiná. South of Klátov gravity anomalies associated with the Rakovec group are disturbed by the influence of the Košice gravel formation.

Gravity maps (plates 1—8) show that the axis of the anomalous zone corresponding to the Rakovec group shifts northward with increasing diameter of averaging circles. This implies the northward dip of the Rakovec group sedimentary complex, where it merges underneath the Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary complexes. According to studies on theoretical geological models, the complex continues downward to the depth of 3—5 km. Such an interpretation is in an agreement with former geological interpretation. SE of Slovinky geophysical interpretation of the dip and extent of the Rakovec group would be questionable.

Basal strata of the Rakovec group in the northern belt, southern belt and Čermeľ valley show similar gravity and magnetic anomalies to the majority of the Gelnica group sedimentary complex. It follows that they are of similar density and magnetic properties.

The Upper Paleozoic sedimentary complex extends along the northern and southern margins of the slightly metamorphosed Lower Paleozoic of the Gemerides (Gelnica and Rakovec groups). It is of a larger extent around Nižná Slaná. Associated magnetic field is of a low intensity, magnetic anomalies are not frequent.

The belt of Carboniferous sedimentary rocks in the northern part of the Gemerides, known also as the Dobšiná facies (O. Fušán 1963) includes in its lower and upper parts volcanoclastic rocks. While the lower horizon was alternatively considered a part of the Rakovec group or an independent Lower Carboniferous unit, the upper horizon was always considered a member of the Upper Carboniferous sedimentary complex. However, drilling and palynology have confirmed that both horizons containing tuffs and tuffites belong genetically to the Upper Carboniferous sedimentary complex.

Volcano-detritic horizons mentioned above are almost nonmagnetic or very weakly magnetic. Probably, they represent reworked material devoid of ferromagnetic minerals.

The Upper Paleozoic sedimentary complex in the western part of the Gemerides is composed of diabase tuffs and tuffites, limestones, conglomerates and phyllites. Here the complex is weakly magnetic showing magnetic anomalies about 100 gamma. Magnetic anomalies extend in the area Roštár, Kobeliarovo, Henckovce, Rožňavské Bystré, and Honce. Westward anomalies continue towards Lubeník, Železník and Ploské following also

units that were put by A. Abonyi (1966) into the Rakovec group. Geophysical results would favour the Carboniferous age for these horizons of diabase tuffs and tuffites.

Permian continental sedimentary rocks in the northern part and marine sedimentary rocks in the southern part of the Gemerides show no magnetic anomalies with the exception of quartz porphyries.

A special problem presents the Meliata group. It is composed of shales, radiolarian cherts, nodular limestones, white crystalline limestones and subordinate gypsum and anhydrite. Around Nižný Medzev also diabase tuffs and sandstones are present. These rocks lay underneath Lower Triassic sandstones and shales, their contact being tectonic.

Magnetic measurements indicate weakly magnetic rocks within the Meliata group and Lower Triassic sedimentary complexes. Bodies are of a small areal extent and show low intensity anomalies (about 100 gamma). It is interesting, that magnetic rocks occur in detritic horizons next to carbonate members of the group. Their identity is obscure, magnetic rocks are either hematite bearing sediments or small bodies of basic volcanic rocks.

Distribution of magnetic anomalies in space contributes to the understanding of the geological structure in the Slovenský kras. Near Brusník and Šivetice an anticline is observed that continues eastward underneath the Koniar and Plešivec plateaus towards Gombasek, Silica, and Turňa nad Bodvou. At the West the anticline is wide, so magnetic anomalies are arranged in a broad arc extending from Rákoš and Jelšava through the Koniar Plateau to Meliata and Licince (plate 9). Despite a smaller scale folding, the anticline is conspicuous. Eastward, the axis of the anticline plunges underneath the Koniar and Plešivec plateaus and anomalies associated with small bodies of magnetic rocks decrease in intensity with their increasing depth. Between Silica and Turňa nad Bodvou anomalies are more intense again. SW of Nižný Medzev magnetic anomalies are related to diabases and their volcanoclastic equivalents. Anomalies extend also westward to the area covered by the Tertiary Poltár formation.

In the area between Rimavská Sobota, Veľký Blh, Rimavská Baňa and Šafárikovo are numerous intense magnetic anomalies associated with Neogene volcanic rocks.

The Hladomorná dolina group (A. Klinec et. al. 1962) extends along the southern and eastern margins of the Kohút crystalline rocks zone in the Veporides, between Hanková and Slavošovce; form Lubeník westward it continues as a narrow belt of phyllites all the way to Lučenec. The group is composed dominantly of phyllites and mica schists.

In gravity maps the group is characterized by its marginal position along a marked gravity field gradient. In maps of residual gravity field the group shows obscure negative anomalies of -0.5 to -1.0 mgal related to local inhomogeneities.

In maps of magnetic field the Hladomorná dolina group is characterized by numerous local anomalies of variable intensity, especially in the area Hanková—Slavošovce—Revúčka. The presence of both, positive and negative anomalies indicates that they are caused by near-surface magnetic inhomogeneities, i. e., phyllites of variable magnetic properties.

Quantitative interpretation of magnetic anomalies and qualitative interpretation of gravity anomalies lead to the conclusion that geologically evidenced dips about $30-50^\circ$ southward hold at a deeper level.

Huty and Polhora complexes of gneissous mica schists is present in the small areas east of Muránska Huta and nearby Pohronská Polhora.

Owing to the small area of occurrence, their geophysical characteristics can not be given. Rocks should be of relatively higher density and weakly magnetic. A positive gravity anomaly of 2 mgal East of Muránska Huta is probably caused by a thicker accumulation of these rocks.

The Kráľova hoľa complex (A. Klinec 1965) extends all over the Veporides. In the

Kohút zone migmatites and granites of this complex represent about 50 % of the area.

In the area of Kráľova hoľa gravity field is more or less homogeneous. Some low intensity negative anomalies are present locally, especially at the northern slope. The most intense anomaly (-2.5 mgal) is NW of the mountain Bartková, caused probably by the presence of granite. A complex analysis of gravity maps indicates that the Kráľova hoľa complex dips slightly northward. A rather intense gravity gradient in residual field maps along the northern margin of the complex is a result of differential density between the Mesozoic complex northward and granite-migmatite complex southward.

In the area of Kohút the gravity field is more complex. Positive and negative anomalies alternate, their intensities vary between 2.0 and -1.5 mgal. The negative anomaly south of Stolica reaches the value of -3.0 mgal; it is probably caused by an extensive body of aplitic granite, cropping out in the Lehotský potok vallex. Other negative anomalies associate probably also with granite bodies below the surface.

In magnetic maps the Kráľova hoľa complex is characterized by homogeneous field with few low-intensity anomalies. However, its boundaries are followed by numerous intense magnetic anomalies associated with rocks of the Hladomorná dolina group and Hron complex.

The Hron complex extends mainly in the northern part of the Veporides. In the area studied it is present along its northwestern margin (Andrejcovca, Kráľova hoľa, Pohorelá) and in two belts of NE—SW direction between Trstie nad Tisovcom and Muránska Dlhá Lúka and Between Tisovec and Muránska Huta.

At the North gravity field is more or less homogeneous, local anomalies reach the amplitude of 0.5 — 1.0 mgal. Disturbed field nearby Pohorelá corresponds to tectonic boundary between mica schists and granitoids as interpreted by means of geological mapping.

The two mentioned belts at the south do not show well in gravity maps. Their extent associates with local low-intensity anomalies, generally negative (up to -1.5 mgal).

In magnetic maps their representation is different. At the North there are only few low-intensity anomalies. However, at the south, magnetic anomalies of up to 500 gamma follow the mentioned two belts. The most intense anomalies are at the mountain Brezina, Muránska Dlhá Lúka and Muránska Zdychava. Anomalies associate with horizons of mica-schists, amphibolites and possibly gneisses. Near Muránska Dlhá Lúka they are caused also by small bodies of serpentinite.

The Group of Muráň granite-gneiss (A. Klinec — S. Vrána 1962) extends at the SE side of the Muráň fault between Tisovec and Muránska Huta. Bouguer gravity maps as well as maps of residual gravity field show in this area local positive and negative anomalies that vary in the range 2.5 — 1.5 mgal. Residual gravity anomalies indicate alternating less dense (granite-gneiss) and more dense (amphibolite) rocks. Such an explanation is supported by the fact, that even in the regional field map for the smallest diameter of the averaging circle there is no one of the residual field anomalies.

In the map of magnetic field there are local low-intensity anomalies, generally corresponding to amphibolite horizons.

The Permian arkose-graywacke complex and Mesozoic sedimentary complex form in the area of Veporides few remnants lying directly over crystalline rocks but generally with a tectonic contact. They are considered as autochthonous or sub-autochthonous, i. e., they were deposited over the crystalline basement of the Veporides close to the area of their present occurrence. The Foederata group in the Dobšinský potok valley and other smaller occurrences belong here. Owing to rather intense tectonic deformation, stratigraphy is poorly known.

The Permian arkose-graywackes complex forms a belt along the southern boundary of the Veporides, where it lays over granites of the Kráľova hoľa complex and merges underneath the overthrust Paleozoic complex of the Gemerides.

With the exception of the Permian sedimentary complex along the southern margin of the Veporides occurrences are too small to be shown in gravity and magnetic maps. The Permian complex in gravity maps follows the strong gravity gradient associated with the Lubeník—Margecany fault zone. In magnetic maps the complex is indicated by a belt of intense negative (up to -250 gamma) and subordinate positive (up to 200 gamma) magnetic anomalies. Their cause is not known yet, further study of remanent magnetization of rocks is necessary. Fast polarity changes may be related to strong tectonic deformation of the Permian sedimentary complex.

The Paleozoic and Mesozoic complexes of the Muránsky kras plateau represent an extensive remnant of the Gemeride nappe. It rests either directly over crystalline rocks of the Veporides or upon partially metamorphosed autochthonous Mesozoic complex. The lower part of the nappe is formed locally of Carboniferous shales and sandstones; the upper part of the nappe is represented by Triassic carbonate rocks. The nappe is thick and forms a slightly bent syncline.

The northwestern margin of Muránsky kras is indicated in gravity maps by intense gravity gradient associated with the boundary of a denser Mesozoic complex at the Southeast and less dense crystalline rocks at the Northwest. A complex analysis of gravity maps leads to the conclusion that the maximum thickness of the Gemeride nappe in Muránsky kras is about 2 km along its SE margin.

Upper Cretaceous granites occur in the Veporides only as dykes or very small isometric bodies. Geological and geophysical data imply that in deeper horizons they form more extensive bodies. Granites are usually related to major fault-zones; most frequent are in the Kohút area where the structure of the crystalline basement is almost vertical. Other occurrences are near Kráľova hoľa, northeast of Hľpa and between Beňuš and Polomka. All the mentioned occurrences of Upper Cretaceous granites cause local negative gravity anomalies.

In the eastern part of the Veporides — in the area of Kohút an extensive negative gravity anomaly reaching the intensity of -13 mgal shows up in maps of regional field with the diameter of averaging circle $r > 1\sqrt{6}$ km and in maps of residual field with the diameter of averaging circle $r = > 3\sqrt{5}$ km. A detailed analysis of properties of rocks in the given area indicates that the anomaly (plate 1 and 15) is caused by an extensive granite body. This body should be a part of the batholith interpreted in the eastern part of the Slovenské rudohorie. Relief of this large granite batholith subsided to the level of 5000 m in the area of Nižná Slaná depression. In gravity maps it is represented by relatively higher intensity of gravity field and by a conspicuous N—S trend of gravity field isolines.

Several local anomalies may be observed in maps of magnetic field in the southern part of the Nižná Slaná depression. Anomalies indicate the presence of rocks richer in ferromagnetic minerals.

Geological and geophysical analysis of fault zones

The analysis of fault zones in the Spišsko-gemerské rudohorie mountain range is based on gravity and magnetic maps in the scale $1:25\ 000$; in the broader area of the Slovenské rudohorie it is based on gravity maps in the scale $1:200\ 000$. Most care is given to conspicuous density and magnetic boundaries (anomalous zones) that correspond to major faults, fault zones and fault systems.

It follows from the qualitative interpretation of gravity maps for different diameters of averaging circles that the most marked density boundary of the Western Carpathians trends SW—NE through Levice and Poprad. This boundary has been interpreted by O. Fusán et al. (1971) as a deep expression of the Čertovica fault zone. The fault zone traverses Slovenské rudohorie between Detva and Heľpa.

A geological and geophysical analysis shows that the mentioned boundary divides the Western Carpathians into the northwestern part where rock complexes show generally northwesterly dips and into the southeastern part where rock complexes show generally southeasterly dips. Width of the fault zone is about 10 km; close to the surface it shows scaly structure, dipping generally southeastward.

Another rather conspicuous anomalous zone trends SW—NE through Balassagyarmat, Rimavská Sobota, Plešivec and Prešov. It is indicated by intense gravity gradient between Balassagyarmat and Rimavská Sobota; by the change in the character and intensity of gravity field between Rimavská Sobota and Krásna Hôrka; and by a disturbed gravity field and alignment of local anomalies between Krásna Hôrka and Prešov. Regional — residual gravity separations for different diameters of averaging circles show that the anomalous zone corresponds to density differences in great depth. The observed density boundary is accompanied by intense magnetic anomalies between Rimavská Sobota and Balassagyarmat caused by bodies of ultrabasic and basic rocks; between Rimavská Sobota and Prešov mainly basic and less ultrabasic rocks are present. Structural function of the anomalous zone is obscure. At its southwestern part it may divide the crystalline basement at the South from the epimetamorphosed Paleozoic complex at the North. Between Krásna Hôrka and Jaklovce, the Smolník fault zone extends along the anomalous zone, and may represent its surficial expression. We propose the name Plešivec fault system for the mentioned geophysical anomalous zone.

Between the Plešivec and Čertovica fault systems there are two others — the Muráň and Zdychava fault systems.

The Muráň fault system forms the southern boundary of the Mesozoic complex of the Muráň plateau against crystalline rocks. In gravity maps it is obscure owing to rather small differential density of Mesozoic and crystalline rocks (about 0.02 gcm^{-3}). Between Muráň and Vernár the fault system is indicated by changes in the character of gravity field and by some alignment of local anomalies; northeastward from Vernár the fault system continues in the zone of intense gravity gradient. Higher gravity gradients indicate the fault system also southwestward from Muráň. Gravity data tell nothing about its deep continuation.

Magnetic anomalies along the Muráň fault system are observed NE of Švermovo, where they are caused by the presence of quartz porphyries, and between Muráň and Muránska Huta, where they are caused by rocks within the group of Muráň granite-gneisses.

Between Tisovec and Muránska Huta the Muráň fault system forms the boundary between Muráň granite-gneisses and granitoids of the Kráľova Hoľa complex. It is situated at the northern limb of the Kohút anticline and shows locally a scaly structure. Some magnetic anomalies associate with the boundary, too.

The Zdychava fault system of the same WSW — ENE trend extends about 3 km south of the Muráň fault system within crystalline rock complexes of the Veporides (A. Klinec 1965). In gravity maps it is represented by the disturbed character of gravity field (the section Korymovo, Kyprov vrch, Klimentová, Čuntava) or by a zone of gravity gradient (NE continuation). Similar phenomena are observed in maps of residual fields for different diameters of averaging circles. It is particularly well expressed in the map of residual gravity field with the diameter of averaging circle $r=2\sqrt{5}$ km; here gravity gradient as well as alignment of local anomalies are parallel with the trend of the fault system. Inhomogeneities

observed in gravity field correspond to density inhomogeneities within the crystalline rock complexes of the Veporides.

The Zdychava fault system is associated also with a belt of magnetic anomalies. In its southwestern part they reach the intensity of 500 gamma. Sources of anomalies are mica schists, amphibolites and serpentinites. In the central part of the fault system magnetic anomalies are weaker (about 200 gamma) being related to amphibolite horizons. In the northeastern part there are present only few low intensity magnetic anomalies associated probably with the Muráň granite-gneiss.

An analysis of gravity and magnetic anomalies along the Zdychava fault system indicates its deep continuation with the SE dip.

Geological phenomena related to the fault system are observed between the Dobšinský potok valley and SE surrounding of Tisovec. Geophysical phenomena are observed all the way to Halič. Axis of the fault system trends approximately through Muránska Zdychava, its width being about 3 km. Crystalline schists of the Hron complex and granitoids of the Kráľova hoľa complex are in a tectonic contact along the fault. Eastward, the fault system enters the syncline of Kaprový vrch (mountain) where rocks of the sedimentary cover are infolded. It bounds Muráň granite-gneisses from the West, forming a sort of a horst. Frequent disharmonic folding occurs in rocks along the fault system. It seems, that Zdychava fault system is somewhat related to intrusions of granites in the Kohút massif and Sinec and to the extensive granite body in the area of Veľký Krtíš.

A marked geophysical boundary trends along the southern margin of the central West Carpathians. It represents a fault system between Košice and Turňa nad Bodvou and then between Lenártovce and Štúrovo. These two segments are connected across the Hungarian territory. In gravity maps the fault system is well represented by gravity gradients and numerous local anomalies. Regional — residual separation for different diameters of averaging circles indicates the extent of the fault system to a depth over 10 km. Intense magnetic anomalies (about 500 gamma) are related to the presence of ultrabasic rocks.

Rock complexes at the SE side of the fault system subsided in surroundings of Košice so that two types of crystalline rocks got into a contact along the fault: at the North there are epimetamorphosed Lower Paleozoic Gelnica and Rakovec groups, at the South there are migmatites and granites (Šibeničný vrch near Košice). At its northeastern part the fault system trends across the Komárovec ultrabasic body. In the northern Hungary it bounds the Mesozoic complex of the Silica plateau against the Lower Paleozoic complex at the South. In the section between Lenártovce and Balassagyarmat several ultrabasic bodies are present in the fault system that trends close to the Plešivec fault system here. We propose the name Košice—Rudabánya fault system to identify it.

A marked anomalous zone of the E—W direction trends from Komárovec, through Štítňik towards Muráň and further to the Čertovica fault system. In all transformed gravity maps it is represented by intense gradients and alignment of local anomalies. Magnetic measurements have identified extensive magnetic anomalies (about 500 gamma) related to ultrabasic bodies near Komárovec and Rochovce.

Another anomalous zone parallel to the mentioned one is about 5—10 km northward, between Moldava nad Bodvou and Štítňik. Its western part coincides with the Rožňava fault zone. In transformed gravity maps it is represented by disturbed gravity field, gravity gradient and few local anomalies. In the section Moldava nad Bodvou—Rákoš magnetic anomalies are observed, caused probably by small ultrabasic bodies.

An analysis of gravity maps for different diameters of averaging circles leads to the conclusion, that both mentioned anomalous zones between Komárovec and Revúca represent actually a one, rather wide, fault system reaching to the depth over 10 km and

dipping southward. We identify it as the Rožňava fault system. Its southern margin is a deep expression of the surficial Rožňava fault line.

The Rožňava fault system is accompanied by regional magnetic anomaly of the E—W direction, about 10 km wide, most conspicuous in the section Štítňík—Turňa nad Bodvou (plate 12). We assume, that the main cause of the anomaly is the presence of numerous ultrabasic bodies in the depth over 2.5 km. In the eastern and western parts ultrabasic bodies are in the depth of about 1 km. The northern and southern margins of the E—W trending fault system are accompanied by small ultrabasic bodies close to the surface (about 100 m).

The density boundary between Revúca and Lom nad Rimavicou indicated in gravity field may be considered as a part of the Rožňava fault system, however, magnetic rocks are not present. Crystalline and Mesozoic rocks of the Veporides are deformed along this westward continuation of the fault system.

Another density boundary observed in gravity maps trends from Štítňík to Sirk and further southwestward to Rimavská Baňa and Fiľakovo. In the section Štítňík—Sirk this anomalous zone corresponds to the boundary between the Mesozoic complex of the Slovenský kras and the Lower Paleozoic complex of the Gemerides; in the section Sirk—Rimavská Baňa it corresponds to the boundary between the Mesozoic complex of the Slovenský kras, the Lower Paleozoic complex of the Gemerides and the crystalline rock complex of the Veporides. Geological and geophysical analysis of the anomalous zone implies, that the section Štítňík—Sirk may represent a part of the Rožňava fault system.

The third important density and magnetic boundary of the E—W direction extends between Gelnica and Dobšňína. In gravity maps it is represented by intense gravity gradient; in magnetic maps there are numerous local magnetic anomalies along the northern side of the fault system, caused by the presence of basic rocks in the Rakovec group. The fault zone dips northward and represents the boundary between the rocks of the Rakovec group at the North and rocks of the Gelnica group and Gemeride granites at the South. In regional gravity maps (1:200 000) the anomalous zone may be followed into the Veporides, where it ends at the Čertovica fault system. In the northern part of the Nižná Slaná depression between Dobšňína and Danková it is disturbed by a sigmoidal bending of gravity field isolines. We assume, that the anomalous zone represents a continuation of a Tertiary basin in the Upper Hron valley bounded by E—W trending faults. So, west of Danková the anomalous zone is identified as the Upper Hron fault system.

Interpretation of gravity field in the area studied assumes also density boundaries of the NW—SE direction. The most conspicuous one is in the eastern part of the Volovec zone between Myslava and Gelnica. In gravity maps it is indicated by intense gravity gradient. Obscure local magnetic anomalies accompany its central and northwestern parts. The extensive magnetic anomaly of the Komárovec ultrabasic body lays in its southeastern end. The anomalous zone represents the boundary between less dense granites and serpentinites at the southwestern side and denser basic rocks at the northeastern side. Numerous reverse faults within the Rakovec group and its boundaries with other Paleozoic and Mesozoic complexes follow also this anomalous zone.

A less conspicuous density and magnetic boundary is interpreted along the line Turňa nad Bodvou—Smolňík—Henclová—Hnilec. In gravity maps it is represented by disturbed character of gravity field, changes in its intensity, and by local anomalies in the Mesozoic complex of the Slovenský kras, the Gelnica group and the Rakovec group. It is shown best in the map of residual gravity field with the diameter of averaging circle $r = 1\sqrt{5}$ km and in the map of regional field with the diameter of averaging circle $r = 0.5\sqrt{5}$ km. The density boundary is accompanied by magnetic anomalies in the area of the Slovenský kras,

corresponding to small ultrabasic bodies. Further northwestward the anomalous zone corresponds to changes in the character and intensity of magnetic field. Geophysical data and theoretical models as well as geological data imply, that the anomalous zone identified as the Henclová fault system does not continue deeper than about 3 km.

In the Nižná Slaná depression a NW—SE trending density boundary is interpreted along its eastern margin; another boundary trending N—S coincides with the Štítník fault.

An analysis of gravity field and theoretical calculations on geological models show that several deep reaching faults of the NW—SE and N—S directions are present in the area of the depression. This is evidenced best by maps of regional field for diameters of averaging circles $r = 0.5\sqrt{5}$, $1\sqrt{5}$, $2\sqrt{5}$, and $5\sqrt{5}$ km as well as by maps of analytical continuation for the depths $h = 0.5$, 1, 2, and 3 km.

So, the geological and geophysical analyses lead to the conclusion, that the Nižná Slaná depression is accompanied by a system dipping faults. Faults of the NW—SE direction extend to the depth over 6 km, and faults of the N—S direction extend to the depth of about 3 km. It follows, that the Štítník fault is so conspicuous mainly because of its closeness to the Lubeník—Margecany fault zone where it forms partially the boundary between the Gemerides and the Veporides. The Štítník fault system makes more expressive the Nižná Slaná depression, in which Upper Paleozoic and Mesozoic rocks are preserved. The fault system is also responsible for the subsidence of the Gemeride granite relief to the level of about 5 km.

The Hefpa fault system extends from Malužiná southeastward to the area of Muráň. In gravity maps it is represented by gravity gradient in the section Muráň—Jelšava and by intensively disturbed gravity field southeast of Jelšava and northwest of Muráň. Magnetic measurements indicate intense anomalies along the fault system, corresponding generally to ultrabasic rocks. In geological map the fault system is evidenced by disturbed structure of crystalline and Mesozoic complexes and scaly structure, individual faults dipping towards the Northeast.

Other two geophysical boundaries of the same direction (NW—SE) are in the western part of the Slovenské rudohorie, trending through Poltár and Lučenec. They have been already analysed in detail by Fusán et. al. (1971).

Geophysical boundaries of the N—S directions are present mainly in the eastern part of the Slovenské rudohorie. The conspicuous anomalous zone at the eastern margin of the Volovec zone corresponds to the Hornád fault system.

A less conspicuous anomalous zone extends parallel to the mentioned one between Rudník and Jaklovce. In gravity maps it is represented by alignment of local anomalies and by changes in the character of gravity field that reflects density differences among basic rocks, granitoids, serpentinites and Mesozoic carbonates. Magnetic measurements indicate ultrabasic rocks in its northern part near Rudník and Jaklovce. South of Rudník the fault zone trends along the western margin of the Komárovice ultrabasic body.

Geological and geophysical characteristics of transversal depressions

Several transversal depressions are identified on the basis of geological and geophysical data. In regards of structure it is important, that b — axes dip eastward at the western sides and westward at the eastern sides of depressions. Another characteristic feature is the presence of Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks causing relatively negative gravity anomalies. In magnetic maps depressions are characterized by numerous local magnetic anomalies and higher intensity of regional field, thus implying the presence of magnetic

rocks close to the surface as well as in deeper horizons. Contrary to elevations, where less dense and almost nonmagnetic rocks are present, depressions are underlain by more dense and magnetic rocks.

The Nižná Slaná depression is the most conspicuous one owing to preserved Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks. It is evidenced also by transversal minute synclines observed at Radzim, Repisko and near Dobšiná. In the Bouguer gravity map the depression is represented by positive anomaly reaching 2—5 mgals in respect of the elevations of Zlatý stôl at one side and Stolica at the other. It is well shown also in maps of regional field for small diameters of averaging circles ($r \leq 2\sqrt{5}$), but most conspicuous it is in maps of residual field for diameters of averaging circles $r = 2\sqrt{5}$ and $5\sqrt{5}$ km, where the positive anomaly in the center of the depression reaches the value of 10 mgals in respect of the surrounding area. Numerous local and isolated magnetic anomalies are observed in the northern and southern parts of the depression.

The Mníšek transversal depression is situated in the central part of the Gemerides. Its geological features include: synclinal bending of schistosity in Lower Paleozoic complex; the presence of the Rakovec group at the southern margin of the Gemerides; the presence of Upper Paleozoic sedimentary rocks near Štós and Mesozoic rocks in Zádielska dolina; larger extent of the Rakovec group near Švedlár at the northern margin of the Gemerides; and mainly the Mesozoic complex of the Galmus massif. Geophysical features corresponding to the depression are less expressive. In the map of residual field for the diameter of averaging circle $r = 5\sqrt{5}$ km an anomaly reaching the value of 5 mgal in respect to the elevation zone of Zlatý stôl and Kojšova hoľa indicates the depression. In maps of regional field it shows only for small diameters of averaging circles $r = 0.5\sqrt{5}$ and $1\sqrt{5}$ km.

Numerous local magnetic anomalies of variable intensity are present in the area of the depression. It seems important, that also a regional anomaly of magnetic field, reaching the value of 10—20 gamma, accompanies local anomalies. So both, results of gravity and magnetic measurements indicate denser and magnetic rocks underneath the depression.

The Folkmár transversal depression at the eastern margin of the Gemerides is also expressed well in trends of linear structural elements in the Lower Paleozoic complex. The depression includes remnants of Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks. Reversed faults parallel to the axis of the depression make it more conspicuous. Bouguer gravity anomalies in the center of the depression reach the value of 15—20 mgal in respect of the eastern and western sides. It is represented well in all maps of regional field with the diameter of averaging circles $r \leq 5\sqrt{5}$ km. Magnetic anomalies occur only in the area of the Rakovec group. So, the depression is underlain by very dense rocks but weakly magnetic only.

In the western part of the Slovenské rudohorie there are two transversal depressions. The first one is between Železník and Rimavská Baňa. At its sides there are Lower Paleozoic rocks of the Gelnica group; the depression itself is filled by younger sedimentary rocks and partially also by Neogene volcanoclastic rocks. It is known also as the Ratkovská Suchá depression between elevations of Stolica at the East and Sinec at the West.

The second depression extends between Poltár and Zvolenská Slatina, known also as the Tuhár depression. Characteristic there are a large extent of Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary complexes and the presence of a typical Poltár formation accompanied by alkaline basalt volcanics.

In gravity maps the depressions are represented by intense anomalies and by changes in the trend of gravity field isolines. Only results of the regional gravity survey in the scale 1:200 000 are available for the given region. Regional and residual field maps for the

diameters of averaging circles $r=2, 4, 6, 8, 10, 12,$ and 20 km have been used. Both depressions are shown well in maps of residual field with diameters of averaging circles $r=4+20$ km. Intensity of residual anomalies in respect of elevations on sides reach the value of $5-10$ mgal.

Magnetic measurements indicate many local anomalies as well as a higher intensity of regional field in directions of the depressions. So, the presence of denser and magnetic rocks underneath depressions is evident again.

All the transversal depressions are related to major faults and fault systems identified also by geophysical methods. In the Tuhár and Ratkovská Suchá depressions NW—SE trending faults dominate. In the Nižná Slaná depression NW—SE, NE—SW, and N—S faults are present, however, the NE—SW ones do extend to the greatest depth. In the Mníšek and Folkmár depressions the NE—SW trending faults dominate at the surface as well as in the depth.

Conclusions

Results of geophysical survey in the area of the Slovenské rudohorie have led to more precise understanding of space-distribution of granitoid masses, distribution of basic and ultrabasic rocks, and to a better determination of density and magnetic boundaries corresponding usually to fault zones.

Interpreted bodies of granitic rocks in the area of the Slovenské rudohorie represent three independent massifs that at the level of about $3-5$ km connect into one continuous belt $12-15$ km wide (plate 15). The three massifs are Zlatý stôl, Stolica, and Sinec. Qualitative analysis of gravity and magnetic data in the southeastern part of the central Slovakia neovolcanic complex (J. Šefara et al. 1974) indicates that granitic rocks continue in the depth all the way to Veľký Krtíš. Anomalies related to granitoid massif do not show in maps of regional field with the diameter of averaging circle $r > 10$ km. It means, that in the depth over 12 km there are no significant density differences.

Ultrabasic rocks are accumulated mainly in the area of Lučenec, around the Kohút massif, and in the area of Moldava nad Bodvou. Majority of them are situated along the southern margin of the granitoid massifs mentioned. Only few small bodies of ultrabasic rocks are situated along the northern margin of granitoid massifs; they are usually related to major dislocations.

All major bodies of ultrabasic rocks (Komárovce, Rochovce, Fíľakovo) are related to deep reaching fault systems, especially to their joints. The Komárovce body is situated at the crossing of the Rožňava (E—W), Hodkovce (N—S), Košice—Rudabánya (NE—SW), and Henclovce (NW—SE) fault systems. The Rochovce body of ultrabasic rocks is situated at the crossing of the Rožňava (E—W) and Štítik (N—S) fault systems with NW—SE trending faults along the southwestern margin of the Nižná Slaná depression. The assumed Fíľakovo body is also situated at the crossing of NE—SW, N—S, and NW—SE trending fault systems.

Geophysical indications of basic rocks are west of Košice. Their continuation westward underneath the Paleozoic complexes of the Gemerides and the Mesozoic complex of the Slovenský kras is expected. Other more extensive bodies of basic rocks are assumed in the area of Blhovce and Lovinobaňa, a smaller body is near Kováčovce. Basic rocks show generally the same relationship to deep reaching fault systems as ultrabasic rocks. It seems that some kind of relationships exists among acid, basic and ultrabasic intrusions.

Two groups of structurally different rock complexes may be distinguished in the area of the Slovenské rudohorie. The first group includes complexes showing plicative deformations (folds, reverse faults, scales, nappes) that originated earlier than or during the subhercynian

phase of folding. The second group includes dominantly posttectonic complexes of magmatic rocks (granites, serpentinites and other young intrusives) and post Upper Cretaceous sedimentary formations.

In the Slovenské rudohorie both mentioned types of complexes (structures) are closely related. At the present level of denudation the first group naturally dominates, so in geological evaluations of structure the area was included in the fold-nappe type of structure. However, if we include deeper horizons it is obvious that the structure of the Slovenské rudohorie is a combination of the fold-nappe type of structure with rather extensive late or post-tectonic intrusions. Fold-nappe structures dominate in crystalline and Mesozoic complexes that are subdivided into several tectonic units (scales). These units lay horizontally or dip slightly southward. Beside major faults dividing tectonic units or partial units there are present important younger dislocations, usually well recognizable in geophysical maps. However, their function is generally obscure and during interpretation of the structure they cause troubles owing to ambiguous explanations.

In the Gemerides, between the Lubeník—Margecany and Rožňava fault systems Paleozoic groups crop out in an extensive anticlinorium. Their occurrence depends also on structural elements of a lower order — synclines, anticlines, elevations and depressions of fold-axes, and faults. The lowermost Gelnica group (Cambrian through Silurian) crops out thanks to the dome-like structure that is asymmetrical in respect of younger complexes and disrupted by longitudinal and transversal fault systems. An extensive granite body (batholith?) is situated in the core of this dome.

At limbs of the Volovec anticlinorium (dome), mainly at its northern and northwestern parts, the Rakovec group (Devonian?) is present. In its northern part dips of fold-limbs are mild, in the northeastern part it is disturbed by numerous reverse and transversal faults — the so-called Črmeľ group. The extent of the Rakovec group at the southern limb of the Volovec anticlinorium is much smaller. It lays over the Gelnica group with an unconformity and is also tectonically disturbed. Both groups are metamorphosed at conditions of the greenschist facies.

The Upper Paleozoic complexes extend along the northern and southern margins of the Lower Paleozoic complexes of the Gemerides. They are of the Upper Carboniferous and Permian age. At the northern belt they dip slightly northward, resting on the Lower Paleozoic complexes with an evident unconformity. The northerly lying horizon of basic volcanics belongs to the Upper Paleozoic complex too. Northerly dips occur in the eastern part of the Gemerides between Košice and Dobšiná. West of Dobšiná, between Markuška and Podrečany the Upper Paleozoic complexes dip southward. The Upper Paleozoic complexes in the area of Nižná Slaná and Štós lay subhorizontally; close to the Rožňava fault system they acquire steep southerly dips. Complexes are disturbed intensively by younger faults.

In the area of the Volovec anticlinorium there are several isolated occurrences of Mesozoic rocks, generally related to the Upper Paleozoic complexes. Structurally they are conform with the Upper Paleozoic complex.

Our view of the geological structure of the Gemerides is given in the schematic section (plate 16).

The structure is much more complex in the area of the Veporides, that along with crystalline complexes of Nízke Tatry, and Veľká Fatra form a huge axial elevation. The Veporides may be considered as the area of accumulation of tectonic units. Only the Hron complex and group of Muráň granite-gneiss are autochthonous. Granites and migmatites of the Kráľova hofa complex as well as other units of crystalline rocks are overthrust upon crystalline schists of the autochthon, having the character of a nappe. It is in turn overlain by

higher nappe formed of the Upper Paleozoic and Mesozoic complexes of the Muráň plateau. In the southeastern part of the Veporides large tectonic scales formed of migmatites and granites, dipping 50—70° southeastward. These along with the Hladomorná dolina group form the tectonic basement of the Gemerides.

The Kráľova hoľa zone has a character of a synclinorium while the northerly lying Kraklová zone has the character of an anticlinorium. Crystalline rocks of the Kraklová zone are thrust along the Čertovica fault system upon the gneiss and migmatite complex of the Nízke Tatry mountain range. Axes of the mentioned zones dip towards the Northeast.

A crystalline complex in the area of Kohút shows a complicated structure. An important boundary represents here the Zdychava fault system. Along the southern margin of the Veporides structure is dominated by scales and folds, well visible at the Markušovský vrch. The Hladomorná dolina group is present here and merges southward under the overthrust Paleozoic complexes of the Gemerides.

In the Kohút zone and north of it vertical subdivision of crystalline complexes is quite frequent. This is supported well by results of geophysical measurements.

Our view of the geological structure of the Veporides is given in the schematic section (plate 17).

If we compare the Volovec zone of the Gemerides and Veporides there are obvious differences in structure and lithology. The Veporides are an area of accumulation of tectonic units that lay more or less subhorizontally. These features are not present in the Volovec zone of the Gemerides. Other features, as there are longitudinal and transversal faults of regional extent and the presence of young granite intrusions, rather connect than divide the areas mentioned.

Translated by J. Lexa.

Dionýz Vass

Príbelské vrstvy, ich sedimentárne textúry a genéza

16 obr. v texte, 10 tabuliek na kriede, anglické resumé

Abstract. The Príbelce formation is a part of the filling of the Ipeľ basin — one of the basins of the West Carpathian inner molasse. The Príbelce formation is Lower Badenian in age. Its most significant feature is the richness in sedimentary structures (different types of cross-stratification, lenticular, flaser, megaflysch, wavy — bedding, stratification of giant ripples, of intraformation breccias, deformation structures). Sedimentary structures and facial features imply, that the Príbelce formation represents a variegated sedimentary complex of ancient river delta and adjacent shallow marine regions.

Úvod

Na severnom okraji Ipeľskej kotliny, v podloží vulkano-sedimentárneho komplexu Krupinskej vrchoviny badenského veku a v nadloží starších neogénnych vrstiev (karpat, resp. vrchný ottang) ležia prevažne piesčité príbelské vrstvy. Nazývame ich príbelské, pretože sú najlepšie odkryté v pieskovni pri Horných Príbelciach. Odkryvy príbelských vrstiev možno sledovať od Kleňan (sv. od Šiah) po Luboriečku (jv. od Dolnej Strehovej) a Trenč (jz. od Lučenca). Príbelské vrstvy sa v tomto priestore vynárajú v prerušovanom pruhu širokom 100 — 200 m. Zasahujú na istú vzdialenosť pod vulkanicko-sedimentárny komplex Krupinskej vrchoviny, o čom svedčí rad vrstiev hĺbených v severnom okolí Modrého Kameňa, Horných Strhár, Pôtru, ako i v okolí Luboriečky. Prerušovaný charakter výchozov príbelských vrstiev (obr. 12, 13) je podmienený jednak zasutenosťou územia (to je prípad odkryvov pri Kleňanoch, ktoré v posledných rokoch boli zasutené a zanikli), jednak v niektorých miestach príbelské vrstvy chýbajú, buď primárne, alebo boli erodované pred usadením mladších badenských vulkano-sedimentárnych hornín. Možno povedať, že mocnosť príbelských vrstiev kolíše od 0 do 50 až 80 m.

Litologicky sú to hlavne piesky s pestrou paletou sedimentárnych textúr. Podradnou, ale stálou zložkou príbelských vrstiev sú pelity až silty. Tvoria v pieskoch samostatné polohy, často sa však vyskytujú iba vo forme lamín alebo

intermitentných vrstvičiek vo zväzkoch a súboroch šikmého zvrstvenia, inokedy iba ako útržky a závalky v pieskoch.

Piesky a íly obsahujú hodne vulkanického materiálu, čo najlepšie dokumentuje zloženie ťažkej frakcie. Jej značný podiel tvoria vulkanogénne minerály, zvlášť veľké množstvo amfibolu. Pyroxén je zastúpený v podradnom množstve. V ľahkej frakcii sú vulkanogénne kremene a úlomky vulkanického skla (M. Marková 1967, str. 123). Pre zvýšený obsah vulkanického amfibolu boli piesky príbelských vrstiev nazvané „amfibolové piesky“ (D. Vass 1964). Hlavne vo východnej časti rozšírenia príbelských vrstiev sa nachádzajú polohy tufitov až tufov amfibolických andezitov a ryodacitov. V príbelských vrstvách sú tiež polohy štrkov (extraformačných), ako i polohy intraformačných brekcií až konglomerátov.

Pri Luboriečke, pri Trenči, jz. od Kosihoviec, pri Vinici a Kleňanoch sú piesčité vrstvy nahradené riasovými vápencami (V. Čechovič a J. Seneš 1950, str. 133—134).

Usadzovanie príbelských pieskov predchádzala tektonická aktivita. Zásadne sa zmenil štruktúrny plán vnútornej molasy na južnom Slovensku. Regresiou karpat-ského mora zanikla Ipeľsko-rimavská panva (D. Vass et al. 1968, D. Vass 1969), územie južného Slovenska bolo vynorené a denudované. Nová badenská transgresia prišla z JZ, z Podunajskej panvy. Spreádzala ju, resp. južnejšie na maďarskom území ju predchádzala vulkanická aktivita.

Zmienky o príbelských piesčitých vrstvách nachádzame už v prácach z konca minulého storočia. Zmieňuje sa o nich F. Schafarzik (1883, str. 395), L. Telegdi-Roth (1891, str. 119), Neskoršie T. Gaál (1905, str. 288—296).

O predmetných vrstvách sa zmieňuje tiež T. Buday (1938, str. 9, 10), R. Schwarz (1940, str. 114), E. Nozsky (1940, str. 89). Podrobnejšie zmienky o litológii týchto vrstiev a o ich paleontologickom obsahu nájdeme v práci V. Čechoviča a J. Seneša (1950, str. 132—134), V. Hanu (1950, str. 70—73), V. Čechoviča (1952, str. 30—32) a V. Čechoviča (in M. Kuthan 1963, str. 77—78). Dôkazy pre biostratigrafickú koreláciu príbelských vrstiev so spodným badenom sú uvedené v práci V. Čechoviča a D. Vassa (1962, str. 170—174). Petrografické vyhodnotenie príbelských vrstiev nájdeme v nepublikovaných prácach J. Slavíka (1957—1958, 1959), v práci M. Markovej (1967, str. 123—126), v nepublikovanej správe V. Konečného (1970). O pozícii príbelských vrstiev na základe poznatkov o tektogenéze Ipeľskej kotliny v miocéne, ako i o ich vzťahu k podložíu sa hovorí v práci D. Vassa a B. Tomáška (1963), zvlášť v nepublikovanej práci autora (D. Vass 1964).

Na výskyt organických zvyškov, zubov žralokovitých rýb v príbelských vrstvách, konkrétne v pieskoch v okolí Horných Strhár, azda ako prvý upozornil miestny učiteľ V. J. Lunacsek. V odbornej literatúre sa o jeho nálezoch objavuje zmienka u F. Schafarzika (1883, str. 395). Pozdejšie bol publikovaný Lunacskov list Maďarskej geologickej spoločnosti (1885, str. 139—140), kde opisuje miesta nálezov zubov. L. Telegdi-Roth (1891, str. 119) z Lunacskových zberov uvádza 9 rozličných druhov rýb (zástupcovia rodov *Carcharodon*, *Oxyrchina*, *Lamna*, *Galeocerdo*, *Hemipristis*, *Plytodus*). Zuby rýb z okolia Horných Strhár spomínajú tiež E. Noszky (1940, str. 89), V. Čechovič a J. Seneš (1950, str. 142). Zvyšky zle zachovanej morskej fauny z príbelských pieskov v okolí Dolných Plachtiniec spomína R. Schwarz (1940, str. 114). V. Čechovič (in M. Kuthan et al. 1963, str. 78) upozorňuje na vzácne výskyty lastúrníkov v pieskoch pri Stredných Plachtinciach. Úlomky schránok lastúrníkov vrátane rodu *Pecten* alebo *Chlamys* našiel autor v pieskovni v Horných Príbelciach. Riasové vápence a tufitické vápence, resp. tufity sú bohaté na faunu mäkkýšov. V spoločenstvách sa vyskytujú zástupcovia rodov

Ostrea, Pecten, Chlamys, Pedalion, Cardium, Cardita, Beguina, Turritella, Balanus, koraly (podrobný výpočet druhov a rodov V. Čechovič a J. Seneš 1950, str. 134—140. T. Buday 1938, str. 14).

Bohatý výskyt sedimentárnych textúr v príbelských vrstvách zaznamenali viacerí spomínaní autori, ale nevenovali im väčšiu pozornosť. V snahe vyplniť túto medzeru, ale tiež v rámci širšie koncipovaného programu, ktorého súčasťou je štúdium textúr vnútornej molasy Západných Karpát a ich interpretácia pre účely paleogeografie, tektogenézy, pre riešenie otázok surovinových prognóz, sa autor podujal spracovať pomerne vhodný sedimentologický materiál príbelských vrstiev.

Pri štúdiu textúr príbelských vrstiev bola venovaná pozornosť všetkým textúrnym javom, ktoré sa dali vo vrstvách identifikovať. Bolo preštudované:

1. Zvrstvenie pieskov príbelských vrstiev, a to šikmé zvrstvenie klasických foriem, ako i špeciálne varianty šikmého zvrstvenia, ako sú šošovkové (lentikulárne) zvrstvenie, flaserové a vlnité zvrstvenie, megaflaserové zvrstvenie, zvrstvenie obrích čerín;

2. Zvrstvenie intraformačných brekcií a konglomerátov;

3. Zvrstvenie extraformačných štrkov;

4. Deformačné textúry: vtisky, sklzové textúry a sklzové deformácie šikmých zvrstvení.

Zvrstvenie pieskov príbelských vrstiev

Najbežnejšou textúrou príbelských vrstiev sú šikmé zvrstvenia, a preto im pri štúdiu bola venovaná najväčšia pozornosť. Použili sme pritom klasifikáciu a nomenklatúru šikmých zvrstvení J. R. L. Allena 1963.

Niektoré špeciálne, z hľadiska genézy však dôležité znaky Allenova klasifikácia neberie do úvahy. Možno ich však nájsť v iných moderných klasifikáciách (napr. J. Imbrie a H. Buchanan 1964, H. E. Reineck a F. Wunderlich 1968, H. E. Reineck a I. B. Singh 1973), ktoré boli podľa potreby použité i pri našom štúdiu.

Allenova klasifikácia šikmých zvrstvení je náročná. Rozlišuje až 16 typov šikmého zvrstvenia. Iné staršie klasifikácie predčí tým, že sa v nej z hľadiska genézy zvrstvenia i sedimentu (nositeľa textúry) premieta väčšina podstatných vlastností a hlavných morfológických a genetických znakov textúry.

Sú to tieto vlastnosti a znaky:

1. Zoskupenie

Zväzky šikmých zvrstvení sa môžu vyskytovať ako

a) samostatné zväzky,

b) skupiny zväzkov rovnakého typu, kedy vytvárajú súbory šikmého zvrstvenia.

2. Veľkosť (hrúbka alebo výška zväzku)

Podľa nej možno šikmé zvrstvenie rozdeliť na:

a) malé (do 5 cm),

b) veľké (nad 5 cm; megačeriny).

3. Charakter bázy (resp. charakter švu)

Možno rozlíšiť 3 genetické typy švu:

- a) erózný,
 - b) neerózný,
 - c) gradačný.
4. Tvar bázy (tvar švu)
- a) nepravidelný,
 - b) planárny, t. j. pravidelný a plochý
 - c) cylindrický,
 - d) lopatovitý,
 - e) korytovitý.
5. Uhlové vzťahy lamín šikmého zvrstvenia k báze (k švu):
- a) konkordantné,
 - b) diskordantné.
- U šikmého zvrstvenia s diskordantnými laminami sa berie do úvahy tiež tvar lamín (priamy, ohnutý konkávne, konvexne, s-ovite).
6. Litológia
- Podľa litologického zloženia možno šikmé zvrstvenia deliť na:
- a) homogénne,
 - b) heterogénne.

V príbelských vrstvách boli identifikované zvrstvenia, ktoré sú totožné alebo sa veľmi podobajú na Allenove typy *alfa*, *epsilon*, *omikron*, *eta*, *theta* a *pí*. Tri z nich, a to *alfa*, *omikron* a *pí* všetkými znakmi zodpovedajú Allenovým typom, líšia sa iba jedným podstatným znakom — sú litologicky heterogénne.

Okrem šikmých zvrstvení, totožných alebo veľmi podobných na Allenove typy, sme v príbelských vrstvách identifikovali ďalšie typy šikmých zvrstvení:

- šošovkové zvrstvenie,
- flaserové a vlnité zvrstvenie,
- megaflaserové zvrstvenie,
- obrie čeriny (giant ripples).

Typ *alfa** (J. R. L. Allen 1963 str. 101)

Šikmé zvrstvenie typu *alfa* v príbelských vrstvách je solitárne šikmé zvrstvenie, veľké zväzky sú vyššie než 5 cm. Bazálny šev je neostrý, rovný a nemá erózný charakter, t. j. niet náznakov, že by rezal podložné, najčastejšie horizontálne laminované vrstvy. Laminky šikmého zvrstvenia sú voči eróznemu švu diskordantné, na reze kolmom na smer lamín (rovnobežne so smerom sklonu lamín) sú priame alebo konkávne a tangencionálne k báze zväzku (I., obr. 1, III., obr. 1). Týmito znakmi sa zhoduje s Allenovým opisom. Jediná odlišnosť zvrstvenia *alfa* z príbelských vrstiev je, že zväzky tohto zvrstvenia prakticky nikdy nie sú litologicky homogénne. Prevládajú piesčité laminky, ale medzi nimi sú uložené aj pelitické,

* V niektorých prípadoch nevyklúčujem možnosť zámény s typom *beta*, ktorý sa od typu *alfa* líši eróznym charakterom bazálneho šva.

Šikmé zvrstvenie príbelských vrstiev

tabuľka 1

typ *alfa*

	počet	Výška zväzkov		Ø cm
		min. cm	max. cm	
Kosihovce — most	8	11	24	14,5
Str. Plachtince — piesk. obr. 1	6	7	20	15,5
Str. Plachtince 702	8	12	100	31,0
Str. Plachtince 637	5	20	120	68,0
M. Kameň 155	2	15	60	37,5
V. Krtíš 166 (Z od obce)	1	250		
Hor. Strháre 1094	4	15	50	35,0
Čebovce	7	5	60	22,7
Hor. Strháre	1	7		

typ *omikron*

Hor. Príbelce — piesk.	26	4	90	16,4
Str. Plachtince — piesk. obr. 3	2	200		200
Hor. Plachtince 1527	6	10	40	20,8
Str. Plachtince 789	7	6,5	30	15,1
Hor. Strháre 1094	4	18	50	36,5

typ *pi*

Str. Plachtince — pieskovňa obr. 2	19	3	15	10,3
V. Krtíš 159	6	15	40	22,5

typ *eta (theta)*

V. Krtíš 159	1	30		
M. Kameň 155	1	20		
Hor. Príbelce	1	20		

typ *epsilon*

Kosihovce 278	4	45	100	58,7
Hor. Plachtince 1226a	1	100		
Hor. Strháre 1094	2	70	80	75
M. Kameň 155	4	30	180	75
Stred. Plachtince — pieskovňa obr. 3	1	450		450
Hor. Príbelce pieskovňa	5	3	28	16
Kosihovce — most	1	25		25
Stred. Plachtince 789	4	11,5	35	17,7

resp. siltové laminky, vďaka ktorým je stavba šikmého zvrstvenia v jednotlivých lokalitách dobre rozoznateľná i pri pokročilom štádiu zvetrania odkryvov. Obsahom peliticko-siltových hornín vo zväzkoch sa tento typ šikmého zvrstvenia blíži k typu *epsilon*, líši sa však od neho neeróznou bázou. Iný prípad litologickej heterogenity je prevažne piesčité šikmé zvrstvenie s valúnikmi drobného štrku (lokalita Modrý Kameň 155).

Šikmé zvrstvenie alfa sa v príbelských vrstvách vyskytuje relatívne často (9 lokalít), ale v jednotlivých lokalitách nie je vo veľkom množstve (max. 8 prípadov v jednej lokalite), výška zväzkov kolíše od 5 cm do 20 cm (pozri tab. 1).

Typ epsilon (J. R. L. Allen 1963, str. 102, 104)

Šikmé zvrstvenie typu epsilon je solitárne šikmé zvrstvenie, prevažne veľké ($v > 5$ cm), ale v lokalite Horné Príbelce — pieskovňa sa vyskytuje malé šikmé zvrstvenie tohto typu ($v < 5$ cm). Bazálny šev je ostrý, rovný a má erózný charakter. Laminky šikmého zvrstvenia sú voči bazálnemu švu diskordantné, na reze paralelnom so smerom sklonu priame alebo konkávne prehnuté a voči báze tangenciálne. Gradačne zvrstvené vrstvičky niektorých zväzkov v lokalite Kosihovce 278 sú aj priame.

Zväzky šikmého zvrstvenia tohto typu sú litologicky nehomogénne. Nehomogenita lamín sa prejavuje viacerými spôsobmi:

a) Laminy, resp. vrstvičky sú gradačne zvrstvené. Hrúbka vrstvičiek kolíše od 0,3 do 4,7 cm, vo vrchnej časti zväzku sú vrstvičky hrubšie (2,0—4,7 cm), v spodnej časti tenšie (0,3—0,5 cm). Zrnitostné parametre jednej gradačne zvrstvenej vrstvičky zo zväzku vysokého 45 cm:

	Md	So	Sk
strop	0,36	1,24	1,06
báza	0,44	1,21	0,97

Zaznamenaný bol i jeden prípad šikmého zvrstvenia, v ktorom laminy alebo vrstvičky majú inverznú gradáciu (Horné Strháre — pieskovňa); ide o zväzok, ktorý nebol odkrytý v celej výške. Odokrytá výška 1 m neumožnila preštudovať bázu a prípadné vzťahy k ďalším zväzkom.

Šikmé zvrstvenie s normálnou alebo inverznou gradáciou lamín alebo vrstvičiek zväzku nie sú zahrnuté v Allenovej klasifikácii. Je tu však istá genetická obdoba s textúrou metačerin (W. H. Bucher 1919; J. C. Hulsemann 1955 ex J. Imbrie a H. Buchanan 1965, str. 155 a 167). Metačeriny vznikajú účinkom prúdov premenlivej rýchlosti a takto vytvorené laminy majú nerovnaký sklon. V našom prípade najskôr kolísala intenzita prúdu, čo našlo odraz v pozitívnej alebo inverznej gradačnej zmene zrnitosti v rámci jednej vrstvičky zväzku.

b) Vo zväzku šikmého zvrstvenia sa striedajú piesčité peliticko-siltové laminy, ktoré sú nesúvislé. Kvantitatívne absolútne prevládajú piesčité laminy. Tento typ sa vyskytuje napr. v jednom zväzku v lokalite Horné Plachtince 1526. Hrúbka zväzku je 100 cm. Usporiadanie lamín sa najviac podobá tým, ktoré zobrazuje schematický obrázok J. R. L. Allena (1963, str. 103, obr. 3D).

c) V zväzku šikmého zvrstvenia sa striedajú laminy hrubozrnného piesku a mikrokonglomerátu s nesúvislými jemnopiesčitými až siltovými laminami (Horné Strháre — pieskovňa; II., obr. 1). Siltové laminy sú tenké (približne 0,5 cm), tenšie než piesčité laminy a je ich podstatne menej. Je to obdoba typu opísaného ad b), ide však až o trojkomponentnú litologickú nehomogenitu.

d) V zväzku šikmého zvrstvenia sa striedajú laminy piesku a siltu až ílu. Sú tenké (1 cm), zriedkavé, ale viac-menej súvislé (Horné Strháre — pieskovňa, Modrý Kameň 155).

Zvrstvenie *epsilon* sa v príbelských vrstvách vyskytuje relatívne často (8 lokalít), výskytu v jednotlivých lokalitách však nie sú početné (max. 5 prípadov v jednej lokalite). Výška zväzkov dosahuje 30 cm až 100 cm. Zväčša (okrem prípadov z pieskovne v Horných Príbelciach) sú zväzky väčšie ako 25 cm.

Typ omikron (J. R. L. Allen 1963, str. 108, 110)

Šikmé zvrstvenie *omikron* je skupinové zvrstvenie. Dva, prípadne i viac zväzkov tvoria súbor. Výška jednotlivých zväzkov zvyčajne presahuje 5 cm, sú to teda zväzky veľkého šikmého zvrstvenia. V asociácii s nimi sa v niektorých súboroch vyskytujú aj malé zväzky. Zdá sa, že veľké i malé zväzky sú reliktnými po megačerinách. Ich pôvodná výška bola zmenšená eróziou pôsobiacou po vzniku staršieho a pred vznikom nasledujúceho zväzku.

Bázy zväzkov sú rovné, v niektorých prípadoch koso utínajú podložný zväzok, čím vzniká klinový tvar šikmého zvrstvenia (II., obr. 2). Klíny sú pretiahnuté a laminy zväzkov skupinového šikmého zvrstvenia sú uklonené približne v jednom smere (na rozdiel od typu *xí*).

U iných zväzkov sú bázy navzájom približne paralelné, takže tvar jednotlivých zväzkov je tabuľovitý (III., obr. 2) Laminy zväzkov na rezoch paralelných so smerom maximálneho sklonu lamín sú k báze diskordantné, priame, konkávne alebo sigmoidálne ohnuté. Šikmé zvrstvenie typu *omikron* s priamymi laminami možno azda klasifikovať ako rezané textúry (erodované) typu „avalanche coset“ (J. Imbrie a H. Buchanan 1965, str. 159), pravda, za predpokladu, že je v nich naznačené triedenie zrn, v spodnej časti väčšie, vo vrchnej drobnejšie.

Šikmé zvrstvenie príbelských pieskov charakterizované ako typ omikron sa od typu *omikron*, ako ho opísal J. R. L. Allen, odlišuje dvoma vlastnosťami.

a) Predovšetkým, a to je všeobecná vlastnosť platná prakticky pre každý zväzok súborov *omikron* v príbelských pieskoch, že zväzky sú litologicky heterogénne. Prevládajú piesčité laminy, medzi ktorými sú uložené laminky pelitu, resp. siltu.

V niektorých prípadoch sú laminky pelitu akoby podstlané pod piesčitými laminkami. Tento jav, zdá sa, súvisí s druhou odlišnosťou voči Allenovmu opisu, ktorá však nie je v príbelských vrstvách všeobecná.

b) Zväzky niektorých súborov neležia priamo na sebe. Ich vzájomné spojenie sprostredkuje intermitentná vrstvička pelitu, mocná 1—3 cm. V niektorých prípadoch nemení svoju pozíciu v celom pozorovanom úseku (Horné Plachtince 1527), v iných prípadoch (Horné Príbelce — pieskovňa) pri sledovaní vrstvičky zistíme, že po istej vzdialenosti opustí svoju pozíciu na báze šva a včlení sa ako jedna z pelitických lamín medzi piesčité laminky zväzku šikmého zvrstvenia, ktorý podstieľala (II., obr. 2). Takto je celá textúra podobná megaflaserovému zvrstveniu, ktoré podrobne opíšeme ďalej a ktoré sa vyskytuje v asociácii s opisovaným podtypom zvrstvenia omikron v pieskovni v Horných Príbelciach.

Zvrstvenie *omikron* patrí medzi menej frekventované typy. Bolo zistené v 5 lokalitách. V jednej z nich je toto zvrstvenie hlavným typom a vďaka dobrému odkryvu bolo vo vertikálnom reze preštudovaných až 26 zväzkov tohto zvrstvenia. Výška zväzkov kolíše od 4 do 200 cm (pozri tab. 1).

Typ pí (J. R. L. Allen 1963, str. 110—111)

Zvrstvenie typu *pí* je skupinové šikmé zvrstvenie. Zvrstvenia tohto typu predstavujú súbory navzájom interferujúcich veľkých zväzkov, ktorých bázy majú na reze žľabovitý tvar a na pôdoryse lopatovitý tvar.

Erózný charakter báz je nepochybný. Laminky sú ohnuté, viac-menej symetricky vyplňajú žľabovú depresiu a sú na všetkých študovaných rezoch diskordantné (IV., obr. 1).

Šikmé zvrstvenie typu *pí*, ako všetky šikmé zvrstvenia príbelských pieskov, je litologicky heterogénne. Prevládajú piesčité laminky, ktoré sú miestami vystriedané pelitickými, resp. siltovými laminkami a ich zásluhou je vnútorná stavba jednotlivých zväzkov na odkryvoch zreteľnejšia.

Zvrstvenie *pí* patrí medzi menej časté šikmé zvrstvenia príbelských pieskov. Bolo zaznamenané iba v dvoch lokalitách. Výšky zväzkov kolíšu od 3 cm do 40 cm (pozri tab. 1). V jednej z lokalít (pieskovňa v Stredných Plachtinciach) sa vyskytujú vo veľmi veľkom počte. Pre zvrstvenie typu *pí* z tejto lokality je typické, že súbory o priemernej výške zväzku 10,5 cm, sú koncentrované v predpolí obrej čeriny (I., obr. 2), laminy zväzkov sú protiklonné šikmým vrstvám obrej čeriny.

Typ eta (J. R. L. Allen 1963, str. 104—105; resp. theta, str. 105)

Šikmé zvrstvenie typu eta boli nájdené v príbelských pieskoch samostatne alebo v tesnej asociácii so šikmými zvrstveniami iného typu. I napriek týmto asociačným vzťahom môžeme tieto šikmé zvrstvenia podľa Allenovej klasifikácie kvalifikovať ako solitárne.

lokality	alfa	omikron	pi	eta	epsilon
Kosihovce — most	×				/
Kosihovce d. b. 278					/
Hor. Příbelce — pieskovňa		×××		/	×
Čebovce d. b. 35	×				
Čebovce d. b. 30					
Čebovce d. b. 54					
Čebovce d. b. 46					
Str. Plachtince — pieskovňa	×	/	×××		/
Str. Plachtince d. b. 911-					
Str. Plachtince d. b. 702	×				
Str. Plachtince d. b. 637	×				
Hor. Plachtince d. b. 1256a					/
Hor. Plachtince d. b. 1527	/	×			
Hor. Plachtince d. b. 653					
Str. Plachtince d. b. 789		×			/
Hor. Strháre d. b. 1094	/	/			/
Hor. Strháre d. b. 1165a	/	/			/
V. Krtíš d. b. 166	/				
V. Krtíš d. b. 158, 159			×	/	
M. Kameň d. b. 155, 155a	/			/	/
Luboriečka — Tobolka					

početnosť: 1—5 /; 5—10 ×; 10—15 ××; 15—20 ×××; > 20 ××××

Bazálny šev je ostrý, erózný, na reze kolmom na smer sklonu šikmých lamín poloelipsového tvaru. Laminky šikmého zvrstvenia sú voči bazálnemu švu diskordantné. Šikmé zvrstvenie je litologicky heterogénne. Prevládajú piesčité laminky, medzi ktoré sú vložené pelitické, resp. siltové laminky.

Opísané zvrstvenie zodpovedá Allenovej charakteristike zvrstvenia eta (J. R. L. Allen 1963, str. 104). Líši sa však od zvrstvenia v krátkych kanáloch vyrytých aktivitou prílivu — odlivu vo Vadden See a Jade Busen, kde sú laminky piesku a ílu konkordantné s okrajom a dnom kanála. Uvedená charakteristika je zvýraznená aj na Allenovom schematickom vyobrazení zvrstvenia eta (J. R. L. Allen 1963, str. 103, obr. 3 F).

Šikmé zvrstvenie príbelských pieskov, ktoré radíme k typu eta sa vzťahom lamín k báze stotožňuje s Allenovým vyobrazením zvrstvenia theta (1. c. obr. 3 G). Zvrstvenie theta je však litologicky homogénne.

Šikmé zvrstvenie eta je pomerne zriedkavým zvrstvením príbelských pieskov. Bolo zistené v troch lokalitách, všade iba po jednom zväzku, ktorého výška je 20 až 30 cm (pozri tab. 1).

Genetický význam šikmých zvrstvení typu alfa, epsilon, omikron, eta a pí

Všetky šikmé zvrstvenia klasického tvaru z príbelských vrstiev, t. j. zvrstvenie *alfa*, *epsilon*, *omikron*, *eta* a *pí*, ako sme už uviedli, sú litologicky nehomogénne. Do zväzkov sú popri prevládajúcich piesčitých laminách vložené aj laminy pelitické. Príčinou litologickej nehomogenity môže byť:

a) Litologická nehomogenita zdroja, ktorý sedimentačnému procesu poskytoval striedavo piesčitý a pelitický materiál. Tu by muselo ísť o usadenie detritu na krátku vzdialenosť za takých dynamických podmienok, ktoré neumožnili priestorové oddelenie (odplavenie) ílového materiálu, takže sedimentoval v tom istom priestore, kde piesčitý detrit. Výsledkom je striedavý výskyt pelitických hornín uprostred hornín piesčitých.

Pravda, proti tejto predstave genézy možno mať výhrady. Ťažko si napríklad predstaviť stále dynamické podmienky, ktoré umožňujú v jednej depozičnej zóne sedimentáciu piesčitého i pelitického materiálu v oddelených vrstvičkách bez toho, aby vznikli zmesové, zle vytriedené sedimenty.

b) Kolísavá sila prúdu formujúceho šikmé zvrstvenie. Pokles intenzity prúdenia spôsobil depozíciu ílovitej vrstvičky a naopak, silnejší prúd formoval piesčité laminky. Aj táto verzia genézy má vážny nedostatok. Ťažko si predstaviť, žeby kolísanie sily prúdu nepodmienilo tiež iné nepravidelnosti v stavbe šikmých zvrstvení (gradácia v laminách, nepravidelné sklony ako u metačérin a pod.). Na druhej strane práve premenlivosť intenzity prúdenia v čase považuje J. R. L. Allen (1963, str. 102, 104) za príčinu litologickej heterogénnosti zvrstvenia typu *epsilon*.

c) Symsedimentárna vulkanická aktivita, ktorá nerovnomerne zásobovala sedimentačné prostredie jemným, popolovitým materiálom. V čase intenzívneho padania jemného popola vznikla vo vodnom prostredí preťažená popolová suspenzia. Prúdy nemohli odplaviť všetku suspenziu do zóny sedimentácie pelitov, a preto deponovali časť suspenzie v prostredí piesčitých čerín.

Šikmé zvrstvenia typu *alfa* sú výsledkom procesu, ktorý neeroduje podložie vznikajúceho šikmého zvrstvenia. Dá sa povedať, že režim prostredia vzniku zvrstvenia *alfa* bol relatívne stály.

J. R. L. Allen (1963, str. 101, 102) odvolávajúc sa na viacerých autorov, za najpravdepodobnejšie miesto vzniku šikmých zvrstvení typu *alfa* považuje plytko-vodné prostredie, v ktorom sú vytvorené solitárne, piesčité, šikmo zvrstvené lavice. Takéto lavice sú bežné v recentných riekach, zvlášť v riekach typu braided river, v estuáriách, na plážach a na plytčinách pri plážach. Za menej pravdepodobný spôsob vzniku považuje J. R. L. Allen pochovanie sledu veľkých asymetrických čerín.

Šikmé zvrstvenie typu *alfa* sa vyskytuje ako bežná textúra aj v niektorých

častiach prostredia frontu *delt*, zvlášť v „distributary chanel“ a „subaqueous levees“ (J. M. Coleman a S. M. Gagliano 1965, str. 145, 147).

Na posúdenie režimu vzniku šikmého zvrstvenia *alfa*, a týka sa to aj typu *epsilon* a *omikron*, možno použiť experimentálne poznatky o vzťahoch medzi tvarom a triedením sedimentu na jednej strane a režimom prostredia vzniku na strane druhej (E. D. McKee 1965, str. 81, J. V. Jopling 1963, str. 119 ex E. D. McKee l. c.). Strmosť a priamosť lamín spolu s dobrým triedením sedimentu poukazujú na pokojné prostredie vzniku. Tangenciálne laminky s menším uhlom sklonu poukazujú buď na sedimentáciu v silnom prúdení, alebo na sedimentáciu zle, alebo relatívne zle vytriedeného piesku, prípadne na vplyv oboch týchto činiteľov. Treba poznamenať, že L. N. Botvinkina (1962, str. 68) uvažuje opačne a šikmé zvrstvenia s priamymi laminkami považuje za produkt prostredia s vyššou energiou (silnejšie prúdenie). Naopak šikmé zvrstvenie s konkávnymi laminkami vznikalo v podmienkach slabšieho prúdenia. Nie je to však doložené experimentálne.

Šikmé zvrstvenie typu *epsilon* podľa viacerých autorov, ktorých cituje J. R. L. Allen (1963, str. 102, 104), vzniká na bahnitých prílívových plošinách ako následok migrácie kanálov a žlabov. Pritom dochádza k erózii vonkajšieho brehu meandrujúceho kanála, čím vzniká erozívna báza pre šikmé zvrstvenie. Sedimentácia šikmých lamín prebieha na mierne sklonenej vnútornej strane meandru, resp. „point baru“. Litologická heterogénnosť je podmienená premenlivosťou v čase intenzity prílívovo-odlivových prúdov a tým aj schopnosti usadzovať v jednotlivých úsekoch zrnitostne rozličný materiál.

Odlíšne podmienky vzniku treba predpokladať pre zväzky šikmého zvrstvenia s gradačnými vrstvičkami. Podobný typ šikmého zvrstvenia vznikal účinkom pulzujúceho prúdu. Postupné znižovanie energie prúdu znamenalo postupné zjemňovanie zrna sedimentovaného materiálu. Náhle zosilnenie unášacej schopnosti prúdu znamenalo koniec sedimentácie jednej gradačnej vrstvičky a začiatok vzniku ďalšej (L. N. Botvinkina 1962, p. 256). Zväzky s pozitívne gradačnými vrstvičkami sa často vyskytujú v súboroch, kde je celkový trend zjemňovania zrna od bázy nahor. Takéto asociácie zvrstvení treba považovať za typické pre riečne sedimenty (sedimenty riečného koryta L. N. Botvinkina 1962, p. 254, 256, 257).

Metačeriný, ktorých genéza vnútornej stavby môže byť do istej miery analógiou šikmého zvrstvenia s gradačnými vrstvičkami, boli opísané z prílívnych plošín Holandska (Weden Sea; Van Straaten 1955) a z recentných plážových sedimentov na Bahamských ostrovoch (J. Imbrie a H. Buchanan 1965).

Zvrstvenie *omikron* je pomerne zriedkavo spomínané v geologickej literatúre (J. R. L. Allen 1968, str. 116). Môže vznikáť uložením solitárnych pieskovcových lavíc, ktoré sa tvoria postupne nad sebou v plytkovodnom prostredí. Takýto spôsob vzniku vyžaduje špeciálnu podmienku: vodná hladina po vzniku každej lavice musí primerane stúpnuť, aby sa mohla sformovať nová lavica. Zdá sa pravdepodobnej-

šie, že šikmé zvrstvenie typu *omikron* vzniká migráciou veľkých čerín. Vznik týchto čerín nie je viazaný len na plytkovodné prostredie. Boli nájdené v podmorských kanáloch, na dne otvoreného mora v hĺbkach mnohokrát prevyšujúcich výšku čerín (J. R. L. Allen 1963, str. 108, 110).

Zvrstvenie *omikron* z príbelských vrstiev, ako sme v opise uviedli, je litologicky heterogénne. Toto zvrstvenie, zvlášť v lokalite Horné Príbelce — pieskovňa, je v jasnej genetickej asociácii s megaflaserovými zvrstveniami. Preto pri objasňovaní genézy zvrstvenia *omikron* príbelských vrstiev treba brať na zreteľ tiež úvahy o vzniku megaflaserových zvrstvení, ktoré uvedieme ďalej.

Šikmé zvrstvenie *eta* môže vznikáť pri procese zanášania slapových výmoľov a malých kanálov bahnom (E. D. McKee 1939, in J. R. L. Allen 1. c.).

Recentný vznik zvrstvenia *eta* možno pozorovať na prílívových plošinách Holandska a Nemecka. Vyrývanie bahenných výmoľov a kanálikov pozoroval E. D. McKee v delte rieky Colorado.

Okrem toho zvrstvenie *eta* môže vznikáť podobným spôsobom ako zvrstvenie *pi* resp. *theta*. Zvlášť to platí pre zvrstvenie v príbelských pieskoch, kde zvrstvenia *eta* a *pi* sa veľmi podobajú, až na to, že *pi* je skupinový typ zvrstvenia a *eta* solitárny typ zvrstvenia.

Jestvuje viacero možných spôsobov vzniku zvrstvenia *pi*. Jedným z nich je vyrývanie a zapĺňanie žlabov vo vodnom prostredí (textúry erozívno-výplňové — Shrock 1948). Vymývanie a zapĺňovanie žlabov prebiehalo dvoma spôsobmi:

a) Erózia a vyplňovanie sú separátne akty (Knight 1929, E. D. McKee 1957, ex J. R. L. Allen 1968, str. 119).

b) Súčasne prebieha erózia vpredu po prúde a zapĺňanie staršej zadnej časti toho istého erózneho koryta.

V oboch prípadoch erozívne depresie majú misovitý tvar (dĺžka približne rovná šírke).

Možno pripustiť aj vznik účinkom víriacej masy vody pohybujúcej sa v smere toku. Erózia a zapĺňanie sú súčasné procesy. Erozívna depresia má elipsovité tvar. Dĺžka viacnásobne presahuje šírku. Pohyb víriacej vody mohol byť jednorazový (*theta*), ale opakovaný (*pi*).

J. C. Harms et al. (1963 in J. C. Harms a R. K. Fahnestock 1965, str. 102) považujú eróziu spôsobenú vírmi za príčinu vzniku lyžicovitých výmoľov na „point bar“. Ich zaplnením vznikli šikmé zvrstvenia typu *pi* v usadeninách rieky Rio Grande, ktoré hore uvedení autori nazývajú „veľké korytovité šikmé zvrstvenia“.

Častý spôsob vzniku šikmých zvrstvení typu *pi* je migrácia sledu veľkých čerín s výrazne kľukatými hrebeňmi (transverzálne reťazcovité čeriny (J. R. L. Allen 1968, str. 116), ako sú napr. jazykovité čeriny. Takéto čeriny vznikajú predovšetkým v plytkovodnom prostredí morskom a riečnom (Y. Gubler et al. 1966, str. 71, 73).

Šikmé zvrstvenia typu *pi* sú veľmi časté vo frontálnej časti delty (J. M. Coleman, S. H. Gagliano 1965, str. 143—145, 147), ale aj v riečnych sedimentoch. Tento typ šikmého zvrstvenia prevláda napr. v sedimentoch Rio

Grande, ktoré študovali J. C. Harms a R. K. Fahnestock (1965). Šikmé zvrstvenie typu *theta* je časté v pobrežných sedimentoch, kde po silných prílivoch dochádza k erózii, ale sú známe aj z riečného prostredia (J. R. L. Allen 1963, str. 105). Zvrstvenie *eta*, ako už bolo povedané, vzniká na prílivových plošinách a v deltách riek.

Pri skúmaní šikmého zvrstvenia *pi* v lokalite Stredné Plachtince — pieskovňa treba brať do úvahy skutočnosť, že sú priestorovo viazané na veľké megačeriny. Ich laminy sa skláňajú opačne. Najskôr predstavujú zvrstvenia spätných prúdov (H. E. Reineck a I. B. Singh 1973, str. 19, 20). Ich genéza a prostredie vzniku sú teda totožné s genézou a prostredím vzniku veľkých megačerín, resp. obrej čeriny. Zdá sa, že ide o prostredie v ústí rieky, alebo v delte rieky, musela tam však byť dostatočná hĺbka na formovanie veľkých piesočných vln — megačerín.

Šošovkové zvrstvenie (podľa H. E. Reinecka a F. Wunderlicha 1968)

Je to jeden druh čerinového zvrstvenia. Čerinové, resp. piesčité šošovky sú viac-menej izolované, nesúvislé vo vertikálnom, ale i horizontálnom smere. Šošovky sú často utopené v íle.

Tento druh zvrstvenia bol zistený v príbelských vrstvách západne od Veľkého Krtíša a v pieskovni v Horných Príbelciach.

V jednej z roklín, západne od Veľkého Krtíša (dokumentačný bod 166) sa šošovkové zvrstvenie vyskytuje v dvoch pelitických polohách.

tabuľka 3

Rozmery piesčitých šošoviek zvrstvenia s jednotlivými šošovkami

lokality	dĺžka (mm)	výška (mm)	dĺžka/výška
Západne od Veľkého Krtíša (dok. bod 166) vrchná poloha so šošovkami	28	2	14
	18	3	6
	70	6	12
	45	5	9
	35	3	12
	40	5	8
	80	10	8
	min.	dl/v max.	Ø
	6	14	9,9
Horné Príbelce — pieskovňa			9,3
			14,0
			5,6
			15,0
			20,0
			11,0
			36,0
	min..	dl/v max.	Ø
	5,6	36	15,8

Vo vrchnej, asi 25 cm hrubej polohe sú piesčité šošovky zväčša izolované v ílovom sedimente. Dá sa povedať, že viac než 75 % piesčitých šošoviek je nesúvislých. Použijúc terminológiu H. E. Reinecka a F. Wunderlicha (1968, str. 102) môžeme tento typ zvrstvenia nazvať „šošovkové zvrstvenie s jednoduchými šošovkami“. Väčšina šošoviek má tvar podobný tvaru čeriny: šošovky sú na báze ploché, hore vypuklé. Vyskytli sa aj šošovky kvapkového tvaru, t. j. vypuklé, a to i dole. Tento jav, zdá sa, nie je ojedinelý. Podobné tvary možno vidieť na fotografickej dokumentácii H. E. Reinecka a I. B. Singha ((1973, fig. 173, 194 a 176, str. 102—103). Veľkostné parametre sú uvedené v tabuľke 3. Pomer dĺžka/výška kolíše od 6 do 14, priemerná hodnota 9,9; zvrstvenie patrí do kategórie šošovkového zvrstvenia s hrubými šošovkami (dĺžka/výška < 20; H. E. Reineck a F. Wunderlicha 1968, str. 102, 103).

V spodnej polohe hrubej 50 cm, piesčité šošovky obklopené ílovým sedimentom sú zväčša (viac než 75 %) pospájané, prechádzajú až do súvislých lamin. Tento typ šošovkovitého zvrstvenia možno podľa H. E. Reinecka a F. Wunderlicha (1968, str. 102) nazvať „šošovkovým zvrstvením so súvislými (pospájanými) šošovkami“. Šošovky majú obdobný tvar ako predošlé, sú však plochejšie. Pomer dĺžka/výška kolíše v rozmedzí 8—30 (tab. 4). Vyskytujú sa drobné šošovky dlhé asi 5 mm, veľmi tenké (0,1—0,2 mm), ktoré sú usporiadané do šmúh až lamín so zvlnenou vrchnou plochou. Tieto drobné šošovky vytvárajú zvrstvenie, ktoré patrí do kategórie šošovkového zvrstvenia s tenkými šošovkami. Šošovkové zvrstvenie v tejto polohe ako celku stojí práve na hranici medzi zvrstvením s hrubými šošovkami a zvrstvením s tenkými šošovkami (hraničná hodnota indexu dĺžka/výška = 20; v našom prípade priemerná hodnota tohto indexu je 19,6).

Šošovkové zvrstvenie v pieskovni v Horných Príbelciach bolo zistené pri báze

tabuľka 4

Rozmery piesčitých šošoviek zvrstvenia so súvislými šošovkami

	dĺžka (mm)	výška (mm)	dl/v
Západne od V. Krtíša (dok. bod 166), spodná polo- ha so šošovkami	50	2	25
	80	10	8
	35	4	9
	70	3	23
	40	4	10
	70	3	23
	25	2	12
	105	7	15
	100	5	20
	50	2	25
	56	4	14
	60	4	15
	5	0,1	30
	5	0,2	25
	min. 8	dl/v max. 50	Ø 19,6

megaflaserových zvrstvení (obr. 16). Piesčité šošovky majú čerinový tvar a sú nesúvislé, t. j. tvoria zvrstvenie s jednoduchými šošovkami. Pomer dĺžka/výška kolíše od 5,6 do 36, priemer 7 meraní je 15,8, zvrstvenie ako celok patrí do kategórie šošovkového zvrstvenia s hrubými šošovkami.

Šošovkové zvrstvenie je fosilizovaným reliktom súborov piesčitých čerín, ktoré vznikli na bahnitom substráte a boli navzájom izolované, inými slovami, sú to fosilizované neúplné čeriny. Fosilizovali zásluhou bahna, ktorým boli zanesené škôr, než by ich mohla erózia úplne rozrušiť. Šošovkové zvrstvenie vzniká za podmienok priaznivejších pre depozíciu bahna, než pre depozíciu piesku. Prínos piesku bol obmedzený, a preto vznikli a fosilizovali sa iba neúplné čeriny. Z dvoch hlavných typov šošovkového zvrstvenia (oba typy boli identifikované v príbelských pieskoch) prínos piesku bol menší tam, kde vzniká šošovkové zvrstvenie s jednotlivými šošovkami.

Šošovkové zvrstvenie podobne ako flaserové zvrstvenie vznikalo v prostredí, kde sa striedali obdobia s intervenciou prúdu s obdobiami relatívneho pokoja. V čase intervencie prúdenia alebo vlnenia vznikal piesčité komponent zvrstvenia. V období stagnácie, keď bolo sedimentačné prostredie pokojné, vznikal ílovitý komponent zvrstvenia. V prípade šošovkového zvrstvenia prevláda obdobie stagnácie, pokojné obdobie sedimentácie ílu. Preto sú piesčité šošovky doslova utopené v ílovitom sedimente.

Vznik šošovkového zvrstvenia v príbelských vrstvách mohol podmieniť ten istý faktor, ktorý sme považovali za jednu z možných príčin litologickej heterogenity šikmých zvrstvení: syn sedimentárna vulkanická aktivita, nerovnomerný prínos pelitického vulkanického materiálu do oblasti piesčitej sedimentácie v litorálnej zóne.

Šošovkové zvrstvenie bolo opísané z frontálnej časti morskej delty (J. M. Coleman a S. M. Cagliano 1965) a zo sedimentov jazerného dna (J. M. Coleman 1966).

Flaserové a zvlnené zvrstvenie (podľa H. E. Reinecka a F. Wunderlicha 1968)

Je to ďalší typ čerinového zvrstvenia, u ktorého sú tenké, na reze najčastejšie korytovite ohnuté, nesúvislé (flaserové zvrstvenie), resp. súvislé (zvlnené zvrstvenie) laminky ílu utopené v piesčitých vrstvách. V príbelských vrstvách sa tento druh zvrstvenia vyskytuje na dvoch miestach.

Jedna z lokalít je totožná s lokalitou opísaného šošovkového zvrstvenia (z. od Veľkého Krtíša). V tejto lokalite sa našiel bifurkovaný flaserový typ zvrstvenia. Ide o ílovité laminky — flasery na reze konkávneho, korytovitého tvaru, ktoré sa rozštiepujú a vytvárajú bifurkujúcu dvojicu. Jednotlivé flasery sú dlhé 6—7 mm a hrubé 3—4 mm.

Náznaky jednoduchého flaserového zvrstvenia boli nájdené v pieskovni v Horných Príbelciach IV, obr. 2).

V oboch spomínaných lokalitách sa nachádza zvlnené flaserové zvrstvenie. Je to dokonalejšia forma flaserového zvrstvenia. Flaserová vrstvička ílu má na reze zvlnený tvar. Konkrétne opisované zvlnené zvrstvenie má dĺžku 7,5 cm a hrúbka ílovitej zvlnenej laminky je 1 mm.

Treba poznamenať, že obe flaserové zvrstvenia, bifurkované i zvlnené, sa vyskytujú v nadloží polôh so šošovkovitým zvrstvením v lokalite Veľký Krtíš 166, ale oveľa zriedkavejšie než šošovkovité zvrstvenie.

Zvlnené flaserové zvrstvenie sa vyskytuje v pieskovni Horné Príbelce, ale v úplne inej asociácii. Bolo nájdené na báze prevažne ílovitej vrstvičky, mocnej 5 cm, ktorá je vložená medzi dva zväzky šikmého zvrstvenia s rovnako uklonenými laminami.

V pieskovni bolo v spodnejšej polohe indentifikované zvlnené zvrstvenie. Zvlnené zvrstvenie je prechodný typ medzi flaserovým a šošovkovým zvrstvením. Poloha s týmto zvrstvením má hrúbku asi 10 cm. Vkliaňujú sa medzi dva súbory šikmého zvrstvenia typu *omikron*. V tejto polohe, ktorá má značne chaotickú textúru, dali sa identifikovať ílovité laminky so zvlnenou bázou a rovným stropom. Hrúbka laminiek v mieste vydutom nadol je približne 8 mm.

Podmienky vzniku flaserového a zvlneného zvrstvenia sú podobné ako podmienky vzniku šošovkového zvrstvenia. Najdôležitejším faktorom je striedanie režimu umožňujúceho vznik piesčitých čerín s režimom, v ktorom nastáva sedimentácia ílu.

Jeden model genézy flaserového zvrstvenia predpokladá, že prevládal režim prúdenia, ktorý formuje čeriny. Tento režim dočasne ustúpil pokojnému režimu, keď sa korytá medzi čerínami zanášali bahnom. Oživenie prúdenia spôsobilo vznik nových čerín, ktoré zanesli spodný súbor koryt starých čerín vyplnených bahnom. Fosilizovaná bahenná výplň koryt čerín tvorí „flaserové“ zvrstvenie. Bifurkácia flaserových vrstvičiek vzniká vtedy, keď sa stretne flaserová vrstvička staršej a novej generácie v procese genézy. Nástup tvorby novej piesčitej vrstvy je poznačený náhlou intervenciou prúdu (alebo vlnenia), ktorý najprv eroduje a až po poklese intenzity ukladá piesok a formuje čeriny.

Genéza zvlneného flaserového zvrstvenia sa líši od flaserového zvrstvenia iba v tom, že bahno sa ukladá nielen v korytách čerín, ale aj na chrbtoch (prechod k zvlnenému zvrstveniu), vrstvička bahna však viac-menej rovnomerne zakrýva korytovú i vrcholovú časť čerín. Zvlnené flaserové nevytvárajú nikdy dlhé súvislé vrstvičky. Erózia, ktorá predchádzala tvorbu novej piesčitej vrstvy, bola nedokonalá, miestami bahennú vrstvičku narušila, miestami je nechala neporušenú.

Flaserové zvrstvenia vznikajú v podmienkach, keď prevláda intervencia prúdov nad pokojnými obdobiami, preto sú i flaserové vrstvičky „utopené“ v piesčitom sedimente (uprostred šikmo zvrstvených pieskov).

Iný model vzniku flaserového zvrstvenia aktuálny pre flaserové zvrstvenie v príbelských pieskoch súvisí so synsedimentárnou vulkanickou aktivitou, ktorá, ako sme už spomenuli, mohla občas zaniest prostredie piesčitej sedimentácie vulkanickým pelitickým materiálom, ktorý vyplnil nerovnosti na ploche sedimentácie — predovšetkým korytá čerín.

Zvlnené zvrstvenie má podobnú genézu, ibaže obdobia pokoja alebo obdobia prínosu vulkanického pelitu boli dlhšie, vyrovnali sa približne obdobiam aktivity prúdu alebo vlnenia a poskytovali dostatok času na to, aby korytá medzi čerinami boli úplne zanesené. Vrstvička bahna pokryla čiastočne aj chrbty čerín a jej vrchná plocha je prakticky rovná alebo len mierne zvlnená. Zvlnená ílová vrstvička na dlhom úseku oddeľuje dve čerinovo-zvrstvené piesčité polohy.

Priaznivé podmienky pre vznik flaserových zvrstvení sú v subtidálnych (H. E. Reineck 1963, H. E. Reineck et al. 1968) a intertidálnych zónach (Hantzschel 1936, L. H. van Straaten 1954, všetky citácie ex H. E. Reineck a I. B. Singh 1973, str. 101). V príbelských pieskoch výskyt týchto textúr je skôr ojedinelý, a preto nemôžeme tvrdiť, že indikujú zmienené prostredie. Zrejme aj v iných prostrediach občas nastali podmienky vhodné pre vznik flaserového zvrstvenia. O genéze zvlneného flaserového zvrstvenia v ílovej megaflaserovej vrstve, ktorá sa vkladá medzi dva zväzky šikmého zvrstvenia, hovoríme v stati o megaflaserovom zvrstvení.

Zvrstvenie megaflaserového typu

V príbelských vrstvách boli identifikované dva typy megaflaserového zvrstvenia v asociácii s rôznymi typmi šikmého zvrstvenia:

1. Megaflaserové zvrstvenie korytového tvaru (t. j. typické megaflasery) bolo nájdené v strednej časti steny pieskovca v Stredných Plachtinciach, v asociácii so šikmým zvrstvením typu *pí*.

2. Megaflaserové zvrstvenie na reze kolmom na smer chrbtov, tvarom podobné lyži, bolo nájdené v pieskovni v Horných Príbelciach, v nárazovom toku Plachtinského potoka pri Horných Plachtinciach. V oboch lokalitách sa vyskytuje v asociácii so šikmým zvrstvením typu *omikron* (obr. 9 a 11).

Megaflasery lyžového tvaru

Megaflaserové vrstvy študované v pieskovni v Horných Príbelciach vystieľajú strmý svah megačeriny a jej predpolie. Na reze kolmom na priebeh chrbta megačeriny majú tvar lyže. Výška megačerín je približne 50 cm. Megaflaserové vrstvy sú hrubé 3—5 cm, nie sú litologicky homogénne a majú vnútornú textúru. Je to vlastne súbor tenkých, nesúvislých vrstvičiek ílu (prevláda) a piesku. Pod bázou megaflaserových vrstiev boli identifikované zvlnené mikroflaserové vrstvičky a na báze

piesčité šošovky (IX, obr. 1, 2, text. obr. 16). Smerom k chrbtu vystieľanej čeriny sa megaflaserová vrstva rozvetvuje, prípadne stenčuje. V korytovej časti alebo pri báze megačeriny zväčšuje svoju hrúbku a pokračuje ako horizontálna vrstva, čiže pokrýva predpolie čeriny. Práve v tomto úseku sa zvrstvenie podložia megaflaserovej vrstvičky stáva nejasné, objavujú sa tam náznaky menšieho šikmého zvrstvenia, protiklonného k megačerine (obr. 1).

Textúry podobné tvarom lyži opísal V. J. M. Van der Linden (1963, str. 22 a 23)*. V šikmo zvrstvených polohách, ktoré interpretuje ako fosilizované strmé čeriny, odlišil čiastkové zväzky, navzájom oddelené („obalené“) tenkými vrstvičkami — laminami siltu, zatiaľ čo vlastné zväzky pozostávajú zo strednozrnných až hrubozrnných pieskov.

Megaflasery korytového tvaru

Megaflaserové vrstvy študované v pieskoini v Stredných Plachtinciach majú korytovitý tvar a zdá sa, že vystieľajú korytá medzi megačerinami (VII, obr. 1 text – obr. 15).

Hrúbka megaflaserov dosahuje 2—3 cm, vytvorené sú z ílu, resp. siltu a ležia uprostred piesčitých, šikmo zvrstvených sedimentov. Vonkajším vzhľadom zodpovedajú megaflaserom, ktoré opísal W. J. M. Van der Linden (1963, str. 30). Megaflasery z pieskovne v Stredných Plachtinciach nie sú však litologicky homogénne. Jedna z megaflaserových vrstiev, ktorá bola podrobne preštudovaná, pozostáva až z troch menších vrstiev (text. obr. 15).

Spodnú časť megaflaserovej vrstvy, hrubú asi 0,3 cm, tvorí laminka pelitu. Nad ňou je vrstvička hrubá asi 1 cm, vytvorená z drobného čerinového šikmého zvrstvenia, ktorého laminky sú litologicky nehomogénne, prevažne piesčité, ale striedajú sa s laminkami bieleho siltu, respektíve pelitu. Najväčšiu časť megaflaseru tvorí poloha ílu, resp. siltu (1—2 cm) so zvlnenou bázou (vypĺňa žľaby čerín) a rovným stropom (vlnité zvrstvenie). Malé čerinové šikmé zvrstvenie v spodnej časti megaflaseru má opačný smer sklonu ako veľké šikmé zvrstvenie, ktorému flaser tvorí bázu.

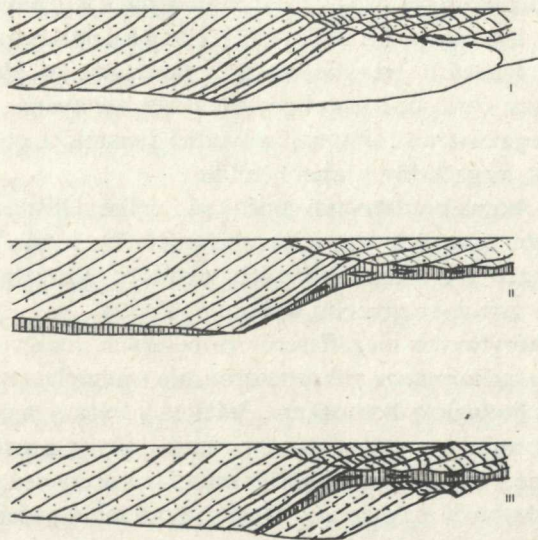
U iných, podrobnejšie preštudovaných megaflaserových vrstiev v tej istej lokalite bola zaznamenaná menej komplexná vnútorná stavba, ale v niektorých prípadoch sa zdalo, že koryto, ktoré je vystlané megaflaserom, nie je jednoduchý žľab megačeriny. Jeho báza totiž čiastočne narezáva podložný zväzok šikmého zvrstvenia.

Lyžové a korytové megaflasery vznikli v prostredí, kde bola splnená základná podmienka vzniku flaserového zvrstvenia, t. j. kde mohla nastať striedavá depozícia piesčitého zvrstvenia v podmienkach prúdenia a za vzniku čerín (v našom prípade megačerín), ako i depozícia ílovitého materiálu.

* W. J. M. Van der Linden tieto textúry opísal, ale nezahrnul ich k megaflaserom, ktoré opísal v tej istej práci na inom mieste.

Aký spôsob vzniku siltovcových vrstvičiek, ktoré sú vložené do šikmého zvrstvenia obrích čerín a o ktorých sme už povedali, že sú to textúry podobné lyžovým megaflaserom, predpokladá W. J. M. Van der Linden? Podľa tohto autora vzniku siltových vrstvičiek predchádzalo zastavenie migrácie megačerín, prerušenie sedimentačného procesu, ktorý vystriedala erózia a v predpolí megačeriny vznikli korytové výmole pretiahnuté v smere kolmom na chrbát megačeriny. Po čase sa sedimentácia obnovila, ukladaním siltu a s narastaním rýchlosti pribúdalo piesčitého materiálu, ktorý napokon úplne nahradil silt a megačerina pokračovala v prerušovanom raste putujúc dolu prúdom. V priebehu formovania siltovej vrstvičky vznikali na svahu megačeriny a v jej predpolí (v erozívnych výmolech) drobné čerinky.

Vznik megaflaserov lyžového tvaru z pieskovne v Horných Príbelciach môžeme interpretovať nasledujúcim spôsobom (obr. 1). Prúd, ktorý formoval piesčité megačeriny a drobné spätné protiklonné čeriny (obr. 1/I), náhle oslabil. Zastala migrácia čerín a v ich predpolí a na svahu v podmienkach slabého prúdenia



Obr. 1 Vznik megaflaserového zvrstvenia (podľa autorovej predstavy)

I. Pod účinkom prúdu vzniká megačerina. Za hrebeňom postupujúcej megačeriny sa pôsobenie prúdu rozkladá na dve zložky. Pôsobením jednej z nich — spätného prúdu v predpolí megačeriny — vznikajú malé čeriny, ktorých laminy sa skláňajú proti sklonu lamín megačeriny.

II. Sila prúdu ochabla. Megačerina a jej predpolie sú zanášané bahnom, vzniká megaflaser. Prúdové textúry v megaflaserovej vrstvičke (šošovkové zvrstvenie) vznikajú následkom nestálej intervencie slabých prúdov.

III. Obnovenie režimu prúdenia podobných parametrov ako v etape I. Prúd eroduje megaflaserovú vrstvičku v hrebeňovej časti pôvodnej megačeriny a pokračuje v budovaní resp. migrácii megačeriny.

Fig. 1 Origin of the ski-like megaflaser bedding.

I. The megaripple is formed by a current. In front of the megaripple, after passing the ripple crest, the current divides into two components. One of them — the back current — is responsible for the creation of small ripples dipping backward.

II. The current energy decreases. The megaripple is buried by mud. The megaflaser comes to existence. The small current structures as lenticular bedding, in the megaflaser testify the fluctuating weak current intervention.

III. The regeneration of the I. Stage current conditions. Current erodes the crestal part of the megaripple including the megaflaser and continues in megaripple creation and/or migration.

kolísavej intenzity vznikali malé čeriny, stále viac a viac zanášané bahnom, čím vzniklo najprv flaserové, potom šošovkové zvrstvenie. Neskoršie intenzita prúdu ochabla a predpolie megačerín bolo zaplnené bahnom (obr. 1/II). Po oživení intenzity prúdenia megačerina spolu s intermitentnou megaflaserovou vrstvou boli pochované novou megačerinou, ktorá prakticky pokračovala v raste tam, kde sa zastavila pôvodná megačerina (obr. 1/III).

Pri porovnaní Van der Lindenovej predstavy genézy s našou zisťujeme, že majú niektoré spoločné znaky:

1. Zastavenie migrácie piesčitej čeriny pred vznikom siltovej (ílovitej) vrstvičky.

2. Siltová vrstvička vznikala za slabého prúdenia, pričom sa vytvárali drobné čeriny. W. J. M. Van der Linden mal možnosť študovať negatívy týchto čerín v strope poddolovaných priestorov v pieskovom lome v Ruchmühle (pozri W. J. M. Van der Linden 1963, foto 4 a 5 a str. 23), kde vystieľali erózne výmole na báze obrej čeriny. V lyžových megaflaseroch z pieskovne v Horných Příbelciach existenciu drobných čerín dokumentuje šošovkové zvrstvenie.

3. Po vzniku megaflasera sa obnovujú pôvodné dynamické podmienky, obnovuje sa migrácia a rast megačeriny v smere prúdu.

Pravda, medzi oboma predstavami genézy sú i určité odlišnosti. Najmarkantnejšia je tá, že tvorbu siltových vrstvičiek opísaných W. J. M. Van der Lindenom predchádzala erózia. Na megaflaserových textúrach lyžového tvaru z Horných Příbeliec nevidno znaky erozívneho styku s podložím.

Sedimentácia korytových megaflaserov príbelských vrstiev prebiehala v iných podmienkach ako sedimentácia mikroflaserov, ale i megaflaserov W. J. M. Van der Lindena, ktoré sú litologicky homogénne. Väčšina korytových megaflaserov príbelských vrstiev nevznikla v pokojnom prostredí, ale v prostredí dynamickom. Prúdenie či vlnenie v tomto prostredí bolo znateľne slabšie než to, ktoré podmienilo vznik predchádzajúcej megačeriny. O vplyve prúdenia počas vzniku megaflaserov svedčí ich heterogénna litológia, ako i interné prúdové textúry, ako zvlnené mikroflaserové zvrstvenie, drobné šikmé zvrstvenie.

Autorova predstava vzniku korytových megaflaserov z pieskovne v Stredných Plachtinciach je takáto:

Po náhlom oslabnutí intenzity prúdu boli korytá a depresie na dne, pokrytom megačerinami, zanesené bahnom. Nie je vylúčené, že aspoň v niektorých prípadoch nenastala pred zanášaním koryt megačerín a depresií na dne čiastočná erózia, t. j. prehĺbili sa existujúce depresie a korytá. V tomto prípade by sa však prechodne musela zväčšiť energia sedimentačného režimu, ktorý vystriedal proces tvorby megačerín, aby vzápätí došlo k úplnému oslabnutiu energie.

Nasledoval prínos jemnozrnného materiálu, ktorý sa v prvých fázach ukladal v úplne pokojnej vode (laminka ílu viď text. obr. 15), neskoršie v podmienkach prúdenia (malé čerinové šikmé zvrstvenie). Potom nasledovalo nové ochabnutie

energie prostredia a prúdová sedimentácia bola vystriedaná sedimentáciou v pokojnej vode (siltovo-ílová zvlnená vrstvička). Pokojné prúdenie náhle prerušila intervencia prúdu, ktorého energia nestačila na eróziu, ale bola dostačujúca na formovanie novej generácie megačerín.

Tento výklad vzniku predmetnej textúry pripomína vznik textúry ripple scours, ako si ho predstavuje P. E. Potter a Glass (1958 in J. R. L. Allen 1968, str. 123): Turbulentný prúd vyrýl pretiahnutý výmof a malé čeriny, pokrývajúce jeho dno, vznikli vo finálnej fáze, keď sila prúdu podstatne opadla. V ďalšom procese sedimentácie sa zaplnil celý výmof. J. R. L. Allen (1968, str. 122) sa domnieva, že erózia i zaplňovanie sú dielom pozdĺžnych reťazovitých čerín (swept catenary ripples) a malé čeriny pokrývajúce výmof sú tzv. rippelfans (t. j. mikročeriny) v žľabe makročeriny, kolmé na smer chrbtov veľkých čerín.

Pri rekonštrukcii konkrétneho prostredia vzniku opísaných megaflaserových textúr môžeme takmer s istotou vylúčiť prílivové plošiny (t. j. prostredie, kde vznikajú mikroflaserové textúry), lebo zvrstvenie je sprevádzané celým radom textúr, z ktorých ani jedna nie je typická textúra prílivových plošín (chýbajú zvrstvenia typu haeringbone, bahenné praskliny a i.).

Fosílné megaflasery podľa W. J. M. Van der Lindena vznikli v plytkovodnom príbrežnom prostredí (príbrežné valy, resp. vlnením budované terasy — W. J. M. Van der Linden 1963, str. 33, 36). Obrie čeriny s pelitickými vložkami podobnými lyžovým flaserom vznikali v čelných častiach náplavových kužeľov riek, v miestach, kde rieka dosiahla príbrežnú časť sedimentačného bazénu (W. J. M. Van der Linden 1963, str. 36).

V prípade megaflaserov lyžového tvaru v Horných Príbelciach i v Horných Plachtinciach vodná hladina musela byť dostatočne vysoko, aby mohli vzniknúť megačeriny o výške 50—100 cm a megačeriny neboli obnažené ani počas sedimentácie intermitentnej flaserovej vrstvy, ktorá pokrývala aj chrbát megačeriny. V každom prípade však išlo o prostredie s kolísavou intenzitou prúdenia. Ako vyplynie z ďalšieho, najpravdepodobnejšie to bolo prúdenie orientované diagonálne alebo kolmo na pobrežie a textúry vznikli najskôr v prostredí, kde sa formovali príbrežné valy, resp. bariérový komplex.

Ak vznik textúr spôsobilo vlnenie, kolísanie intenzity vlnenia smerujúceho na pevninu mohla ovplyvňovať poveternostná situácia. V obdobiach relatívneho pokoja vznikali flaserové vrstvy, počas zvýšenej aktivity vlnenia vznikali megačeriny.

Korytové megaflaserové textúry z pieskovne v Stredných Plachtinciach sú v predpolí veľkých megačerín, ktoré formujú obrie čeriny a sú v asociácii s menšími megačerinami opačného sklonu lamín než u veľkých megačerín, teda patria do čerinového komplexu spätných prúdov.

Niektoré megaflaserové zvrstvenia a megačerinové šikmé zvrstvenie vystupujú v pieskovni Stredné Plachtince celkom samostatne, bez akéhokoľvek vzťahu k megačerinám obrej čeriny (sú napr. v podloží obrej čeriny).

Zvrstvenie obrích čerín

Obrie čeriny (podľa H. E. Reinecka a I. B. Singha 1973, str. 37—39) sa tvarom podobajú malým čerínám, ale ich dĺžka dosahuje až 1000 m a výška kľíše od 1,5 do 15 m. Vnútoraná stavba je zložitá. Obria čerina pozostáva zo súboru naložených megačerín, ktoré tiež nemajú jednoduchú stavbu. Megačerínové zvrstvenie je komplikované malými čerínovými zvrstveniami, synsedimentárnymi deformáciami, textúrami typu scour and fill, polohami s organickým detritom ap. (J. M. Coleman 1969 in H. E. Reineck a I. B. Singh fig. 49, str. 39).

Komplexná textúra pripomínajúca obriu čerinu bola zistená v pieskovni v Stredných Plachtinciach. Ide o súbor najmenej štyroch megačerínových zväzkov šikmého zvrstvenia o celkovej výške 8,5 m, výška zväzkov kľíše od 0,5 do 4,5 m. Pozorovaniu bola prístupná len spodná časť spodného najväčšieho zväzku. Jeho báza bola zakrytá suťou, ale dva vyššie uložené zväzky mali bázy (švy) rovné, planárne, ostré, mierne uklonené, erózne (režú podložné zvrstvenie). Oba zväzky tvoria súbor typu omikron. Laminy, resp. vrstvičky zväzkov mocné 2—3 cm sú voči bazálnemu švu diskordantné, mierne tangenciálne ohnuté. Litologicky nie sú zväzky rovnorodé. Prevládajú vrstvičky relatívne hrubozrnného piesku, ale vyskytujú sa i vrstvičky s valúnikmi utopenými v základnej piesčitej hmote.

Niektoré vrstvičky sú deformované, zvlnené. Uprostred zväzku sa občas vyskytnú drobné šikmé zvrstvenia a iné komplikácie narušujúce jednotný charakter megačerínového zvrstvenia.

Pri laterálnom sledovaní (v smere prúdu) spodného megačerínového zväzku je textúra náhle vystriedaná zväzkami menších šikmých zvrstvení (výška od 5 do 18 cm), ktoré tvoria súbory typu pí (opísané vyššie). Prevládajúci sklon lamín je však opačný ako sklon zvrstvenia obrej čeriny.

Obrie čeriny pre svoju veľkosť môžu vznikáť iba v relatívne väčších hĺbkach plytkých morí alebo vo väčších riekach. Nikdy neboli zaznamenané na prílivových plošinách. Fosílna obrie čerina opísal v švajčiarskej molase W. J. M. Van der Linden (1963, str. 22—25, 32—33). Časť týchto textúr interpretoval ako textúry sedimentov riečnej delty, časť ako textúry sedimentov pobrežných valov.

Megačerínové zvrstvenie, ktorého súbor tvorí obriu čerinu, vzniká z migrujúcich veľkých čerín. K ich vzniku je potrebná väčšia energia, resp. rýchlosť, než k vzniku malých čerín za predpokladu, že zrnitosť veľkých i malých čerín je rovnaká. Pravda, megačeriny i mikročeriny môžu vznikáť aj pri rovnakej sile prúdu, ale mikročeriny sú jemnozrnnéjšie (H. E. Reineck a T. B. Singh 1973, str. 88).

Drobné protiklonné šikmé zvrstvenie vzniká účinkom čiastkových spätných prúdov pôsobiacich smerom proti hlavnému prúdu a nahor po svahu megačeriny (H. E. Reineck a I. B. Singh 1973, s. 89, obr. 13, s. 20). V komplexnom pohľade na súbor textúr strednej a vrchnej časti preskovne v Stredných Plachtinciach šikmé zvrstvenie typu pí predstavuje šikmé zvrstvenie regresívnych spätných čerín.

Zdá sa, že pieskovňa v Stredných Plachtinciach prerezáva obriu čerinu práve na tom mieste, kde spodná megačerina zastavila svoj postup a bola vystavená účinkom spätnej erózie.

Intraformačné brekcie a konglomeráty

Intraformačné brekcie a konglomeráty sú vytvorené výlučne z fragmentov jemnozrnných tufov, resp. tufitických ílovcov a siltovcov utopených v základnej piesčitej hmote. Základná hmota a fragmenty sú totožné s horninami, ktoré sa vyskytujú v príbelských vrstvách. Tufy a tufitické ílovce — siltovce sú známe zvlášť z lokality jv. od obce Pôtor, kde sú odokryté v záreze cesty. Tufitické ílovce sa vyskytujú vo viacerých lokalitách v okolí Stredných a Horných Plachtiniec. Pelitické vrstvičky a vrstvy, ktoré sa podieľajú na textúrach megaflaserového typu, sú tiež tufitické.

Spoločným znakom všetkých intraformačných brekcií a konglomerátov je to, že vyplňujú erózne kanály v príbelských pieskoch. Podľa zrnitosti môžeme rozlíšiť dva typy:

a) Drobnozrnné konglomeráty. Vytvorené sú z plochých valúnikov tufitických pelitov (VI, obr. 2).

V rokline pri Veľkom Krtíši (dok. b. 158) sú valúniky utopené v piesčitej základnej hmote a navzájom sa nedotýkajú. Priemerná veľkosť najväčších valúnikov je 2,9 cm. Ich usporiadanie nie je chaotické. Zreteľne prevláda tendencia ich horizontálneho uloženia. Intraformačné konglomeráty vyplňajú erózne kanály, niekedy i celú sústavu kanálov naložených asymetricky na seba, vyššie a mladšie kanály erodujú nižšie a staršie. Podobné konglomeráty sa nachádzajú aj v pieskovni severne od Čeboviec (dok. bod 35). Tieto zlepence majú tiež nedotykovú voľnú štruktúru a planparalelné usporiadanie valúnov (VII, obr. 2).

b) Intraformačné brekcie. Sú vytvorené z plochých, ale tiež izometrických fragmentov tufitických pelitov. Fragmenty sú utopené v piesčitej základnej hmote a navzájom sa nedotýkajú. Sú čiastočne usporiadané, čo sa prejavuje v horizontálnom usmernení fragmentov a v náznakoch inverznej gradácie (VIII, obr. 1). V pieskovni pri Čebovciach brekcie vyplňajú erózne kanály, ktorých maximálne rozmery sú: šírka 5—8 m, hĺbka 1,5—2 m (VIII, obr. 2). Priemerná veľkosť 10 najväčších fragmentov je 26,9 cm. V jednom z menších kanálov priemerná veľkosť 10 najväčších fragmentov je 8,1 cm.

Intraformačné brekcie v príbelských vrstvách majú niektoré znaky typické pre suťový prúd (debris flow), ako ich uvádza R. V. Fischer (1971, str. 919) a M. A. Hampton (1972, str. 781).

- a) náznaky laminárneho usporiadania fragmentov,
- b) náznaky inverznej gradácie,
- c) nepodopretá (nekontaktná) štruktúra brekcií — jednotlivé fragmenty sú „utopené“ v piesčitej matrix a navzájom sa nedotýkajú,

d) zlé triedenie a bimodálna granulometrická distribúcia — veľké fragmenty uprostred piesčitej matrix,

e) veľkosť fragmentov sa pohybuje v kategórii štrk—balvany.

Niektoré z týchto vlastností majú aj intraformačné konglomeráty (a, c, d).

Na druhej strane intraformačné brekcie i konglomeráty vyplňujú erózne kanály, zatiaľ čo suťové prúdy opísané Fischerom neerodujú, alebo slabo erodujú podložie a vytvárajú akumulácie viac-menej doskovitého tvaru. Ten istý autor však vzhľadom na prítomnosť fragmentov podložia v mase suťového prúdu pripúšťa, že suťový prúd na miestach so strmším sklonom svahu mohol erodovať podložie a to je, zdá sa, náš prípad, nakoľko všetok suťový materiál pochádza z príbelských pieskov a aspoň časť z neho mohla byť mobilizovaná erozívnu silou prúdu.

Suťové prúdy sú silno koncentrované neneutronovské disperzie s vysokou relatívnou hustotou a pevnosťou (R. V. Fischer 1971, str. 924). Spôsob ich pohybu je laminárny tok. Sú schopné transportovať veľký objem sutín i balvany na vzdialenosť mnohých kilometrov po svahu, a to i s relatívne malým sklonom. Ich depozícia prebieha po zbrzdení prúdu a hustota prúdu spôsobuje, že sa pritom netriedia. Opracovanie fragmentov sute počas transportu je minimálne. Isté triedenie materiálu, ktorého výsledkom je inverzná gradácia alebo jej náznaky, prebieha počas transportu, ale názory na príčiny tohto triedenia sa rôznia (disperzné sily, samovoľný pokles malých častíc pomedzi veľké, vyzdvihnutie veľkých fragmentov spôsobené menším tlakom vo vrchnej časti suťového prúdu, (porovnaj R. V. Fischer 1971, str. 925). V prípade intraformačných brekcií príbelských vrstiev a azda i konglomerátov suťový prúd mohol vzniknúť dvojakým spôsobom:

a) Základom suťového prúdu bola suť vznikajúca eróziou už vyformovaných a čiastočne spevnených sedimentov príbelských vrstiev alebo suť produktov synsedimentárneho vulkanizmu.

b) Základom suťového prúdu bol piesčitý materiál príbelských vrstiev, ktorý sa dostal do pohybu po svahu (ako jedna z príčin nestability mohla byť synsedimentárna vulkanická aktivita sprevádzaná zemetrasením ap.), erodoval a mobilizoval už konsolidované sedimenty príbelských vrstiev.

V oboch prípadoch suťový alebo erodovaný materiál tufitických pelitov až tufov bol konsolidovaný, lebo nenesie znaky plastických deformácií.

Svah, po ktorom prebiehal transport suťového prúdu, bol relatívne strmý a dal prúdu takú rýchlosť a energiu, že bol schopný erodovať svoje podložie. Preto sedimenty suťových prúdov vyplňajú tiež erózne kanály v príbelských pieskoch.

O intraformačných brekciách a zlepenoch treba na záver povedať, že takéto sedimenty boli opísané z fosílnych riečnych delít (P. Wurster 1965, str. 439).

Extraformačné štrky

V príbelských vrstvách sa vyskytujú polohy štrkov. Zložené sú takmer výlučne z valúnov hornín predneogénneho podložia. Intraformačné valúny sú reprezentované

vané valúnmi svetlých tufov, prípadne valúnmi rozpadavých pieskovcov, ktoré môžu mať podobu oválaných fragmentov konsolidovaných hornín príbelských vrstiev alebo môžu pochádzať zo staršieho neogénu, a potom ich za intraformačné možno považovať iba v širšom zmysle.

Extraformačná zložka, ktorá tvorí viac než 97—98 %, je vytvorená hlavne z valúnov kremenca, bohato sú zastúpené i valúny kremeňa, v niektorých lokalitách valúny rohovcov (to znamená zväčša rezistentné horniny), v lokalitách, ktoré študoval J. Slavík (1957—1958, 1959), tiež valúny granitoidných hornín. Vcelku sa dá povedať, že prevláda valúnový materiál pochádzajúci z mezozoika, menej sa vyskytuje paleozoický valúnový materiál (pozri tab. 6).

Štrky sú drobnozrnné. Priemerná veľkosť 10 najvyšších valúnov kolíše od 31,7 mm do 54,9 mm.

Priemerná veľkosť 10 najväčších valúnov

tabuľka 5

lokality — Veľký Krtíš 166	31,7 mm
— Horné Príbelce pieskovňa	38,0 mm
— Horné Strháre pieskovňa (1092)	54,9 mm

Zvrstvenie štrkov je dvojaké:

1. V lokalite Luboriečka—Tobolka štrky vyplňajú kanály. Vcelku je zvrstvenie štrkov nejasné, neostré. Spôsobuje to nedostatočná segregácia valúnov voči piesku. Polohy štrkov vyplňujúce kanály majú pochopiteľne nepravidelný šošovkovitý tvar. Svedčí to o riečnom pôvode sedimentu. Priemerné hodnoty segregáčného faktoru valúnov a indexu šošovkovitosti z dvoch štrkových obrazov sa premietajú na Cliftonovom genetickom diagrame (H. E. Clifton 1973, obr. 5, str. 182) do poľa štrkových akumulácií riečného pôvodu (pozri obr. 2).

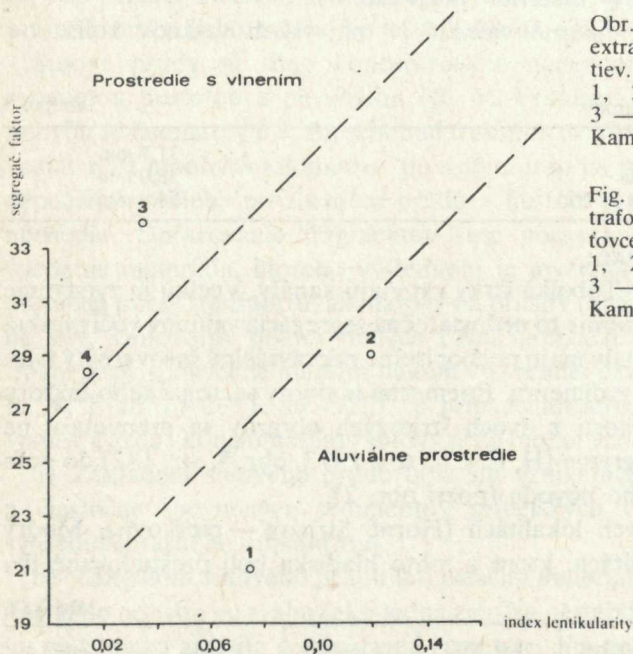
2. V ostatných študovaných lokalitách (Horné Strháre — pieskovňa, Modrý Kameň, 155), ako i v lokalitách, ktoré z tohto hľadiska boli preštudované iba

tabuľka 6

	Veľ. Krtíš 166	Hor. Prí- belce	Osuša ps.	Lubo- riečka	Lipiny
kremenc	57,9	78,9	63,9	75,8	66,2
kremeň	22,1	8,8	18,5	14,6	7,7
kremitý pieskovec	0,5	3,7	—	—	—
rohovec hnedý	4,0	0,6	—	—	—
rohovec čierny	10,8	1,9	1,1	—	—
diabáz, melafýr	1,1	1,2	—	—	—
kremitý porfýr	—	2,4	—	—	—
dolomit	0,9	—	—	—	—
grafitická bridlica	—	0,6	—	—	—
bridlica svetlozelená	—	0,6	0,6	0,4	1,5
kremitá bridlica	—	0,6	—	—	—
granitoid	—	—	14,9	9,2	23,1
tuf svetlý	1,1	—	—	—	—
rozpadavý pieskovec	1,1	—	1,2	—	1,5

(Osuša, Luboriečka, Lipiny podľa J. Slavíka 1957—1958, 1959)

zbežne, sú štrky zvrstvené pravidelnejšie v mocnejších polohách, aj segregácia valúnov voči piesku je dokonalejšia, štrkové vrstvené telesá sú dostatočne ostro oddelené od nadložných a podložných piesčitých vrstiev. Štrky tiež vytvárajú šmuhy, t. j. tenké polohy uložené v piesčitých vrstvách. Možno ich často sledovať na vzdialenosť väčšiu ako 5 m. Takéto zvrstvenie a segregácia štrkov vzniká obzvlášť v príbrežných oblastiach a na morských alebo jazerných plážach. Priemerné hodnoty segregáčného faktoru valúnov a indexu šošovkovitosti z dvoch vyššie uvedených lokalít sa premietajú na Cliftonovom genetickom diagrame do poľa štrkových akumulácií v prostredí vlnenia (obr. 2).



Obr. 2 Genetický diagram zvrstvenia extraformačných štrkov príbelských vrstiev.

1, 2 — Luboriečka — Tobolka; 3 — Strháre — pieskovňa; 4 — M. Kameň 155

Fig. 2 The genetic diagram of the extraformation gravel bedding in the Plášťovce formation.

1, 2 — Luboriečka — Tobolka; 3 — Strháre — pieskovňa; 4 — M. Kameň 155

Petrografické zloženie extraformačných štrkov v príbelských vrstvách má význam pre posúdenie genézy, zvlášť pre posúdenie otázky smerov paleoprúdov prinášajúcich detritický materiál príbelských vrstiev. Podľa prevládajúcich typov valúnov možno usúdiť, že terigénny materiál bol znášaný z územia mezozoických, najmä spodnotriasových hornín (prevaha kremencov vo valúnovom materiáli). Z tohto hľadiska ako znosová oblasť pre terigénny (nie neovulkanický) materiál neprichádza do úvahy územie j. resp. jv. od nami registrovaných výskytov príbelských vrstiev (t. j. územie Ipeľskej kotliny). Tam je totiž predterciérne podložie kryštalinické. Okrem toho je v Ipeľskej kotline predterciérne podložie zakryté staršími sedimentmi neogénu a oligocénu, než sú príbelské vrstvy, a toto podložie nemohlo byť v čase sedimentácie príbelských vrstiev vystavené erózii.

Spodnotriasové kremence sa však vyskytujú v podloží badenských sedimentov

pri Horných Turovciach, jz. od študovaných lokalít príbelských vrstiev, a ich prítomnosť v podloží vulkanitov Krupinskej vrchoviny v priestore medzi Modrým Kameňom, kótou Lysec a kótou Javorie bola dokázaná vo vrtoch pri Horných Strhároch, pri Hornom Tisovníku, pri Červeňanoch; obrovský blok kremencov pri Brusníku vytlačila na povrch najpravdepodobnejšie badenská vulkanická aktivita (V. Konečný 1972).

Zdá sa, že naznačená oblasť je jediným možným dodávateľom mezozoických valúnov, a teda prínos materiálu bol generálne zo severu, SV, SZ, prípadne aj zo Z a JZ.

Deformačné textúry

V príbelských vrstvách možno pozorovať niekoľko typov deformácií:

1. Vtláčanie
2. Sklzné textúry
3. Deformácie šikmo zvrstvených pieskov

Vtláčanie (load casts)

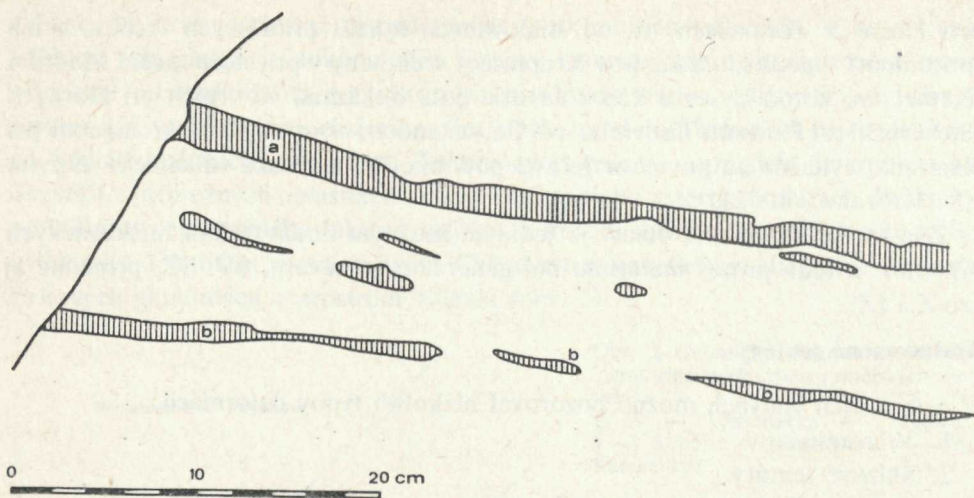
Vtláčanie je deformačný jav pomerne častý u sedimentov, kde sa striedajú polohy pieskov a ílov. Deformovaná býva vrstva ílu, do ktorej sa zvyčajne z nadložia vtláča piesok. V tufitických súvrstviach môžeme vtláčanie pozorovať nielen na strope ílovej vrstvy, ale aj na jej báze (T. Shibata 1962, str. 275; D. Vass 1971, str. 40). Práve tento typ vtláčania je bežný v príbelských vrstvách. Niekoľko prípadov je schematicky naznačených na obr. 3, 4. V niektorých prípadoch došlo aj k spätnému efektu a vznikli „flame structure“ (E. K. Walton 1956 ex P. E. Potter a F. J. Pettijohn 1963). Deformované íly vo forme jazýčkov sú injektované do vtláčajúcich sa pieskov (obr. 6).

Zvlášť treba spomenúť deformáciu vnútri 12 cm hrubej polohy na lokalite Kosihovce 278. Medzi dvoma vrstvičkami ílu je vrstva piesku, ktorá sa vtláčala do podložnej i do nadložnej ílovej vrstvy. Jej kontúry sú preto nerovné. Odsponu je piesčitá vrstvička injektovaná z podložnej ílovej vrstvičky celým radom jazýkovitých výbežkov. Piesčitá vrstva je injektovaná aj zhora a spojením dvoch injektujúcich jazýčkov ílu sa útržok piesku úplne oddelil od materskej vrstvy (obr. 4).

Deformačné textúry sklzné

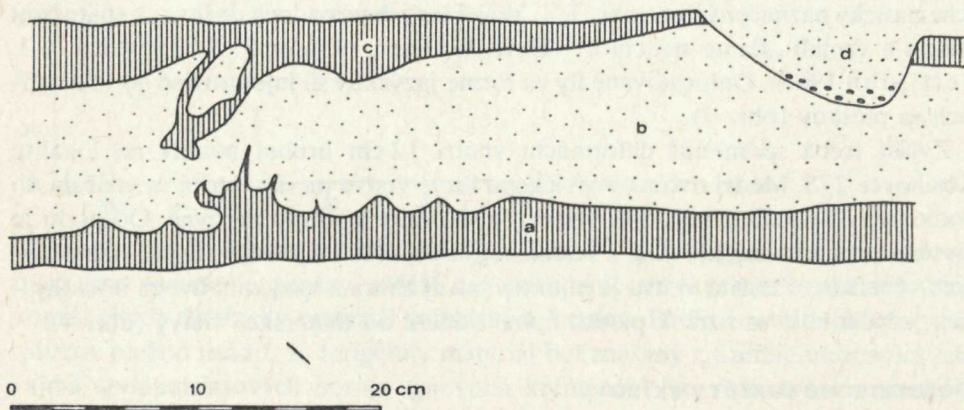
V príbelských vrstvách sa vyskytujú sklzné textúry dvoch typov. Zväčša tenké pelitické a siltové vrstvy ležiace uprostred príbelských pieskov sú často deformované až dezintegrovane. Vyskytli sa aj prípady plastickej deformácie pieskových lavičiek. Preto sklzné deformácie môžeme rozdeliť do dvoch skupín:

1. Textúry pull-apart ako textúry počiatočnej fázy inkoherentného sklzávania.
2. Vrásové deformácie alebo textúry koherentného sklzávania.



Obr. 3 Deformácia ílových vrstvičiek uprostred beztextúrneho piesku. Vtláčanie (na vrstvičke „a“) a textúra pull-apart (útržky pôvodnej vrstvičky „b“). Prírodný odkryv v rokline 1,7 km ssz. od Čeboviec (dok. bod 54).

Fig. 3 Deformation of clay layers inside of sand. a) loadcasting, b) pull-apart structure. The outcrop in a gorge 1,7 km to NNW of Čebovce (loc. No 54).



Obr. 4 Deformácia vtláčaním. Piesky vrstvy „b“ sa vtláčajú do podložnej i nadložnej vrstvy ílu (vrstvy „a“, „c“). Jazykové výbežky ílových vrstiev injektujú vtláčajúce sa piesky (flame structure). V krajnom prípade injektáž ílov úplne oddelila útržok piesku od materskej vrstvy. V rokline 1,5 km jz. od Kosihooviec (dok. bod 278).

Fig. 4 Loadcasting. The sand of the layer b loadcasts into the subjacent and overjacent clay layers (layers a, c). The sand is injected by linguiform prominences of clay (flame structure). In a gorge 1,5 km to SW of Kosihooviec (loc. No 278).

Textúry pull-apart

V príbelských vrstvách sú pomerne bežné. Vznikli dezintegráciou pôvodne súvislých vrstvičiek ílu, resp. siltu uprostred piesku. Útržky ílovitých alebo siltových vrstvičiek sú zvyčajne mierne pretiahnuté, niekedy tiež paralelné, prípadne planparalelne zoradené s vrstevnatosťou. Majú vyšší index elongácie* (3,29; 3,99; pozri tab. 7)** ako útržky a závalky, ktoré vznikli následkom erózie.

Tvary útržkov na prirodzených rezoch sú rôzne: nepravidelne eliptické, cigarovito pretiahnuté s prstovými výbežkami ohnuté až hákovité.

Opísané textúry pull-apart vznikli v čase, keď sa piesčité vrstvy s polohami ílovito-siltových vrstvičiek ešte v nekonsolidovanom stave dali do pohybu po paleosklone. Piesčité vrstvy, ak vôbec boli nejako zvrstvené, stratili pri tomto

Rozmery a elongácia ílovo-siltových útržkov a závalkov

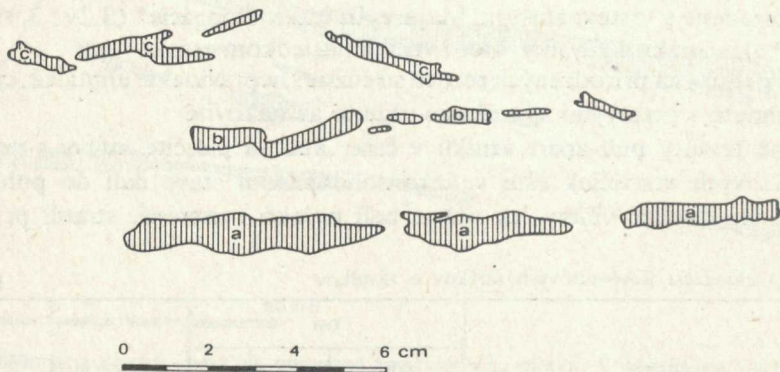
tabuľka 7

lokality	osi		elongácia	priemerná elongácia
	dlhá	krátka		
	mm			
Kosihovce 278 izometrické závalky	20	18	1,11	1,38
	28	24	1,17	
	21	14	1,50	
	18	10	1,80	
	20	15	1,33	
	15	15	1,07	
útržky, rozptýlené závalky	45	15	3,00	2,72
	50	20	2,50	
	80	30	2,66	
pretiahnuté útržky	34	18	1,88	3,29
	17	8	2,12	
	33	12	2,75	
	40	10	4,00	
	90	16	5,62	
	17	5	3,40	
pretiahnuté útržky	65	14	4,64	3,95
	70	40	1,75	
	70	25	2,80	
	50	25	2,00	
	35	4	8,75	
Čebovce 54 extrémne pretiahnuté útržky	210	17	12,35	
	135	5	27,00	

* Index elongácie je pomer dlhej a krátkej osi

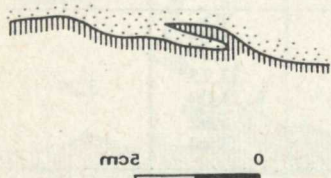
** Okrem zmienených útržkov sa pomerne vo veľkom množstve vyskytujú v príbelských vrstvách útržky, resp. závalky viac-menej nepravidelne rozptýlené v pieskoch. Zvyčajne sú izometrické alebo mierne pretiahnuté, priemerné hodnoty elongácie 1,38 a 2,72 (tab. 7), niekedy s náznakmi opracovania; tieto závalky a útržky nemožno kvalifikovať ako textúru pull-apart, ale ide zrejme o fragmenty ílových vrstvičiek, ktoré sa do piesku dostali následkom erózie.

pohybe svoju textúru a ílovito-siltové vrstvičky boli dezintegrované, potrhané a často plasticky poprehýbané (obr. 5). Textúry pull-apart sú vlastne počiatočnou fázou tzv. inkoharentného sklzávania (S. Dzulyński 1963 ex S. Dzulyński a E. K. Walton 1965, str. 191).



Obr. 5 Textúry pull-apart. Dezintegráciu podstúpili vrstvičky ílov. Vrstvička „a“ bola dezintegrovaná najskôr vtláčaním. Vrstvičky „b“, „c“ boli dezintegrované v procese sklzávania, o čom svedčia tvary a plastické ohyby útržkov. Útržky „b“ a „c“ nie sú organizované paralelne s vrstevnatosťou. Umelý odkryv — odkop pre pivnicu na sv. okraji Horných Plachtiniec (dok. bod 1526).

Fig. 5 Pull-apart structures. The clay layers were desintegrated. The layer a was desintegrated by loadcasting. The layers b, c were desintegrated by sliding movement, the clay shreds are softly bended and they are not aligned parallel to the stratification. The excavation for a cellar at the NE margin of the village of Horné Plachtince.



Obr. 6 Detail styku ílovej vrstvy s nadložným pieskom a javy vtláčania pieskov do ílu, jazýček ílu injektuje vtláčajúce sa piesky. Odkryv pod mostom na severnom okraji obce Kosihovce.

Fig. 6 The contact of the clay layer with overjacent sand, and loadcasting of the sand. The outcrop near the road bridge at the N margin of the village of Kosihovce.

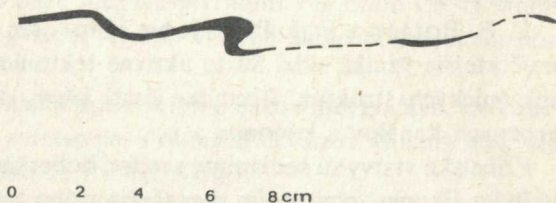
Treba pripomenúť, že niektoré textúry pull-apart v príbelských vrstvách mohli vzniknúť ako následok extrémneho vtláčania, t. j. dezintegrácia ílovej vrstvičky nemusela vzniknúť pri procese sklzávania v nekonsolidovanom stave, ale pri vtláčaní piesku do podložného ílu. Táto forma vzniku textúr by mohla prísť do úvahy u tých dezintegrovaných vrstvičiek, ktorých útržky sú extrémne pretiahnuté (index elongácie 12,35 až 27,00; tab. 7) ich usporiadanie naznačuje priebeh pôvodnej vrstvičky a zvlášť ich vrchná plocha nesie znaky vtláčania. Textúry pull-apart vytvorené ako následok vtláčania, opísali T. Shibata (1962, str. 276), D. Vass (1971, str. 41).

Vrásové deformácie

Vrásové deformácie sklzávaním nie sú v príbelských vrstvách častým javom. Podrobnejšie boli preštudované dva prípady vrásových deformácií. Obe sú vyobrazené na obr. 7 a 8.

Obr. 7 Vrásová deformácia vrstvičky ílu uprostred pieskov. Odkryv pod mostom na s. okraji obce Kosihovce.

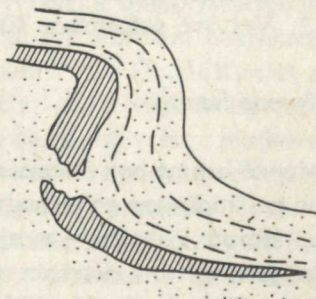
Fig. 7 A slump fold. The claylayer inside the sand is deformed. The outcrop near the road bridge at the N margin of the village of Kosihovce.



V prvom z oboch prípadov je vrstvička ílu deformovaná do tej miery, že osná rovina vrásky je sklonená v smere prevládajúceho sklonu lamín šikmých zvrstvení v tom istom odkryve. Väčšina sklzových vrás opísaných v literatúre sú vrásovo deformované pieskovcové telesá. Opísaný prípad — vrásová deformácia ílovej vrstvičky nie je však celkom ojedinelý jav. Z. Kukul (1964, str. 45) opísal sklzové vrásové textúry z barrandského ordoviku, kde sú deformované vrstvy ílov. Vrásové deformácie pelitických až siltových tufitov z plášťovských vrstiev juhoslovenského miocénu opísal D. Vass (1971, str. 45).

V druhom prípade sú deformované vrstvy pieskov i vrstva ílu — siltu, vytvárajúc vrásu, ktorej osná rovina je sklonená v smere šikmých zvrstvení pieskov v študovanom odkryve. Zdá sa, že medzi faktormi spôsobujúcimi deformácie a paleoprúdmi formujúcimi šikmé zvrstvenie boli určité vzťahy.

Sklzové textúry sú pomerne bežné v sedimentárnych horninách. Vznikli všade tam, kde sa nakopili nestabilné sedimenty. V subakvatickom prostredí pri vzniku sklzov rozhodujúcu úlohu hrá sklon dna, bez ktorého by pohyb sedimentov nenastal. K sklzávaniu stačí sklon 5—10° (P. H. Kuenen ex P. E. Potter a F. J. Pettijohn 1963, str. 158).



Obr. 8 Vrásová deformácia vrstvy piesku a ílu. Prírodný odkryv v rokli z. od Stredných Plachtiniec (dok. bod 911).

Fig. 8 A slump fold. Both, clay and sand layers are deformed. In a gorge to the W of Stredné Plachtince (loc. No 911).

Podľa rôznych autorov, ktorých cituje napr. Z. Kukul (1963, str. 47), priame impulzy k sklzávaniu môžu byť: zemetrasenie, rýchla sedimentácia a v jej dôsledku porušenie podmienok stability nahromadených sedimentov, zväčšenie paleosklonu (tektonika), erózia pri päte paleosklonu, zväčšenie objemu deponovaného materiálu, narušenie stability v dôsledku činnosti organizmov, zmeny intenzity paleoprúdov a pod.

P. E. Potter a F. J. Pettijohn (1963, str. 158) uvádzajú, v akom prostredí najčastejšie vzniká sklz. Sú to aktívne tektonické zóny, zvlášť okraje pozitívnych tektonických štruktúr, frontálne časti rífov, duny a valy, zóny pozdĺž okrajov eróznych kanálov a kaňonov a i.

Príbelské vrstvy sú sedimenty s veľmi bohatým šikmým zvrstvením, a to prevažne veľkým šikmým zvrstvením megačerínového typu až typu obrích čerín. V niektorých prípadoch mohlo sklzávanie nastať na svahoch týchto prevažne piesočných útvarov. Zárodočné fázy sklzávania — zvlnené laminy šikmého zvrstvenia boli zaznamenané na viacerých miestach. Väčšie sklzy mohli viesť k degradácii až úplnému zotretiu prvotných textúr. Zosúvané, prevažne piesčité sedimenty v sypkom nekonsolidovanom stave podľahli prakticky inkoherentnému sklzávaniu. Pohyb prestúpil celou masou a textúry sa dezintegrovali. Všadeprítomnou časťou šikmého zvrstvenia sú potrhané, poprehýbané ílovité vrstvičky textúry pull-apart. V niektorých pomerne zriedkavých prípadoch si ílové vrstvičky zachovali svoju kontinuitu, ale boli plasticky zdeformované.

Impulzom pre zosúvanie mohli byť zemetrasenia. V území, kde sú príbelské piesky, sa začala práve v období badenu vulkanická aktivita. Zemetrasenia mohli byť v tomto území bežným javom.

Deformované šikmé zvrstvenia

Niektoré zväzky šikmých zvrstvení príbelských pieskov sú deformované. Bolo možné odlišiť dva typy deformácií:

1. Zvlnené laminy šikmého zvrstvenia
2. Vrásové deformácie šikmého zvrstvenia

Zvlnené laminy

Zvlnené laminy boli častejším typom deformácií šikmého zvrstvenia. Podrobnejšie boli preštudované tri prípady na dvoch lokalitách (Stredné Plachtince — pieskovňa, Horné Príbelce — pieskovňa). Vždy išlo o deformáciu veľkých zväzkov, šikmých zvrstvení *omikron*, resp. *alfa*. Výška deformovaných zväzkov je približne 50 cm. Sklon lamín 25—30°. Deformácia sa prejavila tým, že laminy vrchnej časti zväzku, prípadne celé (V, obr. 2, IV, obr. 2, V, obr. 1) boli zvlnené. V inom prípade bola vrchná časť zväzku deformovaná do tvaru ležatej vrásky a v spodnej časti boli

laminy zvlnené (VI, obr. 1). Vrásová deformácia i zvlnenie nepostihli tie isté laminy. Zvlnené boli laminy stratigraficky mladšie než tie, ktoré boli deformované do tvaru ležatej vrásky.

Experimentálne bolo dokázané (E. D. McKee et al. 1962, str. D 156), že k zvlneniu lamín dochádza pri sklzávaní šikmo zvrstveného piesku na svahu alebo vo vodnom prostredí, ak bolo pri báze megačeriny náhle odobraté väčšie množstvo piesku, čím bol napodobnený efekt silného vlnenia alebo podmývania prúdom.

O existencii prúdov v prostredí vzniku príbelských pieskov niet pochýb. Dokazuje to už sama existencia šikmého zvrstvenia. Priamych dôkazov vlnenia niet, ale v prostredí, v ktorom piesky vznikli, určite nechýbalo.

Ďalšie možné vysvetlenie vzniku: ako ležatá vráska. Predmetné súbory šikmého zvrstvenia sú iba torzom pôvodne väčšieho šikmého zvrstvenia. Chýba im (bola erodovaná) vrchná časť ležatej vrásky a na zväzku šikmého zvrstvenia okrem zvlnenia lamín neostali iné stopy po deformácii (porovnaj E. D. McKee et al. 1962, str. D 150).

Vrásové deformácie šikmého zvrstvenia (sand drag structures)

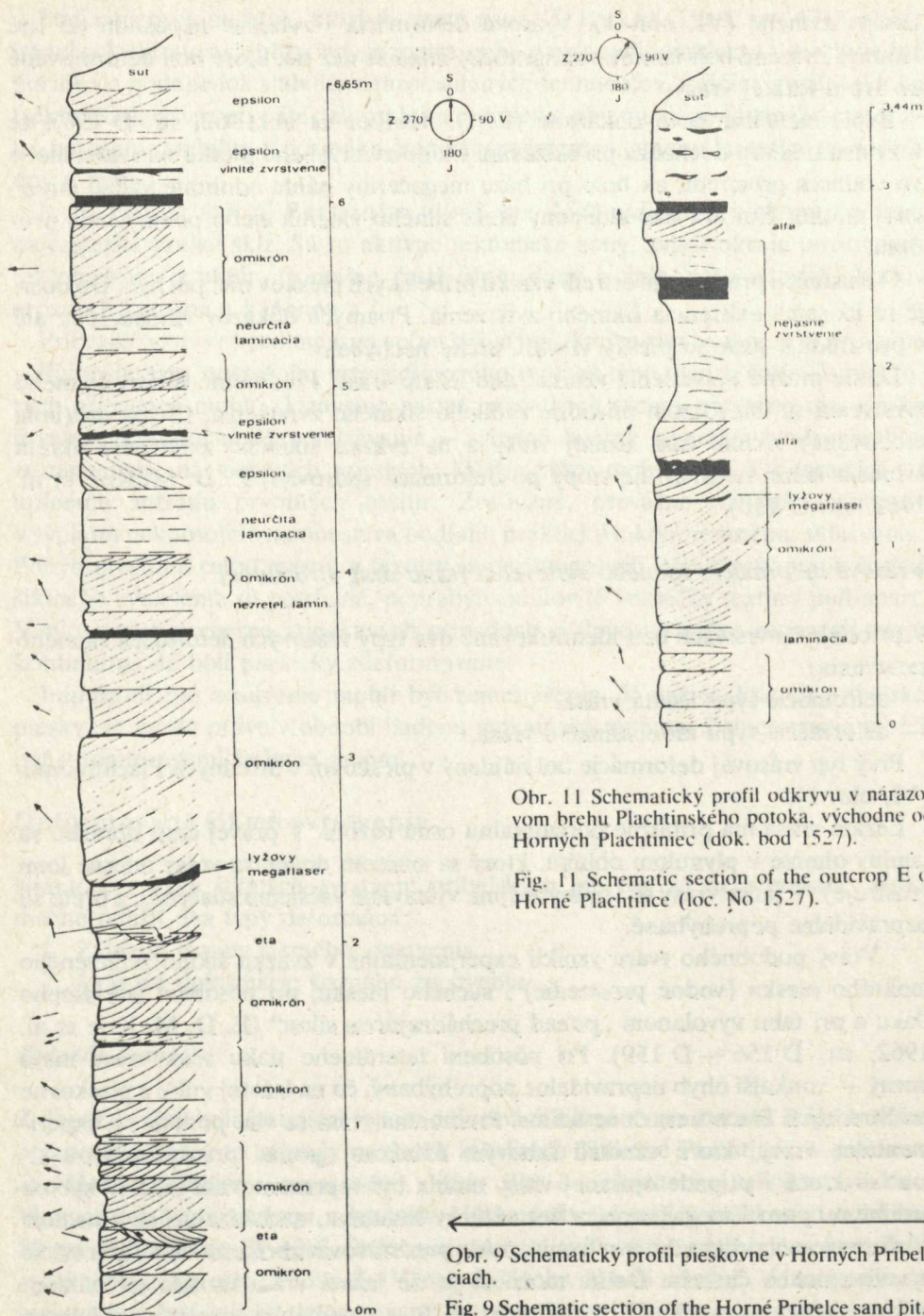
V príbelských vrstvách boli identifikované dva typy vrásových deformácií šikmého zvrstvenia:

- deformácie typu ležatá vráska,
- deformácie typu monoklinálna vráska.

Prvý typ vrásovej deformácie bol nájdený v pieskovni v Stredných Plachtinciach (VI, obr. 1).

Ležatá vráska má približne horizontálnu osnú rovinu. V pravej časti obrázku sú laminy ohnuté v plynulom oblúku, ktorý sa smerom dovnútra vrásky mierne lomí (zostruje). V jadre vrásky sú laminy zrejme vystavené väčšiemu stlačeniu, a preto sú nepravidelne poprehýbané.

Vrásy podobného tvaru vznikli experimentálne v zväzku šikmo zvrstveného mokrého piesku (vodné prostredie) i suchého piesku, pri pôsobení laterálneho tlaku a pri ťahu vyvolanom „ponad prechádzajúcou silou“ (E. D. McKee et al. 1962, str. D 156 — D 159). Pri pôsobení laterálneho tlaku však vrásky majú horný — vonkajší ohyb nepravidelne poprehýbaný, čo na ležatej vráske z pieskovne pri Stredných Plachtinciach nevidíme. Predmetná vráska sa viac podobá na experimentálne vrásky, ktoré vznikali ťahovým účinkom „ponad prechádzajúcou silou“ — ktorá v prípade opísanej vrásky mohla byť reprezentovaná buď pohybom sedimentu ponad megačerinu, a beztextúrny sediment, nachádzajúci sa v nadloží zdeformovaného šikmého zvrstvenia, môže predstavovať zbrzdenú časť deformácie vyvolávajúceho činiteľa. Ďalšia možnosť je, že ležatá vráska vznikla pri náhlom prílive vodnej masy (E. D. McKee et al. 1. c.) pomalým masovým pohybom

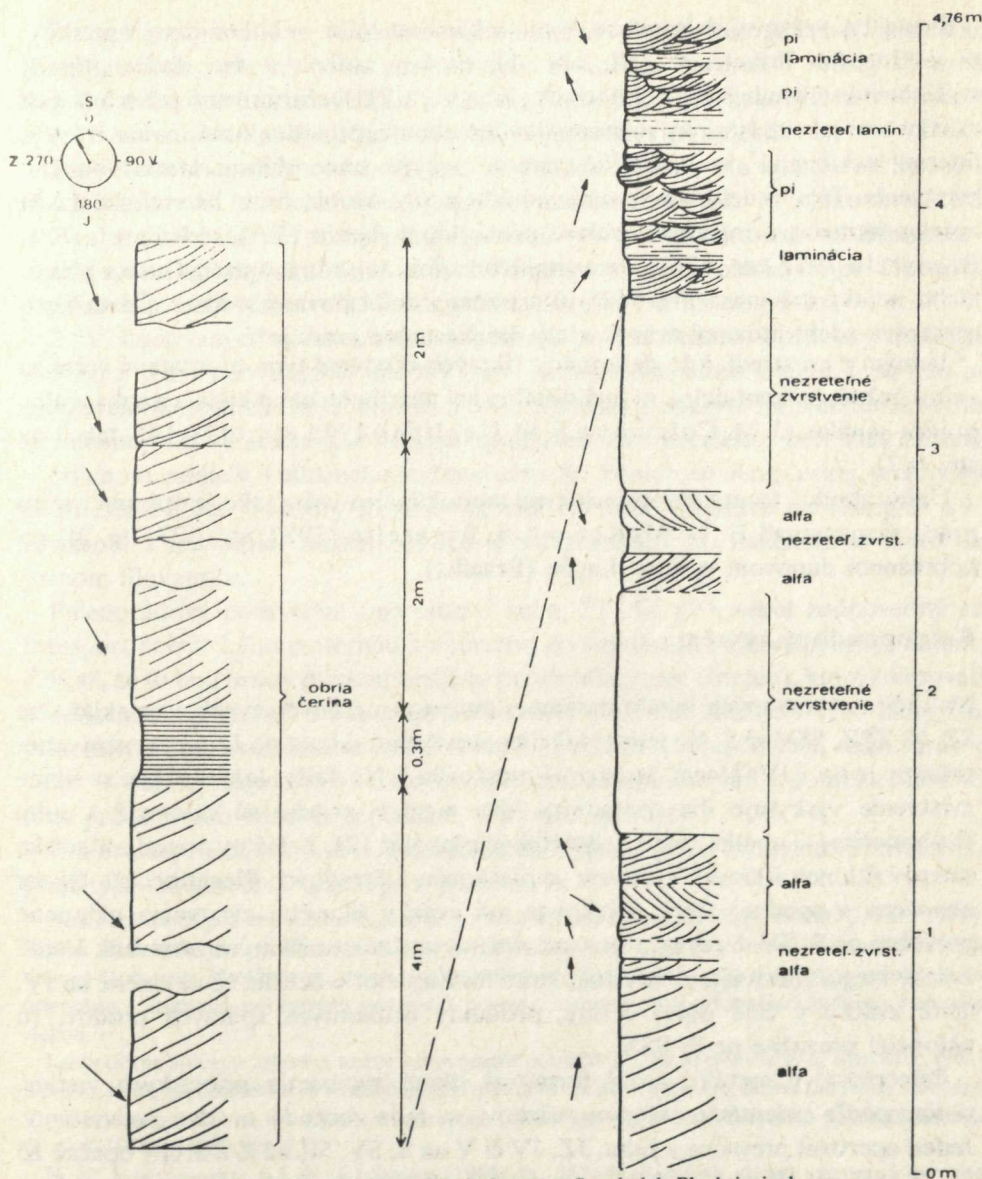


Obr. 11 Schematický profil odkryvu v nárazovom brehu Plachtinského potoka, východne od Horných Plachtiniec (dok. bod 1527).

Fig. 11 Schematic section of the outcrop E of Horné Plachtince (loc. No 1527).

Obr. 9 Schematický profil pieskovne v Horných Príbelciach.

Fig. 9 Schematic section of the Horné Príbelce sand pit.



Obr. 10 Schematický profil pieskovne v Stredných Plachtinciach.
 Fig. 10 Schematic section of the Stredné Plachtince sand pit.

sedimentu (J. M. Coleman — S. M. Gagliano 1965, str. 145) alebo pieskom presýtenej vody (D. A. Robson 1956, str. 251; „strong sediment laden currents J. M. Coleman — S. M. Gagliano 1965, str. 136).

Pohyb sedimentu alebo vody, ktoré vyvolali tlak a deformáciu šikmého zvrstvenia, bol súbežný s prevládajúcim smerom prúdov.

Druhý typ vrásovej deformácie — monoklinálna vrása — bol nájdený v pieskovni v Horných Príbelciach (III, obr. 1), spodný zväzok a dva ďalšie prípady v pieskovni v Stredných Plachtinciach (X, obr. 1, 2). Deformovaná je vrchná časť zväzku a to tak, že laminky sú monoklinálne ohnuté, prípadne osná rovina vrásky je mierne naklonená do opačného smeru, než je smer sklonu lamín šikmého zvrstvenia. Takéto deformácie vznikajú ťahom sily, ktorá pôsobí na vrcholovú časť zväzku šikmého zvrstvenia v smere proti sklonu lamín (E. D. McKee a J. J. Bigarrela 1972, str. 676). Deformujúcou silou najskôr mohla byť masa piesku alebo nejaká iná masa prechádzajúca ponad zdeformovaný zväzok. Často koso rozrezáva zdeformovaný zväzok alebo ho čiastočne eroduje*.

Jedným z prostredí, kde deformácie šikmých zvrstvení typu prevrátená vrása sú veľmi bežné, je front delty, najmä distálny val distributárneho kanála a subakválne hrádza kanálov (J. M. Coleman a S. M. Gagliano 1965, str. 143—145, tab. 1 na str. 147).

Úplne zhodnú formu deformácie typu monoklinálna vrása, ako je opísaná v tejto práci, zaznamenali E. D. McKee a J. J. Bigarella (1972, str. 677, fig. 3f) na pobrežnom dunovom poli pri Lagôa (Brazília).

Paleoprúdový systém

Na väčšine skúmaných lokalít najmenej polovica meraných zväzkov sa skláňa na SZ, Z, ZSZ, SSV až S. Na jednej lokalite prevládajú sklony na JZ a podružný smer sklonov je na VJV (Horné Strháre — pieskovňa). Na ďalšej lokalite, kde sa šikmé zvrstvenie vyskytuje iba sporadicky, dva merané zväzky sú sklonené k juhu (Luboriečka—Tobolka, pozri priloženú mapku obr. 12). Zvláštny prípad z hľadiska smerov sklonov šikmých zvrstvení je pieskovňa v Stredných Plachtinciach. Obzor obnažený v spodnej stene pieskovne má zväzky šikmého zvrstvenia uklonené prevažne na S, SV. Vrchný obzor má zložitú morfológiu šikmých zvrstvení. Veľké zväzky megačerínového zvrstvenia, ktoré formujú obriu čerinu, sú uklonené na JV, malé zväzky v čele obrej čeriny, produkty druhotných spätných prúdov, sú uklonené prevažne na S, SSV.

Paleoprúdový systém, ktorý formoval šikmé zvrstvenia príbelských vrstiev, súdiac podľa orientácie sklonov zväzkov, sa teda rozpadá na dva podsystemy. Jeden operoval prevažne z juhu, JZ, JV či V na S, SV, SZ až Z a druhý opačne zo SZ, S, SV na JV, J, JZ. Keďže na väčšine lokalít prevláda prvý paleoprúdový systém operujúci všeobecne z juhu na sever (resp. z V na Z), dal by sa urobiť záver, že tento prevládajúci paleoprúdový podsystem sprostredkoval prínos detritického materiálu z juhu, JV, JZ (V).

* Podobné deformácie šikmého zvrstvenia vznikajú tiež únikom vzduchu alebo vody z nespevněného sedimentu.

Po pozornej analýze všetkého zozbieraného sedimentologického materiálu o príbelských vrstvách však prichádzame k záveru, že druhý, menej výrazný (v počte zväzkov, nie však veľkosťou) paleoprúdový podsystem zohral hlavnú úlohu pri prínose materiálu. Svedčia o tom najmä tieto dve okolnosti:

1. Mohutné megačerínové zvrstvenie formujúce obriu čerinu v pieskovni Stredné Plachtince svedčí o intenzívnom transporte materiálu zo SZ. Jej celková veľkosť (výška) mnohonásobne prevyšuje štandardnú výšku šikmých zvrstvení deponovaných prúdmi operujúcimi z juhu. Tiež šikmé zvrstvenie v pieskovni pri Horných Strhároch je zvrstvenie veľkých megačerín o výške od 35 do 80 cm.

2. V študovaných pieskoch sa nachádzajú polohy štrkov. Valúnový materiál prevažne kremence (najskôr spodný trias) nemôže pochádzať z juhu, lebo tam je predterciérne podložie kryštalinické a čo je dôležité, je zakryté staršími terciérnymi horninami, než sú študované piesky. Spodnotriasové kremence boli však zistené v priamom podloží vulkanicko-sedimentárneho komplexu Krupinskej vrchoviny (v priestore Lysec—Modrý Kameň—Horný Tisovník, prípadne pri Horných Turovciach) a len odtiaľ mohol byť ich detrit prinášaný do badenského mora na južnom Slovensku.

Paleoprúdový podsystem operujúci z juhu, JV, JZ (V) nebol zodpovedný za transport detritického materiálu a nemožno ho stotožniť s paleoričným systémom. Zdá sa, že to boli prúdy plytkomorského prostredia (resp. vlnenie), ktoré smerovali všeobecne k pevnine. Samy neprinášali detritický materiál, ale ten, ktorý bol prinesený zo severu, prepracovali a formovali z neho príbrežné valy, resp. sústavy valov — bariery, komplex so šikmými zvrstveniami sklonenými k pobrežiu. Boli to teda prúdy predovšetkým depozičné, a nie transportné.

Z literatúry možno uviesť celý rad príkladov, kde sa šikmé zvrstvenia príbrežných piesčitých sedimentov skláňajú k pevnine.

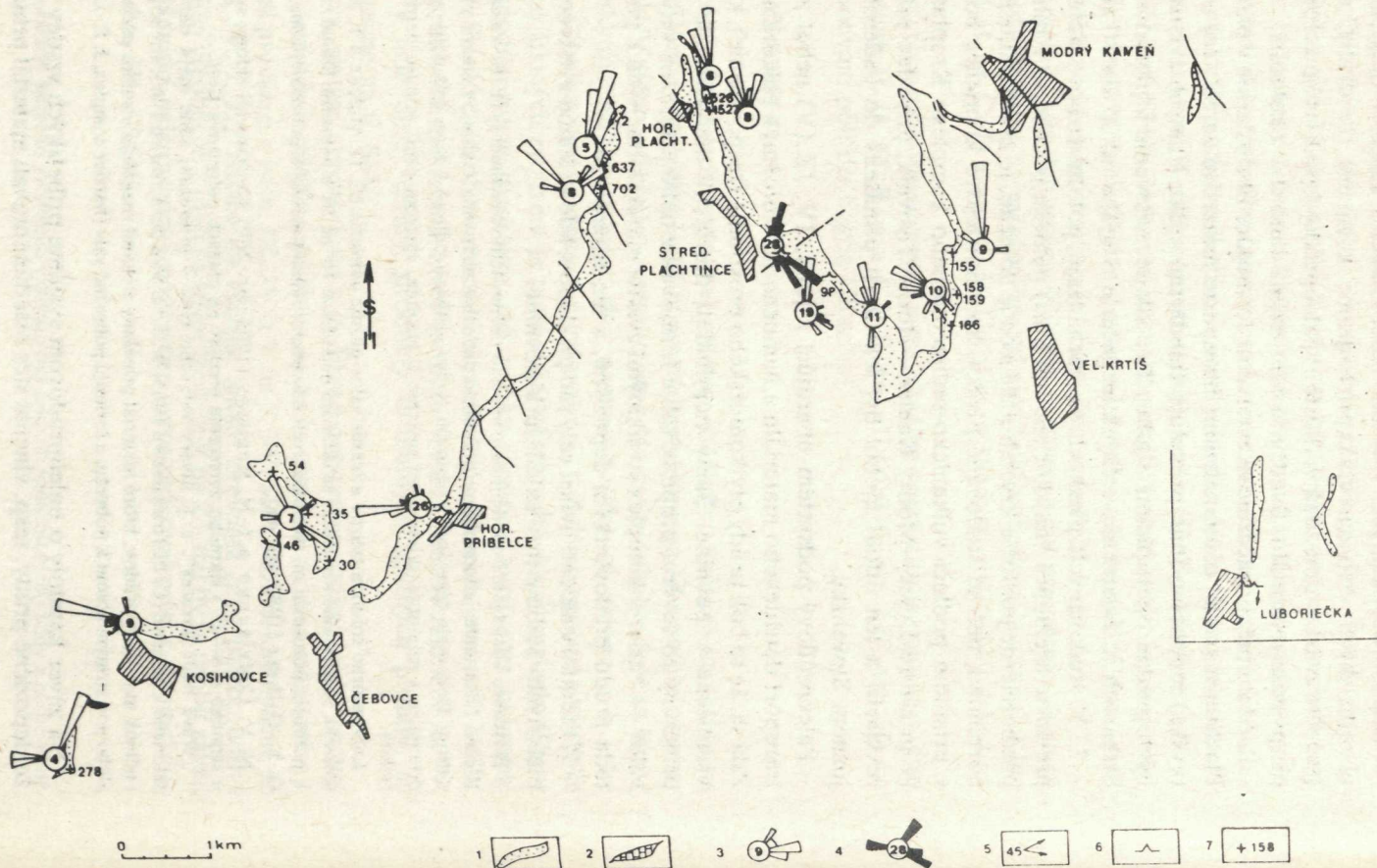
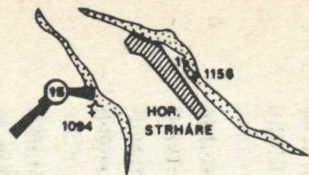
Pieskovce Castlegate boli identifikované ako riečno-deltové sedimenty (F. R. Van de Graaff 1972). Riečna fácia mala jedнопolárnu orientáciu šikmého zvrstvenia (sklony v smere prínosu materiálu), deltová fácia mala bipolárnu orientáciu (vplyv prílivu a odlivu) a fácia čela delty mala jedнопolárnu orientáciu s azimutmi sklonovými smerom k pevnine, smerom proti prínosu detritického materiálu riekou.

Laboratórne štúdium tvarov a textúr valov pozdĺž pobrežia (E. D. McKee a T. S. Sterrett 1961) ukázalo, že ich šikmé zvrstvenia sa skláňajú pod uhlom 10° až 30° k pobrežiu. Šikmé zvrstvenie sklonené k pobrežiu pozoroval na tzv. piesčitých násypoch (embankments) v pobrežnej zóne jazera Bonneville G. K. Gilbert (1980, str. 41).

N. V. Lodvigenko a I. N. Režimov (1965, str. 269) konštatovali sklony smerom k pevnine u strmého (15 — 28°) šikmého zvrstvenia pieskov na plážach polostrova Kerč.

„Wave built terraces“, t. j. útvary valového typu v príbrežnej zóne majú tiež šikmé zvrstvenie sklonené k pevnine (C. E. Johansson 1965, W. J. M. Van der Linden 1963, str. 33). Treba spomenúť i účinok morských prúdov, ktoré materiál prinášaný riekami roznášajú v smere paralelnom s pobrežím alebo pod strmým uhlom k pobrežiu a formujú pobrežné valy (barrier complex, J. R. L. Allen 1964).

Na záver kapitoly o paleoprúdovom systéme príbelských vrstiev treba povedať, že depozičné prúdy, resp. vlnenie síce resedimentovali materiál prinášaný riečnymi



prúdmi z pevniny, ale resedimentácia musela byť jednorazová, za neustáleho prínosu nového detritického materiálu. V opačnom prípade, t. j. pri silnej a opakovanej resedimentácii, resp. za nedostatočného prínosu klastického materiálu, nedochádza k fosilizácii prúdových textúr (E. D. McKee 1965, str. 81, 82).

Prostredie vzniku príbelských vrstiev (záver)

Sedimentárne textúry z príbelských pieskov sú známe z recentných a fosílnych prostredí kontinentálnych, morských, plytkovodných. Niektoré sú známe z plytkovodných i hlbokovodných prostredí (pozri tab. 8).

V kontinentálnom riečnom prostredí sa vyskytuje väčšina opísaných šikmých zvrstvení. Zväzky šikmého zvrstvenia, v ktorých laminy — vrstvičky majú interné gradačné zvrstvenie, bývajú typickým znakom riečnych sedimentov (L. N. Botvinkina 1962, str. 254, 256, 257).

Plytkovodné morské prostredia, v ktorých sa vo veľkom množstve vyskytujú mnohé z opísaných textúr, sú hlavne príbrežné prostredia, kam vyúsťujú rieky. Väčšina z opísaných textúr sa vyskytuje v recentných i fosílnych sedimentoch riečnych delt, zvlášť vo frontálnych častiach delt. Mnohé z textúr sú známe zo sedimentov plytkovodných príbrežných zón (barrier complex a pod.).

Hlbokovodné textúry v príbelských vrstvách neboli zistené a zvrstvenie omikron, ktoré azda môže vznikáť v hlbokovodnom prostredí, bolo opísané z plytkovodných sedimentov. Sklzové textúry sú bežnými textúrami na okrajoch podmorských kaňonov, ale sú známe aj z plytkovodného prostredia. Deformované šikmé zvrstvenia sa nachádzajú predovšetkým v plytkovodných sedimentoch. Obrie čeriny a veľké megačeriny sú textúry, ktoré vznikajú zásadne v plytkovodnom prostredí, vzhľadom na ich výšku však ide vždy o prostredie s relatívne väčšou hĺbkou — väčšie rieky, hlbšie zóny litorálu a pod.

Niektoré textúry sa bežne vyskytujú aj na prílivových plošinách. Dva typy zvrstvenia: *epsilon* a flaserove zvrstvenie, prípadne i zvrstvenie *eta*, boli doposiaľ opísané výlučne na prílivových plošinách alebo v ústiach riek na pobrežiach so slapovými pohybmi hladiny. Nesnažíme sa však tomuto faktu pripisovať väčší význam, než mu patrí, a robiť závery o existencii slapových kolísaní hladiny

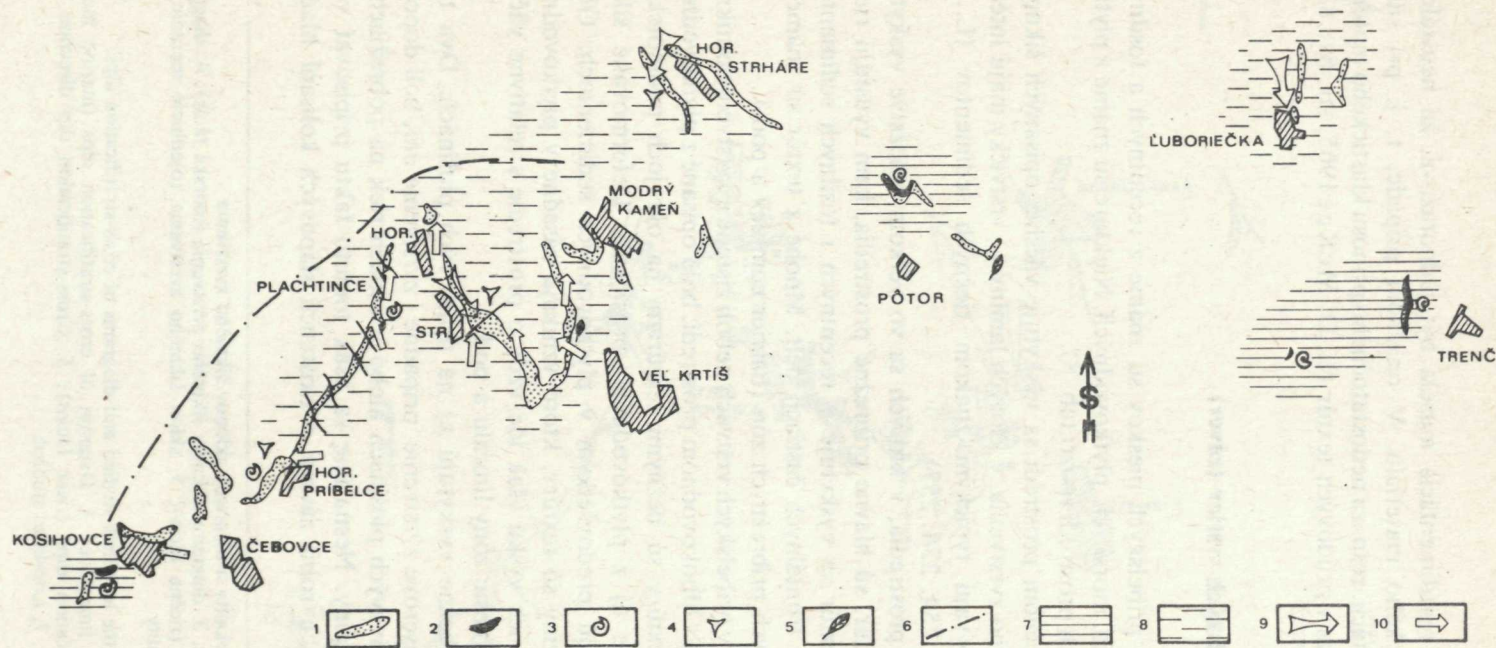


Obr. 12 Mapa zobrazujúca lokality a diagramy sklonov šikmého zvrstvenia

1. piesky, 2. riasové vápence, 3. diagramy sklonov šikmého zvrstvenia (morská fácia); 4. diagramy sklonov šikmého zvrstvenia (riečna fácia); 5. sklon šikmého zvrstvenia (ojedinelé meranie); 6. pieskovňa; 7. študované lokality.

Fig. 12 Map-sketch showing the localities studied and diagrams of cross-stratification dips.

1. Sand; 2. Lithothamnion limestone; 3. Diagram of cross-stratification dips (marine facies); 4. Diagram of cross-stratification dips (river facies); 5. Cross-stratification dip direction (few measurements); 6. Sand pits; 7. Localities studied.



Obr. 13 Distribúcia hlavných facií a paleoprúdový systém príbělských vrstiev (Mierka ako na obr. 12).

1. piesky; 2. litotamniové vápenče; 3. morské mäkkýše; 4. zuby žralokovitých rýb; 5. úlomky rastlín; 6. predpokladaná pobrežná línia; 7. morská fácia; 8. prostredie pod vplyvom rieky (riečna delta); 9. smer transportných prúdov (riečny transport); 10. smer depozičných prúdov (prúdy a vlnenie v litorálnom prostredí).

Fig. 13 Distribution of the facies and paleocurrent pattern in the Príbelce formation (Scale: see fig. 12).

1. Sand; 2. Lithothamnion limestone; 3. Marine molluscs; 4. Shark teeth; 5. Plant debris; 6. Assumed shoreline; 7. Marine facies; 8. Environment under the river influence (river delta); 9. Direction of transporting currents (river transport); 10. Direction of depositional currents (currents and wave activity in the shore environment)

textúry	Prostredie								
	kontinent.		morské plytkovodné						
	rieky	estu- árie	delty zvl. fron- tál. časť	prí- liv- odliv	plyt- činy pri plá- žach	plyt- kovod. obl. morské všeob.	okraje pod- mor. kaná- lov	hlbo- kovod. morské prostr.	pro- stredie tekton. a seiz- micky aktívne
š. zv. alfa	×	×	×		×	×			
š. zv. omikron	×				×	×		×	
š. zv. pí	×		×			×			
š. zv. eta			×	×		×			
š. zv. epsilon				×					
š. zv. s									
gradačne zvrstv. laminami	×								
šošovkové zvrstv.			×						
flaserové a vlnité zvrstvenie				×					
megaflaserové zvrstvenie			×						
obrie čeriny intraformačné konglomeráty a brekcie	×		×			×			×
sklzové textúry			×			×	×		×
deformované šikmé zvrstvenie			×			×			×

badenského mora v oblasti Západných Karpát. Odrádza nás od toho:

1. Nedostatok iných, pre prílivové zóny veľmi typických textúr, ako sú „haering-bone crossbedding“, bahenné praskliny a p. Okrem toho na prílivových plošinách prúdy extrémne varujú, a preto šikmé zvrstvenia nebývajú unimodálne, ale chaotické (porovnaj R. C. Selley 1972, str. 221 a i.). Ani litológia príbelských vrstiev nezodpovedá prílivovým plošinám.

2. Flaserové zvrstvenie, zvrstvenie *epsilon* a *eta* boli síce opísané v sedimentoch prílivových plošín, ale to jednoznačne neznamená, že by sa tieto textúry nemohli nájsť v iných subakvatických prostrediach. Domnievame sa, že prostredím vzniku podobných textúr mohlo byť plytkomorské pobrežné prostredie, kde sedimentoval popri detritickom materiáli aj jemný materiál — produkt občasných vzdialených sopečných výbuchov, ktorý zanašal jemným bahnom textúry príbrežných piesčitých sedimentov.

Ďalšie faciálne znaky príbelských pieskov poukazujú na plytkovodné morské prostredie vzniku:

1. Prítomnosťou morskej fauny, ktorá i keď nie vo veľkom množstve, predsa sa vyskytla na viacerých lokalitách.

2. Paleoprúdový podsystem depozičných prúdov, ktorý operoval v smere k predpokladanému pobrežiu.

3. Orientácia pieskových telies (smer JZ—SV), t. j. pozdĺž predpokladaného brehu a približne kolmo na prevládajúce smery paleoprúdov.

4. Laterálne prechody pieskov do organogénnych vápencov, dokonca do rífových riasových vápencov.

Niektoré faciálne vlastnosti príbelských pieskov ako celku naznačujú vplyv rieky vyúsťujúcej do morského prostredia. Zvlášť nápadný je sporadický výskyt morskej fauny (s výnimkou organogénnych vápencov, ktoré vznikali zrejme mimo priameho vplyvu rieky, mimo ústia alebo delty) miestami až úplný nedostatok morskej fauny. Je všeobecne známe, že hustota populácie druhmi i počtom morských foraminifér, mäkkýšov a p. v priústových pobrežných zónach je v porovnaní s priemernou organickou populáciou príbrežných zón (R. Laagij a F. P. H. V. Kopstein 1964) podstatne zredukovaná. Na druhej strane zuby žralokovitých rýb, ktoré sa pravdepodobne pri hľadaní potravy splavovanej z pevniny zdržiavali v ústí rieky, sú v príbelských vrstvách relatívne bohaté (zvlášť v lokalitách Horné Strháre — pieskovňa, Horné Príbelce — pieskovňa).

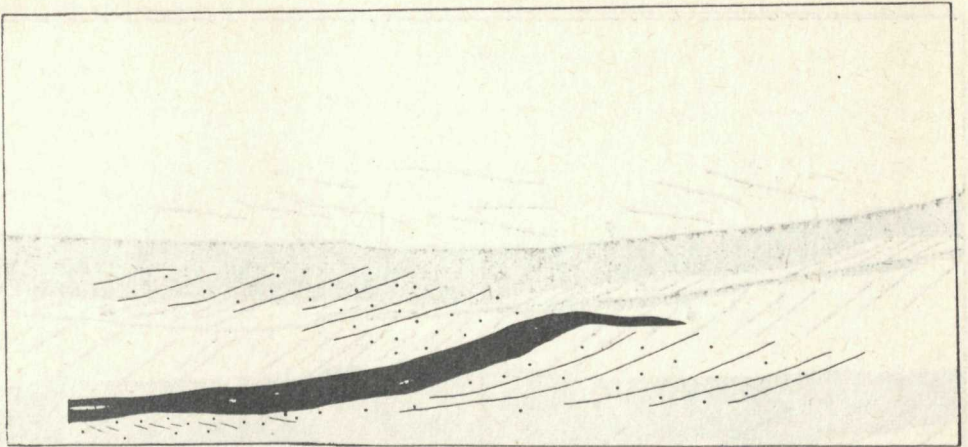
Okrem toho na lokalitách, ako pieskovňa Tobolka pri Luboriečke, pieskovňa v Horných Strhároch (vrchná časť) a pieskovňa Stredné Plachtince (vrchná časť so zvrstvením obrej čeriny), boli konštatované faciálne znaky riečného prostredia:

1. Paleoprúdový system operoval smerom zo S na J, teda opačne ako depozičný paleoprúdový system v príbrežnej morskej zóne.

2. Niektoré textúrne znaky, ako je zvrstvenie štrkov v lokalite Luboriečka—Tobolka, erózne kanály vyplnené extraformačným štrkovým materiálom (v tej istej lokalite) a pod.

V príbelských vrstvách na niektorých miestach možno vidieť regresívnu vertikálnu zámenu facií. Zvlášť presvedčivo to dokumentujú profily v pieskovniach v Stredných Plachtinciach a v Horných Strhároch. Piesky v spodnej časti pieskovne v Stredných Plachtinciach sú najskôr sedimentmi príbrežných valov, vrchnú časť pieskovne tvorí obria čerina s opačným sklonom lamín šikmého zvrstvenia, ktorá predstavuje okraj výnosového kužela rieky, čiže niekdajšiu deltu (obr. 10). V spodnej časti pieskovne v Horných Strhároch orientácia šikmého zvrstvenia, ale hlavne charakter zvrstvenia štrkov, naznačujú, že máme do činenia so sedimentmi, ktoré vznikli v zóne vlnenia, t. j. v plytkomorskom príbrežnom prostredí, zatiaľ čo orientácie megačerín vo vrchnej časti pieskovne ukazuje prínos materiálu zo SV, t. j. riekou z pevniny.

V oboch prípadoch ide o degradáciu morského prostredia v čase. V priebehu sedimentácie príbelských vrstiev boli postupne znášané príbrežné zóny mora a riečne prostredie sa rozširovalo na úkor morského. Z globálnych poznatkov



Obr. 14 Megaflaserová vrstva lyžového tvaru. Je litologicky nehomogénna. Vkladá sa do zväzku megačerínového šikmého zvrstvenia a podstieľa pokračovanie zväzku v smere migrácie megačeriny. Pieskovňa Horné Pribelce. Maximalna hrúbka megaflasera je 5 cm.

Fig. 14 The ski-like megaflaser subjacent to a cross-stratification set, but after a certain distance traced up current, joins the overjacent set. Horné Pribelce, sand pit. The maximal thickness of megaflaser is 5 cm.

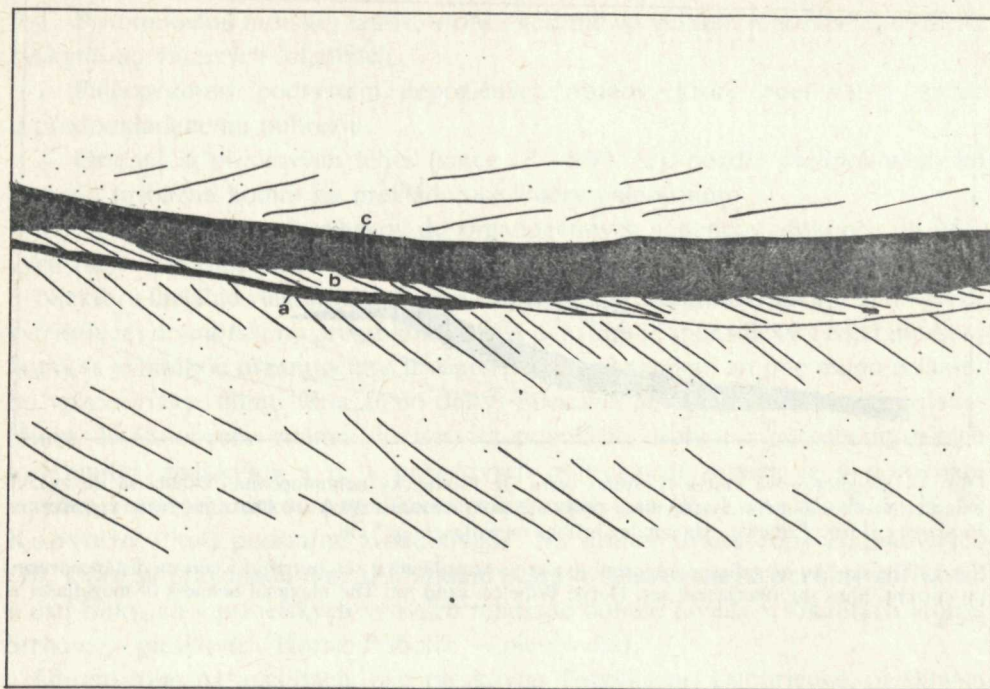
o spodnom badene študovanej oblasti však vieme, že naznačený trend degradácie morského prostredia v príbelských pieskoch bol následkom oscilácie pobrežnej línie pri transgresii spodnobadenského mora.

Príbelské vrstvy sú sedimentmi riečnej delty a príľahlých plytkovodných morských oblastí vrátane tých, kde vplyv rieky bol minimálny a kde vznikali rífové organogénne vápence (obr. 13). Príbelské vrstvy teda tvoria pestrý faciálny komplex.

Veľmi blízkou fosílnou analógiou príbelských vrstiev je neogénny deltovo-príbrežný komplex vrchnej morskej molasy v alpskej čelnej hlbine vo Švajčiarsku pri Berne, v oblasti Sense-Schwarzwasser. Tieto sedimenty opísal W. J. M. Van der Linden (1963) a s príbelskými vrstvami majú niekoľko spoločných znakov. Sú to:

- a) rovnaké alebo veľmi podobné textúry (obrie čeriny interpretované ako textúry riečnej delty, megaflaserové zvrstvenie),
- b) niektoré biofaciálne znaky (zriedkavý výskyt morskej fauny, prítomnosť zubov žralokovitých rýb),
- c) vertikálne striedanie riečnej fácie s faciou príbrežných barov.

Deltové sedimenty švajčiarskej vrchnej morskej molasy i príbelských vrstiev nemajú, prípadne majú len niektoré spoločné znaky so známymi recentnými deltami, ako sú delty Mississippi, Nigera, Orinoca a i.



Obr. 15 Detail megaflaserovej vrstvičky. Na obrázku vidieť jej zložitú textúru.

- a) bazálna tenká vrstvička pelitu;
- b) mikrozvrstvenie typu epsilon (t. j. litologicky nehomogénne striedanie pelitických a piesčitých lamín);
- c) pelitická vrstvička so zvlnenou bázou a rovným stropom (zvlnené zvrstvenie).

V nadloží i v podloží šikmo zvrstvené piesky. Pieskovňa Stredné Plachtince. Maximálna hrúbka megaflaseru je 3 cm.

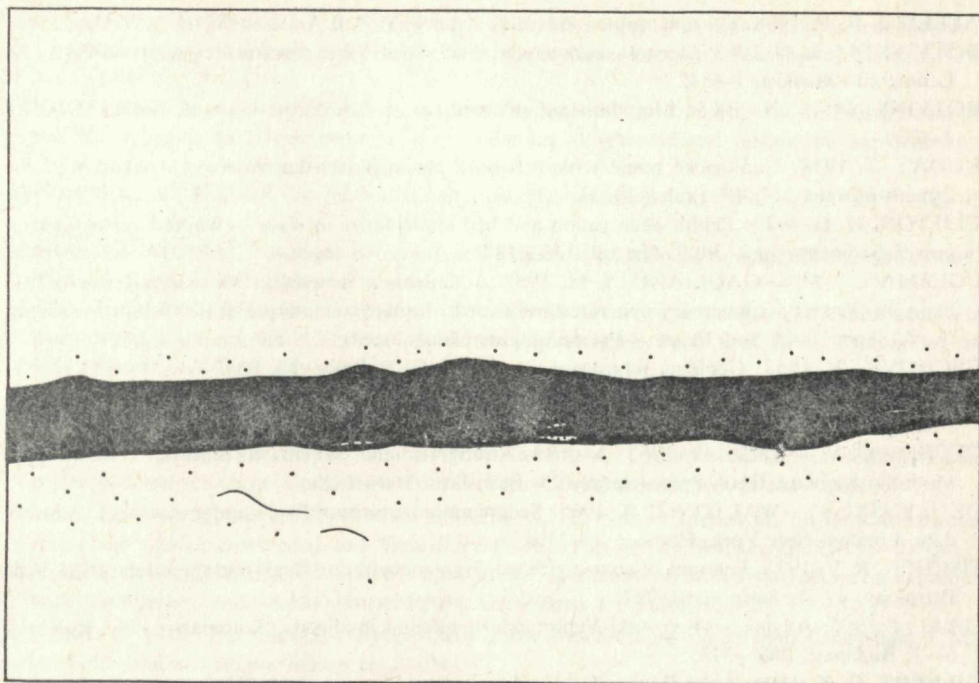
Obr. 15 A detail of a megafaser pictured on VII, fig. 1. The intricate inner structure of the megafaser is visible. a) basal mud laminae, b) epsilon-micro-cross-lamination, the sand and mud laminae alternate, c) a mud layer wavy at the base and flat at the top (wave bedding). Stredné Plachtince, sand pit. The maximal thickness of megafaser is 3 cm.

Rozdiely mohli spôsobiť viaceré faktory, ako klíma, orogenéza (W. J. M. Van der Linden 1963, str. 39), ale aj typ rieky. Mississippi, Niger, Orinoco sú veľtoky. Do badenského mora z Karpát i do spodnomiocénneho mora v čelnej hlbine Álp vtekali podstatne menšie rieky.

Tu nám prichodí upozorniť na tektogenetickú odlišnosť medzi deltovými sedimentmi švajčiarskej molasy a príbelských vrstiev:

a) Švajčiarska molasa patrí do komplexu výplne čelnej hlbiny, príbelské vrstvy sú súčasťou tzv. vnútornej molasy.

b) Hlavným dodávateľom klastického materiálu pre švajčiarsku molasu bolo dvíhajúce sa horstvo Álp. Príbelské vrstvy boli živené klastikami čiastočne z dvíhajúceho sa karpatského oblúka, značný podiel klastík bol však splavený



Obr. 16 Šošovkové zvrstvenie v bazálnej časti megaflaserovej vrstvy. Pieskovňa Horné Príbelce. Hrúbka megaflaseru je 3 cm.

Fig. 16 The lenticular bedding in the basal part of a megaflaser. Horné Príbelce, sand pit. The megaflaser's thickness is 3 cm.

z mladého vulkanického reliéfu, resp. sedimentačný priestor živil svojimi produktmi synsedimentárny vulkanizmus.

Treba ešte poznamenať, že niektoré textúry príbelských vrstiev—intraformačné konglomeráty a brekcie, sklzové textúry, deformované šikmé zvrstvenia možno chápať ako dôkazy synsedimentárnej tektonickej a seizmickej aktivity, čo genetiky najskôr súviselo so súvekým vulkanizmom na južnom Slovensku a v severnom Maďarsku.

Do tlače odporučili R. Marschalko a T. Ďurkovič.

Literatúra

- ALLEN, J. R. L. 1963: The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, Amsterdam, 93—114.
- ALLEN, J. R. L. 1964: Sedimentation in the modern delta of the river Niger, West Africa. In: *Development in sedimentology, 1 (Deltaic and shallow marine deposits)*, Amsterdam, London, New York, Elsevier, 26—34.

- ALLEN, J. R. L. 1968: Current ripples. North-Holland Publ. Co. Amsterdam, 1—433.
- BOTVINKINA, L. N. 1962: Sloistost osadocnych porod. Trudy Geol. Institut. Akad. Nauk SSSR, 59, Leningrad—Moskva, 1—542.
- BOTVINKINA, L. N. 1965: Metodické rukovodstvo po izučeníju sloistosti. Nauka, Moskva, 1—259.
- BUDAY, T. 1938: Geologické poměry okolí Šaň na jižním Slovensku. Rozpr. Čs. Akad. Věd, tř. 2 math-přírodn., 47, 17, Praha, 1—23.
- CLIFTON, H. E. 1973: Pebble segregation and bed lenticularity in wave — worked versus alluvial gravel. *Sedimentology*, 20, 2, Oxford, 173—187.
- COLEMAN, J. M. — GAGLIANO, S. M. 1965: Sedimentary structures: Mississippi River deltaic plain. In: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation (Editor Middleton G. V.), Spec. Publ. Soc. Econ. — Paleontologists Mineralogists, 12, Tulsa, 133—148.
- ČECHOVIČ, V. 1952: Geológia juhoslovenskej panvy. Geol. Práce, 33, Bratislava, 1—53.
- ČECHOVIČ, V. — SENEŠ, J. 1950: Törtón okolia Modrého Kameňa. Geol. Zborn. 1, 2, 3, 4, Bratislava, 130—166.
- ČECHOVIČ, V. — VASS, D. 1962: K otázke stratigrafického členenia tortónskych vrstiev okolia Modrého Kameňa. Geol. Práce, Správy 25, Bratislava, 160—182.
- DZULYNSKI, S. — WALTON, E. K. 1965: Sedimentary features of flysch and greywackes. Amsterdam, London, New York, Elsevier, 1—240.
- FISCHER, R. V. 1971: Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. *J. Sed. Petrology*, 41, 4, Tulsa, 916—927.
- GAÁL, I. 1905: Adatok az Osztróvski-Vepor andezit-tufainak mediterrán faunájához. *Föld. Közl.*, 35, 6—7, Budapest, 288—313.
- GILBERT, G. K. 1890: Lake Bonneville. Geolog. Survey Monograph, 1, Washington, 1—51.
- GRAAFF, F. R. van de 1972: Fluvial-deltaic facies of the Castlegate sandstone. *J. Sed. Petrology*, 42, 3, Tulsa, 558—571.
- GUBLER, Y. et al. 1966: Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Technip, Paris, 1—291.
- HAMPTON, M. A. 1972: The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *J. Sed. Petrology*, 42, 4, Tulsa, 775—793.
- HANO, V. 1950: Törtónska fauna od Kosihoviec na južnom Slovensku. Geol. Zborn. 1, 1, Bratislava, 70—72.
- HARMS, J. C. — FAHNESTOCK, R. K. 1965: Stratification, bed forms, and their hydrodynamic interpretation. In: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. (Editor Middleton G. V.) Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, 12, Tulsa, 84—115.
- IMBRIE, J. — BUCHANAN, H. 1965: Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas. In: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. (Editor Middleton G. V.) Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, 12, Tulsa, 149—172.
- JOHANSON, C. E. 1965: Structural studies of sedimentary deposits. Geol. Fören. Forh., 87, Stockholm, 3—61.
- KLEIN de VRIES, G. 1970: Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *J. Sed. Petrology*, 40, 4, Tulsa, 1095—1127.
- KONEČNÝ, V. 1972: Čiastková záverečná správa za rok 1970. Stavba vulkano-sedimentárnych formácií južnej periferie neovulkanitov. Geofond, Bratislava.
- KUKAL, Z. 1963: Sedimentární textúry barrandienského ordovíka. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 73, 2, Praha, 1—91.
- KUKAL, Z. 1964: Geologie recentných sedimentů. Nakl. Čs. Akad. Věd, Praha, 1—441.
- KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M-34-XXXII. Zvolen, Geofond, Bratislava, 1—132.

- LAGAARJ, R. — KOPSTEIN, F. P. H. V. 1964: Typical features of a fluviomarine offlap sequence. In: Development in sedimentology, 1. (Deltaic and shallow marine deposits), Amsterdam, London, New York, Elsevier, 216—226.
- LOGVINENKO, N. V. — REZIMOV, I. N. 1964: Sedimentology of beaches on the North Coast of the Sea of Azov. In: Development in sedimentology, 1 (Deltaic and shallow marine deposits), Amsterdam, London, New York, Elsevier, 245—252.
- LUNÁČSEK, V. J. 1885: A felső-esztergályi mediterrán-kövületek. Föld. Közl., 15, 1—2, 1, Budapest, 139—140.
- MARKOVÁ, M. 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. Zborn. geol. Vied, Západné Karpaty 8, Bratislava, 79—168.
- McKEE, E. D. 1965: Experiments on ripple lamination. In: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation (Editor Middleton G. V.) Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, 12, Tulsa, 66—83.
- McKEE, E. D. — BIGARELLA, J. J. 1972: Deformational structures in Brazilian coastal dunes. J. Sed. Petrology, 42, 3, Tulsa, 670—681.
- McKEE, E. D. — REYNOLDS, M. A. — BAKER, C. H. 1962: Laboratory studies on deformation in unconsolidated sediment. Geol. Surv. Profess. Pap. 450-D, Washington, D 151—D 155.
- McKEE, E. D. — REYNOLDS, M. A. — BAKER, C. H. 1962: Experiments on intraformational recumbent folds on crossbedded sand. Geol. Surv. Profess. Pap. 450-D, Washington, D 155—D 160.
- McKEE, E. D. — STERRETT, T. S. 1961: Laboratory experiments on form and structure of longshore bars and beaches. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 45, Tulsa, 13—28.
- NOSZKY, E. 1940: Das Cserhát-Gebirge. Geologische Beschreibung ungarischer Landschaften. M. kir. Föld. Intézet kiadása, Budapest, 1—283.
- POTTER, P. E. — PETTIJOHN, F. J. 1963: Paleocurrents and Basin Analysis. Springer Verlag, Berlin—Göttingen—Heidelberg, 1—296.
- REINECK, H. E. — SINGH, I. B. 1973: Depositional sedimentary environments, Amsterdam, Elsevier, 439.
- REINECK, H. E. — WUNDERLICH, F. 1968: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology, 11, Amsterdam, 99—104.
- ROBSON, D. A. 1956: A sedimentary study of the Fell sandstones of the Coquet Valley Northumberland. J. Geol. Soc. 112, London—Edinburg, 241—262.
- SELLEY, R. C. 1972: Ancient sedimentary environments. 2nd edition, Chapman and Hall LTD, London, 1—237.
- SHIBATA, T. 1962: Geology of the Sendai and Nanakila-Sanbongi Areas. Sci Rep. Tohoku Univ. Sendai, Ser. 2, 34, 3, 239—301.
- SCHWARZ, R. 1940: Příspěvek ku geologii okolí Plachtinců. Věstník geol. Úst. pro Čechy a Moravu, 16, 2—3, Praha, 112—118.
- SLAVÍK, J. 1959: Petrografické výsledky pre úkol „Přehledný výskum terciéru pro generální mapu ČSR. list Lučenec“. Manuskript. Zpráva Ústavu pro výzkum uhelných ložisek, Praha.
- SLAVÍKOVÁ, K. — SLAVÍK, J. 1957—1958: Litologický, petrografický a mikrobiostratigrafický výskum „Jihoslovenské uhelné pánve“. Manuskript—Ústav pro průzkum uhelných ložisek, Praha.
- STRAATEN, L. M. J. U. van 1959: Minor structures of some recent littoral and neritic sediments. Geol. en Mijnb. Den Haag (nw. ser.) 21, 177—216.
- STRAUSZ, L. 1934: Adatok az Ipolyvölgy vidékének geológiájához. Föld. Közl., 54, 1, Budapest, 71—87.
- TEGDI-ROTH, L. 1891: Mediterran kövületek Felső Esztergályról. Föld. Közl., 21, 4—5, Budapest, 119.

- Van DER LINDEN, W. J. M. 1963: Sedimentary structures and facies of some molasse deposits. *Geologica Ultraiectina*, 12, Utrecht, 1—42.
- VASS, D. 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny v miocéne (Kandidátska práca) Manuskript—Knížnica Geol. laboratória SAV, Bratislava.
- VASS, D. 1971: Sedimentological characterization of Plášťovce beds (Southern Slovakia). *Geol. Zborn. (Geologica carpatica)*, 22, 1, Bratislava, 25—47.
- VASS, D. et al. 1964: Záverečná správa o geol. výskumoch spojených s edíciou geolog. máp 1 : 50 000 list Vinica. Geofond, Bratislava.
- VASS, D. — TOMÁŠEK, B. 1963: Elevácia predterciérneho podložja pri Šahách. *Geol. Práce. Správy* 27, Bratislava 89—102.
- VASS, D. 1969: Contribution to information on paleogeography of Ipeľ—Rimava basin by means of analysis of basin filling. *Zborn. geol. Vied, Západné Karpaty* 11, Bratislava, 182—201.
- VASS, D. — MARKOVÁ, M. — FUSÁN, O. 1968: Dependence of the development of Tertiary basins in the inner side of the West Carpathian arch upon the structure of the substratum. *Geol. Práce. Správy* 44—45. Bratislava, 137—147.
- WURSTER, P. 1964: Delta sedimentation in the German Keuper basin. In: *Development in sedimentology*, 1. (Deltaic and shallow marine deposits). Amsterdam, London, New York, Elsevier, 436—446.

Dionýz Vass

The Príbelce formation, its sedimentary structures and origin

Summary of the Slovak text

In the Southern Slovakia, along the northern border of the Ipeľ basin outcrops the Príbelce formation overlain by the volcanic sedimentary complex of the Krupinská vrchovina Mts. It is a sedimentary formation composed mainly of the Lower Badenian sands. (Čechovič and Vass 1962, p. 170—174). The sands are rich in sedimentary structures produced by currents. The structures are the main topic of this paper. The study of the structures and of other paleofacial features facilitates genetic evaluation of the Príbelce formation.

Bedding in the Príbelce formation

Cross-bedding. It is the most frequent sedimentary structure of the Príbelce formation. Using Allen's classification of cross-stratified units (Allen 1963), I have distinguished 5 kinds of cross-stratification. All of them are lithologically heterogeneous: inside a cross-stratified set are clay, silt or microconglomerate laminae.

Alpha-cross-stratification is represented by solitary sets, large in scale (height > 5 cm); the lower bounding surface is planar, but non-erosional (I, fig. 1, III, fig. 1).

Epsilon-cross-stratification was found as solitary sets, large in scale, the lower bounding surface being planar and erosional. The cross-strata are lithologically heterogeneous in the different ways:

- a) Laminae or layers are graded — normal or inverse grading is present.
- b) Predominant sandy laminae alternate with continuous or discontinuous (the same type is figured by Allen 1963, p. 102, fig. 3D) silt to clay laminae.
- c) Sandy laminae alternate with silt to clay and microconglomeratic layers (II, fig. 1).

Omicron-cross-stratification is made up of grouped largescale sets with planar, erosional lower bounding surface. The first difference from Allen's description is the lithologic heterogeneity. The second is the presence of an intermittent pelitic layer between the sets which, when traced upcurrent, after certain distance joins the overlying set (Pl. II, fig. 2, Text-fig. 14).

Pi-cross-stratification is formed by interfering grouped sets that are large in scale with a scoop-shaped underlying surface. The cross-strata are discordant to the lower surface (IV, fig. 1).

Eta (theta)-cross-stratification is represented by solitary sets, large in scale. The lower bounding surface is erosional and scoope-shaped. Cross-strata are discordant to the lower surface (all the mentioned features correspond to the theta-stratification) but lithologically heterogeneous (a feature of the eta-stratification).

The size parameters of all cross-stratifications studied are in the table 1, their frequency on localities is in the table 2 (both tables in the Slovak text). From the genetical point of view the important feature of the cross-stratification in the Príbelce formation is its lithologic heterogeneity. It may be caused by:

1. lithologic heterogeneity of the source area;
2. current fluctuation;
3. synsedimentary volcanic activity causing a temporary fine ash fall. The ash oversaturated the water suspension so that the currents were not able to wash it out and fine ash was deposited in the sand sedimentation area.

All the types of cross-stratification described and ripples or sand bands which in the fossil state exhibit crossbedding could be generated in the shallow-water environments (river, estuary, delta, tidal flat, beach, shallows just off beach environments. The omicron-cross-stratification could also be generated in depth, many times the ripple height (Allen 1963, p. 101, 103, 104, 108, 110, Harms and Fahnestock 1965, p. 102, Coleman and Gagliano 1965, p. 143, 145, 147, Gubler et al. 1966, p. 71, 73, Botvinkina 1962, p. 254, 256—257).

Lenticular bedding is a particular cross-bedding. In the Príbelce formation are present lenticular beddings of both principal kinds: single lenses and connected lenses (Reineck and Wunderlich 1968, p. 102, or Reineck and Singh 1973, p. 100, 101). Both structures have been found in a gorge W of Veľký Krtíš (loc. 166). Moreover, the lenticular bedding with single lenses is present in the lower part of the ski-like megaflaser (fig. 16). The sizes of lenses are in the table 3 in the Slovak text.

Lenticular bedding is produced when incomplete sand ripples are formed on a muddy substratum and immediately after the formation are covered by the next muddy layer. Muddy sedimentation in the slack water prevails over the sand sedimentation in current. In the particular case of the Príbelce formation, the synsedimentary volcanic activity could be responsible for a temporary fall of fine ash and for the formation of muddy layers.

The lenticular bedding has been described from the delta sediments (Coleman and Gagliano 1965), and from the lake bottom sediments (Coleman 1966, both references ex Reineck and Singh 1973, p. 102).

Flaser bedding and wavy beddings are ripple forms of bedding with mud streaks-flasers preserved particularly in ripple troughs (Reineck and Wunderlich 1968, p. 100). In the Príbelce formation there are three types of flaser bedding: simple, bifurcated and wavy flaser bedding (IX, fig. 1, 2). The last type has been found in the association with ski-like megaflasers and wavy bedding (the clay layers with a wavy base and a flat top).

The flaser and wavy beddings originated under the conditions of the alternating periods of

current activity and periods of quiescence. In the case of the Příbelce formation, perhaps, the temporary fall of fine volcanic ash played an important role.

The principal environment of flaser and wavy beddings formation are the subtidal and intertidal zones (Reineck 1963, Hantzschel 1963, Van Straaten 1954, all references from Reineck and Singh 1973, p. 101).

Bedding of the megaflaser type. Megaflaser bedding is morphologically similar to the flaser bedding, but megaflasers are larger in size. They are generated and associated with the megaripples (Van der Linden 1963, p. 30). In the Příbelce formation two megaflaser type beddings were identified.

a) Megaflasers filling up the megaripples troughs i.e. the true megaflasers or trough-megaflasers (because of the trough-like form of the megaflaser at the section perpendicular to the megaripple-crest axis).

b) Megaflasers covering the lee side and foreland of the megaripples — the ski-like megaflasers (because of the ski-like form at the section perpendicular to the megaripple-crest axis).

True or trough megaflasers were found in the sand pit near Stredné Plachtince. They are associated with pi-cross-stratification, formed by clay or silt and they are identical with the Van der Linden's megaflasers, but their lower surface may be erosional.

Other megaflasers from the same locality differ from Van der Linden's megaflasers by their intricate internal structure. They are 2—3 cm thick. The megaflaser pictured on the pl. VII, fig. 1; text-fig. 15 is composed of three thin layers: the lower lamina (0,3 cm) of pelite, the middle cross-stratified layer (1 cm, it is the epsilon-cross-stratification; sand and silt alternate), and the upper layer of pelite (1—2 cm) with a wavy base and flat top (wavy bedding).

The ski-like megaflasers are in general silty or clayey, 3—5 cm thick, also with the internal structure (text-fig. 14). Under the base of the megaflasers the wavy flaser bedding was identified (IX, fig. 1, 2); in the basal part of the megaflasers themselves, the lenticular bedding was identified (text-fig. 16). Upward the megaripple lee side the megaflasers split or become thinner; in the trough they become thicker, extending downcurrent as a horizontal layer. Beneath the horizontal part of the megaflasers the bedding of the sand is obscured, or displays the features of backward dipping cross-bedding (fig. 1).

Similar structures were described by Van der Linden (1963, p. 22, 23) but he did not call them megaflasers. In the cross-stratified sandy strata interpreted as fossilised giant ripples, he found thin silty layers dividing the cross-stratified set into several units.

The origin of trough megaflasers with internal structure may be interpreted as follows: the current generating a megaripple fell down. Under the slack water conditions the mud lamina „a“ (text-fig. 15) settled. Later on, under the flow conditions a small ripple-bedding was generated (layer „b“). Finally, in the slack water a pelitic layer, wavy at the base, was created (the layer „c“). The quiescent period of megaflaser formation was interrupted by the current (wave activity) intervention, followed by formation of a new generation of the megaripples. The creation of the small ripples analogous to bedding in the layer „b“ but formed exclusively in the erosional troughs—the ripple scour structure — was described by Potter and Glass 1958, in Allen 1968, p. 123). Similar small ripples at the base of giant ripples were described by Van der Linden (1963, p. 22, 23).

The origin of the ski-like megaflasers may be interpreted (see the fig. 1) by falling down of the current responsible for the formation of megaripples and smaller back flow ripples (fig. 1/I). The migration of megaripple stopped. On the lee side and in the foreland of the megaripple, under the conditions of fluctuating and faint current the small ripples formed, which appear in the fossil state as the flaser and lenticular beddings. The influence of the

faint current decreased gradually and the sedimentation of mud prevailed (fig. 1/II). The new current intervention ceased the formation of the megaflaser, and both, the megaflaser and the megaripple of an older generation were superimposed by a new megaripple generation, which appear in fossil state as a continuation of the first ripple generation (fig. 1/III).

Van der Linden (1963, p. 22, 23) explains in a similar way the origin of the silt layers dividing megaripples bedding into several units, except one substantial difference: the formation of each silt layer was preceded by erosion.

For the ancient trough megaflasers the origin in a shallow, near-shore environment is suggested (shore bars, wave built terraces — Van der Linden 1963, p. 33, 36). The megaflasers with internal structure from the Příbelce formation were created in the same environment.

The fossil megaripples with the pelitic intermittent layers, similar to ski-like megaflasers, originated, according to Van der Linden (1963, p. 36) at the delta front or at the river fan front.

The ski-like megaflasers from Horné Příbelce and Horné Plachtince had to originate in sufficiently deep water to produce megaripples as high as 50—100 cm. Contrary to Van der Linden's megaripples with silt intermittent layers, they originated in shore-bar and wave-built terrace environments.

The trough megaflasers from the sand pit Stredné Plachtince are associated with pi-cross-stratification, that is a product of the back-flow in a giant ripple front. They were generated in the same environments as the giant ripples (see below), but the presence of megaflasers documents the fluctuation of back-flow.

Bedding of giant ripples. The giant ripples were found in sand — pit near Stredné Plachtince. They form a coset of four megaripples at least. The height of sets varies from 0,5 to 4,5 m. The lower bounding surface of the lowermost set is covered by debris and is not visible; the lower surfaces of two other sets are planar, but slightly dipping, erosional, and sharp. The cross strata are lithologically heterogeneous (sand and microconglomerate) and some of them are slightly deformed. In the down-current direction the giant ripples change abruptly into a coset of the pi-cross-stratification, smaller in size. The dip of cross laminae is opposite to the dip of the giant ripple cross-strata.

The giant ripples formed in relatively deeper zones of shallow marine environments, or in larger rivers. They were not found in tidal or intertidal zones. The fossil giant ripples in the molasse of Switzerland were described by Van der Linden (1963, p. 22—25, 32—33). A part of them were interpreted as river delta deposits, the other part as the wave-built terraces in the near shore environments. It seems that the giant ripples in Stredné Plachtince are relicts of a river delta front.

Intraformational conglomerates and breccias. They are composed exclusively of fine-grained tuff and or tuffaceous pelite fragments in a sandy matrix. Both, the fragments and the matrix are derived from the Příbelce formation alone. Intraformational conglomerates and breccias fill up the erosional channels in the Příbelce formation deposits and they never associate with current structures.

The fine-grained friable intraformational conglomerates are composed of flat semirounded pebbles (VI, fig. 2) in a sandy matrix of an unsupported framework. They exhibit a fabric with marked alignment oriented planparallel to bedding (VII, fig. 2).

Intraformational breccias are composed of flat and isometric fragments of tuffaceous pelite in a sandy matrix of an unsupported framework.

Some features of intraformational breccias are the same as those of debris flows described by Fischer (1971, p. 919) and Hamptom (1972, p. 781):

- a) fabric with alignment oriented roughly parallel to bedding,
- b) inverse grading,
- c) unsupported framework,
- d) poor sorting and strongly bimodal grain-size distribution (large fragments in a sandy matrix),
- e) size of fragments is in the category: pebble-cobble.

Features a), c), d) are common for intraformational conglomerates too.

On the other side, debris flows as described by Fischer (1. c.) and Hampon (1. c.) usually overlay beds with slight erosion, forming plate-shaped bodies.

It seems, that debris flows of the Příbelce formation moved down the relatively steep slope with sufficient speed and energy to erode the substratum. It is proved particularly by the intraformational origin of the fragments, by filling of the erosional channels and irregular shape of their deposits. The alignment approximately parallel to bedding and the slight or no rounding indicate that the debris flows behave as a highly concentrated dispersion (non-Newtonian dispersion, Fischer 1971, p. 916—918). The sedimentary rocks which supplied the fragments had to be consolidated before disturbance because they show no plastic deformation.

Intraformational breccias were described from the ancient delta deposits by Wurster (1965, p. 439).

Extraformational gravels are composed almost entirely of pebbles of pre-Tertiary rocks. Their petrographic composition is given in the table 6 of the Slovak text. The gravels are fine-grained. There are two kinds of gravel bedding:

a) indistinct bedding with poor pebble segregation; gravels fill up the erosional channels, forming lenticular bodies; according to Clifton's genetical diagram (Clifton 1973, fig. 5, p. 182) they project into the field of alluvial gravel (fig. 2);

b) distinct and regular bedding; pebbles are well segregated; gravels form flat and distinct bodies; in Clifton's diagram they project into the field of wave-worked gravel (fig. 2).

The source rocks of pebbles are present in the substratum of the volcano-sedimentary complex of the Krupinská vrchovina Mts north of the recent Příbelce formation exposures.

Deformation structures

3 types of synsedimentary deformations have been found in the Příbelce formation.

Load casts. Loadcasting is visible on both, the upper and lower surfaces of clay layers (fig. 3, 4, compare Shibata 1962, p. 275, Vass 1971, p. 40). In some cases the flame structure was generated (fig. 6).

Slump structures. Two types of slump-structures have been identified.

a) Pull-apart structures came to the existence by a desintegration of originally continuous thin layers of clay or silt inside sand. The desintegration was caused by sliding of unconsolidated deposits downward the paleoslope (incoherent sliding of Dzulynski and Walton 1965, p. 191). The fragments of desintegrated clay or silt layers are slightly elongated (elongation index 3—4) forming the alignment oriented parallel to bedding. Extremely elongated fragments (elongation index 12 and 27) were formed by loadcasting (compare Shibata 1962, p. 276, Vass 1971, p. 41).

b) Slump folds are rare in the Příbelce formation. They are formed by clay layers (fig. 7); or both, the layers of sand and silt-clay layers are deformed in folds (fig. 8).

The slump deformation could result from sliding on the megaripples, giant ripples or sand-bar slopes. Initial forms of sliding, i. e. the wave-bent laminae of cross-stratification, are rather common in the Příbelce formation. The impulse for sliding could be the tectonic

unstability of the region, that was situated at the periphery of an active volcanic zone.

Deformed cross-stratification According to intensity of cross-strata deformation, two types were distinguished:

a) The wave-bent cross-laminae were observed in the large scale cross-stratification of the alpha and omicron types (the height of sets about 50 cm, laminae dipping 25—30°), Laminae are wave-bent in the upper part of the set or both, in the upper and lower parts of the set (V, fig. 2, IV, fig. 2, V, fig. 1). The structure could be caused by a stability breakdown on the megaripple (or other sand form) slope. The breakdown was probably provoked by washing due to currents or waves (McKee et al. 1962, p. D1 56).

b) The folded cross-stratification. The recumbent folds (VI, fig. 1) were generated by the overriding force or mass (McKee et al. 1962, p. D. 156—D 199) represented probably by a mass of water, a slow sediment-mass movement (Coleman and Gagliano 1965, p. 145) or water oversaturated by sand (Robson 1965, p. 251). The deforming force acted in the direction of the cross-laminae dip. The monoclinical folds (X, fig. 1, 2) were formed by the deforming force acting in the direction opposite to the cross-laminae dip (McKee and Bigarella 1972, p. 676) and by escape of the air and/or water from the unconsolidated sediment.

The recumbent folding of cross-stratification is very common in delta front sediments, particularly at the distal bars of distributary channels and at the subaqueous levels of channels (Coleman and Gagliano 1965, p. 143—145, tab. 1 on the p. 147). Very similar monoclinical folds as those found in the Príbelce formation were described by McKee and Bigarella (1972, p. 677, fig. 3f) from the Lagôa dune field, Santa Catarina, Brazil.

Paleocurrent system

The orientation of cross-strata dips implies that the Príbelce formation arose under the influence of two current systems: one operating from the S, SW, SE (or from E) and the second operating approximately from the opposite side (from the NW, N, NE see fig. 12). The majority of cross-strata correspond to the first current system. In spite of this fact, other collected sedimentological data indicate that the second current system was the decisive agent for supply and transport of clastic material. This conclusion is supported particularly by the following observations:

a) Almost all cross-stratified sets dipping southward (SW, SE-ward) are of a large scale, and particularly in the Stredné Plachtince sand pit they are many times larger than the standard sets dipping northward (NW, NE, E-ward).

b) Gravels of the Príbelce formation are composed mainly of Triassic quartzite pebbles that were brought from the North (see the paragraph concerning the extraformation gravels).

The paleocurrent system operating from the South (SW, SE) was not responsible for the transport of detritic material. It corresponds to currents of shallow, near-shore marine environments, or to wave activity acting shore-ward. The detritic material brought from the North was reworked by the current (waves); it formed bars, wave-built terraces, or barrier complexes. It is well known from the recent and ancient examples, that the cross-strata of bars, delta front sediments, and wave-built terraces dip shore-ward (McKee and Stewart 1961, Lodvigenko and Rezimov 1965, p. 269, Van der Graaf 1972, Johansson 1965, Van der Linden 1963, Allen 1964).

Sedimentary environments

Sedimentary structures found in the Príbelce formation are commonly known in recent and ancient continental and shallow marine environments. Only few of them are of the

deep-water origin (table 8). Majority of the structures described are present in the river delta sediments, particularly in the delta front sediments. Many of the structures are present in the marine near-shore sediments as there are bars, wave-built terraces, and barrier complexes. Two bedding types, the epsilon cross-stratification and flaser bedding, have been found mainly or exclusively on the tidal flats, in the river mouths, or on the beaches with tidal activity. However, other structures characteristic of the tidal environment are missing in the Pribelce formation (herring-bone cross-stratification, mud-cracks, chaotic pattern of cross-stratification, compare Selley 1972, p. 221). Perhaps the flaser bedding could also be generated in the shallow-marine environment without tidal activity, particularly at the periphery of an active volcanic zone where fine volcanic material could be deposited.

Other facial features indicating the shallow-marine origin are:

- a) the presence of marine fauna; though rare, it was found at some localities.
- b) the paleocurrent system operating shore-ward.
- c) the general orientation of sand bodies approximately parallel to the paleoshore.
- d) a lateral change in facies: sand and pure-marine organic Algee limestones.

On the other hand, some facial features indicate the influence of river:

a) a reduced quantity of marine fauna. It is well known, that faunal populations in the region near the river mouth are markedly reduced in comparison with the average density in other near-shore regions (Laagij and Kopstein 1964).

b) The giant ripple cropping out in the Stredné Plachtince sand pit indicates supply of clastic material from the land, so it is a structure of the river delta front.

c) Some gravel bodies have the features of river gravel.

The listed facial features imply, that the Pribelce formation represents a variegated sedimentary complex of ancient river delta and adjacent shallow-marine regions (fig. 13).

A very close ancient analogue of the Pribelce formation is the delta-shallow-marine complex of the upper marine molasse, Neogene in age, of the Alpine fore-deep in Switzerland, the region Sense-Schwarzwasser near Bern (Van der Linden 1963). The common features are as follows:

- similar or the same sedimentary structures (giant ripples, megaflaser bedding);
- biofacial features (rare marine fauna, presence of shark-teeth);
- offlapping or overlapping marine and river sediments. However, there are two features distinguishing these two formations:
 - molasse of Switzerland is a part of the fore-deep fill. On the other hand the Pribelce formation is a part of inner molasse (back deeps);
 - sedimentary supply of Switzerland molasse was from the rising Alps. The Pribelce formation was supplied partly by clastic material coming from the rising Carpathians, partly from young volcanic deposits and synsedimentary volcanic activity.

Both formations differ from many recent delta deposits (Mississippi, Orinoco, Niger, Colorado) in different climate, different stage of orogenic development (see also Van der Linden 1963, p. 39), but also in a different river type. The rivers descending from the Alps during the Neogene period and the rivers discharging into the Badenian sea of Southern Slovakia were relatively smaller and many times shorter than the above mentioned recent rivers.

Some structures of the Pribelce formation (deformation structures, particularly the slumps and folded cross-stratification, the debris flow deposits) may be taken for proofs of synsedimentary tectonic, particularly seismic, activity. It is in a good agreement with the synsedimentary volcanic activity as mentioned above.

Translated by the author.

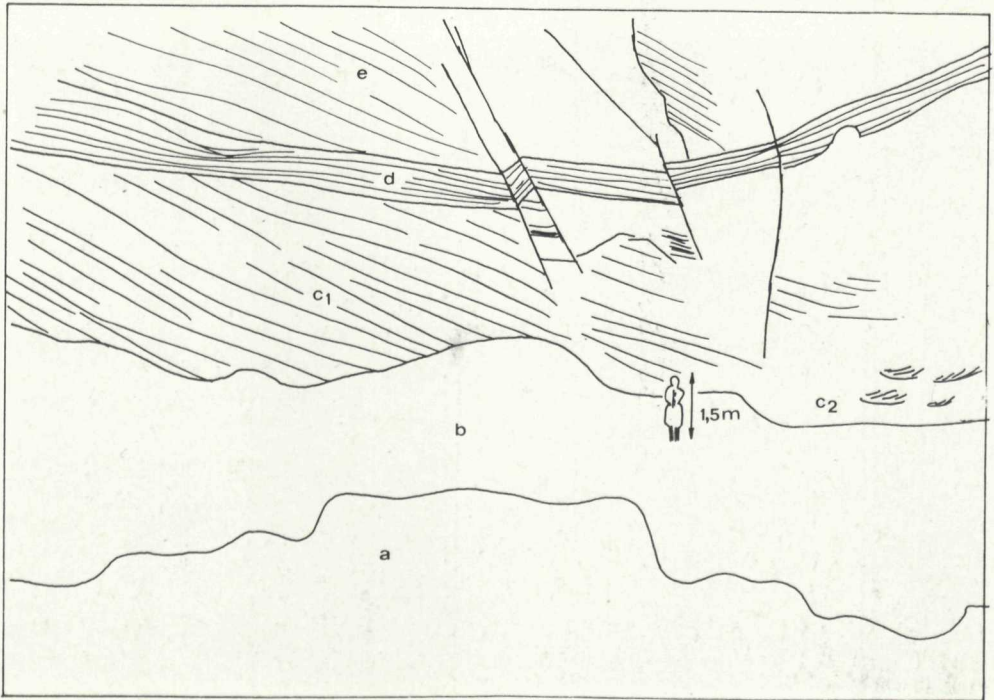
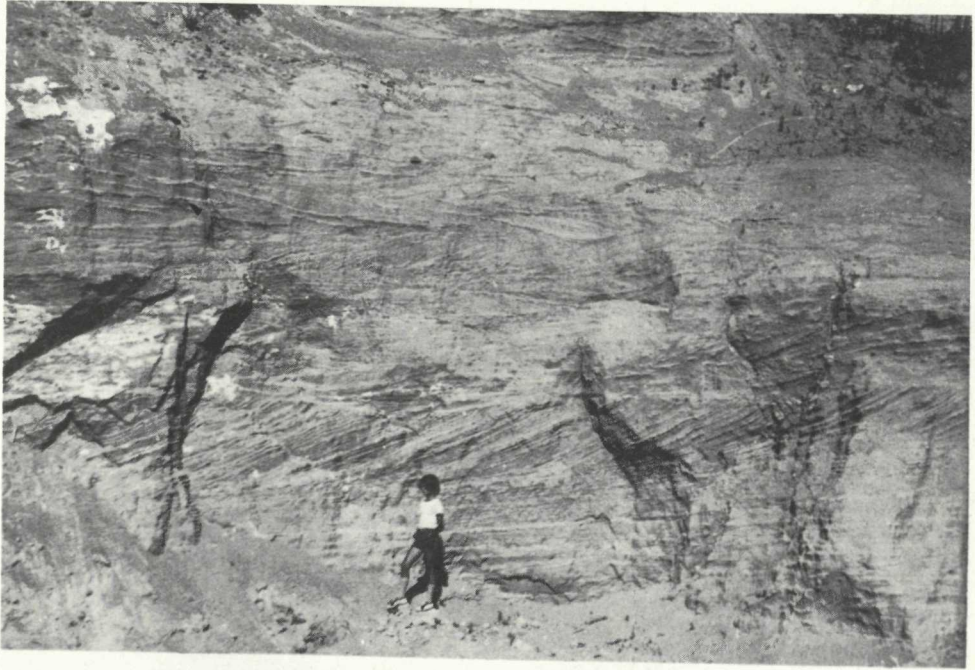
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
TABULKY I — X
PLATES I — X

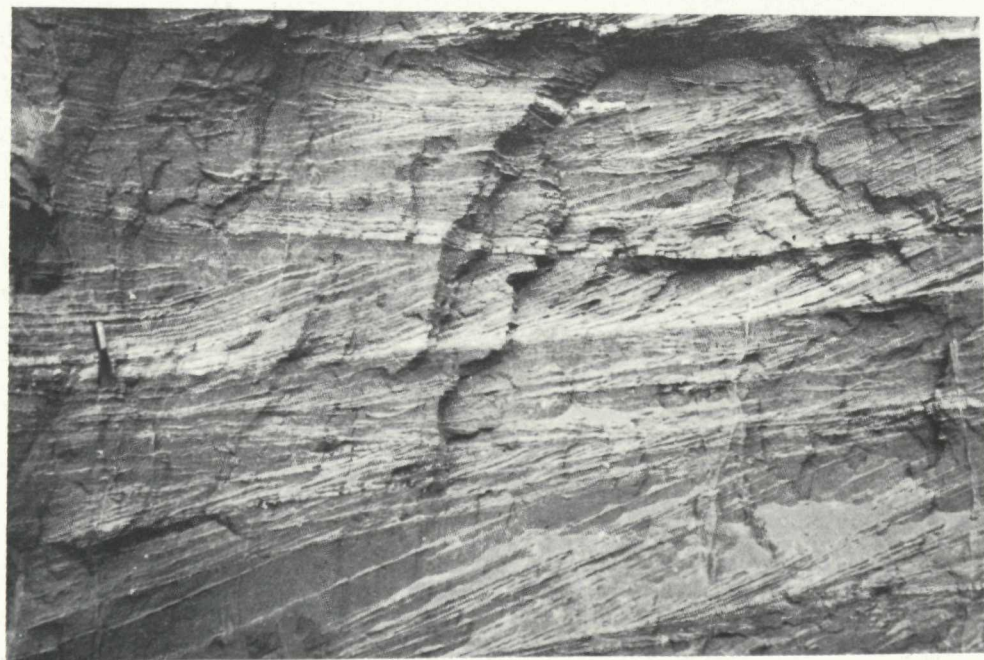
PHOTOGRAPHY

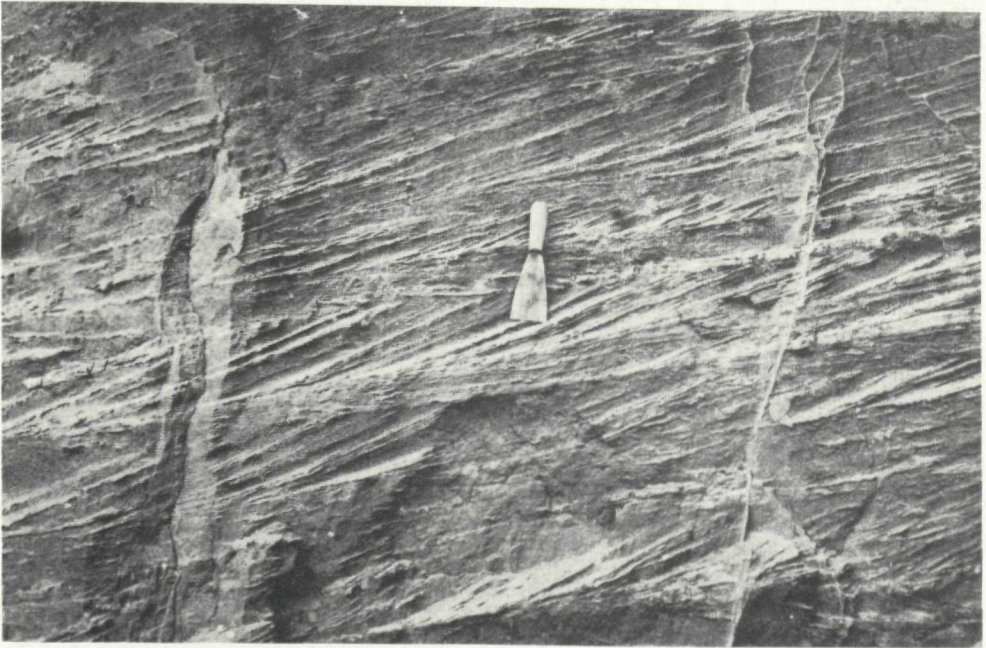
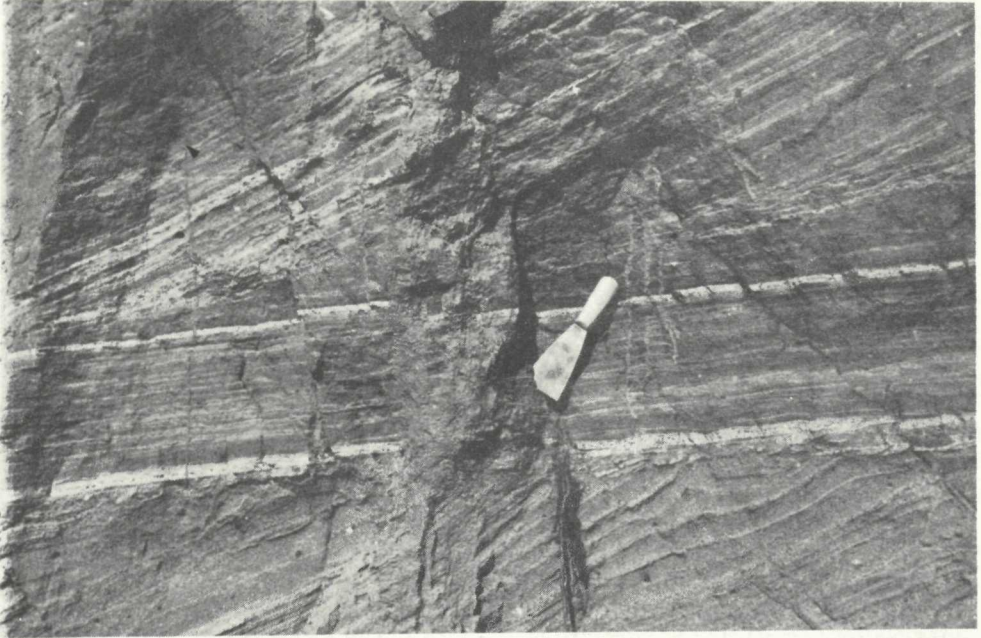
TABLE

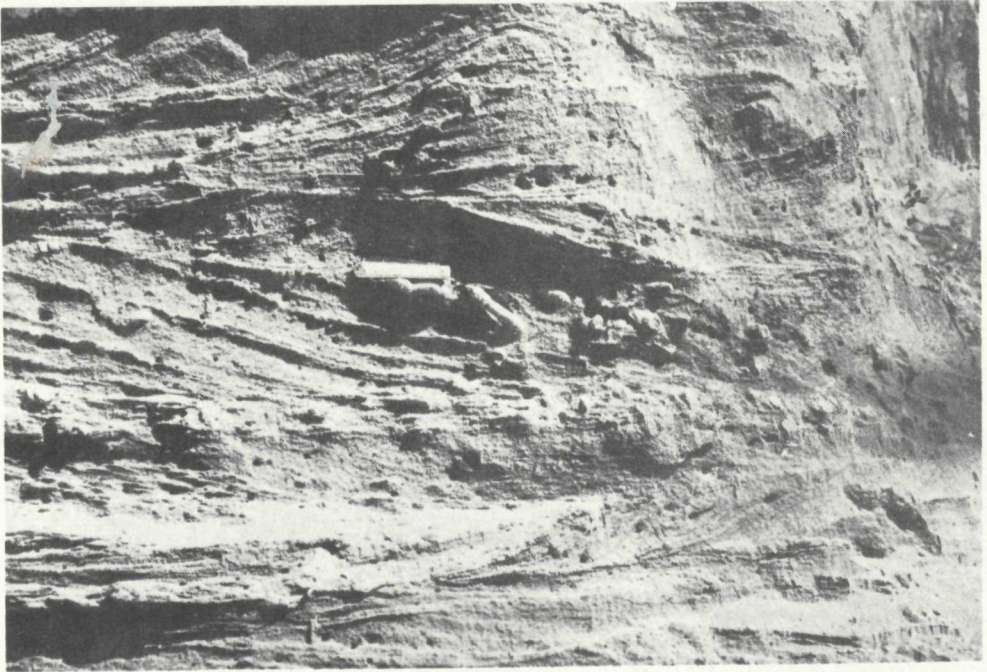
PLATE

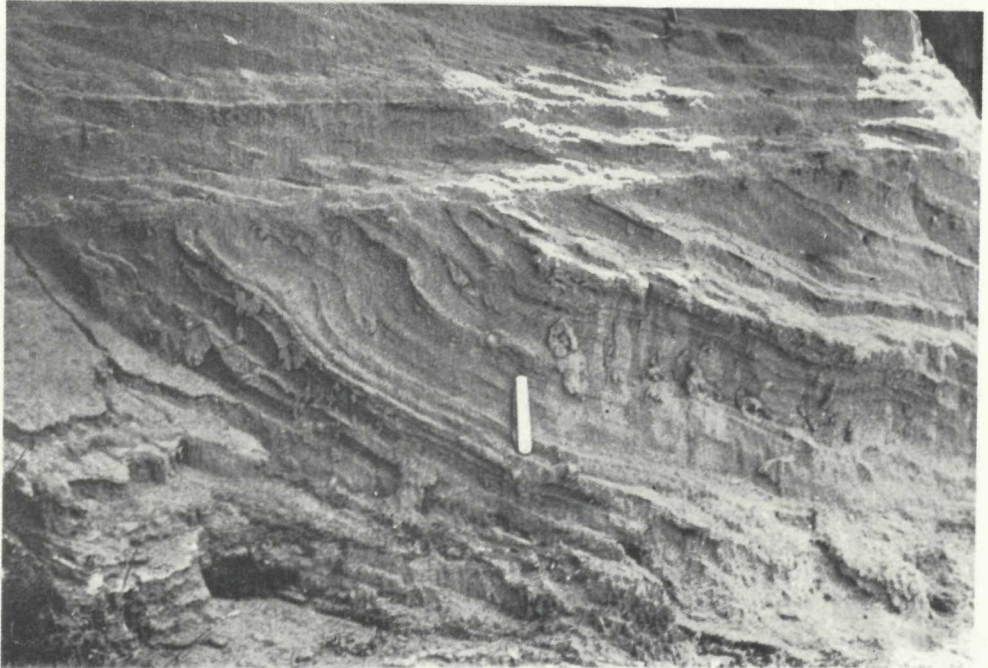
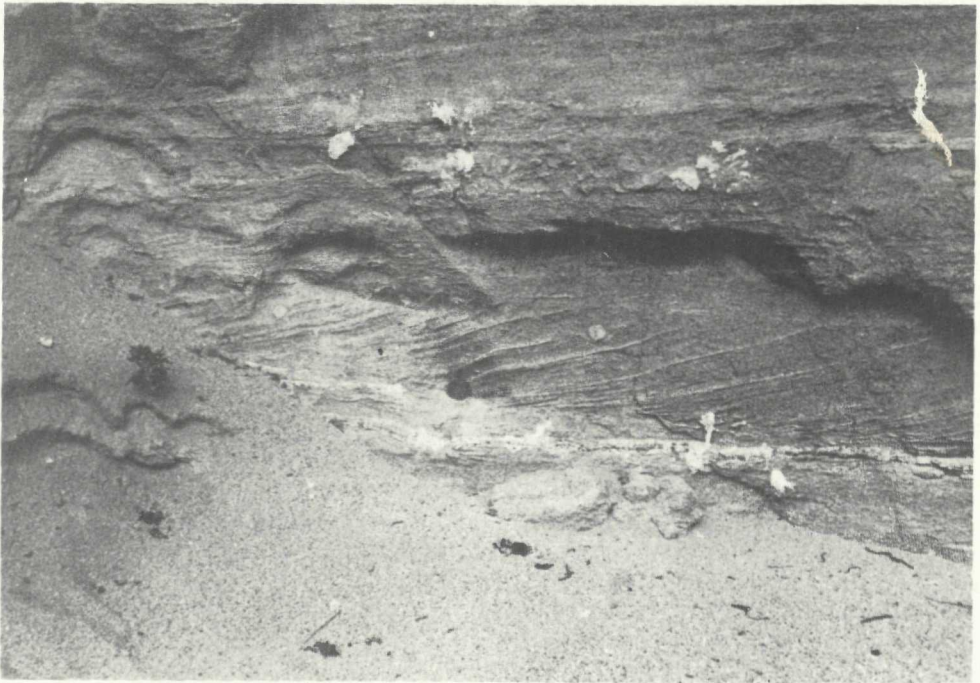
[The remainder of the page contains extremely faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the document. The text is too light to transcribe accurately.]

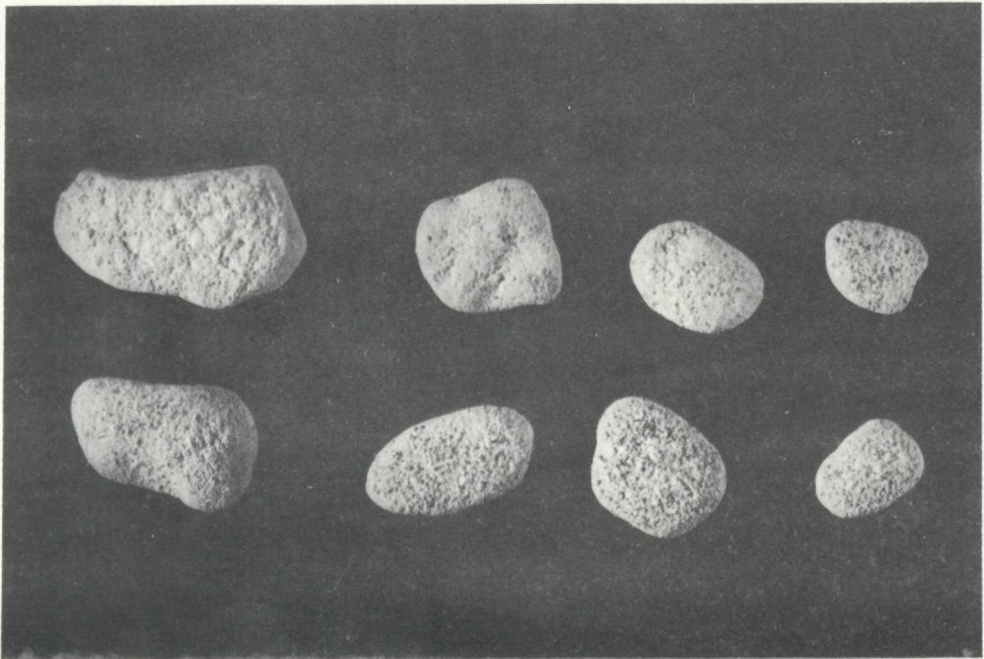
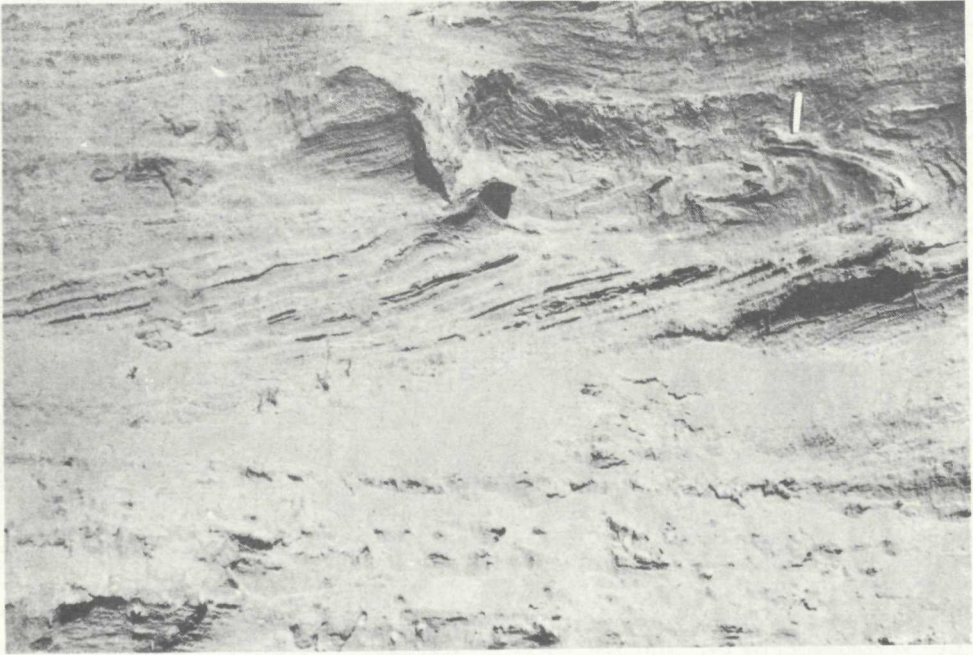


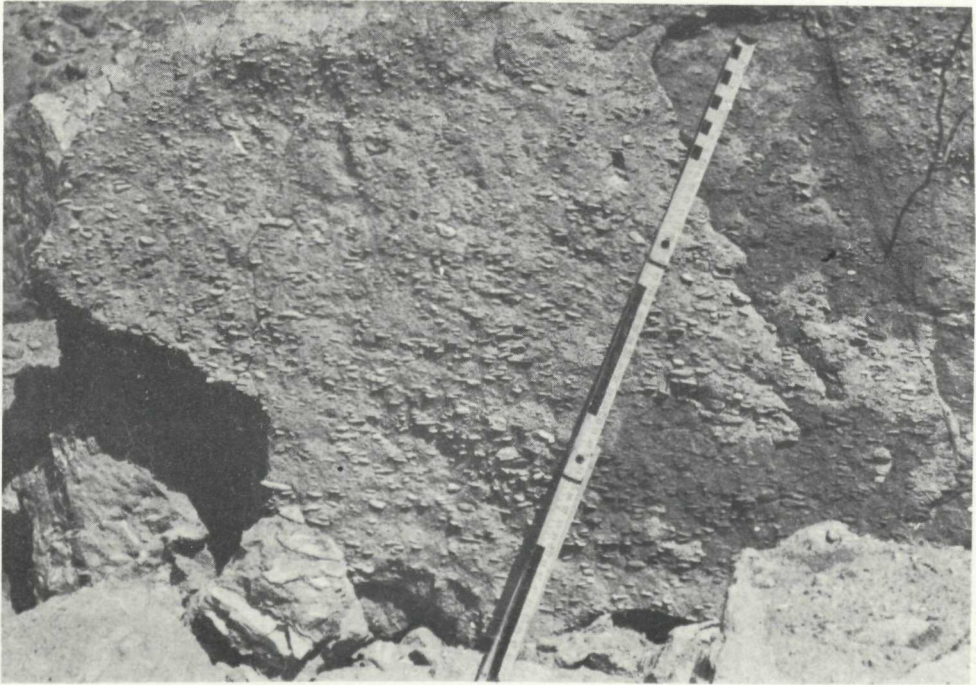


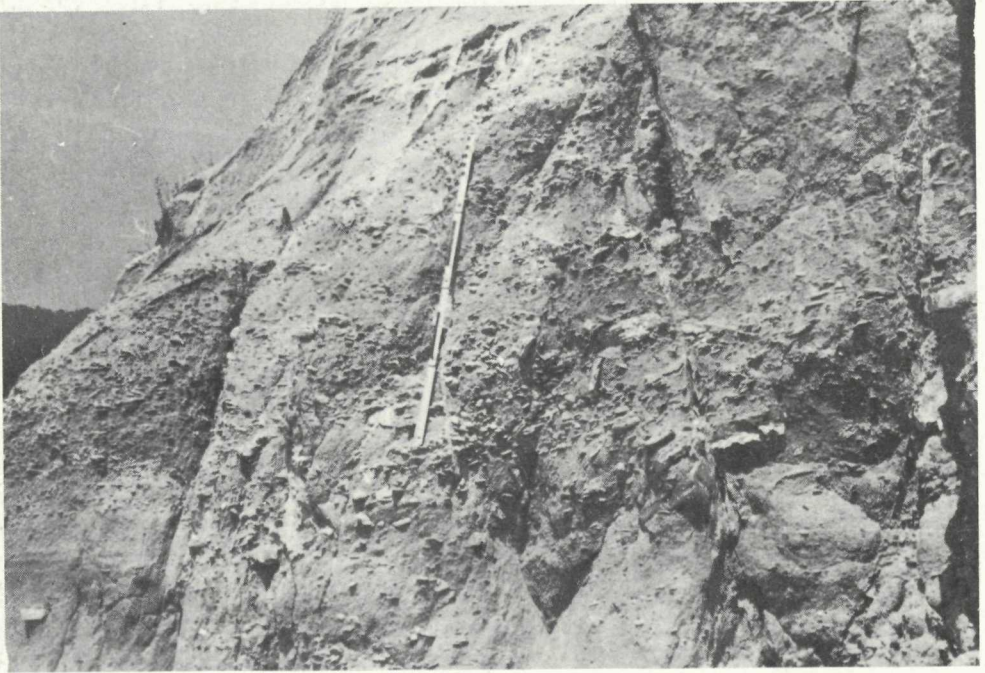


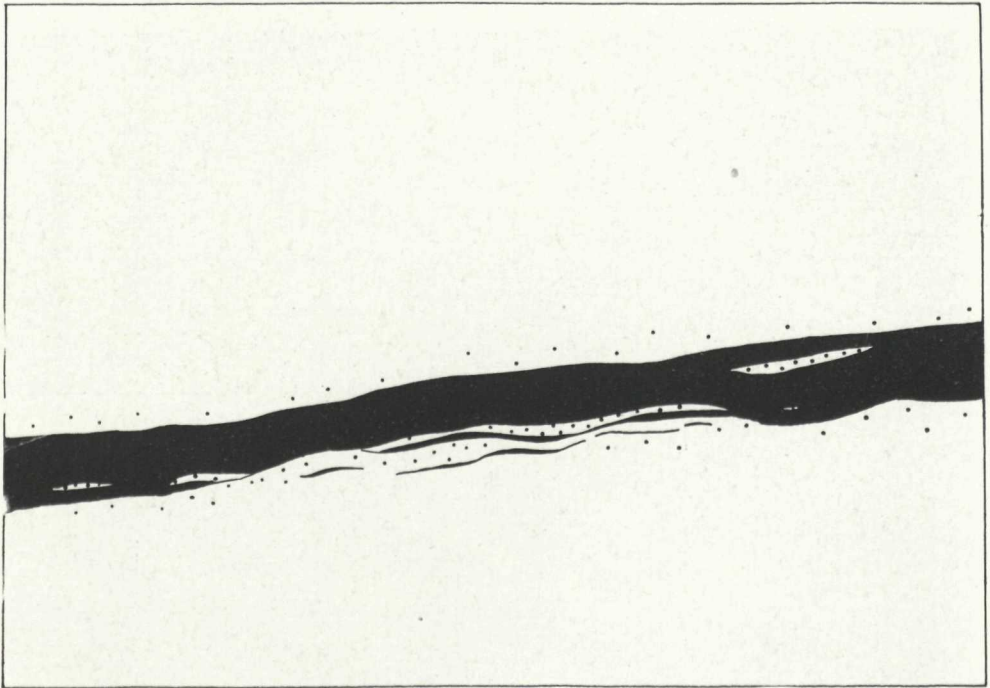














Vysvetlivky k tabuľkám I — X na kriede

I, obr. 1

Šikmé zvrstvenie alfa. Výška detskej postavy 150 cm, Stredné Plachtince, pieskovňa, spodný obzor.

I, obr. 2

Vľavo a uprostred obria čerina (c_1 , d, e). Vpravo od detskej postavy súbory šikmého zvrstvenia *pi* vytvorené účinkom spätných prúdov (c_2). Suť (b), podložný komplex šikmého zvrstvenia (e). Výška detskej postavy 150 cm, Stredné Plachtince, pieskovňa, vrchný obzor.

II, obr. 1

Šikmé zvrstvenie epsilon s trojkomponentnou litológiou. Vo zvrstvení sa striedajú vrstvy piesku, štrku a laminky siltu až ílu. Dĺžka kladiva 55 cm. Horné Strháre, pieskovňa.

II, obr. 2

Šikmé zvrstvenie omikron s klinovým tvarom zväzkov. Bazálne švy dvoch prostredných zväzkov sú „vystlaté“ pelitickou vrstvičkou, ktorá sa po istej vzdialenosti vkladá do zväzku šikmého zvrstvenia. Je to prechodný typ zvrstvenia k megafliaserovému zvrstveniu. Lopatka 24 cm. Horné Príbelce, pieskovňa.

III, obr. 1

Spodná časť zvrstvenia alfa (vrchná časť obrázku), upozorňujeme na neerózny charakter bazálneho švu. Horizontálna laminácia (prostredná časť obrázku). Erodovaný zväzok šikmého zvrstvenia s vrásovými deformáciami typu monoklinálna vrása (spodná časť obrázku). Lopatka 24 cm. Horné Príbelce, pieskovňa.

III, obr. 2

Zvrstvenie omikron. Zväzky majú plochoklinový a tabuľovitý tvar, lopatka 24 cm. Pieskovňa Horné Príbelce.

IV, obr. 1

Zvrstvenie *pi*, alebo korytové šikmé zvrstvenie. Zvrstvenie sa nachádza v čele obrej čeriny v pieskovni Stredné Plachtince. Upozorňujeme na rúrkové útvary organogénneho pôvodu vľavo od nožika. Nožik 10 cm. Pieskovňa Stredné Plachtince.

IV, obr. 2

Zvlnená pelitická laminka v zväzku šikmého zvrstvenia. V dolnej časti obrázku náznaky flaserového zvrstvenia. Priemer mince 22 mm. Pieskovňa v Horných Príbelciach.

V, obr. 1

Zvlnené laminky šikmého zvrstvenia alfa. Priemer mince 22 mm. Pieskovňa v Stredných Plachtinciach.

V, obr. 2

Zvlnené laminy šikmého zvrstvenia. Deformácia postihla zvlášť vrchnú časť zväzku. Dĺžka vreckového nožika 10 cm. Pieskovňa v Stredných Plachtinciach.

VI, obr. 1

Celkový pohľad na vrásovú deformáciu šikmého zvrstvenia. Na obrázku vidno, že vrchná časť zväzku bola deformovaná do tvaru ležatej vrásky a v spodnej časti zväzku sú laminy zvlnené. Zvlnené boli mladšie laminy ako laminy ohnuté do tvaru vrásky. Vreckový nožik 10 cm.

VI, obr. 2

Tvar plochých valúnikov z intraformačných konglomerátov príbelských vrstiev. Valúniky sú z ílovcov a pochádzajú priamo z príbelských vrstiev. Roklina z. od Veľkého Krtíša (dok. bod 158).

VII, obr. 1

Megaflaserové zvrstvenie vytvorené korytovito ohnutou pelitickou vrstvičkou uprostred piesčitých, šikmozvrstvených vrstiev. Nožík 10 cm. Pieskovňa v Stredných Plachtinciach.

VII, obr. 2

Intraformačné konglomeráty v pieskovni pri Čebovciach (dok. bod 35). Ploché valúny majú planparalelnú orientáciu. Dĺžka ceruzky 12 cm.

VIII, obr. 1

Intraformačné brekcie: fragmenty ílovcov resp. tufitických ílovcov utopené v piesčitej matrix. Báza brekciovitých telies je nerovná, vyplňajú erózne kanály. Náznaky laminárneho usporiadania fragmentov. Pieskovňa pri Čebovciach (dok. bod 35).

VIII, obr. 2

Intraformačné brekcie vyplňajúce erózne kanály. Náznaky inverznej gradácie. Pieskovňa pri Čebovciach (dok. bod 35).

IX, obr. 1, 2

Vlnité flaserové zvrstvenie pod bázou megaflaserovej vrstvy. Pieskovňa Horné Príbelce. Hrúbka megaflasera pri pravom okraji obrázka je 6,5 cm.

X, obr. 1, 2

Vrásové deformácie šikmého zvrstvenia typu monoklinálnej vrásky. Pieskovňa v Stredných Plachtinciach.

Explanations to the plates I—X

I, fig. 1

The alpha-cross-stratification. A child's figure is height 150 cm. Stredné Plachtince, sand pit, lower sequence (marine).

I, fig. 2

The giant ripple (left and middle, c₁, d, e), the pi-cross-stratification originated by back flow (right, c₂), debris (b), underlying cross-bedded sequence (e). Stredné Plachtince, sand pit, upper sequence. The child's figure is height 150 cm.

II, fig. 1

The epsilon-cross-stratification of the three-compound lithology (alternation of sand, gravel and silt). A hammer's length 55 cm. Horné Strháre, sand pit.

II, fig. 2

Omicron-cross-stratification. In the middle, there are two sets with a silty layer on the base. If the layer is traced up current, after a certain distance it joins the overlying cross-set. It is a transition to the megaflaser bedding. The length of a spatula 24 cm. Horné Príbelce, sand pit.

III, fig. 1

The lower part of alpha-cross-stratification with evidently nonerosional lower surface (upper part of the picture). The eroded set of cross-lamination (lower part of the picture) is deformed in a monoclinical fold. The length of a spatula 24 cm. Horné Plachtince, sand pit.

III, fig. 2

The omicron-cross-stratification. The length of a spatula 24 cm. Horné Príbelce, sand pit.

IV, fig. 1

The pi-cross-stratification, or trough-like cross-stratification originated by the back flow and associated with the giant ripple. The organic activity traces are recognisable. Stredné Plachtince, sand pit. Pocket knife 10 cm.

IV, fig. 2

The wave-bent deformation of the pelitic layer in a cross-stratification set. The flaser bedding in the lower part of the picture. A coin's diameter 22 mm.

V, fig. 1

The wave-bent deformation of the laminae of an alpha-cross-stratification. A coin's diameter 22 mm. Stredné Plachtince, sand pit.

V, fig. 2

The wave-bent deformation of a cross-stratification. The upper part of the set was touched. The length of a pocket knife 10 cm. Stredné Plachtince, sand pit.

VI, fig. 1

The folded cross-stratification: the recumbent fold. The length of a pocket knife 10 cm. Larger view, Stredné Plachtince, sand pit.

VI, fig. 2

The shape of the flat clay or silt pebbles coming from the intraformational conglomerates of the Pribelce formation. In a gorge W of Veľký Krtíš (loc. No 158).

VII, fig. 1

The megaflaser bedding, the trough-like layer inside cross-stratified sand. The length of a knife 10 cm. Stredné Plachtince, sand pit.

VII, fig. 2

The intraformation conglomerate having the fabric with alignment oriented approximately parallel and the unsupported framework. A pencil's length 12 cm. The sand pit near Čebovce (loc. No 35).

VIII, fig. 1

The intraformation breccias showing an unsupported framework. The base is erosional, the breccia fills the erosional channels. The sand pit near Čebovce, loc. 35.

VIII, fig. 2

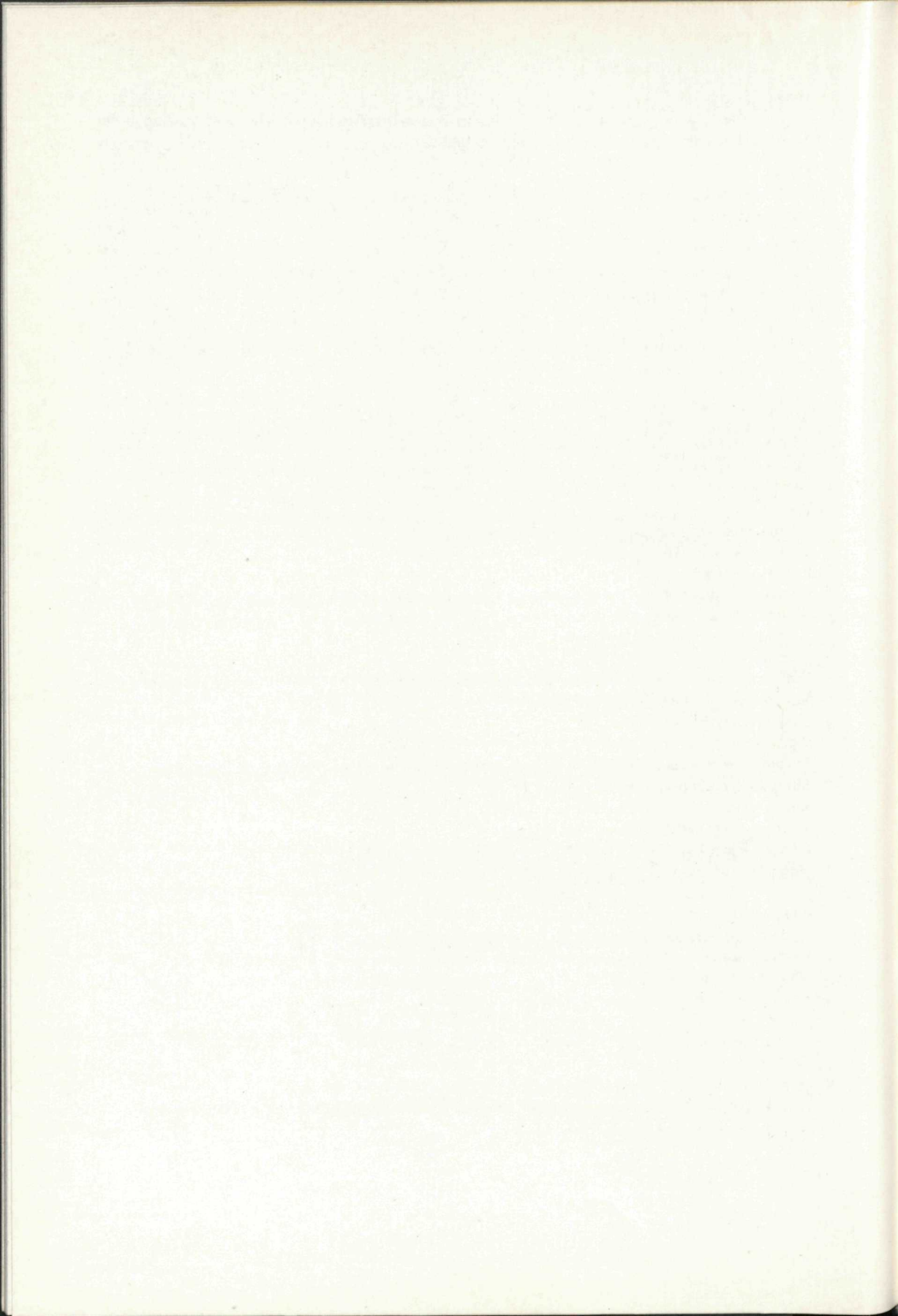
The intraformation breccia filling of the erosional channel. The indistinct inverse grading is present. The sand pit near Čebovce (loc. No 35).

IX, fig. 1, 2

The wave flaser bedding below the megaflaser base. Horné Pribelce, sand pit. The thickness of the megaflaser at the right side of the figure is 6,5 cm.

X, fig. 1, 2

The deformation monoclinical folds. Stredné Plachtince, sand pit.



Obsah — Contents

K šesťdesiatinám akademika Tibora Kolbenheyera	5
PLANČÁR, JOZEF et al.: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí — Geophysical and geological interpretation of gravity and magnetic anomalies in the Slovenské rudohorie mountain range	7
Úvod	7
Geofyzikálna preskúmanosť (M. Filo — J. Plančár — J. Šefara)	8
Fyzikálne vlastnosti hornín (J. Šefara — M. Filo — J. Plančár)	10
Problematika interpretácie anomálií tiažového a magnetického poľa (J. Plančár — J. Šefara)	35
Posúdenie reálnosti interpretácie nameraných tiažových anomálií (J. Plančár)	36
Smerová charakteristika tiažového poľa (J. Šefara)	41
Separácia anomálnych účinkov nehomogénnych hustotných rozhraní (J. Šefara)	44
Postupná filtrácia magnetických anomálií (M. Filo)	46
Separácia gravitačných účinkov pomocou transformovaných máp (J. Plančár)	49
Modelovanie geologickej stavby (J. Plančár)	58
Základné črty tiažového poľa (J. Plančár — J. Šefara)	62
Základné črty magnetického poľa (M. Filo — J. Šefara)	67
Interpretácia vybraných tiažových a magnetických anomálií (M. Filo — J. Šefara)	72
Interpretácia reliéfu gemeridných granitov (J. Šefara — J. Plančár)	000
Komárovská tiažová a magnetická anomália (M. Filo — J. Plančár — J. Šefara)	76
Rochovská magnetická anomália (M. Filo)	84
Interpretácia magnetických anomálií vyvolaných ultrabázickými horninami (M. Filo)	89
Magnetická charakteristika ultrabázických hornín	89
Známe výskyty ultrabázických hornín	91
Predpokladané výskyty ultrabázických hornín	98
Priestorové rozmiestenie ultrabázických hornín	101
Geologická analýza tiažových a magnetických anomálií (L. Snopko — A. Klínec — M. Filo — J. Plančár — J. Šefara)	102
Geofyzikálno-geologická analýza poruchových zón (J. Plančár — A. Klínec — L. Snopko — M. Filo — J. Šefara)	111
Geologicko-geofyzikálna charakteristika priečných depresí (L. Snopko — J. Plančár — J. Šefara)	117
Záver (J. Plančár — A. Klínec — L. Snopko — M. Filo — J. Šefara)	119
Literatúra	123
Geophysical and geological interpretation of gravity and magnetic anomalies in the Slovenské Rudohorie mountain range (anglické resumé)	126

VASS, DIONÝZ: Príbelské vrstvy, ich sedimentárne textúry a genéza — The Príbelce formation, its sedimentary structures and origin	145
Úvod	145
Zvrstvenie pieskov príbelských vrstiev	147
Genetický význam šikmých zvrstvení typu alfa, epsilon, omikron, eta a pi	154
Šošovkové zvrstvenie (podľa H. E. Reinecka a F. Wunderlicha 1968)	157
Flaserové a zvlnené zvrstvenie (podľa H. E. Reinecka a F. Wunderlicha 1968)	159
Zvrstvenie megaflaserového typu	161
Megaflasery lyžového tvaru	162
Megaflasery korytového tvaru	166
Zvrstvenie obrích čerín	167
Intraformačné brekcie a konglomeráty	168
Extraformačné štrky	171
Deformačné textúry	171
Vtláčanie (load casts)	171
Deformačné textúry sklzové	176
Deformované šikmé zvrstvenia	180
Paleoprúdový systém	183
Prostredie vzniku príbelských vrstiev (záver)	189
Literatúra	192
The Príbelce formation, its sedimentary structures and origin (anglické resumé)	192

