

CS ISSN 0036 — 1372

1B 107 b

# ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 6

121/89

Tem. skup. 03/9  
Cena brož. 20,— Kčs

ZÁPADNÉ KARPATY • GEOLÓGIA 6

1B 107 b

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1980

Ústredná geologická knižnica SR  
ŠGÚDŠ



3902001020329

# ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

*geológia 6*

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1980

Geologický ústav D. Štúra  
KNIŽNICA Bratislava

Signatúra: *127/87*  
kat. čís.: *20*  
Kčs kúpa: \_\_\_\_\_  
Kčs výma: \_\_\_\_\_  
Kčs dar: \_\_\_\_\_

**Západné  
Karpaty**

**SÉRIA**  
*Geológia 6*

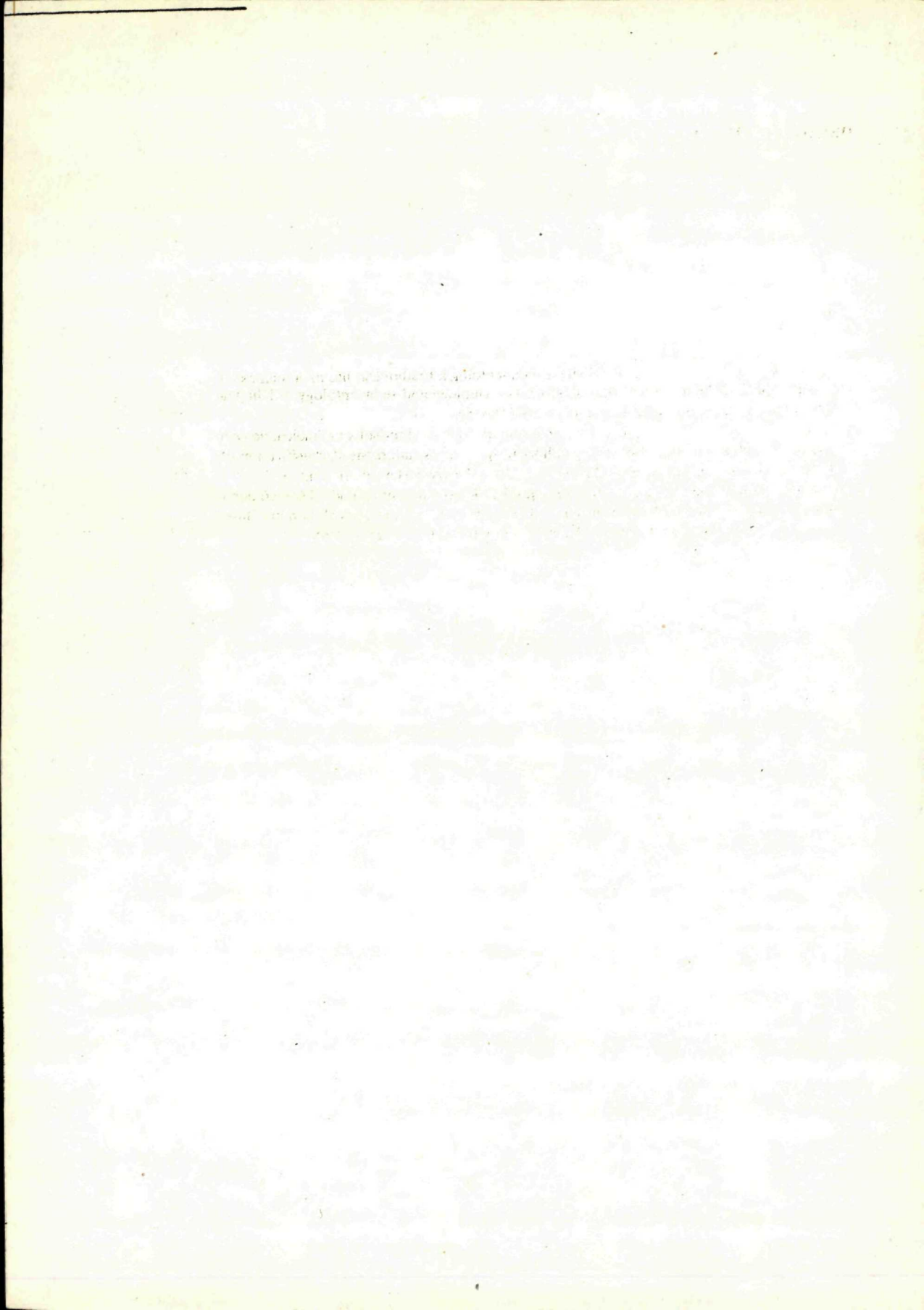
VEDECKÝ REDAKTOR  
RNDr. Anton Biely, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH  
RNDr. Anton Biely, CSc., Člen korešpondent Oto Fusán, RNDr. Ján Gašparik, CSc. RNDr. Ján Mello, CSc.

**Schválené do tlače na zasadnutí edičnej rady dňa 2. 5. 1979**

## OBSAH—CONTENTS

Marschalko, R. – Kyselá, J.: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou — Geology and sedimentology of Klippen Belt and Manín Unit between Žilina and Považská Bystrica . . . . .	7
Samuel, O. – Salaj, J. – Began, A.: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny — Litostratigraphical classification of Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks of the Myjavská pahorkatina . . . . .	81
Doležal, J.: Hlubinná stavba autochtonního podloží Karpat na jihovýchodní Moravě podle gravimetrických a geomagnetických dat — Deep Structure of the Autochthonous Basement of the Carpathians in SE Moravia Based on Gravity and Geomagnetic Data . . . . .	113





Robert Marschalko – Ján Kysela

## Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou

18 obr. v texte, 16 fotogr. tab., anglické resumé

### Obsah

Úvod . . . . .	9
Prehľad geológie územia . . . . .	9
Stratigrafia kriedy . . . . .	11
Pieninská jednotka ; kysucká skupina . . . . .	11
Klapská jednotka . . . . .	13
Manínska jednotka . . . . .	15
Spodná krieda medzi Praznovom a Podmanínom . . . . .	16
Vrchná krieda v úseku Kvašovský dvor – Ovčiarsko . . . . .	16
Cenoman a vrchná krieda v úseku Ovčiarsko – Žilina . . . . .	17
Jablonovsko-praznovská šupina . . . . .	18
Kostelecká jednotka . . . . .	18
Stratigrafia paleogénu . . . . .	18
Hričovsko-žilinský a vnútrokarpatský paleogén . . . . .	18
Opis tektonických pomerov . . . . .	20
Sedimentologický výskum flyšových a neflyšových litofácií . . . . .	24
Snežnické súvrstvie a exotické zlepenice kysuckej skupiny pieninskej jednotky . . . . .	24
Alb – spodný cenoman klapskej jednotky . . . . .	28
Základný opis vrstiev a priestorové vzťahy . . . . .	28
Sedimentárne textúry a charakter tokov . . . . .	31
Priestorové rozšírenie turbiditového faciálneho modelu . . . . .	32
Iné batymetrické ukazovatele . . . . .	33
Vzťah flyšu k proximálnym (marginálnym) faciám . . . . .	33
Paleoprúdový výskum . . . . .	34
Cenoman – spodný santón klapskej jednotky pri Vrtižeri . . . . .	34
Manínska jednotka . . . . .	36
Zloženie vrstiev a petrografia pieskovcov . . . . .	36
Sedimentárne textúry a mechanizmus transportu pieskovcov . . . . .	37
Spodná krieda medzi Praznovom a Podmanínom . . . . .	39
Vrchnokriedové neflyšové sedimenty v úseku Kvašovský dvor – Ovčiarsko . . . . .	40
Prechod do flyšových sedimentov kampánu – mástrichtu . . . . .	41

Opis vrstiev a priestorové vzťahy . . . . .	41
Sedimentárne textúry pieskovcov . . . . .	42
Paleoprúdový vzor a geometria vrchnokriedového bazénu . . . . .	44
Jablonovsko-praznovská šupina . . . . .	44
Rozbor vrstevnatosti a petrografia pieskovcov . . . . .	44
Sedimentárne textúry, transportné mechanizmy a smer prúdov . . . . .	46
Kostecká jednotka . . . . .	47
Sedimentológia paleogénu a základné paleogeografické znaky . . . . .	48
Hričovsko-žilinský a vnútrokarpatský paleogén . . . . .	48
Flyšové súvrstvia paleogénu . . . . .	48
Spodný eocén . . . . .	51
Vrstevné telesá a sedimentárne textúry . . . . .	51
Charakter transportu a paleoprúdový výskum . . . . .	53
Úvahy o fázach vrásnenia v kriede a paleogéne, paleotektonický vývoj územia . . . . .	54
Kysucká skupina pieninskej jednotky, jej tektonické postavenie a vzťah ku klapskej jednotke . . . . .	56
Klappská jednotka, jej tektonické postavenie a vzťah k manínskej jednotke . . . . .	56
Manínska jednotka a jej tektonické postavenie . . . . .	59
Diskusia o tektonickej príslušnosti manínskej jednotky a praznovsko-jablonovskej šupiny . . . . .	60
Vrchná krieda a paleogén manínskeho pásma a dôkazy tektonickej redukcie v paleogénnych fázach vrásnenia . . . . .	61
Kostecká jednotka a jej tektonická príslušnosť . . . . .	62
Záver . . . . .	63
Literatúra . . . . .	65
Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—XVI . . . . .	68
Anglické resumé a vysvetlivky k obrazovému materiálu . . . . .	71

**Abstrakt.** Na geologickej stavbe územia medzi Žilinou a Považskou Bystricou sa podieľajú: 1. kysucká skupina pieninskej jednotky, 2. klapská jednotka, 3. manínska jednotka, 4. spodná krieda pri Podmaníne, 5. vrchná krieda medzi Ovčiarskom a Žilinou, 6. praznovsko-jablonovská šupina, 7. kostelecká jednotka a zliechovská skupina.

Kysucká a klapská jednotka sú zvyškom rozsiahleho samostatného geosynklinálneho pásma utváraného pozdĺž severnej hrany pevniny z kôry odlišného typu než je v tatridách.

Manínska jednotka predstavuje akumuláciu (tektonickú) z veľkého sedimentárneho priestoru. Jej hlboké predjurské podložie blízke klapskej jednotke sa podsunulo pod blok, ktorý mal vlastný sedimentárny obal. Manínska jednotka podľahla silnému tektonickému namáhaniu a deštrukcii v laramskej fáze. Dnes má podobu bradiel.

Kostelecká jednotka oddeľuje manínsku jednotku od vyšších karpatských príkrovov. Jej tektonické zaradenie je doposiaľ neisté.

## Úvod

Strednú a vrchnú kriedu bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou tvoria prevažne flyšové a olistostrómové litofácie. Geologické mapy tejto oblasti (D. Andrusov – M. Kuthan 1944, D. Andrusov 1951, 1958) zdôraznili faciálne rozdiely vo flyši, súvisiace s paleogeografickým rozčlenením, a položili základ pre prvú historicko-tektonickú rekonštrukciu oblasti. Stratigrafické štúdiá posledných dvadsiatich rokov spresnili rozsah facií.

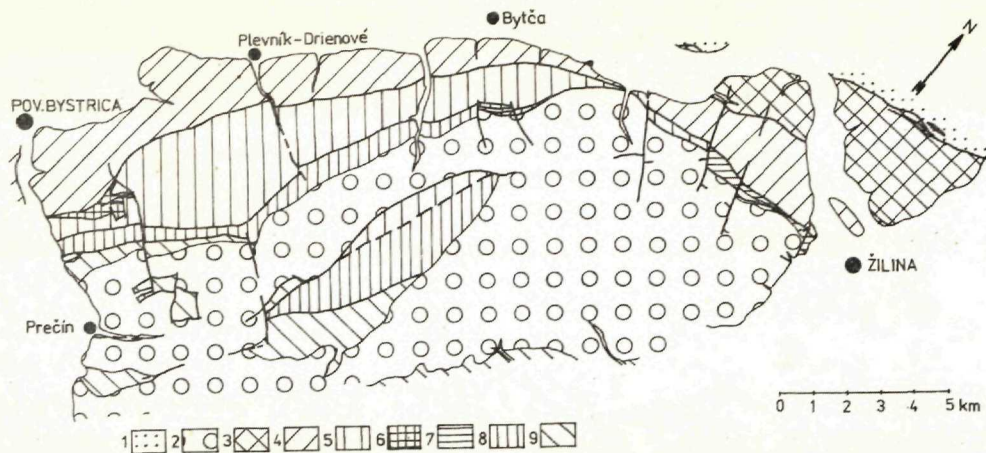
Nové geologické a sedimentologické mapovanie a nové stratigrafické spresnenia boli potrebné pre koreláciu litofácií a ich zaradenie do jednotiek. Flyšové súvrstvia sú zvyškom tektonicky premiestených panví a celých štruktúrnych etáží, o čom svedčí ich palinspastický obraz. Preto sa naše výskumy zamerali na rovnoveké, ale rôznofaciálne komplexy, ich súvislosti, styk a prestavbu do súčasného tektonického stavu. Preto bolo treba rekonštruovať pomerné rozloženie základných facií flyšu sedimentologickými a paleogeografickými metódami. Preukázanie turbiditovej sedimentácie umožnilo odhadnúť dĺžku a šírku bazénov, situovanie miest, z ktorých boli zaplňované, a za pomoci látkového zloženia zistiť, či rovnoveké, no rôznofaciálne flyšové komplexy pochádzali z jedného alebo z viacerých bazénov; dovolili extrapolovať charakter substrátu a skrátenie primárnych sedimentačných zón i rozsahu a intenzity tektonických pohybov aj počas sedimentácie. Súčasne umožnili osamostatniť jednotlivé jednotky a začleniť ich do štruktúry pásma.

Geologické a sedimentologické mapovanie sme robili v rokoch 1976–1978; v predloženej práci podávame podrobné opisy a interpretáciu údajov z územia medzi Žilinou a Považskou Bystricou.

## Prehľad geológie územia

Územie medzi Považskou Bystricou a Žilinou je súčasťou pieninského bradlového pásma obmedzeného na severe bystrickou jednotkou magurského flyšu, na juhových-

chode manínskou jednotkou a výrazným súľovským pieskovcovo-zlepecovým pásmom (obr. 1). Pieninskú jednotku zastupuje kysucká skupina. Na západ



Obr. 1. Tektonická schéma územia medzi Žilinou a Považskou Bystricou. Vysvetlivky: 1 – bystrická jednotka; 2 – hričovsko-žilinský a vnútrokarpatský paleogén; 3 – kysucká skupina; 4 – klapská jednotka; 5 – manínska jednotka; 6 – spodná krieda pri Podmaníne; 7 – vrchná krieda medzi Ovčiarskom a Žilinou; 8 – praznovsko-jablonovská šupina; 9 – kostelecká jednotka + zliechovská skupina.

sa ponára pod spätne nasunutú bystrickú jednotku, ktorá hlboko vniká do údolia Váhu (Marček, Divina) – do bradlového pásma. Kysucká skupina sa skladá zo šupín, ktoré sú prevrátené a skláňajú sa na S a SZ – možno ich sledovať až na vzdialenosť 12 km. Flyš a parazlepenec vrchnej kriedy sú jej typickými litosómami. (obr. 2.)

Na kysuckú skupinu je nasunutá klapská jednotka. Jej dominantnú časť tvoria flyšové a olistostrómové litosómy strednej kriedy. Vrchnokriedové súvrstvia sú úplnejšie zachované až v oblasti medzi Plevníkom a Považskou Teplou. Klapská jednotka je strmo sklonená a patrí rozsiahlemu pásmu, prebiehajúcemu na JZ do oblasti Púchova, a na SV dlhému pruhu, sledovateľnému od Žiliny cez Terchovú na Oravu. Po vnútornej strane sa ponára pod manínsku jednotku.

Manínska jednotka je od klapskej tektonicky aj faciálne odlišná. D. Andrusov (1972, 1974) vo svojich posledných prácach tieto dve jednotky nerozlišoval. Vyplýva to z paleotektonickej interpretácie laramskej fázy, počas ktorej sa nasunula jedna jednotka na druhú a spolu sa nasunuli na pieninské pásmo ako jeden príkrov. Manínska jednotka sa faciálne aj štruktúrne líši ako od klapskej jednotky, tak aj od vnútrokarpatských príkrovov. Iba jej niektoré členy majú v strednej kriede typy karbonátov vnútrokarpatských príkrovov. Má vrchnú kriedu a spolu s ňou je zošupinovená. Manínska jednotka je spojená s paleogénnymi rifovými faciami, priebeh ktorých sa dal iba nepriamo sledovať v susednej klapskej jednotke.

Značnú časť územia na V tvoria hruboklastické súbory súľovských zlepcov rozdelených v oblasti Súľova na dve vetvy.

Systém tektonických jednotiek pieninského a manínskeho pásma je imbrikovaný

a vrásové štruktúry v ňom sú výnimočné. Tektonickým štýlom sa približuje známej stavbe flyšu východných a západných Álp, kde boli flyšové žľaby usmernené paralelne so štruktúrnym priebehom horstva a boli sčasti pohltené pod pohybujúci sa blok.

## Stratigrafia kriedy

### Pieninská jednotka: kysucká skupina

Súvrstvia začlenené ku kysuckej skupine sa nachádzajú v severnej časti územia (obr. 3). V tejto oblasti ju podrobne študoval a opísal E. Scheibner (1957) a J. Haško – O. Samuel (1977). Okrem štandardného geologického profilu kriedovou časťou kysuckej skupiny sme v oblasti z. od Vrania zistili albské masívne slabokrinooidové červené a sivozelené vápence s krinooidovo-hedbergelovou mikrofáciou (J. Kysela 1975). Nie úplne jasný bol vzťah kysuckého súvrstvia – pestrých slieňov s vložkami pieskovcov – k starším a mladším vrstvám. Podľa našich pozorovaní sa vložky jemnozrnných laminovaných pieskovcov začínajú objavovať už v lalinockom súvrství, v jeho južnejších výskytoch.

Smerom do stratigrafického nadložja sa aj v „obale“ bradla Rochovica (severný výskyt) v pestrých slieňoch nachádzajú vložky jemnozrnných až strednozrnných pieskovcov. Sliene však už obsahujú mikrofaunu spodného – stredného turónu až bázy vrchného turónu – kysucké súvrstvie. Južne od tohto výskytu sa pestré sliene s turónskou mikrofaunou nachádzajú už len ako vložky vo flyšovom súvrství. V nadloží lalinockého súvrstvia s vložkami pieskovcov (južnejšie výskyty) sa nachádza flyšové – snežnické súvrstvie vo vrchnej časti s exotickými zlepenkami. Pelity zo spodnej časti flyšu, nachádzajúceho sa napr. na západnom okraji Vrania, obsahujú ešte mikrofaunu vrchného cenomanu, resp. bázy spodného turónu. Vyššie sa vo flyši vyskytujú vložky pestrých slieňov – kysucké súvrstvie. Hrúbka flyšu s vložkami pestrých slieňov a s exotickými zlepenkami je maximálna – 1500 m – v okolí Divinky. Severným, resp. severozápadným smerom (transverzálne) klesá na 400 m. Hrúbka sa znižuje tiež v pozdĺžnom smere, na východ a západ (obr. 3).

Nadložné pestré sliene, slieňovce, lokálne slienité vápence sa pozvoľne vyvíjajú zo zlepencového flyšu. Miestami je prechod komplikovaný, ako napr. východne od Žilinskej Lehoty. Tu sa na báze pestrých vrstiev nachádza veľké sklzové teleso (hrúbka 20 m) vytvorené zo šedých a šedo zelených slieňov s vložkami doskovitých až tenkolavicovitých jemnozrnných pieskovcov. V slieňoch sa vyskytujú koraly bochníkového tvaru a dobre zaoblené valúny. Sliene, slieňovce a slienité vápence sú červené, zelené a šedé. Miestami sú v nich pieskovce turbiditového typu. Pestré súvrstvie vystupuje v dvoch pruhoch (pásmach). V severnom pruhu pri paleogéne začleňovanom k magurskému flyšu, kde sa v červených pelitoch nachádza mikro-

fauna poukazujúca na santón – kampán, a v južnom pruhu, pri styku s klapskou jednotkou, kde je v pestrom súvrství zastúpený vrchný santón až vrchný mástricht.

Nad pestrými pelitmi, pri styku s magurským flyšom, sa nachádzajú žlté bridličnaté slieňe s vložkami brekcií. Sú vytvorené prevažne z úlomkov dolomitov. Zriedkavejšie sú ružové krinoidové vápence, jemnozrnné pieskovce, zelené a tmavošedé slieňovce. Bridličnaté slieňe pravdepodobne obsahujú preplavenú mikrofaunu koňaku. Vyskytujú sa tu tiež vrstvy strednozrnných až hrubozrnných pieskovcov, ktoré nadobúdajú miestami organogénny charakter. Obsahujú valúny dolomitov a kremenných porfýrov. Z organických zvyškov sú prítomné koraly, úlomky rias a orbitoidné foraminifery, poukazujúce na spodný mástricht – *Orbitoides apiculata* (Schlumberger), *Orbitoides apiculata grünbachensis* Papp a *Orbitoides gensacicus* (Leymeria), (určenie E. Köhlera in J. Kysela 1975).

Tab. 1. Stratigraficky významné foraminifery zistené v kriedových súvrstviach

			1	2	3	4	5	6	7	8
MÁSTRICHT	vrch.	<i>Racemiguembelina varians</i> (Rzehak)		+				+	+	
		<i>Globotruncana stuarti</i> (de Lapparent)		+				+	+	
		<i>Abathompalus mayaroensis</i> (S2Bolli)		+				+	+	
	sp.	<i>Globotruncana falsostuarti</i> Sigal		+				+	+	
		<i>Globotruncana rosetta</i> (Carsey)		+				+	+	
KAMPÁN	vrchný	<i>Globotruncana rugosa</i> (Marie)		+	+			+	+	
		<i>Globotruncana calcarata</i> Cushman						+	+	
		<i>Globotruncana ventricosa</i> White		+				+		
	spodný	<i>Globotruncana arca</i> (Cushman)		+	+			+	+	
		<i>Globotruncana scutilla</i> Gandolfi		+				+	+	
		<i>Globotruncana elevata</i> (Brotzen)		+	+			+	+	
SANTÓN		<i>Sigalia carpatica</i> Salaj a Samuel		+	+					+
		<i>Globotruncana fornicata manaurensis</i> Gandolfi								+
		<i>Globotruncana elevata</i> (Brotzen)		+					+	
		<i>Globotruncana coronata</i> Bolli		+	+			+	+	
		<i>Globotruncana concavata</i> (Brotzen)		+					+	
KOŇAK		<i>Globotruncana angusticarinata</i> Gandolfi		+	+			+	+	
		<i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny)		+	+			+	+	
		<i>Globotruncana coronata</i> Bolli		+	+			+	+	
		<i>Globotruncana tricarinata</i> (Quereau)		+					+	
TURÓN	vrch.	<i>Globotruncana schneegansi</i> Sigal		+					+	
	báza	<i>Globotruncana turona</i> (Olbertz)		+				+	+	
		<i>Globotruncana sigali</i> Reichel		+				+	+	
		<i>Globotruncana carpatica</i> Scheibnerová							+	
	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> (Bolli)		+				+	+		
str.	<i>Praeglobotruncana oraviensis</i> Scheibnerová		+							
	<i>Praeglobotruncana biconvexa</i> Samuel a Salaj		+							
	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> (Bolli)		+							
sp.	<i>Praeglobotruncana imbricata</i> (Mornod)		+							+

			1	2	3	4	5	6	7	8	
CENOMAN	vrchný	<i>Rotalipora cushmani</i> (Morrow)	+	+	+		+	+			
		<i>Rotalipora turonica</i> Brotzen	+	+					+		
		<i>Rotalipora montsalvensis</i> (Mornod)	+	+							
		<i>Thalmaninella reicheli</i> (Mornod)	+								
CENOMAN	spodný a stredný	<i>Thalmaninella brotzeni</i> Sigal			+	+	+				
		<i>Thalmaninella appeninica</i> (Renz)	+	+	+	+		+	+		
		<i>Thalmaninella evoluta</i> (Sigal)			+	+			+	+	
		<i>Thalmaninella deeckeae</i> (Franke)	+	+	+				+	+	
		<i>Thalmaninella globotruncanoides</i> Sigal	+	+						+	+
		<i>Praeglobotruncana delrioensis</i> (Plummer)					+				
ALB	vrchný	<i>Thalmaninella ticinensis</i> (Gandolfi)	+	+	+	+				+	
		<i>Planomalina buxtorfi</i> (Gandolfi)		+		+					
ALB	spodný a stredný	<i>Hedbergella roberti</i> (Gandolfi)				+				+	
		<i>Hedbergella trocoidea</i> (Gandolfi)			+	+				+	
		<i>Globigerinelloides bentonensis</i> (Morrow)		+							
APT	stredný	<i>Globigerinelloides typica</i> (Gandolfi)					+				
		<i>Globigerinelloides algeriana</i> (Cushman et Dam)					+				
		<i>Planomalina cheniourensis</i> (Sigal)					+				

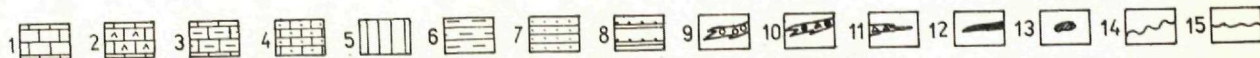
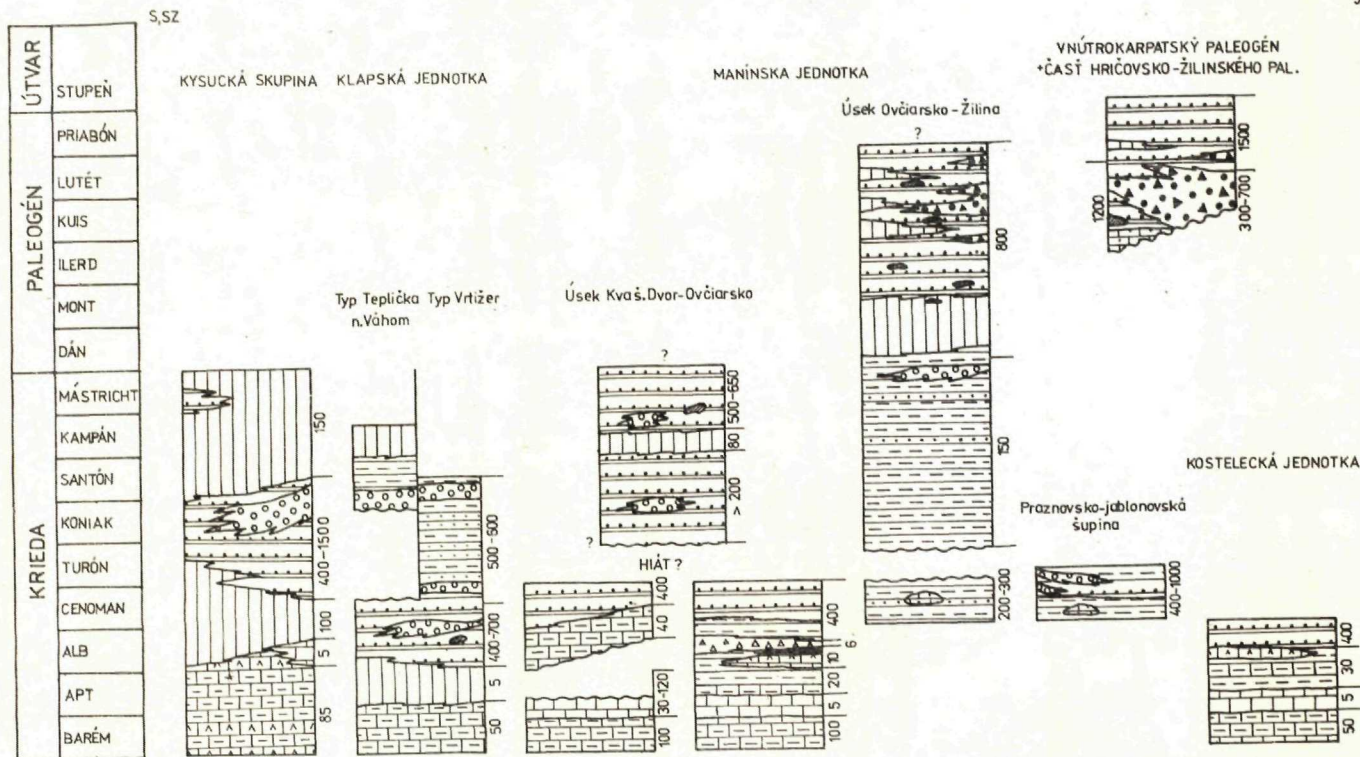
Vysvetlivky: 1 – kysucká skupina, 2 – klapská jednotka, 3–7 – manínska jednotka, 3 – cenoman, 4 – spodná krieda pri Podmaníne, 5 – vrchná krieda v úseku Kvašovský Dvor – Ovčiarisko, 6 – vrchná krieda v úseku Ovčiarisko – Žilina, 7 – praznovsko-jablonovská šupina, 8 – kostelecká jednotka.

### Klapská jednotka

Do klapskej jednotky zaraďujeme extrémne hrubé flyšové súvrstvie spodného albu až stredného cenomanu a nadložné súvrstvia v rozsahu cenoman – kampán (obr. 2). Spätosť s jurou a spodnou kriedou klapskej jednotky uvádza v oblasti sz. od Považskej Bystrice A. Began (1969). Najstaršie na študovanom území sú lavicovité slienité vápence striedajúce sa so slienovcami. Obsahujú mikrofaunu barému (J. Salaj – O. Samuel 1966) a aptu. Nachádzajú sa pri Považskej Bystrici.

V nadložnom flyšovom súvrství môžeme vyčleniť flyš s prevahou pelitov nad psamitmi. Pelity obsahujú často konkrécie až tenké vrstvy pelosideritov (pelosideritové sliene – D. Andrusov 1959). Lokálne sa vyskytujú olistolity urgónskych vápencov (blokové bradlá), exotické zlepenice typu simmiktivov a vrstvy kompaktných strednozrnných exotických zlepenecov. Makrofauna z pelitov: *Neohibolites minimus* (Lister) od Považského Chlmca a *Puzosia (Anapuzosia) buonaventura* Anderson od Maršovej indikuje stredný alb. Mikrofauna s dominantným zastúpením bentosových foraminiferov potvrdzuje rovnaký vek. Miestami sme zistili foraminiferové asociácie s planktónovým druhom *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), ktorý je typický pre vrchný alb (text. tab. 1). Vo flyšovej litofácii s prevahou psamitov nad pelitmi je známa fauna amonitov (zóna *Diploceras cristatum* = hranica stredného a vrchného albu) a belemnitov (J. Kysela 1975). Mikrofauna je zastúpená prevažne bentosovými druhmi, planktónové druhy sú zriedkavé. Lokálne

LITOSTRATIGRAFICKÁ SCHÉMA





sa vo flyši vyskytujú vložky až hrubé vrstvy rozpadových vápnitých pieskocov s valúnikmi hornín, gastropódmi a orbitolínami. Orbitolíny z pieskocov pri Hrabovom poukazujú už na spodný cenoman (D. Andrusov 1945).

Pieskovcová litofácia so zlepenkami sa nachádza na k. Malé Hradisko z. od Žiliny. Pieskovce sú lavicovité až hrubolavicovité, gradačne zvrstvené. Zlepence sú drobnozrnne a prevažujú v nich dobre zaoblené valúniky kremeňa. Súčasťou zlepencových telies sú bloky až balvany (2×2×1 m) ružových, bielych a čiernych urgónskych vápencov. Vápence sú biosparitické a biomikritické, obsahujú riasy, koraly a úlomky rudistov. Z týchto blokov uvádza M. Mišík (1976) zrná glaukofanu a chloritoidu. V zlepencoch sú miestami vložky utvorené z ostrohranných úlomkov vápencov, pieskocov a pelosideritových konkrécií. Hrúbka albsko-spodnocenomanského flyšového súvrstvia sa pohybuje od 400 do 700 m.

Mladšie súvrstvia sa v študovanom území vyskytujú zriedkavo. Pri Žilinskej Lehote (jz. od obce) sa nachádzajú zelenošedé sliene s vložkami turbiditových pieskocov. Sliene obsahujú mikrofaunu stredného cenomanu. Ďalší relikt predstavujú červené sliene v rokline j. od Žilinskej Lehoty. Obsahujú chudobnú mikrofaunu koňaku-santónu. Koňacko-santónske zlepence sa nachádzajú pri Strážove. Podrobne ich opísal O. Samuel – K. Borza – E. Köhler (1972). V okolí Vrtičera je známy ďalší výskyt mladších kriedových súvrství – orlovských vrstiev (D. Andrusov 1945, J. Salaj – O. Samuel 1966, A. Began 1969). Nachádzajú sa v stratigrafickom nadloží albských exotických zlepencov a flyšu, ktorý vystupuje medzi Udičou, Orlovým a Považským Podhradím.

### Manínska jednotka

V študovanom území sú známe sedimenty v stratigrafickom rozsahu lias–mástricht resp. až lutét (obr. 2). Na urgónskych vápencoch ležia s hiátom zelenošedé a modrošedé škvornité sliene a slieňovce s mikrofaunou vrchného aptu až spodného albu (bradlá Drieňovka a Manín (J. Salaj 1962, J. Salaj – O. Samuel 1966) a s mikrofaunou vrchného albu na „hardgrounde“ (Butkov) M. Rakús (1977). Sedimentácia slieňov pokračovala do stredného až vrchného cenomanu. Hrúbka škvornitých slieňov a slieňovcov je premenlivá, nepresahuje však 40 m.

Nadložné flyšové súvrstvie sa začína v rôznych stratigrafických úrovniach. Pri Záskalí (Manín, Drieňovka) a Súfove obsahujú pelity z flyšu mikrofaunu stredného cenomanu. Pelity z vyšších až najvyšších častí flyšového súvrstvia, miestami s vložkami drobnozrnnych zlepencov (Bazália) obsahujú mikrofaunu vrchného cenomanu. Hrúbka flyšu je približne 400 m.



Obr. 2. Vysvetlivky k litostratigrafickej schéme: 1 – organodetritické vápence; 2 – rohovcové vápence; 3 – sliene, slieňovce a ílovité vápence; 4 – organogénne piesčité vápence; 5 – pestré (červené a zelené) sliene a slieňovce, sčasti tiež ílovité vápence; 6 – sivé, modrosivé a tmavosivé piesčité ílovité, vápnité ílovce; 7 – pieskovce neflyšového typu (? molasové); 8 – flyš – vápnité ílovce a pieskovce; 9 – exotické zlepence, zlepencový flyš a wildflyš; 10 – súfovske zlepence a brekcie; 11 – brekcie typu Podmanín; 12 – báziká; 13 – olistolity; 14 – angulárna diskordancia; 15 – skrytá diskordancia.

## Spodná krieda medzi Praznovom a Podmanínom

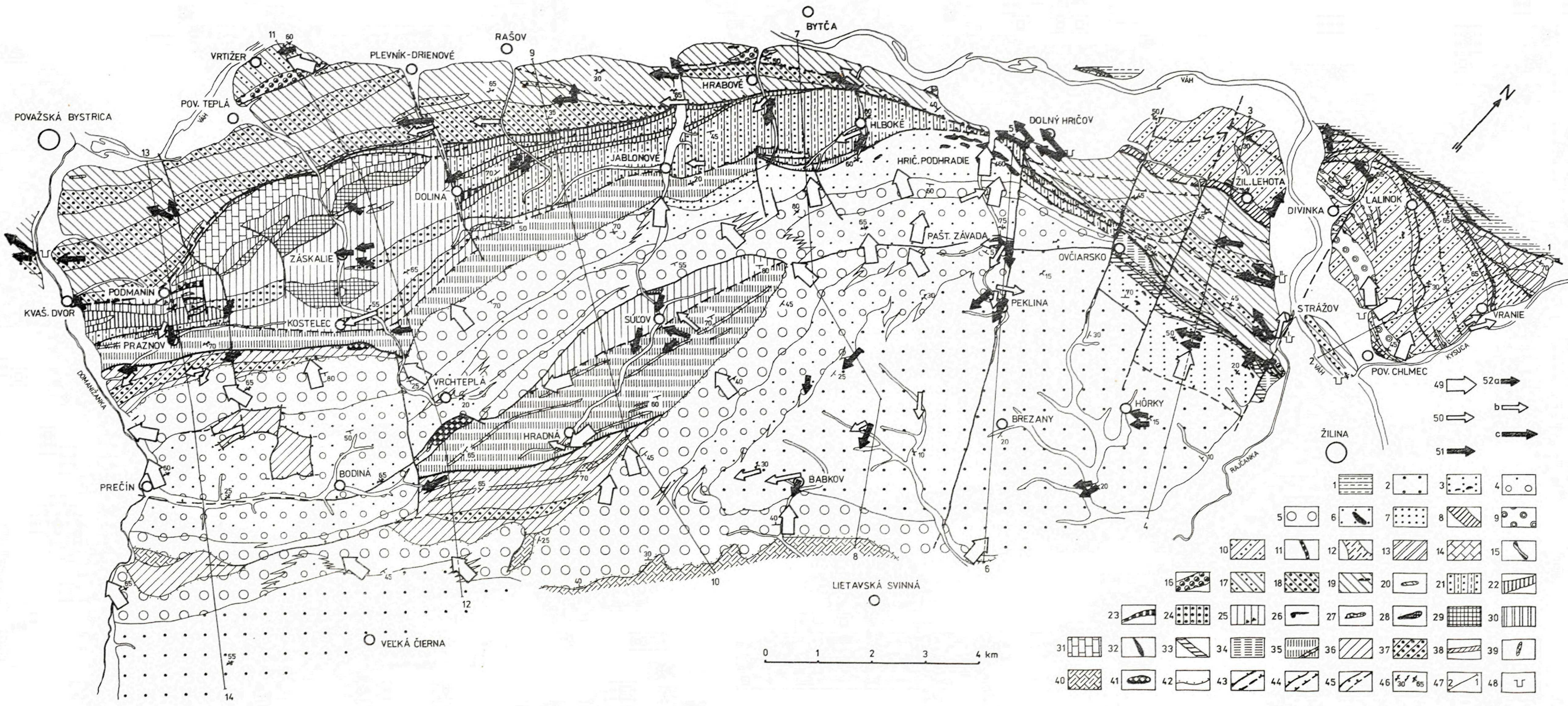
Podľa situácie s. od Podmanína sa zdá, že táto krieda je spojená s jurou manínskej jednotky. Najstaršie sú slieňité vápence, miestami s rohovcami. Striedajú sa so slieňovcami a slieňmi. Sliene z vrchnej časti súvrstvia obsahujú foraminiferové spoločenstvo s dominantným zastúpením druhu *Hedbergella infracretacea* (Glässner), ktoré indikuje hoteriv-barém. V nadloží barému sa v tejto tektonicky značne porušenej zóne reliktné vyskytujú urgónske vápence. Nadložné šedé slieňovce zastupujú už stredný apt. Vyššie sa nachádza pestrý súbor hornín (obr. 2). Ich vzájomný stratigrafický vzťah možno sledovať v malom bradielku nad Praznovom. Na báze sa nachádzajú rohovcové vápence, vo vyššej časti s vložkami glaukonitických, lokálne rohovcových vápencov s *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Cadosina oraviensis* Borza, *Cadosina cf. fusca* Wanner, *Colomiella recta* (určil K. Borza – ústne oznámenie) a s *Pithonella ovalis* (J. Malý 1976), ktoré poukazujú na vyššiu časť spodného albu. V nadloží rohovcových a glaukonitických vápencov ležia biele a žlté brekciovitité vápence s úlomkami kôrok „hardgroundov“, so zrnami fosfátov, so zaoblenými úlomkami schránok lamelibranchiátov (okraje navŕtané hubkami) a s foraminiferami. Nasleduje vrstva bázickej horniny hrubá 5 m. Nad ňou sa nachádzajú horniny, ktoré pôvodne J. Malý (1976) opísal ako tmavošedé glaukonitické vápence s obsahom úlomkov svetlých vápencov. Pri podrobnejšom štúdiu sme zistili, že sú základnou hmotou sedimentárnych brekcií a na mieste ich pôvodného opisu obsahujú aj slabo zaoblené úlomky urgónskych vápencov o priemere najviac 10 cm.

Brekcie sa vyskytujú tiež v blízkom okolí Podmanína. Na v. okraji Podmanína sú hrubé 1,5 m, veľkosť úlomkov dosahuje 20 cm. Najväčšia hrúbka (6 m) a najväčšie úlomky (40 cm až bloky 4 m) sa vyskytujú v záreze poľnej cesty s. od Podmanína. Úlomky a bloky sú tvorené prevažne (90 %) z urgónskych (najvyšší barém-spodný apt) biointrasparitických vápencov s *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), určil E. Köhler (ústne oznámenie). Ojedinele sa vyskytujú zelenkasté glaukonitické, biomikritické vápence a *Hedbergella* sp. Brekcie ležia v slieňoch s obsahom glaukonitu. Mikrofauna zo slieňov indikuje spodný alb. Nad brekciami pri Praznove pokračuje vrstevný sled žltými piesčitými slieňmi na báze s vložkami jemnozrnných laminovaných pieskocov. Sliene v spodnej časti obsahujú chudobnú mikrofaunu spodného až stredného albu, vyššie členy náležia už cenomanu.

## Vrchná krieda v úseku Kvašovský dvor – Ovčiarsko

Vzťah vrchnej kriedy k cenomanu manínskej jednotky je stratigrafický (netektonický). Otázkou, či je vrchná krieda transgresívna, alebo sa vyvíja postupne z cenomanu, sa nám nepodarilo jednoznačne vyriešiť.

Zatiaľ najstaršie sedimenty sme zistili v nadloží flyšového cenomanu sv. od Podmanína v tektonicky značne porušenej oblasti. Sú to sliene s mikrofaunou bázy vrchného turónu. Nadložné súvrstvie slieňov s vložkami pieskocov a s exotickými



Obr. 3. Geologická mapa územia medzi Žilinou a Považskou Bystricou, so smermi paleotransportu v kriedových a paleogénnych súvrstviach.

Vysvetlivky: Bystrická jednotka: 1 – pieskovce a ílovcé – flyš (eocén). Hričovsko-žilinský a vnútrokarpatský paleogén: 2 – ílovcé a pieskovce – flyš (stredný lutét – priabón); 3 – pestré slieňce, karbonátové pieskovce a zlepenec – flyš, solistolitmi rífových vápencov (dán – lutét); 4 – karbonátové zlepenec, brekcie a slieňce – zlepenecový flyš (spodný – stredný lutét); 5 – súľovské zlepenec a brekcie (kuis – spodný lutét); 6 – karbonátové pieskovce, zlepenec, brekcie a slieňce – zlepenecový flyš solistolitmi rífových vápencov (mont – kuis); 7 – piesčité vápence a zlepenec (ilerd).

Kysucká skupina pieninskej jednotky: 8 – pestré slieňce (vrchný santón – mástricht); 9 – exotické zlepenec (koňak – spodný santón); 10 – pieskovce a vápnité ílovcé – flyš (snežnické súvrstvie, turón – spodný santón); 11 – pestré slieňce a pieskovce (kysucké súvrstvie, turón); 12 – zelené a pestré slieňce, vápence (lalinocké a tissaiské súvrstvie alb – cenoman); 13 – rohovcové vápence, slieňovce (titón – apt); 14 – pieskovce, ílovcé, vápence a radiolarity (álen – kimeridž).

Klappská jednotka: 16 – exotické zlepenec (koňak – spodný santón); 17 – pieskovce, slieňce a zlepenec – orľovské súvrstvie (vrchný cenoman – spodný santón); 18 – pieskovce a slieňce – flyš s prevahou pieskovcov (stredný alb – spodný cenoman); 19 – slieňce a pieskovce – flyš, s prevahou slieňcov a solistolitmi urgónskych vápencov (spodný alb – stredný cenoman); 20 – slieňité vápence a slieňovce (titón – apt).

Manínska jednotka a spodná krieda pri Podmaníne: 21 – slieňce a pieskovce – flyš s vložkami exotických zlepenecov (vrchný kampán – mástricht); 22 – pestré slieňce (spodný kampán); 23 – slieňce a pieskovce – flyš s vložkami exotických zlepenecov (vrchný turón – santón); 24 – pieskovce a slieňce – flyš, s prevahou pieskovcov (vrchný cenoman); 25 – slieňovce (alb – stredný cenoman) s brekciami v spodnom albe, slieňce a pieskovce – flyš a kontúry s prevahou slieňcov (stredný – vrchný cenoman); 26 – bázika (alb); 27 – rohovcové vápence (spodný alb); 28 – vápence a slieňce – súľovský vývoj (lias – apt); 29 – urgónske vápence (vrchný barém – spodný apt); 30 – doskovité slieňité vápence sčasti rohovcové (kimeridž – spodný barém); 31 – vápence a radiolarity (hetanž – oxford).

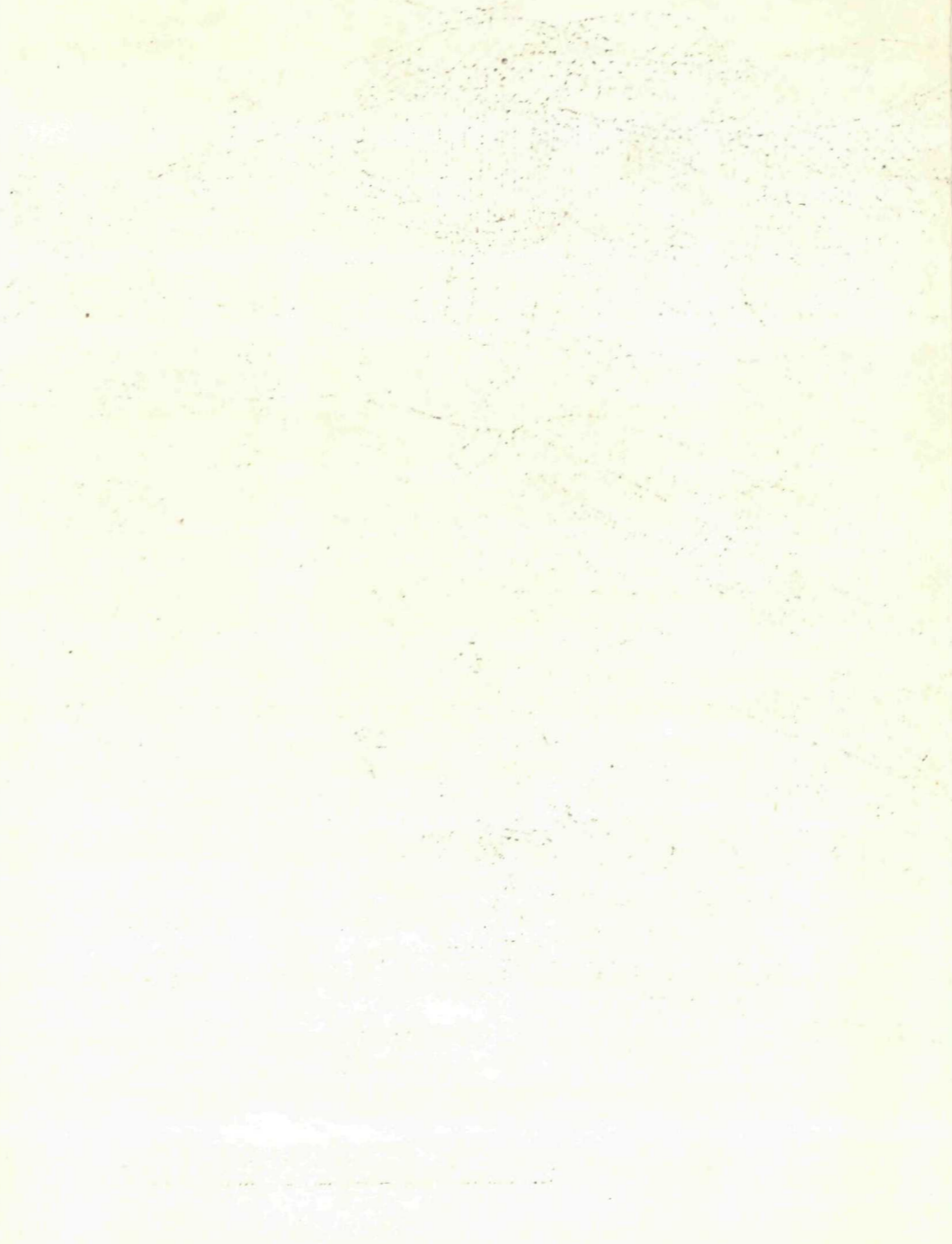
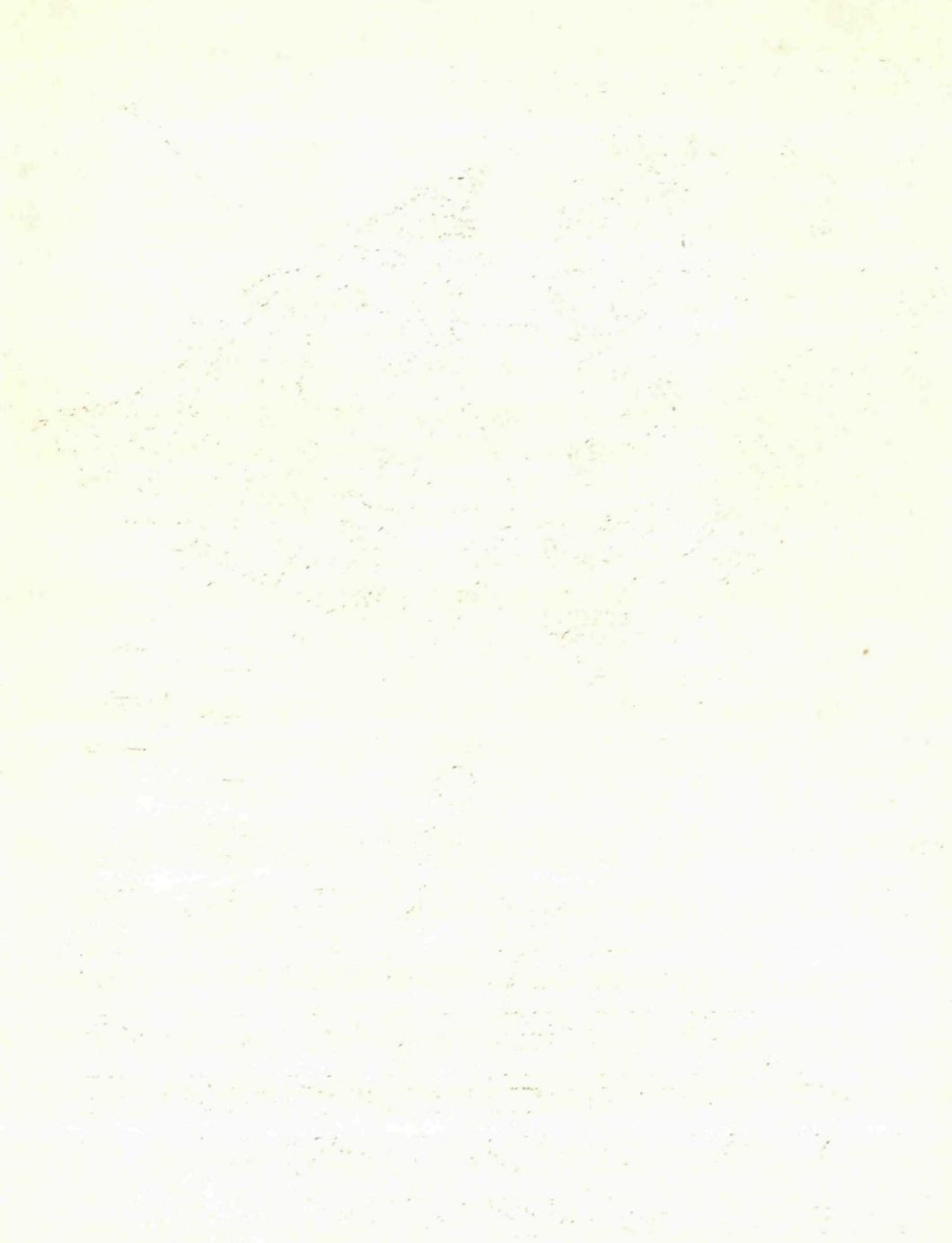
Vrchná krieda medzi Ovčiariskom a Žilinou: 32 – exotické zlepenec (vrchný mástricht); 33 – slieňce a slieňovce s ojedinelými vložkami pieskovcov (vrchný turón – mástricht); 34 – slieňce a pieskovce – neflyšový vývoj (cenoman).

Jablonovsko-praznovská šupina: 35 – slieňce a pieskovce – flyš, s vložkami exotických zlepenecov (cenoman – spodný turón).

Kostecká jednotka a zliechovská skupina: 36 – slieňce a pieskovce – flyš s prevahou slieňcov (stredný – vrchný alb); 37 – pieskovce a slieňce – flyš s prevahou pieskovcov (stredný – vrchný alb); 38 – slieňce a slieňovce (spodný alb); 39 – rohovcové vápence (spodný alb); 40 – slieňité vápence a slieňovce (titón – apt); 41 – krinoidové a kalové vápence – „kostecké bradlá“ (lias – malm); 42 – transgresívna báza paleogénnych piesčitých vápencov a súľovských zlepenecov; 43 – násunové línie a línie zvrásnených presunových plôch I. rádu, zistené a predpokladané; 44 – násunové línie druhoradé, zistené a predpokladané, resp. zistené ale nepresne lokalizované; 45 – zlomy s úklonom, zistené a predpokladané, resp. zistené ale nepresne lokalizované; 46 – smer a sklon vrstiev, obecné, vztýčené, prevrátené s pozíciou prúdových lineácií (mechanoglyfov) pri normálne uložených a prevrátených vrstvách; 47 – línia geologického rezu; 48 – lomy; 49 – transport v zlepenecoch, zistený meraním orientácie valúnov; 50 – transport v turbiditových pieskovcoch, zistený meraním orientácie plôch šikmo zvrstvených lamín (c interval A. H. Boumu); 51 – transport zistený meraním prúdových lineácií so známym zmyslom smeru (erozívne prúdové stopy, stopy po úderoch, krátkom dotyku) na spodných vrstevných plochách; 52 – počet meraní na lokalite (veľkosť šípky je priamo úmerná počtu meraní) a – 1 až 3 merania; b – 4 až 6 meraní; c – 7 až 10 meraní.

Handwritten text at the top of the left page, possibly a title or header.

Main body of handwritten text on the left page, consisting of several paragraphs.



zlepencami typu simmiktitov obsahuje chudobné spoločenstvá foraminifer koňaku-santónu. Rovnakú mikrofaunu obsahujú šedé piesčité sliene s valúnmi pieskovcov v osade Dolina (Plevnícky potok). Okrem toho však obsahujú aj redeponovanú mikrofaunu vrchného cenomanu. Túto sukcesiu hornín vystriedajú pestré sliene a slieňovce spodného kampánu. Nasleduje flyšové súvrstvie, ktoré sa postupne vyvíja z pestrých slieňov. Postupne sa objavujú vrstvy pieskovcových turbiditov, pribúda piesčitosť a mení sa farba slieňov. Miestami sú vo flyši prítomné exotické zlepence a bloky vápencov. Pelity obsahujú mikrofaunu vrchného kampánu. Z rovnakého stratigrafického obzoru opisuje O. Samuel – K. Borza – E. Köhler (1972) z lokality Kopanický potok (Hlboké nad Váhom) flyšovité súvrstvie s doskovitými až tenkolavicovitými vrstvami strednozrnných a drobnozrnných zlepencov. V piesčitých slieňoch tejto lokality sme zistili tiež veľké úlomky (1×0,5×0,5 m) zelenkastých slieňovcov s mikrofaunou senónu. Výskyty organogénnych zlepencov sa tiahnu až do údolia Hrabovského potoka. Vo vyššej časti flyšu sa v piesčitých slieňoch (lokality Hrabové) nachádzajú už orbitoidy spodného mástrichtu (E. Köhler 1960). Hrúbka flyšu je 400–500 m. Najmladšie mástrichtské sedimenty sa zachovali s. od Hlbokého nad Váhom. Opísal ich O. Samuel – K. Borza – E. Köhler (1972). Hrúbka súvrstvia je približne 150 m.

#### Cenoman a vrchná krieda v úseku Ovčiarsko – Žilina

Vrchná krieda leží s hiátom na cenomanskom súvrství. Najstaršie známe sú tmavosivé piesčité sliene s ojedinelými doskovitými až tenkolavicovitými, jemnozrnnými a strednozrnnými pieskovcami. Vrstvy pieskovcov majú prevažne šošovkovitý tvar a vytrácajú sa na malé vzdialenosti. Priebežné vrstvy nie sú turbiditového typu. V slieňoch sú v spodnej časti konkrécie až vrstvy (do 5 cm) pelosideritov, vo vrchnej časti piesčité, ílovité vápence až vápnité pieskovce preplnené orbitolínmi, riasami a lamelibranchiátmi. Zistili sme tiež organodetrítické vápence a vápnité pieskovce so sesilnými foraminiferami s úlomkami rudistov. Ojedinele sa vyskytujú pieskovce s valúnmi exotík a *Exogyra columba silicea* (L a m). Sliene obsahujú chudobné foraminiferové spoločenstvo spodného až vrchného cenomanu. Hrúbka súvrstvia je 200–300 m.

Na vrchnocenomanských silne piesčitých slieňoch ležia s hiátom žltosivé sliene s mikrofaunou bázy vrchného turónu. Okrem nej sú v bazálnej časti slieňov prítomné redeponované cenomanské druhy (prevažne úlomky) *Epistomina* sp. Nadložné hnedé, šedé a zelenkavé sliene a slieňovce obsahujú mikrofaunu koňaku až mástrichtu. (text. tab. 1).

V spodnom kampáne a vo vrchnom mástrichte sa miestami objavujú vložky doskovitých až lavicovitých jemnozrnných pieskovcov. V roklinách z. od Žiliny sa vo vrchnom mástrichte vyskytujú exotické zlepence, prevažne so slienitou základnou hmotou – simiktity; striedajú sa s vrstvami piesčitých slieňov a s lavicami hrubozrnných pieskovcov. Zlepence, pieskovce a sliene obsahujú roztrúsené orbitoidné foraminifery, ktoré opísal E. Köhler (1960). V zlepencoch je zaujímavý výskyt

úlomkov zelenkastých sliênov senónu (K. Borza 1966). Hrúbka súvrstvia v rozsahu turón – mástricht je 150 m. Opísaná vrchná krieda je spojená pozvoľným prechodom s paleogénnymi sedimentmi (J. Salaj – J. Kysela – V. Gašpariková – A. Began 1978).

#### Jablonovsko-praznovská šupina

Najstaršie sú v nej šedé a fialové piesčité sliene (miestami slienité pieskovce) s blokami organogénnych piesčitých vápencov. Vápence obsahujú sesilne foraminifery, úlomky rias, rudistov a orbitolíny. Známe sú tiež vrstvy organogénnych pieskovcov s valúnmi exotík (J. Salaj 1962). V nadloží sa nachádza súvrstvie tmavošedých sliênov a piesčitých sliênov s doskovitými jemnozrnnými pieskovicami a so vzácnymi vrstvami exotických zlepcov. Pieskovce a zlepence obsahujú redeponovanú šelfovú makrofaunu *Exogyra columba* (Lamarck), orbitolíny a koraly. Sliene majú mikrofaunu spodného až vrchného cenomanu a v najvyššej časti (pri Praznove) aj mikrofaunu spodného turónu. Pri Praznove opísal D. Štúr (1860) sliene s pieskovicami a zlepcami ako praznovské vrstvy. Hrúbka cenomansko-spodnoturónskeho súvrstvia v okolí Praznova je 400 m, medzi Súfomom a Hradnou až 1000 m (obr. 2).

#### Kostelecká jednotka

V kosteleckej jednotke, v ktorej bol pôvodne určený len stratigrafický rozsah lias (D. Andrusov 1959), sa postupne preukázal doger a malm, neskôr pri Vrchteplej neokóm až spodný alb (M. Rakús 1977). Za súčasť kosteleckej jednotky nepovažujeme bradlo pri Súlove (porov. K. Borza 1970). V nadloží rohovcových vápencov sa nachádza flyšový súbor. Mikrofauna z pelitov (prevláda bentosová zložka) preukazuje spodný až vrchný alb. Hrúbka albského flyšu je približne 400 m (obr. 2). Mladšie súvrstvia sme nezistili.

### Stratigrafia paleogénu

#### Hričovsko-žilinský a vnútrokarpatský paleogén

Obidva vývoje paleogénu sú súčasťou jedného sedimentačného priestoru. Najstarším zisteným stupňom v najexternejšej (najsevernejšej) zachovanej časti bazénu je dán. Paleogén je tu spojený pozvoľným prechodom so senónom. V internejšej (južnejšej) časti sú paleogénne sedimenty transgresívne (obr. 2, 4).

Nad vrchnou kriedou v úseku Ovčiarsko – Žilina ležia (bez hiátu) paleogénne sedimenty (Salaj – J. Kysela – V. Gašpariková – A. Began 1978). V súvrství sa striedajú sliene (červené, zelené, šedé) s vrstvami pieskovcov a drobno-

zrných zlepcov súfovského typu. Časté sú bloky (max. rozmery do 10 m) kriedových a paleogénnych rifových vápencov. Sliene obsahujú mikrofaunu dánu až lutétu. O. Samuel (1973) navrhol pre flyš názov žilinské súvrstvie. Hrúbka je približne 800 m.

V úseku Ovčiarsko–Jablonové je známy odlišný vývoj paleogénu (O. Samuel – K. Borza – E. Köhler 1972). Pri Hričovskom Podhradí je najstaršie známe flyšové súvrstvie, v ktorom sa striedajú lavicovité pieskovce, piesčité litotamniové vápence a piesčité sliene. Podľa mikrofauny je zaraďované do montu až tanetu. V nadloží vystupuje flyšové súvrstvie s drobnozrnnými až hrubozrnnými zlepcami. V zlepcovom flyši sa nachádzajú veľké bloky montsko-tanetských rifových vápencov (telesá o rozmere desiatok až stoviek metrov). Rifové bloky sú redeponované v mladšom (ilerdskom) súvrství. Vek súvrstvia, ktoré O. Samuel (1973) nazýva hričovským je na základe veľkých a malých foraminifer mont-kuis. Hrúbka je približne 800 m.

Juhozápadne od Hričovského Podhradia tvoria bázu paleogénu ilerdské sedimenty, severne od Hlbokého nad Váhom sú prítomné jemnozrnné organogénne pieskovce a organogénne vápence preplnené veľkými foraminiferami. Medzi ilerdským súvrstvím a podložnými cenomanskými slietmi s vložkami pieskovcov je úzke tektonicky porušené pásmo, ktoré je dobre odkryté v lome pri Jablonovom. J. Salaj – J. Kysela – V. Gašpariková – A. Began (1978) ho interpretujú ako hranicu dvoch rôznych šupín. Po podrobnejšom štúdiu v teréne sme dospeli k názoru, že poruchové pásmo je len tektonickou komplikáciou pôvodne stratigrafického a transgresívneho vzťahu. V stratigrafickom nadloží transgresívneho súvrstvia sa nachádza zlepcový flyš so stratigrafickým rozsahom vrchný ilerd–kuis (porov. O. Samuel – K. Borza – E. Köhler 1972). Juhozápadne od Jablonového tvoria bázu paleogénu súfovské zlepence. Rovnaká situácia je v oblasti východne od Súfova a Hradnej a medzi Lietavskou Svinnou a Babkovom. Zlepence ležia diskordantne pod uhlom  $10^{\circ}$  –  $20^{\circ}$  na kriede jablonovsko-praznovskej šupiny, kosteleckej jednotky a zliechovskej série (obr. 3, 4). Vek bazálnych súfovských zlepcov medzi Jablonovým a Prečínom je pravdepodobne (na základe superpozície) spodný kuis, hrúbka je najmenej 400–500 m. Východne od Súfova a Hradnej sú zlepence kuiske až spodnolutétske, dosahujú hrúbku 500–700 m. Smerom na východ sa hrúbka znižuje. Medzi Lietavskou Svinnou a Babkovom sú hrubé 300–400 m.

V nadložnom zlepcovom flyši sa striedajú sliene a vápnité ílovce s doskovitými až hrubolavicovitými pieskovecami s telesami zlepcov súfovského typu. V pruhu medzi Vrchteplou a Ovčiarskom vystupuje vo flyši mohutný litosóm (300–500 m) zlepcov, ktorého vek je podľa nanoplanktónu (v podloží zlepcov zóna *Discoaster Iodoensis*, v nadloží spoločenstvo s *Discoaster saipanensis* Bramlete – Riedel (určila H. Bystrická, ústne oznámenie) vrchný kuis – spodný lutét. Vek zlepcového flyšu je spodný – stredný lutét. Hrúbka vzrastá od východu (nepatrná hrúbka) smerom na západ, kde dosahuje 1200 m.

V najvyššej časti zlepcového flyšu sa začínajú objavovať vrstvy turbiditových kremenných pieskovcov (kremeň 60–80 %, živce 5–15 %). Smerom do nadložia sa vo flyši vytrácajú zlepence súfovského typu a pieskovce s karbonátovým materiálom.

Vyššie sú dominantne zastúpené doskovité až lavicovité jemnozrné až strednozrné kremenné pieskovce, ktoré sa striedajú so šedými, lokálne tiež červenými, vápnitými ílovcami. Zriedkavo sa vyskytujú sklzové telesá brekcií s numulitmi (D. Andrusov – M. Kuthan 1944). V najvyššej zachovanej časti flyšového súvrstvia (pri Hôrkach) sme zistili vrstvy drobnozrných zlepcov. Valúniky tvorí prevažne kremeň, ojedinele kryštalické bridlice. O. Samuel – J. Salaj (1968) uvádzajú pre flyš charakteristický stratigrafický rozsah lutét – priabón. Hrúbka je približne 1500 m.

### Opis tektonických pomerov

V oblasti medzi Žilinou a Považskou Bystricou vystupuje:

1. kysucká skupina pieninskej jednotky,
2. klapská jednotka,
3. manínska jednotka so spodnou kriedou pri Podmaníne, s dvoma typmi vrchnej kriedy a praznovsko-jablonovskou šupinou,
4. kostelecká jednotka a zliechovská séria krížňanskej jednotky,
5. hričovsko-žilinský a vnútrokarpatský paleogén.

Sedimenty začleňované do kysuckej skupiny budujú najsevernejšiu časť študovaného územia. Na severe sa stýkajú s bystrickou jednotkou magurského flyšu pozdĺž tektonickej línie strmo ukлонenej na sever. Vrstevné plochy v súvrstviach sa skláňajú prevažne k severu pod uhlami väčšími než  $30^\circ$ ; miestami sú súvrstvia vztýčené. Sledovanie sedimentárnych textúr vo flyši (indikujúcich spodnú vrstevnú plochu) a mikrobiostratigrafické štúdium viedli k zisteniu, že: 1. súvrstvia sú prevažne prevrátené, 2. vztýčené vrstvy majú spodné vrstevné plochy obrátené na sever, 3. normálne uložené vrstvy sú len v úzkej štruktúre pri styku s bystrickou jednotkou. Mapovacie práce ukázali, že v území sa opakujú určité časti vrstevného sledu, čo spolu s poznaním charakteru uloženia vrstiev viedlo k identifikácii šupinovitej stavby.

Násuny medzi jednotlivými šupinami sa prejavujú v plastických horninách – slieňoch – ako zóny tektonického zbridičnatenia a redukcie; husto ich prenikajú subparalelne usporiadané kalcitové žilky s ryhovaním. V rigidných horninách ich indikujú zóny drvenia. Situácia v odkryvoch a priebeh línií násunov v teréne (údolie, chrbát) preukazujú, že línie sú pri povrchu ukлонené na sever. Predpokladáme, že smerom do hĺbky sa stáčajú na juh. Takmer všetky šupiny sú pri povrchu prevrátené a často sú v úrovni súčasného reliéfu šikmo zrezané. Časť šupín sa západným smerom vytráca. Normálne šupiny sa nachádzajú v úzkom páse pri magurskom flyši. Tieto sa vytrácajú smerom na východ. Styk kysuckej skupiny s klapskou jednotkou je tektonický – pozdĺž línie ukлонenej strmo k severu. Vzhľadom na to, že kysucká skupina vystupuje v iných častiach bradlového pásma v tektonických oknách spod klapskej jednotky, môžeme túto líniu interpretovať ako povrchový priebeh zvrásnenej a zošupinovatením rozbitej presunovej plochy.

Vnútoraná stavba klapskej jednotky v úseku Žilina – Dolný Hričov je obdobná ako v kysuckej skupine. Vrstvy sa skláňajú na sever pod uhlami nad  $30^\circ$  a sú, až na



niekoľko výnimiek, prevrátené. V priečnom profile sa niekoľkokrát opakujú hrubé, stratigraficky identické flyšové pieskovcové litosómy. Táto situácia zodpovedá šupinovitej stavbe a neposkytuje možnosti pre inú koncepčnú alternatívu. Násunové línie sa podľa zriedkavých odkryvov, ale najmä podľa priebehu v teréne, skláňajú pri povrchu na sever. Šupiny sú pri povrchu prevrátené a v úrovni reliéfu sa postupne západným smerom vytrácajú, čo zrejme súvisí s extrémnym zúžením bradlového pásma pri Hričovskom Podhradí. Niektoré šupiny miznú náhle, „skokom“, na priečnom zlome pri Ovčiarsku. V úseku Dolný Hričov – Považská Bystrica má klapská jednotka čiastočne odlišnú stavbu. Vrstvy sú uklonené pod uhlami nad 30° na severozápad a juhovýchod a sú uložené normálne (tab. VIII obr. 1, 2) aj prevrátené, pričom sa často spájajú vrstvy s rovnakým zmyslom sklonu, resp. vrstvy s rovnakou pozíciou spodnej vrstevnej plochy (k jednej strane), do pomerne širokých a dlhých pásem. V niektorých pásmach sa nachádzajú priebežné hrubé flyšové pieskovcové litosómy, ktoré však v susedných pásmach v rovnakej stratigrafickej úrovni nepokračujú. Nakoľko flyšové pieskovcové litosómy vznikali v rozsiahlych žlaboch a sú plošne veľké, nemôžeme vysvetľovať línie styku týchto pásem ako priebeh osových rovín synklinál, resp. antiklinál, ale môžeme ich interpretovať, už aj vzhľadom na spätosť so žilinskou oblasťou, ako línie násunu medzi jednotlivými šupinami. Zistili sme tiež vrásové štruktúry, majú však malé rozmery; podieľajú sa na vnútornej stavbe pásiem – šupín. Podľa strmého uloženia vrstiev v blízkosti týchto línií môžeme o nich predpokladať, že sú takmer vertikálne. Medzi Plevníkom a Považskou Bystricou sa nedali lokalizovať pre slabo odkrytý terén. Medzi Plevníkom a Hričovským Podhradím sú vnútornejšie pásma – šupiny – zrezávané externejšími (severnejšími) a smerom na východ, resp. severovýchod sa vytrácajú na tektonickej línii prvého rádu. Pozdĺž tejto línie, pravdepodobne násunu, sa stýka klapská jednotka s vnútornejšou – manínskou jednotkou. Zriedkavé odkryvy a priebeh línie (údolie, chrbát) preukazujú, že pri povrchu, od Žiliny po Považskú Bystricu, je sklonená strmo k severu.

Manínsku jednotku delia priečne zlomy a násuny na synklinórium s vrchnou kriedou prerušené medzi Podmanínom a Dolinou vyzdvihnutým blokom Manína a Drieňovky. Po vnútornom okraji ich doprevádza praznovsko-jablonovská šupina (tab. XII obr. 2), ktorá sa objavuje tiež medzi Súľovom a Hradnou. Juhozápadná časť synklinória (pri Podmaníne) má zložitú stavbu. Častý je výskyt malých bradiel obklopených pelitickými a flyšovými horninami. Vrstvy v „obale“ bradiel upadajú strmo (nad 45°) k severozápadu aj k juhovýchodu a sú uložené normálne aj prevrátené, so spodnými vrstevnými plochami prevažne na severozápade. Vrstevné plochy v bradlách sú orientované chaoticky. Celá oblasť je značne tektonicky porušená s početnými zónami redukcie a „vyvalcovania“ častí vrstevných sledov.

Veľké bradlá Manín a Drieňovka spolu s „obalom“ vytvárajú samostatný blok. Bradlo Manín má tvar platne, s vrstvami generálne upadajúcimi na východ. Smerom na západ je bradlo nasunuté na svoj „obal“. Drieňovka má brachyantiklinálnu stavbu. Vrstvy v „obale“ sú uložené normálne aj prevrátené a sú uklonené na východ a opačne, prevažne so spodnými vrstevnými plochami na západe – s náznakom šupinovitej stavby. Jasnú vrásovú – antiklinálnu stavbu má obal v bezprostrednom okolí Drieňovky. V severovýchodnom pokračovaní synklinória s vrchnou kriedou sa

vrstvy skláňajú strmo k severovýchodu, aj opačne, a sú uložené normálne aj prevrátené so spodnými vrstevnými plochami takmer výlučne na severozápade. Zreteľná je šupinovitá stavba s násunovými plochami uklonenými takmer vertikálne. Priebeh línií násunov medzi Dolinou a Hričovským Podhradím ukazuje, že externejšie (severnejšie) šupiny sú zrezávané internejšími a v úrovni súčasného reliéfu sa vytrácajú. Od Hričovského Podhradia k Žiline sa manínska jednotka nachádza v úzkej šupine, resp. šupinách s prevrátenými vrstvami sklonenými strmo k severu. Šupiny sú východným smerom na priečnych zlomkoch postupne odsúvané k juhu. Od Praznova po Hlboké sprevádza opísané štruktúry pruh cenomansko-spodnoturónskych sedimentov – praznovsko-jablonovská šupina (tab. XII obr. 2). Ich styk je tektonický, v úseku Praznov – Dolina pozdĺž k juhovýchodu strmo uklonenej násunovej plochy, od Doliny na severovýchod sa plocha skláňa strmo k severozápadu. Vrstvy sú v zodpovedajúcich úsekoch uklonené najprv k juhovýchodu a sú uložené normálne, v oblasti Doliny sa prevracajú a sú uklonené k severozápadu, a takto pokračujú až k Hlbokému, kde sa vytrácajú. Pri Súlove a Hradnej sú vrstvy strmo uklonené dovnútra Karpát; tým smerom sekvencia mladne, čo potvrdzuje tiež mikrobiostratigrafia.

Styk s južnejšou kosteleckou jednotkou vystupujúcou v oblasti medzi Praznovom, Kostelcom, Bodinou a Hradnou je tektonický, pozdĺž línie uklonenej pri povrchu strmo až takmer vertikálne k juhovýchodu. Po jej vnútornej strane sa vyskytujú bloky jurských vápencov, ktoré interpretujeme ako odtrhnuté a vyvlečené tektonické bradlá. Vrstvy v nadložných flyšových a pelitických súvrstviach prevažne upadajú strmo k juhovýchodu a sú normálne uložené; pri Hradnej sú prevrátené a skláňajú sa k severozápadu. Charakter vzťahu medzi kosteleckou jednotkou a vnútornejšie ležiacou zliechovskou sériou krížňanskej jednotky sme nezistili. Problematické je aj ich osamostatnenie, pretože jediné zatiaľ známe kritérium pre rozdelenie – diametrálne odlišné transportné smery vo flyšových súvrstviach (porov. J. Jablonský 1978) – je nepoužiteľné pre malý počet odkryvov.

Paleogénne sedimenty medzi Žilinou a Považskou Bystricou vystupujú v dvoch pásmach. Externé „pribradlové“ pásmo je vrásnením výrazne postihnuté. Pri Prečine je transgresná plocha súlovských zlepcov vztýčená a vrstevné plochy v nich a v nadložnom zlepcovom flyši sú až prevrátené s úklonom k severozápadu. Táto situácia pokračuje severovýchodným smerom až k Vrchteplej a indikuje poklesnutý blok. Tomu zodpovedajú aj pomery vo vrte RK-25, v ktorom sa báza súlovských zlepcov nachádza v hĺbke 555 m (J. Šalaga et al. 1976). Pri Vrchteplej, severne od priečného zlomu, sa transgresívna báza a vrstvy ukláňajú k juhovýchodu pod uhlom 25–55° a sú uložené normálne, čo spolu s výsledkami vrtu RK-26A, kde bola báza zlepcov navrtaná v hĺbke 33 m, preukazuje výzdvih štruktúry. Smerom na severovýchod sa transgresívna báza a vrstvy v pásme postupne vztýčujú až prevracajú, súčasne bazálne sedimenty starnú a mení sa ich litologický charakter. Zaujímavé je správanie sa hrubého zlepcového litosómu vo flyši. Flyšové súvrstvie je prevrátené s úklonom strmo k severozápadu, zlepenec sú však uložené normálne s uklonmi strmo k juhovýchodu. Tento stav dokumentuje odlišný charakter tektonických deformácií, ktoré boli v rigidných zlepencoch ruptúrne (tab. XV obr. 1) a vo flyši ohybové (porov. geol. rezy 5–6 a 7–8 obr. 4).

Medzi Hričovským Podhradím a Ovčiarskom je styk paleogénu s mezozoikom tektonický (podľa situácie v odkryvoch a šachticiach hĺbených v rámci prieskumu pre diaľnicu) pozdĺž línie strmo ukлонenej na sever. Táto je možným pokračovaním násunu medzi praznovsko-jablonovskou šupinou a vrchnokriedovým synklinóriom. Od Hričovského Podhradia na východ sa „pribradlové“ paleogénne pásmo výrazne zužuje. Vytrácajú sa v ňom hrubé vrstvy súľovských zlepcov a na priečných zlomoch sa odsúva k juhu. Mení sa tiež jeho vzťah k podložnému mezozoiku. Pri Žiline je paleogén s ním zviazaný pozvoľným prechodom, možno ho teda nazývať aj manínsky paleogén. Celá „pribradlová“ štruktúra má tvar synklinály utatej z vnútra zlomom (obr. 4); jej os sa ponára na sever a postupne stáča na východ. Zlom súčasne oddeľuje „pribradlovú“ štruktúru od vnútornejšieho, vrásnením slabšie postihnutého pásma. Medzi Bodinou a Paštinou Závadou sa ukláňa strmo k východu a juhovýchodu – pohyb vnútornejšieho bloku po ňom možno charakterizovať ako násun. V ďalšom priebehu sa ukláňa takmer vertikálne, k severu, a pohyb vnútornejšieho bloku po ňom možno charakterizovať ako zdvih. Podľa priebehu ho nazývame súľovsko-prečínsky zlom. V oblasti pri Žiline nemôžeme vylúčiť jeho vyznievanie a prechod do flexúry.

Paleogénne sedimenty vo vnútornejšom pásme pri Žiline sú zvrásnené do širokej-brezianskej-synklinály (D. Andrusov – M. Kuthan 1944). Vrstvy sú po jej západnom okraji sklonené k východu pod uhlami 40–50°, po juhovýchodnom okraji sú sklonené k severozápadu pod uhlami 30–40°. Smerom k osi synklinály sa sklony postupne zmenšujú na 10–20°. Od Babkova k Žiline sa synklinála rozširuje, jej os sa stáča zo smeru JZ-SV na smer Z-V a súčasne sa týmto smerom aj ponára. Opísaný smer úklonov čiastočne narušuje pri Paštinej Závade plošne malá brachyantiklinála. Medzi Bodinou a Súľovom, jz. od súľovsko-prečínskeho zlomu sa v pozdĺžnej násunom vyklenutej štruktúre objavuje mezozoické podložie, ktoré je vnútornejším pokračovaním štruktúr vystupujúcich medzi Kostelcom a Jablonovým. Intenzívnejšie zvrásnené sú paleogénne sedimenty pri Veľkej Čiernej a Domaniži. Vrstvy v súľovských zlepcoch a nadložnom flyši upadajú k severozápadu pod uhlami 60–65° a sú prevrátené; to potvrdil aj vrt RK-24 (J. Šalaga et al. 1976).

Ak sledujeme vzťah tektonickej línie oddeľujúcej kosteleckú jednotku od praznovsko-jablonovskej šupiny k priebehu paleogénnych štruktúr a súľovsko-prečínskeho zlomu, zistíme, že ich smery sa krížiajú pod uhlom 10–30°. Tektonická línia doprevádzaná kosteleckými bradlami pokračuje pod transgredujúcim paleogénom k severovýchodu, zhruba rovnobežne s ekvivalentnou líniou pri Hradnej. Kostelecké bradlo (Okrúhle) spolu s albskými vápencami a flyšom (v. od Vrchteplej) môžeme v tomto prípade vysvetľovať ako násunom odtrhnuté a vyvlečené spod paleogénu (obr. 4). Z tejto situácie však súčasne vyplýva, že bradlo pri Súľove nepatrí kosteleckej jednotke, pretože táto nepokračuje tak ďaleko pod paleogén. Je vyvlečené spolu s cenomanským flyšom a patrí manínskej jednotke. Tento záver je v súlade so zistením K. Borzu (1970).

Obdobné pretínanie, s rovnakým zmyslom orientácie, existuje medzi priebehom paleogénnych litofácií a smermi paleogénnych štruktúr. Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu nie sú viazané len na jedno – vnútorné pásmo. Nachádzajú sa tiež v „pribradlovej“ štruktúre medzi Prečínom a Hlbokým, smerom na východ postup-

ne prechádzajú do hričovsko-žilinského paleogénu. Pri všeobecne prijímanom názore, že hričovsko-žilinský paleogén sa nachádza na externom okraji vnútrokarpatského paleogénu, to znamená, že vo „vzdušnom“ pokračovaní „pribradlovej“ štruktúry, medzi Prečínom a Hlbokým, existovali vývoje ekvivalentné hričovsko-žilinskému paleogénu. Zároveň to znamená, že neskoropaleogénne, resp. popaleogénne vrásnenie (pyrenejská, sávská fáza) vytvorilo v blízkosti bradlového pásma nezávislé štruktúry, šikmo režúce staršie, mezozoické štruktúry a os paleogénnej panvy – teda spôsobilo aj ohyb a extrémne zúženie bradlového pásma pri Hričovskom Podhradí.

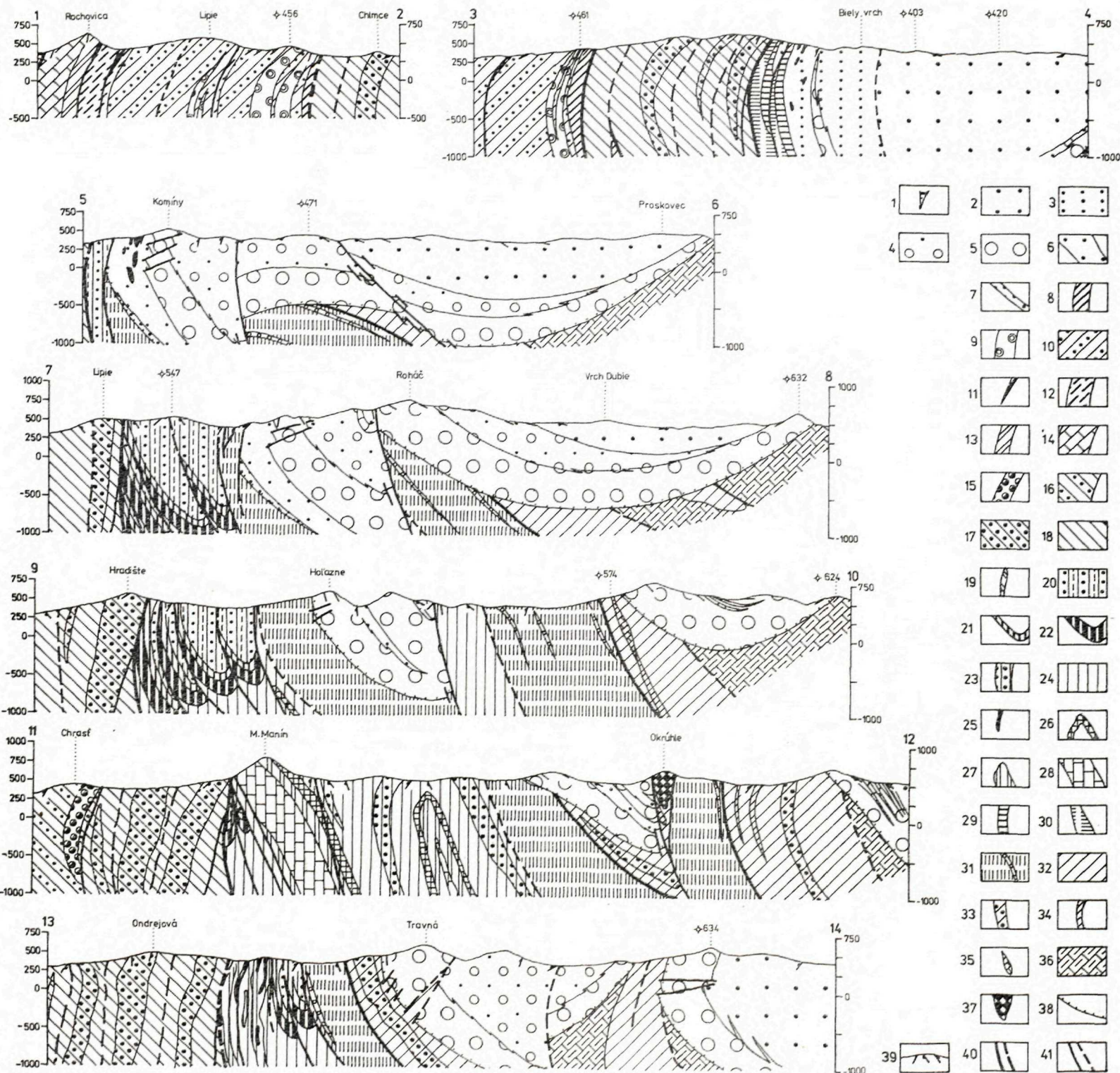
Významným tektonickým prvkom v území medzi Žilinou a Považskou Bystricou sú priečne zlomy. Podľa spôsobu odsúvania ekvivalentných litologických a pozdĺžnych tektonických línií so známym sklonom pozdĺž zlomu sme dospeli k názoru, že v pohyboch v týchto miestach výrazne prevládala vertikálna zložka. Môžeme teda hovoriť o poklesoch alebo zdvihoch. Charakteristickým príkladom je blok Manína a Drieňovky, ktorý je pozdĺž priečných zlomov vyzdvihnutý oproti severovýchodnej a juhozápadnej vrchnokriedovej synklinoriálnej štruktúre. Ďalší významný zlom prebieha cez paleogén medzi Bodinou a Vrchteplou. Pozdĺž neho sa dvíha severná časť paleogénnej kryhy. Menšie priečne zlomy sa nachádzajú východne od Hrabového. Porušujú paleogén a priľahlé mezozoikum a obmedzujú vyzdvihnutý blok. Doprevádza ich pozdĺžny zlom, ktorý šikmo zrezáva priebeh vrstevnatosti. Medzi Hričovským Podhradím a Žilinou sa nachádza séria takmer paralelných priečných zlomov. Môžeme ich nazvať žilinským systémom priečných zlomov. Pri južnom okraji bradlového pásma poklesáva pozdĺž nich každý východnejší segment voči západnejšiemu. Ak analyzujeme situáciu okolo priečných zlomov podrobnejšie, zistíme nezrovnalosti v odsúvaní ekvivalentných línií, zanikanie niektorých šupín na priečných zlomoch a zanikanie zlomov v blízkosti pozdĺžnych tektonických línií. Domnievame sa, že priečne zlomy vznikali a boli účinné v čase keď sa vytvárali najmladšie pozdĺžne tektonické línie. Skutočnosť, že pohyby po žilinskom systéme priečných zlomov prebiehajú aj v súčasnosti, dokladá mapa seizmicity územia ČSSR.

### **Sedimentologický výskum flyšových a neflyšových litofácií**

Snežnické súvrstvie a exotické zlepenice kysuckej skupiny pieninskej jednotky

Flyšové formácie pieninskej jednotky sa skladajú z dvoch základných súvrství: snežnické súvrstvie naspodku a exotický zlepencový flyš navrchu. Pieskovce snežnického súvrstvia, odkryté v okolí Kysuce medzi Vraním a Považským Chlmcom a v Divinke, utvárajú profily 100–400 m hrubé, v ktorých možno študovať detailné zoskupenia vrstiev do megarytmov, ako aj sedimentárne textúry, ktoré umožňujú rekonštruovať spôsob transportu a prostredie uloženia.

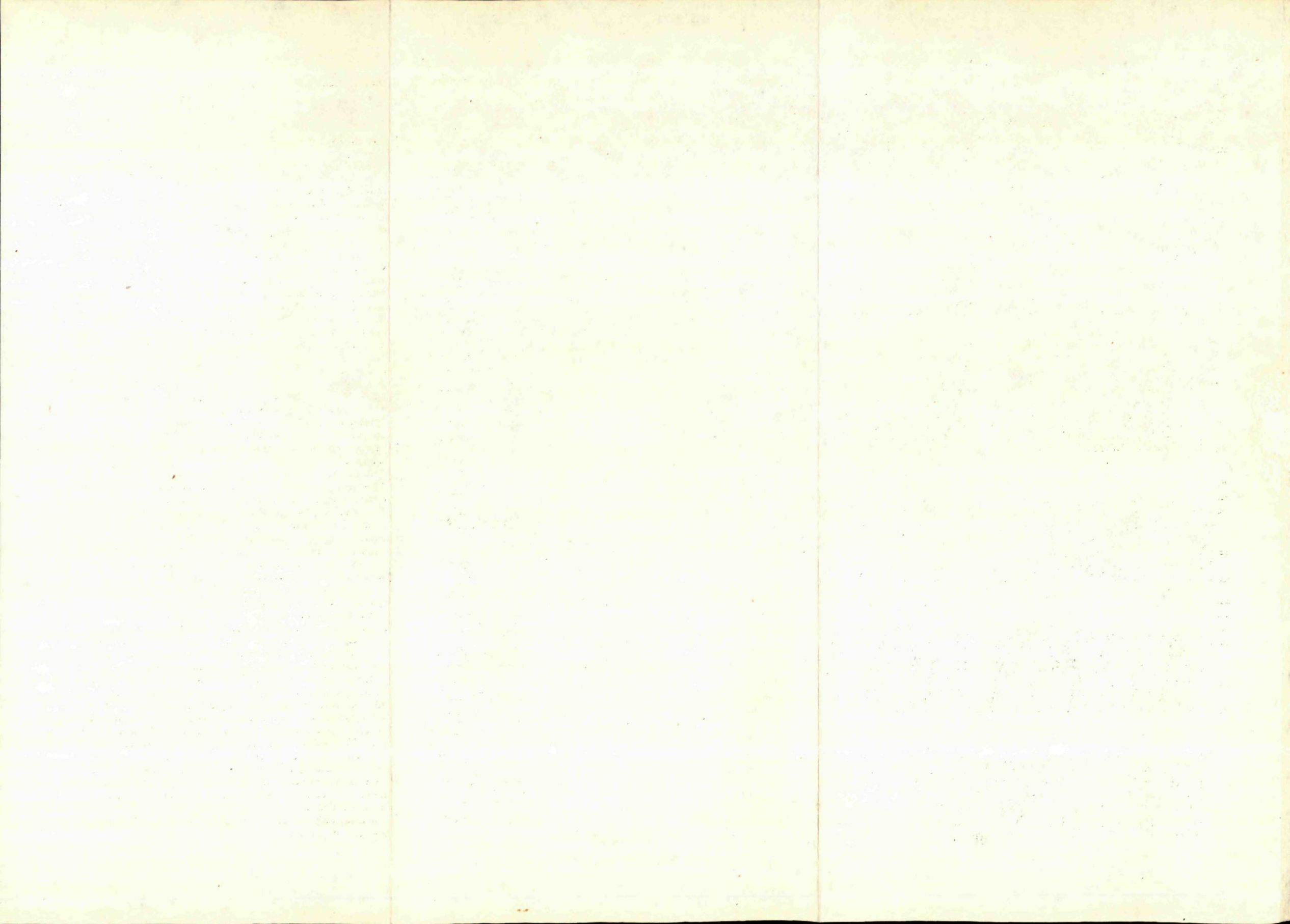
Vrstvy pieskovcov priemernej hrúbky 10–60 cm (obr. 5) sa zoskupili do menších megacyklov, pozostávajúcich z 3–9 vrstiev – nahor sa stenšujúcich (pozitívny trend, obr. 6, tab. I obr. 2), ale aj nahor hrubnúcich (negatívny trend). Takéto symetrické



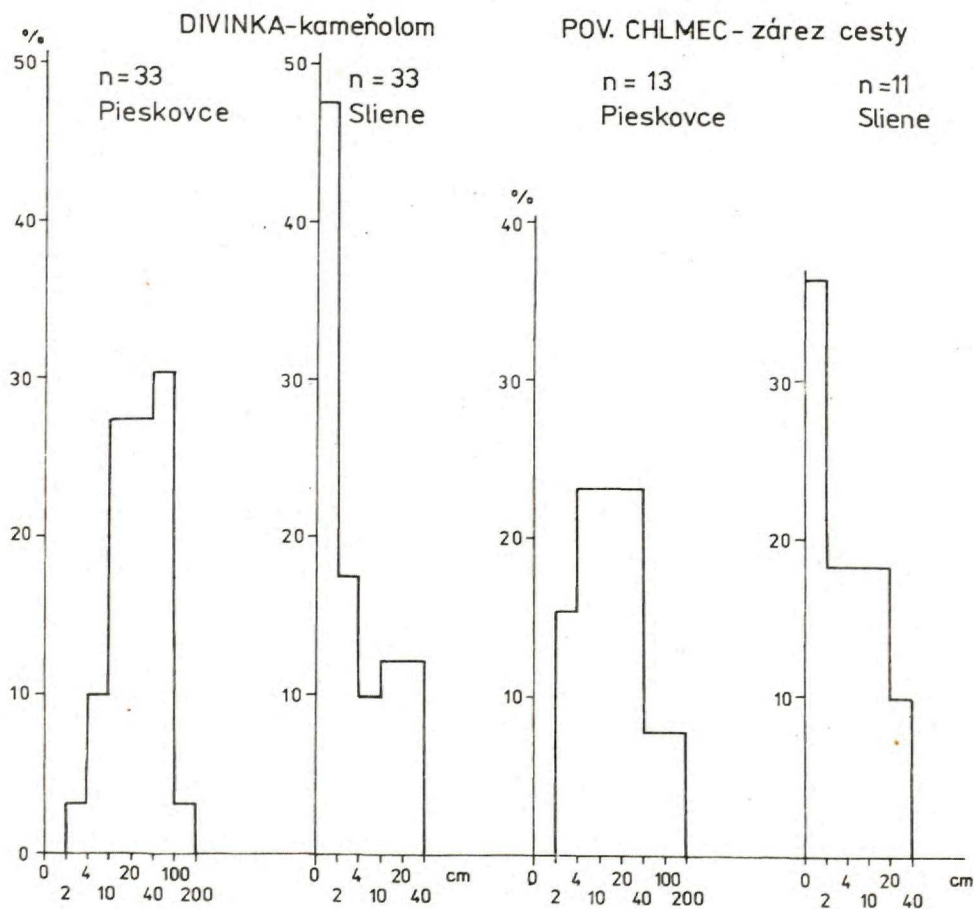
Obr. 4. Geologické rezy pozdĺž línií 1-14: (schematizované)

**Vysvetlivky:**

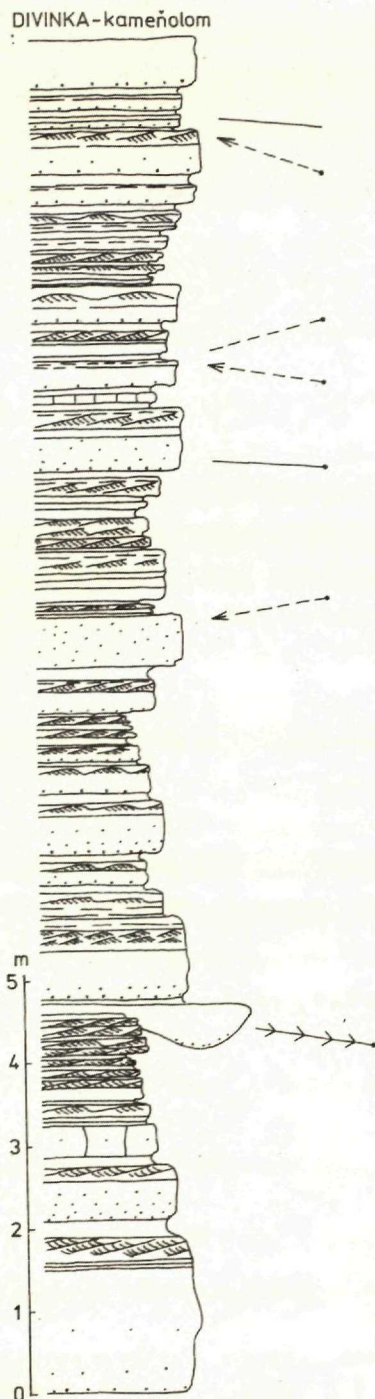
Bystrická jednotka: 1 – pieskovce a ílovce – flyš (eocén).  
 Hričovsko-žilinský a vnútrokarpatský paleogén: 2 – ílovce a pieskovce – flyš (stredný lutét – priabón); 3 – pestré slieň, karbonátové pieskovce a zlepenec – flyš, s olistolitmi rifových vápencov (dán – lutét); 4 – karbonátové zlepenec, brekcie a slieň – zlepenecový flyš (spodný – stredný lutét); 5 – súľovské zlepenec a brekcie (kuis – spodný lutét); 6 – karbonátové pieskovce, zlepenec, brekcie a slieň – zlepenecový flyš, s olistolitmi rifových vápencov (mont – kuis); 7 – piesčité vápence a zlepenec (ilerd).  
 Kysucká skupina pieninskej jednotky: 8 – pestré slieň (vrchný santón – mástricht); 9 – exotické zlepenec (koňak – spodný santón); 10 – pieskovce a vápnité ílovce – flyš (snežnícké súvrstvie (turón – spodný santón); 11 – pestré slieň a pieskovce (kysucké súvrstvie, turón); 12 – zelené a pestré slieň, vápence (lalinoké a tissalské súvrstvie, alb – cenoman); 13 – rohovcové vápence, slieňovce (titón – apt); 14 – pieskovce, ílovce, vápence a rádiolarity (álen – kimeridž).  
 Klapská jednotka: 15 – exotické zlepenec (koňak – spodný santón); 16 – pieskovce, slieň a zlepenec – orľovské súvrstvie (vrchný cenoman – spodný santón); 17 – pieskovce a slieň – flyš, s prevahou pieskovcov (stredný alb – spodný cenoman); 18 – slieň a pieskovce – flyš, s prevahou slieňov a s olistolitmi urgónskych vápencov (spodný alb – stredný cenoman); 19 – vápence a slieňovce (titón – apt).  
 Manínska jednotka a spodná krieda pri Podmaníne: 20 – slieň a pieskovce – flyš, s vložkami exotických zlepenec (vrchný kampán – mástricht); 21 – pestré slieň (spodný kampán); 22 – slieň a pieskovce – flyš, s vložkami exotických zlepenec (vrchný turón – santón); 23 – pieskovce a slieň – flyš s prevahou pieskovcov (vrchný cenoman); 24 – slieňovce (alb – stredný cenoman) s brekciami v spodnom albe, slieň a pieskovce – flyš a konturity s prevahou slieňov (stredný – vrchný cenoman); 25 – bázika (alb); 26 – urgónske vápence (vrchný barém – spodný apt); 27 – doskovité slieňité vápence, sčasti rohovcové (kimeridž – spodný barém); 28 – vápence a rádiolarity (hetanž – oxford).  
 Vrchná krieda medzi Ovčiariskom a Žilinou: 29 – slieň a slieňovce s ojedinelými vložkami pieskovcov (vrchný turón – mástricht); 30 – slieň a pieskovce – neflyšový vývoj (cenoman).  
 Jablonovsko-praznovská šupina: 31 – slieň a pieskovce s vložkami exotických zlepenec (cenoman – spodný turón).  
 Kostecká jednotka + zliechovská skupina: 32 – slieň a pieskovce – flyš, s prevahou slieňov (stredný – vrchný alb); 33 – pieskovce a slieň – flyš, s prevahou pieskovcov (stredný – vrchný alb); 34 – slieň a slieňovce (spodný alb); 35 – rohovcové vápence (spodný alb); 36 – slieňité vápence a slieňovce (titón – apt); 37 – krinoidové a kalové vápence – „Kostecké bradlá“ (lias-malm); 38 – transgresívna báza paleogénnych piesčitých vápencov a súľovských zlepenec; 39 – sklony vrstiev: obecne, s vyznačením pozície prúdových lineácií na spodných plochách pri normálne uložených vrstvách, pri prevrátených vrstvách; 40 – násunové línie a línie zvrásnených presunových plôch I. rádu, zistené a predpokladané; 41 – násunové línie druhoradé a zlomy, zistené a predpokladané.



zskupenia boli častejšie v strednej časti snežnického súvrstvia. Na prechode snežnického súvrstvia do exotických zlepcov sú prevažne megacykly vrstiev, ktoré sa smerom nahor stenčujú. Časť (25 %) hrubších vrstiev (40–60 cm) je gradačne zvrstvená s ideálnym priebehom Boumových intervalov – nahor sa zrná postupne zmenšujú, a to od pieskovej (Md 0,2–0,5 mm) do prachovej až ílovej veľkosti. Väčšia časť (45 % hrubších vrstiev do 200 cm) je masívna (bezštruktúrna) po celej hrúbke alebo masívna v spodnej a laminovaná v hornej časti. Masívne vrstvy sú časté v súboroch, v ktorých prevládajú pieskovce nad ílovcami (v pomere 5:1). Laminované vrstvy prítomné v slieňovcoch sú zložené z prachovcov a majú šikmo zvrstvenú čerinovú lamináciu (tab. I obr. 1), zvyčajne naloženú na laminácii horizontálnej.



Obr. 5. Hrúbka turbiditov snežnického súvrstvia kysuckej skupiny pieninskej jednotky. Distribúcia vrstiev pieskovcov v megarytmoch je rovnomerne rozdelená. Pri Divinke (kameňolom) je maximum v rozmedzí 10–100 cm a v záreze cesty s. od Považského Chlmca je 4–40 cm. Jednotlivé vrstvy dosahujú až 200 cm. Sliene v kameňolome sú rozdelené podľa hrúbky do dvoch maxím od 1–4 cm a do 10–40 cm, v záreze distribúcia asymetricky klesá k väčším hrúbkam.



Predpokladáme, že pieskovce sa ukladali zo spomaľujúcich sa tokov. Svedčí o tom masívny alebo gradačný interval na báze, vždy prekrytý horizontálnou a šikmozvrstvenou lamináciou. Ukázalo sa, že prúdové stopy na spodných vrstevných plochách gradačných aj bezštruktúrnych vrstiev, utvorené erodujúcim prúdom, mali ten istý smer a zmysel smeru ako uklonené šikmozvrstvené laminy; z toho uzatvárame, že snežnické súvrstvie bolo utvárané jednosmerne pôsobiacimi prúdmi turbulentného charakteru a predstavujú typické turbidity. Nakoľko vrstvy sú utvorené jemnozrnnými pieskovicami a prachovcami, najčastejšie zachované stopy sú erozívne, vyvolané účinkom turbulentných vírov. Stopy po vlečení sú zriedkavé, pretože v toku chýbali väčšie úlomky slieňovcov. Stopy po organickej činnosti, najmä meandrovité po lezení a pasení (tab. II obr. 1) sú veľmi časté na spodných vrstevných plochách. Zriedkavé sú stopy po preliezanií cez tenké vrstvy (do 6 cm).

Snežnické súvrstvie sa vyznačuje stálosťou hrúbky vrstiev. Ich vytrácanie severovýchodným smerom nie je podmienené sedimentárne, ale tektonicky, t. j. redukciovou pieninskej jednotky, ktorú nahradzuje iná jednotka. Na základe štúdiá transportných smerov (obr. 3) získaných meraním hlavne erozívnych prúdových

Obr. 6. Litologický profil s podrobným vyznačením interných sedimentárnych textúr a orientovaných prúdových lineácií podľa používaných znakov a symbolov (R. Marschalko 1966). V profile pozorovať prevahu megarytmov s gradačnými pieskovicami na báze zjemňujúcich sa nahor do jemnozrnných prúdovo laminovaných tenkých vrstiev, čo podľa modelu submarinného turbiditového náplavu predstavuje jeho strednú časť. Prítomnosť rozmyvov je typická pre toto prostredie, najmä pre vyššie stredné časti náplavového kužela. Snežnické súvrstvie v kameňolome pri Divinke pod zlepcovým flyšom. Kysucká skupina.

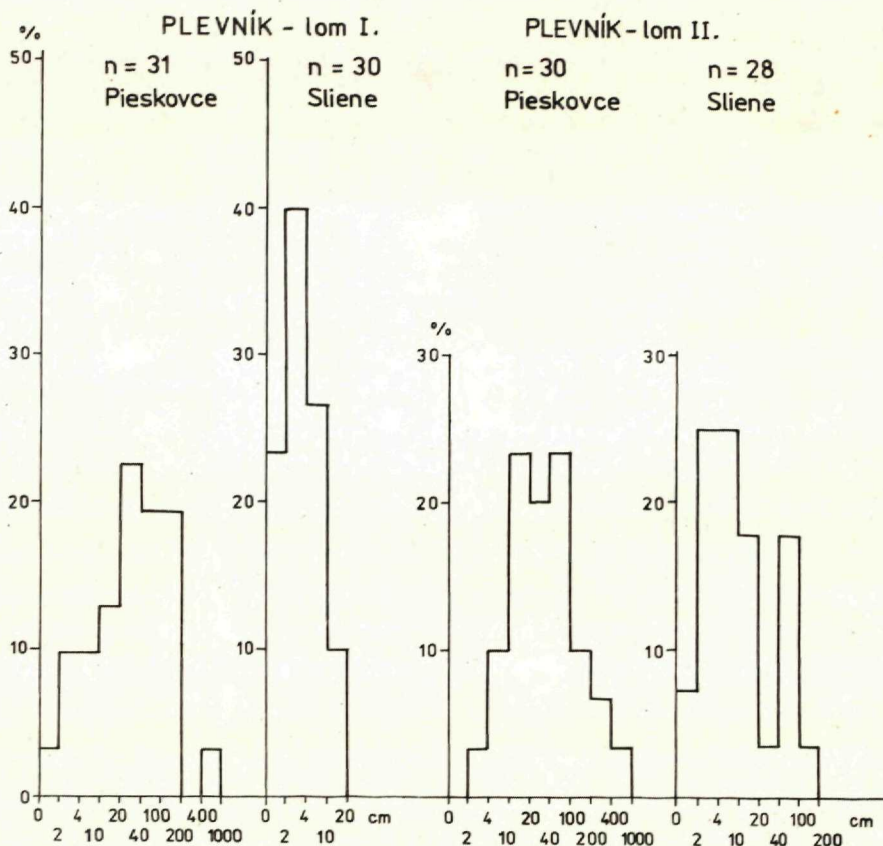


stôp a plôch šikmého zvrstvenia súdime, že zdroje týchto pieskovcov boli rozmiestené po južnom okraji bazénu a mali intrageosynklinálny charakter. Naznačuje to aj petrografia pieskovcov. Hlavnou stavebnou zložkou je kremeň (20–60 %), úlomky karbonátových hornín (5–56 %), granitových a metamorfovaných hornín (4–29 %). Úlomky vulkanitov tvoria 5-percentnú prímes. Tmel je karbonátový (3–20 %), podiel ílovej základnej hmoty je malý (0–13 %). Podľa rozdelenia základných zložiek pieskovce nie sú droby, v ktorých základná hmota zvyčajne presahuje 15-percentný podiel, ale náležia typickým vápnným litickým pieskovcom. Vysokým obsahom vápencových a dolomitových úlomkov sa pieskovce radia k nezrelým klastickým sedimentom vznikajúcim vedľa zdroja týchto hornín. Horniny, ktoré majú až 50-percentný podiel týchto úlomkov, môžeme (zhodne s R. L. Folkom 1968) nazývať vápnné litické pieskovce až piesčité vápence (calc lithite). Aby vznikli chemicky nestabilné vápencové i vulkanické úlomky hornín, bola potrebná erózia neúplne zvetraných materiálov a ich rýchly prenos do mora. Takáto erózia bola možná, ak bol vysoký reliéf: turbiditné prúdy zanášali karbonátový detrit do takých hlbok mora, v ktorých bol nemožný ďalší prenos materiálu, a tak sa nestále zložky zachovali neporušené. V snežnickom súvrství je nedostatok hrubých klastických sedimentov, z čoho usudzujeme, že sa súvrstvie ukladalo ďaleko od zdrojov na plochom dne hlbokomorských pláni. Snežnické súvrstvie predstavuje distálny typ flyšových turbiditov.

Zlepencový koňacko-santónsky flyš kysuckej skupiny sa vyznačuje veľkou hrúbkou (tab. II obr. 2). Jednotlivé telesá sú hrubé od 2 do 12 m, často gradáčne zvrstvené alebo s inverznou gradáciou dobre zaoblených úlomkov veľkosti balvanov (2,5 m) až prachu. Elipsoidovité tvary klastov sú orientované dlhou osou po prúde a sú imbrikované. Čím je zlepencové teleso hrubšie, tým sú úlomky väčšie. To naznačuje, že vrstva bola uložená naraz a nebola neskoršie premývaná a prepracovaná. Erozívne javy medzi vrstvami zlepencov a pieskovcami sú prítomné, no nie sú výrazné. Domnievame sa preto, že zlepence nie sú plytkomorské a transgresívne útvary, ale vznikli rýchlymi tokmi zrn (lavíny štrkopiesku), ktoré zanášali materiál na náplavové kúžele vyúsťujúce z hrdiel podmorských kaňonov. Svedčia o tom i telesá zlepencov, ktorých hrúbka narastá proti smeru tokov. Ako vyplýva z meraní imbrikácie (obr. 3), tieto toky prichádzali od J a JV na S a SZ, kde predpokladáme otvorený flyšový žľab.

Aby vznikli také rozsiahle akumulácie zlepencového flyšu (5–10 km<sup>3</sup>), boli potrebné prudké priľahlé svahy, neustále oživované rýchlym zdvihom po zlomoch priľahlých k zdrojom a hypersubsidencia flyšového žľabu. Zlepencový flyš náhle prechádza do pestrých slieňovcov a v nich zaniká. Zlepence najvyšších stratigrafických polôh majú typické štruktúry simmiktitov, sklzov (tab. III obr. 1), rozsiahlych olistostrómov; indikujú nestále, nevyrovnané svahové podmienky ešte aj v štádiu zanikania zdrojovej oblasti. Pretože pestré sliene nemajú flyš, ani prímes klastických sedimentov, zánik zdrojov musel prebiehať veľmi rýchlo.

Flyšové zlepence sú nezrelé ako petrografickým zložením, tak aj štruktúrne. Prevládajú v nich úlomky labilných horninových komplexov zmiešané s menším množstvom hlbinných a metamorfovaných hornín. Karbonátové úlomky tvoria asi 50 % (obr. 15), podiel vulkanických hornín je stále vysoký. Prítomné sú tiež



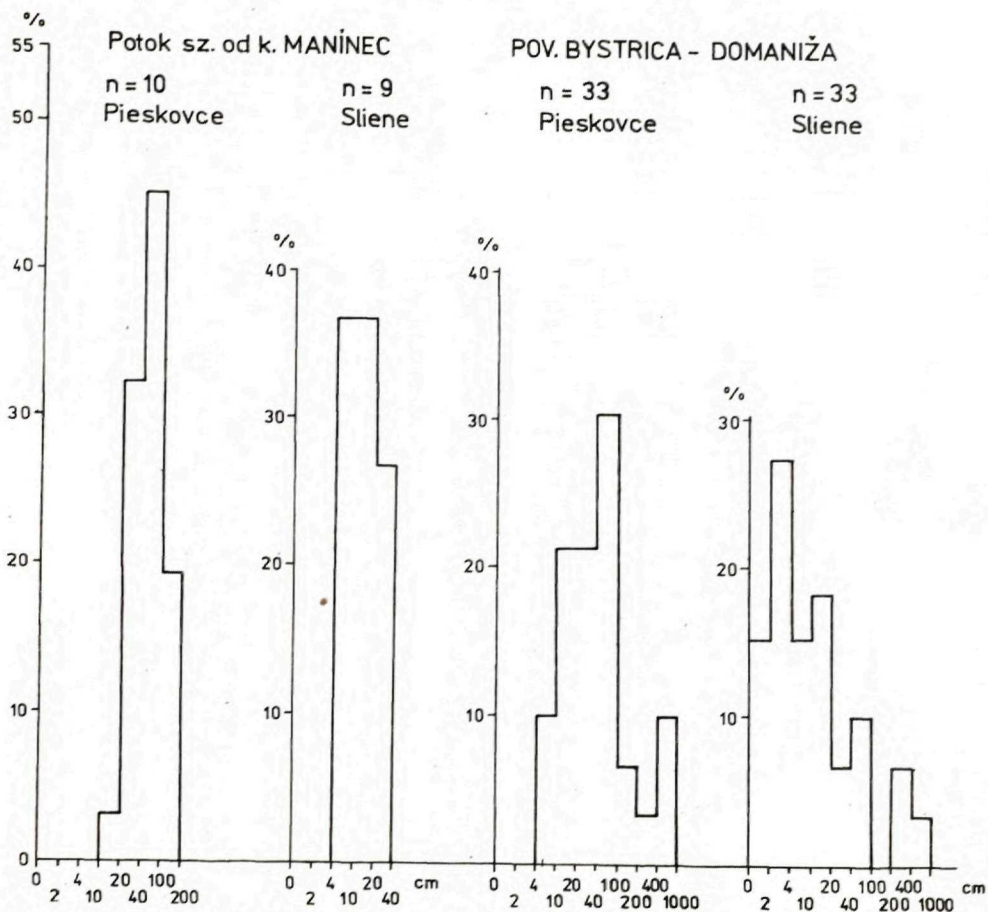
Obr. 7. Histogram hrúbky vrstiev klapskej jednotky v lomoch pri Plevníku. Distribúcia (lom I) má maximum v rozpätí 20–200 cm. Hrubé vrstvy do 10 cm tvoria samostatnú skupinu. Sliene majú maximá v rozpätí od 2–10 cm. V lome II maximum pieskovcov kumuluje od 10–100 cm s ojedinelými vrstvami od 2–4–10 m hrúbky. Rozdelenie slienov je bimodálne od 2–20 cm a od 40–100 cm.

opracované úlomky kremencov a kremenných zlepcov značnej veľkosti a lokálne žilný kremeň. Zdroj týchto hornín nemožno zrovnávať so žiadnymi súčasne odkrytými sériami tatrídneho bloku. Skutočnosť, že spolu s týmito exotickými horninami vystupujú úlomky súčasných alebo starších flyšových a neflyšových komplexov (napr. pieskovce s *Exogyra columba*) priľahlých štruktúrnych pásiem, poukazuje na to, že zdroje exotických hornín sa rozprestierali vnútri pieninskej geosynklinály. Nemožno vylúčiť, že dobre zaoblené valúny kremencov pochádzajú z predošlých zlepcových cyklov.

#### Alb – spodný cenoman klapskej jednotky

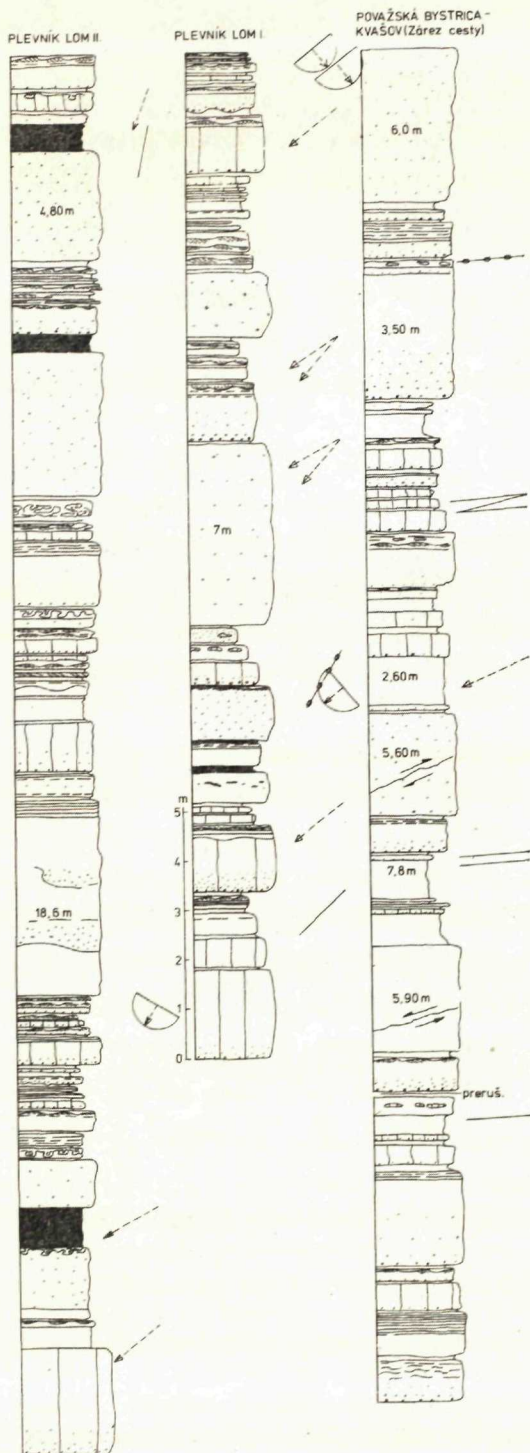
##### Základný opis vrstiev a priestorové vzťahy

V albskom flyši sa jednotvárne striedajú pieskovce a sliene. Toto pravidelné



Obr. 8. Hrúbka vrstiev klapskej jednotky (alb) v potoku, sz. od kóty Maní n e c. Maximum pieskovcových vrstiev je v intervale 20–200 cm, vrstiev slienov v intervale 4–40 cm. V súbore chýbajú hrubé bezštruktúrne vrstvy (6–7 m). V záreze cesty Považská Bystrica – Kvašov – Domaníža je opäť maximum hrúbky vrstiev medzi 10–100 cm. Do sekvencie vstupujú opäť masívne hrubé vrstvy pieskovcov s nevýrazným triedením zŕn (do 10 m hrubé) a narušujú trend vytvárania megarytmov. Nakoľko hrúbka vrstiev neukazuje systematické klesanie v prúdovom smere (SV – JZ), hrubé, bezštruktúrne vrstvy objavujúce sa v sekvencii, predstavujú v klapskom trógu depozitá laterálne vstupujúcich tokov zŕn.

striedanie je v podstate utvorené turbiditnými prúdmi. Pieskovce náležia vápnitým litickým pieskovcom s vysokým obsahom úlomkov karbonátových hornín (27–48–63 %, v priemere 34 %), kremeňa (34–62 %, v priemere 46 %), granitov a metamorfik (5,5–11 %, v priemere 9 %) a vulkanických hornín (0,5–3,2 %) a nepatrného množstva živcov (0,2–1 %). Obsah tmelu je v priemere 9 %, základnej hmoty 3 %. Pieskovce majú rôznu hrúbku, ale ich stálosť v odkryvoch je značná. Meranie hrúbky ukázalo na viacerých profiloch, že maximum stredných hodnôt bolo v rozmedzí 10–100–200 cm (obr. 7, 8). Osobitnú skupinu tvoria vrstvy 200–1000 cm hrubé, ktoré podmieniajú bimodálne rozdelenie četnosti. Šoškovkovité tvary nie sú



Obr. 9. Podrobné litologické profily albským flyšom od Plevníka na východ (lom I + II) a východne od Považskej Bystrice (zárez v ceste na Kvašov - Domanížu). Pozorovať dve tendencie utvárania megarytmov. U prvého typu prevažuje najhrubšia gradáčna vrstva na báze s ubúdaním hrúbky nahor a výskytom premenlivého množstva príduvočerínových intervalov alebo jemnozrných pieskovcov bez gradácie so zle vyvinutou príduvou čerínovou lamináciou. U zjemňujúcich sa megarytmov smerom nahor sa nenašli bazálne rozmyvy. Megacykly sú jednoduché ale aj zložené. Druhý typ s pribúdaním hrúbky vrstiev nahor je výnimočný a dáva vznik symetrickým cyklom (Kvašov). Hrubé masívne bezštruktúrne pieskovce objavujúce sa nepravidelne, narušujú vývoj megacyklov (Považská Bystrica - Kvašov). Hemipelagické slieňy sú sivé, tmavosivé a výnimočne čierne, vysoko organické.

známe. Erozívne javy, ako kanály, hlboké ryhy a rozmyvy, sú zriedkavé; v jednotlivých prípadoch nepresahujú 20–30 cm hĺbku. U slieňovcov pozorujeme maximum četnosti kumulované od 2 do 10 cm, od 40 do 100 cm, resp. od 200 do 400 cm (obr. 7, 8). Zriedkavo vstupujú do sekvencie často laminované kalové (1–5 cm) karbonáty Fe, podľa ktorých bol odvodený názov pelosideritové vrstvy. Pomer pieskovcov ku slieňovcom sa pohybuje v rozmedzí 1,07–2,0 až 3,4. Pri vyšších hodnotách sa vrstvy pieskovcov kumulujú vo väčšie priestorove rozľahlé litosómy s konštantnou hrúbkou vrstiev, ktorá sa iba postupne mení v smere prúdov. Litosómy sa dali sledovať geologickým mapovaním – sú morfológicky výrazné (tab. VIII obr. 2). Náhly vstup pieskovcov väčšej hrúbky sme pozorovali na Hradisku z. od Strážova, pri Plevníku a Maršovej. Ukázalo sa, že vrstvy utvárajú pravidelné megarytmy (najhrubšia vrstva je na báze) s postupným ubúdaním hrúbky smerom nahor (obr. 9). Až 6 takýchto megarytmov sme zistili v lome Plevník I, Strážov II (obr. 9). Nasledovný megarytmus začínal vždy náhle hrubou vrstvou pieskovca. Zriedkavejšie sú prípady, keď je opakovanie obrátené – od tenkých vrstiev k hrubým vrstvám v strope megarytmu. Ich hrúbka sa pohybuje od 1 do 3,6 až 12 m. Pravidelnosť cyklov miestami narušujú náhle sa objavujúce hrubé pieskovcové vrstvy. Podľa faciálneho delenia. S. Muttiho – F. Ricci-Lucchiho (1972), ako aj R. G. Walkera – E. Muttiho (1973), prvý cyklus sa utvára na strednej časti submarínneho náplavu (podmorskej delte alebo kuželi) ako dôsledok činnosti turbiditných prúdov, ktoré postupne premiestňovali a opúšťali staré korytá. Druhý cyklus (hrubnutie smerom nahor) sa utvára na vonkajšej časti náplavu, keď nastupujú nové nánosy piesku progradáciou.

#### *Sedimentárne textúry a charakter tokov*

Erozívne stopy, 1–2 m dlhé a 30 cm široké pravidelne symetricky vyrezané do podložného slieňa naznačujú veľkú rýchlosť turbiditného prúdu (lom Strážov II); tab. V obr. 2, tab. VI obr. 1, tab. VII obr. 2

Nálezy odtlačkov schránok amonitov v týchto stopách sú dokladom rozmyvu, turbulencie, rýchlosti a veľkej transportnej kapacity týchto tokov.

Iný typ predstavujú tlakovo orientované erozívne stopy, alebo aj plamienkovité stopy. Ide o laloky piesku prepadávajúceho sa do podložnej viskózne vrstvy bahna v dôsledku rozdielnej hustoty. Asymetriu týchto stôp utvoril orientovaný tlak vrstvy postupne deponovanej na sklonený substrát. Sú ukazovateľmi nerovnosti dna flyšovej panvy a pri častom výskyte majú čiastočný význam pre stanovenie odvodeneho miestneho paleosklonu v študovaných flyšových sekvenciách albu – spodného cenomanu.

Gradačné zvrstvenie sa ťažko klasifikuje pre nevýraznú veľkosť zrn distribúovaných v študovaných flyšových vrstvách. Vrstvy sa skladajú zo strednozrného pieskovca až prachovca (0,05 – 0,01 mm; tab. IV obr. 1); zrná výnimočne dosahujú 7–12 mm (Plevník, hrebeň na J alebo Hradisko u Strážova). Podľa klasifikácie G. V. Middletona (1967) sa našlo hlavne gradačné zvrstvenie stupňované – veľkostná distribúcia sa mení nahor postupne u všetkých zrn ako dôsledok rozkladajúceho sa turbiditného prúdu. Tento typ pripisoval uvedený autor značne zriedeným turbiditným prúdom ukladajúcim materiál ďalej od zdrojov, nie v proximálnej oblasti.

Zvyčajne je vo vrstvách hrubých 1, najviac 2 m a sprevádza ho výrazný interval paralelnej laminácie (B interval A. H. Boumu), šikmozvrstvenej laminácie (interval C) a v mnohých prípadoch tiež interval šikmej vzostupnej čerinej laminácie (interval C), zriedka konvolutnej laminácie (interval C; tab. III obr. 2). B interval nie je taký častý, alebo je tvarove nevýrazný, čím sa dané gradačné zvrstvenie odchyľuje od ideálneho usporiadania turbiditového modelu A. H. Boumu (1962), no gradačné zvrstvenie a erozívne stopy utvorené separáciou toku sú typickými znakmi turbiditných prúdov. Pri podrobnejších štúdiách sekvencií (Strážov I a II, lom Dolný Hričov, lom Plevník I a II) sa ukázalo, že vrstvy pieskovcov, hlavne väčších hrúbok, sú masívne zvrstvené, bezštruktúrne, s hŕfmi rozptýlených ílovcových a slieňovcových úlomkov ukončených ostro bez laminovaných intervalov vo vrchnej časti (tab. VI obr. 2). Tieto vrstvy o hrúbke 6–7 m, najviac 18 m (zárez cesty Považská Bystrica – Prečín, Maršová, Kvašov – lom) bez výrazných prúdových laminácií a trakčných textúr pravdepodobne nevznikli zo slabnúcich tokov s pribúdaním trakcie od bázy nahor. Sú výsledkom najskôr dvoch procesov a vznikli:

1. Rýchlym uložením z turbiditného prúdu pri náhlom zalomení svahu a vyliatí z podmorského kañonu. Chýbanie laminovaných intervalov poukazuje na to, že trakčná fáza nevznikla pravdepodobne pre nedostatok času.

2. Z vysokokonzentrovaných tokov zŕn alebo sutinových tokov, kde sediment bol nadnášaný zrážkou zŕn (disperzný tlak) alebo vztlakom intergranulárnej sedimentárnej zmesi.

Z experimentálnych údajov, ako aj z pozorovaní vysvitá, že pre tieto toky sú diagnostické tieto vnútorné textúry: masívne vrstvy pieskovcov s nezreteľnou lamináciou, úlomky slieňov, miskovité štruktúry a sklzové stopy. Skutočnosť, že na týchto vrstvách sa nenašli erozívne stopy značne podporuje názor, že bezštruktúrne hrubé vrstvy tak časté v albskom flyši (tab. IV obr. 2; tab. V obr. 1) sú výsledkom hustejších a vysokokonzentrovaných tokov, v ktorých triedenie materiálu nebolo výrazné. Občasné rastlinné zvyšky v týchto vrstvách nepravidelne a náhodne usporiadané ostro kontrastujú s prevažne pravidelným usporiadaním na odlučných plochách paralelnej laminácie gradačných turbiditov. Predsa hustota týchto tokov, ako ukazuje nízky obsah základnej hmoty pieskovcov, nedosiahla hodnoty potrebné pre udržanie sutinového toku, a preto sa domnievame, že základné transportné mechanizmy bezštruktúrnych pieskovcov boli toky zŕn (pieskotoky) a husté turbiditné prúdy v konečnej fáze opäť prechádzajúce do tokov zŕn (G. V. Middleton – M. A. Hampton 1973). Podľa toho bolo viac gravitačných mechanizmov transportu veľkej nosnej sily, ktoré zanášajú pieskový materiál do hlbokých častí flyšového žlabu.

#### *Priestorové rozšírenie turbiditového faciálneho modelu*

Opísané zvrstvenia, bezštruktúrne pieskovce veľkej hrúbky, vysoký pieskovcovoslieňový pomer a zoskupenie cyklov sú znakmi turbiditovej faciácie B<sub>2</sub> (R. G. Walker a – E. Muttiho 1973), t. j. asociácie, ktorá špecifikuje prostredie ich utvárania do strednej časti náplavu. V terminológii W. R. Normarka (1970) z recentných hlbokomorských výskumov existuje submarínny náplavový kužel rozdelený do 3 častí: 1. vrchný vymedzený do podmorského údolia (kañonu) značnej šírky a hĺbky,

2. stredný náplav s konvexne nahor vyklenutým profilom a s mnohými malými a plytkými rozvetvenými údoliami a kanálmi, 3. spodný alebo vonkajší s rovným a hladkým profilom skláňajúcim sa k príľahlej bazénovej pláni; táto časť náplavu nie je rozbrázdzená údoliami a kanálmi.

Prúdy vyliate z kaňonu začínajú ukladať materiál na strednej časti náplavu, meandrujú, pohybujú sa po ňom a prelievajú sa do medzikanálovej oblasti. Stredný náplav rýchle narastá a hrúbka vrstiev, veľkosť zŕn a pieskovcovo-slieňovcový pomer klesajú po prúde. Preto na strednom náplave prevláda Boumov interval  $T_a$  a  $T_{a-c}$ , resp. bezštruktúrne fácie  $B_2$  (tab. IV obr. 1, 2; tab. V obr. 1). Už v strednej, a najmä spodnej časti náplavu, sa ukladajú fácie C a D – klasické turbidity, ktoré možno opísať Boumovými intervalmi  $T_{a-b-c}$ ,  $T_{b-c}$  a  $T_c$ .

#### *Iné batymetrické ukazovatele*

Masívne pieskovce obsahujú redeponovanú plytkomorskú faunu orbitolín (Hrabové). Amonitové schránky obnažené turbiditnými prúdmi prináležia nektónu. Niektoré pelagické druhy vápnitých foraminifer sprevádzajú len pelitický interval a poukazujú na väčšie hĺbky, avšak, ako ukázali výskumy R. Marschalku – O. Samuela (1975), nepresahujú hladinu kompenzácie karbonátov v kriedových moriach (2500–4000 m). Dôkazy súhlasné s týmito prinieslo aj štúdium organických stôp na spodných vrstevných plochách (tab. VII obr. 1). Stopy *Scolicia* náležia pasúcim sa druhom hlbokomorských organizmov nájdených dnes v hĺbkach hlavne okolo 4500–5000 m (C. K. Chamberlain 1975). Našli sme aj kozmopolitné eurybátne formy (*Chondrites*) uvádzané dnes hlavne z kontinentálneho svahu a kontinentálneho stupňa z hĺbok okolo 3000 m. Výskyt týchto organických stôp podporuje názor, že slieňové sedimenty tichých a hlbokých morských vôd – hemipelagické, v ktorých sa mohli udržať časove aj priestorove stále kozmopolitné druhy flyšových ichnocenóz (A. Seilacher 1974).

#### *Vzťah flyšu k proximálnym (marginálnym) faciám*

Albsko-spodnocenomanský flyš nemá typické asociácie facií vrchného náplavového kužeľa, ktoré by v terminológii faciálneho rozdelenia flyšu (R. Marschalko 1961, 1965, 1968) náležali proximálnym (marginálnym) faciám. Jednako sa miestami zachovali parabrekcie s blokmi veľkými  $2 \times 2 \times 1$  m, ktoré ležia náhodne a bez zjavného usporiadania v mikrozelepcovej základnej hmote. Bloky vápencov patria urgónskym faciám (Hradisko pri Žiline). Tento materiál bol dopravený do panvy z cudzieho exotického prostredia najskôr pádom z príľahlých klifov. Pravdepodobne to platí aj pre rozmernejšie bloky obklopené (hemipelagickými) slieňmi, ktoré budeme predbežne označovať ako olistolity. Ich veľkosť a rozmiestnenie v albskom flyši udáva priložená mapka (obr. 16). D. Andrusov (1945) ich nazýval blokové bradlá, pretože svojou veľkosťou nedosahovali bradlový priemer. V skutočnosti majú niektoré nepatrné rozmery, sú skôr ostrohranné ako zaoblené a utvárajú v albskom flyši sledovateľné roje. Všetky majú tieto spoločné znaky:

1. bloky sú oddelené od spodnokriedových? bazálnych sukcesí flyšového alochtónu;

2. sú umiestnené paralelne ale aj šikmo k okolitej vrstevnatosti a sú obklopené slieňmi alebo drobnorytmickým flyšom;

3. nepozorovať v nich stopy tektonickej deformácie, ani zvrásnenie a nie sú viazané na štruktúry „décollement“ a prevrátené vrásky;

4. nie sú navrátené plytkomorskými organizmami;

5. nepodopiera ich pieskovcová základná hmota ako parabrekcie (Hradisko);

6. náležia rôznym druhom urgónskych facií;

7. ich veľkosť kolíše v rozmedzí 1,3–6 m.

Nakoľko bloky nie sú tektonicky porušené, možno predpokladať, že na terajšie miesta výskytu sa dostali gravitačným kĺzaním ako izolované útržky a nie sú reliktom tektonického transportu koherentnej prikrbovej masy vlečenej v substráte flyšového alochtónu po zaplnení žľabu.

Bloky sú vo väčšine prípadov izometrické telesá a nemožno určiť ich orientáciu podľa dlhej osi vzhľadom k zdroju (klifu), ktorá mala byť s ním paralelná. Boli transportované na strednú vzdialenosť bez otáčania. Prichádzali z vyzdvihnutých strán žľabu dodávajúcich detritus flyšovým litosómom. Preto sklonom podmienený paleoprúdový smer vo flyši indikuje smer kĺzania blokov.

#### *Paleoprúdový výskum*

Mapa paleoprúdov (obr. 3) ukázala, že turbidity postupovali v šikmom až kolmom smere k priebehu tektonických štruktúr jednotky, t. j. od SV, V a VSV, a v osovom regióne žľabu sa stáčali do smeru zhodného so štruktúrou na JZ. Pozdĺžny transport bol preukázaný po celej oblasti od Žiliny po Považskú Bystricu a je celkom isté, že týmto smerom pokračoval ďalej. Bočný vstup bol zistený v niektorých litosómoch (lom Plevník, defilé Prečín – Považská Bystrica). Za neprítomnosti hrubých klastických sedimentov, resp. A a B facií R. G. Walkera – E. Muttiho (1972), resp. marginálnych facií R. Marschalka (1961), a za predpokladu, že litosómy predstavujú zachovanú strednú časť náplavových kužeľov. Je veľmi pravdepodobné, že flyšový žľab podľahol značnej (15–20 km) tektonickej redukcii a kôrovému skráteniu.

#### Cenoman – spodný santón klapskej jednotky pri Vrtižeri

Základným litologickým členom tohoto obdobia sú pieskovce (zárez cesty Vrtižer – Plevník) opisované v geologickej literatúre ako orlovské, podľa typického výskytu po pravom brehu Váhu medzi Považským Podhradím a Orlovým. Vyznačujú sa hojnou prítomnosťou ustricových spoločností (*Exogyra columba silicea* (Lam.)).

Skladajú sa jednak z masívnych bezštruktúrnych vrstiev hrubých 1–2 m, najviac 6 m, jednak z tenších vrstiev (30–60 cm) šošovkovitého tvaru, ktoré sa zvolna vytrácajú v sivých piesčitých slieňoch. Masívne pieskovce, okrem valúnikov slieňovcov orientovaných na odľučných plochách, nie sú zvrstvené, len u niektorých sme



pozorovali nevýraznú lamináciu v hornej časti vrstiev. Gradácia zŕn podľa veľkosti alebo intervaly Boumovoho turbiditového modelu sa nenašli. Prítomnosť morských ustricových spoločenstiev vo vrstvách pieskovcov stredných hrúbok naznačuje zjavné stenohalínne, resp. euryhalínne prostredie plytkého mora. Prevalha lastúrnikov (bivalvií) ukazuje, že tieto nedokázali rýchlo uniknúť zo sedimentu a boli náhle zasypané pieskom. Predpokladáme, že prínos klastického materiálu do biotopu musel byť vysoký. Na plytkomorský biotop poukazuje výskyt zvyškov plytkomorských organizmov v piesčito-slienitých vrstvách medzi telesami pieskovcov a celá sieť kanálikov, tunelov, prechádzajúca dvoma i tromi vrstvami (tab. IX obr. 2).

Iným typom textúr v pieskovcoch tenších vrstiev je šikmo zvrstvená laminácia (tab. IX obr. 1). Vo vertikálnych navzájom kolmých rezoch ležia laminy pod nízkym uhlom (10–14°) v sériách 20–30–60 cm hrubých, oddelených piesčitými slieňovcami. Nakoľko šikmé zvrstvenie vznikalo migráciou pieskových dún po prúde, domnievame sa, že sa tvorilo na plytkých plošinách v nevelkej hĺbke pod hladinou mora. Organické zvyšky na plochách lamín a stopy po preliezaní to tiež dokazujú. Petrografické zloženie pieskovcov: kremeň (23–25 %), úlomky karbonátových hornín (53,5–54,4 %), granity a metamorfované horniny (6,9 %), vulkanity (3,4 %), živce (0,5–0,7 %) a karbonátový tmel (3,3–10 %). Možno ich klasifikovať ako nezrelé vápnité litické pieskovce.

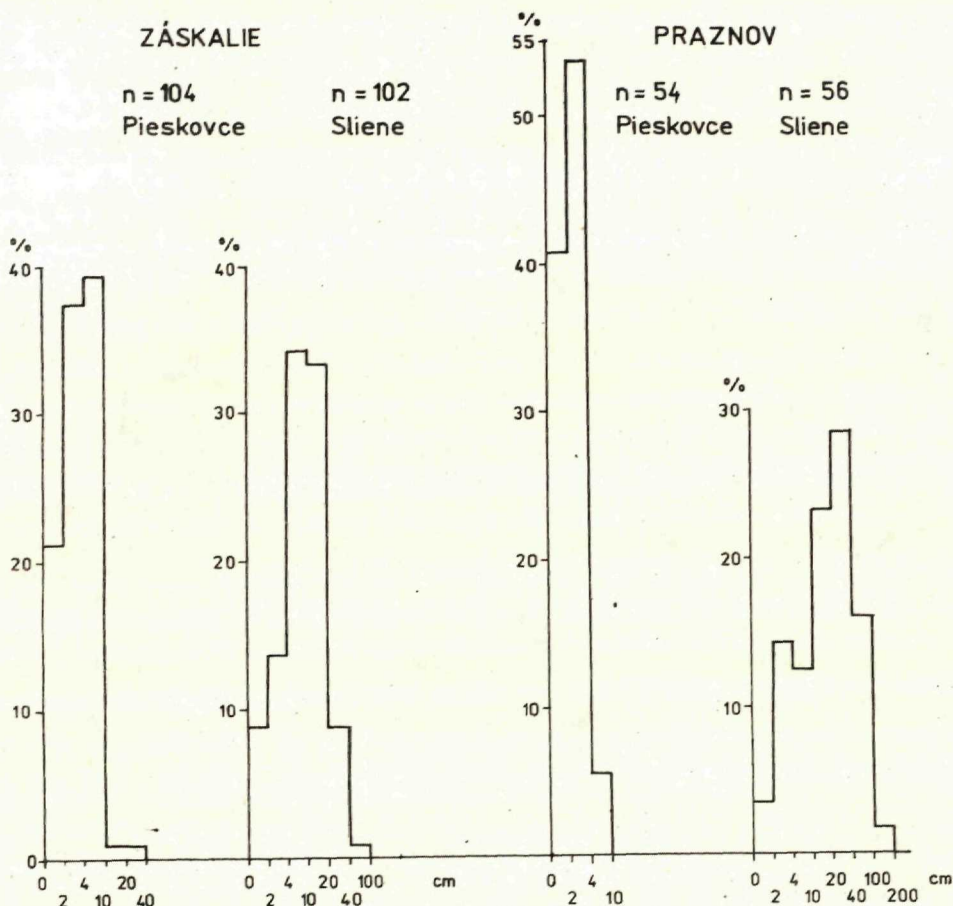
Orlovské pieskovce sú osobitným typom sedimentov rozdielnym od vekove ekvivalentných flyšových facií pieninskej a manínskej jednotky. Sedimentárne textúry a paleontologický obsah poukazujú na fácie plytkého mora so zvýšenou biologickou produkciou a s pomerne rýchlou depozíciou nezrelých klastických sedimentov. Sú výnimočným litosómom klapskej jednotky a v južných štruktúrach manínskej jednotky v cenomane sú v takomto vývoji neznáme, i keď boli na geologických mapách uvádzané (D. Andrusov 1958, list Veľká Bytča, a 1948 – Považská Bystrica).

Paleoprúdové merania založené hlavne na prednostnej orientácii dlhých osí slieňovcových valúnov (tab. X obr. 1) a nehojných stôp po úderoch a vlečení, sú generálne orientované od SSV s miernym stáčaním prúdového poľa k JZ a JZZ.

Najvrchnejším členom klapskej jednotky pri Vrtižeri sú exotické zlepence. Sú mohutným nahromadením (30–45 m) valúnov a balvanov vápencových hornín (35 %), granitov a granodioritov (10 %), porfyroidov a porfyritov (20 %), nezvetralých bázických hornín (bazaltov 16 %) a klastických sedimentov paleozoického a mezozoického veku, z ktorých pozoruhodné sú polymiktné prekremenené zlepence, slabo metamorfované tlakove a tepelne silne premenené (obr. 15). Valúny a balvany až 2 m dlhé, náhodne orientované v pieskovcovej základnej hmote (tab. X obr. 2) sú koncentrované vo vrchnej časti telesa. Sú dobre zaoblené a poukazujú na to, že pred resedimentáciou boli otáčané a opracované na pláži. Bloky a úlomky spevnených pieskovcov (6 m dlhé) a polospevnených slieňov, ktoré sú chaoticky rozmiestnené, poukazujú na to, že masa klastických sedimentov rozrušila a erodovala staršie horniny počas premiestňovania. Domnievame sa, že zlepenec vznikli gravitačným svahovým pohybom z okrajov bazénu budovaného staršími kriedovými súvrstvami albu a cenomanu.

## Manínska jednotka

Cenomanský flyš tejto jednotky zaraďujeme v terminológii karpatských geológov k tzv. drobnorytmickým flyšom. Predstavuje okolo 300–400 m hrubý komplex zložený z laminovaných tenkých pieskovcov, prachovcov a vrstiev slieňov. Tenké vrstvy sa niekedy tak často striedajú, že pripomínajú varvity.



Obr. 10. Rozdelenie hrúbky vrstiev v cenomane manínskej jednotky. Homogénne skupiny vrstiev malej hrúbky sú v profile Záskaľie v maxime od 2–10 cm hrubé a v profile Praznov od 1–4 cm. Predpokladá sa, že vrstvy boli utvorené vrstevnicovými (kontúrovými) prúdmi – konturitmi. Ide o normálne dnové prúdy, s nízkou rýchlosťou (20–35 cm/sek), ktorých efekt je spájaný s globálnou cirkuláciou v oceánoch.

### Zloženie vrstiev a petrografia pieskovcov

Sedimentologický výskum v okolí Záskaľia (obr. 10, 11) ukázal, že vrstvy jemnozrných pieskovcov aj prachovcov sú v priemere iba 3,5 cm hrubé a v 98 % sa pohybujú v rozmedzí od 1–10 cm. Najhrubšia dosahuje 20 cm. Slietovce s piesčitou prímiesou

sú 10 cm hrubé (okolo 70 %) a kolišu od 4 do 20 cm, najviac 32 cm. Pieskovcovo-slieňovcový pomer je nízky a dosahuje hodnoty 0,36.

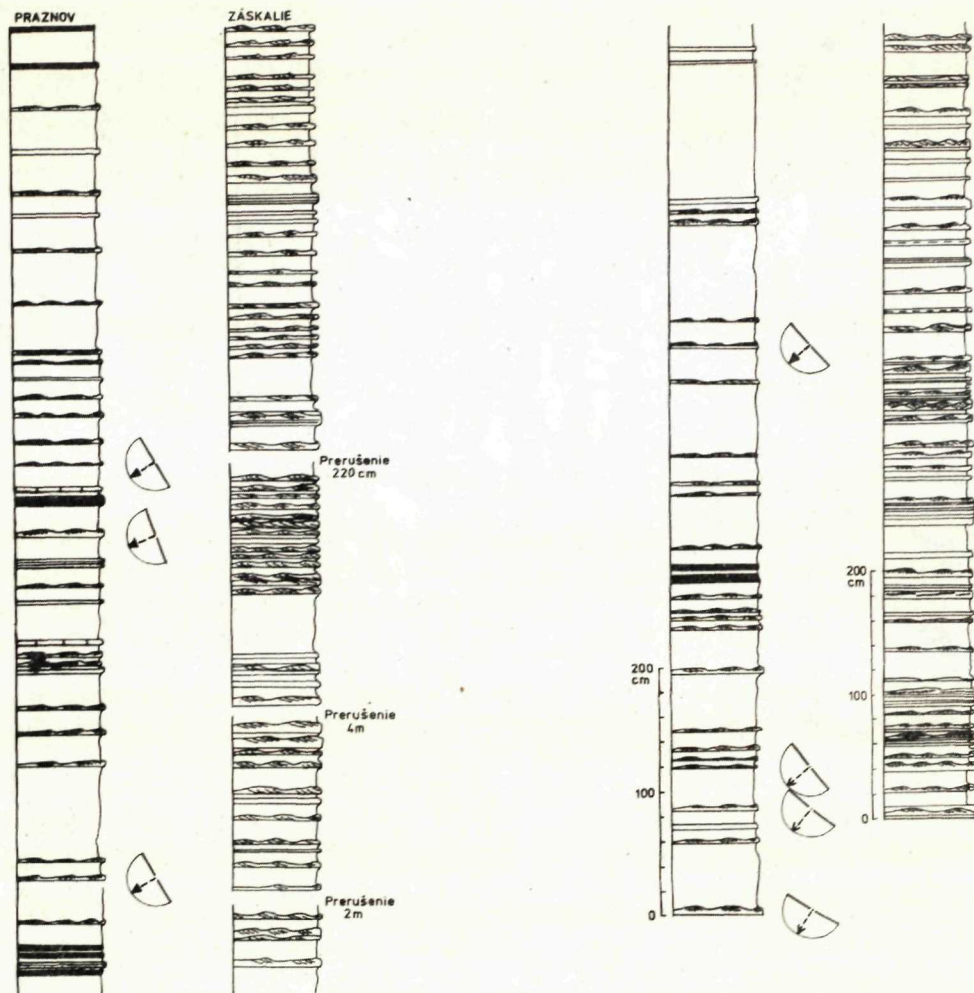
Pieskovce majú nízky obsah kremeňa (16,3–32,5 %, v priemere 27 %), granitov a metamorfovaných hornín (1,9–14 %, v priemere 6,4 %), nízky podiel vulkanických úlomkov (0,1–2,2 %, v priemere 0,8 %), živcov (0,1–0,4 %, v priemere 0,23 %) a vysoký podiel karbonátových úlomkov (31,0–64,3 %, v priemere 45,8 %). Ide o mineralogicky nezrelé pieskovce bohaté na nestabilné úlomky hornín. Možno ich klasifikovať ako litické karbonátové pieskovce až piesčité vápence. Nestabilné karbonátové úlomky pochádzajúce z mezozoických masívov naznačujú:

1. že hrúbka týchto komplexov nebola ešte redukovaná eróziou;
2. detritus neprekonal dlhú etapu premývania na plážach a musel byť uložený rozriedenými prúdmi, o čom svedčí vyšší obsah tmelu v priemere (17 %) a nízky obsah základnej hmoty (2,8 %).

### *Sedimentárne textúry a mechanizmus transportu pieskovcov*

Pieskovce nemajú definovateľné gradačné zvrstvenie. Tento bazálny interval chýba a iba v niektorých vrstvičkách nasadá B interval spodnej paralelnej laminácie. Takmer 98 % súboru tvorí šikmá prúdovočerinová laminácia s rovným erozívnym spodným a mierne sčereným vrchným stykom. V rezoch rovnobežných so smerom transportu badať úklon lamín jedným smerom a naložené série lamín s malou amplitúdou a vzdialenosťou vrcholov (15–25 cm). Erozívne, ani iné prúdové stopy, okrem malých drobnotlakových úkazov, nesprevádzajú tieto vrstvičky. Nie sú prítomné ani iné stopy po erozívnej činnosti, ako vyrezané a odštiepené úlomky slieňovcov známe z turbiditových sekvencií. Súhrn dôkazov podporuje názor, že možným spôsobom transportu pieskov boli normálne dnové prúdy, ktorých účinok sa spája s globálnou cirkuláciou v oceánoch. V poslednej dobe mnohí sedimentológovia uprednostňujú tieto prúdy sledujúce kontinentálny stupeň pozdĺž viac-menej hlbokých kontúr, odkiaľ dostali názov konturity (A. H. Bouma – C. D. Hollister 1973, B. C. Heezen – C. D. Hollister 1963). Ich prúdová rýchlosť (20–35 cm/sek) je dostatočná na transport jemnozrnného piesku a hrubozrnného prachu. Dávnejšie M. Eliáš (1961) predpokladal, že hlbokomorské turbidity mohli byť takýmito prúdmi preplavované a modifikované. Viaceré sedimentárne znaky skúmaných vrstiev, v porovnaní s publikovanými príkladmi recentných vrstiev (A. H. Bouma – C. D. Hollister 1973), sú za pričlenenie a genetickú interpretáciu dnovými kontúrovými prúdmi:

1. monotónne striedanie (350 m) a malá hrúbka vrstvičiek (v priemere 3,6 cm);
2. chýbanie gradačného a bezštruktúrneho zvrstvenia, ako aj kompletných Boumových intervalov;
3. obvyklá a všadeprítomná prúdovočerinová laminácia;
4. jemnozrnné pieskovce a prachovce v zložení vrstvičiek;
5. nedostatok základnej hmoty, erozívnych javov a slieňovcových úlomkov;
6. vytrvalý a stály prúdový smer (od SV na JZ) získaný meraním vo viacerých profiloch tohto štruktúrneho pásma; merania neboli robené v medzivrstevných



Obr. 11. Litologické profily „drobnorytmickým“ flyšom cenomanu manínskej jednotky (Praznov, Zásكالie). Flyše sú zložené v prevahe (99 %) z jemnozrnných sedimentov obsahujúcich striedanie laminovaných vrstiev siltu (zriedka jemnozrnného piesku) do 4 cm hrubých, pomerne ostro ohraničených oproti okolitým slieňom. Laminácia je niekedy výrazná, prúdovo (šikmo) zvrstvená. Predpokladá sa, že vznik týchto laminovaných vrstiev obstarali hlboké dnové prúdy nízkej a konštantnej rýchlosti, tečúce paralelne s batymetrickými okrajmi kontinentálneho úpätia (konturity). V našom prípade ide pravdepodobne o prepracované sedimenty, pôvodne prinesené turbiditnými prúdmi. Transport prebiehal konštantne od SV a JZ.

piesčitých slieňovcoch, ktorých prúdový smer by mal vykazovať zhodu so smerom opisovaným. Argumenty v neprospech konturítov sú:

1. malá mineralogická zrelosť pieskovcov;
2. flyšová formácia „naložená“ na plytkomorské urgónske fácie.

V posledných rokoch boli konturity opísané zo strednej a vrchnej kriedy a z paleogénu švajčiarskych a bavorských Álp (K. J. Hsu 1964, F. J. Hubert 1967, A. H.

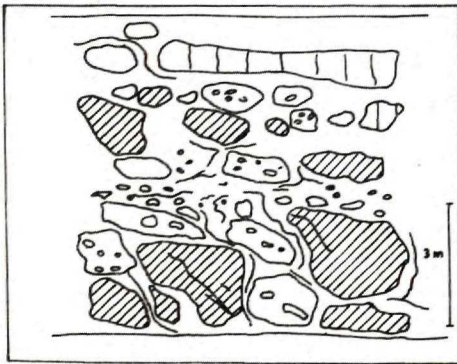
Bouma 1972 a R. Hesse 1974). Treba zdôrazniť, že flyše opisované autormi náležia jednotnej zóne penninských žľabov typu „Valais“ s oceanicou kôrou v substráte.

Genéza drobnorytmického flyšu manínskej jednotky je iba na počiatku výskumov a vyžaduje ďalšie pozorovania. Ukazuje sa, že drobnorytmický flyš stratigraficky pozvoľne prechádza do flyšu s pieskovecami s normálne vyvinutou turbiditovou postupnosťou textúr (do 200 cm), s masívnym bezštruktúrnym zvrstvením a vertikálnym sledom Boumových intervalov s hojnou rastlinnou drvinou. Drobnorytmický flyš by mohol byť distálnou faciou typického turbiditového litosómu.

V tejto jednotke sa nenašli flyšové fácie v albe, iba škvrnité slieňovce sivých a zelených farieb. Tieto predstavujú kondenzované fácie chránené od prínosu klastického materiálu, podľa planktónových spoločenstiev sú hlbokomorského pôvodu. Sú základným faciálnym rysom rozdielnym od prifahlých jednotiek na východe a západe.

### Spodná krieda medzi Praznovom a Podmanínom

Brekcie podmanínskeho typu (s. od obce, v záreze cesty na Manínek) sú významným členom tohto pásma. Hoci ich vrstevnatosť nemožno presne definovať, sú obklopené slieňmi spodného albu. Základné bloky a balvany dosahujú veľkosť do 4 m (v priemere  $1 \times 0,8$  m) a sú synonymom olistolitov; sú ostrohranné alebo mierne zaoblené a látkovo heterogénne. Olistolity utvárajú vyše 25 % horniny a chaoticky čnejú zo slienito-piesčitej až slieňovcovej základnej hmoty (obr. 12 tab. XI obr. 1, 2). Hornina má typický charakter megabrekcie.



Obr. 12. Brekcia zložená z blokov vápňitých slieňovcov až slienitých vápencov albu (rastrované) a rôznych typov urgónu (krémovej farby). Triedenie je nevýrazné, veľké bloky sú reorientované a dezorganizované v piesčito-slienitej a piesčito-vápnitej matrix. V brekcii sú izolované útržky súčasných aj starších brekcií, čo naznačuje kontinuálny proces gravitačného transportu, podmieneného primárne tektonicky. Prítomnosť plytkomorských (urgónskych) a pelagických slienitých vápencov (hlbokomorských) naznačuje, že premiestovanie a pohyb prebehli na prudkom svahu a na väčšiu vzdialenosť. Spodný alb pri Podmaníne.

Najopracovanejšie úlomky sú zložené z krémovo sfarbených vápencov (urgón). Neostro obmedzené úlomky slieňov majú znaky zbridičnatenia. Ďalším členom sú bloky brekcií, pravdepodobne odtrhnuté zo starších súvrstiev. Zo zloženia a stavby sa zdá, že sa brekcie utvárali pod vplyvom tektonických pohybov, najskôr vrásnenia. Vrásnenie tvorilo (podmorské) zrúzy, z ktorých padali bloky do hlbokomorského prostredia. Smer transportu blokov sa nepodarilo určiť.

Stavba a štruktúra blokov brekcií, ako aj posledné zistenia M. Rakúsa (1977) v prífahľom území (bradlo Skalica pri Moštenci) potvrdzujú nielen rozdielny vývoj albu pásma Moštenec-Podmanín, ale i skutočnosť, že brekcie a bloky pochádzajú z hrebeňov utvorených na nespojitých zlomových až príkrovových zdvíhaných plochách v dobe, keď bazén bol ešte málo živý klastickým materiálom a flyš sa neutváral. Stavbu a petrografické zloženie úlomkov, stopy po deformácii slieňovcových blokov a budináz vápencov možno pripísať tektonickému vyvlečeniu a šmýkaniu starších hornín substrátu v blízkosti príkrovových plôch. Pohyb musel byť rýchly, ak uvážime, že nedochádzalo k vzniku zlepcov, a dá sa predpokladať, že prebiehal pod hladinou mora. Rozšírenie „hardgroundov“ (lokalita Butkov, M. Rakús 1977) prekrytých hemipelagickými hlbokomorskými slieňmi albu poukazuje na náhly kolaps plytkomorských, sčasti vynorených litotopov urgónu do prostredia hlbokého mora (200–300 m). Všetky tieto pohyby signalizujú ranoalbské štádiá orogenetického vývoja. V tomto poňatí pásmo bradiel Moštenec-Podmanín predstavuje ulomené čelá spodnoalbských príkrovových dosiek, sklznuté a zaborené do pelagických slieňov. Prvé dôkazy o hlbokom kôrovom pohybe v tomto období podávajú ultrabázické asociácie hornín (Podmanín, Borová Hôrka; obr. 2, 3; V. Hejtman 1957, B. Zorkovský 1976, J. Malý 1976) a ich ťažké minerály v albskom flyši (M. Polák 1969, D. Hovorka 1978).

#### Vrchnokriedové neflyšové sedimenty v úseku Kvašovský dvor – Ovčiarsko

Neflyšové sedimenty zastupujú pestré slieňe a slieňovce (obr. 2), ktoré sa v značnej hrúbke a v stálom priebehu (obr. 3), (vyše 7 km v úseku Kvašovský dvor – Praznov, Plevník – Ovčiarsko) vynímajú z okolitých flyšových sekvencií.

Slieňovce červenej farby s vyšším podielom  $\text{CaCO}_3$  (do 65 %) majú pelmikitickú až biomikitickú štruktúru, sú nevýrazne zvrstvené s premenlivým podielom schránok mikrofosílií (pelagických foraminifer, kokolitoforid). Častá prítomnosť planktónových foriem mikroorganizmov naznačuje, že  $\text{CaCO}_3$  pochádza zo submikroskopického organicky fixovaného karbonátu a je kritériom pre zaradenie týchto slieňovcov k pelagickým, podľa D. Andrusova (1945) k hemipelagickým faciám vzdialeným od zdroja klastického materiálu, teda k faciám hlbšieho mora. Fe-oxidy spôsobujúce sfarbenie slieňov, sú autigénne a vznikli počas diagenetických procesov, najpravdepodobnejšie vyžrážaním z odumretej organickej hmoty. Mohli byť ekvivalentom súčasných globigerínových bahien, priemerná hĺbka ktorých v dnešných moriach kolíše od 2000 do 3600 m. Niektorí autori vyjadrili názor (K. J. Hsu, S. O. Schlanger 1971), že série pestrých slieňov Álp (couches rouges) sa utvárali na podmorských vyvýšeninách chránených od prínosu detritu, ktoré sa neskôr diferencovali ako embrionálne čelá príkrovov. R. Trümpy (1960) prijal názor, že pestré vrstvy ležia medzi flyšom a staršími formáciami, a majú teda charakter prechodu od sedimentov neflyšových k flyšu. Vznikali keď subsidencia prevládala a bazén nebol kompenzovaný klastickými sedimentmi, t. j. v štádiu prázdnoty geosynklinály. Naše výskumy nemôžu potvrdiť, ani vyvrátiť horeuvedené názory na vznik pestrých vrstiev a to z viacerých dôvodov:

1. pestré slieňové sú miestami ostro faciálne ohraničené od sivých hemipelagických slieňov viazaných na flyšové sekvencie pásma ;

2. pestré slieňové doprevádzajú typy málo hrubých (25 cm) sedimentárnych brekcií zložených z ostrohranných úlomkov karbonátov cudzích vývojov – prichádza do úvahy vznik na svahu ; tieto prípady sú výnimočné (Praznov – Veľký Manín) ;

3. pestré a s nimi alternujúce sivé slieňové sú prekladané 5–10–40 cm hrubými vrstvičkami jemnozrnných pieskovcov s textúrami ako sú - paralelná laminácia, šikmá laminácia, naložené čeriny a konvolútna laminácia (Praznov – nad cintorinom, Dolina, Maršová).

Paralelné laminy pozostávajú zo striedajúcich sa vrstvičiek, svetlejších a tmavších, vykazujúcich gradáciu jemných pieskovcových zŕn. Prijíma sa výklad, že takáto laminácia vzniká v prostredí, v ktorom sa rýchlosť toku mení a môže sa utvárať premiestnením a usadením jemnozrnného piesku zo suspenzných turbiditných prúdov. Čerínové nánosy naložené na paralelných laminách sa ukládali na seba ako dôsledok nepretržitého vypadávanie zŕn zo suspenzie ; sú diagnostickým znakom turbiditných prúdov vstupujúcich do telesa stojatej vody. Šikmo laminované prúdovočerínové intervaly ukazujú smer tokov od S a SZ na J a JV. Tieto zistenia naznačujú, že pestré a sivé slieňové fácie pásma Kvašovský Dvor – Praznov, Plevník – Ovčiarsko nevznikli na topografických vyvýšeninách vyšších než (predstavovala) hrúbka jednotlivých turbiditných prúdov (10–50–100 m). Najskôr sa utvárali na prechode z vonkajšieho náplavu do pláne bazénu, kde bol rast turbiditového náplavu nepatrný a hlavnú masu sedimentov obstarával pelagický „dážď“ občasne prerušený vstupom rozriedených suspenzií.

E. Mutti – F. Ricchi Lucci (1972) preukázali, že hrubé sekvencie pelitov vždy oddeľujú dva megacykly turbiditovej sedimentácie. Pestré slieňové našej oblasti sa utvárali na stratigraficky starších flyšových sériách, a nie sú bazálnymi vrstvami. Severne od Podmanína sa našli simmiktity (pebbly mudstones) koňacko-santónskeho a severne od Doliny vývoje simmiktitov koňackého veku (obr. 2). Tieto sedimenty predstavujú články flyšu redeponované gravitačným sklzávaním s valúnmi exotík. Z toho vidno, že zdrojová oblasť situovaná v blízkosti bazénu (koňacko-santón) prestávala dodávať materiál a postupne sa zmenila na oblasť (v kampaňe) sedimentácie hemipelagického litotopu otvorených hlbokých morí a neskôr na oblasť primárnej depozície turbiditov.

#### *Prechod do flyšových sedimentov kampaňu – mástrichtu*

Prechod zo slieňov do flyšu je pozvoľný (obr. 2 a obr. 3). Vytvárajú ho postupne sa objavujúce tenké vrstvy pieskovcov horizontálne a prúdovočerínovo zvrstvené (Dolina, Rašov, Hrabové) a vrstvy (do 40 cm hrubé) s gradačným intervalom, s viac-menej výraznou horizontálnou lamináciou (Rašov).

#### *Opis vrstiev a priestorové vzťahy*

Plný flyšový vývoj s dobre rozvinutými cyklami turbiditov sa nachádza j: od Hlbokého (obr. 13). Strednozrnné, jemnozrnné pieskovce až hrubé prachovce sú zložené z vápnitých litických úlomkov (25–35 %), kremeňa (35–53 %), úlomkov

kyslých vulkanických hornín (do 7 %), živcov (0,5–2 %), rastlinných úlomkov a z muskovitu. Náležia litickým pieskovcom.

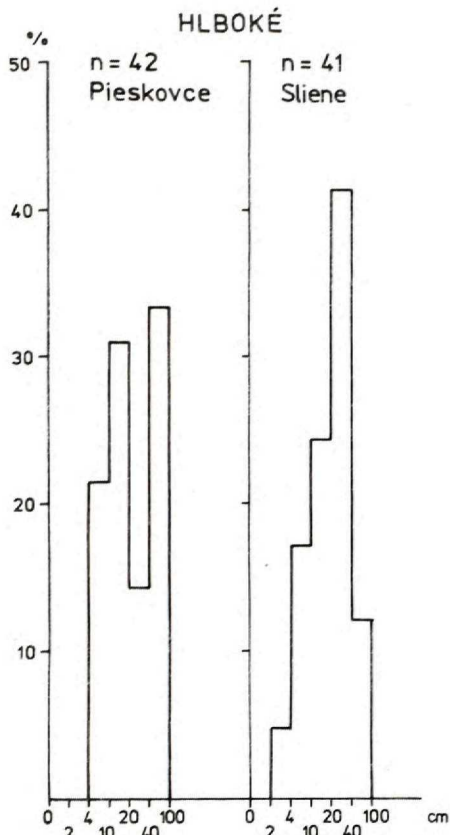
Priemerná hrúbka pieskovcových vrstiev je 26,6 cm (5–80 cm). Maximá sú v rozmedzí 10–20 cm a 40–100 cm (obr. 14). Medzivrstevné slieňovce sú od 2–100 cm hrubé s max. od 20–40 cm. Pieskovcovo-slieňovcový pomer dosahuje hodnotu 1,37. Základným a charakteristickým znakom flyšu je postupné pribúdanie priemernej hrúbky pieskovcov a ubúdanie slieňovcovej zložky odspodu nahor. Hrúbka týchto obrátených cyklov dosahuje 1–4 m i viac. Vertikálne pribúdanie pieskovcového obsahu a hrubnutie vrstiev je znakom progradácie turbiditového litosómu v distálnych častiach náplavového kužela, na jeho prechode do rovného dna bazénu.

### *Sedimentárne textúry pieskovcov*

Gradačné zvrstvenie, dokonca v hrubších vrstvách, je zriedkavé a nahradené buď bezštruktúrnym intervalom, alebo na báze chýba a vrstvy vykazujú len interval spodnej paralelnej laminácie (intervalu b v 41 % z celkového súboru) a prúdovočerinovej laminácie (v 45 % interval c; obr. 13). Vrstvy pod 10 cm hrúbky nemajú interval b ale len interval c. Vcelku majú vrstvy dobre definovateľnú spodnú a vrchnú plochu. Spodné plochy vykazujú nízku frekvenciu prúdových a vlečných stôp a nenašli sa ani erozívne kanály, častejšie v strednej časti náplavu. Vyrypnuté a erodované úlomky slieňovcov neboli zistené. Vrstvy začínajúce b intervalom nemajú výrazné prúdové stopy. Tento interval pripisovaný vrchnému režimu toku vznikol v krátkotrvajúcom triediacom procese turbiditného prúdu. Je pravidelne vyvinutý pod prúdovočerinovou lamináciou utváranou v spomaľujúcom sa spodnom režime toku. Keďže táto postupnosť intervalov (b a c) je identickým znakom odumierajúcich tokov a nie je obrátená, možno vrstvy kampánskeho flyšu označiť ako turbidity. Typickou textúrou tohto flyšu sú asymetrické čeriny so sínusovými hrebeňmi. Prečnievajú z vrchnej plochy pieskovcov a naznačujú, že trakčná schopnosť turbiditného prúdu ustala náhle, nakoľko čerinové nánosy neboli ďalej prepracovávané a premývané do zložitých (jazykovitých) foriem (G. V. Middleton 1970). Čeriny náhle pokryl hemipelagický slieň.

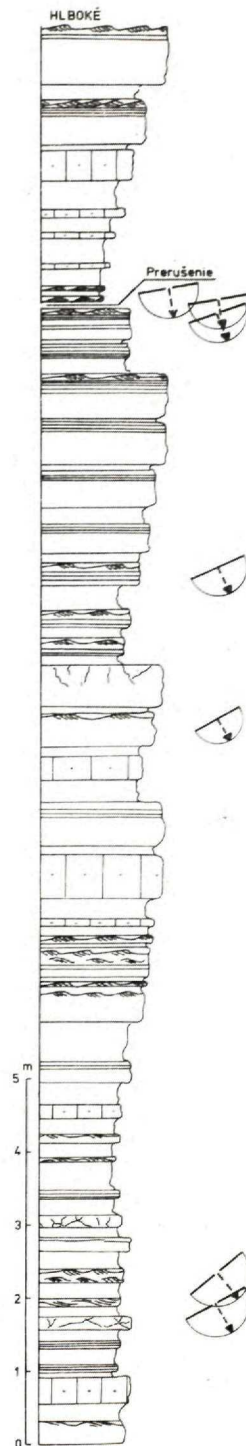
Vrchné časti vrstiev spravidla sú prevrtané kanálikmi a tunelmi orientovanými kolmo k zvrstveniu (obr. 13). Zjavy bioturbácie sa uchovali vo forme stôp *Zoophycus* sp. na plochách pieskovcových lamín. Nálezy týchto stôp, ako aj mikropaleontologické zistenia O. Samuela – K. Borzu – E. Köhlera (1972) svedčia o pelagickom prostredí vývoja turbiditového litotopu kampánskeho, ale aj spodnomástrichtského-strednomástrichtského flyšu tejto oblasti. Podobný vývoj textúr sme našli aj v mástrichtskom flyši, kde spomínaní autori uvádzajú zvýšený obsah organického detritu v pieskovcoch a vývoj tzv. piesčitých orbitoidových vápencov a organodetrítických vápencov s veľkými foraminiferami, ako aj schránkami lamelibranchiátov, červených rias, rudistov a krinoidov. Výskyt týchto organizmov sa našiel aj v obrátenom gradačnom zvrstvení (vytriedenie orbitoidov podľa veľkosti schránok), ale nikdy nie v pozícii rastu. Je to v protiklade s usporiadaním fauny v neritiku, kde táto utvára lumachely, vápnité riasy sú in situ; so zvyšujúcou sa energiou prostredia a podľa progradácie pobrežnej línie vznikajú charakteristické





Obr. 14. Rozdelenie hrúbky vrstiev turbiditov vrchnej kriedy (kampán) manínskej jednotky. Diagram ukazuje bimodálne rozdelenie hrúbky (od 4–20 cm a vyššie od 40–100 cm).

Obr.13. Litologický profil vrchnokriedovým flyšom manínskej jednotky (Hlboké). Zreteľne vidieť, že turbidity sa kumulovali do vertikálnych nahor hrubších jednoduchých cyklov. Vrstvy sú prevažne masívne v spodnej časti a laminované v hornej. Interné textúry narušuje organická činnosť (spodná časť).



sekvencie textúr (H. E. Reineck 1974). Pribúda veľké šikmé zvrstvenie a veľkosť zŕn. Sliene a íl sú vyplavované ďaleko za šelf. V mástrichtských sedimentoch sa nenašli diagnostické textúry litorálu, ktoré by označili polohu morskej hladiny a poskytlí dôkazy o jej kolísaní, hoci vrstvy obsahujú faunu litorálu. Na báze pieskovcov sú asociácie bioglyfov (fosílnych organických stôp *Nereites*) charakteristické pre turbiditové prostredie väčších morských hĺbok (A. Seilacher 1967). Mástrichtské vrstvy nemajú organické stopy turbulentných pobrežných zón, ako *Rizocorallides* alebo *Cruiziana*. Vrstvy organodetritických vápencov sprevádza biotop bohatý na planktónové foraminifery (globotrunkány) prítomný v medzivrstevných sliňoch (O. Samuel – K. Borza, – E. Köhler 1972, str. 71). Preto sa môžeme domnievať, že organický detritus bol redeponovaný; v gradačných vrstvách je to skoro isté. Predbežne považujeme mástrichtské súvrstvia v Hlbokom za flyšové. Pribúdajúci podiel klastických vápencových turbiditov signalizuje nielen zvýšenú produkciu biotopov okolitých pevninských šelfov, ale aj zmeny v primárnej depozícii litosómu ako dôsledok približujúcich sa zdrojov. Preto ležia stratigraficky sukcesívne neflyšové pestré sliene, distálne flyše kampánu a proximálne organodetritické turbidity (mástricht).

#### *Paleoprúdový vzor a geometria vrchnokriedového bazénu*

Prúdy v kampáne a spodnom mástrichte tiekli takmer pod pravým uhlom k starším albsko-cenomanským systémom (obr. 3). Majú šikmý priebeh k dnešnej tektonickej štruktúre a prechádzali od SZ, SZZ a S na JV. Výsledky paleoprúdovej analýzy kombinované s faktami o geologickom rozšírení, stratigrafii a sedimentárnych textúrach dovoľujú tvrdiť, že flyšový bazén bol široký a jeho dno klesalo k JV a k V, kde možno predpokladať otvorený bazén. Neprítomnosť plytkomorských znakov dobre objasníme väčšou (batyálnou) hĺbkou bazénu. Ak smer transportu a zaplňovania záviseli od svahu, potom turbiditné prúdy tiekli po svahoch do stále väčších hĺbok, až kým nenastala rovnováha a neklesol všetok materiál. Preto vzdialenosť transportu v sebe zahrňuje hĺbku. Ak bazén v kampáne a mástrichte dosiahol len 1000 m hĺbku (v našich profiloch), jeho rozšírenie k JV a V odhadujeme aspoň na 25–35 km. Z klesania hrúbky kampánu-mástrichtu v severnejších pásmach možno očakávať zánik svahu kriedového bazénu do vnútra horstva a obmedzené dodávanie detritu z vnútrokarpatskej horskej reťaze.

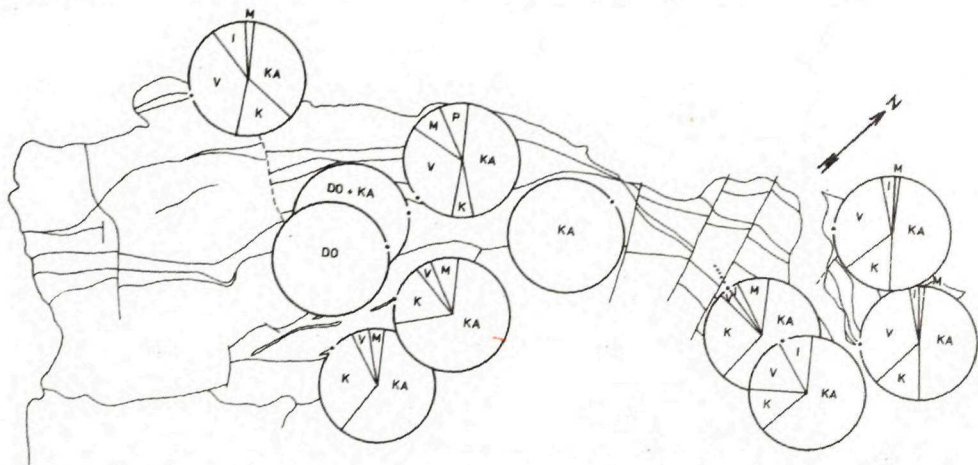
#### Jablonovsko-praznovská šupina

##### *Rozbor vrstevnatosti a petrografia pieskovcov*

Dobré odkrytie praznovského súvrstvia v roklinách sv. od obce umožnilo spresniť názory na ich genézu a zaradiť litofáciu v rámci celkovej geometrie bazénu. Základný súbor sa skladá zo sliňov (56 %  $\text{CaCO}_3$ ) a vápnitých ílovcov (23,3 %  $\text{CaCO}_3$ ) značne piesčitých, sivých a hnedosivých, resp. hnedých. Ich stredná hrúbka je 23,4 cm, najčastejšie sa vyskytujú vrstvy hrubé 2–4 cm, 10–100 cm, najviac až 120 cm.

Striedajú sa v nich nepravidelne pelosiderity (Fe-karbonáty do 2 cm) a tmavosivé až tmavohnedé ostro vymedzené sliene (do 2,5 cm), (obr. 10,11).

Základným členom sekvencie sú tenké hruboprachovcové vrstvičky strednej hrúbky 1,9 cm (tvoria 40 % z celkovej skladby, 2–4 cm 54 %; 4–10 cm, 5 %). Vrstvy pieskocov (20–200 cm), ako aj zlepcov (30–250 cm) s alochtónnym klastickým materiálom, bochníkmi korálov, úlomkami, ale aj celými schránkami *Exogyra columba* a valúnmi hlavne karbonátových hornín, tvoria iba nepatrný podiel v sekvencii. Tenké vrstvy prachocov sú ostro a jasne vymedzené, majú konštantnú hrúbku a výdrž a rytmicky sa striedajú so slietmi svetlých a tmavých farieb.



Obr. 15. Mapa látkového zloženia hlavných horninových tried v zlepcoch spodnej, vrchnej kriedy a paleogénu. V praznovskej šupine pri Hradnej a Súľove prevládajú karbonátové horniny a klastické sedimenty (tiež karbonátových flyšov). Podiel vulkanických a metamorfovaných hornín oproti spodnokriedovým a vrchnokriedovým zlepcom klapskej a pieninskej jednotky je zanedbateľný. Vo vrchnokriedových zlepcoch klapskej a pieninskej jednotky sa zvyšuje množstvo vulkanických (kyslých, intermediárnych a bázických) a intruzívnych (granitoidných) hornín a podiel metamorfik sa mierne znižuje. V materiáli paleogénnych súľovských zlepcov je nepatrné množstvo vápencov a prevládajú dolomity. Látkové zloženie konglomerátov sa mení v dôsledku zmeny zdrojových oblastí, vzdialenosti transportu, rýchlosti erózie a zvetrávania a konečne je výsledkom paleotektonických zmien podmienených orogénom. Vysvetlivky: Ka – karbonáty, Do – dolomity, K – klastiká, V – vulkanity, I – intruzíva, M – metamorfity.

Pieskovce obsahujú 25–40 % kremeňa, 10–20 % kremencov, 5–20 % karbonátov a 2–3 % živcov, muskovitu a glaukonitu i pyrit. Vápnitý tmel a vápnito-šľovitá základná hmota tvoria 15 %. Pieskovce patria k radu pieskocov litických vápnitých podľa klasifikácie E. F. Mc Bridea (1963). Súčasťou týchto vrstiev sú aj úlomky a balvany vápencov (v priemere 4 m, max. 35 m dlhé). Povrch niektorých balvanov a blokov je ohladený a poukazuje na to, že vznikli rozlámaním a drvením hornín sunutých po sebe (najskôr pozdĺž plochy násunu). Nakoľko valúny sprevádzajúce tieto úlomky nemali stopy po lámaní a drvení, utvárajú s blokmi exotické sedimentárne vrstvy tu a tam prítomné v slietnovej základnej hmote.

## Sedimentárne textúry, transportné mechanizmy a smer prúdov

Gradačné zvrstvenie je ojedinelé v hrubších pieskovcových vrstvách. V tenkých vrstvách (do 20 cm) sú vytriedené ostrohranné úlomky vápencov (1–3 cm) poukazujúce na rýchle preplavenie nahromadeného nestabilného materiálu turbiditnými prúdmi alebo sutinovými tokmi. Prúdovočerínová laminácia prachovcov vykazuje stopy po trakčnej činnosti rozriedených prúdov tečúcich po dne. Vrstvy sprevádzali dva typy prúdovočerínovej šikmej laminácie:

1. niekoľko sérií jednosmerne uklonených lamín nad sebou (čeriny vzostupné, vznikajúce za stáleho klesania zrn z turbiditného prúdu);
2. viac-menej izolované čeriny so vzdialenosťou vrcholov 15–30 cm a so zreteľnou vnútornou lamináciou zrezanou na náveternej strane; vznikli prepracovaním lamín prachovca pokiaľ bol sediment prítomný.

Smer transportu od SV k JZ s miernou rotáciou prúdového poľa k JJZ vykazuje podobnosť so smerom opísaným z manínskej jednotky s. str. (obr. 3). I textúry a typy rytmičnosti oboch flyšov vykazujú určité zhody (obr. 11). Sú však niektoré výnimočné znaky, ako premena farieb sliňov a vápnitých ílovcov, pelosideritové vrstvičky, tenšia prúdovočerínová laminácia prachov a najmä občasné vložky gradačných turbiditov a simmiktitov s olistolitmi s exotickým materiálom zlepcov a s resedimentovanou makrofaunou. Tieto odrážajú vlastnosti gravitačných tokov podmienených blízkosťou svahu. Hoci nemožno vylúčiť pôsobenie dnových (oceánskych) prúdov, ostáva nejasné, prečo gradačné vrstvičky pod prúdovočerínovou lamináciou neboli prepracované do čerín. Dnové prúdy počas stáleho pôsobenia mali prepracovať aj medzivrstevné vložky prachov, avšak pestrý vývoj a striedanie farieb slienitých ílovcov skôr nasvedčujú, že sliene neboli prepracované.

Analýza paleosklonu v praznovskom súvrství neposkytla spoľahlivé údaje pre konštrukciu geometrie bazénu v cenomane. Dva znaky podporujú zdvihnutý okraj a blízkosť svahov:

1. exotické zlepenca, gradačné vrstvy a exotické olistolity (tab. XII obr. 1) neznáme zo súvekých facií západne, ani východne ležiacich štruktúr;
2. hrubozrnné turbiditové pieskovce (s úlomkami schránok *Exogyra columba* Lam.) kontrastnej litológie poukazujú na bočný vstup cez široké, plytké podmorské údolia (? kaňony) vyrezané v praznovskom súvrství; ich ekvivalenty v západne ležiacich štruktúrach sa nenašli.

Výplň časti súfavskej depresie (Súfov, Hradná) tvoria sekvencie tenkorytmického flyšu cenomanského veku, ktorého staršie (albské) členy nepoznáme. Sú zložené z tenkých turbiditov s normálnym sledom intervalov. Ide o flyš distálnych oblastí, kde prúdy ukladali náklad pomaly a mali čas na rozmývanie. Preto vrstvy ukazujú trakčné textúry (prúdovočerínovú lamináciu a šikmé zvrstvenie 4–10 cm hrubé).

S postupným pribúdaním hrúbky turbiditov vstupujú do sekvencie vrstvy parazlepcov 3–10 m hrubých. Úlomky sú dobre zaoblené, podopiera ich piesčitá základná hmota (nie sliňovce). Ich veľkosť a zloženie sa mení v jednotlivých vrstvách. Na kóte Zlatý Dielec a pri JRD Hradná presahujú bloky dĺžku až 2 m. Zloženie sa tiež mení. Pri JRD Hradná len 5 % tvoria kremence; 4 % kremenné porfýry, 2,3 % dolomity, 2,3 % paleozoické zlepenca (kremenné), 1,7 % žilný kremeň (obr. 15).

Hlavný podiel tvoria vápence (80 %) triasu, reiflingu (M. Mišík et al 1977) až urgónu a spodného albu (K. Borza 1966). Z tohto podielu 28 % tvoria dokonale zaoblené valúny až bloky (do 2 m dlhé) piesčitých vápencov až pieskovcov pravdepodobne albského (orbitolíny), resp. cenomanského veku (zvyšky *Exogyra columba major*).

Opracované valúny a bloky flyšových albských pieskovcov mohli vzniknúť za podmienok, keď staršie spevnené sekvencie boli obnažené v pásme šelfov. To predpokladá:

1. vlečenie a transport flyšového alochtónu a presúvanie na seba v mieste kordilier, ktoré ako ukazujú pomerne nehojné prímеси cudzieho klastického materiálu, mali nízky reliéf;

2. tektonický pohyb súčasný so subsidenciou žľabu s aktívnym utváraním flyšu.

Záver je, že kompresné pohyby boli vlastné flyšovým panvám situovaným po okrajoch bloku.

### Kostelecká jednotka

Skladá sa z viacerých litologicky rozdielných litofácií, z ktorých si zasluhujú pozornosť veľké bradlá a mezobloky (100–450 m) sledujúce bázu albského flyšu. Bradlá sledujú úzky pás po západnom okraji Súfovských skál i po východnom okraji súfavskej depresie (Dielec). Nie sú sprevádzané inými typmi klastických sedimentov. Sledujú určité stratigrafické rozhrania blízke podložiu flyšového alochtónu. Mezobloky a bradlá ležia pri prešmyku v štruktúrne a stratigraficky izolovaných pásmach (obr. 3). Predbežne ich označujeme ako tektonické melanže utvárané v zóne šmyku. Môžu byť ulomené z čiel príkrovov a zaborené v pelagických slieňoch v čase podmorského tektonického násunu.

Úzky pás flyšového albu sa vynára v. od Kostelca a pokračuje až na Malenicu, obnažuje sa v „okne“ Bodina. Flyš je zložený prevažne z gradačných a bezštruktúrnych vrstiev jednotnej hrúbky (1–3 m), ktoré sú ostro oddelené od tenkých medzivrstevných slieňov. Pieskovcovo-slieňovcový pomer je vysoký (1:3). Flyš má diagnostické znaky rozriedených turbiditných prúdov – zvyškové gradačné zvrstvenie a postupnosť intervalov a–b–c v normálnom, nie obrátenom slede. Synsedimentárne hydroplastické deformácie a narušenia v podobe prevrátených izoklinálnych vrás sa vyskytujú v slede normálnych vrstiev (lom pri ceste pod Praznovom). Os vrásovej deformácie, kolmá k smeru transportu pieskovcov od SV na JZ, odráža pohyb po sklone rovnakého zmyslu (k JZ). To podporuje predpoklad, že náplavový kužeľ klesal od zdroja situovaného na SV a V od flyšového bazénu. Prednostný smer prúdov SV–JZ v pásme albu zistený v Tršti, pri Malenici, naznačuje, že prúdy sledovali os bazénu približne paralelnú s dnešnou štruktúrou pásma.

## Sedimentológia paleogénu a základné paleogeografické znaky

### Hričovsko-žilinský a vnútrokarpatský paleogén

Ide o morfológicky výrazné pieskovcovo-zlepcové pásmo idúce od Ovčiariska cez Hričovské Podhradie, rozdelené súfoušskou depresiou na dve vetvy, opäť spojené (Bodina) a zakončené pri Pružine, resp. pri Podskalí. Bolo predmetom detailných stratigrafických výskumov (D. Andrusov – E. Köhler 1963, E. Köhler 1965, O. Samuel – J. Salaj 1968, O. Samuel – K. Borza – E. Köhler 1972, E. Scheibner 1968). Významným príspevkom týchto prác bolo zistenie paleocénu v rifovom a flyšovom vývoji viazaného na západnú vetvu pásma a stratigrafické vymedzenie známeho stratotypu súfoušských zlepcov medzi ilerd a spodný lutét. Práce tiež preukázali alochtónnosť rifových bioherm a v paleogeografických schémach načrtli vývoj celej súfoušskej oblasti a príľahlých kotlín (rajecká, domanižská a žilinská). Už petrografické štúdiá D. Andrusova – M. Kuthana (1944), F. Píchu (1964) a R. Marschalka (1962) ukázali zjavný rozdiel v zložení paleogénnych zlepcov oproti kriedovým zlepcom bradlového pásma a manínskej jednotky. Vysvetľovalo sa to (R. Marschalko 1967, 1968, 1973) zmenou paleotektonického plánu tejto príbradlovej oblasti na rozhraní kriedy a paleogénu.

Keďže podrobné stratigrafické opisy súvrství súfoušského paleogénu sú v uvedených prácach, zamerali sme výskum len na otázky typu výplne a spôsobu transportu a na zistenie hlavných trendov zaplňovania vo vzťahu ku geometrii úložných telies a príziem.

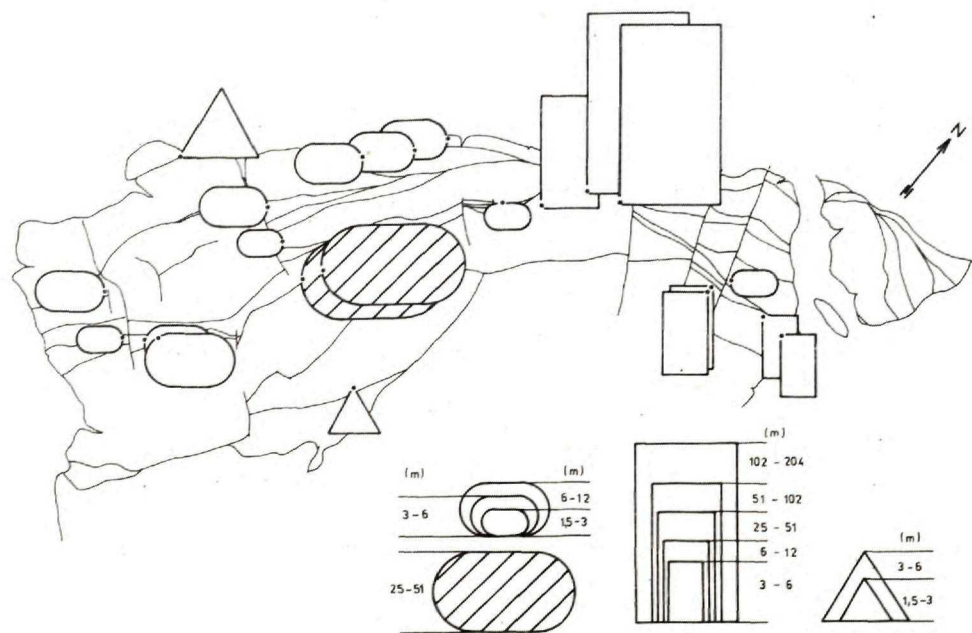
Zlepcovo-pieskovcový pás delí spodná – stredná krieda súfoušskej depresie na západnú a východnú vetvu. V západnej vetve sú vrstvy sklonené k východu pod uhlom 55–80°, vo východnej ležia pokojne pod uhlom 45–25°.

### Flyšové súvrstvia paleogénu

Je to rytmický vývoj s vrstvami pieskovcov, kalklitov a organogénnych vápencov, ktoré sú 16–200 (v priemere 50) cm hrubé, výrazne oddelené v slienitých a jemno-detritických karbonátoch hrubých 2–36 cm. Vo vrstvách sú zjavné megarytmy s postupným stenčovaním vrstiev smerom nahor. Pieskovce pozostávajú jednak z detritických zložiek (dolomity a vápence), jednak z organických zvyškov (litotamnií – 50%), rias, ktoré poukazujú na plytkomorský, bentosový pôvod (detritu). Vrstvy majú menej ostrú vrchnú, ale výraznú spodnú plochu. Gradácia je nevýrazná, vo vrchnej polohe je u niektorých vrstiev prúdovočerinová laminácia, ktorá uzatvára neúplný Boumov turbiditový model. Pozorovali sme, že organická činnosť značne porušila vnútorné textúry pieskovcov (tab. XIV obr. 1,2). Pelity medzi vrstvami sú chudobné na makroorganické zvyšky, ale bohaté na foraminiferové spoločenstvá poukazujúce na pelagické prostredie bazénu (pozri O. Samuel – K. Borza – E. Köhler 1972). Tieto charakteristiky dovoľujú začleniť montsko-tanetské vývoje k alodapickým faciám K. D. Meischnera (1964), t. j. ku karbonátovým flyšom –

ekvivalentom turbiditových facií. Organogénne a piesčité vrstvy sú v nich obklopené jemnozrnnými sedimentmi bazénu. Predstavujú rifové sutiny prinesené z okraja karbonátových plošín alebo z prifahlých šelfov do hlbšej časti bazénu turbiditnými prúdmi a inými gravitačnými tokmi.

Keďže montsko-tanetské flyšové vrstvy z Hričovského Podhradia sú odkryté len v ojedinelých profiloch a nemožno ich sledovať po dĺžke, nevie sa v akej vzdialenosti bola rifová plošina. Keďže pozitívne megarytmy vznikajú vo vrchných častiach náplavového kužeľa, vzdialenosť od zdrojov nebola veľká. V študovanom profile sme nenašli diskordanciu medzi faciami pološiny (rifom) a flyšom.



Obr. 16. Rozšírenie olistolitov (blokových bradiel) v tektonických jednotkách. Olistolity v spodnej kriede sú dispergované (oválny znak) v pelitickej slienitej matrix a dosahujú rozmery od 1,3 – 12 m. Tieto bloky boli súhrnne nazývané exotiká. Hoci mohli mať rôzny vývoj, ich prítomnosť v turbiditoch naznačuje, že vznikli pádom a sklzávaním zo strmých klifov. Za olistolity možno považovať aj bloky v brekciách albu pri Podmaníne (obdĺžniky). V ilerde sú rifové olistolity (obdĺžniky) mont thanetu pri Hričovskom Podhradi. Dosahujú od 6–200 m. Nachádzajú sa tiež ojedinelé telesá urgónskych vápencov (šikmo rastované) od 25–61 m. Na mape sú aj intraklasty (trojuholník) veľkých zlepcových telies, ktoré predstavujú polokonsolidovaný medzivrstevný materiál (neexotický), resp. horniny starších flyšových sekvencií.

Už dávnejšie sa P. Lemoine (1934), D. Andrusov – M. Kuthan (1944), E. Scheibner (1969) domnievali, že izolované telesá bioherm predstavovali rify v pravej podobe, pretože obsahovali rifové organizmy. O. Samuel – K. Borza – E. Köhler (1972) zdôraznili, že väčšina týchto telies tvorí izolované bloky v sprievodných horninách s porušenou stratigrafickou súvislosťou. Bloky bioherm sú montsko-tanetského veku, od úlomkov cez balvany (nad 4 m dlhé) až po telesá dlhé desiatky metrov a utvárajú cudzie sedimentárne zložky – olistolity (obr. 16).

Podľa typov karbonátových hornín a organizmov išlo v nich o rôzne biofácie, stavebné zložky rifov, hlavne riasových, menej koralových, lemujuúcich karbonátové plošiny. Vzťah blokov k obklopujúcim horninám a fáciám je rôzny:

1. v slieňovcových fáciách ilerdu (Ovčiarsko);
2. v telesách gradačných pieskovcov, zlepenčov a brekcií (Hričovské Podhradie) obklopených ilerdským flyšom;
3. v montsko-tanetskom flyši sa nepodarilo nájsť telesá bioherm rovnakého veku.

Keďže rify sú staršie než sedimenty, ktoré ich obklopujú, predstavujú alochtónne telesá. Megabloky v slieňovcoch možno najjednoduchšie vysvetliť pádom z príľahlých plošín a ich kĺzaním na úpätie svahu sedimentárneho bazénu. Rifové bloky v pieskovcoch, zlepencoch a brekciách sú súčasťou flyšu, transportovali ich rôzne gravitačné mechanizmy. Väčšie bloky sú zvyčajne v hrubších vrstvách (10–15 m), ale táto závislosť nie je priama. Len vo výnimočných prípadoch sú sprievodné zlepence gradačné, prevažne sú zle triedené a vrstvené formy sú prítomné len na povrchu telies v tenkej vrstve pieskovca. Granulometrický prechod je náhly. Hoci tieto horniny utvárajú zreteľné vrstvené telesá, bloky karbonátových bioherm a úlomky sú zle zaoblené, rozhádzané, opierajú sa o prebytok pieskovcovej základnej hmoty a valúnov (tab. XIII obr. 1); skladajú sa zo štruktúrne heterogénnych úlomkov – možno ich klasifikovať ako parabrekcie a parazlepence. Neopracovanosť, zlé vytriedenie, neprítomnosť šikmého zvrstvenia nedovoľujú považovať brekcie za plytkomorské spojené s vlnovým pôsobením, hoci vrstvy obsahujú rozrušené rify. Nie sú to litorálne uloženiny, a preto nemožno ani približne určiť polohu morskej hladiny, jej kolísanie a priebeh transgresie. Tak ako v súčasnosti, aj v minulosti rifová sedimentácia bola viazaná na ostrovné pásma po okraji žľabov oddelených hlbinnými zlomami od príľahlej pevniny. Takýto obraz možno načrtnúť pre stredný a vrchný paleocén našej oblasti. Ostrovy a ich nestabilné svahy, dodávajúce rozsiahle sklzy štrkových más, a olistolity rifov boli situované na strane pieninského pásma a skláňali sa dovnútra karpatského areálu. Takúto paleogeografickú situáciu načrtli práce E. Scheibnera (1968), O. Samuela – K. Borzu – E. Köhlera (1972) pre západoslovenský a R. Marschalka (1975) pre východoslovenský segment paleogénu pieninského bradlového pásma. Dôkazy, ktoré umožnili utvoriť takúto schému tzv. čelného žľabu, boli:

1. paleoprúdové – transport klastického materiálu v monte-tanete postupoval od bradlového pásma (zvonka) v spodnom eocéne zvnútra;
2. zloženie materiálu – exotický materiál s prímiesou mladých granitov (vo východoslovenskom segmente) spolu s olistolitmi rifov od pásma bradiel (v paleocéne) a dolomity bez rifov z čiel príkrovov centralíd (spodný eocén).

V oblasti horného Považia už v klastickom materiáli montu-tanetu mizne exotická prímies a dolomity sa stávajú dominantnou (viac než 50 %) súčasťou klastických sedimentov. Vrchnokriedové úlomky sú sporadické.

Paleoprúdové dôkazy poskytli málo spoľahlivých údajov o transporte klastického materiálu v paleocéne. V profile Podhradie – Peklina v najvrchnejšom ilerde v parazlepencoch s rifovými blokmi sme zistili transportný smer od JV. na SZ. v ilerdských zlepencoch (tab. XIII obr. 2) pri Jabložovom smer od SSV. na JJZ, v ceste do lomov v tomto profile v gradačných pieskovcoch od SSV na JJZ s krížením



10° k V. i v oblasti flyšu pri Ovčiarsku (obr. 3). Nedoriešenosť pozície zdroja dodávajúceho rifové olistolity preukazuje výskyt úlomkov paleogénnych bioherm resedimentovaných v lutéte Rajeckej kotliny (J. Šalaga et al. 1976).

Možno prijať názor, že rify boli na zdvíhaných čelách stále transportovaných príkrovov manínskeho pásma, preto aj paleocénne žľaby patria k manínskemu štruktúrnemu plánu. Čelá boli rýchlou denudáciou deštruované, klesali a spolu s výplňou žľabov sa podsunuli pod vnútornejšie čelá postupujúce do bazénu.

## Spodný eocén

Tvorí litosóm zlepcov, brekcií a pieskocov známy ako Súfovské skaly. Pôvodne bol pre veľkú hrúbku a prítomnosť bioherm (naspodku) a uhoľných vrstiev (v strede) pokladaný za transgresívny útvar. Stratigrafické štúdiá O. Samuela – K. Borzu – E. Köhlera (1972) ukázali, že zatiaľ čo je pri Hričovskom Podhradí hrubé zlepcové pásmo spodnoeocénne, pri Jabložovom na báze kuisu má výrazne flyšový charakter. Netransgresívny charakter zlepcov dávnejšie zdôrazňoval R. Marschalko (1967, 1968) a klasifikoval ich ako marginálne, vložené do flyšu. V našich výskumoch sme konštruovali faciálny model litosómu na základe stratigrafického členenia, sedimentárnych charakteristík a štruktúr, ktoré majú vzťah k paleoprúdovému systému.

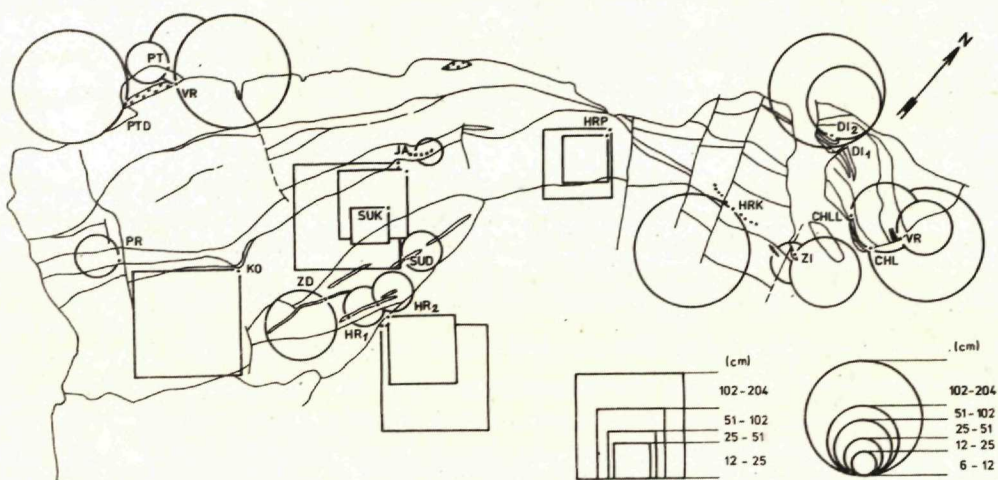
## Vrstevné telesá a sedimentárne textúry

Významným znakom východnej aj západnej vetvy súfovských zlepcov je veľká hrúbka telies (2–10–25 m) a laterálna stálosť. Mapovaním sme sledovali telesá do dĺžky 3 km, ak boli oddelené tenkorytmickými sériami alebo pieskocami (obr. 3). Pri hustom striedaní telies a rovnakej zrnitosti sa ťažko sledovala vrstevnatosť (profil Hričovské Podhradie – Závada, Hilboké – Roháč alebo Praznov – Bodina). Telesá sa skladajú zo štruktúrne homogénnych zmesí, úlomkov dolomitov (90–98 %), (obr. 15), nepatrne z vápencov triasu, jury, spodnej a strednej kriedy. Sedimentárne úlomky jemnodetritických karbonátov a pieskocov sa nachádzajú ako ostrohranné bloky alebo dosky niekedy mierne zaoblené a silne zvetrávajúce. Podľa zloženia ide o nezrelé, rýchlo erodované zmesi nestabilného materiálu.

Veľkosť úlomkov sa mení laterálne a podľa typu zvrstvenia. Vo východnej vetve (v. od Súfova a Hradnej) nie sú vzácnosťou bloky o veľkosti 2 m, avšak balvany nad 4 m sú výnimočné. Vo väčšine prípadov stredná veľkosť najväčších blokov (0,3–0,8 m) klesá od V. na SZ. (v oboch vetvách) a na Z. a JZ. (obr. 17), ale tento trend nie je výrazný. Opracovanie úlomkov od zaoblených (u väčších) až po polozaoblené a ostrohranné (u menších) sa mení podľa granulometrie a charakteru materských hornín. Vcelku je veľmi nízke a valúny plochých tvarov sú neznáme. Priemerná veľkosť zrn zlepcov sa pohybuje medzi 3–6–10 cm (os A). Možno rozoznávať niekoľko typov zlepcov:

1. Bloky sú koncentrované vo výške 1/5 až 1/3 hrúbky vrstvy nad jej bázou

(vrstva má najviac 20 m). Bloky sa nedotýkajú a ležia rozhádzané v základnej hmote štrkovej veľkosti zrna (východná vetva). Základná hmota tu tvorí 20–40 % horniny (tab. XV obr. 2). V telesách nie je imbrikácia, šikmé zvrstvenie, ani gradácia podľa veľkosti. Makroorganické zvyšky sú neprítomné. Dolné aj horné ohraničenie vrstiev je ostré a náhle. Hrúbka dosahuje 20–40 m.



Obr. 17. Mapa najväčších valúnov (nie olistolitov) ukazuje progresívne zmeny veľkosti valúnov v prúdovom smere (porovnaj s paleoprúdovou mapou). Meralo sa 10 najdlhších osí (a) valúnov v zlepencom telese a hodnoty z viacerých telies sa sčítavali do aritmetického priemeru. Veľkostné triedy udáva škála (kruh – krieda, štvorec – paleogén). Trend klesania veľkosti sa zaznamenal v cenomane praznovskej šupiny pri Súlove. Vo vrchnej kriede (koňak–santón) kysuckej skupiny pieninskej jednotky ostáva vyrovnaný. V paleogéne sú najväčšie úlomky v starších (ilerd), menšie v mladších súfovských zlepencoch. Zmenšovanie úlomkov (zjemňovanie) od SV na JZ.

2. Negradačné typy s triedením zŕn podľa určitej granulometrie od 2 do 8 až 10 cm s roztrúsenými úlomkami pieskovec klasicky imbrikovanými pod uhlom  $28^\circ$  k vrstvej ploche. Pri podrobnejšom štúdiu sa zistí, že aj zrna a valúny vykazujú zhodnú orientáciu a imbrikáciu. Imbrikáciu doskovitých úlomkov sme pozorovali po celej hrúbke vrstiev, bola protiprúdová s orientáciou dlhých osí v smere toku. Imbrikácia v celej skupine telies nad sebou vykazovala jednotný priebeh, smer a úklon (Súfov–chata) a slúžila ako dôležitá a vhodný prúdový vektor za neprítomnosti iných textúr (šikmé zvrstvenie, erozívne stopy; tab. XVI obr. 1). Ak sa obsah základnej hmoty pieskovej veľkosti u tohoto typu zvyšuje do 20 až 40 %, hrubé úlomky sú rozptýlené a imbrikácia je nevýrazná. Nezriedka sa pozoruje slabé triedenie do pieskovej veľkosti tesne pod vrchnou plochou telies (vrstiev).

3. Na báze, aj vo vyšších a stropových častiach súfovských zlepenecov sa objavuje gradačné zvrstvenie (tab. XVI obr. 2) o malej hrúbke (do 2–3 m) s erozívnymi rozmyvmi až korytami, s postupným triedením zŕn striedavo s gradačnými pieskovecami a vápnitými ílovcami.

Prvý typ bol častejší vo východnej vetve v kolmých stenách východne od Súfova a Hradnej. Druhý dominoval vo vetve západnej a tretí na báze zlepenčového litosómu (zárez Jabložov – Súfovská brána), ale hlavne v strope (zárez Peklina – Hričovské Podhradie pri Bodine a Pružine).

### *Charakter transportu a paleoprúdový výskum*

Nezrelý typ, veľké bloky, materiál intraklastov, nízke opracovanie úlomkov a veľká hrúbka sú neklamnými znakmi extrémne rýchleho transportu pri rapidnom klesaní substrátu (podkladu). Toky nemali vysoký stupeň separácie zrn podľa veľkosti a spolu s chýbaním gradácie u 1. a 2. typu to poukazuje na ich nízku zrelosť. Pieskovce ani zlepence nie sú šikmo zvrstvené, a nízky uhol úklonu úlomkov alebo zmena uhlu opisovaná z pláží sa nenašla. Vysoký stupeň imbrikácie, 28° i viac, a pozdĺžna orientácia osi A po smere sú charakteristické pre pieskotoky a štrkotoky (A. J. Rees 1968) a iné typy gravitačného transportu klastického materiálu (sutinové prúdy). Primárne svahy museli byť dosť prudké, aby vznikli toky nekohezívneho štrku. Mapovanie imbrikácie (50 ks na jednom pozorovacom bode, obr. 3) v súfovských zlepencoch ukázalo, že paleoprúdový smer mal nasledovný priebeh: Na severe územia bol od V na SZ, v strede na Z a v oblasti Bodiny a Prečína na JJZ. Dá sa predpokladať, že centrum depozície sa presúvalo od SV na JZ, čo je v dobrej zhode so stratigrafickým výskumom. V alochtónnych uhoľných sériách bol krátku dobu smer JZ–SV, ináč ostával konštantný cez celú dobu sedimentácie zlepenčového litosómu (kuis) odhadovaného čo do hrúbky na 300 až 700 m. Stály paleoprúdový smer málo sa meniaci v čase podporuje názor, že základnú regionálnu kontrolu (tektonicko-sedimentárnu) paleoprúdov zlepenčového litosómu podmieňoval paleosklon od V na SZ na Z a JZ. Z tohto rozboru vyplývajú dva závery:

1. Kuiský bazén sa prehlboval a bol otvorený na západ od dnešného obmedzenia zlepenčov. Podľa ich hrúbky (500–700 m) v západnej vetve a podľa paleoprúdového smeru mohol transport klastického materiálu postupovať na západ aspoň 10–15 km. Šírka skrátene bude preto značná.

2. Vo východnej vetve (k Rajcu) môže časť zlepenčových facií predstavovať aj šelfový útvar pod rýchlo deštruovaným a tektonicky mobilným pásom. Šelfové faciie môžu čiastočne reprezentovať masívne zle vytriedené balvanové ortozlepence až ortobrekcie (1. typ). Nezrelý karbonátový detritus nemožno odvodiť z pokojne ležiaceho ostrovného pásma. Ide o čerstvý materiál, resp. o drvinu z rozbitých, dokonca tektonicky aktívnych čiel chočského a strážovského príkrovu.

Lutétske súvrstvia sa vyskytujú iba na nepatrnej časti nášho územia. Sú zložené z typického flyšu, t. j. gradačne zvrstvených facií s jasne oddelenými dobre definovateľnými drobnozrnnými zlepencami a gradačnými turbiditmi s ostrou bázou a nevýrazným vrchným stykom, s prúdovými stopami (typu „flute casts“) a s imbrikáciou úlomkov. Charakteristické sú Boumve intervaly v gradačných pieskovcoch. Tieto sa rytmicky striedajú s tmavými vápnitými ílovcami. Vo flyši sa našla (vrchný lutét) hojná prímes kryštalinického materiálu najmä vysokometamorfované kryštalínium, kremeň (60 %), muskovit. Paleoprúdový smer indikuje prínos tohoto materiá-

lu od Z a SZ na V a vykazuje veľkú zhodu s opísaným systémom podhalského flyšu na Orave (R. Marschalko 1968). Domnievame sa, že bazén sa v tomto období rozširoval ako na SZ, tak na V, kde zanikli staršie (kuiské) zdroje predtým vysoko aktívne.

Vývoj tzv. čelného žľabu v paleocéne a spodnom eocéne sprevádzala hypersubsidencia a tektonická labilita okraja bloku Západných Karpát, ako aj štruktúr manínskeho pásma.

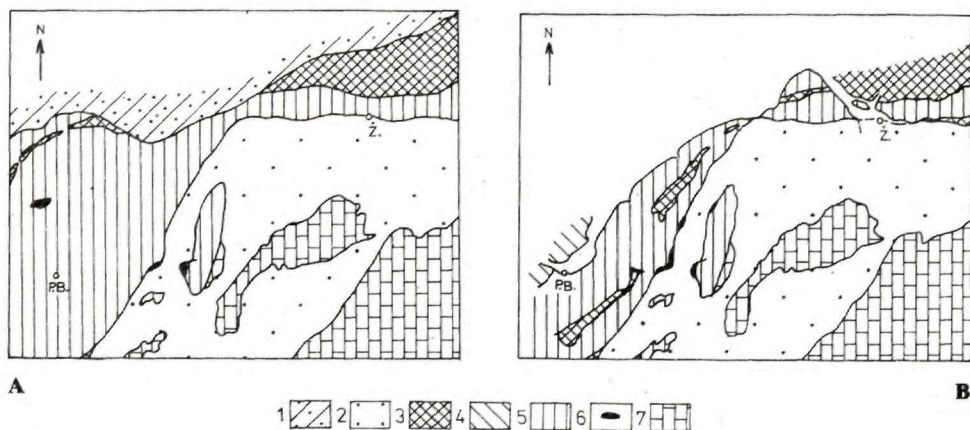
### Úvahy o fázach vrásnenia v kriede a paleogéne, paleotektonický vývoj územia

K základným hľadiskám ako rozpoznať fázu vrásnenia v bradlovom pásme a príhľej manínskej jednotke patril vek zlepencov, prerušenia, hiáty, uhlové diskordancie, zjavy erózie a abrázie starších členov a nástup flyšovej sedimentácie. Po zistení, že zlepence ležia bez prerušenia v kriedových flyšových sekvenciách, vznikli problémy ako vyčleniť horotvorné fázy. Postupne získal prevahu názor, že sa vrásnenie odohralo v neskorších fázach alpínskeho orogénu. Domnievame sa, že ak sa aj pozmení interpretácia genézy flyšových zlepencov, zostanú v platnosti kritériá litologickej kontroly paleotektonických pohybov. Zlepence a bloky rôznych hornín pochádzajú z hrebeňov utvorených na zlomových až príkrovových plochách aktívnych po okraji flyšových žľabov. Celé spektrum prechodov – od padania skál, cez olistostrómy, podmorské sklzy štrku po slaboviskózne turbiditné prúdy určujú jednak aktivitu vynorených zdrojov, jednak svah submarínneho náplavu, klesajúci do najhlbšej časti žľabov. Z týchto hľadísk nadobúdajú zlepence a flyš osobitný význam pri paleogeografických konštrukciách a umožňujú riešiť ďalšie otázky – ako je pohltie kôry a stlačenie geosynklinály.

Iným základným hľadiskom je stratigrafická kontrola sedimentárnych sekvencií v jednotkách. V takých zložitých štruktúrnych pásmach nemusí časté chýbanie sedimentárnych členov predstavovať stratigrafický hiát. Chýbanie môže byť primárne, spôsobené submarínou eróziou, alebo druhotné, spôsobené vyvalcovaním plastických flyšových, flyšovitých alebo iných hlbokomorských facií preukázaných na inom mieste tej istej jednotky. To isté platí pre stratigrafickú kontrolu presunu podľa najmladších členov zachovaných v podložnej jednotke.

Uvedené aspekty značne vplývali na rozpoznanie fáz vrásnenia v predmetnom území a viedli počas geologického výskumu často k rozporným výsledkom. D. Andrusov (1938, 1959) zavádza manínsku fázu na rozhraní aptu-albu vo vnútornej časti bradlového pásma. Domnieva sa, že vznik albského flyšu v klapskej jednotke sa viaže na blízku kordilieru. D. Andrusov (1965) predpokladá v turóne násun klapskej jednotky na pieninskú, po ňom transgresiu upohľavských zlepencov (santón). Po koňaku predpokladá násun pieninskej jednotky na čorštýnsku, opäť sprevádzaný transgresiou zlepencov a púchovskými slieňmi. D. Andrusov zvlášť vyzdvihoval význam subhercýnskej fázy vo vývine bradlového pásma. E. Scheibner (1967) predpokladá prerušenie v spodnom santóne, nakoľko v turóne klapskej jednotky vznikal plytkomorský flyš. Horotvorné pochody nastali podľa tohto autora vo vrchnom kampáne, vzniklo nasunutie manínskej jednotky na klapskú a tejto na

jednotku pieninskú. Neskôr D. Andrusov (1972) manínsku a klapskú jednotku považoval za príkrov nasunutý na pieninské pásmo v lamarskej fáze a celé štruktúrne pásmo nazval laramidy (obr. 18). M. Rakús (1975) podľa dvoch fácií vrchnej kriedy považuje manínsku jednotku s. s. nasunutú na pestré vrstvy, ktoré priradil k pieninskej jednotke. Najmladším členom týchto vrstiev je kampán a násun pokampánsky. Priestor bol skrátenej o 15–20 km. O. Samuel – J. Salaj (1963) preukázali neprerušené sledy strednokriedových a vrchnokriedových členov i vrchnomástricht-



Obr. 18. Tektonická schéma územia medzi Žilinou a Považskou Bystricou podľa D. Andrusova (1972) – A, podľa M. Rakúsa (1975) – B.

Vysvetlivky: 1 – bystrická jednotka; 2 – hričovsko-žilinský a vnútrokarpatský paleogén; 3 – pieninská séria; 4 – klappská séria; 5 – manínsky príkrov; 6 – kostecký príkrov, kostecká séria; 7 – kryštalinikum, paleozoikum a mezozoikum vnútorných Západných Karpát.

ský flyš v klapskej jednotke; neuznávajú fázy vrásnenia iba vertikálne zdvihy. O. Samuel – K. Borza – E. Köhler (1972) akceptujú, podobne ako D. Andrusov (1972) laramskú fázu, ktorá spôsobila prerušenie sedimentácie, zánik hypotetického zdroja kriedových zlepcov, zvrásnenie a imbrikované násuny. Z. Roth (1974) názory posledných autorov na laramskú fázu nepovažuje za presvedčivé, prinajmenej v študovanej oblasti horného Považia, hlavne pre nedostatok zlepcov na rozhraní vrchnej kriedy a paleogénu. J. Salaj – J. Kysela – V. Gašpariková – A. Began (1978) pripúšťajú presun manínskej jednotky do oblasti bradlového pásma až v sávskej fáze. Tieto názory vychádzajú zo základného predpokladu, že manínska jednotka a jej sedimentačný priestor ležali južne od pieninského pásma a severne od tatríd.

Diametrálne odlišné názory sú v prácach M. Maheľa (1962, 1967, 1978), ktorý považuje manínsku jednotku za súčasť čiel vnútrokarpatských príkrovov včlenených laramským orogénom do štruktúrneho plánu pienid.

Z uvedeného prehľadu vidíme, že spôsob akým sa vyčleňujú fázy vrásnenia

manínskej jednotky a bradlového pásma je veľmi subjektívny. Vyzdvihujú sa určité hľadiská zhodné s určitou tektonickou hypotézou o vzniku štruktúrneho pásma. Pokúsime sa zhodnotiť všetky faciálne, paleogeografické, paleotektonické a štruktúrne aspekty oddelenou analýzou tektonických jednotiek.

Kysucká skupina pieninskej jednotky, jej tektonické postavenie a vzťah ku klapskej jednotke

Kysucká skupina má šupinovitú stavbu. V južnejších šupinách chýbajú staršie členy (jura-alb), v severnejších chýbajú mladšie členy (mástricht). Podľa zachovaných vrchnomástrichtských vrstiev v najjužnejšej šupine možno predpokladať laramskú fázu vrásnenia.

Faciálne sa skupina líši od vnútornejších jednotiek (klapskej) najmä v strednej kriede, a to typickým vývojom karbonátových pelagických sedimentov (tissalské súvrstvie) rozšírených od Viedne po Ukrajinu. Ich malá hrúbka a neprítomnosť klastických sedimentov naznačujú štádium prázdnoty pieninskej geosynklinály a preflyš. Turónske flyše súhlasné s preflyšom nemajú hrubé klastické sedimenty a ukladali sa ďaleko od zdrojov na plochom hlbokomorskom dne. Predstavujú distálne flyše rozmerných bazénov. Hrubé heterogénne zlepencové flyše koňacko-spodnosantónske náležia lavinám štrku, piesku a simmiktitom. Utvárajú akumulácie a šošovky veľkej hrúbky (100 – 400 m) a objemu (5–8 km<sup>3</sup>), často s blokmi a balvanmi, ktorých prítomnosť možno objasniť pádom z nestabilných orogenických svahov. Bloky pieskovecov s výskytmi *Exogyra columba* (Lamarck) vznikli eróziou klapskej jednotky predtým aj súčasne zdvíhanej. Tieto skutočnosti a transportné smery poukazujú na to, že:

1. zdroje boli situované v internejších zónach geosynklinály;
2. klapský sedimentačný priestor sa rozprestieral južne od pieninského;
3. zlepencové flyše veľkých hrúbok, rozšírenia a objemu sú typickým produktom rýchleho orogenetického zdvihu;
4. pohltenie zdrojov nastalo po zániku flyšu vo vrchnom santóne.

Kysucká skupina vystupuje v tektonických oknách na Považí (Upohlav, Višňové – A. Began 1969, bradlo Lysica pri Gbelanoch – J. Haško 1978) a v menších bradlách pri závere pieninského pásma v Brezovskej pahorkatine (E. Scheibner 1967). Naznačuje to, že pieninská geosynklinála podľahla silnej deštrukcii, rozlámala sa a podsunula pod južnejšie tektonické jednotky. Vzdialenosť presunu klapskej jednotky možno odhadnúť najmenej na 5 km.

Klappská jednotka, jej tektonické postavenie a vzťah k manínskej jednotke

Klappská jednotka je výrazne tektonicky osamostatnená s násunom na kampánsko-mástrichtské sliene kysuckej skupiny. Po vnútornej strane sa faciami albského flyšu ponára pod skupinu Veľkého a Malého Manína a pod jej vrchnokriedový „obal“.

Klappská jednotka je zošupinovatená, šupiny tvoria úzke pásy kulisovite usporiadané hlavne v úseku Plevník – Hričovské Podhradie. Vyznačuje sa tiež prítomnosťou menšieho množstva bradiel exotickej povahy, z ktorých časť blokových bradiel D. Andrusova (1945) má znaky padania skál a je exotického pôvodu.

Faciálne sa výrazne líši ako od pieninskej, tak od manínskej jednotky. Hrubé flyšové litosómy albu (600–1000 m), laterálne (od JV na SZ) a hlavne pozdĺžne, zaplňovanie, prítomnosť zlepcových flyšov typu „Dubový Háj“ (R. Marschalco – O. Samuel 1975) nás oprávňuje domnievať sa, že klappská jednotka bola súčasťou samostatného žľabu s výnimočnou subsidenciou, zaplňovaním a zdrojmi, ktoré ju lemovali z jv. Hoci teraz zaberá dĺžku 200 km, jednotka musela mať pred svojou deformáciou najmenej 300 km. Albské flyše rozprestierajúce sa od Považskej Bystrice na jz. smerom na Vršatec a sv. smerom na Žilinu, Terchovú, Dolnú a Hornú Oravu k Zemianskemu Mlynu náležia tomuto pásmu dnes pohltenému pod blok Západných Karpát. Rozľahlosť klappského sedimentačného pásma určujú tieto znaky:

1. stála, dlhotrvajúca subsidencia žľabu;
2. jeho hlbokokôrové založenie;
3. lineárna štruktúra, ktorá sa prispôsobila rovnému, resp. zahnutému okraju bloku.

Pozdĺžny transport albského flyšu vznikol z transportu bočného, ktorý vstupoval z okraja cez marginálne pásmo aspoň desaťnásobne široké. Z toho vyplýva, že asymetrické marginálne prizmy flyšu a ich prúdové systémy utvárané po vnútornej (jv.) strane žľabu boli spoločne so zdrojmi prikruté pod nasunutými vnútornejšími jednotkami.

Orlovské pieskovce cenomansko-santónskeho veku predstavujú v klappskej jednotke ukončenie flyšového cyklu. Sú to plytkomorské paracycklické vývoje (postflyše), kde sedimentácia prevládala nad subsidenciou a rýchla akumulácia je prejavom finálnej fázy orogenetického cyklu klappského geosynklinálneho pásma. Nakoľko vrchnokriedové fácie sú so strednokriedovými v oblasti Považskej Bystrice spojené bez prerušenia, zánik zdrojov a priebeh orogenézy strednokriedového flyšu sa odohral v oblastiach dnes pre štúdium neprístupných.

Predpokladáme preto, že klappská jednotka predstavuje len nepatrný zvyšok samostatného paleogeografického pásma pohlteného pod blok Západných Karpát a pod vnútornejšie jednotky (manínsku a kosteleckú). Tento predpoklad sa stáva zrejším, ak zväžíme aj exotický charakter zdrojov, ako to vyplýva z analýzy látkového zloženia pieskovcov a najmä zlepcov, ich metamorfných hornín (kremenné zlepenice, ortoruly, granodioritporfyrity), magmatických hornín (melafýry-bazalty, exotické granity, žulové turmalinické porfýry, ich subvulkanické formy – kremenné porfýry, ich tufy, ingimbrity, diabázy a eklogity) a hornín sedimentárnych (vápence panvových facií vrchného triasu (M. Mišík et al. 1977), guttensteinské, wettersteinské a reiflinské vápence; jurské plytkomorské a hlbokomorské litofácie, škvornité sliene (fleckenmergel), kalpionelové fácie titónu, spodnokriedové plytkovodné a najmä hlbokovodné litofácie. Keďže niektoré, hlavne sedimentárne karbonátové horniny značne pripomínajú gemerské faciálne typy, vznikajú názory o umiestnení klappského sedimentačného priestoru v blízkosti gemerika a o jeho

tektonickom transporte do pieninskej oblasti. Proti takejto interpretácii svedčí celý rad argumentov:

1. Polarita vrásnenia a smer sunutia príkrovových dosiek z JV na SZ predpokladajú ukončenie sedimentácie v najjužnejšie situovaných bazénoch pred strednou kriedou. Stredná krieda klapskej jednotky má úplný vývoj a prechádza cez turón do spodného santónu (Vrtižer), čím sa zaraďuje k pieninskej geosynklinálnej sústave.

2. Predpoklad, že jednotka sa premiestnila procesom divertikulácie, t. zn. ako najvyššia sa dostala gravitačným tektonickým transportom na bázu a nižšie sa kĺzali po nej, je neprijateľný z hľadiska pozície v imbrikovanej klapsko-manínskej štruktúre. Očakávané poradie – klapská, chočská, križňanská a na vrchu obalová jednotka – sa nenachádza na našom území, ale ani v pribradlových štruktúrach iných areálov (porov. A. Kocák – F. Němec 1976, A. Biely – A. Kullmanová 1977). Konečne gravitačné sklzávanie vyšších príkrovov do manínskeho priestoru by malo za následok ich neprítomnosť v centrálnych Karpatoch, čo sa nepreukazuje.

3. Rozšírenie klapskej jednotky je väčšie (na dĺžku 200 km) než príľahlý priestor okolo gemerika. Veľký objem klastického materiálu v albe-santóne pochádza z veľmi pohyblivých a tektonicky omladených pevnín, ktoré podľa nálezov eklogitov boli blízko zóny deformovanej na hranici dosiek zblížených v procese vrchnokôrovej subdukcie.

4. V súčasnosti odkryté série hornín gemerika nemajú ani dostatok typov pre odvodenie pôvodu všetkých exotických zložiek v klapskej jednotke (napr. magmatické horniny), hlavne typy granitov – L. Kamenický et al. 1974, kremenných porfýrov, bazaltov, dioritov, andezitov, dacitov, ktoré nemajú stopy metamorfózy. Iné typy, ako kremenné zlepenice, nie sú zo Západných Karpát opisované. Musíme preto predpokladať, že zdroje, kde tieto horniny boli prítomné, sú dnes neznáme – A. Matějka – D. Andrusov (1931) prví odvodzovali zlepenice zo zdroja umiestneného južne od klapskej jednotky, ktorý oddeľoval pieninský a vysokotatranský sedimentačný priestor. Nazývali ho pieninská kordiliera alebo exotický chrbát. Ak porovnáваме exotické zložky zdroja s poslednými nálezmi východoalpských albsko-cenomanských flyšových exotických zlepenicových pásiem (J. Lócsei 1974, W. Schnabel 1970), je pravdepodobné, že exotická kordiliera (pieninská) v širokom poňatí zodpovedá ultrapieninskému prahu F. Trautha (1922), resp. rumunskému chrbtu W. Kockela (1923). „Tento zdroj dodával materiál v cenomane na sever bradlovému pásmu a na juh len k prahu, ale nie cez neho presunutej oblasti frankenfeldského príkrovu...“ – píše F. Trauth (1922). Ultrapieninský chrbát tvoril významnú bariéru vyšším alpským príkrovom prisúvaným v cenomane – turóne do jeho blízkosti. Koncom turónu a koňaku príkrovy pochovali jeho južné časti, ale chrbát fungoval v okrajových, severnejších častiach ďalej. Ultrapieninský chrbát a s ním zrovnávaná pieninská kordiliera je v poňatí A. Tollmana (1963) severným krídlom Briançonnais, avšak bez triasových a jurských členov a podľa R. Oberhausera (1968) južnou časťou Briançonnais. Toto poskytuje určitú možnosť umiestiť klapské geosynklinálne pásmo so zaplňovaním z juhu do areálu penninika, t. j. penninského geosynklinálneho systému východných a západných Alp (žľab Valais). Zdá sa však, že v oblasti Západných Karpát nemalo toto pásmo také rozmery a bolo stlačené a vyvrásnené pred strednou kriedou, na čo poukazujú



granity spodnokriedového veku (L. Kamenický et al. 1974, R. Marschalko 1975, R. Marschalko – M. Mišík – L. Kamenický 1976), vysokotlakové a nízkotermálne asociácie eklogitov „exhumované“ zo starších ofiolitových melanží, ultrabázické asociácie hornín a ich ťažké minerály.

## Manínska jednotka a jej tektonické postavenie

Manínska jednotka je nasunutá na jednotku klapskú. Vrásový štýl bol prítomný, je však zastretý, pri stlačení sa porušila symetria vrás, nastalo prešmykávajúce a vznikali šupiny. Fáciami úplne rozdielnymi od predošlých jednotiek je manínska jednotka dobre individualizovaná. Na jej bradlový štýl dávnejšie poukazoval D. Andrusov (1938), ktorý ju podľa pieninského typu vrchnej kriedy začleňoval do pieninskej sústavy štruktúr a príkrovov. Podľa horninovej náplne a tektonického štýlu sme rozoznali 2 typy bradiel:

1. bradlá s rigidným antiklinálnym jadrom a plastickým strednokriedovým „obalom“. Patrí sem skupina Malého a Veľkého Manína a antiklinála Drieňovky;

2. izolované bradlá rozdielnej veľkosti, separované a rozptýlené v plastickom strednokriedovom „obale“ (s čiastočnou alebo úplnou stratou kontinuity vrstevného sledu); podľa týchto znakov má štruktúra charakter megabrekcie; patrí sem spodná krieda pri Podmaníne, pokračujúca jz. smerom na Dolný Moštenec (bradlo Skalica), v ktorej sa nachádzajú fácie so zásahom centrálnokarpatskej provincie (porov. J. Malý 1976).

Bradlovým tektonickým štýlom sa manínska jednotka líši od príkrovových štruktúr Západných Karpát. Tieto majú kompletne stratigrafické sledy, podľa ktorých môžeme stanoviť vek násunu, viesť plochy odlepenia a usudzovať na charakter substrátu jednotiek. Výskum ukázal, že horniny rovnakého veku v dvoch typoch bradiel majú odlišné fácie. Skupina Malého a Veľkého Manína a Drieňovky má v spodnom albe kondenzované pelagické slieňovcové vývoje (škvrité slieňe) so stratigrafickým hiátom, ležiace na spodnokriedovom substráte blízkom tatrídnuemu typu (D. Andrusov 1938, 1959). V bradlách podmanínskeho typu sa v spodnom albe nachádza svojrázny vývoj sedimentárnych brekcií.

V prvom type bradiel „hardground“, prekrytý slieňmi albu a sprevádzaný hiátom preukazuje, že vrstvy urgónskeho vápenca boli spevnené pred depozíciou slieňov, kolonizované organizmami a po náhlom kolapse substrátu do väčšej hĺbky mora prikrývajú pelagickými faciemi.

V druhom type sú sedimentárne brekcie viazané na rapídne zdvíhané, resp. mobilné pásma po okraji bazéna a ich bazické horninové asociácie poukazujú na pohyby hlbokomôrového založenia.

Ani jeden albský vývoj nedoprevádza flyš a turbiditové asociácie, ani nevznikali klastické sedimenty transgresívneho typu; to naznačuje, že pohyby v oboch paleogeografických pásmach prebiehali rýchlo v dobe zníženého prínosu materiálu do bazénov a pravdepodobne pod hladinou mora v oblasti náhleho kolapsu alebo zostupu a pohltenia substrátu. Keďže tieto litologicky rozdielne typy ležia v jednom štruktúrnom pásme, ich zblíženie je tektonické a prebehlo v turóne.

V cenomane celá oblasť manínskej jednotky, podmanínskej spodnej kriedy a praznovskej šupiny vystupuje ako pásmo rozsiahlej a neustálej subsidencie s fáciami tenkorytmických flyšov s konturitmi utváranými za širokomorských podmienok. Osobitnou udalosťou boli výzdvihy v strednom a vrchnom cenomane, pri ktorých došlo k erózii vlastných panvových facií (kanibalizmus), k opracovaniu erodovaných úlomkov a ku recyklicite (Súfov, Hradná). Podľa útržkov exotického kryštalinika zdvih obnažil substrát flyšu. Spomínanými faciálnymi znakmi sa manínska jednotka diametrálne líši od klapskej.

### Diskusia o tektonickej príslušnosti manínskej jednotky a praznovsko-jablonovskej šupiny

Ak vychádzame zo stratigrafického zistenia, že skupina manínskych bradiel má kompletný cenomanský „obal“, potom ich nemôžeme stotožňovať so strednou a južnou časťou tatríd. Vyplýva to z nasledujúcej úvahy:

Rýchlosť násunu krížňanského príkrovu (zliechovského typu) na tatrídny substrát – pri predpokladanej optimálnej rýchlosti transportu 10 mm/rok a dosnutí na severný okraj tatríd v spodnom turóne, resp. vo vrchnom cenomane, by krížňanská doska prekryla tatrídny substrát (60–80 km široký) tak, že v jv. oblasti by nutne chýbal vrchný alb, v strednej spodný a stredný cenoman. K utvoreniu cenomanského flyšu takej veľkej hrúbky a rozšírenia (praznovská šupina) by sotva došlo. Môžeme predpokladať, že manínsky priestor sa rozprestieral v severnej časti tatríd, avšak z práce M. Poláka (1977) vyplýva, že sz. okraj tatrídneho bloku poklesával počínajúc strednou jurou a tento trend pokračoval do strednej kriedy. K tvorbe urgónskych facií nedošlo. Podľa tohto rozboru manínska jednotka a praznovská šupina patria k samostatnej paleogeografickej provincii, umiestenej severne alebo južne od tatríd.

Príbuznosť a blízkosť klapskej a manínskej jednotky a praznovskej šupiny v strednom cenomane – spodnom turóne preukazujú nasledovné skutočnosti:

1. Pri rozbere valúnov triasových hornín z cenomanských zlepcov praznovsko-jablonovskej šupiny pri Hradnej a z albských zlepcov klapskej jednotky sa našli (M. Mišík et al. 1977, K. Borza 1966) zhodné asociácie pelagických, panvových vývojov vrchného triasu. Preukazuje to jednak príbuzný substrát a pokrvnosť zdroja albsko-cenomanského flyšu klapskej jednotky, cenomanského flyšu manínskej a prechodnú pozíciu praznovskej šupiny, ktorá bola v strednom cenomane v blízkosti klapskej. Horniny triasových vývojov nemožno odvodzovať z tatrídnych ani z krížňanských vývojov. Pochádzajú z neznámeho substrátu, pohlteneho pod blok tatríd, s vlastným druhohorným obalom.

2. Analýzou petrografického zloženia pieskocov a exotických zlepcov stredného a vrchného cenomanu manínskeho „obalu“ a praznovskej šupiny sme zistili úlomky granitoidných a metamorfovaných hornín spolu s vysokým podielom kábonátov. Možno to objasniť zvýšenou eróziou rozsiahlych plôch reliéfu obnaženého do hĺbky vnútrokôrovými zlomami. Zdalo by sa, že v postupujúcom procese kompresie sa tieto zlomy zmenia v plochy násunov a v príkrovové plochy. Krížňan-

ský príkrov však nemá vo vlečenom substráte nad plochou presunu granity a metamorfity. Z toho vyplýva, že detritus cenomanského flyšu obsahujúci prímes metamorfných a magmatických hornín nepochádza z rozpadávajúceho sa čela klzajúceho sa príkrovu, ale z hlboko obnaženej kôry zdvíhanej pozdĺž hrastí. Pohyb príkrovu, ak prebiehal od JV na SZ, nemohol prekonať hraste, kým sa nezaplnil flyšový žlab, teda kým nezaničil proces tenzie a nenastala kompresia.

Možno však predpokladať, že cenomanský flyš manínskej jednotky a praznovskej šupiny vznikali vo vezenej panve (na príkrove) transportovanej z JV cez obal tatríd. Zaplňovanie klastickými sedimentmi svedčí o zdvíhaných okrajoch a o blízkosti svahu; prebiehalo z pieninskej kordiliery, ako potvrdzujú rozbory látkového zloženia. Takúto situáciu čiastočne naznačuje prúdový systém flyšových litosómov vo vyššom cenomane, postupujúci v praznovskej šupine od SZ. a S., a zmenšujúci sa priemer najväčších blokov týmto smerom. Táto interpretácia naráža na spomínaný už problém pieninskej kordiliery stojacej v ceste vezenej panve (príkrovu) a hlavne na skutočnosť, že príkrov musel ísť do protisvahu, čo je ťažko akceptovať pri známom modeli alpských príkrovov. Cenomanské flyše tiež nepreukazujú rapidne faciálne zmeny a chýbajú v nich stopy syndementárnych tektonických pohybov známe napr. z albských flyšov klapskej jednotky, ktoré by zodpovedali režimu vezenej panvy. Ostáva tiež nejasné, prečo manínsky príkrov transportovaný z priestoru južne od tatríd nepokryl aspoň ich sz. okraj, prečo nelemuje okraje jadrových pohorí Malej Fatry, Malých Karpát, ale vychádza na povrch len v úzkej manínskej štruktúre pri j. okraji piení na Považí a východnom Slovensku.

Núka sa preto vysvetlenie, že manínska jednotka je príkrov separovaný zo segmentu kôry priľahlého tatrídám na S a SZ, ktorého prevažná časť bola pohltená. Existujú nepriame dôkazy o tom (R. Marschalko 1978), že rozšírenie sialického bloku tatríd v spodnom triase (seis) siahalo ďaleko za hranice terajšieho ukončenia (styku s pieninským bradlovým pásmom). Chýbanie sialickej kôry a slepé ukončenie možno objasniť podsúvaním predtriasového substrátu do hĺbky pod blok tatríd. Podsúvanie kôry priľahlej tatrídám, a tiež severnejších exotických pásem, sa dialo v blízkosti zóny vrchnokôrovej subdukcie a prebiehalo v pulzoch od albu po mástricht. Chýbanie metamorfózy v manínskych flyšových obaloch však tejto interpretácii nezodpovedá.

Tektonické začlenenie manínskej jednotky by malo vychádzať z toho, že :

1. jednotka nepatrí do obalu tatríd ;
2. izolované bradlá podmanínskeho typu s odlišnými faciami spodného albu a so zásahom centrálnokarpatskej provincie patria olistostrómom pochádzajúcim z čela krížňanského príkrovu ; so skupinou Veľkého a Malého Manína boli zblížené v turóne a retrošariážou prepracované v neskorších tektonických fázach.

**Vrchná krieda a paleogén manínskeho pásma a dôkazy tektonickej redukcie v paleogénnych fázach vrásnenia**

Vrchná krieda manínskeho pásma leží s hiátom v strednom turóne na strednej kriede. Nezrezáva podložné štruktúry, striedanie sedimentárnych asociácií a facií je

málo výrazné (sliene s morskou mikrofaunou) a nemá bazálne transgresívne útvary, čo svedčí o nepatrných zmenách v hĺbke. Hemipelagický charakter turónskych facií bol narušený vývojom marginálnych koňacko-santónskych facií, zachovaných útržkovite. V kampáne bolo manínske pásmo chránené od prínosu detritu (pestré sliene). Až v strednom a vrchnom kampáne sa utvoril výrazný flyšový žlab pretrvávajúci do paleogénu. Paleoprúdové štúdiá ukázali, že turbiditné prúdy v kampáne a spodnom mástrichte tiekli priečne, takmer pod pravým uhlom, vzhľadom na staršie cenomanské systémy. Postupovali od S na J, kde možno očakávať otvorený bazén. Jeho rozšírenie na J odhadujeme aspoň na 25 km. Nakoľko vrchná krieda má veľkú hrúbku (700–1000 m) a nevystupuje v jv. jednotkách, možno vysloviť záver, že manínska jednotka s vrchnokriedovým obalom bola tektonicky redukovaná a sčasti podsunutá pod praznovsko-jablonovskú šupinu a vnútornejšie jednotky. Pohltenu predchádzal pokles segmentu kôry a vznik kampánsko-mástrichtského flyšu. Na rozrušovanie a pohlcovanie bazénu nepoukazujú len anomálne prúdové systémy a olistolity spodnokampánskych slieňovcov vo flyši, ale aj rozdielne paleodeklinácie oproti klapskej jednotke (R. Marschalko – P. Pagáč 1979).

Proces tektogénu manínskeho pásma pokračoval aj v neskorších etapách vývoja. Objavovanie sa exotických blokov orbitoidných vápencov kampánu-mástrichtu (A. Began et al. 1978) a rifov montu-tanetu (O. Samuel – K. Borza – E. Köhler 1972) v paleogénnych flyšoch individualizuje manínsku jednotku od vnútrokarpatských jednotiek, kde neboli vhodné podmienky pre vznik rifotvorných plošín. Na spojitost rifov so zlomami hlbokokôrového založenia poukázali už mnohí autori a prinajmenej ich výskyt signalizuje zdvíhanie plošín po okraji žlabov, strmo upadajúcich k batymetrickej osi. Recyklicita tohto materiálu postupovala od klapskej jednotky, kde sú v ilerde (motorest FIM pri Považskej Bystrici) spolu kampánske a paleocénne rify. Keďže súvislý stratigrafický záznam paleogénu s rifmi je pri Žiline a zdvíhané okraje bazénu s rifovými plošinami boli na vonkajšej strane, poklesli do hĺbky a flyšová panva sa sunula cez ne. Tieto zjavy ilustrujú procesy kanibalizmu v manínskom pásme ešte po ilerde.

Dôkazy pretrvávajúcej premeny štruktúrneho plánu manínskej jednotky a prilahlých oblastí podávajú hrubé (300–700 m) akumulácie súlovských zlepencov. Ide o náplavy štrkových sutín a lavín z tektonicky aktívnych čiel chočského príkrovu. Nepatrná prímes vápencového spodnokriedového klastického materiálu z podložených a prilahlých jednotiek, smer transportu a nasýpania submarínnych kužeľov, prehlbovanie bazénu na Z a JZ dávajú tušíť otvorený bazén na Z. Skrátenie bazénu odhadujeme na 10–15 km za pyrenejskej a sávskej fázy vrásnenia. Proces skracovania manínskej a klapskej jednotky ustával a úplne skončil pred egenburgom, ktorý na nich leží pri Visolajoch subhorizontálne.

### Kostelecká jednotka a jej tektonická príslušnosť

Jednotka nemá vrchnokriedový obal. Je v imbrikovanej pozícii s násunom na praznovsko-jablonovskú šupinu. Má bradlový štýl a javí určitú faciálnu analógiu

s klapskou (D. Andrusov 1959) a manínskou jednotkou (M. Rakús 1977). Bradlá kosteleckej jednotky sú sústredené pri ploche násunu. Podľa stavby, zloženia stratigrafického obsahu pozostávajú z rôznych faciálnych prvkov. Preto je možné, že bradlá sú útvary podmorského sklzavania a nemajú výlučne tektonický pôvod.

Významným litosómom sú hrubé (400–600 m) albské flyšové prizmy utvorené v oblasti lineárnej dlhotrvajúcej subsidencie. Laterálny vstup pieskovcových turbiditov sa dial zo vzdialených interných zdrojov umiestnených na JV a V. Je vylúčené spájať tieto zdroje s klapskými, umiestnenými tiež po jv. a v. okraji bazénu. Nezodpovedajú tomu znaky proximality – marginálne fácie flyšu, očakávané v blízkosti týchto zdrojov. Taktiež jednotka nesleduje rozsiahle klapské geosynklinálne pásmo. Kostelecká jednotka oddeľuje manínsku jednotku od subtransných príkrovov, má na báze bradlá, ktoré tvoria len fragmenty vrstevných sledov. V súčasnosti ju nemôžeme s istotou zaradiť.

## Záver

Na geologickej stavbe územia medzi Žilinou a Považskou Bystricou sa podieľajú :

1. kysucká skupina pieninskej jednotky,
2. klapská jednotka,
3. manínska jednotka,
4. spodná krieda pri Podmaníne,
5. vrchná krieda medzi Ovčiarskom a Žilinou,
6. praznovsko-jablonovská šupina,
7. kostelecká jednotka a zliechovská skupina.

Základom pre toto rozdelenie bolo geologické mapovanie a stratigrafická kontrola flyšových a neflyšových útvarov kriedy a paleogénu a previerka stratotypov klapskej a manínskej jednotky.

Analýza a paleogeografické rekonštrukcie turbiditových flyšových bazénov, ich prúdových systémov, umožnili odhad dĺžky a šírky bazénov, situovanie miest a bodov zaplňovania a položili základ k dynamickej rekonštrukcii tektonických pohybov počas sedimentácie a po jej ukončení.

Klasifikácia flyšových a olistostrómových facií bola potrebná na rozlíšenie sedimentárnych a tektonických javov v štruktúrach bradlového typu (bradlá – olistolity klapskej a manínskej jednotky).

Výsledky týchto štúdií ukázali, že :

Pieninská jednotka – kysucká skupina bola v strednej a vrchnej kriede v susedstve klapskej jednotky a rozprestierala sa severne od jej sedimentačnej oblasti. Zaplňovanie pieninských flyšových žlabov (cenoman – santón) prebiehalo zo samostatných intrageosynklinálnych zdrojov situovaných južne a za súčasných pohybov a orogénizy príľahlej časti klapského flyšového žlabu. Pohltenie zdrojov pieninskej jednotky nastalo po zániku flyšu v santóne. Pieninská jednotka bola podsunutá pod klapskú, čoho dôkazom sú tektonické okná na Považí (Upohlav, Višňové) alebo pri Varíne (Lysica, Gbefany). Tento pohyb sa dial po mástrichte.

Klappská jednotka sa výrazne líši od pieninskej a manínskej jednak hrubými flyšovými litosómami albu-cenomanu, stratotypom orlovských pieskovcov, ktorý považujeme za paracyklický vývoj vznikajúci vo finálnej fáze orogénneho cyklu klappského geosynklinálneho pásma. Klappská jednotka predstavuje iba časť samostatného paleogeografického pásma s osobitnou zdrojovou zónou. Jej prevažne pozdĺžny paleoprúdový systém vznikol zo systému bočného a vstupoval z juhu cez okrajové pásmo aspoň desaťnásobne široké. Toto pásmo bolo spolu s intrageosynklinálnymi zdrojmi podsunuté a pohltené pod vnútornejšie jednotky a pod blok centrálnych Západných Karpát. Klappská jednotka je jednou z najdlhších v pieninskom geosynklinálnom systéme; ležala pri zdroji, ktorý bol svojím zložením blízky zóne deformovanej na hranici litosferických dosiek. Jeho zánik predpokladáme čiastočne v turóne a úplné vymiznutie v laramskom vrásnení. Podľa analýzy materiálového zloženia možno zdroj spolu s klappským geosynklinálnym pásmom umiestniť do areálu penninika východných a západných Alp.

Manínska jednotka je nasunutá na klappskú, má dva typy bradiel:

a) Skupina Veľkého Manína, Malého Manína a Drieňovky predstavuje bradlá s rigidným antiklinálnym jadrom a plastickým strednokriedovým „obalom“ albu vo fácií kondenzovaných slieňov a cenomanu vo fácií drobnorytmického flyšu s vývojom konturitov. „Obal“ leží s hiátom na spodnokriedovom „hardgrounde“.

b) Osobitne stojí vývoj izolovaných bradiel pri Podmaníne a Dolnom Moštenci zložený zo sedimentárnych brekcií karbonátov albu a s asociáciami bazických hornín, ktoré preukazujú pohyby hlbokokôrového založenia. Domnievame sa, že izolované bradlá s odlišnými fáciami albu so zásahom centrálnokarpatských provincií náležia olistostrómom a pochádzajú z čiel krížňanského príkrovu. So skupinou Veľkého a Malého Manína a Drieňovky boli zblížené v turóne a retrošariázou prepracované v neskorších fázach vrásnenia.

Samotná skupina Veľkého a Malého Manína a Drieňovky a jej strednokriedový obal, ako aj cenomanský flyš praznovsko-jablonovskej šupiny nepatrí do obalu tatrika. Náleží paleogeografickej provincii umiestenej sz. alebo jv. od neho. Existujú náznaky toho, že flyš praznovsko-jablonovskej šupiny v strednom a vrchnom cenomane bol v tesnej blízkosti zdrojov klappského geosynklinálneho pásma, nakoľko obsahuje materiál týchto zdrojov. Preto prijímame možnosť zblíženia geosynklinálneho priestoru pienid (kysucká skupina a klappská jednotka) s manínskym priestorom v tejto etape vývoja.

Manínska jednotka má vrchnú kriedu pieninského typu s pestrými slieňmi v kampáne, so širokým flyšovým bazénom v kampáne-mástrichte, ktorého rozšírenie na JV odhadujeme na 25 km. Nakoľko vrchná krieda má veľkú hrúbku (700–1000 m) a nevystupuje v jednotkách ležiacich na JV, predpokladáme, že manínska jednotka s vrchnokriedovým obalom bola tektonicky redukovaná a podsunutá pod praznovsko-jablonovskú šupinu a vnútornejšie jednotky vyšších karpatských príkrovov.

Tektonický vývoj manínskej jednotky pokračoval v paleocéne-spodnom eocéne, ako naznačujú bloky vápencov kampánu – mástrichtu a olistolity montsko-tanetských rifových bioheriem. Pre vznik rifových telies (mont – tanet) neboli vhodné podmienky po vnútornom okraji centrálnokarpatského bloku. Dokázaná recyklicita

tohoto materiálu smerom z externých zón naznačuje, že zdvíhané okraje (ostrovne reťaze) boli na vonkajšej strane paleocénnych žlabov, klesali do hĺbky a flyšová panva sa sunula cez ne.

Proces skracovania manínskej jednotky sa zakončil pred egenburgom, ktorý leží na nej subhorizontálne a tvorí posttektonický pokryv. Kostelecká jednotka oddeľuje manínsku od subtatranských príkrovov a má na báze bradlá, ktoré tvoria len fragmenty vrstevných sledov. V súčasnosti ju nemôžeme s istotou zaradiť.

Do tlače predložené 19. 3. 1979.

Recenzenti: A. Began, A. Biely.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech III. Tektonika. Rozpr. Stát. geol. Úst., 9, Praha, 1–135.
- ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch IV. – V. Práce Stát. geol. Úst., 13, Bratislava, 1–176.
- ANDRUSOV, D. 1951: Podrobná geologická mapa Československej republiky, Slovensko, list Považská Bystrica. Stát. geol. Úst., Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1958: Podrobná geologická mapa Československej republiky, Slovensko, list Bytča. Stát. geol. Úst., Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, 2. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–375.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, 3. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–392.
- ANDRUSOV, D. 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manin (zone des klippes Pièninnes, Carpathes, Slovaquie). Geol. Zbor. Geologica carpath. 22, 2, Bratislava, 227–234.
- ANDRUSOV, D. 1974: Coupes géologiques à travers la zone des klippes Pièninnes de la valeé du Váh (Carpathes Slovaques), Geol. Zbor. Geologica carpath. 25, 2, Bratislava, 227–230.
- ANDRUSOV, D. – KÖHLER, E. 1963: Nummulites, faciès et développement pré-tectonique des Karpates occidentales centrales au Paleogène. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 175–192.
- ANDRUSOV, D. – KUTHAN, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (4361/2). Práce Stát. geol. Úst., Bratislava, 10, 1–196.
- BEGAN, A. 1969: Geologische Verhältnisse des Mittleren Waagtales. Západné Karpaty, 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55–103.
- BEGAN, A. – BORZA, K. – KÖHLER, E. – SAMUEL, O. 1978: Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49–67.
- BIELY, A. – KULLMANOVÁ, A. 1977: Vrchnotriasové karbonáty na vrtoch Láb 115 a Borský Jur 8 (viedenská panva). Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 153–163.
- BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepencov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín, Náuka o zemi 2, Geologica carpath., Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–68.
- BORZA, K. 1970: Nové poznatky o stratigrafii súľovského bradla. Geol. Práce, Správy 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 135–148.
- BOUMA, A. H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, 1–168.
- BOUMA, A. H. 1972: Recent and ancient turbidites and contourites. Trans. Gulf. Coast Assoc. of Geol. Soc. 22, 205–221.
- BOUMA, A. H. – HOLLISTER, C. D. 1973: Deep ocean basin sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course, 1, Annheim, 79–118.
- ELIÁŠ, M. 1961: Poznámky k otázce materiálu sofaňského vývoje spodního oddílu paleogénu magurské série. Věstník Ústř. Úst. geol., 36, Praha, 89–96.
- FOLK, R. L. 1968: Petrology of sedimentary rocks. Hemphills Bookstore, Austin, Texas, 1–170.
- HAŠKO, J. 1978: Tektonické pomery bradlového pásma Kysuckej vrchoviny. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123–128.
- HAŠKO, J. – SAMUEL, O. 1977: Stratigrafia kriedy varinského úseku bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49–67.
- HEJTMAN, B. 1957: Systematická petrografie vyvŕelých hornin. ČSAV Praha, 1–363.

- HESSE, R. 1974: Long-distance continuity of turbidites: Possible evidence for an Early Cretaceous trench-abysal plain in the East Alps, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, New York, 859–870.
- HEEZEN, B. C. – HOLLISTER, C. D. 1963: Evidence of deep-sea bottom currents from abyssal sediments (*Intern. Assoc. Phys. Oceanography*, 13th gen. assemb., Intern. Union Geodesy and Geoph., 6–111).
- HOVORKA, D. 1978: The west Carpathians mesozoic and cenozoic basalts, *Geol. Zbor.*, *Geologica carpath.*, 29, 1, Bratislava, 77–89.
- HSU, K. J. 1964: Cross-laminations in graded bed sequences. *J. sed. Petrology*, 12, Tulsa, 10–30.
- HSU, K. J. – SCHLANGER, S. O. 1971: Ultrahelvetic flysch sedimentation and deformation related to plate tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 1207–1218.
- HUBERT, J. F. 1967: Sedimentology of prealpine flysch sequences, Switzerland. *J. sed. Petrology*, 37, 3, Tulsa, 885–907.
- CHAMBERLAIN, C. K. 1975: Trace fossils in DSDP cores of the Pacific. *J. Paleont.*, 49, 6, Menasha, 1074–1096.
- JABLONSKÝ, J. 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175–188.
- KAMENICKÝ, L. – KÁTLOVSKÝ, V. – MARSCHALCO, R. – MEDVEĎ, J. 1974: Príspevok k charakteristike kyslých magmatitov exotických hornín bradlového pásma a iných tektonických jednotiek Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 6, 2, Spišská Nová Ves.
- KOČÁK, A. – NĚMEC, F. 1976: Předneogenní podloží slovenské části viděňské pánve. *Mineralia slov.*, 8, 6, Spišská Nová Ves, 481–560.
- KOCKEL, W. 1923: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. *Mitt. Geol. Gesell.*, 15, Wien, 63–168.
- KÖHLER, E. 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. *Geol. Zbor.*, 11, 1, Bratislava, 67–82.
- KÖHLER, E. 1965: Paleontologické a stratigrafické zhodnotenie veľkých foraminifer paleogénu Rajeckej a Turčianskej kotliny. *Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- KYSELA, J. 1975: Stratigrafia a tektonika bradlového pásma medzi Žilinou a Hričovským Podhradím. *Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- LEMOINE, P. 1934: Algues calcaires de la famille des Corallinacées recueillies dans les Carpathes occidentales par D. Andrusov. *Věst. Stát. geol. Úst.*, 9, Praha, 269–289.
- LÖCSEI, J. 1974: Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvorpalpen, *Jb. Geol. Bundesamt, Wien*, 17–54.
- Mc BRIDE, E. F. 1963: A classification of sandstones. *J. sed. Petrology*, 33, Tulsa, 664–669.
- MAHEL, M. 1962: Stratigrafický prínos vo výskume jury a spodnej kriedy centrálnych Karpát a jeho dôsledky. *Geol. Práce, Správy* 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 187–204.
- MAHEL, M. et al. 1967: *Regionálna geológia ČSSR*, 2. Praha, 9–486.
- MAHEL, M. 1978: Manínska jednotka – čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Mineralia slov.*, 10, 4, Spišská Nová Ves, 289–309.
- MALÝ, J. 1976: Geologické pomery manínskeho pásma medzi Plevníkom a Považskou Bystricou s podrobnou bistratigrafiou strednej a vrchnej kriedy. *Diplom. práca, Geofond, Bratislava*.
- MARSCHALCO, R. 1961: Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in flysch of central Carpathians. *Geol. Práce, Správy* 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 197–231.
- MARSCHALCO, R. 1962: Ročná správa o geologickom mapovaní paleogénu na liste Pružina. *Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- MARSCHALCO, R. 1965: Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových flyšových litofáciách. *Geol. Práce, Správy* 34, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75–102.
- MARSCHALCO, R. 1967: Paleogeografija bazalnoj i flišovej litofácii paleogena Centrálnych Západných Karpát. In: *Nekotorije problemy geologii i metalogenii Zapadnyh Karpat*, Bratislava, 69–77.
- MARSCHALCO, R. 1968: Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the paleogene Flysch of Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 19, Bratislava, 69–94.
- MARSCHALCO, R. 1973: The Carpathian Klippen Belt. In: *Guide to excursion I, X. Congr. Carpath. Bal. Assoc.*, Bratislava, 21–27.
- MARSCHALCO, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma, priľahlých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (Východné Slovensko). *Náuka o zemi*, 9, Ser. Geol., Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–147.



- MARSCHALCO, R. 1976: Typy pienidných flyšových bazénov pozdĺž hrany karpatského bloku v kriede a paleogéne a ich geotektonický význam. In: Maheľ M. Editor: Československá geológia a globálna tektonika, Smolenice, 37–42.
- MARSCHALCO, R. 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49–80.
- MARSCHALCO, R. – MIŠÍK, M. – KAMENICKÝ, L. 1976: Petrographie der Flysch-konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen Paläogen der Klippenzone und angrenzenden tektonischen Einheit der Ostslowakei, Západné Karpaty, sér. geológia, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–124.
- MARSCHALCO, R. – SAMUEL, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosic (Priehrada Mládeže). Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39–43.
- MARSCHALCO, R. – PAGÁČ, P. 1980: Predbežné výsledky paleomagnetického štúdia pestrých vrchnokriedových sedimentov pásma pieninského, manínskeho a centrálného bloku Západných Karpát. Contr. Geophys. SAV, Bratislava 77–83.
- MATĚJKA, A. – ANDRUSOV, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaque centrale et des régions avoisinantes. Knihovna Stát. geol. Úst. 13 A, Praha, 19–163.
- MEISCHNER, K. D. 1964: Alldapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentationsbecken: in Turbidites. Elsevier, Amsterdam, 156–191.
- MIDDLETON, G. V. 1967: Experiments on density and turbidity currents. 3 Deposition of sediments: Canad. J. Earth Sci., 4, Ottawa, 475–505.
- MIDDLETON, G. V. 1970: Experimental studies relates to problems of flyschsedimentation: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 7, 253–272.
- MIDDLETON, G. V. – HAMPTON, M. A. 1973: Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short. Course, 1, Annheim, 1–38.
- MIŠÍK, M. 1976: Bradlové pásmo a globálna tektonika. In: Maheľ M. Ed. Československá globálna tektonika, Smolenice, 28–36.
- MIŠÍK, M. – MOCK, R. – SÝKORA, M. 1977: Trias der Klippenzone. Geol. Zbor. Geologica carpath., Bratislava, 1–28.
- MUTTI, E. – RICCI-LUCCHI, F. 1972: Le torbiditi dell'Appenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies: Mem. Soc. geol. ital., 11, 161–199.
- NORMARK, W. R. 1970: Growth patterns of deep-sea fans, Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 54, Tulsa, 2170–2195.
- OBERHAUSER, R. 1968: Beitrage zur Kenntnis der Tektonik und der Paleogeographie während der Oberkreide und den Paläogen im Ostalpenraum, Jb. Geol. Bundesanst., 111, Wien, 115–145.
- PÍCHA, F. 1964: Výsledky sedimentologického výskumu v paleogénu centrálných Karpát. Západné Karpaty, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77–125.
- POLÁK, M. 1969: Možnosti použitia ťažkých minerálov v paleogeografickom a stratigrafickom výskume stredno a vrchnokriedových klastík bradlového pásma. Dipl. práca, Kat. geol. PFUK, archív, Bratislava, 1–69.
- POLÁK, M. 1977: Litofácia aptu obalovej série Malej Fatry. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 153–156.
- RAKÚS, M. 1975: Pestrá vrchná krieda „Couches rouges“ v manínskom príkrove. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 311–313.
- RAKÚS, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. Geol. Práce, Správy 69, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21–38.
- REINECK, H. E. 1974: Present and ancient shallow marine deposits. Bull. Centr. Rech. Pau-SNPA, 8, 1, 295–304.
- REES, A. I. 1968: The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and flattened grains. J. Geol. 76, 457–465.
- ROTH, Z. 1974: The Laramide phase in the Carpathian Klippen Belt and its interpretation in the book of O. Samuel, K. Borza and E. Köhler. Věst. Ústř. Úst. geol., Praha 49, 247–249.
- SALAJ, J. 1962: Správa o stratigrafii kriedových sedimentov manínskej série na liste Považská Bystrica (1:50 000). Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. – SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpatenkreide. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–291.
- SALAJ, J. – KYSELA, J. – GAŠPARIKOVÁ, V. – BEGAN, A. 1978: Dán a mont manínskej série

- západne od Žiliny. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57–81.
- SAMUEL, O. 1973: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 285–299.
- SAMUEL, O. – BORZA, K. – KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the paleogene and adjacent Cretaceous of the middle Váh valley (West Carpathians). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–246.
- SAMUEL, O. – SALAJ, J. 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, vicinity of Považská Bystrica, Žilina and of Eastern Slovakia. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 149–163.
- SAMUEL, O. – SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–232.
- SCHEIBNER, E. 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: Regionální geologie ČSSR, 2, Praha, 7–105.
- SCHEIBNER, E. 1968: Contribution to the knowledge of the Paleogene Reef complexes of the Myjava-Hričov (Haligovka zone – West Carpath. Mitt. Bayer. St. Samml. Paläont. hist. Geol. 8, München, 67–97.
- SCHNABEL, W. 1970: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waihofer (Ybbs, Niederösterreich. Mitt. Gesell. Geol. Bergbaustud. 19, Wien, 131–188.
- SEILACHER, A. 1967: Bathymetry of trace fossils. Mar. Geol., 5, Amsterdam, 413–426.
- SEILACHER, A. 1974: Flysch trace fossils: Evolution of behavioural diversity in the deep-sea. Neu Jb. Geol. Paläont. Mh. 4, Stuttgart, 1–233.
- ŠALAGA, I. – BORZA, K. – KÖHLER, E. – SAMUEL, O. – SNOPOKOVÁ, P. 1976: Hydrogeologické vrty v Rajeckej a Súľovskej oblasti. Reg. Geol. Záp. Karpát, 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–85.
- ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische Aufnahme des wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. Geol. Reichsanst., 11, Wien 17–157.
- TOLLMAN, A. 1963: Ostalpensynthese. Deuticke, Wien, 1–256.
- TRAUTH, F. 1922: Über die Stellung der Pienidischen Klippenzone und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitt. Geol. Gessell., 14, Wien, 105–265.
- TRÜMPY, R. 1960: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Geol. Soc. America Bull., 71, 843–908.
- WALKER, R. G. – MUTTI, E. 1973: Turbidite facies and facies associations, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short. Course, 1, 119–157.
- WESSELY, G. 1975: Rand und Untergrund der Wiener Becken-Verbindungen und Vergleiche. Mitt. Geol. Gessell., Wien, 67, 265–287.
- ZORKOVSKÝ, B. 1949: Bázické erupčívá v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce Štát. geol. Úst., 26, Bratislava,
- ZORKOVSKÝ, B. 1976: Petrograficko-chemická povaha valúnov bázických hornín v upohlavských zlepencoch, Mineralia slov., 8, 3, Bratislava, 241–262.

## Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I – XVI

### Tab. I

Obr. 1 Jemnozrné pieskovce so šikmou prúdovočerinovou lamináciou s nízkym sklonom lamín v jednom smere a s paralelnou lamináciou (vpravo dole). Patria distálnym turbiditom faciálnej asociácie D uloženým v spodnej časti submarinných náplavov. Stredná časť snežnického súvrstvia kysuckej skupiny. Divinka – kameňolom.

Obr. 2 Proximálne turbidity faciálnej asociácie C strednej časti podmorského náplavu. Prevrátená sekvencia. Vrchná časť snežnického súvrstvia na prechode do exotických zlepenčov. Zárez cesty s. od Považského Chlmca.

### Tab. II

Obr. 1 Subphyllochorda laevis alebo *Taphrhelminthopsis auricularis* Sa c.c.o. Pôvodné stopy sú široké 2 cm, konkávne, plytké a prechádzajú do tenších stôp (1 cm). Stredný žliabok je mierne zvýraznený, bez

ornamentácie. Stopy sa meandrovite zahýbajú. Sú na spodných vrstvových plochách turbiditov distálnych facií a reprezentujú prostredie periférie podmorského náplavu (kužela) až hlbokomorskej pláne. Snežnické súvrstvie v záreze Kysuce pod Vraním.

Obr. 2 Exotické zlepenec kysuckej skupiny. Polymiktné zlepenec majú dobre zaoblené valúny a bloky podporeté zle vytriedenou základnou hmotou pieskovcov a brekcií. Úlomky sú orientované dlhou osou v smere toku a majú protiprúdovú imbrikáciu (prúd sprava doľava). Sú gradačne aj inverzne gradačne zvrstvené. Hrúbka vrstvy – 4,5 m. Považský Chlmec – kameňolom.

#### Tab. III

Obr. 1 Podmorský sklz vytvorený zo zle vytriedených blokov gbelianskych vápnných ílovcov (sivých), miestami rozptýlených, dokonale zaoblených valúnov a bochníkových koralov. Ide o inkoherentný sklz plastických a pevných vápnných ílovcov, ktorý neprešiel do turbiditného štádia v dôsledku vysokej rýchlosti toku. Sklz nebol ďalej premývaný; to naznačuje, že bol transportovaný do väčšej hĺbky mora po prudkom svahu. Hrúbka sklzového telesa dosahuje 20 m. Kysucká skupina; Žilinská Lehota, strž na svahu Dúbravy (santón).

Obr. 2 Turbidity strednej časti hlbokomorského náplavu faciálnej asociácie C. Zrelá varieta s triedením zrn podľa veľkosti na báze; prechádza do vyšších Boumových intervalov. Badáť vývoj konvolúcie v jemnozrnej tenkej laminácii vrchnej časti intervalu ( $T_{a-c}$ ). Alb klapskej jednotky; Plevník – kameňolom.

#### Tab. IV

Obr. 1 Sekvencia turbiditov strednej časti hlbokomorského náplavu. Fácia C. V pieskovcoch nie sú rozmyvy. Pieskovcovo-slieňovcový pomer je vysoký, vrstvy utvárajú megacykly s tenšími vrstvami na báze. V tenkých vrstvách prevládajú intervaly  $T_c$ , v hrubších vrstvách niekedy chýbajú, ale zvyčajne sú prítomné len nesúvislé intervaly tenkej prúdovočerínovej laminácie pri vrchu vrstiev ( $T_{a-c}$ ). Medzivrstvené vápnné ílovce sú stlačené, tmavosivé až čierne. Alb klapskej jednotky; Plevník – kameňolom.

Obr. 2 Masívne bezštruktúrne hrubé vrstvy pieskovcov s nevýrazným triedením pieskovcových zrn (fluxoturbidity). Masívne vrstvy porušujú celkový trend vytvárania megarytmov a sú od neho nezávislé. Asociácia strednej časti podmorského náplavu. Sekvencia je prevrátená. Albský flyš klapskej jednotky; Strážov, (kameňolom I) pri Žiline.

#### Tab. V

Obr. 1 Sedimentácia tenkovrstvených a laminovaných pieskovcov v hemipelagických vápnných ílovcach je náhle prerušená hrubšími vrstvami pieskovcových turbiditov, ktorými začína nový cyklus. Sekvencia nahor sa zjemňujúcich megarytmov je prevrátená. Albský flyš klapskej jednotky; Strážov (kameňolom II), pod Hradiskom.

Obr. 2 Veľké prúdové erozívne stopy na báze turbiditu, vytvorené abráznou činnosťou víriaceho suspendovaného sedimentu. Pozorovať zatočenú a jazykovitú formu. Stopy sú až 30 cm hlboké a 2 m dlhé. Prúd sprava doľava. Prevrátená sekvencia. Albský flyš klapskej jednotky; Strážov (kameňolom II), pod Hradiskom.

#### Tab. VI

Obr. 1 Erozívne prúdové stopy (ploché, vyplnené hrubozrnným pieskom) sú pretínané stopami po dotyku a vlečení predmetov, ako aj obtokovými stopami (vľavo) utvorenými po stranách krátko spočínutého úlomku. Albský flyš klapskej jednotky; Strážov, (kameňolom II) pod Hradiskom.

Obr. 2 Roj ílovcových úlomkov, prevažne tvaru plochých elipsoidov, prítomný vo vrchnej časti bezštruktúrneho turbiditu. Kanáliky a tunely po lezení naznačujú, že pasúce sa organizmy rýchlo spracovávali čerstvo prinesené pelity z druhého prostredia vysoko nasýteného mikroorganizmami. Albský flyš klapskej jednotky; Strážov (kameňolom II), pod Hradiskom.

#### Tab. VII

Obr. 1 *Zoophycus* sp. na odlučnej ploche masívneho bezštruktúrneho pieskovca. Stopa vychádza radiálne z centra. Turbidity strednej časti hlbokomorského náplavu. Albský flyš klapskej jednotky; kameňolom jv. od Považskej Bystrice.

Obr. 2 Narušenie medzivrstevných vápнитých ílovcov pri poruche prebiehajúcej pod nízkym uhlom k vrstvej ploche. Báza vrstvy je pokrytá hojnými stopami po erózii a je rovná. Albský flyš klapskej jednotky; Plevník.

Tab. VIII

Obr. 1 Turbiditová pieskovcová vrstva porušená systémom vrstevných puklín a puklinových zón. Vrstevné pukliny sú častejšie v tenkých megarytmoch, obklopených vápнитými ílovcami. Vrchná vrstevná plocha. Albský flyš klapskej jednotky; Plevník – kameňolom.

Obr. 2 V popredí je alb klapskej jednotky. Hrubšie vrstvy pieskovcov sa kumulujú a tvoria priestorovo rozľahlé litosómy, ktoré sú v teréne morfológicky zvýraznené a otvorené malými lomami (Plevník). V depresii vľavo sa nachádzajú pestré sliene kampánu. Vľavo v úzadí je skalná skupina bradla Malý Manín.

Tab. IX

Obr. 1 Veľké šikmé zvrstvenie vytvorené migráciou pieskových dún. Rovné lamíny sú sklonené pod uhlom 10–14° k vrstvej ploche. Smer sklonu lamín udáva smer sedimentárneho transportu a depozície. Vrstevný sled je obrátený. Orlovské pieskovce klapskej jednotky pri Považskom Podhradí.

Obr. 2 Kanály a chodbičky vrtané kolmo na vrstvy orlovských pieskovcov. Organizmy prenikali cez nespvenený piesok do hĺbky 1–1,5 m pričom neporušili primárnu štruktúru sedimentu. Výplň kanálov je z jemnozrného piesku až prachu. Považské Podhradie – opustené lomy.

Tab. X

Obr. 1 Drobné úlomky vápнитých ílovcov na odľučnej ploche orlovského pieskovca. Vznikli eróziou už spevnených vápнитých ílovcov a ich redepozíciou do pieskovcov. Pozorovať rôzne veľkosti úlomkov a ich dobré zaoblenie. Pozdĺžne tvary (ploché valúniky) sú prednostne orientované v smere toku (podľa osi a). Orlovské pieskovce klapskej jednotky; Vrtižer.

Obr. 2 Polymiktné zlepenca s dobre zaoblenými valúnmi až balvanmi obklopenými netriedenou piesčitou základnou hmotou. Orientáciu valúnov ani gradáciu nepozorovať. Zlepenca nie sú vrstevnaté. Bloky sú rozmiestnené náhodne a sú rôznej proveniencie. Klapská jednotka (santón); skalná stena pri Vrtižeri.

Tab. XI

Obr. 1 Blok urgónskeho vápenca v tektonicko-sedimentárnej brekcii pri Podmaníne. Bloky dosahujú maximálnu dĺžku 6 m a sú v brekcii chaoticky rozmiestnené. Možno ich považovať za malé sedimentárne bradlá. Spodný alb pri Podmaníne; poľná cesta na Maníneec.

Obr. 2 Základná hmota brekcie (piesčitý vápenec) uzatvára úlomky a bloky prevažne urgónskych vápencov rôznej veľkosti a opracovania. Prebytok základnej hmoty sa koncentruje v spodnej časti telesa, smerom nahor stúpa veľkosť blokov. V podstate ide o polymiktné brekcie premiestnené gravitačným sklzavaním.

Spodný alb pri Podmaníne; poľná cesta na Maníneec.

Tab. XII

Obr. 1 Olistolity organoklastických (urgónskych) vápencov (1 × 3 m) obklopené piesčitými slieňmi cenomanu. Celý roj olistolitov rôznej veľkosti sa nachádza v najvyššej časti praznovskej šupiny. Olistolity sú bradlá sedimentárneho pôvodu spojené s čelom príkrovu, ale premiestnené sedimentárnym sklzvaním. Praznovské súvrstvie (vrchný cenoman); poľná cesta vedúca z Praznova do Kostelca.

Obr. 2 Pohľad na ploché údolie budované praznovským súvrstvom. V popredí sú bradlá spodnej kriedy pri Podmaníne v pozadí vľavo od stredu bradlá kosteleckej jednotky. Príibližne na hranici lesa a poľa sa nachádza styk kosteleckej jednotky s praznovskou šupinou. Zalesnený hrebeň vytvárajú súľovské zlepenca.

Tab. XIII

Obr. 1 Vrstva zle triedeného zlepenca s náhodne rozmiestnenými slabo zaoblenými blokmi dolomitov a rífových vápencov. Bloky sú podopierané netriedenou základnou hmotou pieskovca a brekcie. Gradácia úlomkov, prednostná orientácia a vrstevnatosť nie sú vyvinuté. Len vo vrchnej časti (vpravo) je prítomná

vrstevnatost, avšak vo veľkosti odlišnej skupine zŕn. Zlepencové teleso leží vo vápniťých ílovcoch ilerdu. Zárez cesty z Hričovského Podhradia do Peklíny.

Obr. 2 Brekcie neznámeho pôvodu (plytkomorské – búrkové?) vložené v organogénnych vápencoch ilerdu. Úlomky a bloky vápencov sú podopierané základnou hmotou zloženou zo zle vytriedeného sedimentu ((kal – kalkarenit). Naznačujú, že boli prenesené spolu a v krátkom čase. Jablonové – lom.

Tab. XIV

Obr. 1 Spodná vrstevná plocha hrubozrnného turbiditu pokrytá viacerými generáciami organických stôp a rúrok typu Granularia hrubých 0,3 – 1,5 cm, okrúhleho prierezu. Ich výplň je zvyčajne z hrubozrnného materiálu. Pozorovať slabé vetvenie hrubších rúrok a tiež ich prečnievajúci konvexný tvar. Vrstevná plocha je deformovaná kaskádovite usporiadanými poruchami, ktoré vznikli v stave nízkej súdržnosti pieskovca (pred spevnením). Ilerdský flyš v záreze cesty Hričovské Podhradie – Peklína.

Obr. 2 Vertikálne prebiehajúce kanály a nevetviace sa rovné stopy (typ Granularia sp.) po životnej činnosti na báze pieskovcového turbiditu. Ilerdský flyš v záreze cesty Hričovské Podhradie – Peklína.

-Tab. XV

Obr. 1 Ryhovanie a sprievodné tektonické zrkadlá sú častým prejavom porušenia súfovských zlepencov. Sú orientované šikmo, paralelne, ale aj kolmo k vrstevným plochám. Súteska medzi Paštinou Zavadou a Peklínou.

Obr. 2 Zle vytriedené balvanovité zlepence (I. typ). Valúny a bloky (0,8 – 4 m) sú podopierané štrkovou základnou hmotou. Orientácia úlomkov, gradácia a vrstevnatost sú nevýrazné. Ak sa úlomky dotýkajú, pozoruje sa ich zatláčanie na stykoch v smere tlaku. Kuis; súfovské zlepence východnej vetvy, v. od Hradnej.

Tab. XVI

Obr. 1 Príklad imbrikácie doskovitých úlomkov v hrubej vrstve zlepence. Sklon úlomkov sa pohybuje medzi 15–35° k vrstevnej ploche a priemerne má 28°. Triedenie valúnov podľa veľkosti je vysoké. Zlepence tohto typu majú charakter homogénnych, dobre miešaných zmesí. Vpravo priebeh vrstevnatosti (50°). Transport z ľavého rohu do pravého. Kuis; súfovské zlepence, suľov-chata (kaňon).

Obr. 2 Gradačne a inverzne gradačne zvrstvené zlepence až brekcie s erozívnymi rozmyvmi na báze sa striedajú s piesčitymi vápniťými ílovcami. Hrubé úlomky sú málo zaoblené až ostrohranné, zložené z dolomitového materiálu. Niektoré vrstvy majú v hornej časti horizontálnu lamináciu. Zlepencový flyš stredného lutétu; súfovské zlepence vrchná časť; Peklína.

R. Marschalko – J. Kysela

## **Geology and sedimentology of Klippen Belt and Manín Unit between Žilina and Považská Bystrica**

### **Summary**

The geological structure of the area between the towns Žilina and Považská Bystrica is shared by:

1. The Kysuca group of the Pieniny unit;
2. the Klape unit;
3. the Manín unit;
4. Lower Cretaceous near Podmanín;
5. Upper Cretaceous between Ovčiarске and Žilina;
6. the Praznov-Jablonov slice;
7. the Kostelec unit and the Zliechov group

The division was based upon: geological mapping stratigraphical control of the Cretaceous and Paleogene flysch-and non-flysch formations, and revision of stratotypes of the Klape and the Manín units; analysis and paleogeographical reconstructions of turbidity flysch basins and their paleocurrent

systems, facilitating estimation of length and width of the basins, situation of places and points of filling, and serving a basis for dynamical reconstruction of tectonic movements during the deposition and after its termination.

Classification of flysch- and olistostrome facies was necessary for distinguishing the sedimentary and tectonic phenomena in structures of the klippe type (klippes-olistholites of the Klape and the Manín units).

The results of these studies show that:

1. The Pieniny unit – the Kysuca group were in the Middle and upper Cretaceous neighbouring the Klape unit, north of its sedimentation area. Filling of flysch troughs (Cenomanian–Santonian) proceeded from independent intrageosynclinal sources at the south and simultaneously with the movements and diastrophism of the adjacent part of the Klape flysch trough. Subduction of sources of the Pieniny unit followed the extinction of flysch in the Santonian. The Pieniny unit was thrust under the Klape unit as proved by tectonic windows in Považie (Upohlav, Višňové) and near Varín (Lysica, Gbelany). The movements took place after the Maastrichtian.

2. The Klape unit differs markedly from the Pieniny and the Manín units in its thick Albian–Cenomanian flysch lithosomes, in the stratotype of the Orlové sandstones regarded as a paracyclic facies formed in the final phase of the orogenetic cycle of the Klape geosynclinal area. The Klape unit is only a part of an independent paleogeographic area with a separate source zone. Its longitudinal paleocurrent system arose from the lateral one and entered it from the south across a marginal zone, at least ten times as broad. The zone was together with intrageosynclinal sources subducted and thrust under the internal units and the block of the Central West Carpathian. The Klape unit is one of the longest units in the Pieniny geosynclinal system. It was close to the source of similar composition like a zone deformed on the boundary of lithospheric plates. It might have faded-out partly in the Turonian time and completely in the course of the Laramide orogenesis. According to the results of material composition of exotic conglomerates the source and the Klape geosynclinal zone may be situated in the Penninicum of the East and West Alps.

3. The Manín unit thrust over the Klape unit displays two types of klippes:

a. The group of Veľký Manín, Malý Manín and Drieňovka comprises klippes with rigid anticlinal core and plastic Middle Cretaceous „cover“ of the Albian in a facies of condensed marls and of the Cenomanian in the facies of fine-rhythmical flysch with contourites. The cover with a hiatus rests on the Lower Cretaceous hardground.

b. Isolated klippes near Podmanín and Dolný Moštenec is composed of sedimentary breccia of Albian carbonates and of associations of basic rocks detecting the movements in deep crust. We presume that the isolated klippes with different Albian facies with the extension of Central Carpathian provinces belong to olistostromes and originate from the frontal parts of the Križna nappe. They got related with the group of the Veľký Manín, Malý Manín and Drieňovka in the Turonian, and reworked by retrocharriage in later phases of orogenesis.

The group of Veľký Manín, Malý Manín and Drieňovka alone and its Middle Cretaceous mantle as well as the Cenomanian flysch of the Praznov–Jablonov slice do not belong to the matle of the Tatricum. The group belong to the paleogeographic province situated NW or SE of the Tatricum. There are indications of nearness of the flysch of the Praznov–Jablonov slice and the sources of the Klape geosynclinal zone during the Middle and Upper Cenomanian since the flysch comprises material of these sources. This is why we admit possible closeness between the geosynclinal zone of Pienides (the Kysuca group and the Klape unit) and the Manín primary sedimentary area in that evolutionary stage.

The Upper Cretaceous in the Manín unit is of the Pieniny type with variegated marls in the Campanian, with a wide flysch basin in the Campanian–Maastrichtian. The flysch basin is estimated to have extended 25 km southeastward. Since the Upper Cretaceous is thick (700–1000 m) and absent in the adjacent southeastern units, we presume that the Manín unit with its Upper Cretaceous mantle was tectonically reduced and thrust under the Praznov–Jablonov slice and inner units of higher Carpathian nappes.

Tectogenetic processes in the Manín unit continued in the Paleocene – Lower Eocene – as indicated by Campanian–Maastrichtian blocks of organo-detrital limestones and olistolites of Montian–Thanetian reef bioherms. Along the inner margin of the Central–Carpathian block were unfavourable conditions for the formation of the reef bioherms (Montian–Thanetian). Recyclic movements of the material from the external zones indicates that the uplifted margins (island chains) were on the outer margin of Paleocene troughs, sank deep and the Eocene flysch basin thrust over them.

The reduction and shortening of the Manín unit ended before the Eggenburgian resting subhorizontally on the Manín unit and forming the post-tectonic cover.

4. The Kostelec unit separates the Manín unit from higher sub-Tatric nappes. On the base of the Kostelec unit are swarms of klippen forming only fragments of bed successions. At present it is difficult to range it precisely.

#### Explanations to Figures

Fig. 1. Tectonic scheme of the area between Žilina and Považská Bystrica: 1 – Bystrica unit; 2 – Hričov–Žilina Paleogene and Central-Carpathian Paleogene; 3 – Kysuca group; 4 – Klape unit; 5 – Manín unit; 6 – Lower Cretaceous near Podmanín; 7 – Upper Cretaceous between Ovčarske and Žilina; 8 – Praznov-Jablonov slice; 9 – Kostelec unit + Zliechov group.

Fig. 2. Lithostratigraphical scheme: 1 – organodetrital limestones; 2 – cherty limestones; 3 – marls; marlstones and marly limestones; 4 – organogenic sandy limestones; 5 – variegated (red and green) marls and marlstones, partly also marly limestones; 6 – grey, blue-grey and dark-grey sandy shales, calcareous shales; 7 – sandstones of non-flysch type (? molasse); 8 – flysch-calcareous shales, marls and sandstones; 9 – exotic conglomerates, conglomerate flysch and wildflysch; 10 – Súfov conglomerates and breccia; 11 – breccia of the Podmanín type; 12 – basic rocks; 13 – olistolites; 14 – angular discordance; 15 – hidden disconformity.

Fig. 3. Geological map of the area between Žilina and Považská Bystrica with paleotransport directions in Cretaceous and Paleogene beds.

Bystrica unit: 1 – sandstones and shales – flysch (Eocene) Hričov–Žilina and Central-Carpathian Paleogene; 2 – shales and sandstones – flysch (Middle Lutetian-Priabonian); 3 – variegated marls, carbonate sandstones and conglomerates – flysch, with olistolites of reef limestones (Danian-Lutetian); 4 – carbonate conglomerates, breccia and marls – (conglomerate flysch – Lower-Middle Lutetian); 5 – Súfov conglomerates and breccia (Cuisian-Lower Lutetian); 6 – carbonate sandstones, conglomerates, breccia and marls – conglomerate flysch with olistolites of reef limestones (Montian-Cuisian); 7 – sandy limestones and conglomerates (Illeridian). Kysuca group of the Pieniny unit: 8 – variegated marls (Upper Santonian-Maastrichtian); 9 – exotic conglomerates (Coniacian-Lower Santonian); 10 – sandstones and calcareous shales – flysch (Snežnica beds, Turonian-Lower Santonian); 11 – variegated marls and sandstones (Kysuca beds, Turonian); 12 – green and variegated marls, limestones (Lalinok and Tisalo beds, Albian-Cenomanian); 13 – cherty limestones, marlstones (Tithonian-Aptian); 14 – sandstones, shales, limestones and radiolarites (Aalenian-Kimmeridgian).

Klape unit: 15 – grey marls and marlstones (Santonian); 16 – exotic conglomerates (Coniacian-Lower Santonian); 17 – sandstones, marls, conglomerates – Orlové beds (Upper Cenomanian – Lower Santonian); 18 – sandstones and marls-flysch with sandstones predominant (Middle Albian-Lower Cenomanian, 19 – marls and sandstones – flysch with marlstones predominant and with olistolites of Urgonian limestones (Lower albian-Middle Cenomanian); 20 – marly limestones and marlstones (Tithonian-Aptian).

Manín unit and Lower Cretaceous near Podmanín: 21 – marls and sandstones – flysch with intercalations of exotic conglomerates (Upper Campanian – Maastrichtian); 22 – variegated marls (Lower Campanian); 23 – marls and sandstones – flysch with intercalations of exotic conglomerates (Upper Turonian-Santonian); 24 – sandstones and marls-flysch, with sandstones predominant (Upper Cenomanian); 25 – marlstones (Albian-Middle Cenomanian) with breccias in the Lower Albian, marls and sandstones – flysch with marls predominant and contourites (Middle-Upper Cenomanian); 26 – basic rocks (Albian); 27 – cherty limestones (Lower Albian); 28 – limestones and marls-Súfov facies (Lias-Aptian); 29 – Urgonian limestones (Upper Barremian-Lower Aptian); 30 – platy marly limestones, partly cherty (Kimmeridgian-Lower Barremian); 31 – limestones and radiolarites (Hettangian-Oxfordian).

Upper Cretaceous between Ovčarske and Žilina: 32 – exotic conglomerates (Upper Maastrichtian); 33 – marls and marlstones with scarce intercalations of sandstones (Upper Turonian-Maastrichtian); 34 – marls and sandstones, nonflysch facies (Cenomanian).

Jablonov-Praznov slice: 35 – marls and sandstones, flysch, with intercalations of exotic conglomerates (Cenomanian-Lower Turonian). Kostelec unit and Zliechov group: 36 – marls and sandstones – flysch

with marls predominant (Middle-Upper Albian); 37—sandstones and marls – flysch with sandstones predominant (Middle-Upper Albian); 38—marls and marlstones (Lower Albian); 39—cherty limestones (Lower Albian); 40—marly limestones and marlstones (Tithonian-Aptian); 41—crinoidal and muddy limestones – „Kostelec klippe“ (Lias-Malm); 42—transgressive contact of Paleogene sandy limestones and Súfov conglomerates; 43—overthrust lines and lines of folded overthrust planes of the 1st order, found and presumed; 44—overthrust lines of the II<sup>nd</sup> order found and presumed, and found without accurate location; 45—faults with dip, found and presumed, and found without accurate location; 46—strike and dip of beds, generally upright, reversed with primary current lineations in case of normal and reversed beds; 47—line of geological cross-section; 48—quarries; 49—transport direction in conglomerates found by measurements of orientation and imbrication, of clasts elongated (pebbles); 50—transport in turbidite sandstones found by measurements of ripple cross lamination (A. H. Bouma's C-interval); 51—transport found mostly by measurements of primary current lineations flute casts, impact casts and bounce casts; 52—number of measurements (the size of the arrow-head is proportional to the number of measurements) a- 1-3; b- 4-6; c- 7-10.

Fig. 4. Geological cross-sections along lines (schematic); 1-14 Bystrica unit: 1 – sandstones and shales – flysch (Eocene) Hričov–Žilina and Central-Carpathian Paleogene; 2 – shales and sandstones – flysch (Middle Lutenian - Priabonian); 3 – variegated marls, carbonate sandstones and conglomerates – flysch, with olistolites of reef limestones (Danian-Lutetian); 4—carbonate conglomerates, breccia and marls – conglomerate flysch (Lower and Middle Lutetian), with olistolites of reef limestones (Montian-Cuisian); 5 – Súfov conglomerates and breccia (Cuisian-Lower Lutetian); 6 – carbonate sandstones, conglomerates, breccia, marls-conglomerate flysch with olistolites of reef limestones (Montian-Cuisian); 7 – sandy limestones and conglomerates (Illerdian).

Kysuce group of the Pieniny unit: 8—variegated marls (Upper Santonian-Maastrichtian); 9 – exotic conglomerates (Coniacian-Lower Santonian); 10 – sandstones and calcareous shales-flysch (Snežnica beds) Turonian-Lower Santonian); 11 – variegated marls and sandstones (Kysuca beds–Turonian); 12 – green and variegated marls, limestones (Lalinok and Tissalo beds, albian – Cenomanian); – 13 – cherty limestones, marlstones (Tithonian-Aptian); 14 – sandstones, shales, limestones and radiolarites (Aalenian-Kimmeridgian).

Klape unit: 15 – exotic conglomerates (Coniacian-Lower Santonian); 16 – sandstones, marls and conglomerates – Orlové beds (Upper Cenomanian-Lower Santonian); 17 – sandstones and marls – flysch with sandstones predominant (Middle Albian-Lower Cenomanian); 18—marls and sandstones–flysch, with marls predominant and with olistolites of Urgonian limestones (Lower Albian-Middle Cenomanian); 19 – marly limestones and marlstones (Tithonian-Aptian):

Manín unit and Lower Cretaceous near Podmanín: 20—marls and sandstones – flysch, with intercalations of exotic conglomerates (Upper Campanian-Maastrichtian); 21—variegated marls (Lower Campanian); 22 – marls and sandstones-flysch with intercalations of exotic conglomerates (Upper Turonian-Santonian); 23 – sandstones and marls – flysch with sandstones predominant (Upper Cenomanian); 24 – marlstones (Albian-Middle Cenomanian), with Lower Albian breccia, marls and sandstones – flysch contourites; with marlstones predominant (Middle-Upper Cenomanian); 25 – basic rocks (Albian); 26 – Urgonian limestones (Upper Barremian-Lower Aptian); 27 – platty marly, partly cherty limestones (Kimmeridgian-Lower Barremian); 28 – limestones and radiolarites (Hettangian-Oxfordian).

Upper Cretaceous between Ovčianske and Žilina:

29 – marls and marlstones with occasional intercalations of sandstones (Upper Turonian-Maastrichtian); 30 – marls and sandstones – non-flysch facies (Cenomanian).

Jablonov–Pražnov slice: 31 – marls and sandstones with intercalations of exotic conglomerates (Cenomanian-Lower Turonian).

Kostelec unit + Zliechov group: 32 – marls and sandstones – flysch, with marlstones predominant (Middle-Upper Albian); 33 – sandstones and marls – flysch with sandstones predominant (Middle-Upper Albian); 34 – marls and marlstones (Lower Albian); 35 – cherty limestones (Lower Albian); 36 marly limestones and marlstones. (Tithonian-Aptian); 37 crinoidal and muddy limestones – „the Kostelec klippe“ (Lias-Malm); 38 – transgressive contact of Paleogene sandy limestones and Súfov conglomerates; 39 – dips of beds, generally, with marked position of primary current lineations on bottom surfaces of normal and reversed beds; 40 – overthrust lines and lines of folded thrust planes of the 1st order, found and presumed; 41 – overthrust lines of the II<sup>nd</sup> order, and faults found and presumed.



Fig. 5. Thickness of turbidites of the Snežnica beds, Kysuca group of the Pieniny unit. Distribution of sandstone beds in megarhythms is even. Near Divinka (quarry) they range from 10 to 100 cm in maximal thickness, and in the road cut north of Považský Chlmec from 4 to 40 cm. Single beds range up to 200 cm. Marls intercalations in the quarry are divided according to their thickness into 2 maxima: one between 1–4 cm and the second 10 to 40 cm; in the cut of the road the distribution decreases asymmetrically to greater thicknesses.

Fig. 6. Columnar sections and internal and external sedimentary structures according to usual reference system and symbols section (cf. R. Marschalko 1966). In the section predominant are megacycles with graded sandstones at base. The sandstones are refining upward into thin fine-grained current-laminated beds which is the middle part of the submarine turbidity fan. Of this environment and especially of the upper middle parts of the fan, channelization are typical. The Snežnica beds in the quarry near Divinka beneath the conglomerate flysch. The Kysuca group.

Fig. 7. Cumulative histogram of bed thickness of the Klape unit in quarries near Plevník. The distribution maximum of sandstones (Quarry I) is within 20–200 cm. Beds up to 10 cm in thickness are a particular group. Maxima of marls are within 2–10 cm. In Quarry II the sandstone maximum is between 10 and 100 cm with occasional beds ranging from 2 to 10 m in thickness. Marls distribution is bimodal: 2–20 cm and 40–100 cm.

Fig. 8. Bed thickness in the Klape unit (Albian) in a brook, NW of the B. M. Maninec. The maximum of sandstone beds is between 20–200 cm, marlstones in the interval between 4–40 cm. Thick structureless beds (6–7 m) are missing. In the road cut Považská Bystrica–Kvašov–Domaníža the thickness maximum of beds is between 10–100 cm. There are again thick massive beds of sandstones with vague grain sorting (up to 10 m thick beds) obstructing formation of megarhythms. Since the bed thickness does not display systematic decrease in current direction (NE–SW), the thick structureless beds in the Klape unit represent the deposits of laterally entering grain flows.

Fig. 9. Detailed lithological cross-sections through the Albian flysch east of Plevník (Quarries I and II and last of Považská Bystrica (road cut to Kvašov–Domaníža). Two trends formation of megacycles are visible. The first is characterized by prevalence of the thickest graded bed at the base with upward thickening and with variable amount of current-ripple intervals or finegrained sandstones without gradation with poorly developed current-ripple lamination. In upward-refining megacycles no basal scours have been found. There are both simple and complex megacycles. The second type with increasing bed thickness is exceptional and undermines formation of symmetric cycles (Kvašov). Thick massive structureless sandstones appear irregularly and interrupt formation of megacycles (Považská Bystrica–Kvašov). Haemipelagic marls are grey, dark-grey and exceptionally black, highly organic.

Fig. 10. Thickness distribution of beds in the Cenomanian of the Manín unit. Homogeneous groups of beds of small thickness are in the profile Záskanie 2–10 cm thick (in maximum) and in the profile Praznov 1–4 cm. The beds are presumed to have been formed by contour currents–contourites. They are common bottom currents of low velocity (20–35 cm/sec) whose effect is associated with global circulation in oceans.

Fig. 11. Lithologic profiles of „fine-rhythmical“ flysch of the Cenomanian of the Manín unit (Praznov, Záskanie). The flysch is mostly (99 %) composed of fine-grained sediments with alternating laminated silt beds (scarcely fine – grained sand) up to 4 cm in thickness, with a comparatively sharp contact with surrounding marls. In places, lamination is distinct, current-bedded. Formation of the laminated beds was controlled by deep bottom-currents of low and constant velocity, parallel with bathymetric contours of continental rise. In our cases there are most likely reworked sediments, deposited by turbidity currents from NE to SW.

Fig. 12. Breccia composed of blocks of calcareous marlstones and marly limestones of the Albian (hachure) and various types of the Urgonian (ochre). Sorting is poor, large blocks are re-oriented and disorganized in sandy-marly and sandy-calcareous matrix. In the breccia are isolated fragments of

contemporaneous and ancient breccia, indicative of a continuous process of gravitational slumping controlled by tectonics. Shallow-water (Urgonian) and pelagic marly limestones (deep-sea) show that the transportation and movement proceeded on a steep slope and over a great distance. Lower Albian near Podmanín.

Fig. 13. Lithological profile of the Upper Cretaceous flysch of the Manín unit (Hlboké). It is evident that turbidites cumulated in vertical, upward thickening simple cycles. Beds are mostly massive in the lower part and laminated in the upper. Some beds with internal structures are destroyed by organic activity (lower part of section).

Fig. 14. Bed thickness distribution of turbidites of the Upper Cretaceous (Campanian) of the Manín unit. The diagram shows bimodal distribution of thickness (4–20 cm, higher 40–100 cm).

Fig. 15. Map of material composition of the main rock classes in conglomerates of the Middle, Upper Cretaceous and of the Paleogene. In the Praznov slice near Hradná and Súřov, carbonate rocks and clastic rocks (of carbonate flysch) predominate. The amount of volcanic and metamorphosed rocks is negligible in comparison to Middle- and Upper Cretaceous conglomerates of the Kłape and Pieniny units. In Upper Cretaceous conglomerates of the Kłape and Pieniny units the amounts of volcanic (acid, intermediary and basic) and intrusive (granitoid) rocks increase and the amount of metamorphic rocks decreases slightly. In Paleogene Súřov conglomerates are scarce limestones and predominant dolomites. Material composition of conglomerates is variable because of changing source areas, transport distance, erosion rate, weathering and paleotectonic changes due to orogeny. Explanations: Ka-carbonates, Do- dolomites, K-clastic rocks, V- volcanic rocks, I- intrusive rocks, M- metamorphic rocks.

Fig. 16. Distribution of olistolites (block klippe) in tectonic units. Olistolites in the Middle Cretaceous are dispersed (oval sign) in pelitic marly matrix and range in size from 1, 3 to 12 m. The blocks were denoted as exotics. In spite of their different history, their presence in turbidites proves that they arose by falling and slumping from steep cliffs. Blocks in Albian breccia near Podmanín (rectangles) may also be regarded as olistolites. In the Illerian are Montian-Thanetian olistolites (rectangles) near Hričovské Podhradie. They range from 6 to 200 m in thickness. There are also scarce bodies of Urgonian limestones (diagonal hachure) from 25 to 61 m. The map also shows intraclasts (triangle) of large conglomerate bodies representing semi-consolidated interbed material (non-exotic) and/or rocks of older flysch sequences.

Fig. 17. Map of largest pebbles (not olistolites), showing progressive change in size of pebbles in current direction (cf. paleocurrent map). Ten longer axes of pebbles in conglomerate body were measured and arithmetic mean of values of more bodies was calculated. The size classes are given in a scale (circle = Cretaceous, square = Paleogene). Decreasing size trend was recorded in the Cenomanian of the Praznov slice near Súřov. The size is invariable in the Upper Cretaceous (Coniacian-Santonian) of the Kysuca group and the Kłape unit. In the Paleogene the largest clasts are in ancient (Illerian), smaller in younger Súřov conglomerates. The clasts get smaller from SW to NE.

Fig. 18. Tectonic scheme of the area between Źilina and Povařská Bystrica according to D. Andrusov (1972) – above, and according to M. Rakús (1975) – down.  
1 – Bystrica unit; 2 – Hričov-Źilina and Central-Carpathian Paleogene; 3 – Pieniny groups; 4 – Kłape group; 5 – Manín nappe; 6 – Kostelec nappe, Kostelec group; 7 – crystalline complex, Paleozoic and Mesozoic of the Inner west Carpathians.

#### Explanations of photographic plates I – XVI

##### Plate I

Fig. 1. Current-ripple lamination of fine-grained sandstones with unidirectional low dip of laminae and parallel lamination (bottom right). They belong to distal turbidites of facial association D, deposited in the peripheral part of submarine fans. Middle part of Sneřnica formation of the Kysuca group. Divinka – quarry.

Fig. 2. Proximal turbidites of facial association C of the middle part of ancient submarine fan. Reversed

sequence. Upper part of Snežnica beds on transition into exotic conglomerates. Roadcut N of Považský Chlmec.

#### Plate II

Fig. 1. Subphyllochorda laevis or Taphrohelminthopsis auricularis Sacco. The original traces are 2 cm wide, concave, shallow, passing into thinner traces (1 cm). Middle groove is somewhat deeper without ornamentation. Traces are meander-like. They are on bottom surfaces of turbidites of distal facies association and are representative of periphery of ancient submarine fan or deep-sea plain. Snežnica formation in a cut of Kysuca river below Vranie.

Fig. 2. Exotic conglomerates of Kysuca group. In polymict conglomerates are well rounded pebbles and blocks supported by poorly sorted matrix of sandstones and breccia. Elongated clasts are oriented in current direction. They display up-current imbrication (right → left current) and graded- and inverse-graded bedding. Bed thickness is 4,5 m. Považský Chlmec – quarry.

#### Plate III

Fig. 1. Submarine slump formed of poorly sorted blocks of Gbelany marls (grey), in places dispersed, completely rounded pebbles and leaves of coiled coral colonies. It is incoherent slump of plastic and consolidated marls that did not pass into turbulent stage owing to high velocity of flow. The slump was not washed further and it shows that it was transported deeper over a steep slope. Thickness of the slump body is up to 20 m. Kysuca group, Žilinská Lehota, ravine on the slope of Dúbrava (Santonian).

Fig. 2. Turbidites of facies association C in middle part of ancient submarine fan. Mature variety, grain sorting according to size at base, passing to higher Bouma intervals. Convolution visible in fine-grained lamination of upper part of interval (T<sub>a-c</sub>). Albian of Klape unit, Plevník-quarry.

#### Plate IV

Fig. 1. Turbidite sequence of the middle part of an ancient submarine Facies association C. No channels visible in sandstones. Sandstones/marlstones ratio is high; the beds form megacycles with thinner beds at the base. In thin beds are intervals T<sub>c</sub>, sometimes missing in thicker beds. Most frequently only discontinuous thin current-ripple lamination intervals are present at the top of beds (T<sub>a-c</sub>). Marls intercalations are compressed, dark-grey to black. Albian of Klape unit. Plevník-quarry.

Fig. 2. Massive structureless thick beds of sandstones with poor sorting of grains („fluxoturbidites“). Massive beds interrupt the general trend of formation of megacycles and are independent of it. Association of middle part of submarine fan. Sequence reversed – Albian flysch of Klape unit. Strážov near Žilina – quarry I.

#### Plate V

Fig. 1. Thin-bedded and laminated sandstones in hemipelagic marls are abruptly interrupted by thick beds of sandstone turbidites commencing a new cycle. Upward refining megacycles are reversed. Albian flysch of Klape unit. Strážov (pod Hradiskom) – quarry II.

Fig. 2. Large erosive flute casts at base of turbidite, resulting from abrasive activity of whirling suspended sediment flow. The form of current marks is tongue-shaped and twisted. The flute casts are 30 cm deep and 2 m long. The current direction is from the right to the left. Albian flysch of the Klape unit. Strážov (pod Hradiskom) – quarry II.

#### Plate VI

Fig. 1–4. Erosive flute casts (flat, filled with coarse-grained sand) are cut by impact casts and drag marks and by obstacle casts (at the left) along the sides of shortly resting intraclast. Albian flysch of Klape unit. Strážov (pod Hradiskom) – quarry II.

Fig. 2. Swarm of intraclasts mostly in shape of flat elongated ellipsoids in the upper part of structureless beds. Cannels and burrows after crawling organisms prove that the organisms quickly consumed freshly transported pelrites from different environment highly saturated with microorganisms. Albian flysch of Klape unit. Strážov (pod Hradiskom) – quarry II.

#### Plate VII

Fig. 1. Zoophycus sp. on the parting plane of massive sandstone. The trace runs radially from the center.

Turbidites of the middle part of the ancient submarine fan. Albian flysch of Klapce unit. Quarry SE of Považská Bystrica.

Fig. 2. Interrupted interbed marls at a fault running at a low angle toward the bed surface. Base of bed covered by plentiful current erosion marks is straight. Albian flysch of Klapce unit. Plevník-quarry.

#### Plate VIII

Fig. 1. Sandstone bed, distorted by a system of fissures and joint zones. Fissures are more frequent in fine megarrhythms surrounded by calcareous shales. Top bed surface. Albian flysch of Klapce unit. Plevník-quarry.

Fig. 2. Albian flysch of Klapce unit (in foreground). Thicker sandstone beds form spatially extensive lithosomes morphologically emphasized in field and open by small quarries (Plevník). In depression (at the left) are variegated Campanian marls. At the left in background is a carbonaceous facies of the Malý Manín klippe.

#### Plate IX

Fig. 1. Cross-bedding resulting from migration of sand dunes. Straight laminae are dipped at 10–14° angle to the bed surface. Reversed bed sequence. Orlové sandstones of Klapce unit near Považské Podhradie.

Fig. 2. Traces and burrows perpendicular to Orlové sandstones. Organisms penetrated through unconsolidated sand down to 1–1,5 m depth without damaging primary textures of sediments. Channels are filled with fine-grained sand and silt. Považské Podhradie – abandoned quarries.

#### Plate X

Fig. 1. Microclasts of calcareous shales on parting plane of the Orlové sandstones. They resulted from erosion of consolidated calcareous shales and their redeposition in sandstones. The clasts are variable in size and well rounded. Flat pebbles of elongated shape are preferably oriented in current direction (parallel to a-axis). Orlové sandstones of Klapce unit; Vrtižer.

Fig. 2. Polymict conglomerates containing well rounded pebbles and boulders surrounded by unsorted sandy matrix. Neither orientation of pebbles nor gradation were observed. Conglomerates are not bedded. Block arrangement is accidental and they represent various rock types. Klapce unit (Santonian); rock wall at Vrtižer.

#### Plate XI

Fig. 1. Urgonian limestone block in tectonic-sedimentary breccia near Podmanín. Maximal length of blocks is 6 m. Their arrangement in breccia is chaotic. They may be regarded as small sedimentary klippe. Lower Albian near Podmanín; field path to Manínek.

Fig. 2. Matrix of breccia (sandy limestone) contains fragments and blocks mostly of Urgonian limestones of variable size and roundness. Excessive matrix is concentrated in the bottom part of the body, the size of blocks increasing upwards. They are mostly polymict breccia displaced owing to sedimentary slumping. Lower Albian near Podmanín, field path to Manínek.

#### Plate XII

Fig. 1. Olistolites of organoclastic (Urgonian) limestones (1 × 3 m) surrounded by Cenomanian sandy marls. Swarm of olistolites of variable size is in top parts of Praznov slice. Olistolites are klippe of sedimentary origin connected with front of nappe. They migrated owing to gravitational slumping. Praznov formation (Upper Cenomanian); field path from Praznov to Kostelec.

Fig. 2. View of plat valley made up of Praznov formation.

In foreground: Lower Cretaceous klippe near Podmanín; in background (left from middle): klippe of Kostelec unit. On approximate boundary between forest and fields is contact of Kostelec unit with Praznov slice. Forested ridge is made up of Súlov conglomerates.

Fig. 3. Breccia of unknown provenance (shallow-water – interbedded in Illeridian organogenic limestones). Clasts and blocks of limestones are supported by matrix composed of poorly sorted sediments (mud – calcarenite) transported in a short time. Jabloňové-quarry.

#### Plate XIII

Fig. 1. Bed of poorly sorted conglomerate with accidentally distributed poorly rounded blocks of

dolomites and reef limestones. Blocks are supported by non-sorted sandy and breccia matrix. There are neither gradation nor preferred orientation of elongated clasts. Bedding only in upper part (at the right) – in population with variable grain size. Conglomerate body in Cuisian calcareous shales. Road cut from Hričovské Podhradie to Peklina.

Fig. 2. Vertical and straight traces (*Granularia* sp. type) after living organisms at the base of sandstone turbidite. Illeridian flysch in road cut on line from Hričovské Podhradie–Peklina.

#### Plate XIV

Fig. 1. Bottom surface of coarse-grained turbidite covered by organic traces of more generations and tubules of *Granularia* type 0,3–1,5 cm thick of circular section. Usually they are filled with coarse-grained material. Thicker tubules are slightly bifurcated and convex. Bed surface deformed by cascade-arranged microfaults formed in the state of low compaction sandstone (prior to its consolidation). Illeridian flysch in road cut from Hričovské Podhradie–Peklina.

#### Plate XV

Fig. 1. Stration and polish distort Súfov conglomerates frequently. They are diagonal parallel or perpendicular to bed surfaces. Narrow canyon among Paštiná Závadka, Peklina.

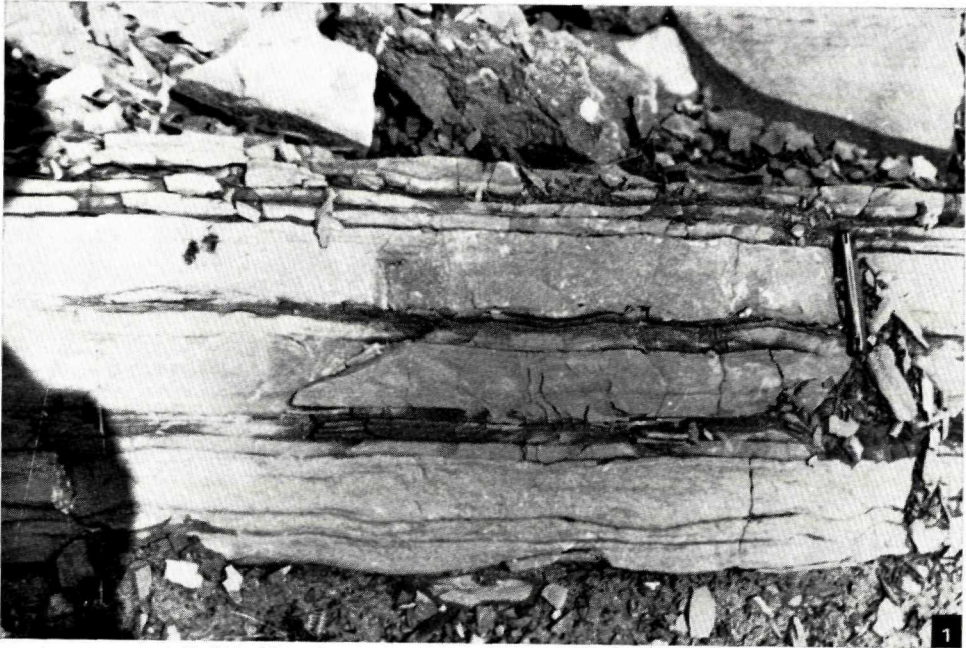
Fig. 2. Poorly sorted conglomerates (1st type). Pebbles and boulders (0,8–4 m) are supported by gravel matrix. Fragments orientation, gradation and bedding are indistinct. In place of touching of clasts they are pitted on contacts in direction of pressure. Súfov conglomerates of eastern branch, east of Hradná. Cuisian.

#### Plate XVI

Fig. 1. Imbrication of platy clasts in thick conglomerate bed. Clasts dip at 15–38° to sedimentary surface. Average dip is 28°. Size sorting of pebbles is high. Conglomerates of this type have character homogeneous well stirred mixtures. Down at the right is a bedding plane (at 50° angle). Transport proceeded from left to right. Súfov conglomerates. Lower Lutetian.

Fig. 2. Graded and inverse graded-bedded conglomerates and breccia with erosive channels alternate with sandy calcareous shales. Coarse clasts are poorly rounded and angular, composed of dolomite material. Some beds in the upper part are horizontally laminated. Conglomerate flysch of Middle Lutetian. Súfov conglomerates, upper part; Peklina.





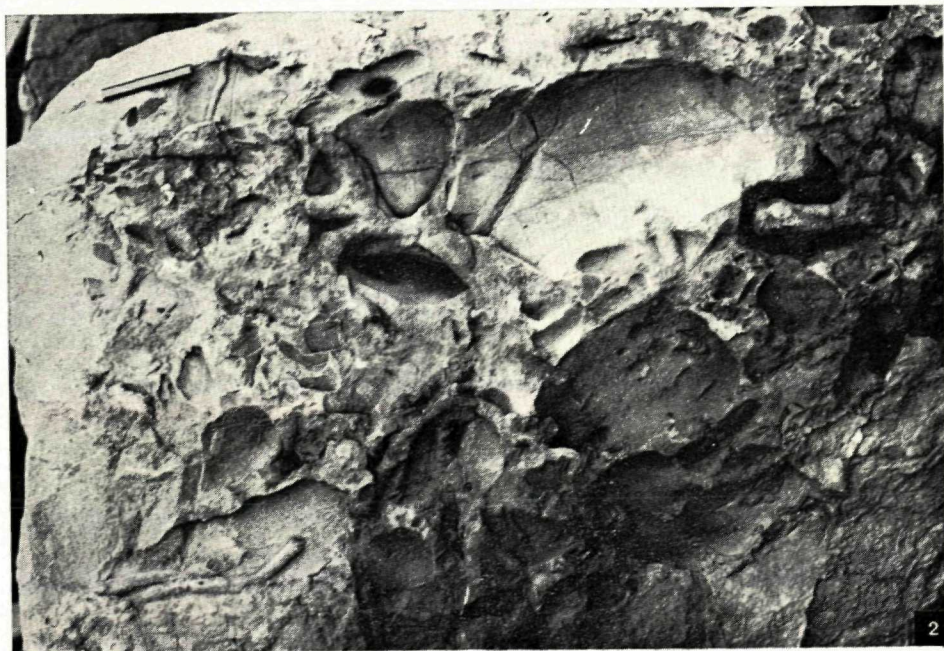
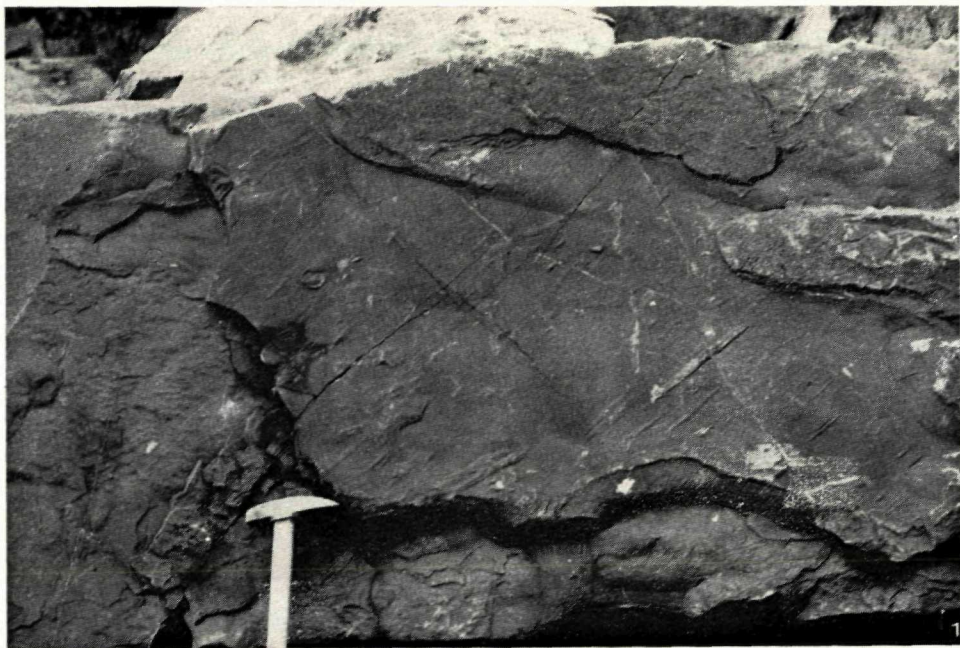


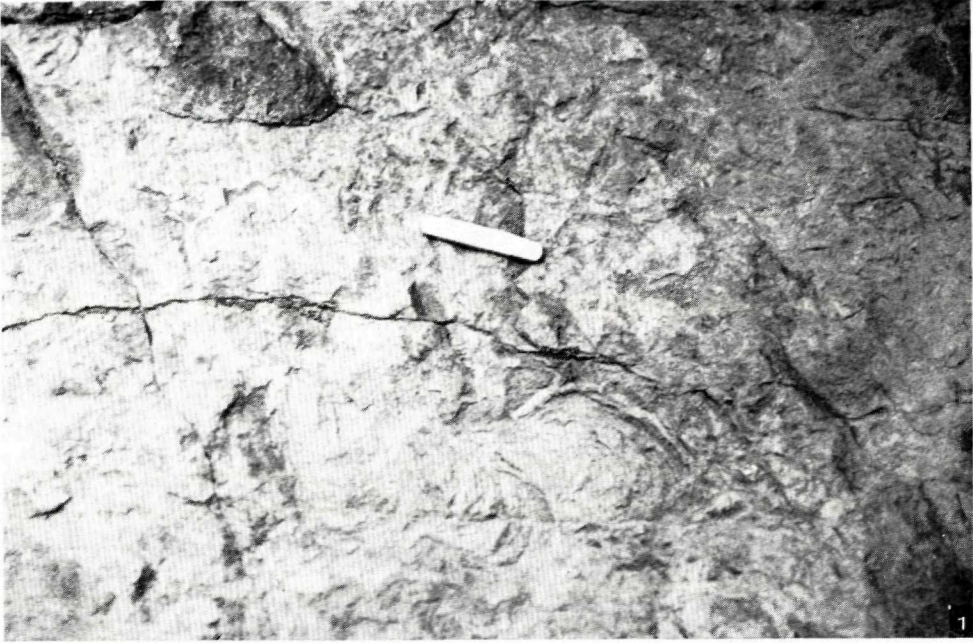


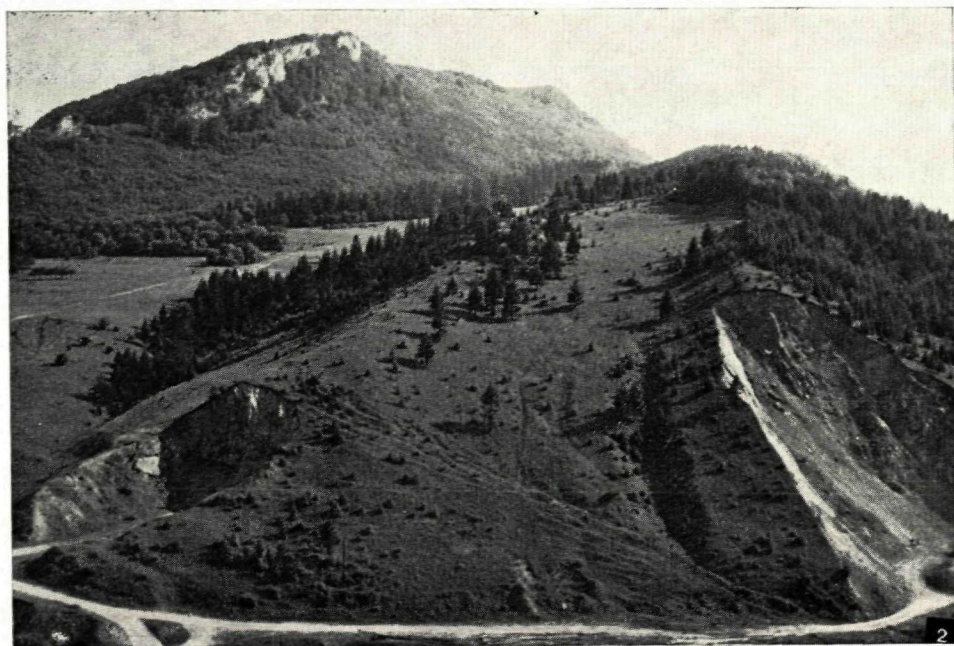










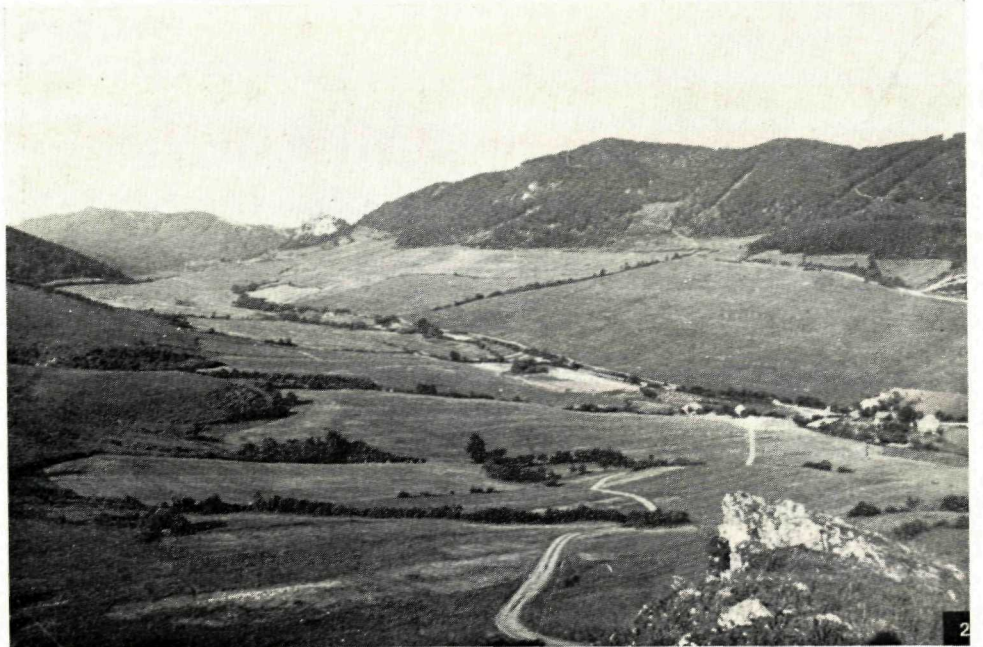


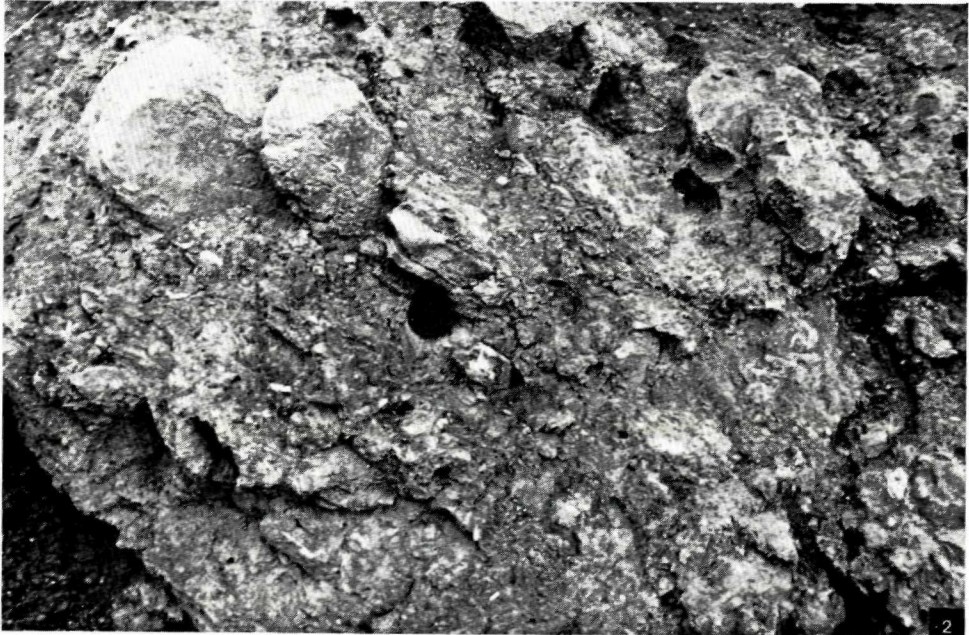
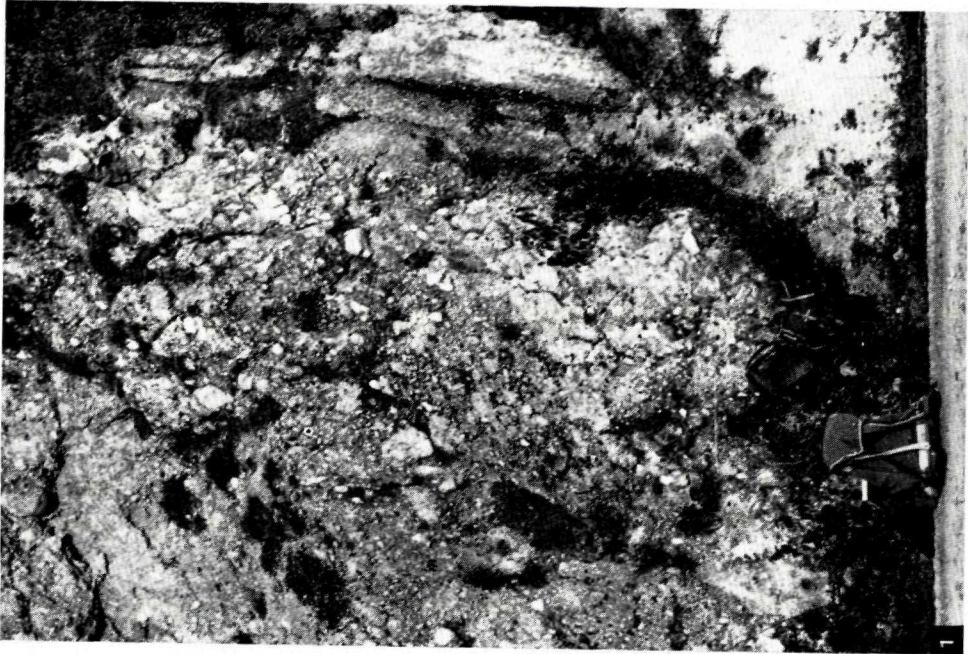


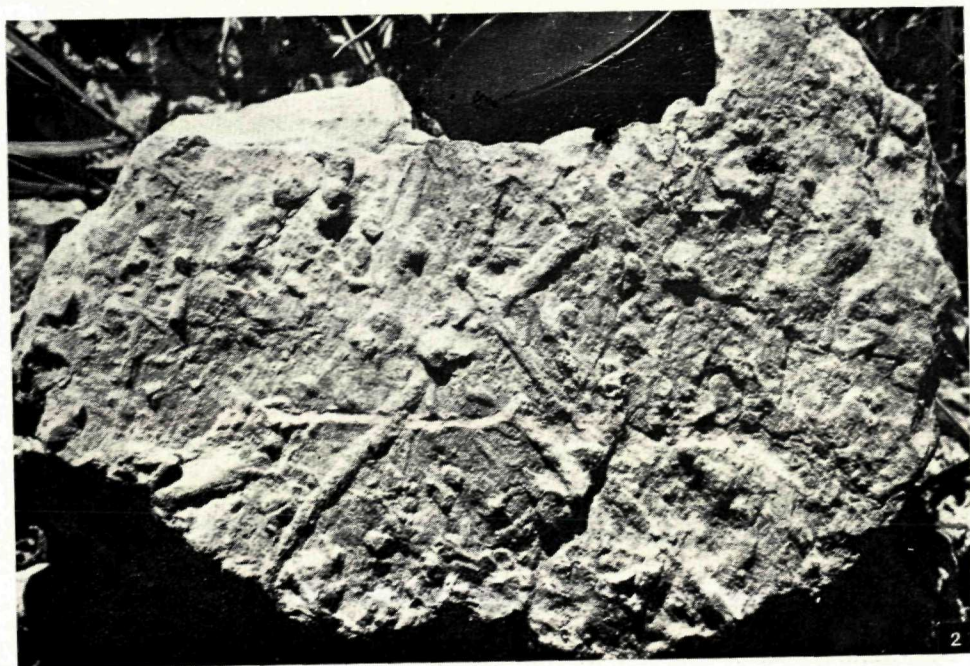


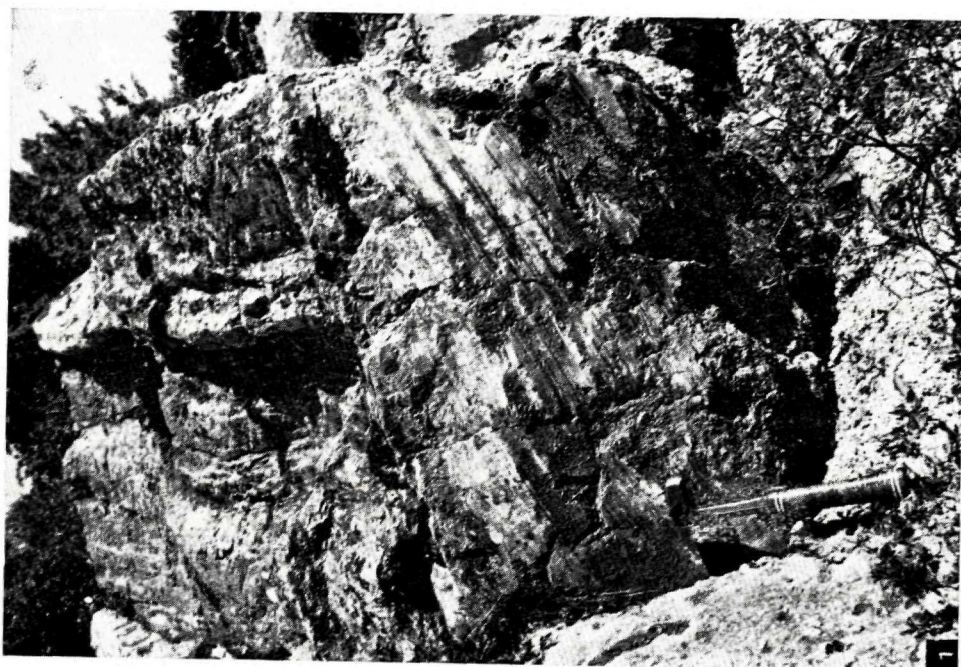














Ondrej Samuel – Jozef Salaj – Augustín Began

### **Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny**

10 obr. v texte, anglické resumé

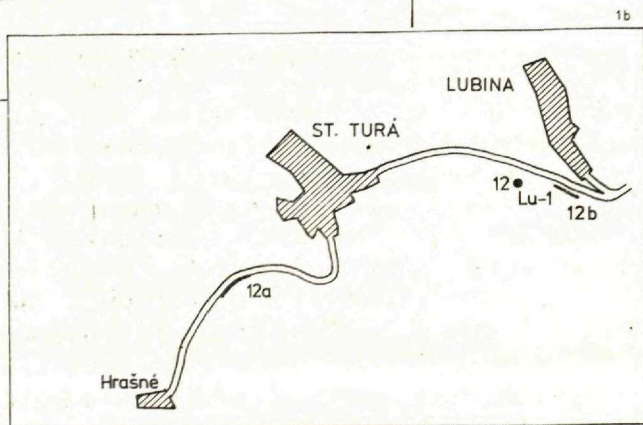
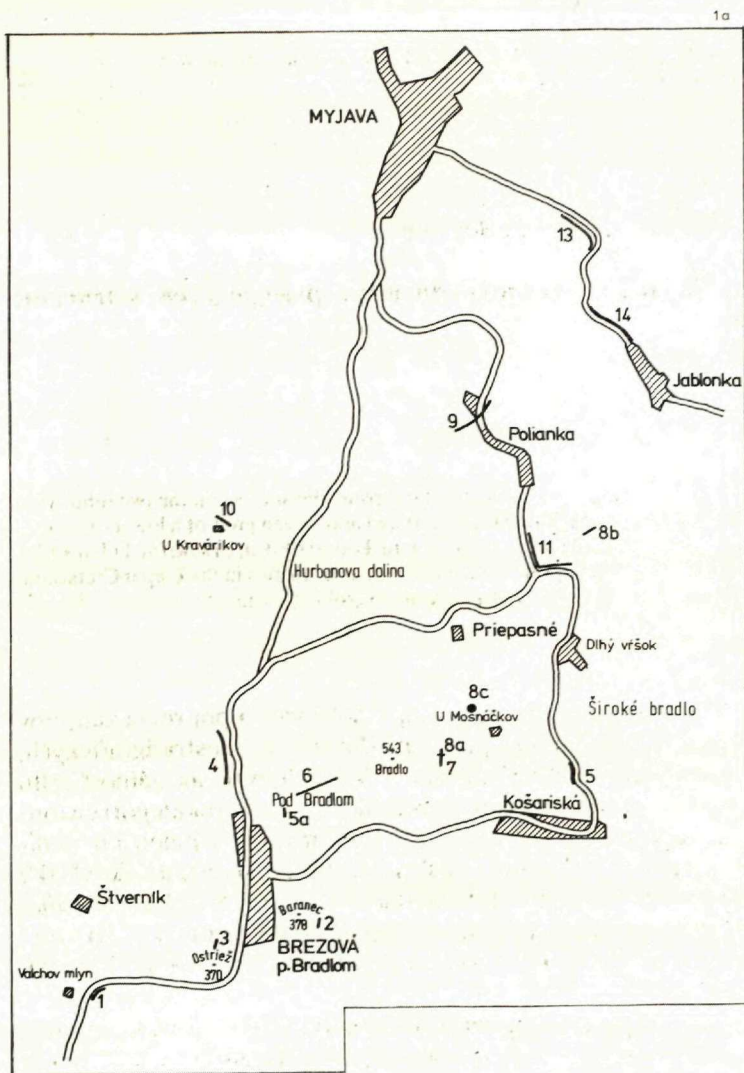
**Abstract.** In accordance with the Czechoslovak stratigraphical code, the authors define two lithostratigraphic units of higher order (the Brezová and the Myjava groups) and eleven units of a lower category – formations (the Ostriéža fm, Hurbanova dolina fm, Košariská fm, Podbradlo fm, Bradlo fm, Polianka fm, Dedkov vrch fm, Jablonka fm, Lubina fm, Kravariky fm and the Priepastné fm) in the Upper Cretaceous and Paleogene sedimentation cycles of the Myjavská pahorkatina (rolling country).

#### **Úvod**

V poslednom desaťročí sa v stratigrafickej geológii dostáva do popredia záujmov i otázka ako stanoviť jednotlivé zásady pre vymedzenie chronostratigrafických, biostratigrafických a litostratigrafických jednotiek. Vzhľadom na aktuálnosť tejto problematiky zaoberáme sa aj u nás novou klasifikáciou (resp. rekategorizáciou) vrchnokriedových („gosauských“) a paleogénnych (tzv. myjavský paleogén) sedimentov Myjavskej pahorkatiny. V tejto súvislosti treba poznamenať, že všetky doteraz používané názvy litostratigrafických jednotiek sú neformálne, nakoľko postrádajú náležitosti vyplývajúce z kodifikovaných zásad (porov. I. Chlupáč 1978; resp. „International Subcommission on Stratigraphic Classification“; ed. H. D. Hedberg 1976).

Predmetom klasifikácie (resp. rekategorizácie) sú iba vrchnokriedové sedimenty, ktoré sa v minulosti v karpatskej literatúre označovali ako gosauská krieda (D. Štúr 1860, J. Salaj 1960), neskoršie (J. Salaj – A. Began 1963) ako brezovský vývoj centrálno-karpatského senónu (resp. brezovská séria) a paleogénne sedimenty vyvinuté po vnútornej strane bradlového pásma (= myjavský vývin v zmysle D. Andrusova 1965). Súbornejší prehľad prác tejto problematiky je vo vysvetlivkách ku geologickej mape 1:200 000, list Gottwaldov (ed. T. Buday et al. 1963), v práci D. Andrusova (1965), J. Salaja–O. Samuela (1966) a O. Samuela–J. Salaja (1968). V posledných rokoch (1975–79) oblasť Myjavskej pahorkatiny podrobne študoval (1:25 000) A. Began a J. Salaj, ktorí považujú vrchnokriedové

RNDr. O. Samuel, DrSc.; RNDr. J. Salaj, CSc.; RNDr. A. Began, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava



Obr. 1a, 1b Mapa lokalít typových litostratigrafických jednotiek brezovskej a myjavskej skupiny



a paleogénne sedimenty za južný vývoj manínskeho sedimentačného priestoru (porov. A. Began–J. Salaj 1978).

### **Brezovská skupina**

**Pomenovanie :** Podľa mesta Brezová pod Bradlom.

**Rozdelenie :** Na základe výrazných litologicko-faciálnych rozdielností vyčleňujeme v brezovskej skupine šesť litostratigrafických jednotiek vyššej (súvrstvie = formation) a päť jednotiek nižšej (člen, vrstvy = member) kategórie: *ostriežské súvrstvie*, v rámci ktorého možno vymedziť valchovské zlepenca, baranecké pieskovce a štvernické sliene; *súvrstvie hurbanovskej doliny*; *košariské súvrstvie*; *podbradlianske súvrstvie*; *bradlianske súvrstvie*, v ktorom rozlišujeme vápence Širokého bradla a mosnáčovské sliene; *súvrstvie Polianky*.

**Hrúbka :** Najväčšia hrúbka celej skupiny sa odhaduje až na 1600 m

**Litofaciálna charakteristika :** Brezovská skupina predstavuje jediný uzatvorený sedimentačný cyklus senónskeho veku (v južnej časti územia, kým v severnej časti pozvoľne prechádza do paleogénu). Začína hrubodetritickou transgresívnou faciou prechádzajúcou postupne do flyšovej litofácie, nad ktorou sú vyvinuté sliene „púchovského“ typu. Tieto pozvoľne prechádzajú opäť do „vrchnej“ flyšovej fácie; nad ňou sú vyvinuté tri heteropické fácie (vápence, zlepenca, sliene) vrchnokampánskeho až mástrichtského veku.

**Hranica :** Spodná hranica je veľmi výrazná vzhľadom na transgresívny charakter senónskeho sedimentačného cyklu na staršie predvrchnokriedové vnútrokarpatské jednotky. Pre nedostatok fauny nie je hrubodetritická časť bázy (valchovské zlepenca) presne stratigraficky datovaná. Podľa stratigraficky preukázaných nadložných členov ostriežskeho súvrstvia možno predpokladať, že morská sedimentácia začína už v koňaku, pričom sa smerom východným postupne omladzuje. Po litofaciálnej stránke sa vrchná hranica brezovskej skupiny vyznačuje väčšinou plytkovodnými heteropickými faciami obsahujúcimi orbitoidné foraminifery. Voči myjavskej skupine je po stránke litofaciálnej dobre odlišiteľná, až na súvrstvie Polianky, ktoré je mástrichtsko-dánskeho veku a je pelagickou faciou.

**História :** J. Kapounek–Sz. Horvath (1968) označujú (str. 397) ako brezovskú „sériu“ sedimenty vrchnej kriedy a paleocénu, ktoré boli navŕtané pod neogénom viedenskej panvy v pokračovaní gieshübelskej muldy (vrty Schönkirchen Tief, Prottes Tief) v hĺbke 4000–5000 m. Brezovská „séria“ sa tu nachádza medzi ötscherským a lunzsko-frankelfeským systémom (porov. A. Kröll–G. Wessely 1973). V súvisi s brezovskou „sériou“ podrobnejšie paleontologické údaje však neuvádzajú. Z faciálnej paralelizácie J. Kapounka –Sz. Horvatha (l. c.) vyplýva, že pokladajú kriedové a paleocénne komplexy sedimentov za ekvivalent senónu a paleocénu Brezovského pohoria na Slovensku; odvolávajú sa pritom na prácu J. Salaja–A. Begana (1963, str. 114), ktorí navrhli „... pre gosauskú kriedu názov brezovský vývoj centrálnokarpatského senónu“ vzhľadom na odlišný litologicko-faciálny a tektogenetický vývoj klasickej gosauskej kriedy rakúskych Álp. V tejto súvislosti však treba poznamenať, že rakúski geológovia v poslednej

dobe upúšťajú od paralelizácie kriedového a paleocénneho komplexu zisteného vrtmi pod neogénom viedenskej panvy s brezovskou „sériou“ vyvinutou v oblasti Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny (porov. A. Kröll-G. Wessely 1973).

Z vyššie uvedeného vyplýva, že termín brezovská „séria“ J. Kapounek-Sz. Horvath (1968) transformovali z termínu brezovský vývoj, pričom pri paralelizácii mali evidentne na zreteli litofaciálny komplex vrstiev z oblasti Myjavskej pahorkatiny.

### Ostriežske súvrstvie

**Pomenovanie:** Podľa kóty Ostriež (jz. od Brezovej pod Bradlom).

**Hrúbka:** 150–280 m.

**Litofaciálna charakteristika:** Ostriežske súvrstvie predstavuje bazálnu transgresívnu faciú. Až na najvyšší člen je zložené z hruboklastického materiálu. Podľa litofaciálneho zloženia možno v ňom vyčleniť tri rozdielne členy – valchovské zlepence, baranecké pieskovce a štvernické slieňe (obr. 2).

**Hranica:** Spodná hranica je transgresívna na starších vnútrokarpatských jednotkách, vrchná sa kryje s hranicou najvyššieho člena ostriežskeho súvrstvia, t. j. štvernických slieňov.

**Vek:** Koňak, smerom východným sa súvrstvie stáva mladším.

### Valchovské zlepence

**Pomenovanie:** Podľa Valchovho mlyna, jz. od Brezovej pod Bradlom.

**Stratotyp (1)\*:** Zárez cesty pri Valchovskom mlyne referenčný profil: opustený kameňolom na v. svahu kóty Ostriež.

**Hrúbka:** Premenlivá, najviac 50 m.

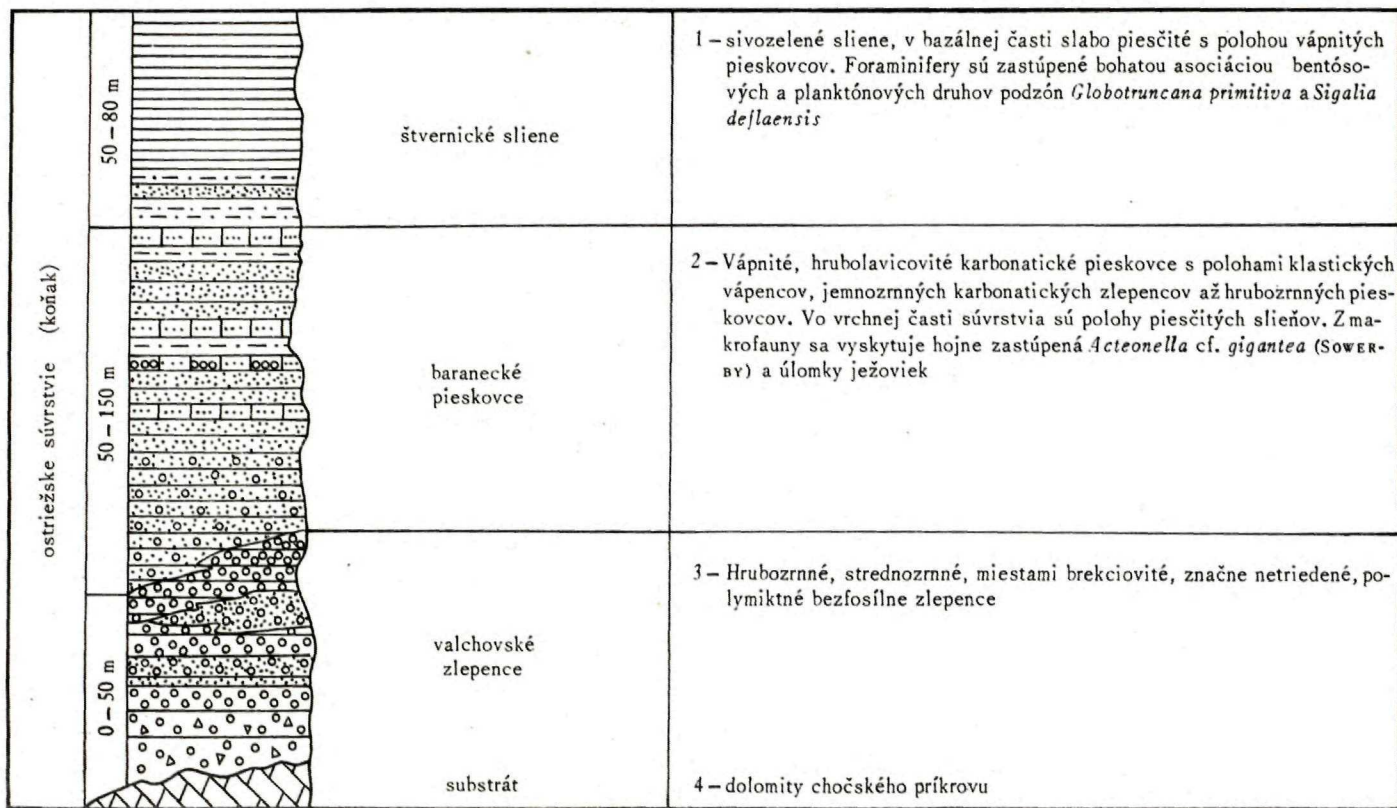
**Litofaciálna charakteristika:** Petrografickou analýzou (K. Borza 1962) sa preukázalo, že valchovské zlepence v záreze cesty pri Valchovom mlyne sú hrubozrnné až strednozrnné, miestami majú brekciovitý charakter. Valúny sú značne nevytriedené. Ich veľkosť kolíše od niekoľkých cm do niekoľko desiatok cm. Sú angulárne, zriedkavejšie subangulárne. Petrografické zloženie je polymiktné – valúny patria k rôznym druhom vápencov a dolomitov. Triasové horniny predstavujú 75 % (stredotriasové vápence, dolomity a lumachelové vápence rétu) a iba 25 % prináleží jurským členom (krinoidové vápence, krinoidové spongolitové slabo piesčité vápence, ružový rádioláριοvo-spongolitový vápenec, šedý, rádioláριοvý vápenec a slieňité neokómske vápence).

Tmel zlepencov je drobovo-vápnitý, miestami ílovito-drobový, resp. ílovitý, červenej farby. Množstvo tmelu v pomere k celkovému množstvu valúnov značne kolíše. Podľa pomeru klastickej zložky možno štruktúru tmelu označiť ako bazálnu.

Mikroskopickým štúdiom červenofarbeného tmelu sa zistilo (K. Borza 1962), že

\* Číslo v zátvorke je označený typový profil litostratigrafickej jednotky (porov. obr. 1a, 1b).

Obr. 2 Schematický profil ostriežskeho súvrstvia



ide o jemnoklastický drobový materiál tvorený prevažne uhličitanmi (vápence, dolomity) s malou prímiesou klastického kremeňa a silicitu, ktorý je tmelený železito-ílovitým materiálom. Pri určovaní hrubšej fácie, okrem spomenutých zložiek, sa zistili úlomky chalcedónu, ihlice húb a rádiolárie.

Z ílovitých minerálov ide predovšetkým o illit, menej o kaolinit. Červené sfarbenie je spôsobené jemne rozptýleným železitým pigmentom (K. Borza–E. Martíny–A. Pospíšil 1959).

Podľa K. Borzu (1962) rádiolárie, ako aj ihlice húb sú reziduálnymi zvyškami vzniknútymi zrejme pri rozpúšťaní rádioláriových vápencov a spongolitov pred obdobím spodnosenónskym. Pri transgresii koňackého mora boli zvetralinové plášte preplavené a usadené spolu so zlepenkami, ktoré tu pôsobia ako tmel.

Hranica: Spodná hranica je transgresívna; vrchná hranica je výrazná v dôsledku náhleho litofaciálnej zmeny. Kladie sa na rozhranie hruboklastickej (zlepenkovej) a pieskovcovej (= baranecké pieskovce) fácie.

Vek: Na základe mikrofauny (porov. J. Salaj – O. Samuel 1966) nadložných sliedov (= štvornícké sliene) môžeme predpokladať, že baranecké pieskovce i valchovské zlepenky patria v západnej časti Myjavskej pahorkatiny koňaku. Východným smerom sa postupne omladzujú.

### *Baranecké pieskovce*

Pomenovanie: Podľa kóty Baranec, jz. od Brezovej pod Bradlom.

Stratotyp (2): Sv. svah kóty Baranec; referenčný profil: sv. svah kóty Ostriž.

Hrúbka: 50–150 m.

Litofaciálna charakteristika: Baranecké pieskovce sa skladajú predovšetkým z hrubolavicovitých (1–2 m) jemnozrnných karbonátových pieskovcov, klastických vápencov a miestami z polôh jemnozrnných zlepenkov a modrastých piesčitých sliedov.

Jednotlivé litologické typy hornín tohto súvrstvia môžeme najlepšie študovať v kameňolome sv. od kóty Baranec (pri cigánskej kolónii; Brezová pod Bradlom). Petrografická charakteristika podľa K. Borzu je nasledovná:

a) Jemnozrnný zlepenec tvoria úlomky dolomitov a vápencov. Prevalu majú dolomity. Úlomky sú z drobnozrnného a jemnozrnného dolomitu a vápencov, zriedkavejšie sa vyskytujú pelitomorfné vápence. Ojedinele sa vyskytujú zrná kremeňa. Štruktúra je zlepenovitá, základná hmota karbonátová. V bazálnej hmote sú autigénne klenčky dolomitu. Z organických zvyškov boli zistené úlomky rias, textulárií a machoviek.

b) Jemnozrnný karbonátový pieskovec tvoria úlomky pelitomorfného rádioláriového a kalpionelového vápenca a úlomky dolomitov. Tmel je vápnito-dolomitický. Dolomit v tmeli tvorí klenčky, niekedy so zonárnou stavbou, ktoré dosahujú veľkosť 0,1–0,2 mm. Synsedimentárne sú ojedinelé zrná glaukonitu.

c) Jemnozrnný klastický vápenec je drobnozrnný až jemnozrnný. Vyskytujú sa v ňom úlomky vápencov a dolomitov (asi 30 %). Tieto sú prevažne rekryštalizované, resp. jemnozrnné. Ich veľkosť sa pohybuje od 0,02 do 0,05 mm, niekedy dosahujú.

0,3 mm. Z organických zvyškov boli zistené články krinoidov, úlomky schránok lamelibranchiátov, *Globochaete alpina* Lombard, miliolidy, ihlice húb a i.

Hranica: Spodná i vrchná hranica je výrazná. Spodnú hranicu kladieme pri objavení sa hrubých pieskovcových lavíc, vrchnú hranicu na rozhranie vrstiev s prevahou slietov (= štvernické sliene).

Vek: Opisované pieskovce sú na obsah fosílií veľmi chudobné. Jedine v piesčitých slietoch sa vyskytujú bližšie neurčiteľné ježovky, v klastických vápencoch *Globochaete alpina* Lombard a pieskovcoch *Acteonella* cf. *gigantea* (Sowerby). Nakoľko ani jeden z uvedených druhov nemá užšiu stratigrafickú hodnotu, vek baraneckých pieskovcov posudzujeme len podľa stratigrafickej pozície nadložných štvernických slietov, ktoré sú vrchnokoňacké.

### Štvernické sliene

Pomenovanie: Podľa osady Štverník, z. od Brezovej pod Bradlom.

Stratotyp (3): Severný svah kóty Ostriez.

Hrúbka: Premennivá, najviac 50–80 m.

Litofaciálna charakteristika: Sliene sú sivozelené, miestami modrasté, 3–6 m hrubé. Vo výbruse majú pelitomornú štruktúru. Obsahujú drobné lupienky hydrosfúd a v nepatrnom množstve (do 1 %) sa v nich nachádzajú ostrohranné zrná kremeňa (0,01–0,02 mm). Miestami sa vyskytujú drobné rekryštalizované zrná kalcitu. Z ojedinelých autigénnych minerálov sa tu vyskytuje chlorit, turmalín a apatit. Sliene sú bohaté na mikrofaunu.

Hranica: Spodnú hranicu charakterizuje náhle objavenie sa slietov, vrchnú hranicu kladieme na bázu rytmického striedania sa pieskovcov a slietov.

Vek: Štvernické sliene obsahujú malé foraminifery, z ktorých boli identifikované *Stensioeina praexsculpta* (Keller), *Gyroidina praeglobosa* Brotzen, *Anomalina* (*Gavelinella*) *moniliformis* Reuss, *Anomalina* (*Gavelinella*) *moniliformis* *ukrainica* Vassilenko, *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Hedbergella cretacea* (d'Orbigny) *Globotruncana coranata* Bolli, *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana renzi* Gandolfi, *Globotruncana tricarinata tricarinata* (Que-reaux), *Planomalina* (*Globigerinelloides*) ex gr. *aspera* (Ehrenberg), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) a *Sigalia deflaensis* Sigal. Táto asociácia indikuje vrchnokoňacký vek štvernických slietov.

### Súvrstvie Hurbanovej doliny

Pomenovanie: Podľa Hurbanovej doliny tiahnucej sa s. od Brezovej pod Bradlom na Myjavu.

Stratotyp (4): Cesta s. od Brezovej ku kóte 430 m.

Hrúbka: Najviac 500 m.

Litofaciálna charakteristika: Súvrstvie tvoria sivozelené až hnedasté tenko vrstevnaté sliene a slietovce, ktoré sa rytmicky striedajú so šedými až hnedastými tenkovrstevnými až hrubovrstevnými (5–30 cm) jemnozrnnými pieskovecami alebo

Obr. 3 Schematický profil súvrstvia Hurbanovej doliny

88

košariské súvrstvie		pestré sliene	<i>Globo truncana arca arca</i>
súvrstvie Hurbanovej doliny (santón)	100 m 	flyšové súvrstvie s prevahou slietov a piesčitých slietov s polohou zlepcov a uhoľných medzivrstvičiek	<i>Ventilabrella alpina</i> DE KLASZ <i>Globo truncana fornicata manauensis</i> GANDOLFI <i>Globo truncana elevata elevata</i> (BROTZEN) <i>Gavelinella pseudoexcolata</i> (KALININ)
	100 m 	flyšové súvrstvie s prevahou pieskovcov	<i>Ventilabrella decoratissima</i> DE KLASZ <i>Gavelinella stelligera</i> (MARIE)
	150 m 	flyšové súvrstvie s prevahou slietov a piesčitých slietov	<i>Sigalia carpatica</i> SALAJ ET SAMUEL <i>Neoflabellina gibbera</i> (WEDEKIND) <i>Hoeglundina favosoides</i> (EGGER) <i>Stensioeina exsculpta</i> BROTZEN
štvernické sliene		sivozelené sliene	<i>Globo truncana angusticarinata</i> GANDOLFI

piesčitými vápencami. Vo vrchnej časti sú časté vložky piesčitých vápencov a jemnozrnných zlepcov. Ich najväčšia hrúbka je asi 6–7 m (obr. 3).

Veľkosť klastických zŕn v pieskovcoch je 0,05–0,8 mm. Základná hmota je karbonátová. Najhojnejšie sú kremenné zrnká. V menšom množstve sa vyskytujú úlomky staropaleozoických silicítov. Piesčité vápence sú pelitomorfne až drobnozrnné. Obsahujú kalcitickú prímes (25–35 %) a organické zvyšky (5–10 %). Klastickú prímes tvoria predovšetkým zrná kremeňa, menej úlomky vápencov, zriedkavo pieskovce a melafýry. Z akcesorických minerálov obsahujú rutil, turmalín a zirkón. Miestami pozorovať, že časť vápenca je sideritizovaná.

Tieto pieskovce sa striedajú s vápnitými ílovcami, slieňmi, resp. slieňovcami. Výbrusová analýza ílovcov poukazuje na pelitovú štruktúru. V základnej pelitovej hmote vystupujú v nepatrnom množstve drobné kremenné zrnká v prachovej frakcii. Spolu s kremeňom sa vyskytujú aj jemné lupienky muskovitu.

Na zložení jemnozrnného zlepenca sa podieľajú hlavne rôzne druhy vápencov, zrná kremeňa, úlomky kremencov, silicity a úlomky vyvrelých hornín. Ďalej boli zistené chloritické, sericitické a kremité bridlice, vulkanické sklo, silicity a kremenné porfýry. Z ťažkých minerálov bol zistený turmalín.

Hranica: Spodná hranica sa kladie na rozhranie slienitej fácie (= štvernické sliene) a rytmicky sa striedajúcej (flyšovej) psefiticko-psamitickej fácie, vrchná hranica je na rozhraní opisovanej flyšovej (= súvrstvie Hurbanovej doliny) a pelitickej (= košariské súvrstvie) fácie.

Vek: Na základe podrobnej mikrobiostratigrafickej analýzy J. Salaja–O. Samuela (1966, str. 87–90), resp. D. Andrusova–O. Samuela (1973 a, b) opisované súvrstvie zodpovedá santónu. Mikrofauna je bohatá a druhove veľmi pestrá. Z významnejších foriem boli identifikované nasledovné druhy: *Globotruncana tricarinata tricarinata* (Quereau), *G. concavata* (Brotzen), *Lenticulina gosae* (Reuss), *Neoflabellina deltoidea* (Wedekind), *N. ovalis* (Wedekind), *N. praerugosa* Hiltermann, *Stensioeina exsculpta gracilis* Brotzen, *S. exsculpta granulata* Olbertz, *Epistomina favosoides* (Egger), *Anomalina* (*Gavelinella*) *sculptilis* Hiltermann et Koch, *A. (G.) pseudoexcolata* (Kalinin), *Sigalia carpatica* Salaj et Samuel, *Bolivinita planata* (Cushman), *Bolivinopsis anceps infracta* (Chapman), *Bolivinoidea strigillatus* (Chapman).

Miestami obsahujú polohy zlepcov makrofaunu, ktorú opísal už L. Lóczy (1915) a najnovšie ju revidovala B. L. Czabalayová (1969).

### Košariské súvrstvie

Pomenovanie: Podľa obce Košariská, sz. od Brezovej pod Bradlom.

Stratotyp(5): Zárez cesty vedúcej z Košarísk do Priepastného (s. od obce Košariská); hypostratotyp (5a): roklina po pravej strane cesty vedúcej z Brezovej pod Bradlom na k. Bradlo (asi 1 km od jv. okraja Brezovej pod Bradlom – druhá serpentína) – obr. 10.

Hrúbka: Najviac 50 m.

Litofaciálna charakteristika: Súvrstvie tvoria pestré sliene červenej, zelenkastej až šedivej farby. Po litologicko-faciálnej stránke sú veľmi podobné

púchovským (gbelianskym) slieňom vyvinutým v bradlovom pásme. V jeho vyššej časti sa začínajú tiež objavovať polohy piesčitých vápencov. Obsahujú bohatú mikrofaunú, ktorej hlavnú zložku tvoria planktónové (pelagické) formy, ktoré poukazujú na hlbokomorskejšie prostredie vzniku tohto súvrstvia.

Hranica : Spodná i vrchná hranica košariského súvrstvia je ostrá vďaka výraznej litofaciálnej zmene. Spodná hranica sa kladie na bázu prvého objavenia sa pestrých slieňovcov. Vrchnú hranicu kladieme tam, kde sa začínajú objavovať lavice rytmicky sa striedajúcich vápnnitých pieskovcov s polohami slieňov (obr. 4).

Vek : Podľa mikrofauistickej analýzy J. Salaja–O. Samuela (1966), resp. D. Andrusova–O. Samuela (1973a, b) košariské súvrstvie zodpovedá spodnému kampánu. Najbežnejšie sa vyskytujú nasledovné formy: *Reussella szajnochae* Grzybowski, *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny), *Pullenia reussi* Cushman et Todd, *P. sphaeroidalis* (Orbigny), *Stensioeina labyrinthica* Cushman et Dorsey, *Eponides haidingerii* Orbigny, *Globotruncana saratogensis* (Applin), *G. arca* (Cushman), *G. fornicata manauensis* Gandolfi, *G. caliciformis* (Lapparent), *G. rosetta* (Carsey), *G. tricarinata colombiana* (Gandolfi), *G. elevata stuartiformis* Dalbiez, *Ventilabrella alpina* de Klasz, *V. aff. bipartita* de Klasz, *Anomalina (Anomalina) welleri laevis* Vassilenko, *A. (G.) pseudoexcolata* (Kalinin) a iné.

#### Podbradlianske súvrstvie

Pomenovanie : Podľa lokálneho geografického názvu Pod Bradlom, úpätie kóty Bradlo nachádzajúce sa sv. od Brezovej pod Bradlom.

Stratotyp (6) : Zárez cesty nad druhou serpentínou v jz. svahu kóty Bradlo.

Hrúbka : 500–600 m.

Litofaciálna charakteristika : Podbradlianske súvrstvie tvoria rytmicky sa striedajúce sivé jemnozrnné až hrubozrnné pieskovce, svetlosivé sliene a slieňovce. Vo vrchných častiach súvrstvia sa objavujú pieskovce – kalkarenity, zlepenca a piesčité slieňovce (obr. 4).

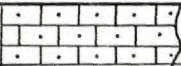
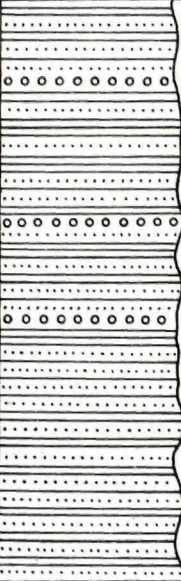
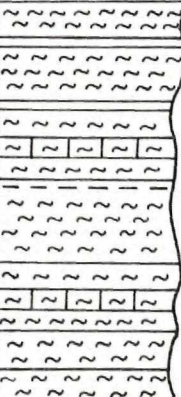
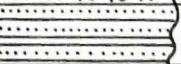
Jemnozrnné až hrubozrnné pieskovce majú sivú farbu a tvoria lavice 15–30 cm hrúbky. Niektoré lavice môžeme označiť ako drobnozrnné zlepenca s úlomkami organogénnych zvyškov. Vo výbruse pozorovať psamitickú štruktúru. Z úlomkov prevládajú opracované úlomky vápencových hornín. Ostatné úlomky hornín sa vyskytujú v podradnejšom množstve (rohovce, kremeň, pieskovce, svory, kryštalické bridlice). Svetlosivé sliene a slieňovce sa striedajú s vyššie opísanými pieskovcami. Vo výbruse majú organogénu štruktúru. V mikrokryštalickej základnej hmote pozorujeme hojné prierezy foraminifer.

Hranica : Vzhľadom na náhlu litologicko-faciálnu zmenu oproti podložnému košariskému súvrstviu je spodná hranica opísaného súvrstvia veľmi markantná na rozdiel od vrchnej hranice, ktorá nie je taká výrazná, lebo medzi opísaným a nadložným súvrstviem existuje pozvoľný prechod. Hranica sa kladie tam, kde súvrstvie stráca svoj flyšovitý ráz.

Vek : Na základe mikrobiostatigrafických údajov J. Salaja (1960), E. Köhlera (1962) a J. Salaja–O. Samuela (1966) stratigrafické rozpätie



Obr. 4 Schematický profil košariským a podbradlianským súvrstvím

vápence širokého bradla		organodetrické vápence	<i>Orbitoides media</i> (d' ARCHIAC)
podbradlianske súvrstvie (stredný-vrchný kampán)		1 – flyšové súvrstvie s prevahou slietov a s polohami jemnozrnných zlepcov	<p><i>Globotruncana bollii</i> GANDOLFI  <i>Globotruncana arca rugosa</i> (MARIE)  <i>Globotruncana ventricosa</i> (WHITE)  <i>Globotruncana elevata stuartiformis</i> DALBIEZ  <i>Bolivinooides decoratus decoratus</i> (JONES)  <i>Ventilabrella glabrata</i> VOORWIJK  <i>Orbitoides tissoti minima</i> VREDEMBURG</p>
košariské súvrstvie (spodný kampán)		2 – pestré, prevažne červené a sivozelené sliene a slietovce s polohami slienitých vápencov	<p><i>Globotruncana arca arca</i> (CUSHMAN)  <i>Globotruncana scutilla</i> GANDOLFI  <i>Neoslabellina rugosa</i> (d' ORBIGNY)  <i>Stensioeina labyrinthica</i> CUSHMAN ET DORSEY</p>
súvrstvie Hurbanovej doliny		3 – flyšové súvrstvie	<i>Globotruncana fornicata manauensis</i> GANDOLFI

podbradlianského súvrstvia je stredný až vrchný kampán. Podľa týchto autorov sliene súvrstvia sú bohaté na obsah mikrofosílií. Z významnejších druhov sa vyskytujú: *Bolivinopsis anceps infracta* (Chapman), *Lenticulina* (*Lenticulina*) *muensteri* Roemer, *Dentalina lillii* Reuss, *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny), *N. numismalis* (Wedekind), *N. rugosa caesata* (Wedekind), *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *S. pommerana* Brotzen, *Gyroidina globosa* (Hagenow), *G. nitida* (Reuss), *G. subangulata* Plummer, *G. umbilicata* (d'Orbigny), *Eponides frankei* Brotzen, *E. haidingerii* (d'Orbigny), *E. praemegastomus* Mjatliuk, *E. sibiricus* Neckaja, *Bolivinoidea decoratus decoratus* (Jones), *B. draco miliaris* Hiltermann, *Gobotruncana elevata elevata* (Brotzen), *G. elevata stuartiformis*, *G. rosetta* (Carsey), *G. arca rugosa* (Marie), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Ventilabrella eggeri* Cushman, *Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk) a *Anomalina* (*Gavelinella*) *monterelensis* (Marie).

### Bradlianske súvrstvie

Pomenovanie : Podľa kóty Bradlo, sv. od Brezovej pod Bradlom.

Hrúbka : Najviac 200 m.

Litofaciálna charakteristika : Bradlianske súvrstvie predstavuje tri samostatné litostratigrafické jednotky nižšieho radu, a to: vápence Širokého bradla (vrchný kampán – spodný mástricht), mosnáčovské sliene a podlipovecký flyš (vrchný mástricht).

Hranica : Po litofaciálnej stránke sa spodná hranica bradlianskeho súvrstvia kryje so spodnou hranicou vápencov Širokého bradla, vrchnú hranicu určuje vrchné obmedzenie mosnáčovských slienov.

Vek : Bradlianske súvrstvie sedimentovalo v rozsahu najvyššieho kampánu až vrchného mástrichtu (obr. 5).

### Vápence Širokého bradla

Pomenovanie : Podľa kóty Siroké bradlo, j. od Prieplastného ; nové pomenovanie pre orbitoidové vápence, resp. orbitoidové vrstvy.

Stratotyp (7) : Kóta Bradlo, retranslačná stanica.

Hrúbka : Najviac 100 m.

Litofaciálna charakteristika : Vápence Širokého bradla sa skladajú z organodetritických vápencov a hruboklastických organogénnych vápencov až zlepcov. V organogénnych detritických vápencoch, okrem úlomkov starších hornín, sa vo veľkom množstve vyskytujú aj organogénne úlomky. Uvedené zložky majú premenlivé percentuálne zastúpenie. V niektorých laviciach prevládajú organogénne klastické sedimenty, v iných zase úlomky starších vápencov. Veľkosť detritického materiálu sa pohybuje od 3,0 do 0,3 mm. Lavice vápencov dosahujú hrúbku 15 až 22 cm. Vápence majú sivú farbu. Organogénne vápence majú klasickú prímes zo starších vápencových hornín, ktorá miestami prevláda. V takýchto prípadoch by sme horninu mohli začleniť ku zlepcom. Okrem valúnov sa hojne vyskytujú aj organogénne úlomky (20 %). Valúnový materiál zastupujú triasové vápence a dolomity.

Obr. 5 Schematický profil bradlianskym súvrstviám

kravarikovské súvrstvie		exotické zlepenice s rifovými vápencami	<i>Discocyclus seunesi</i> DOUVILLÉ	
bradlianske súvrstvie (vrchný kámpán - mástricht)	podlipovecký flyš 30 - 50 m		1 - flyšové súvrstvie s polohami exotických zlepenčov	<i>Rugotruncana gansseri</i> BOLLI <i>Abathomphalus mayaroensis</i> BOLLI <i>Racemiguembelina varians varians</i> (RZEHAK)
	mosnáčovské sliene (spodný mástricht) 80 - 100 m		2 - sliene a sliňovce	<i>Inoceramus balticus</i> BÖHN <i>Inoceramus regularis</i> D'ORBIGNY <i>Globotruncana falsostuarti</i> SIGAL
	váp. širokého bradla (vrch. kámpán-sp.mástr.) 80 - 100 m		3 - organodetritické (kalkarenity, kalcirudity) vápence a piesčité až zlepenčovitité vápence	<i>Orbitoides apiculata</i> SCHLUMBERGER <i>Orbitoides media media</i> (D'ARCHIAC) <i>Orbitoides tissoti tissoti</i> SCHLUMBERGER <i>Pseudosiderolites vidali</i> (DOUVILLÉ) <i>Pseudosiderolites heracleae</i> ARNI <i>Orbitoides media megaliformis</i> PAPP ET KUEPPER
podbradl. súvrstvie		4 - flyšové súvrstvie s prevahou sliňou	<i>Globotruncana arca rugosa</i> (MARIE) <i>Globotruncana ventricosa</i> (WHITE)	

Jemnozrnejší petrografický typ vápencov má organodetritickú štruktúru. Základnú hmotu tvorí zrnitý kryštalický vápenec – sparit. Organické zvyšky (30 %) vystupujú v základnej hmote v podobe drobných úlomkov.

Hranica : Oproti podložnému flyšovému vývinu (= podbradlianske súvrstvie) hranica nie je výrazná vzhľadom na pozvoľný prechod. Kládne sa tam, kde podložné flyšové súvrstvie stráca rytmičnosť a vo väčších polohách sa objavujú plytkovodné vápence. Vrchná hranica je ostrá vzhľadom na výraznú litofaciálnu zmenu (mosnáčovské sliene).

Vek : Z typovej lokality (ktorú spomína vo svojich prácach už D. Andrusov 1950, ako aj J. Salaj 1960, K. Borza 1962, J. Salaj–O. Samuel 1966, E. Köhler 1962) sa určili *Orbitoides media media* (d'Archiac), *Orbitoides media megaliformis* Papp et Küpper a *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé). Uvedené druhy potvrdzujú, že opisovaná litofácia sa začala usadzovať už vo vrchnom kampaáne. Hlavná masa však patrí spodnému mástrichtu, ako na to poukazujú malé i veľké foraminifery (obr. 5).

Synonymum : Orbitoidové vrstvy (podrobným opisom, ako aj rozšírením orbitoidových vrstiev v bradlovom pásme sa zaoberá J. Salaj 1961, J. Salaj–A. Began 1963, K. Borza–E. Köhler–A. Began–O. Samuel 1977, Stratigrafický slovník Západných Karpát; ed. D. Andrusov–O. Samuel 1981).

#### *Mosnáčovské sliene*

Pomenovanie : Podľa lazú U Mosnáčov pri osade Prieplastné; nové pomenovanie pre inocerámové sliene.

Stratotyp (8a): Kóta Bradlo, v. svah.

Hrúbka : Asi 50–100 m.

Litofaciálna charakteristika : Mosnáčovské sliene majú v mikroskope mikrokryštalickú štruktúru. V základnej hmote sa vo veľkom množstve vyskytuje drobná organogénna drvina, hlavne foraminifer, krinoidov, úlomkov inocerámov. Klastická prímes nepatrná (1–2 %). Ojedinele pozorujeme aj drobné šupinky muskovitu.

Hranica : Spodná aj vrchná hranica je vzhľadom na podstatnú litofaciálnu zmenu oproti podložným i nadložným vrstvám veľmi výrazná.

Vek : Podľa doterajších biostratigrafických údajov opisované sliene obsahujú faunu inocerámov a foraminifer, podľa ktorých ich môžeme začleniť do mástrichtu (obr. 5).

Synonymum : Inocerámové sliene (podrobný opis viď Stratigrafický slovník Západných Karpát; ed. D. Andrusov – O. Samuel 1981).

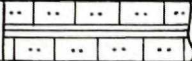
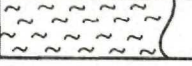
#### *Podlipovecký flyš*

Pomenovanie : Podľa osady Podlipovec.

Stratotyp (8c): V jarku v. od Podlipovca; referenčný profil (8b): profil vrtu U Kopeckých.

Hrúbka : Maximálne 50 m.

Litofaciálna charakteristika : Podlipovecký flyš je tvorený sivozelenými až šedými slietmi, prachovitými slabosľudnatými slietovcami, ktoré sa rytmicky

súvrstvie Dedkovho vrchu		vápňité pieskovec a sivozelené slieňe	<i>Anomalina ekbloni</i> BROTZEN
súvrstvie Polianky (stredný kámpán – dán)	30 – 40 m	1 – sivozelené slieňe s ojedinelými polo- hamí vápnitých jem- nozrných pieskovec	<i>Planorotalia compressa</i> (PLUMMER) <i>Subbotina triloculinoidea</i> (PLUMMER) <i>Globigerina pseudobulloidea</i> PLUMMER <i>Globoconusa daubjergensis</i> (BROENNIMANN)
	50 – 80 m		<i>Abathomphalus mayaroensis</i> (BOLLI) <i>Rugotruncana gansseri</i> (BOLLI) <i>Globotruncana stuarti</i> (DE LAPPARENT) <i>Globotruncana jalsostuarti</i> SIGAL
súvrstvie Polianky	250 – 300 m	2 – flyšové súvrstvie s pre- vahou slieňov	<i>Globotruncana ventricosa</i> (WHITE) <i>Globotruncana arca rugosa</i> (MARIE) <i>Globotruncana bolli</i> GANDOLFI <i>Bolivinoidea draco miliaris</i> HILTERMANN ET KOCH <i>Neoflabellina rugosa sphaenoidalis</i> (WEDERKIND)
košariské sú- vrstvie		3 – nevystupuje na povrch	

striedajú so sivošedými až hnedastými, tenko- až hrubovrstvovými 5–25 cm jemnozrnnými sfudnatými pieskoveciami (s muskovitom). Vzácné sú i polohy jemnozrnných exotických zlepenčov s prevládajúcim materiálom z kremenných valúnov (obr. 5).

Hranica : Spodná hranica oproti podložným slieňom ako aj nadložným transgresívnym exotickým zlepencom paleocénu je veľmi výrazná.

Vek : Na základe bohatej mikrofauny zodpovedajúcej biozóny *Racemiguembelina varians varians* bol vek opisovanej litofácie stanovený J. Salajom (1960) ako vrchnomástrichtský.

### Súvrstvie Polianky

Pomenovanie : Podľa obce Horná Polianka.

Typový profil (9) : Zárez cesty pri Hornej Polianke ; referenčný profil : zárez poľnej cesty od osady U Sadákov.

Hrúbka : 300–450 m.

Litofaciálna charakteristika : Súvrstvie Polianky tvoria predovšetkým sivozelené až šedé slieňe s polohami jemnozrnných sivomodrých pieskovcov vyvinutých hlavne v spodnej časti súvrstvia.

Hranica : Vrchnú hranicu kladieme na rozhranie objavenia sa organogénnych riasovo-koralových vápencov.

Vek : Stratigrafický rozsah bol stanovený na základe foraminifer ako vrchný kampán až dán. Významnejšie druhy foraminifer sú uvedené v priloženej tabuľke (obr. 6).

### Myjavska skupina

Pomenovanie : Podľa Myjavskej pahorkatiny.

Rozdelenie : Na základe výrazných litologicko-faciálnych rozdielov možno v myjavskej skupine vymedziť päť litostratigrafických jednotiek vyššieho rádu : kravarikovské súvrstvie, súvrstvie Priepastného, ľubinské súvrstvie, súvrstvie Dedkovho vrchu a súvrstvie Jablonky.

Hrúbka : 1000–1300 m.

Rozšírenie : Myjavska pahorkatina.

Litofaciálna charakteristika : Myjavska skupina predstavuje paleogénny sedimentačný cyklus, ktorý sa podľa J. Salaja (1960) v oblasti Polianky plynule vyvíja z mástrichtu, kým v južnom pásme (U Kravarikov) je medzi mástrichtom a paleocénom stratigrafický hiát. Celú myjavskú skupinu tvorí flyšová sekvencia s rôznym zastúpením exotických zlepenčov interformačného charakteru a rifových, resp. organogénnych vápencov, ktoré sa viažu hlavne na spodnú časť paleogénneho sedimentačného cyklu, väčšinou vo forme deštruovaných blokov, resp. balvanov.

Hranica : V južnom pásme myjavskej skupiny sa spodná hranica kryje so spodnou časťou kravarikovského súvrstvia, ktoré je transgresívne uložené na vrchnosenónskom substráte. Najmladším zachovaným členom tejto skupiny sú

bridlice menilitového typu (porov. O. Samuel 1975), ktoré tvoria vrchné obmedzenie myjavskej skupiny. V severnej časti myjavskej pahorkatiny spodnú hranicu myjavskej skupiny kladieme nad súvrstvie Polianky (= vrchný kampán – dán).

**Vek :** Podľa doterajších mikrobiostratigrafických výskumov je rozsah myjavskej skupiny v severnej časti stredný paleocén až vrchný eocén, v južnej stredný paleocén (mont) až spodný eocén.

**História :** Až donedávna sa všeobecne prijímal názor, že paleogénne sedimenty vyvinuté po južnej strane bradlového pásma patria k vnútrokarpatskému paleogénu, ktorý leží diskordantne na staršom (hlavne mezozoickom) morfológicky veľmi rozčlenenom substráte, pričom jeho stratigrafický rozsah je vrchný lutét až priabón.

Na základe podrobného mikrobiostratigrafického výskumu na východnom Slovensku (B. Leško– O. Samuel 1960, 1968), ako aj na strednom Považí a v Myjavskej pahorkatine (D. Andrusov–H. Bystrická 1954; M. Mišík–J. Zelman 1959; J. Salaj 1960, 1962; D. Andrusov–E. Köhler 1963; O. Samuel–J. Salaj 1961, 1968) mnohí autori poukázali na to, že paleogénne súvrstvie, ktoré je vyvinuté v pruhu tiahnúcim sa lineárne po vnútornej strane bradlového pásma, sa začína usadzovať už v paleocéne, a nie v eocéne (vrchnom lutéte), ako sa všeobecne predtým predpokladalo. Z doterajších mikrobiostratigrafických výskumov vyplýva, že sa paleogén usadzoval v osobitnom – manínskom – sedimentačnom priestore oddelenom od bradlového pásma, ktorý bol založený po laramskej orogénnej fáze už v paleocéne, miestami na južných štruktúrach bradlového pásma a jemu priľahlých častiach mezozoických útvarov vnútorných jednotiek Západných Karpát.

Pre jeho osobitné črty (stratigrafický rozsah, biohermné vápence, celková prevaha detritu, interformačné telesá zlepcov s prevahou súlovského typu, biofaciálne odlišnosti) bol vyčlenený do rozličných vývinov, napr. na východnom Slovensku (B. Leško 1960) ako beňatinský flyš, v ktorom autor odlišil ešte severný – inovský a južný – centrálnokarpatský vývin. D. Andrusov (1965) vyčlenil sedimenty tohoto pásma do myjavského vývinu s. l., v rámci ktorého odlišil ešte niekoľko ďalších vývinov tej istej kategórie: myjavský vývin s. s., vývin makovský, hričovsko-žilinský a haligovský. Žiaľ, zatiaľ nebol ani jeden z uvedených vývinov pre nedostatok litologicko-stratigrafických údajov tak definovaný, žeby sa mohol vzťahovať na celé pásmo. Ako to vyplýva z litologicko-faciálneho a biostratigrafického opisu a paleogeografickej rekonštrukcie jednotlivých oblastí, niektoré názvy vývinov nemajú žiadne opodstatnenie (napr. makovský vývin predstavuje len relik hričovsko-žilinského vývinu), kým iné treba z hľadiska nových poznatkov redefinovať tak, aby sa čo najlepšie vystihla ich osobitosť determinovaná lokálnymi sedimentačnými vplyvmi, ako aj niektorými paleogeotektonickými a paleogeografickými črtami. Na základe niektorých vyššie spomínaných spoločných litofaciálnych črt a viac-menej jednotného paleotektonického vývinu O. Samuel (1972) navrhol toto pásmo označovať ako považsko-hanušovský paleogén (názov odvodený podľa stredného Považia na západnom Slovensku a širšieho okolia obce Hanušovce na východnom Slovensku, kde je paleogén predmetného pásma najlepšie vyvinutý); v jeho rámci rozlíšil vývin: inovský, haligovský, varínsky, hričovsko-žilinský, domanižský a myjavský. Tieto vývinu majú po litofaciálnej stránke natoľko rozdiel-

ne črty, že ich možno vyčleniť do samostatných litostratigrafických jednotiek vyššieho radu (skupiny). V tejto práci sa zaoberáme klasifikáciou len tzv. myjavského paleogénu, ktorý je vyvinutý v Myjavskej pahorkatine.

### Kravarikovské súvrstvie

Pomenovanie : Podľa osady U Kravarikov.

Stratotyp (10) : Pri osade Končiny ; hypostratotyp : pri osade U Kravarikov.

Hrúbka : 200–300 m.

Litofaciálna charakteristika : Kravarikovské súvrstvie je vyvinuté na báze myjavskej skupiny a v jej južnej časti má transgresívny charakter. Skladá sa hlavne z nevytriedených zlepcov veľkosti 2–30 cm a lavicovitých hrubozrnných pieskovcov (obr. 7).

Zlepenec sú polymiktné. Podľa analýzy K. Borzu (1962) sa skladajú z rôznych druhov sedimentárnych hornín (80 %) a hornín vyvrelých (20 %). Tmel zlepcov je drobovo-ílovitý, miestami drobovo-vápnitý. Charakteristickým znakom kravarikovského súvrstvia sú bloky (olistolity) vrchnokriedových organodetritických vápencov s orbitoidmi a balvany organogénnych riasovo-koralových vápencov s hojnými organickými zvyškami.

Lavicovité hrubozrnné pieskovce sa objavujú hlavne vo vrchnej časti opisovaného súvrstvia.

Hranica : Kravarikovské súvrstvie leží transgresívne na mástrichte ; vrchnú hranicu určuje flyšové súvrstvie (= súvrstvie Priepastného).

Vek : Na základe výskytu druhu *Discocyclus seunesi* Douville a *Distichoplax biserialis* (Dietrich) v balvanoch organogénno-riasovo-koralových vápencov sa kravarikovskému súvrstviu pripisoval spodnopaleocénny až strednopaleocénny vek (porov. J. Salaj 1961, 1962 ; O. Samuel – J. Salaj 1968, neskoršie O. Samuel 1972). V tejto súvislosti však treba poznamenať, že posledne menovaný autor kravarikovské súvrstvie chápal širšie, nakoľko začleňoval do neho i nadložné flyšové súvrstvie (= súvrstvie Priepastného). Podľa výskytu *Discocyclus seunesi* Douville a *Discocyclus douvillei* (Schlumberger) určených E. Köhlerom (1961) z valúnov možno predpokladať, že sa predmetné súvrstvie najskôr začalo usadzovať vo vrchnom paleocéne, kým hlavná masa až v spodnom eocéne.

### Súvrstvie Priepastného

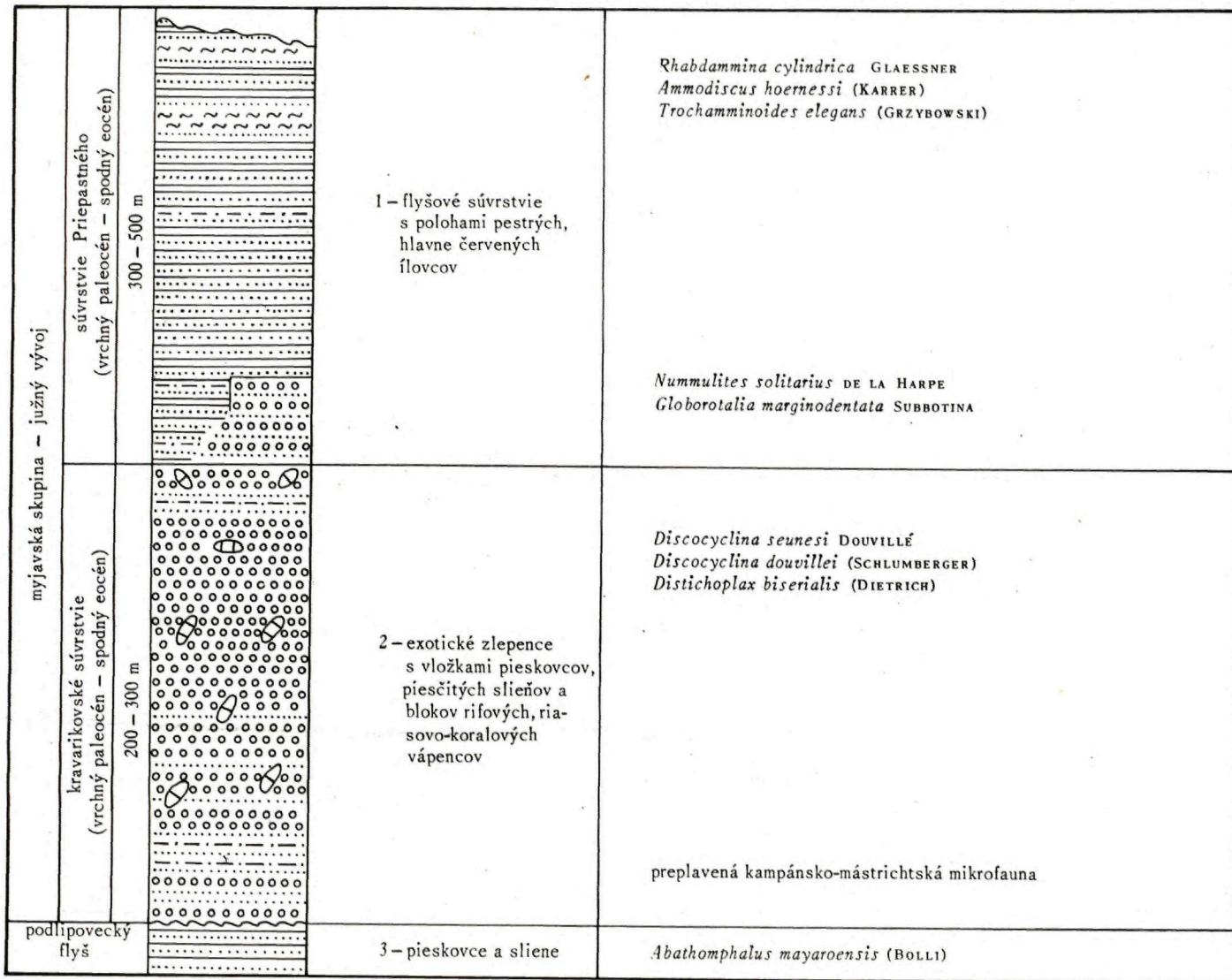
Pomenovanie : Podľa osady Priepastné.

Stratotyp (11) : Zárez cesty vedúcej z osady U Bacharov do osady U Sládkov.

Hrúbka : 200–300 m.

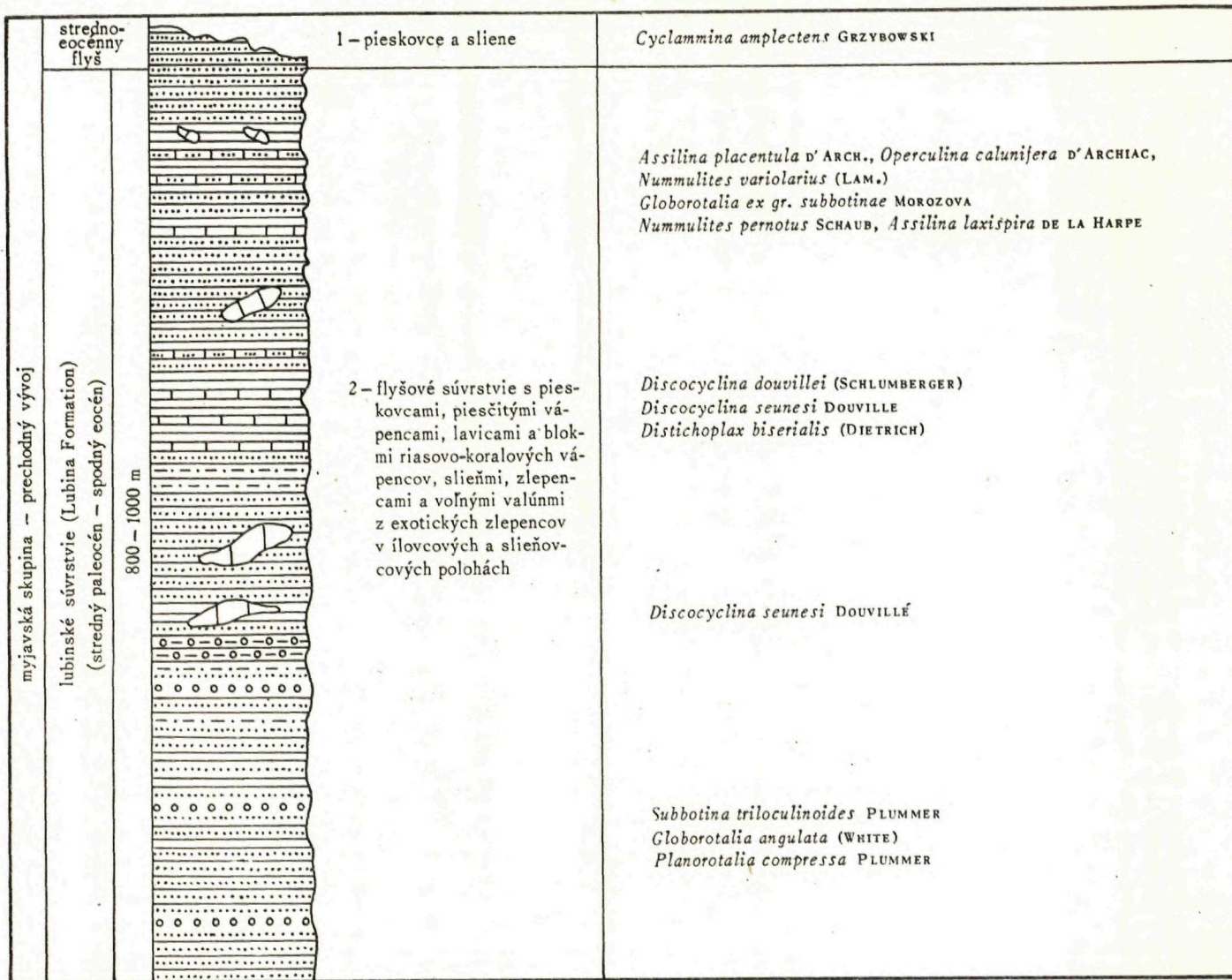
Litofaciálna charakteristika : Súvrstvie má flyšový ráz. Skladá sa zo strednolavicovitých až hrubolavicovitých vápnitých pieskovcov so psamitickou štruktúrou. Pieskovce sú tvorené hlavne úlomkami slabo opracovaných karbonátov





Obr. 8 Schematický profil lubinského súvrstvia

100



a zrn kremeňa. Úlomky ílovitých bridlíc a zrná živcov sa vyskytujú od 1 do 30 %, kým muskovit, biotit a chlorit sú vo veľmi nepatrnom množstve. Polohy pieskovec sa rytmicky striedajú s vápnitými, miestami červenými ílovcami až slieňmi.

Hranica : Spodnú hranicu určuje vymiznutie zlepenecov, ktoré sú charakteristické pre podložné kravarikovské súvrstvie, kým mladšie (strednoeocénne, resp. až vrchnoeocénne) sedimenty nie sú z nadložia súvrstvia Priepastného známe (obr. 7).

Vek : Podľa určenia E. Köhlera vo valúnoch opisovaného súvrstvia sa vyskytuje typický vrchnopaleocénny druh *Nummulites solitarius* de la Harpe a v pelitoch malé foraminifery, ktoré sú podľa O. Samuela 1975 (resp. O. Samuela – J. Salaja 1968) charakteristické pre biozónu *Globorotalia marginodentata* (= vrchný paleocén až najspodnejší eocén). Z vyšších polôh boli identifikované aglutinované foraminifery indikujúce spodnoeocénny vek vyššej časti súvrstvia. Planktónové foraminifery v tejto časti súvrstvia neboli doteraz preukázané.

### Lubinské súvrstvie

Pomenovanie : Podľa obce Lubina.

Stratotyp (12) : Vrt Lubina (porov. B. Leško et al. 1981); hypostratotyp (12a) : zárez cesty s. od rybníka Dubník jz. od Lubiny.

Hrúbka : Najviac 800–1000 m.

Litofaciálna charakteristika : Lubinské súvrstvie je veľmi pestré, skladá sa z nasledovných rytmicky sa striedajúcich typov hornín: sivomodré detritické vápence (kalkarenity a kalcirudity), svetlosivé organogénne (biohermné) vápence, zlepenec, pieskovce, sivé až sivohnedé piesčité slieňovce, miestami s pelosideritovými konkréciami. Podrobný petrografický opis jednotlivých litotypov uvádza B. Leško et al. (1978) z vrtu Lubina, v ktorom bolo predmetné súvrstvie navŕtané (obr. 8).

Hranica : Spodná hranica je transgresívne uložená na mástrichte brezovskej skupiny. Mladšie nadložné sedimenty neboli zatiaľ preukázané.

Vek : Zo stratigrafického hľadiska hlavná masa lubinského súvrstvia je v podstate ekvivalentná kravarikovskému súvrstviu a súvrstviu Priepastného, ktorých vekový rozsah podľa doterajších biostratigrafických výskumov je vrchný paleocén až spodný eocén. Oproti uvedeným súvrstviám je určitý rozdiel v spodnej hranici, ktorá sa v lubinskom súvrství začína už v strednom paleocéne. Vek súvrstvia bol doložený z vrtu Lubina, ako aj z povrchových odkryvov veľkými i malými foraminiferami (O. Samuel – J. Salaj – M. Vaňová (1964) a nanoplanktónom (H. Bystrická 1963).

### Súvrstvie Dedkovho vrchu

Pomenovanie : Podľa kóty Dedkov vrch.

Stratotyp (13) : Zárez cesty vedúcej od Myjavy k osade U Ušiakov.

Hrúbka : Najviac 500 m.

Litofaciálna charakteristika : Súvrstvie tvoria modrasté vápnité organogénne pieskovce, zlepenec a riasovo-koralové vápence, ktoré sa striedajú so

Obr. 9 Schematický profil súvrstiev Dedkovho vrchu a Jablonky

mýjavská skupina – severný vývoj	súvrstvie Jablonky (stredný – vrchný eocén) 300 – 400 m	1 – hnedé ílovce	<i>Globigerina officinalis</i> SUBBOTINA
	súvrstvie Dedkovho vrchu (stredný – vrchný paleocén) 400 – 500 m	2 – flyšové súvrstvie s polohami pestrých, prevažne červených ílov a slietov	<i>Globigerinatheka index</i> (FINLAY) <i>Globigerinatheka semiinvoluta</i> (KEIJZER) <i>Truncorotaloides rohri</i> BOLLI <i>Cyclammina amplectens</i> GRZYBOWSKI <i>Globigerina eocaena</i> GUEMBEL <i>Globigerinoides higginsi</i> BOLLI <i>Globorotalia aragonensis aragonensis</i> NUTTAL <i>T. (Acarinina) crassata densa</i> (CUSHMAN) <i>Globigerina boweri</i> BOLLI
		rifové, lavicovité, riasovo-koralové vá- pence s polohami si- vozelených slietov	<i>Globorotalia aragonensis crater</i> FINLAY <i>Globorotalia subbotinae</i> MORZOVA <i>Globorotalia velascoensis</i> (CUSHMAN) <i>Planorotalia pseudomenardii</i> (BOLLI)
		organodetritické hru- bolavicovité riasovo- koralové a machovko- vé vápence	<i>Discocyclina seunesi</i> (DOUVILLÉ) koralý, machovky a riasy
	vápnité pieskovce a sivozelené sliene	<i>Anomalina ekblomi</i> BROTZEN	
súvrstvie Polianky	sivozelené sliene	<i>Planorotalia compressa</i> (PLUMMER) <i>Globigerina pseudobulloides</i> PLUMMER	

slieňovcami, resp. slieňmi. Polohy vápencov sú od 50 cm až do 0,5 m hrubé a obsahujú až 20 % organických zvyškov. Na báze súvrstvia dominujú piesčité vápence a vápnité pieskovce s vložkami piesčitých slieňov (hrúbka asi 5 m). Vyššie sú vyvinuté organogénne riasovo-koralové a mechovkové vápence (kalkarenity). Osobitným znakom vápencov je prítomnosť klastického kremeňa, ktorý chýba vo vápencoch vrchnej časti súvrstvia, v dôsledku čoho sa vápence stávajú rýdzo organogénnymi. Pre túto časť súvrstvia sú charakteristické polohy slieňov, ktorých hrúbka rastie smerom do nadložia (obr. 9).

Hranica : Spodná hranica oproti podložnému súvrstviu slieňov Polianky je ostrá. Vrchnú hranicu kladieme na rozhranie flyšu s pestrými slieňmi (= súvrstvie Jablonky) a strednej časti organogénnych koralovo-riasových vápencov.

Vek : Zo súvrstvia bol identifikovaný druh *Discocyclina seunesi* (Douvillé), z vyšších vrchno-paleocénny druh *Nummulites solitarius* de la Harpe. V slienitých polohách okolia Polianky sa vyskytuje planktónová mikrofauna, podľa ktorej vek súvrstvia Dedkovho vrchu je stredný paleocén až spodný eocén (porov. O. Samuel-J. Salaj 1968).

### Súvrstvie Jablonky

Pomenovanie : Podľa osady Jablonka.

Stratotyp (14) : Zárez cesty z Jablonky do osady U Michalíčkov.

Hrúbka : 300 – 400 m.

Litofaciálna charakteristika : Súvrstvie Jablonky je vyvinuté tiež vo flyšovej fácií, pre ktorú sú charakteristické hojné polohy pestrých, prevažne červených ílovcov, resp. slieňov. Lavice strednozrnných až hrubozrnných vápnitých pieskovcov sú hrubé od 5 cm do 30 cm (obr. 9).

Hranica : Spodnú hranicu určuje asi 5 m hrubá poloha pestrých ílov, vrchnú na jednom mieste (tehelňa Myjava) rudimentárny výskyt bridlíc menilitového typu (porov. O. Samuel 1975). Táto hranica je však tektonická.

Vek : Stratigrafický rozsah (stredný až vrchný eocén) bol stanovený na základe planktónových i aglutinovaných foraminifer. Charakteristickým strednoeocénnym druhom je *Cyclammina amplexans* Grzybowski. Z planktónových foraminifer sa vyskytujú takmer všetky druhy charakteristické pre karpatské biozóny *Turborotalia* (A.) *crassata densa*, *Truncorotaloides rohri* a „*Globigerapsis*“ *index* (porov. O. Samuel-J. Salaj 1968).

Do tlače odporučil E. Köhler.

Obr. 10a SYNOPTICKÁ TABUĽKA LITOSTRATIGRAFICKÝCH JEDNOTIEK  
BREZOVSKÉJ A MYJAVSKÉJ SKUPINY  
(podľa O.Samuela—J.Salaja—A.Begana 1980)

MYJAVSKÁ SKUPINA	menilitové bridlice			PRIABÓN (= bartón)	EOCÉN	
	súvrstvie Jablonky (14)	?		LUTÉT		
	súvrstvie Dedkovho vrchu (13)	lubinské súvrstvie (12)	súvrstvie Priepastného (11)	KUIS	1	
			kravaríkovské súvrstvie (10)	ILERD		
BREZOVSKÁ SKUPINA	súvrstvie Polianky (9)	bradlianske súvrstvie	podlipovecký flyš (8b)	MÁSTRICHT	PAL.EOCÉN	
			mosnáčovské sliene (8a)			
			vápence Širokého bradla (7)			
	podbradlianske súvrstvie (6)	KAMPÁN				
	košariské súvrstvie (5)					SENÓN
	súvrstvie Hurbanovej doliny (4)	SANTÓN				
	ostriežske súvrstvie	štvernické sliene (3)	baranecké pieskovce (2)	valchovské zlepenice (1)		
MEZOZOIKUM VNÚTROKARPATSKÝCH JEDNOTIEK						

1) V súvisi s hranicou paleocén/eocén treba poznamenať, že nie je jednotne ani v celosvetovom meradle interpretovaná. Jeden z nás (J.Salaj) ju kladie na rozhranie landu a ilerdu, kým E.Köhler—O.Samuel (1977) na rozhranie ilerdu a kuisu.

+ Číslo v zátvorke je označený stratotyp litostratigrafickej jednotky (porov. obr. 1a, 1b).

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1950: Skameneliny Karpatských druhohôr I. Rastliny a prvky. Práce Štát. geol. Ústavu, Zošit 25, Bratislava, 1–164.
- ANDRUSOV, D.–BYSTRICKÁ, H. 1954: O náleze paleogénu v kriedovom pásme Brezovského pohoria. Geol. Zbor. 5, 1–4, Bratislava, 198–199.
- ANDRUSOV, D.–KÖHLER, E. 1963: Nummulites, faciès et développement pré-tectonique des Karpatés occidentales centrales au Paléogène. Geol. Zbor., 14, 1, Bratislava, 175–192.
- ANDRUSOV, D.–SAMUEL, O. 1973a: Cretaceous–Paleogene of the West Carpathians Mts. Guide to Excur. E; X. Congr. of Carpatho-Bal. Geol. Assoc., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3–78.
- ANDRUSOV, D.–SAMUEL, O. 1973b: Mjel-paleogen Zapadnych Karpat. Putevod. exkur. E; X. kongr. Kar.-Bal. geol. assoc., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3–82.
- ANDRUSOV, D.–SNOPKOVÁ, P. 1976: Trouvaille d'une palynospore sénonienne dans le membre à conglomérats rouges du Dobšina. Geol. Zbor. Geologica carpath. 27, 2, Bratislava, 231–246.
- BEGAN, A.–SALAJ, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: Konfer.-Symp. Sem. „Paleogeografický vývoj Západných Karpát“. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161–168.
- BEGAN, A.–SALAJ, J. 1979: Geologická stavba Myjavskej pahorkatiny. Manuskript–archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BORZA, K. 1962: Petrografický výskum valúnov sedimentárnych hornín kriedových a paleogénných zlepcov Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. Geol. Zbor., 13, 2, Bratislava, 241–256.
- BORZA, K.–MARTÍNY, E.–POSPÍŠIL, A. 1959: Zpráva o výskume „červenozeme“ z oblasti Brezovského pohoria. Geol. Práce, Správy 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169–180.
- BORZA, K.–KÖHLER, E.–BEGAN, A.–SAMUEL, O.: 1977: Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 73–92.
- BUDAY, T. et al. 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-3-XXX, Gottwaldov, Praha 1–238.
- BYSTRICKÁ, H. 1963: Die unter-eozänen Coccoliphoridae (Flagellata) des Myjavaer Paläogens. Geol. Zbor. 14, 2, Bratislava, 269–281.
- CZABALAYOVÁ, B. L. 1969: Gastropodes du Sénonien en Slovaquie. Geol. Práce, Správy 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161–170.
- HEDBERG, H. D. (ed.) 1976: International stratigraphic Guide. Subcommission on stratigraphic classification of IUGS Commission on stratigraphy. Wiley-Intersc. Public. New York, London, Sydney, Toronto, 1–200.
- CHLUPÁČ, I. 1978: Některé otázky stratigrafické klasifikace. Věst. Ústř. Úst. geol. 53, 2, Praha, 65–73.
- KAPOUNEK, J.–HORVATH, Sz. 1968: Die Bohrung Schröckirchen Tief 32 als Beispiel für den Aufschluss einer Lagerstätte im tiefen Anteil der Kalkalpen. Erdöl-Erdgas – Z. 84, 11, Wien – Hamburg, 396–407.
- KÖHLER, E. 1961: Veľké foraminifery v rífových vápencoch Brezovského pohoria. Geol. Zbor. 12, 1, Bratislava, 17–28.
- KÖHLER, E. 1962: Veľké foraminifery v senóne Brezovského pohoria. Geol. Zbor., 13, 1, Bratislava, 91–128.
- KÖHLER, E.–SAMUEL, O. 1977: Postavenie Západných Karpát v chronostratigrafických a biostratigrafických trendoch európskeho paleocénu a eocénu. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 195–242.
- KRÖLL, A.–WESSELY, G. 1973: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluss im Wiener Becken. Erdöl-Erdgas Zeitschrift 11, Hamburg–Wien, 400–413.
- LEŠKO, B. 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. Geol. Zbor., 11, 1, Bratislava.
- LEŠKO, B. et al. 1981: Vrt Lubina. Reg. geol. Záp. Karpát, Geol. Úst. D. Štúra (v tlači).
- LEŠKO, B.–ĎURKOVIČ, T.–GAŠPARIKOVÁ, V.–KULLMANOVÁ, A.–SAMUEL, O. 1978: Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35–55.

- LEŠKO, B.-SAUMEL, O. 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 139-150.
- LEŠKO, B.-SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- LÓCZY, J. 1915: Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Váhuhely, Ószombat und Jablánc in den Nordwestkarpathen. Jber. Ung. geol. Reichsanst. (1914), Budapest, 157-235.
- MIŠÍK, M.-ZELMAN, J. 1959: O príslušnosti riasovo-koralových rífov Myjavskej pahorkatiny (Brezovské pohorie) k paleogénu. Geol. Zbor. 10, 2. Bratislava, 301-305.
- SALAJ, J. 1960: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119-130.
- SALAJ, J. 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 83-97.
- SALAJ, J. 1962: Mikrobiostratigrafia dánu gosauskej kriedy a centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 199-204.
- SALAJ, J.-BEGAN, A. 1963: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113-120.
- SALAJ, J.-SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-291, tab. 1-48.
- SAMUEL, O. 1965: Zonárne členenie paleogénnych sedimentov Západných Karpát na základe planktonických foraminifer. Geol. Práce, Správy 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 183-198.
- SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 285-298.
- SAMUEL, O. 1975: Menililové bridlice v myjavskom vývine. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115-130.
- SAMUEL, O. 1977: Nález foraminifer z pestrých vrstiev Dobšinskej ľadovej jaskyne a ich stratigrafická interpretácia. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93-103.
- SAMUEL, O.-SALAJ, J. 1961: Niekoľko poznámok k mikrobiostratigrafii „dánu“ - paleocénu. Geol. Zbor. 12, 2, Geologica carpath., Bratislava, 165-174.
- SAMUEL, O.-SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-232, tab. 1-31.
- SAMUEL, O.-SALAJ, J.-VAŇOVÁ, M. 1964: Microbiostratigraphy of Central Carpathians based on larger and small Foraminifers. Inter. Geol. Congr., Report of the XXII-nd Session; Part VIII, Proceedings of Sec. 8-Paleontol- and Stratigr., New Delhi, 50-61.
- Stratigrafický slovník Západných Karpát (ed. D. Andrusov-O. Samuel). Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava (v tlači).
- ŠTÜR, D. 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. Geol. Reichsanst., 11, Wien, 17-151.

Ondrej Samuel-Jozef Salaj-Augustín Began

### **Lithostratigraphical classification of Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks of the Myjavská pahorkatina**

#### Summary

In the past decade the problem of principles for definition of chronostratigraphic, biostratigraphic and lithostratigraphic units attracted more attention of stratigraphical geologists. Since the problem is actual in our country as well, we present here a new classification of Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks in the Myjavská pahorkatina (rolling country) according to the „Principles of Czechoslovak stratigraphical classification“.

#### **The Brezová group**

The Brezová group is an accomplished sedimentation cycle of Senonian age. The cycle commences with a coarse-detrital transgressive facies passing gradually into a flysch lithofacies overlain by marls of the



„Púchov“ type. They again pass gradually into the „upper flysch facies overlain by two heteropic facies (limestones, marls) of Maastrichtian age.

The lower boundary is extremely distinct owing to the Senonian sedimentation cycle transgressing over ancient pre-Upper Cretaceous Inner-Carpathian units. The lack of fauna prevented accurate stratigraphical dating of the coarse-detrital part (the Valchov conglomerates) of the base. According to stratigraphically documented overlying members of the Ostriěž formation, marine sedimentation is likely to have commenced as early as the Coniacian to get gradually younger in eastern direction. Regarding its lithofacial character, the boundary of the Brezová group is mostly characterized by shallow-water, heteropic facies containing orbitoid foraminifers. So the Brezová group is easily distinguished from the Myjava group.

On the grounds of marked lithologic-facial differences six lithostratigraphic units of higher category and five units of lower category may be distinguished in the Brezová group:

- the Ostriěž formation encompassing the Valchov conglomerates, the Baranec sandstones and the Štverník marls;
- the Hurbanova dolina formation;
- the Košariská formation;
- the Podbradlo formation;
- the Bradlo formation encompassing the Široké Bradlo limestones and the Mosnáčovské marls;
- the Polianka formation.

#### The Ostriěž formation

The Ostriěž formation represents a basal transgressive facies. Except its uppermost member the formation consists of coarse-clastic material. According to lithofacial composition three different members may be distinguished in the formation, namely the Valchov conglomerates, the Baranec sandstones and the Štverník marls.

As regards age, the formation is Coniacian, getting younger toward the east.

#### The Valchov conglomerates (1)\*

The Valchov conglomerates are coarse-grained and non-sorted in most part. They consist predominantly (75 %) of Triassic rocks, in 24–25 % of Jurassic. Binder of pebbles is graywacke-calcareous.

According to microfauna recorded in overlying marls the Valchov conglomerates may be ranged to the Coniacian in the western part of the Myjavská pahorkatina. They get younger toward the east.

#### The Baranec sandstones (2)

The Baranec sandstones consist mostly of thick-bedded (1–2 m) fine-grained carbonate sandstones, clastic limestones and occasional fine-grained conglomerates and bluish sandy marls.

The Baranec sandstones are very poor in fossils. Only in sandy marls are echinoids in clastic limestones: *Globochaete alpina* Lombard and in sandstones *Acteonella gigantea* (Sowerby). The echinoids are not defined accurately. Since no of the species quoted has any greater stratigraphical value, the age of the Baranec sandstones is only assumed according to the stratigraphic position of overlying Štverník marls. These are Upper Coniacian.

#### The Štverník marls (3)

The marls are grey-green or bluish, 3–6 m thick. In thin-sections their structure is pelitomorphous. They contain tiny lamellae of hydromica and scarce (to 1 %) angular quartz grains (0,01–0,02 mm). In places are small recrystallized calcite grains. Among scarce authigenic minerals are chlorite, tourmaline and apatite. The marls contain plentiful microfauna indicative of the Upper Coniacian age of the Štverník marls.

\* The number in brackets concerns the type profile of the type profile of the lithostratigraphic unit (cf. Fig. 1a, 1b)

#### *The Hurbanova dolina formation (4)*

The formation consists of grey-green and brownish, thin-bedded marls and marlstones alternating rhythmically with grey and brownish, thin- and thick-bedded (5–30 cm) fine-grained sandstones or sandy limestones. In the upper part are frequent intercalations of sandy limestones and fine-grained conglomerates. They range from about 6 to 7 m in thickness.

On the grounds of microfauna the Hurbanova dolina formation is dated from the Santonian.

#### *The Košariská formation (5)*

The Košariská formation is made up of varicoloured (red, greenish, grey) marls. In the lithologic-facial character they recall the Púchov (Gbelany) marls of the Klippen Belt are also sandy limestones containing plentiful microfauna. Dominant are planktonic forms indicating a deep-sea origin of the formation. On the grounds of foraminifers the Košariská formation is referred to as Lower Campanian.

#### *The Podbradlo formation (6)*

The Podbradlo formation consists of rhythmically alternating grey fine-grained to coarse-grained sandstones, light-grey marls and marlstones. In upper parts of the formation are sandstones (calcarenites), conglomerates and sandy marlstones. According to larger and small foraminifers the formation is ranged stratigraphically to the Upper Campanian.

#### *The Bradlo formation*

The Bradlo formation encompasses two independent lithostratigraphic units of lower category, namely: the Široké Bradlo limestones (Upper Campanian – Lower Maastrichtian), and the Mosnáčovské marls (Upper Maastrichtian).

#### *The Široké bradlo limestones (7)*

The Široké bradlo limestones consist of organodetrital and coarse-clastic organogenic limestones and conglomerates. In organogenic detrital limestones are besides older rock clasts also plentiful organogenic fragments. Their percentage is variable. In some beds organogenic clasts are dominant (20 %), in other beds particularly frequent are clasts of Triassic limestones and dolomites. The detrital material varies within 3,0–0,3 mm. The limestones range from 15–22 cm in size. Limestone beds are 15–22 cm thick.

Stratigraphical range of the limestones is Upper Campanian-Lower Maastrichtian – according to foraminifers found.

#### *The Mosnáčovské marls (8a)*

As regards lithologic-facial character, the structure of the marls is microcrystalline under microscope. Matrix contains plentiful fine organogenic detritus mostly of foraminifers, crinoids, inoceramian fragments. Clastic admixture is scarce (1–2 %) as well as tiny muscovite scales. According to the existing biostratigraphical data the marls contain inocerams and foraminifers indicative of Maastrichtian age of the marls.

#### *Podlipovec Flysch (8b)*

The Podlipovec flysch consists of grey-green and grey marls, silty or partly micaceous marlstones alternating rhythmically with grey and brownish, thin- and thick-bedded (5–25 cm) fine-grained micaceous sandstones (containing muscovite). There are also scarce strata of fine-grained exotic conglomerates mostly of quartz pebbles.

Boundary: The boundary between underlying marls and overlying Paleocene transgressive exotic conglomerates is very distinct. Age: The Upper Maastrichtian age of the lithofacies defined by J. Sala j

(1960) was determined on the ground of plentiful microfauna representative of the biozone *Racemiguem-belina varians varians*.

#### The Polianka formation (9)

The Polianka formation is made up mostly of grey-green and grey marls with fine-grained grey-blue sandstones, mainly in the lower part of the formation. Stratigraphical range determined on the grounds of foraminifers is Upper Campanian – Danian.

#### The Myjava group

Basing upon marked lithologic-facial differences we may distinguish five lithostratigraphic units of higher category in the Myjava group, namely: the Kravariky formation, the Pripastné, Lubina, Dedkov vrch and the Jablonka formations. The Myjava group is an independent Paleogene sedimentation cycle developing continuously from the Maastrichtian in the area of Polianka whereas in the southern belt (Dlhý Vřšok) there is a stratigraphic hiatus between the Cretaceous and Paleocene. The entire Myjava group consists of a flysch sequence with variable amounts of conglomerates and reef- and organogenic limestones restricted mainly to the bottom part of the Paleogene sedimentation cycle, most frequently in the form of destroyed blocks or boulders.

#### The Kravariky formation (10)

The Kravariky formation is at the base of the Myjava group. In its southern part it has the nature of a transgression. The formation mostly consists of non-sorted conglomerates, ranging from 2 to 30 cm in size, and of bedded coarse-grained sandstones.

The conglomerates are polymict and consist of various kinds of sedimentary (80 %) and igneous (20 %) rocks. The binder in conglomerates is graywacke-clayey, in places graywacke-calcareous. Blocks (olistolites) of Upper Cretaceous organodetrital limestones containing orbitoids, and blocks of organogenic algal-coral limestones containing plentiful organic remains are characteristic of the Kravariky formation. Bedded coarse-grained sandstones are mainly in the top part of the formation.

Stratigraphical range of the Kravariky formation is most likely Upper Paleocene–Lower Eocene.

#### The Pripastné formation (11)

The formation has a flysch character and consists of medium- to thick-bedded calcareous sandstones of psammitic texture. The sandstones are mostly fragments of poorly rounded carbonates and quartz grains. Fragments of clayey shales and feldspar grains occur in 1–30 %, muscovite, biotite and chlorite are very scarce. The beds of sandstones alternate rhythmically with calcareous shales and marls.

According to small foraminifers the formation is Upper Paleocene – Lower Eocene in age.

#### The Lubina formation (12)

The Lubina formation has a varied lithofacial character. It consists of the following rhythmically alternating types of rocks: grey-blue detrital limestones (calcarenes), calcirudites, light-grey organogenic (biohermal) limestones, conglomerates, sandstones, grey and grey-brown sandy marlstones with occasional pelosiderite concretions. Detailed petrographical description of single lithotypes was presented by B. Leško et al. (1978) with the results of the borehole Lubina which encountered the formation. As regards stratigraphy, the most part of the Lubina formation is equivalent to the Kravariky and the Pripastné formations whose stratigraphical range proved by biostratigraphical data is Upper Paleocene to Lower Eocene. There is, however, certain difference in the bottom boundary commencing as early as Middle Paleocene in the Lubina formation.

#### The Dedkov vrch formation (13)

The formation is made up of bluish calcareous organogenic sandstones, conglomerates and algal-coral

SYNOPTIC TABLE OF LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS OF THE  
BREZOVA AND THE MYJAVA GROUPS

Fig. 10b

MYJAVA GROUP	menilite shales			PRIABONIAN (=bartonian)	EOCENE
	Jablunka formation (14)	?		LUTETIAN	
	Dedkov vrch formation (13)	Lubina formation (12)	Priepastné formation (11)	CUISIAN	1
			Kraváriky formation (10)	ILLERDIAN	
BREZOVA GROUP	Polianka formation (9)			THANETIAN – MONTIAN s.s.	PALEOCENE
				DANIAN s.s.	
		Bradlo formation	Podlipovecký flyš (8b)	MAE-STRICHT- IAN	
			Mosnáčovské marls (8a)		
	Široké bradlo limestones (7)				
	Podbradlo formation (6)	CAMPANIAN			
	Košariská formation (5)			SENONIAN	
	Hurbanova dolina formation (4)	SANTONIAN			
Ostriež formation	Štverník marls (3)	CONIACIAN			
	Baranec sandstones (2)				
	Valchov conglomerates (1)				
PRE-UPPER CRETACEOUS INNER-CARPATHIAN UNITS					

1) As regards the Paleocene/Eocene boundary – it is not interpreted uniformly in the world. One of us (J.Salaj) put the boundary on the contact between Landenian and Illeridian whereas E.Köhler–O.Samuel (1977) placed it between Illeridian and Cuisian.

+ The number in brackets concerns the type profile of the lithostratigraphic unit (cf. Fig. 1a, 1b)

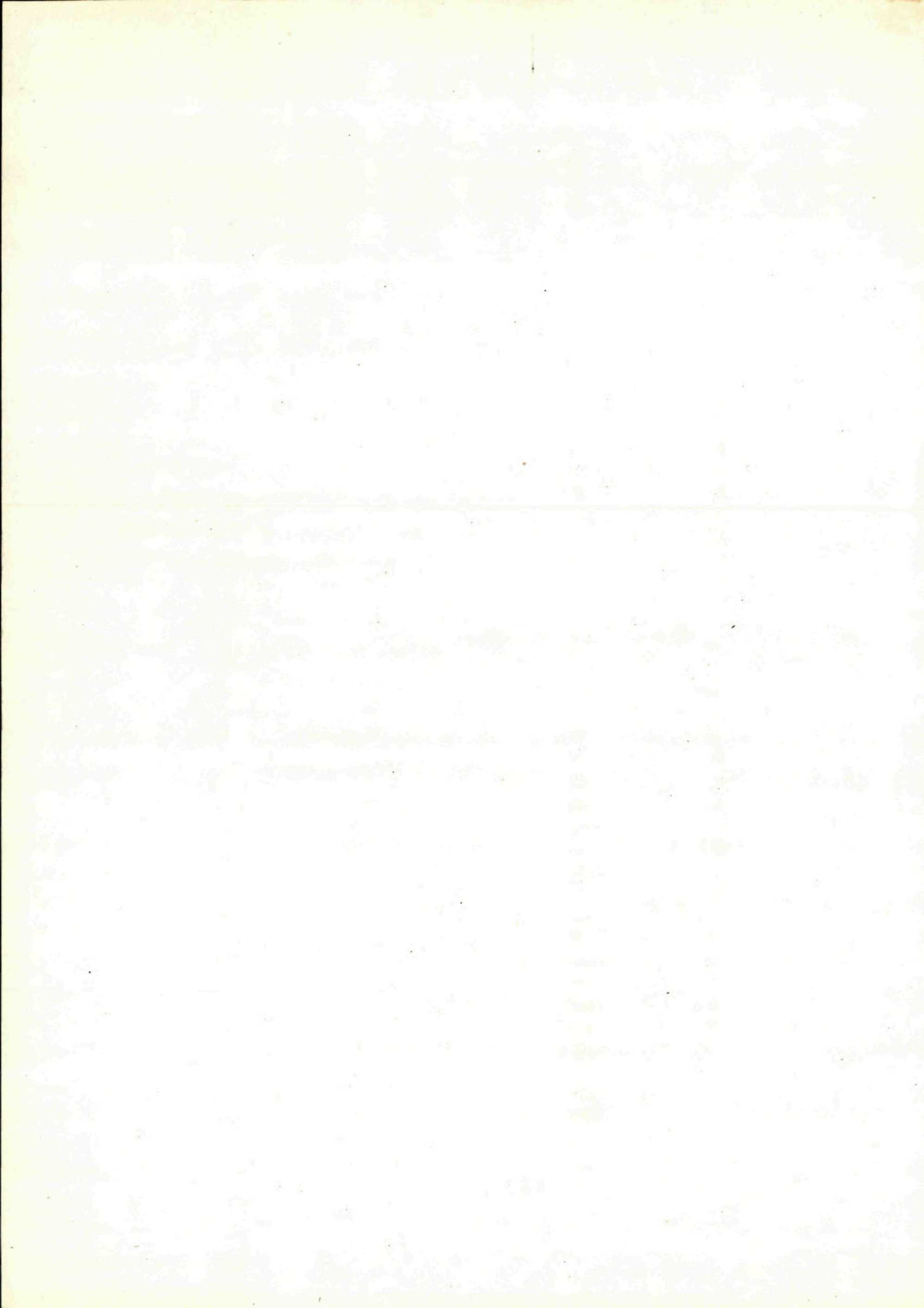
limestones alternating with marlstones or marls. The limestone beds range from 50 cm to 0,5 m in thickness and contain 20 % of organic remains. At the base of the formation, sandy limestones and calcareous sandstones with intercalations of sandy marls (about 5 m in thickness) are dominant. Higher are organogenic algal-coral and bryozoan limestones (calcareenites). Clastic quartz is a particular feature of the limestones. The quartz is absent in limestones of the upper part of the formation, so they are purely organogenic. The upper part of the formation is characterized by marls increasing in thickness toward their overlier.

Near Horná and Dolná Polianka the marls layers contain planktonic foraminifers indicating the Middle Paleocene – Lower Eocene age of the formation.

#### The Jablonka formation (14)

The Jablonka formation is in a flysch facies characterized by plentiful layers of variegated, mostly red shales and marls. Medium- to coarse-grained calcareous sandstones occur in beds ranging from 5 to 30 cm in thickness.

Their stratigraphical range (Middle–Upper Eocene) was determined on the grounds of planktonic foraminifers.



Jindřich Doležal

## **Hlubinná stavba autochtonního podloží Karpat na jihovýchodní Moravě podle gravimetrických a geomagnetických dat**

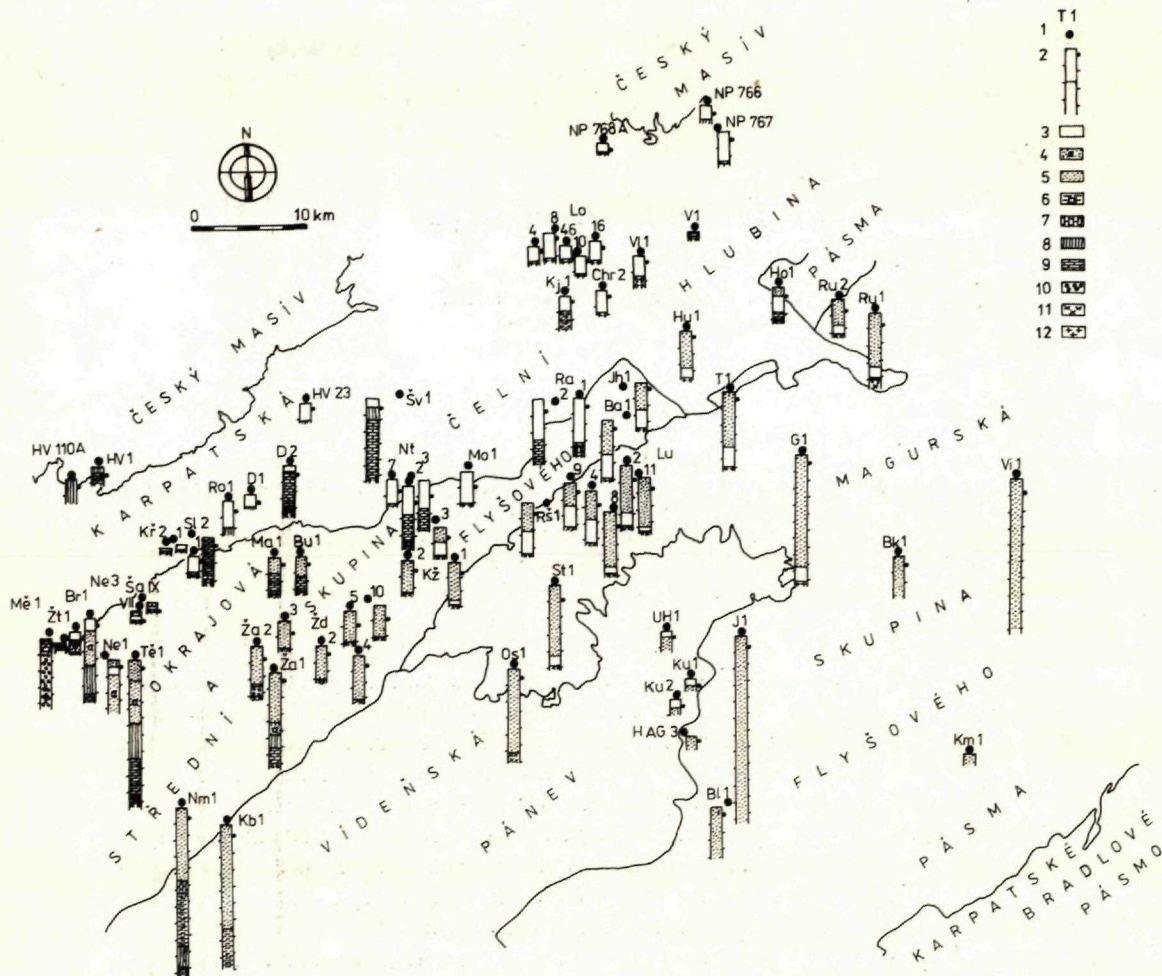
3 přílohy, 3 tabulky, anglické resumé

**Abstrakt.** V práci jsou uvedeny výsledky syntézy gravimetrických i pozemních geomagnetických měření ve středním úseku západního křídla čs. Karpat a je zhodnocen jejich přínos pro poznání hluboké geologické stavby regionu. Komplexní interpretace těchto dat přispívá ke studiu charakteru epivariského fundamentu, jehož stavební směry byly řídicími prvky, podmiňujícími vývojové poměry v celém nadložním sedimentárním komplexu.

Na výzkumu stavby jv. svahů Českého masívu pod mladými neogenními uloženinami čelní předhlubně a pod přesunutými karpatskými příkrovy má podstatný podíl geofyzika. Rozsáhlé uplatnění jejich metod v celém západním křídle čs. Karpat vyústilo v uplynulých letech v nutnost synteticky sjednotit veškerá dosud získaná data, aby mohly být poskytnuty podklady pro objasnění zákonitostí hlubinné geologické stavby a pro posouzení perspektivity regionu z hlediska možných akumulací nerostných surovin. V rámci těchto hodnotitelských prací byla proto souborně sestavena a komplexně reinterpretována veškerá regionální geofyzikální měření, vykonaná ve zdejšímu prostoru od 2. světové války.

Po etapových řešeních v jižním a severním úseku regionu (J. Doležal et al. 1971, 1973) uskutečnila se v letech 1974–1977 reinterpetace geofyzikálních materiálů také ve středním moravském příčném bloku; plošný rozsah této oblasti činí cca 3500 km<sup>2</sup>. Středomoravský blok (ve smyslu Z Rotha 1969, F. Chmelíka et al. 1977) je zhruba vymezen na SZ obnaženým okrajem Českého masívu, na JZ osou nesvačilského příkopu (linie Brno–Hodonín) a na SV lineárním prodloužením holešovského zlomového pásma přes oblast Vizovic; těmito oběma hranicemi se zároveň bočně odčleňuje od bloků jihomoravského a severomoravského. Jv. ohraničení není striktní a klade se do prostoru za čelo vnitřního Bradlového pásma.

Geofyzikální výzkum a průzkum ve středomoravském bloku probíhá již téměř 25 let; byly zde postupně uplatněny gravimetrie, letecká i pozemní magnetometrie, geoelektrická metoda vertikálního sondování a seizmická metoda v refrakční i reflexní variantě. Zatímco tíhové i geomagnetické mapování pokrylo souvisle



Příl. 1. Vrtní prozkoumanost geologické stavby v oblasti jv. Moravy.

1 – situace a označení vrtů do předmezozoického podloží a hlubinných vrtů: Ba 1 Bařice, Bl 1 Blatnička, Br 1 Brno, NP 768 A Brodek u Přerova, Bk 1 Březůvky, Bu 1 Bučovice, D 1, 2 Dražovice, G 1 Gottwaldov, H AG 3 Hluk, Ho 1 Holešov, HV 1 Horákov, V 1 Horní Moštěnice, Hu 1 Hulín, Chr 2 Chropyně, Jh 1 Jarohněvice, J 1 Jarošov, Kb 1 Kobyly, Kj 1 Kojetín, Km 1 Komňa, Kž 1 až 4 Kozušice, Kř 1, 2 Křenovice, Ku 1, 2, Kunovice, HV 110 A Líšeň, Lo 1 až 56 Lobodice, Lu 1 až 26 Lubná, Ma 1 Marefy, Mě 1 Měnín, Mo 1 Morkovice, Ne 1, 3 Nesvačinka, Nm 1 Němčický, Nt 2 až 9 Nítkovice, Os 1 Osvětimany, NP 767 Radslavice u Přerova, NP 766 Radvanice, Ra 1, 2 Rataje, Rš 1 Roštín, Ro 1 Rousínov, Ru 1, 2 Rusava, Sl 1, 2 Slavkov, St 1 Stupava, Ša VII, IX Šarátice, Šv 1 Švábenice, Tě 1 Těšany, T 1, 2 Tumačov, UH 1 Uherské Hradiště, Vi 1 Vizovice, Vl 1 Vlkoš, HV 23 Vyškov (Brňany), Ža 1, 2 Žarošice, Žd 1 až 10 Ždánice, Žt 1 Žatčany; 2-kolonka s vyznačením hloubek a schematických litostratigrafických poměrů (levá stupnice – hloubky à 500 m vztažené k ústí vrtu, pravá stupnice – hloubky à 500 m vztažené k hladině moře); 3-neogén; 4-autochtonní paleogén; 5-flyš karpatských příkrovů; 6-pelitický vývoj mezozoika (jura); 7-karbonátový vývoj mezozoika (jura); 8-klastický vývoj paleozoika (karbon); 9-karbonátový vývoj paleozoika (devon – sp. karbon); 10-bazální klastický vývoj paleozoika (sp. devon, facie old-red); 11-krystalinikum – plutonity; 12-krystalinikum – metamorfity.



a většinou homogenně celou plochu oblasti, seizmický průzkum řešil především geologickou stavbu na vyšší kře platformy a teprve v posledních letech proniká k JV do hloubek řádově 5 km a vyšších. Geoelektrická metoda VES pro své prakticky limitované možnosti sledovat hloubky do maximálně 2,5 až 3 km zůstala omezena na prostor čelní hlubiny a na okrajové části flyšových příkrovů.

Do komplexu geofyzikálních prací je začleněn také výzkum fyzikálních vlastností hornin, jež zde byly zjišťovány buď metodami in situ nebo laboratorně na horninových vzorcích jednak z přirozených odkryvů, hlavně však z jader dosud více než 40 hlubokých vrtů. Soubor těchto dat podal představu o prostorovém rozložení hustot, susceptibilit, el. vodivosti i rychlosti šíření elastických vln ve studovaném prostředí, rozčlenil útvary, jednotky, souvrství, faciální vývoje, event. litologické typy, jež se navzájem svými fyzikálními projevy liší a jsou díky tomu nositelem resp. podmiňujícím činitelem geofyzikální informace; umožnil také klasifikovat jejich sledovatelnost a míru vlivu na anomální pole příslušných geofyzikálních metod.

V této práci jsou zhodnoceny výsledky tíhových měření 1 : 25 000 setinnými gravimetrie a měření vertikální složky geomagnetické intenzity 1 : 50 000 torzními magnetometry. Interpretace potenciálních polí ve středomoravském bloku se ukázala být značně komplikovaná. Je to dáno pozicí prostoru, jež ve vztahu k oběma sousedním blokům sehrál dynamikou svého vývoje specifickou úlohu v geologické stavbě záp. křídla čs. Karpat.

Ve středním úseku jv. Moravy je dnes starý fundament Českého masívu na vyšší kře platformy jen v omezené míře zakryt paleozoickými horninami, takže neogenní, příp. autochtonní paleogenní sedimenty, tvořící výplň karpatské předhlubně, a flyšové příkrovy nasedaly mnohdy přímo na krystalinický podklad (příl. 1). Toto přiblížení fundamentu k dnešnímu povrchu právě podmiňuje značně členitější charakter tíhového i geomagnetického anomálního pole (příl. 2, 3) oproti oblasti pokleslé části platformy na JV území.

### **Fyzikální příčiny geomagnetické a tíhové anomality v oblasti**

Teoreticky gravimetrie a geomagnetika jsou nezávislé geofyzikální metody, založené na projevu odlišných vlastností hmoty. V aplikační praxi při řešení geofyzikálních úkolů pro potřeby geologie se však často naráží na vzájemné podmínění výsledků obou disciplín a na nutnost jejich paralelizace, poněvadž jde o různé formy odezvy stavby téhož regionu. Tento důvod vyžaduje komplexní pojetí interpretace v tom smyslu, že vývoj geologických podmínek v oblasti je jediný a slučuje v sobě celou škálu vlivů, jež se jen parciálně a specificky odrážejí v jednotlivých geofyzikálních parametrech.

Podmínky vzniku anomality obou potenciálních polí spočívají v hustotní a magnetické diferenciaci hmot, jež budují starý krystalinický podklad i jeho obalové série. Díky odběru vrtních jader a jejich laboratornímu proměření se pro většinu litostratigrafických typů podařilo statistickým zpracováním horninových souborů získat vesměs dostatečně hodnověrné parametrické údaje. Pro obecně značnou míru nehomogenity a variabilitu faciálního vývoje nelze prozatím podrobněji posoudit

systematiku prostorových hustotních změn v některých částech flyšových příkrovů; pro účely oblastního hodnocení je však současný stav znalostí o regionálních zákonitostech rozložení hustot v této stavební jednotce jako celku vyhovující. Také fyzikální povaha krystalinika, jež jako mohutný prostorový komplex závažně ovlivňuje průběh anomálních polí, je známa pouze na základě údajů měření horninových vzorků z jeho nejsvrchnějších vrtně dosažených partií.

### Susceptibility hornin v oblasti

Z hlediska magnetických vlastností se horniny ve středomoravském bloku rozčleňují zcela jednoznačně na skupinu sedimentů a skupinu hornin krystalinika. Sedimenty jsou prakticky nemagnetické; výjimku tvoří devonská efuziva v oblasti Nítkovic (diabázové porfyryty); jejich výskyt v oblasti je však jen nepatrný.

Magnetizace hornin se projevuje výhradně ve druhé skupině – nikoliv však vždycky. Krystalinické horniny mají díky vnitřní akcesorické variabilitě velmi široký interval susceptibilit – od slabě magnetických až po velmi silně magnetické; přitom nerozhoduje, jedná-li se o metamorfity či plutonity (tab. 1).

K dalšímu rozčlenění nepřispělo ani studium vztahu susceptibilit a hustot; graf vzájemné závislosti neprokázal žádnou korelační těsnost. To ovšem není neobvyklé, protože vzrůst podílu magnetických akcesorií v hornině, významný z hlediska magnetických projevů, nemusí vyvolávat adekvátní přírůstek hustoty horniny jako celku. Podstatnějším přínosem by bylo zjišťování směru magnetizace a hodnoty remanentní magnetizace. Jejich projevy – důležité i z paleomagnetického hlediska – zatím v oblasti nebyly zkoumány, neboť nejsou k dispozici odběry orientovaných vrtních jader.

Pro interpretaci je závažnější úvaha o provenienci magnetizace hornin. Dřívější názory geologů i geofyziků o přítomnosti výhradně bazických až ultrabazických členů v krystalinickém fundamentu byly vyvráceny již prvními vrty v jihomoravském úseku, jež pronikly pod sedimentární pokryv. Jako magneticky aktivní se ukázaly bezprostředně připovrchové partie, budované granitoidy, mnohdy i s přechodem ke kyseljším typům (J. Doležal 1974, J. Doležal–V. Hašek–J. Uhmánn 1975). Na základě těchto i dalších petrografických rozborů dospěl pak A. Dudek (in A. Dudek–V. Špička 1975) k názorům o příčinách druhotné magnetizace připovrchových (nehlubinných) částí granitoidních plutonů vlivem změn P–T podmínek v průběhu tektonických procesů, postihujících celé kerné zóny (vznik koncentrací sekundárního magnetitu z biotitu v zónách silného tektonického namáhání a účinkem hydrotermálních roztoků, migrujících po hlubinných zlomech nebo puklinách z hlubších částí zemské kůry).

Tato představa se zdá být značně opodstatněná a vyhovuje celkovému rozložení, povaze i intenzitě geomagnetických anomálií ve zdejším prostoru lépe, než dřívější interpretace silně bazickými až ultrabazickými magmatickými horninami. V každém případě magnetizace vyšších částí krystalinika značně ovlivňuje amplitudy anomálního pole a dává lepší předpoklady pro interpretaci jeho tektoniky.

Vznik magnetizace je zřejmě zčásti predisponován plutonicky, vlivem alterací je však zesílen. Alterace probíhaly pravděpodobně nejintenzivněji v elevačních zónách

Tab. 1. Vztah mezi hodnotami geomagnetického anomálního pole, susceptibilitami hornin krystalinika a hloubkami jeho povrchu

Vrt	H	$\Delta Z$	$\kappa$	
			průměrná	maximální
metamorfity:				
Tlumačov – 1	- 2 006	213	18 328	52 966
Kojetín – 1	- 237	359	8 023	47 197
Vlkoš – 1	- 417	550	485	46 293
Rataje – 1	- 1 239	277	870	2 134
Bařice – 1	- 1 464	255	450	944
Švábenice – 1	- 2 103	86	682	832
Morkovice – 1	- 550	154	558	648
plutonity:				
Dražovice – 2	- 1 097	140	33 601	83 463
Slavkov – 2	- 1 093	140	23 841	39 771
Žarošice – 2	- 1 122	280	12 581	29 555
Stupava – 1	- 1 979	385	6 532	23 752
Ždánice – 2	- 780	345	12 615	18 377
Nitkovice – 2	- 1 250	185	9 629	16 788
Lubná – 5	- 1 147	258	4 190	18 977
Lubná – 1	- 1 104	249	1 449	13 336
Ždánice – 4	- 1 031	402	5 212	11 815
Osvětmany – 1	- 2 260	237	4 442	8 369
Bučovice – 1	- 819	135	2 511	4 810
Lubná – 3	- 1 193	260	1 965	3 662
Lubná – 6	- 970	298	562	3 305
Lubná – 7	- 1 142	263	412	1 243
Lubná – 4	- 1 153	331	412	1 097
Rusava – 1	- 1 616	107	368	849
Lubná – 2	- 1 574	218	323	602
Holešov – 1	- 703	113	264	430
Kožušice – 1	- 928	257	93	148

H – hloubka reliéfu krystalinika od topografického povrchu (m)

$\Delta Z$  – hodnota pole z mapy izanomál vertikální magnetické intenzity v příl. 2, odečtená na vrtním bodu (nT)

$\kappa$  – magnetická susceptibilita dle laboratorního proměření vzorků krystalinika z vrtních jader (jedn.  $10^{-6}$  SI) – (J. Uhmanna 1973)

a vytvářely magnetizované „ostrovy“ v okolní vyvřelině; dnes jsou indikovány geomagnetickými maximy. Odtud je také zřejmé, že anomální obraz geomagnetického pole je vyvolán aktivními zdroji, jež ve své maximální koncentraci leží pod povrchem (uvnitř) krystalinika.

#### Hustoty hornin v oblasti

Pro interpretaci gravimetrických dat jsou nejspolehlivější přirozené hustoty, jež optimálně aproximují stav horniny v podmínkách jejího přírodního uložení. V prostoru jv. Moravy byly jejich hodnoty odvozeny z údajů J. Uhmanna (1973).

Přepočet objemových hustot a porózit byl proveden za předpokladu 80 % nasycení horninových pórů vodou. Korekce je nejzávažnější u mladých nezpevněných sedimentů, jejichž charakter kompakce se diametrálně liší od hornin starého autochtonního podloží.

Převážnou část komplexu starých hornin (tab. 2) tvoří hustotně se navzájem neodlišující granodiority a křemenné diority, pelity svrch. karbonu, kulmské sedimenty a devonské vápence. Považuje-li se jejich průměrná hustota  $2,70 \text{ gcm}^{-3}$  za srovnávací normál, projeví se v krystaliniku tíhově kladně intermediární typy plutonitů (diority), horniny metamorfovaného pláště a v sedimentární části dolomitizované karbonáty; přitom vzrůst dolomitizace způsobuje vzestup hodnot hustot.

Tab. 2. Přirozené hustoty hornin předmezozoického stáří (sestaveno podle J. Uhmanna 1973)

Útvar	Hornina	Průměrná přirozená hustota	Směrodatná odchylka průměrné		Počet vzorků
			objemové hustoty	porózy	
		( $\text{gcm}^{-3}$ )	( $\text{gcm}^{-3}$ )	(%)	n
<b>Krystalinikum</b>					
– plutonity:					
	diorit	2,80	0,05	0,1	16
	křemenný diorit	2,70	0,03	0,8	14
	granodiorit	2,68	0,04	1,1	86
	žula	2,60	0,06	2,0	61
– metamorfity					
		2,77	0,03	0,2	12
<b>Devon</b>					
	kalcitický dolomit	2,81	0,003	0,1	46
	dolomitický vápenec	2,74	0,003	0,3	26
	vápenec	2,69	0,004	0,1	78
	klastika	2,65	0,04	1,3	57
	křemenec	2,64	0,04	1,1	12
<b>Karbon</b>					
– spodní:					
	klastika (pelity)	2,70	0,04	0,9	11
– svrchní:					
	pelit	2,70	0,02	0,2	8
	psamit	2,62	0,03	0,8	8
	klastika (v průměru)	2,66	0,06	1,3	16

Tíhově deficitní hmoty vytvářejí v krystaliniku kyselejší typy granitoidů (zejména žuly) a dále části tektonicky rozrušeného až mylonitizovaného krystalinika. Ze sedimentů vyvolají zápornou anomalitu pouze mocnější polohy devonských bazálních klastik, příp. horniny svrchního (produktivního) karbonu, jejichž zvýšená poróza snižuje přirozenou hustotu. Tyto útvary jsou interpretačně významnější měrou omezeny pouze na záp. okrajové části oblasti.

Ve skupině mladých hornin (tab. 3) se u jednotlivých podskupin zřetelně projevuje závislost hustot na hloubce uložení horniny (vertikální hustotní gradien-

Tab. 3. Přirozené hustoty hornin křídý – terciéru podle hloubky uložení (sestaveno podle J. Uhmanna 1973)

Útvar hornina	Přirozená hustota ( $\text{gcm}^{-3}$ ) v hloubce (km)					Počet vzorků n	Počet vrtů n	Hustotní gradient na 1 km hloubky ( $\text{gcm}^{-3}/\text{km}$ )	Dokumentováno v hloubkovém intervalu (m)
	0	1	2	3	4				
Miocén: klastika celkem	2,27	2,41	2,54	2,67	2,74	106	11	+ 0,13	48 – 2 411
Paleogén autochtonní: klastika celkem	1,99	2,23	2,47	2,71		28	1	+ 0,24	1 531 – 1 857
Flyš: pouzďřanská jednotka klastika celkem	2,26	2,48	2,70			39	5	+ 0,22	1 003 – 1 507
ždánická jednotka klastika celkem	2,53	2,55	2,57	2,59	2,61	136	10	+ 0,02	52 – 1 502
slezská jednotka pelity	2,45	2,46	2,47	2,49	2,50	8	2	+ 0,01	493 – 2 411
račanská jednotka klastika celkem	2,54	2,57	2,60	2,64	2,66	270	1	+ 0,03	53 – 5 499

Poznámka : Mimo dokumentovaný interval hloubek jsou údaje v tabulce stanoveny lineární extrapolací maximálně do úrovně mineralogické hustoty podle statistických hodnot a vztahů pro hustotní gradienty.

Údaje hustot jsou bodové hodnoty na uvedených hloubkách, nikoliv efektivní hustoty jednotlivých souvrství.

ty). Je proto nutno u nich počítat s prostorovými změnami efektivních hustot (tj. průměrných přirozených hustot, charakterizujících celé uvažované souvrství). Tato okolnost je interpretačně velmi závažná, neboť na styku dvou hustotně odlišných útvarů se efektivní diferenční hustoty plynule mění.

Pro tab. 3 nejsou k dispozici údaje o hustotách pliocénu a kvartéru v Hornomoravském úvalu a v sev. výběžku vídeňské pánve, jakož i o bádenu karpatské předhlubně. V těchto místech hlubší vrtní průzkum neprobíhá a přirozené odkryvy – pokud existují – neumožňují získat představu o míře hloubkového zpevňování, jež je u těchto sedimentů velmi výrazné.

Daleko obtížněji klasifikovatelné jsou na jv. Moravě hustotní poměry v okrajové a střední flyšové skupině – převážně proto, že některé údaje mohly být zkoumány jen v omezeném rozsahu. Hodnoty pro pouzdřanskou a slezskou jednotku pocházejí např. vesměs z prostoru Lubné, vzorky z bělokarpatské jednotky byly k dispozici jen ze 3 mělkých vrtů a autochtonní paleogén byl zaměřen pouze na vrtu Ža-1. Odběry z bystrické a předmagurské jednotky dosud chybějí. Hustoty některých z těchto souvrství lze celkem dobře paralelizovat s údaji získanými na jižní a severní Moravě (J. Uhmán in J. Doležal et al 1971, 1973; J. Doležal 1974, J. Doležal–V. Hašek–J. Uhmán 1975); avšak třeba slezská jednotka je oproti hodnotám v severomoravském bloku značně lehčí. Velmi nehomogenní je ždánicko-podslezský vývoj; kromě vertikální závislosti se v něm projevují i faciálně podmíněné horizontální změny kompakce.

Z hlediska hustot je zatím „terra incognita“ komplex hluboko uložených flyšových vrstev (spodnokřídového až snad svrchnotriasového stáří), předpokládaný ve vápnitém vývoji (A. Thon–F. Chmelík–B. Leško 1978). Souvrství bylo při svrchním okraji zachyceno vrtem J-1. Kromě toho je na JV oblasti předpokládán již i vývoj autochtonního mezozoika. O fyzikálních vlastnostech obou členů sedimentárního vývoje není zatím mnoho známo; pokud by se však jednalo o větší množství karbonátových příměsí a větší mocnosti souvrství, pak by tyto horniny mohly mít znatelný vliv na rozložení lokálních anomálií po bocích ústředního gravimetrického minima.

Vlivem rozdílných hustotních gradientů v dílčích jednotkách a vlivem hustotních inverzí na styku některých litostratigrafických úseků dochází v oblasti k současnému působení více hustotních rozhraní. Míra jejich účinku je proměnlivá podle tektonické příslušnosti, charakteru litologické skladby a hloubky uložení; tab. 3 vyznačuje, v jakých hloubkách dochází k zániku hustotního rozhraní na styku jednotlivých jednotek, takže se přestanou navzájem hustotně odlišovat. Tato okolnost má pro interpretaci tíhového pole ve zdejší oblasti zásadní význam.

### **Interpretace geomagnetických dat**

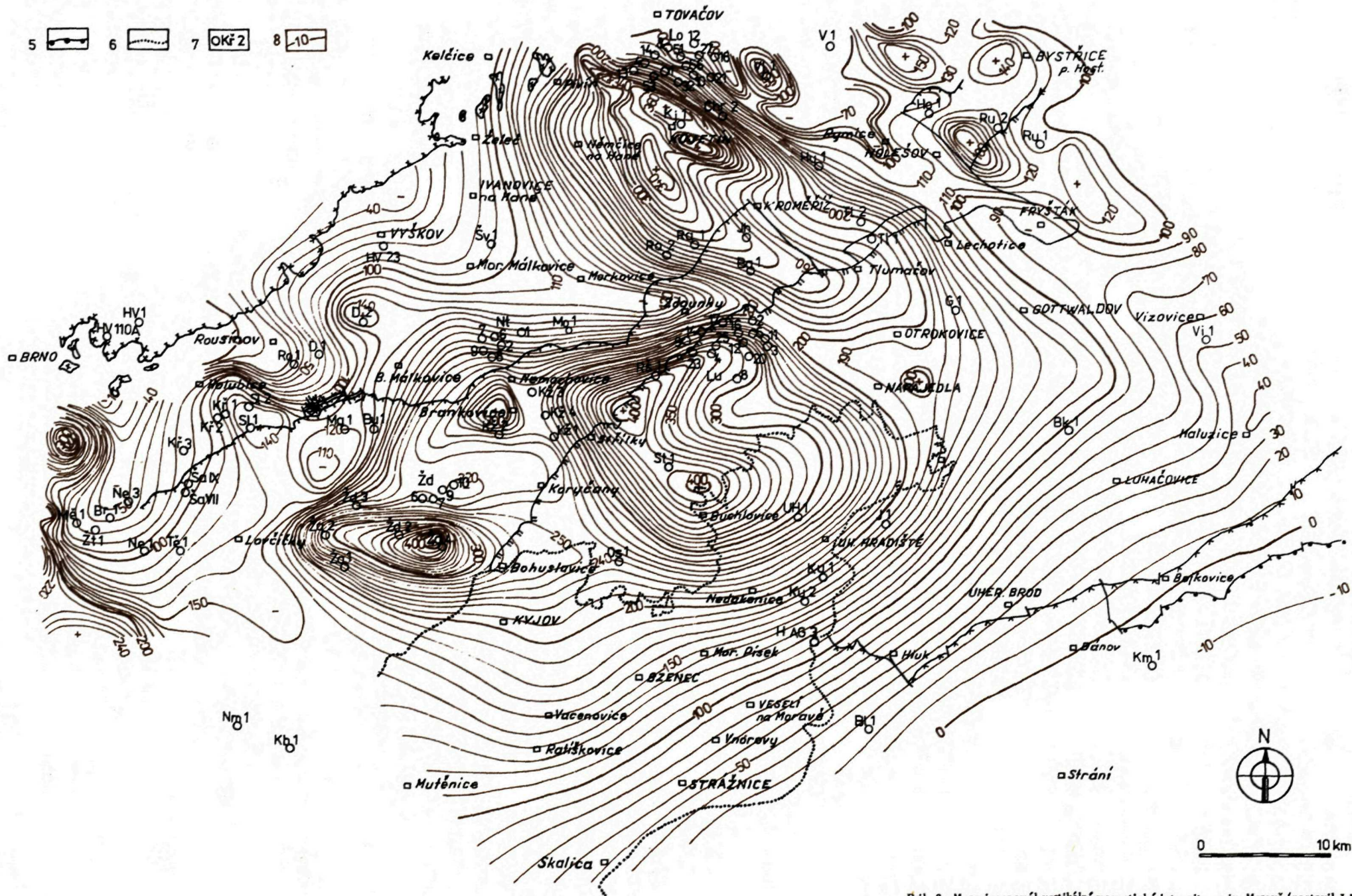
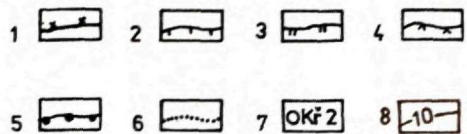
Podle polohy v širším geomagnetickém poli patří středomoravský blok do velko-prostorové kladné anomálie, ležící na styku soustav Českého masívu a Karpat. Tato rozsáhlá anomálie je na území ČSSR ojedinělá a byla proto předmětem interpretačních úvah řady autorů (R. Běhounek 1956; J. Mašín 1966; V. Bucha–J.

NP 768  
768A

NP 767

PROSTĚJOV

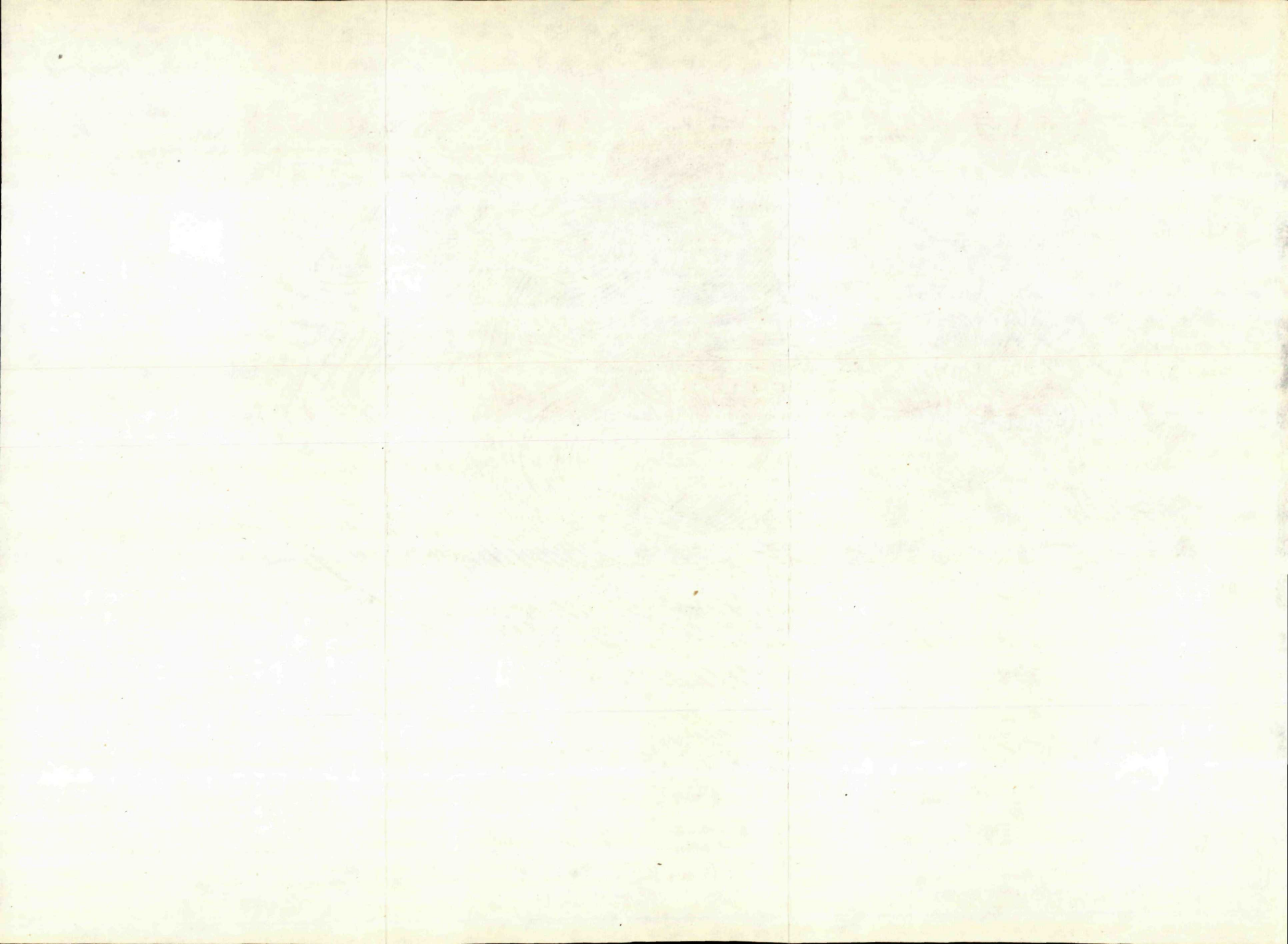
PŘEROV



Pril. 2. Mapa isoanómáľ vertikáľní magnetické intenzity na jv. Morávě (sestavil J. DOLEŽAL 1977).  
1-okraj výchozu Českého masívu; 2-vnější okraj nasunutí okrajové a střední skupiny flyšového pásma; 3-vnější okraj nasunutí magurské skupiny flyšového pásma - díleš tektonické jednotky račanské; 4-vnější okraj nasunutí díleš tektonické jednotky bystrické; 5-vnější okraj nasunutí díleš tektonické jednotky bělokarpatské; 6-ohraničení neogénu vídeňské pánve; 7-vrty do predmezozoického podloží a hlubinné vrty (vysvětlivky u přil. 1); 8-isoanómáľ vertikáľní magnetické intenzity po 10 nT.

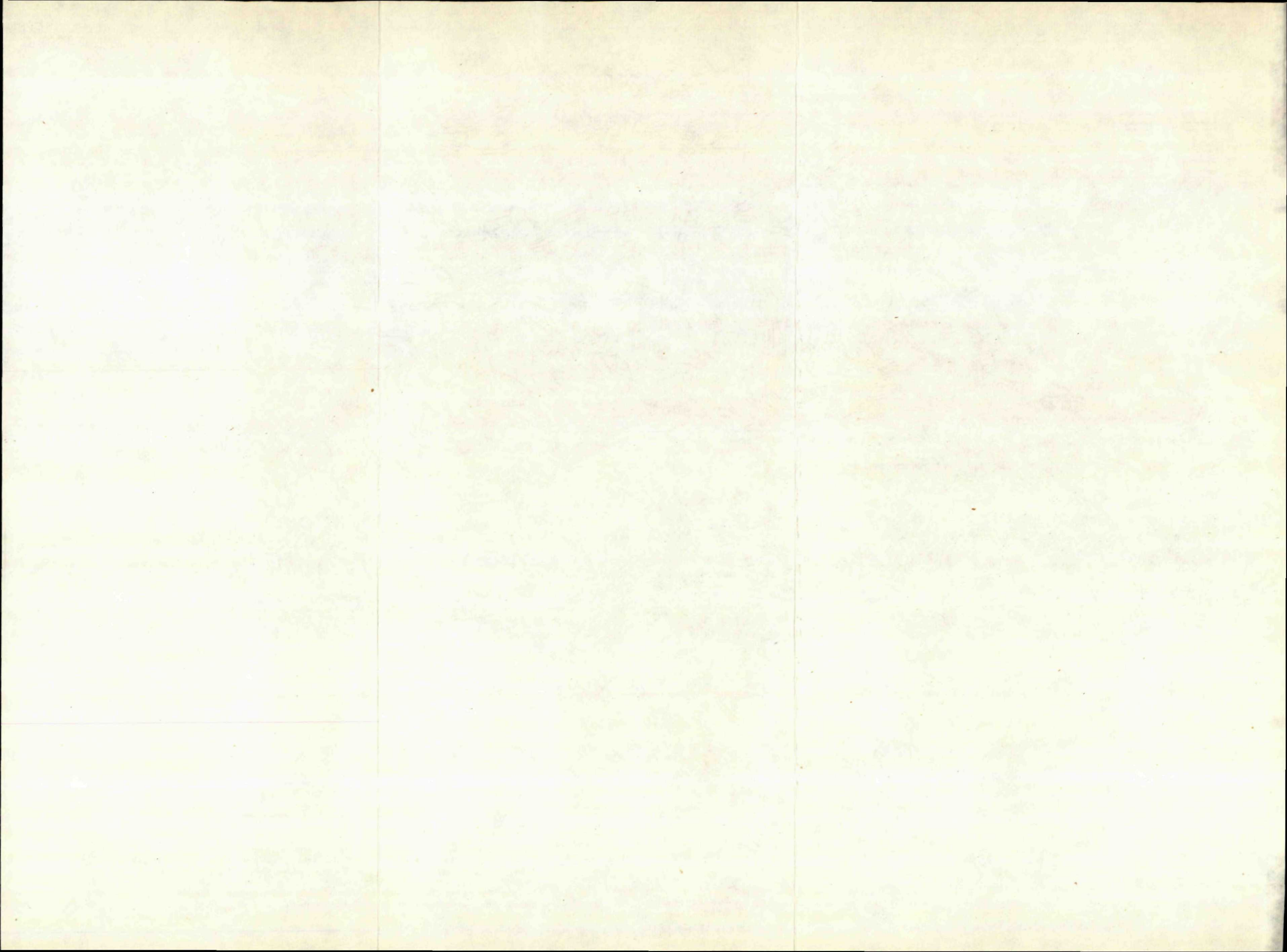
Radošovice

GDŠ EČ 24-1980









Horáček 1967; B. Beránek 1971; J. Doležal 1974; Č. Tomek et al. 1976 aj.). Ztotožňuje se směrově, nikoliv však přísně osově s průběhem karpatského gravimetrického minima. Neváže se na žádné rozsáhlé povrchové výskyty magnetizovaných hornin. V jejím celkovém rámci se středomoravský blok ve srovnání s jiho- a severomoravským vyznačuje nejvariabilnějším polem, maximálními amplitudami anomálií a nejvýraznějšími gradienty na jejich úbočích.

Zřejmě ještě nějakou dobu zůstane neobjasněno, je-li původ velkoprostorové magnetické kladné anomálie spíše připovrchový či hlubinný, resp. jaká je míra vztahů mezi oběma vlivy. Ačkoliv anomální pole je výsledkem jejich superpozice, při interpretaci se přednostní zájem orientuje prozatím na vlivy ze svrchní korové zóny. Proto v posledních letech členitost a povaha anomálií vedly ke zjišťování a studiu účinků těchto nejmělkých částí fundamentu. Úvahy, že charakter geomagnetického pole lze jednoznačně synonymizovat s morfologií předsedimentárního podloží, celkem rychle vyvrátily výsledky kvantitativních určování hloubek na některých anomáliích O. Manem, laboratorní měření susceptibilit na jádrech z krystalinického podloží a konfrontace hloubkových, susceptibilních i anomálních dat (J. Doležal et al. 1971, 1973).

Také ve středomoravském bloku neplatí souhlasný výskyt geomagnetické a gravimetrické anomality za obecnou indikaci morfologické struktury v krystaliniku. Skutečné poměry jsou složitější – mimo jiné i proto, že tíhové pole zahrnuje vliv celé hustotně i event. morfologicky podmíněné stavby fundamentu, kdežto geomagnetické pole jen těch částí, jež jsou intenzivněji magnetizovány.

Kromě míst, kde souhlasný projev v reliéfu krystalinika v tíhovém i geomagnetickém poli skutečně existuje (např. oblast ždánické elevace a jejího severního a východního předpolí, deprese v hornomoravském úvalu, bučovicko-rousínovská deprese, nesvačilský příkop atd.), jsou někdy v krystaliniku i horniny značně těžké, ale nemagnetické – nebo zase lehké a výrazně magnetické. Také na styku karbonátů s krystalinikem dochází zpravidla k hustotní inverzi, takže např. zvětšení mocnosti vápenců, projevující se zvýrazněním kladné tíhové anomality, je zároveň doprovázeno ústupem reliéfu krystalinika do hloubky. Vlivem kolébatých pohybů dílčích ker vznikly v průběhu vývoje různé kombinace reliéfových a anomálních projevů.

Současný projev geomagnetické a gravimetrické elevace může proto indikovat i anomální hmoty uvnitř krystalinika, jež jsou zároveň magneticky i hustotně výrazné, přitom však reliéf krystalinického podloží není na charakteru této anomality vůbec závislý (např. anomálie u Vlkoše aj.).

Geomagnetické pole jv. Moravy ve vztahu k okolním regionálním stavebním jednotkám (kulmu Dražanské vrchoviny i Nížkého Jeseníku na SZ a vnitrokarpatským sériím na JV) se jako celek projevuje pozitivní anomalií.

Z celkových tendencí jsou patrné úklony pole k JV, od ZJZ na VSV a podle výsledků aeromagnetických měření i k SZ. Hlavní spád souvisí s postupným poklesem krystalinika Českého masívu pod flyšové příkrovy do hloubek řádově několika kilometrů. Vlivem vzdalování magneticky účinných zdrojů a v důsledku mohutného stínícího efektu sedimentů dochází k zastírání projevů případných změn vnitřní petrofyzikální stavby krystalinika a posléze k linearizaci izochar v karpatském směru.

Spád do prostoru Drahanské vrchoviny a Nížkého Jeseníku je svázán se zapadáním krystalinika pod sedimentární výplň paleozoické geosynklinály. Pokles k VSV je podmíněn záměnou typu krystalinických hornin (přechod do nemagnetických pararul). Na Z, kde krystalinikum vychází na povrch, geomagnetické pole kulminuje v seskupení výrazných lokálních kladných anomálií (vliv brněnské vyvěliny).

Charakteristickým znakem pole na příl. 2 je, že magnetické zdroje buď nevytvářejí nebo silně redukují projevy polarity. Ve formě uzavřených struktur dominují kladné anomálie, zatímco výraznější nebo zčásti ohraničené negativní prvky jsou patrné jen zřídka (např. sev. a sz. úbočí ždánické elevace, prostor nesvačilského příkopu, Hornomoravského úvalu a pod.). Nejmarkantnější projevy jsou na SZ, kde mocnost sedimentů je malá. Nejde ani tak o amplitudu anomálií, nýbrž o oscilaci pole a jeho rozčlenění do lokálních struktur. Nejvyšší hodnoty anomálií se však projevují většinou ve střední části mapy, tedy v místech, kde krystalinikum je již v hloubkách.

Tyto skutečnosti vedly hned od počátku interpretací k představám rozsáhlých plutonických těles (Brunnie ve smyslu K. Zapletala 1957), magnetizovaných vertikálně nebo alespoň ve směrech vertikále blízkých, jež do sebe vzájemně postupně přecházejí. O prostorových změnách magnetizace v souvislosti s petrofyzikální variabilitou krystalinického masívu nebyly a dodnes nejsou dostatečné představy.

### Strukturní hlubinná stavba

Díky tomu, že v poslední době bylo krystalinikum strukturně dokumentováno a petrofyzikálně zkoumáno řadou vrtů, lze rozsah interpretačních poznatků o stavbě jeho svrchních partií podstatně rozšířit a zvěrohodnit. Ukazuje se, že před-sedimentární podklad je budován granitoidními horninami, jež od Brněnska k V klesají do hloubek; na S oblasti a v Hornomoravském úvalu včetně jeho pokračování k JV do oblasti tíhového sedla v širším okolí Luhačovic jsou překrývány metamorfovaným pláštěm krystalických břidlic, zatímco v ostatní části středomoravského bloku je tento plášť denudován patrně již od předdevonského období (A. Dudek in F. Chmelík et al. 1970). Proto také v mapě na příl. 2 je zřetelný rozdíl charakteru pole v sev. a již. polovině mapy. Na S se projevují spíše linearizované nebo zřetelněji lineárně se řadící anomální struktury, kdežto na J se anomálie blíží více izometrickým formám. Linie probíhající přibližně z oblasti mezi vrty D-2 a HV-23 k Lubné, Gottwaldovu a na Vizovice indikuje kontakt magnetických zdrojů odlišných horninových typů.

V tíhových podkladech není její projev tak výrazný, pozičně i směrově však spadá do oblasti intenzivního záp. – vých. tíhového gradientu v témže prostoru. V souhlase s členěním středomoravského bloku by toto rozlišení mohlo být – alespoň v záp. části – ztotožňováno s příčnou axiální depresí J. Dvořáka (1973), oddělující kry Moravského krasu a drahanskou. Podle toho by pak ve kře Moravského krasu byl povrch krystalinika tvořen vesměs hustotně lehčími plutonity, zatímco ve kře drahanské a ve kře Hornomoravského úvalu by povrch krystalinika tvořily plášťové obaly z těžších metamorfitů.

Kra Hornomoravského úvalu tvoří příčnou prahovou jednotku; za ní k SV se nacházejí paramagnetické až nemagnetické pararuly, kdežto plutonity se zde vyskytují jen vyjímečně v okolí holešovského zlomového systému (viz vrty u Rusavy a Holešova). Nikde nebyla zjištěna ultrabazika – s výjimkou vrtu Vlkoš-1. Anomálie u Vlkoše, vyvolaná masívkem mafických až ultramafických hornin, má také v oblasti zvláštní postavení.

Krystalické břidlice ve zlomové zóně Hornomoravského úvalu se prokázaly většinou jako magnetické. Naproti tomu plášť krystalinika v sev. části středomoravského bloku prošel odlišným charakterem metamorfózy (A. Dudek in F. Chmelík et al. 1977) a jeho horniny jsou vesměs bez projevů magnetismu.

Ve střední a jz. části prostoru je krystalinikum řazeno k brněnskému plutonu, jehož stáří pokládají A. Dudek–J. Melková (1975) za prekambričké. Celá tato oblast se jeví jako rozsáhlá geomagnetická pozitivní struktura. Zatímco v její vých. a již. části je podklad budován kyselějšími a lehčími granitoidy, jz. a záp. část je tvořena převážně bazičtějšími typy granodioritů s přechody ke křemenným dioritům až příp. k dioritům. Masív je výrazně magnetizován, s přibývajícím intenzitou magnetizace od Z k V. Hodnotami susceptibilit zapadá dobře do variační šíře susceptibilit brněnské vyvěřeliny.

## Tektonika

Podle charakteru izočárového obrazu je průběh geomagnetického pole ovlivněn tektonikou ve třech základních směrech. V řadě případů jsou však její projevy skryty. Komplex autochtonních sedimentů i hornin flyšových příkrovů a celý alpský orogén vtiskl povrchové stavbě, jak je v současné době známa z geologických map, převážně odlišné rysy, než jaké projevují tíhové a geomagnetické podklady. Proto jsou v mapě na příl. 2 patrné i prvky jiných stavebních směrů, než jen směru karpatského. Vystižení staré tektoniky je obtížné proto, že krystalinický podklad porušovaly později novější tektonické systémy a bloková přestavba, jež souvislost starých vlivů rozbíjely a někdy smazávaly.

Geneticky nejstarší a z hlediska krystalinika nejvýznamnější jsou směry Z–V (A. Dudek in F. Chmelík et al. 1977). Jsou vázány projevem na vyšší kru platformy, kde zřetelně rozdělují (i v tíhovém obrazu) severní kru s epizonálně metamorfovaným proterozoikem a jižní s granitoidním krystalinikem. Na projevy z.–v. tektoniky poukazuje prakticky celý prostor geomagnetického pole s anomáliemi mezi Bystřicí p. Host., Fryštákem, Kroměříží, Pivínem, Tovačovem a Vlkoší. Ve střední a již. části oblasti je nejvýraznější pás elevací mezi Slavkovem, Kožušicemi, Napajedly a dále ždánická anomálie, při jejímž již. okraji byl zlomový pokles krystalinika prokázán vrty u Žarošic.

Vlivy mladších tektonických pohybů směru SZ–JV, přičítaných asturské, resp. sudetské fázi, pronikají z obnažené části Českého masívu. Jsou nejvíce patrné při sz. okraji mapy a při sv. omezení středomoravského bloku. Jeho účinky však zasahují až do střední části oblasti, kde ovlivňují i směry hlavních os anomálií v granitoidním masívu (např. cetechovicko–buchlovická anomálie) a vytrácejí se postupně v prostoru strmého sklonu platformy.

U tektoniky této orientace klíčovou roli sehrála zlomová zóna Hornomoravského úvalu svým paleotektonickým vývojem i významem, který přesahuje daleko za hranice zde hodnoceného prostoru. Jde o kru dlouhodobě tektonicky mobilní od nejstarších dob; její recentní labilitu dnes dokládají např. výskyty andezitů u Bánova, lázeňských kyselek v Luhačovicích, u Horních Moštěnic a pod.

V oblasti této kry je přednostní orientace geomagnetického pole v liniích SZ–JV patrná po celé délce od Luhačovic až po Prostějov a v osové orientaci geomagnetické anomálie mezi Kojetínem a Ratajemi. Většinou lineární průběh gradientových pásem, sledovatelný na mnohakilometrové vzdálenosti, prokazuje vlivy vnitřního porušení a rozlišení celých kerných zón.

Podle geomagnetického obrazu je v prostoru kry Hornomoravského úvalu tektonika porušující krystalinikum zřetelná především na linii holešovského zlomového pásma a dále na linii konického i nezdenického zlomu. Zjevné je i její pokračování k SZ za záp. okrajový zlom předhlubně do dislokační zóny nectavskokonické a do magnetické zóny cetechovické, brodecké a kojetínské (K. Šalanský–J. Dvořák–O. Manová 1970).

Další poruchové linie sz.–jv. směru v centrální části středomoravského bloku nejsou z geomagnetického obrazu již tolik zřetelné – alespoň ne na větší vzdálenosti. Jejich existenci však dokazuje např. k SZ směřující deprese mezi cetechovickobuchlovickou a ždánickou anomálií, jež je prokázána i seizmicky (koryčanský příkop). Indikaci v anomálním poli lze aspoň zčásti ztotožňovat s projevem hluckého zlomu.

V záp. části oblasti lze směry SZ–JV identifikovat na sz. okraji rozsáhlé geomagnetické anomálie, jež vysílá své výběžky ke Slavkovu a Dražovicím. Střídání těchto geomagnetických elevací s depresemi v prostoru nesvačilského příkopu, rousínovské příčné deprese i další příčné elevace a deprese v okolí vrtů D-2 a Šv-1 jsou obrazem blokové stavby sudetského směru.

Odpovídající zdvihová nebo poklesová tektonika však není v geomagnetickém obrazu výrazná – kromě projevů v krátkých několikakilometrových úsecích, jež vytvářejí sinusoidální zvlnění anomálního pole mezi Křenovicemi a Švábenicemi. Toto zvlnění, doprovázené rozdílnými gradienty pole po jz. a sv. stranách elevací u Slavkova a Dražovic, neposkytuje dostatečné podklady o přesnější poloze a případném pokračování zlomů pod čela flyšových příkrovů.

V místech, kde krystalinikum je kryto paleozoickými sedimenty, nepomáhá ani konfrontace s gravimetrií, neboť hustoty obou útvarů se často sobě velice blíží; za určitých okolností dochází na styku dokonce k hustotní inverzi a vztahy mezi hustotami i susceptibilitami jsou příčinou, že míra afinity mezi oběma potenciálními poli a průběhem rozhraní krystalinikum – sedimenty se kvalitativně mění.

Výrazné porušení třeba i značnými vertikálními posuny se v geomagnetickém obrazu neprojevuje, pokud krystalinikum je budováno magneticky neaktivními horninami v obou sousedních krátech a nebo jestliže zlomy nezasáhly dostatečně hluboko, takže vnitřní porušení nedokázalo vytvořit podmínky pro vznik zón obohacených magnetitem. Proto se také nejednoznačně projevuje v geomagnetickém obrazu předpokládaný průběh važanského, resp. hluckého i svatobořického zlomu, nemluvě již o zlomu šternberském, ježovském a dalších odlišně směřovaných.

V geomagnetickém obrazu nelze najít ani odezvu hlubinného zlomu hradištského příkopu, ale právě tak polohu oblasti prohybu platformy nebo lednické zóny – leda v tom smyslu, že prostor vysoké kry je územím s projevy variability magnetického pole a s výskytem intenzivních anomálií, zatímco v pokleslé části a zejména v přechodu do strmého sklonu platformy se anomální pole uklidňuje a průběh jeho izochar prakticky linearizuje v karpatském směru (ZJZ–VSV).

### Interpretace gravimetrických dat

Prostor karpatské předhlubně a flyšového pásma západních Karpat přísluší v tíhové mapě ČSSR do zóny karpatského regionálního tíhového minima. Deprese, táhnoucí se z Rakouska přes naše státní území dále do Polska, je sevřena z obou stran kladnými tíhovými pásmy jz.–sv. směru, ztotožňovanými T. Budayem–A. Dudkem–J. Ibrmajerem (1969) na JV s mezihorským masivem, zasahujícím na již. Slovensko z Maďarska, na SZ s vých. okrajem obnaženého Českého masívu.

Zóna minima je velmi výrazná a poukazuje na nekonzolidovaný blok s intenzivním vlivem hlubinné stavby. Tato okolnost zvláště vyniká při porovnání s karpatskou velkoprostorovou geomagnetickou kladnou anomálií, jejíž osa má shodný směr s osami undulačních struktur Moho-plochy a potvrzuje shodnost vlivů základní hlubinné stavby regionu.

Regionální identita projevu megastruktur tíhového i geomagnetického anomálního pole a výsledky hlubinné seizmické sondáže i interpretovaná data z registračních záznamů přirozených zemětřesení na území ČSSR (O. Fušán et al. 1971) dokazují, že Moho-diskontinuita od Maďarska a Slovenska ve směru k Českému masívu klesá a v její výplňové části přibývá lehkých sialických hmot. Jimi vyvolaný záporný anomální tíhový efekt je navíc umocněn mohutným pokryvem karpatských sedimentů – zejména jeho lehčích, stratigraficky mladších složek, jejichž vlivy formují izočárovou kresbu v gravimetrické mapě do typického pásemného průběhu. Vliv karpatské stavby na tíhový obraz je fundamentální v tom smyslu, že souhlasně zobrazuje celkový pokles pohřbeného reliéfu Českého masívu. Tíhové pole má proto charakter mohutného svahu s celkovým poklesem anomálních hodnot od SSZ k JJV.

Vůči paleozoiku Oderských vrchů a Drahanské vrchoviny na SZ a centrálně karpatskému vývoji na JZ se středomoravský blok jeví jako sz. křídlo regionálního tíhového minima. Z interpretačního hlediska je zajímavá jednak okolnost, že v dílčích podrobnostech směry tíhového pole (průběhy elevačních a depresních pásem, osy tíhových struktur, lineace izanomál na rozsáhlých plochách) málo zdůrazňují „karpatský směr stavby“, jednak že intenzita anomálního poklesu je vyšší, než by odpovídalo hloubkovým změnám reliéfu starého podkladu, jak byl odvozen vrtními, příp. seizmickými pracemi.

První skutečnost dokazuje, jak důkladně zůstal ve fundamentu zakonzervován charakter jeho původní stavby, takže ho nedokázaly vymazat ani vlivy obrovské dynamiky alpské orogeneze. Tento charakter byl zakryt v průběhu terciéru tak, že jeho rysy jsou z dnešního povrchu geologickým mapováním prakticky neodvoditelné

nebo jen obtížně interpretovatelné, zřetelně se však prokopírovávají v tíhovém obrazu.

Objasnění důvodu velké hodnoty regionálního tíhového poklesu podala analýza, při níž byl zkoumán vztah plošného rozmístění vrtů (přil. 1) k hloubkám předmezozoického reliéfu, hustotám i litologii podložních hornin a k místním hodnotám anomálií. Korelace těchto dat zřetelně prokázala, že ve kře Hornomoravského úvalu, na S a SZ je metamorfovaný plášť krystalinika značně kompaktní; na něm v části prostoru leží rovněž těžké komplexy devonských karbonátů. Tyto horniny jsou uloženy nehluboko pod dnešním topografickým povrchem a silně pozitivně ovlivňují průběh tíhového pole.

Směrem k JV, jak platforma poklesá do hloubky, uvedené horniny v jejich připovrchových částech jsou zaměňovány granitoidy postupně nejprve s hustotou kolem  $2,7 \text{ g cm}^{-3}$ , později zřejmě s mocnějšími polohami lehčích typů. Jedná se především o kyselejší typy žul s hustotami kolem  $2,60\text{--}2,63 \text{ g cm}^{-3}$ , zjištěné na vrtech v prostoru Kožušic, Osvětiman, Stupavy, Roštína a Lubné (J. U h m a n n 1973), příp. může jít o indikaci rozsáhlejších poloh drcených zón v silně tektonicky namáhaných partiích masívu (viz též názory Z. R o t h a (1977) o deformacích hustot v podpovrchových částech fundamentu platformy, projevujících se poruchami tíhového pole v liniích paralelních s kontaktem kolizních částí litosféry). V souvislosti s tím se základní obraz tíhového pole dále rozčleňuje a jeho podrobnější charakter je určován strukturní pozicí dílčích stavebních jednotek, jejich vnitřní skladbou a vlivy regionální tektoniky.

Podobně jako u geomagnetiky je i tíhový obraz oblasti vyšší kry platformy středomoravského oproti jiho- a severomoravskému bloku co do projevu anomaly variabilnější a výraznější. Na tom má hlavní podíl skutečnost, že středomoravský blok si v rámci záp. oblouku čs. Karpat zachoval po dlouhá geologická období relativně vysokou polohu (jak plyne z úložných poměrů i z charakteru sedimentárního vývoje) – zároveň však nebyl peneplenizován, nýbrž naopak živě utvářen, jak nasvědčuje nejen průběh geomagnetického i tíhového pole, ale i intenzivní tektonika, postupně odkrývaná především seizmickými pracemi.

Variabilita anomálního pole má proto také na různých místech rozdílnou povahu. V mapě na přil. 3 jsou patrné oblasti s rychlým střídáním drobných nevýrazných anomálií oproti územním pruhům s velkými změnami amplitud sousedních anomálií nebo pásem, prostory se směrovou neuspořádaností izolinií oproti místům s lineari-zovanějším průběhem celých rozsáhlých struktur. Také míra účinků různých tektonických systémů deformuje v místech jejich křížení typické směry tíhové stavby a stáčí lokálně směry izočárových svazků.

### Strukturní hlubinná stavba

Rajonizací tíhového pole lze v předmezozoickém podloží vymezit následující stavební poměry:

*Oblast neogenní čelní hlubiny* se od obnaženého Českého masívu odčleňuje pruhem zhuštěných izanomalí; podle tíhových materiálů se styk jeví převážně jako



tektonický, s porušením a příčným posunutím k S mezi Vyškovem a Želčí. Pruh zhuštěných izanomál je projevem sz. okrajového zlomu. Tíhový projev se přímo váže na kontakt kulmských a neogenních sedimentů již. okraje Dražanské vrchoviny a Oderských vrchů.

V čelní hlubině je tíhové pole modelováno převážně morfologií pánevního dna a mocností karbonátového vývoje. Vůdčím elevačním prvkem je zde slavkovsko-těšínský hřbet. Lze ho spolehlivě sledovat po tíhové hřbetnici od křenovických vrtů přes SI-2, D-2, Šv-1, dále přes již. okraj lobodických vrtů a vrcholovou část devonu i krystalinika u Horních Moštěnic (vrt V-1) směrem na obnaženou paleozoickou hrást Maleníku. Vrty prokázaly souhlas hřbetní části s elevačními strukturami tíhového pole.

Slavkovsko-těšínský hřbet rozdělil čelní hlubinu na obě dílčí předhlubně – bádenskou i karpatskou – a svou paleogeografickou pozicí ovlivnil sedimentační prostor obou miocenních stupňů. V tíhové mapě lze dobře odlišit před čely flyšových příkrovů dva pruhy minim, odpovídající dvěma depresím předtercierního dna. Severnější část s výplní bádenských hornin je strměji zakleslá.

Osa dna bádenské části předhlubně je dána od holubické deprese přes vrt HV-23, Ivanovice na Hané, Němčice na Hané, lobodickou depresi k Přerovu až do prosenické anomálie. Výškové změny dna podél údolnice jsou v zásadě souhlasné se změnami tíhového pole, jak dokazují vrtní data na příl. 1. V drobných anomáliích před čely flyšových příkrovů mezi vrty Ne-3, D-1 se uplatňuje ještě oslabování kulmského vývoje a přibližování vápencových poloh k povrchu. Z příčných strukturálních jednotek se zde dobře zobrazují šlapanicko-křenovická kra (ve smyslu vymezení M. Dlabáče–E. Menčíka 1964), patrná svou vyšší polohou až k šaratickým vrtům, a příkopová část od Rousínova k Bučovicím.

V oblasti vrtu D-1 se odštěpuje jižní větev deprese s maximálními mocnostmi karpatu; její osa vede na Bohaté Málkovice, Rataje a Bystřici p. Host. Největší mocnosti mladých sedimentů (1 326 m) byly v ní dosud zastiženy vrtem Rataje-1.

Tíhový projev slavkovsko-těšínského hřbetu v prostoru kladných anomálií mezi záp. okolím vrtu Kř-3 a Rousínovem a v sz. okolí Kojetína je kromě elevace předmezozoického reliéfu vyvolán ještě dalšími faktory. V tomto úseku na hřbetu dochází od SZ k vyklínění kulmské sedimentace a od JV k maximálnímu přiblížení vápenců k dnešnímu povrchu za současného největšího nárůstu jejich mocnosti. Silný vzestup tíhového anomálního pole od vrtu D-2 na Šv-1 při nepříliš rozdílné strukturální hloubce devonského reliéfu (vzestup týmž směrem o řádově 100 m) je průběhem rozhraní neogén – paleozoikum vysvětlitelný jen zčásti, další účinek elevace u Moravských Málkovic zachytil vrt Šv-1 zatím největší známé mocnosti karbonátů (1 800 m) v depresi krystalinika, táhnoucí se rovněž v linii slavkovsko-těšínského hřbetu.

Rozšířením vápencového vývoje je podmíněna rozlehlá kladná anomálie záp. spojnice Kojetín – Roštín s téměř pravouhlým průběhem izanomál; její vliv sahá až do oblasti Křenovic. Strukturální vrchol vápencového komplexu leží v hloubkách řádově 50 m v oblasti vrtů SI-2 a Kř-2.

Od tíhového maxima záp. vrtu Šv-1 na V směrem k vrtům u Ratají a na J přes

nítkovickou oblast je pokles anomálního pole vyvolán současně úklonem vápenců do větších hloubek a zároveň jejich vyklíňováním. Vrty HV-1, HV-110A a HV-23 však dokazují přechod reliéfu vápenců do hloubky i k SSZ.

Projevy krystalinika ve vyškovsko-lipnické (bádenské) prohlubni nejsou z gravimetrického obrazu příliš rozeznatelné. Je zakryto značně mocným sedimentárním obalem a vliv jeho reliéfu ani vnitřní stavby nelze kvalitativně vystihnout. Kvantitativní interpretaci se však podařilo indikovat rozsáhlejší polohy metabazitů mezi Morkovicemi, Švábenicemi, Vyškovem i pravděpodobně dále k Z a těžké dioritové těleso pod vrtem D-2 (J. Doležal et al. 1977). Hluboké zaklesnutí v rousínovském příkopu postihuje bezesporu i nejstarší podloží (J. Dvořák 1978).

*Oblast granitoidního masívu Chřibů a Ždánického lesa:* Ústřední „páteří“ anomálního obrazu v mapě na příl. 3, relativně nejplošší a strukturně nejméně výrazné je tíhové pole zhruba mezi vrty u Šaratic, Bučovic, Nítkovic, Lubné, Stupavy a Ždánic. V tomto území je krystalinikum dnešnímu povrchu nejbližší, takže se maximálně uplatňují vlivy jeho morfologie. Nasunutí kompaktnějších flyšových příkrovů je však příčinou, že za jejich okrajem se diferenční hustota na styku s předneogenním podložím snižuje, takže projevy členitosti starého reliéfu jsou méně výrazné než před jejich čely. Tato část středomoravského bloku s antiklinální makrostrukturou krystalinika a s jejím sev. křídlem je ve smyslu k prohybu platformy Českého masívu na jeho vyšší kře. Již. úbočí s převážně karpatskou orientací izochar tíhového pole včetně samostatné struktury vídeňské pánve leží na pokleslé části platformy a na jejím přechodu do strmého úklonu.

V prostoru granitoidního masívu Ždánického lesa a Chřibů celkový pokles anomálního tíhového pole od Z k V souvisí jednak s úklonem předmezozoického reliéfu stejným směrem, jednak s rozdělením hmot v podloží. Od Z vyklíňují souvrství paleozoika, uplatňující se především svým karbonátovým vývojem; dále k V v povrchu krystalinika přibývá lehčích kyselejších členů granitoidního komplexu, až posléze na kostelanské elevaci jsou zachyceny velmi lehké žuly.

Kromě ždánické a do jisté míry brankovické se ostatní vrtně zjištěné elevace starého reliéfu (např. osvětimanská, stupavská, ale i kostelanská) v tíhových podkladech neprojevují anebo jen skrytě. Jejich hloubka a strukturní převýšení při stávajícím rozložení hustot v nadloží a podloží jsou takové povahy, že výsledný tíhový účinek je malý. To také potvrdila kvantitativní interpretace tíhových profilů (J. Doležal et al. 1977).

U ždánické anomálie nesouhlasí vrtně zjištěný morfologický hřbet krystalinika se hřbetnicí gravimetrické i geomagnetické elevace; obě leží jižněji. Elevace je budována plutonity s vyšším podílem bazických složek. Interpretaci zde bylo vymezeno samostatné kompaktní dioritové těleso, jež obsahuje i zvýšené koncentrace magnetických akcesorií. Nemusí se jednat o ostře omezený anomální zdroj, nýbrž v rámci masívu může docházet k plynulé změně obou fyzikálních vlastností se stejným tíhovým a magnetickým efektem.

V *Hornomoravském úvalu* a jeho prodloužení do tíhového sedla u Luhačovic vytváří metamorfované krystalinikum podél osy úvalu brachyantiklinální strukturu s kulminací v okolí vrtu V-1 Horní Moštěnice. Její úbočí se sklánějí k SV a k JZ. Charakter této stavby ve vrcholu prokázala i seizmika. Průběh anomálií mezi

Tlumačovem – Fryštákem a zakrytým čelem flyšových příkrovů (linie Kroměříž – Rymice) je navíc ovlivněn i morfologií styku pliocénu s podložním flyšem.

Brachyantiklinála je porušena systémem zlomů; podle nich poklesla vrcholová část, jež původně rozdělila prostor paleozoické sedimentace a později vytvořila podmínky pro vznik tercierního prolomu. Z tíhových i geomagnetických materiálů je patrná asymetrie prolomu a jeho hlubší zaklesnutí na SV u holešovského zlomu.

Na vyšší sv. dílčí kře koinciduje v mapách souvislý pás kladných tíhových i geomagnetických anomálií od Přerova k vrtům u Rusavy (příp. ještě k jv. položené geomagnetické elevaci 120 nT). Lze v nich spatřovat rudimentární projev původní krystalinické hrástě a dnešní kulminační linii (úzkou kru), jež tvoří patrně sv. omezení Hornomoravského úvalu. Její tíhový účinek je zesílen přítomností devonských karbonátů a magnetizovanými horninami ve svrchních partiích krystalinika, jež mají i značně vysokou hustotu (diorit na vrtu Ru-1).

K elevačním prvkům ve starém reliéfu se řadí i tíhové sedlo v okolí Luhačovic. Představuje důležitou oblast možných akumulací přírodních uhlovodíků, neboť vytváří kulminační prostor s ohromnými kubaturami sedimentů na úbočích. Morfolgie krystalinika se na vytvoření tíhového sedla podílí podstatnou měrou.

Ze změn amplitud anomálií, jež se směrem k ose karpatského gravimetrického minima zmírňují, je zřejmé, že anomálie jsou spjaty větší měrou s podkladem flyšových sedimentů než s hustotními nehomogenitami v nich samotných. Dokazuje to i skutečnost, že povrchové výskyty kompaktnější křídly bělokarpatké jednotky v prostoru Hluku se v tíhových podkladech neprojevují. Také kladná anomálie v sz. okolí vrtu J-1 (vých. Uher. Hradiště) je snad podmíněna elevací ve starém autochtonním reliéfu. Povaha tíhového projevu však nevylučuje ani možnost vlivu z bazálních souvrství flyše, pokud by obsahovala značnější podíl vápnitého tmelu.

Anomálie vznikla na křížení záp. – vých. elevačního pásma, táhnoucího se od ždánické přes osvětimanskou elevaci do oblasti tíhového sedla v prostoru Luhačovic, dále elevačního pásma JJZ-SSV, patrného při vých. okraji vídeňské pánve (zhruba od Radošovic přes vých. okolí Strážnice a Vnorov až k Napajedlům), jakož i karpatských stavebních směrů. V. Špička (in V. Špička et al. 1973) uvádí i směr SZ-JV, jež lze podle tíhových podkladů protahovat ze zdejšího prostoru až na příčně vysunutou kru vnitřního bradlového pásma sv. Myjavy a záp. Mor. Lieskového. V jejím předpolí existuje lokální tíhová elevace již. Strání.

Sev. část moravského úseku vídeňské pánve se jako celek projevuje výraznou rozsáhlou zápornou anomálií tíhového pole. Část účinku je vyvolána hlubinnými vlivy, jež podmínily vytvoření pánve v její dnešní podobě. Tyto vlivy jsou nejzřetelnější v orientaci osy minima podél linie hlubinného zlomu hradištského příkopu a dále v okrajových pásmech zhuštění izanomál. Styk pliocenní pánevní výplně a podložního magurského flyše vytváří rozhraní s velkou diferenční hustotou, takže anomální pole obráží zcela převažující měrou morfologii flyšového reliéfu. Proto v tíhovém poli vídeňské pánve jsou anomálie amplitudově velice výrazné (elevace u Vacenovic, Ratiškovice a Bzence, deprese u Mutěnic). Všude v tomto prostoru byl vrtně prokázán afinní průběh báze pliocénu s charakterem tíhového pole.

Jv. část území je pro geofyziku oblastí bez navazovacích podkladů. Hluboké vrty sem dosud nezasáhly a geologické koncepce se zde musí opírat značnou měrou

o geofyzikální údaje. Výzkum hlubinné stavby se orientuje především na poznávání základní povahy styku Českého masívu a Karpat. Nejnovější geologické interpretace, respektující zásady tektoniky litosférických desek (plate tectonics), předpokládají vzájemné podsouvání jv. ponořeného okraje severoevropské platformy pod systém Karpat (Z. Roth 1977, F. Chmelík et al. 1977, M. Kolářová–Z. Roth 1977, A. Thon–F. Chmelík–B. Leško 1978). Očekává se, že k řešení některých otázek – zejména co se týče vymezení jv. hlubinného ohraničení platformy, její současné morfotektonické stavby a snad i objasnění charakteru interakce kolizních částí obou litosférických bloků v oblasti subdukční zóny a jejího přechodu do zemského pláště – přispějí diferencovaně všechny geofyzikální disciplíny, především však hlubinná seizmická event. magnetotelurická sondáž jakožto metody velmi hlubokého dosahu.

Gravimetricky tento prostor spadá do *centrálního úseku karpatského tíhového minima* včetně jeho jv. křídla. Při interpretaci tíhových dat jde především o vysvětlení mohutného poklesu anomálního pole směrem pod čela karpatských příkrovů, intenzity anomálie v centru deprese a důvodů jejího vzniku z hlediska vztahu kůry i pláště. Počáteční interpretační úvahy o současném, podrobněji neklasifikovaném vlivu lehčích hmot flyšových příkrovů i hlubinné stavby až do úrovně Moho-diskontinuity se opíraly o představu hlubokého geotektonického porušení, spojeného s podmínkami vzniku a vývoje karpatského orogénu (R. Běhounek 1956, J. Ibrmajer–J. Doležal 1962, Z. Roth 1960). Ještě i J. Popelář (1968) zahrnuje mechanicky část tíhových projevů do zóny izostatického vyrovnání účinků hlubinných hmot.

Pozdější modelová řešení na regionálních tíhových profilech, vedených napříč osy gravimetrického minima (J. Doležal 1965, 1966) ukázaly, že vliv velkých mocností příkrovů je pro vysvětlení tíhové deprese velmi podstatný. Také výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1 : 500 000 (T. Buday–A. Dudek–J. Ibrmajer 1969) hodnotí hlavní pás záporných anomálií především jako odraz flyšového sedimentačního prostoru. Podle výpočtů J. Ibrmajera po odečtení vlivu neogenní výplně sev. výběžků vídeňské pánve pás záporných anomálií v hlavní tíhové depresi na již. Moravě zcela zmizí a anomální pole, odpovídající pak již hlubší stavbě, získá dokonce charakter pozitivní struktury. Geologický výklad F. Chmelíka přiřazuje prostor osy karpatského gravimetrického minima té pokleslé části platformy, kde dochází k jejímu přechodu do strmého sklonu. Za bradlovým pásmem vyznačuje hlubinné přetržení kůry a opětný vzestup krystalinika jv. směrem k povrchu (F. Chmelík et al. 1977). Č. Tomek se posléze staví za zcela neizostatické pojetí karpatské tíhové deprese – analogicky úvahám některých západních autorů, řešících geofyzikální problematiku alpského regionu a sovětských autorů, hodnotících geofyzikální materiály z prostoru centrální tíhové deprese v záp. části Zakarpatské Ukrajiny.

Podle těchto představ lze intenzitu anomálie a její podmínění lehkými hmotami vysvětlit existencí mocné akumulace molasových sedimentů oligomiocenního stáří v podloží allochtonního flyše. Důvodem je skutečnost, že molasový vývoj, zachycený pod karpatskými příkrovy řadou vrtů; se projevil na registračních záznamech z hustotní karotáže v některých oblastech jako prostředí se zvýšenou porózitou

a sníženou kompakcí vůči nadložním i podložním souvrstvím. V souladu s tím Č. Tomek při interpretaci gravimetrických materiálů z širšího okolí vídeňské pánve hypoteticky předpokládá, že sedimenty této formace mají v exponovaných částech ponořených jv. svahů Českého masívu průměrné hustoty  $2,45-2,55 \text{ gcm}^{-3}$  (Č. Tomek et al. 1976).

Molasový vývoj nebyl zatím na již. a jv. Moravě zastížen ve větší hloubce a ve větších mocnostech ani velmi hlubokými vrty Nm - 1, Kb - 1, J - 1, Vi - 1, Os - 1, G - 1 (viz příl. 1), přičemž poslední dva prošly na bázi do krystalinika. Nelze proto zatím ověřit, zda opravdu mohutný komplex těchto mladých hornin (a jejich mocnost by podle propočtů musela být několik kilometrů) má eventuálně v našich podmínkách ve značných hloubkách tak malou efektivní hustotu.

Tercierní sedimenty jsou všude v oblasti flyšového pásma nezpevněné horniny, projevující se jako hustotní gradientové prostředí. Míra zpevnování do hloubky je různá, je však evidentně jako obecný jev prokázána z řady studií a výsledků měření na hlubokých vrtech. V podstatě ve stratigraficky mladších členech je vertikální hustotní gradient oproti starším členům vždy větší. Poněvadž v intenzivně zvrásněných příkrovech se gradient jeví i v současné době, je zřejmé, že kompakce hornin je především výsledkem gravitačních tlaků a diagenetického zpevnování (viz. tab. 3). V záp. Německu také přímá měření na vzorcích jader ze 7 vrtů v alpském předhůří dokázala, že průměrné hustoty zvrásněné molasy na hloubkách kolem 4-5 km dosahují v důsledku poměrně intenzivního zhutňování již  $2,55-2,60 \text{ gcm}^{-3}$ ; přitom tyto hodnoty jsou označovány jako „možná nízké“, poněvadž pocházejí většinou ze svrchních poloh tohoto souvrství (H. J. Liebscher 1964).

V souladu s hustotními měřeními na jádrech z vrtů v prostoru středomoravského bloku se proto zdá pravděpodobné, že část záporného tíhového efektu podél pruhu centrálního gravimetrického minima lze vysvětlit hustotními rozdíly ve stavbě svrchních partií krystalinického fundamentu. Za tyto doplňkové, negativní anomální účinek vyvolávající horniny v podloží magurského flyše lze pokládat přípoверхové polohy odlehčených granitoidů v mocnostech – jak vyšlo z interpretačních výpočtů (J. Doležal a kol. 1977) – řádově prvních kilometrů. Tím se tedy další lehké hmoty objevují ve svrchních částech kůry, kde lze zachování hustotních typů i ve větších kubaturách z analogie se známými částmi obnaženého krystalinika spíše očekávat.

Objasnění povahy hlubinného styku Českého masívu a Karpat zůstane tedy i nadále v popředí geofyzikálních a geologických interpretačních zájmů.

## Tektonika

Podobně jako u geomagnetiky promítá se regionální tektonika i do tíhového obrazu oblasti. K systémům Z-V, SZ-JV, ZJZ-VSV, patrným v geomagnetické mapě, přistupuje v gravimetrických podkladech navíc směr SSV-JJZ. Jednotlivé systémy se zvýrazňují v různých částech území odlišně v závislosti na morfostrukturním vývoji a na stupni zakonzervování jeho vlivů. Zlomový charakter tektoniky je v řadě případů doložen geologicky nebo ze seizmických měření. Projevy, jež se s ní spojují v izanomální kresbě přirozených potenciálních polí, jsou indikacemi nepřímé

povahy; alternativně se může podobně zobrazovat také např. rychlá horizontální změna fyzikálně diferencovaných horninových typů.

Podle hustotní a magnetické charakteristiky hornin v prostoru jv. Moravy je tíhový obraz na rozdíl od geomagnetického vyvolán jinou kombinací určujících vlivů, rozmístěním jiných anomálních hmot. Výsledná pole obou metod (přil. 2, 3) však v některých případech vykazují proměnlivě zřetelnou směrovou, příp. poziční shodu. Koincidence indikací lze potom považovat za doklad identické, hluboko zasahující nespojitosti a prostupu vlivů přes více stavebních jednotek. Zřetelnost lineací je v gravimetrické mapě větší.

Tektonika směru Z-V, příp. S-J, se jeví v tíhovém obrazu středomoravského bloku v celém rozsahu vysoké kry platformního prohybu. Překrytí účinků v.-z., resp. s.-j. směru vlivy v liniích sudetských nebo alpských je patrné především v blízkosti styků dílčích stavebních bloků nebo jednotlivých ker a na JV v okolí hluboké části flyšového podloží, zatímco v rámci jednotlivých ker či bloků se staré směry poměrně dobře zachovávají. Je to zřejmé z toho, že pozdější radiální kerné pohyby zpřetrhávají souvislost tíhových elevačních nebo depresních pásem a posouvají jejich hřbetnice nebo údolnice v sousedních krách (blocích) – např. na styku drahanské kry s krou Hornomoravského úvalu a do určité míry i na vých. okraji mapy za holešovským zlomem.

Projevy sudetské tektoniky (SZ-JV) – event. i po renovaci – pozbývají svůj dominantní účinek za jv. okrajem drahansko-jesenického paleozoika a s výjimkou Hornomoravského úvalu a nesvačilského příkopu ztrácejí v tíhovém poli na výraznosti se stoupající vzdálenosti od jv. okraje obnaženého Českého masívu.

Směry podélné s průběhem flyšového pásma Karpat (ZJZ-VSV) jsou nejvýraznější a nejkontinuálnější v jv. a vých. části mapy – tedy v místech, kde pokleslá část platformy přechází k JV do strmého sklonu.

Linie SSZ-JJV, spjaté s geneticky nejmladší tektonikou, jsou patrné výhradně v sev. části moravského úseku vídeňské pánve.

### *Projevy stavebních směrů Z-V a S-J*

V gravimetrických podkladech jsou velmi zřetelná pásma tíhových gradientů táhnoucí se mezi dražovickými a nítkovickými vrty až za oblast Lubné, při sev. ukončení vídeňské pánve směrem k vrtu Bk-1 a jižně spojnice Lovčičky – Ždánice – Osvětimany. Severní pásmo se regionálně slučuje s projevem v geomagnetické mapě a má s ním dílčí společný původ – záměna metamorfovaného za granitoidní krystalinikum v povrchové části fundamentu.

Za důležitou linii směru Z-V považuje J. Dvořák (1973) brněnsko-bučovickou poruchu, jež navzájem odděluje dvě kry s různým stupněm konzolidace paleozoických hornin. Jedná se o hlubokou poruchu s opakovanými vertikálními pohyby, které ovlivnily průběh geologické stavby ještě i v terciéru; autor prolouhuje její projev až do oblasti Napajedel. Doložení její funkce lze v mapě na přil. 3 slučovat zřejmě s projevy na spojnici přibližně Slavkov – Nemochovice (jižně nítkovických vrtů) – Napajedla, event. snad ještě i dále k V. Na J od ní se mění charakter tíhového

pole tak, že v záp. části mapy přechází severnější, vcelku usměrněný průběh izochar do amplitudově méně výrazné, lokálněji členěné a směrově neuspořádanější kresby.

Nakolik brněnsko-bučovický zlom postihuje i krystalinikum, nelze z tíhových materiálů odvodit. Také v geomagnetické mapě není patrný žádný souvislý projev a izanomály vertikální magnetické intenzity probíhají na zmíněnou linii většinou kose až příčně. Na sev. okraji šlapanické dílčí kry však leží uzavřené geomagnetické elevace u Slavkova, Brankovic a Střílek, jejichž uspořádání do pásu směru Z-V této možnosti nasvědčuje.

V tíhovém gradientu při sev. výběžku vídeňské pánve je možno spatřovat účinek limitního faktoru, který pravděpodobně podmínil ukončení prolomu pánve.

V prostoru šlapanické kry tvoří její jižní omezení žarošický zlom, který J. Dvořák (1973) a J. Krejčí (1975) vedou z okolí vrtu Ne-3 dále k V. Podle něho poklesla nesvačilská kra k J – tedy jak vyznačuje i směr úklonu tíhového pole. Na J od této poruchy nastupuje opět usměrněný průběh izanomál. Zlomový pokles včetně krystalinika zde byl prokázán vrty Ža-1 a Ža-2 i výsledky vrtní refrakce. Na vlivy krystalinického podloží lze spolehlivě usuzovat ze souběhu izolinií tíhového pole i záp. – vých. orientace hlavní osy ždánické geomagnetické elevace.

Prvky subekvatoriální orientace jsou patrné i v odvozených tíhových polích (J. Doležal et al. 1977). Vých.-záp. probíhající pásma jsou v nich nejzřetelnější ve střední a zčásti i jižní části území; jejich osy probíhají bez ohledu na čela i vnitřní stavbu dílčích flyšových příkrovů, napříč přes ně. Je proto evidentní, že mají svůj původ mimo tyto mladé útvary a jsou vyvolány vlivy z jejich podloží.

Sev.-již. tendence jsou jednoznačně patrné pouze v sev. části území – a to v orientaci geomagnetických izanomál podél linie Ivanovice na Hané – Kelčice; v tíhových podkladech je od ní na V široký pruh s.-j. orientovaných izanomál až zhruba ke spojnici Kojetín – Zdounky. Podle výzkumů J. Dvořáka (1973) jsou směry S – J důležité pro tektonickou stavbu a omezení paleozoika.

### *Projevy stavebních směrů SZ – JV*

Prvky této orientace vymezují především boční ohraničení středomoravského bloku. Na Z území je v tíhové mapě ostře modelován nesvačilský příkop. Vysokou negativitu anomálního pole podmiňuje silné zahloubení příkopu a jeho lehká oligocenní výplň. Ostřejší gradienty pole na záp. úbočí jsou vyvolány vstoupem karbonátů směrem k podložní devonské „měnínské hoře“; naopak oslabování tohoto vývoje na V k žarošickým a ždánickým vrtům dává vyniknout směrově odlišným a svým účinkem indiferentnějším projevům méně kompaktních kulmských a devonských bazálních klástik i podložního krystalinika.

Na vých. straně oblasti se sudetská orientace promítá výrazně do stavby kry Hornomoravského úvalu. V gravimetrických podkladech se celý pruh jeví jako záporná tíhová anomálie zhruba od čela flyšových příkrovů k SZ (vliv dna prolomu společně s účinkem lehké pliocenní výplně), zatím co k JV nabývá tíhové pole nejprve charakter mírně skloněného pseudoplató, až posléze přechází do kladné lokální anomálie, jejíž nejvýraznější strukturou je luhačovické tíhové sedlo.

Regionální význam této zlomové zóny přesahuje na obě strany za hranice

středomoravského bloku. Z geologické mapy ČSSR a z gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1 : 500 000 je patrné, že zonální negativní tíhový projev se daleko směrem k SZ ztotožňuje se širokou podložní brázdou, vyplněnou lehkými sedimenty české křídy. Zajímavé v prostoru Hornomoravského úvalu je zahlobení zemské kůry, jež podle hlubinné seizmické sondáže činí 38 km oproti bočním 32 km v Nížkém Jeseníku a 35 km na již. Moravě (B. Beránek–A. Zátopek 1977).

Stavba tíhového pole v Hornomoravském úvalu souvisí s charakterem struktury, založené mezi paleozoikem Nížkého Jeseníku i Drahanské vrchoviny a pokračující pod čela Karpat. Vrtvy T-1, G-1 zde prokázaly zvýšené mocnosti flyše včetně podložního karpátu na metamorfovaném krystaliniku a intenzivní spád předmezozoického podloží od jeho výchozů mezi Prostějovem a Olomoucem přes lobodickou oblast dále ke Gottwaldovu. Funkci tektoniky sz.–jv. orientace lze nejlépe rozeznat v průběhu izanomál na vyšší kře okrajového zlomu karpatské neogenní předhlubně a v pruzích zhuštěných izolinií od lobodických vrtů k vrtu Chr-2, při styku pliocénu s flyšem mezi Kroměříží i Otrokovicemi a na SV souvisle podél linie holešovského zlomu v úseku od vrtu NP-768A přes Horní Moštěnice k vrtu Ho-1.

V tíhovém sedle v okolí Luhačovic dochází ke křížení regionálních vlivů. Boční účinky hmot, vyvolávajících intenzivní záporné anomálie v pásmu hlavní karpatské gravimetrické deprese, převyšují účinek zaklesnutí příčné zóny sudetského směru. V sedlové struktuře tíhového pole je proto možno spatřovat ještě rudimentární projev původního elevačního charakteru zóny a nestejnomyšlnost jejího pozdějšího poklesu.

Další proniky stavebních směrů SZ–JV se jeví v negativních lokálních anomáliích, vyznačujících deprese mezi Rousínovem a Bučovicemi, jakož i v místě koryčanského příkopu; posledně uvedený projev lze prodloužit k JV až do deprese vídeňské pánve, lemujících sv. úbočí vacenovické a ratíškovické elevace. Mimo to jsou výraznější vlivy tektoniky tohoto směru zřejmé v okolí svatobořického zlomu, oddělujícího na opačné straně vacenovicko-ratíškovickou elevaci od mutěnické deprese – a posléze i z průběhu hluckého zlomu, jež při jz. úbočí elevace u Jarošova reguluje průběh tíhových izanomál napříč hradištským příkopem mezi Buchlovicemi a Hlukem; v jz. okolí Hluku zlom zároveň od SV ukončuje povrchový výskyt račanské jednotky, což je v tíhovém obrazu spojeno s prudkým zvýšením převahy karpatských směrných vlivů na orientaci anomálního pole v jz. části území.

#### *Projevy stavebních směrů ZJZ – VSV*

Při jv. okraji oblasti začínají v mapě na příl. 1 dominovat vlivy podélné karpatské tektoniky, až se posléze prakticky linearizuje průběh izanomál na JV od osy hlavního gravimetrického minima. Na vyšší kře platformy se karpatská lineace projevuje ve směrech tíhových izochar jen lokálně a útržkovitě – kromě osové orientace anomálií nebo anomálních pásem na SZ v oblasti karpatské předhlubně.

Ve vídeňské pánvi jsou indikace tektoniky zjz. – vsv. směru zřetelné jednak podél osy tíhové deprese mezi Strážnicí a Mutěnicemi, jednak v oboustranném omezení na okrajích pánve. Se zlomovými projevy jsou spjaty hodnoty zvýšených gradientů podél linií Ratíškovice – Mor. Písek – Nedakonice (polešovický zlom), Skalica –



Strážnice – Vnorovy – Veselí na Mor. (skalický a strážnický zlom) a při ohraničení pánve záp. Kyjova (bulharský zlom); sklony tíhových gradientů mají stejný směr jako zlomové úklony. Intenzita gradientů je z valné části podmíněna stykem těžších flyšových hornin s lehčí neogenní výplní. Dílčí gravitační efekt však vyvolává i hlubinný vliv, neboť založení pánve a rozšíření mladotřetihorní sedimentace bylo vymezeno předcházejícími tektonickými procesy.

### *Projevy stavebních směrů JJZ – SSV*

Lemují jednak záp. ohraničení vídeňské pánve mezi Mor. Pískem a vrtem UH-1, nejzřetelněji jsou však patrné v azimutu osy sev. části tíhové deprese hradišského příkopu. Mimo tuto oblast prakticky nelze projevy uvedené orientace v tíhovém poli identifikovat. Jedinou pozoruhodností je, že v prodloužení osy příkopu leží stejnosměrně protažená záporná anomálie u Lehotic a další deprese v těsném záp. sousedství vrtu Ru-2.

### Souhrn

Během uplynulých zhruba 15 let byl jv. Moravě proveden značný rozsah geofyzikálních prací. V současné době se ukázalo nutné provést syntézu těchto materiálů, jejich reinterpetaci a komplexní geologicko-geofyzikální zhodnocení s přihlédnutím k nejnovějším geologickým poznatkům. Cílem bylo získat podklady, jež poslouží v další aplikační fázi pro analýzu hlubinné stavby zakrytých jv. svahů epivariské platformy pod nasunutím Karpat.

Prostor, v němž se uskutečnilo souborné zpracování, leží uvnitř spojnice Brno—Skalica—Luhačovice—Vizovice—Přerov—Vyškov. Z povrchových geologických jednotek do něho zasahuje neogén karpatské předhlubně, flyš okrajové, střední i magurské skupiny a neogén moravské části vídeňské pánve. V podloží těchto útvarů leží starý autochtonní podklad, budovaný v bazálních částech na většině území intruzivními, příp. metamorfovanými horninami krystalinika; jeho strukturální vrchol byl v oblasti zachycen vrtem V-1 Horní Moštěnice v nadm. výšce +154 m. V okrajových částech prostoru tvoří plášť krystalinika paleozoikum v karbonátovém i klastickém vývoji a zčásti též autochtonní paleogén; úložné poměry jsou patrné z příl. 1. Nejnovějšími vrty při již. úbočích ždánické elevace bylo už zastiženo i mezozoikum (peliticko-karbonátový vývoj jury) – (A. Thon–F. Chmelík–B. Leško 1978).

Z geofyzikálních disciplin pokryl souvisle celou oblast dosud jen pozemní geomagnetický a gravimetrický průzkum. Z jejich výsledků byly sestaveny souborné izanomální mapy na příl. 2 a 3, z nichž jsou patrné regionální rysy hlubinné stavby středomoravského bloku i jeho vztahy k sousedním geologickým oblastem. Interpretace těchto materiálů, opřena o statistické rozbory hustot a susceptibilit rozsáhlého souboru vzorků hornin z vrtních jader, prokázala, že geomagnetický obraz je přednostně spjat s vnitřní petrografickou skladbou podpovrchových částí krystalinika a s mírou obohacení jeho jednotlivých stavebních komponent magnetickými

akcesoriemi. Naproti tomu tíhové pole v sobě slučuje účinky všech hustotně diferencovaných hmot jak v krystaliniku, tak ve všech nadložních souvrstvích. Proto se také souborné gravimetrické zpracování ukázalo jako důležitý jednotící regionální faktor reinterpretace ostatních geofyzikálních dat při studiu paleomorfologie a kerné stavby oblasti.

Společnou analýzou gravimetrických a geomagnetických dat se podařilo vysledovat a klasifikovat projevy hlavních poruchových systémů, jež předurčily vývoj mladších stratigrafických členů. Kromě směrů karpatských a sudetských, jež byly ve studovaném území již známy, projevil se navíc směr Z–V, resp. S–J, jehož zřetelnost byla dosud skryta a jenž vystoupil teprve v nových mapových podkladech na příl. 2 a 3. Tektonika Z–V, příp. S–J, jež je v platformě nejstarší, má z hlediska krystalinika podstatný význam (A. Dudek in F. Chmelík et al. 1977). Tyto směry byly zatím ve zdejší oblasti nedoceny, třebaže se zjevně prokopírovávají do anomálních obrazů obou metod – zřejmě proto, že souvisí s hlubokou, geologicky ani geofyzikálně dosud nepříliš probádanou stavbou. Přesto jejich smysl dokládá celá (i tíhová) megastruktura Alp a bazální směry platformy v jižním Polsku. Prvky této stavby ovlivňovaly nejen podmínky paleozoické (především devonské), ale zjevně i pozdější sedimentace. V průběhu dalšího vývoje byly destruovány a překryty účinky mladších tektonických pohybů.

Rozbor gravimetrických dat ve středomoravském bloku ve spojení s údaji z vrtů prokázal, že vlivy vnitřní hustotní diferenciace krystalinika jsou značné a regionálně natolik významné, že je jimi intenzívně ovlivněn tíhový obraz oblasti. Tento poznatek umožnil rajonizaci anomálních hmot v přívrchových částech tohoto podloží a ukázal možnosti nového pohledu na interpretaci karpatského ústředního gravimetrického minima i jeho vztahu k hlubinným diskontinuitám v zemské kůře.

Ve starém podkladu je také důležitý projev hustotní inverze na styku granitoidů s karbonáty. Jejím důsledkem je interpretační výklad v tom smyslu, že některé kladné tíhové anomálie v záp. a sz. části oblasti vyznačují nahloučení těžkých vápenců v depresích krystalinického reliéfu, zatímco relativní vzrůst negativity indikuje oslabení sedimentárního pláště a přiblížení krystalinika k dnešnímu povrchu.

K tisku doporučil Č. Tomek.

## Literatura

- BERÁNEK, B. 1971: Hlubinné seizmické sondování v ČSSR. Geologický průzkum, 13, 10, SNTL, Praha.  
BERÁNEK, B.–SUK, M.–WEISS, J. 1971: Geologická interpretace hlubinného seizmického sondování v ČSSR. Geologický průzkum, 13, 12, SNTL, Praha.  
BERÁNEK, B.–ZÁTOPEK, A. 1977: Rezultaty izučeniya strojenija zemnoj kory metodom GSZ v ČSSR. Strojenije zemnoj kory i věrchněj mantii po dannym sejsmičeskich issledovanij. Naukova dumka, Kijev.  
BĚHOUNEK, R. 1956: Magnetický a gravimetrický průzkum na Moravě. Sborník Ústí. Úst. geol., odd. geologický, 23, NČSAV, Praha.  
BUDAY, T.–DUDEK, A.–IBRMAJER, J. 1969: Některé výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1:500 000. Sbor. geol. věd, Užité geofyzika, 8, NČSAV, Praha.

- BUCHA, V.–HORÁČEK, J. 1967: Normální geomagnetické pole „Z“ k epoše 1958,0 a regionální Z-izanomálie na území ČSSR. Sbor. geol. věd, Užité geofyzika, 6, NČSAV, Praha.
- DLABAČ, M.–MENČÍK, E. 1964: Geologická stavba autochtonního podkladu západní části vnějších Karpat na území ČSSR. Rozpravy ČSAV, řada matem. a přír. věd, 74, 1, NČSAV, Praha.
- DOLEŽAL, J. 1965: Kvantitativní interpretace tíhových profilů v západokarpatském flyši. Sbor. geol. věd, Užité geofyzika, 4, NČSAV, Praha.
- DOLEŽAL, J. 1966: Regionální kvantitativní interpretace tíhového pole v západní části flyšového pásma čs. Karpat. Věstník Ústř. Úst. geol., 41, 1, NČSAV, Praha.
- DOLEŽAL, J. et al. 1971: Reinterpretace geofyzikálních materiálů v čelní hlubíně a flyšovém pásmu Karpat – úsek JIH. Manuskript–archiv Geofyzika. Brno.
- DOLEŽAL, J. et al. 1973: Reinterpretace geofyzikálních materiálů v čelní hlubíně a flyšovém pásmu Karpat – úsek SEVER; I. etapa: jižní část hornoslezské pánve. Manuskript–archiv Geofyzika. Brno.
- DOLEŽAL, J. 1974: Přínos gravimetrie a geomagnetiky pro poznání geologické stavby v oblasti mezi Mikulovem a Kyjovem. Sbor. geol. věd, Užité geofyzika, 12, NČSAV, Praha.
- DOLEŽAL, J. et al. 1977: Reinterpretace a souborné zpracování geofyzikálních materiálů v karpatské předhlubni a flyšovém pásmu Karpat – úsek STŘED. Manuskript–archiv Geofyzika, Brno.
- DOLEŽAL, J.–HAŠEK, V.–UHMANN, J. 1975: Fyzikální vlastnosti hornin v oblasti karpatské čelní předhlubně a flyše na jižní Moravě. Sbor. geol. věd, Užité geofyzika, 13, NČSAV, Praha.
- DUDEK, A. in CHMELÍK, F. et al. 1977: Geologie a petrografie krystalinika středomoravského bloku v úseku STŘED. Manuskript–archiv Ústř. Úst. geol., Praha.
- DUDEK, A.–MELKOVÁ, J. 1975: Radiometric age determination in the crystalline basement of the Carpathian Foredeep and of the Moravian Flysch. Věstník Ústř. Úst. geol., 50, 5, NČSAV, Praha.
- DUDEK, A.–ŠPIČKA, V. 1975: Geologie krystalinika v podloží karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na jižní Moravě. Sbor. geol. věd, Geologie, 27, NČSAV, Praha.
- DVOŘÁK, J. 1973: Synsedimentary Tectonics of the Paleozoic of the Drahaný Upland (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). Tectonophysics, 17, Elsevier Scientif. Public. Comp., Amsterdam, Netherland.
- DVOŘÁK, J. 1973: Über die Beziehungen zwischen Kulm-Sedimentation und Tektonik im Sudeticum. Comptes Rendu, Bd. II, Septième Congrès Internat. de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère, Krefeld.
- DVOŘÁK, J. 1978: Geologie paleozoika v podloží Karpat jv. od Drahanské vrchoviny. Zemný plyn a nafta, 23, 2, MND, Hodonín.
- ELIÁŠ, M.–UHMANN, J. 1968: Hustoty hornin ČSSR – vysvětlivky k mapě hustot hornin ČSSR 1:500 000. Vydal Ústř. Úst. geol., Praha.
- FUSÁN, O. et al. 1971: Geologická stavba podložía zakrytých oblastí južnej časti vnútorných západných Karpát. Zbor. geol. vied, Západné Karpaty, 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- CHMELÍK, F. et al. 1970: Komplexní geologické zhodnocení vrtu Lubná-1 s přihlédnutím k výsledkům vrtů Lubná-2, -3, a -4, Geofond, Praha.
- CHMELÍK, F. et al. 1977: Komplexní geologické zhodnocení úseku STŘED jv. svahů Českého masívu. Manuskript–archiv Ústř. Úst. geol., Praha.
- IBRMAJER, J.–DOLEŽAL, J. 1962: Souborné zpracování a interpretace gravimetrických měření ve flyšové oblasti ČSSR. Užité geofyzika, Sbor. prací ÚGF–Brno 1961, NČSAV, Praha.
- KOLÁŘOVÁ, M.–ROTH, Z. 1977: Geology of the platform entering below the Carpathian Foredeep and the Carpathian nappes in SE Moravia. Věstník Ústř. Úst. geol., 52, 5, NČSAV, Praha.
- KREJČÍ, J. 1975: Příspěvek k poznání hlubší geologické stavby Ždánického lesa. Rigor. práce. Manuskript–archiv Mor. naft. doly, Hodonín.
- LIEBSCHER, H. J. 1964: Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland – Teil II. Zeitschrift f. Geophys., 30, 3, Physica-Verlag, Würzburg.
- MAŠIN, J. 1966: The regional aeromagnetic anomalies in Czechoslovakia. Věstník Ústř. Úst. geol., 41, 1, NČSAV, Praha.
- POPELÁŘ, J. 1968: Gravity field and isostasy in the area of the Czechoslovak West Carpathians. Sbor. geol. věd, Užité geofyzika, 7, NČSAV, Praha.
- ROTH, Z. 1960: Vztah sedimentačního prostoru flyšového pásma v sz. části čs. Karpat k Českému masívu. Věstník Ústř. Úst. geol., 35, 5, NČSAV, Praha.

- ROTH, Z. 1964: K strukturálnímu rozdělení ČSSR. Věstník Ústř. Úst. geol., 39, 4, NČSAV, Praha.
- ROTH, Z. 1969: Výzkum hlubinné stavby v oblasti předhlubně a západního úseku flyšového pásma čs. Karpat. Geol. průzkum, 11, 10, SNTL, Praha.
- ROTH, Z. 1977: Structure of the North European Platform below the Carpathian Foredeep and the Carpathians in the ČSSR. Věstník Ústř. Úst. geol., 52, 3, NČSAV, Praha.
- ŠALANSKÝ, K.–DVOŘÁK, J.–MANOVÁ, M. 1970: Zpráva o leteckém geofyzikálním mapování, IX – Střední Morava. Manuskript–archiv Geofyzika, Brno.
- ŠPIČKA, V. et al. 1973: Předběžné geologické zhodnocení opěrného vrtnu Jarošov-1. Manuskript–archiv Geofyzika, Brno.
- THON, A. 1975: Strukturální stavba jv. svahů Českého masívu a Karpat v oblasti Chřibů. Kandid. disertač. práce, FP UJEP, Brno.
- THON, A.–CHMELÍK, F.–LEŠKO, B. 1978: Koncepce průzkumných a výzkumných prací na ropu a zemní plyn v ČSSR. Zemný plyn a nafta, 23, 3, MND Hodonín.
- TOMEK, Č.–HROMEC, J.–ODSTRČIL, J. 1976: Jednotné zpracování a interpretace tíhových podkladů vídeňské pánve a přilehlého pásma vnitřních a flyšových Karpat. Manuskript–archiv Geofyzika, Brno.
- UHMANN, J. 1973: Fyzikální vlastnosti hornin v neogenní předhlubni a ve flyšovém pásnu Karpat – úsek STŘED. Manuskript–archiv Geofyzika, Brno.
- ZAPLETAL, K. 1957: Zur Geologie der Sudeten und Umgebung des Oberschlesischen Kohlenbeckens, der Westkarpathen und des Vorlandes. Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Geol., 356, Brno.

J. Doležal

## Deep Structure of the Autochthonous Basement of the Carpathians in SE Moravia Based on Gravity and Geomagnetic Data

Summary of the Czech text

Extensive application of geophysical methods in the western area of the Czechoslovak Carpathians during the last 25 years has implied the need for synthesis and complex interpretation of all the data obtained. The aim of the synthesis was to establish the nature and the factors underlying the development of the deep geological structure of the south-eastern slopes of the epi-Variscan platform under the overthrust of the Carpathian Flysch nappes.

In this paper the reinterpretation of geophysical data recently published for the southern and northern parts of this region (J. Doležal et al. 1971, 1973) was completed by the data for the area of SE Moravia. In this territory surface geological units are represented by the Neogene sediments of the Carpathian Foredeep, the Flysch of the external, central and Magura groups and by the Neogene sediments of the Vienna Basin. The old autochthonous basement made up of the plutonic and/or metamorphic rocks is only partly covered by the Paleozoic in the carbonatic and clastic development and in the SW also by the autochthonous Paleogene. It has been assumed that the Mesozoic occurs at the south-eastern and southern borders of the region. Its existence has been confirmed recently by the deep boreholes in the southern slope of the Ždánice elevation. The upmost part of the crystalline fundament has been found by the V-1 Horní Moštěnice borehole at +154 m above sea-level (Encl. 1.)

In SE Moravia all the basic geophysical methods have been used in varying degrees. The whole area has been surveyed using gravimetric (3 to 4 points of measurement/km<sup>2</sup>) and geomagnetic (1 to 2 points of measurement/km<sup>2</sup>) methods. The geophysical survey has been continuously completed with assessment of physical properties of the rocks obtained, in the most part, from laboratory measurements of drill cores from deep boreholes.

Statistical analysis of susceptibility data proved that the geomagnetic anomalous field (Encl. 2) was conditioned by the inner structure of the crystalline fundament as the whole sedimentary cover was non-magnetic. It can be assumed that the magnetization of the crystalline rocks is partly plutonic in origin,

partly due to the effect of the alterations (the development of secondary magnetite concentrations from biotite in the zones of tectonic stress by the influence of hydrothermal solutions migrating along deep faults). With metamorphites, the type of metamorphism affecting the crystalline rocks during tectogenesis was of most importance (Table 1).

On the contrary, the gravity field includes the effects of density differentiation of masses in both the crystalline massif and the overlying series of strata. Data presented in Table 3 indicate that mainly younger sediments the density of which increases with depth are responsible for the negative regional anomaly of the whole area. The Devonian carbonates are, on the other hand, the most compact sediments. Among the crystalline rocks, the metamorphites were found to have the highest density; with granitoids, the decrease in density from diorites to granites was associated with transition from basic to acid pluton varieties (Table 2).

From Encl. 2 and 3 it appears that the both anomalous fields reflect the general slope of the Bohemian Massif fundament under the overthrust flysch nappes. The detail structure of these fields, however, shows direction features different from those of the present Carpathians structure. Thus the interpretation of both the gravity and the geomagnetic data made it possible to detect the regional features of the morphological structure of the pre-Mesozoic basement but, in the first place, the manifestations of the basic systems of deep tectonics determining the development of subsequent stratigraphical formations.

In addition to the previously known NW-SE and ENE-WSW tectonic systems, the W-E and N-S directions were revealed; the latter appeared to be the oldest in the platform and the most important in the crystalline formation. These structural features were destroyed during the following geological development and obscured by the younger tectonic movements. This system of tectonics has so far been concealed and consequently underrated, due to the fact that it belongs to a deep structure that has not been properly investigated by either geological or geophysical methods. Yet the importance of the system has been indicated by both the morphological and gravity megastructure of the Alps as well as by the basic directions of the platform in South Poland.

The W-E tectonics was apparent over the whole area of the upper block of the platform in both the gravity and the geomagnetic fields of the Central Moravian Block. The predominance of the effects of the Sudetic or the Carpathian directions could be seen mostly along the lines of contact between the blocks, then in the SE around and in the deep part of the Carpathian depression; within each block, however, the W-E direction was well preserved. As a result, the gravity field (Encl. 3) shows that the continuity of elevation and depression bands is broken and that the band axes in adjacent blocks are shifted.

The manifestations of the NW-SE tectonics weaken in the area behind the south-eastern border of the Paleozoic of the Drahany Upland (Drahanská vrchovina) and the Low Jeseník (Nížký Jeseník) and lose expressiveness with the increasing distance from the south-eastern outcrops of the Bohemian Massif.

Directions longitudinal to the Flysch Zone of the Carpathians (WSW-ENE) show the most marked continuity in the area of the central gravity depression, i. e. where the relief of the sunken block of the platform attains a steep slope, and along the outcrop of the Bohemian Massif where they are due to the effect of the west marginal fault of the Carpathian Foredeep. The NNE-SSW directions genetically associated with the youngest tectonics are evident only in the northern promontory of the Vienna Basin.

The comparison of gravity and depth data from the boreholes revealed that the density differentiation of the crystalline massif was fairly high and had a considerable influence on the anomalous gravity field of SE Moravia. This finding enabled us to distinguish between anomalous masses in the subsurface parts of the fundament, and suggested possibilities of a new approach to the interpretation of the central gravity minimum as related to the deep discontinuities in the earth crust. In the autochthonous basement the manifestation of density inversion at the contact of granitoids with carbonates appears to be very important. The interpretation of this fact implies that some of the positive anomalies in the western, northern and north-eastern parts of this area indicate accumulation of heavy (dolomitised) limestones in the depressions of the crystalline relief while the relative decrease in anomaly suggests thinning of the sedimentary cover and approaching of the crystalline rocks to the present day earth surface.

Translated by J. Doležal

## Explanations of Enclosures 1-3

Encl. 1. Present state of geological structure investigations based on borehole data in SE Moravia.

1 - positions and designations of boreholes into the pre-Mesozoic fundament and of deep boreholes: Ba 1 - Bařice, Bl 1 - Blatnička, Br 1 - Brno, NP 768 A - Brodek u Přer. Bk 1 - Březůvky, Bu 1 - Bučovice, D 1, 2 - Dražovice, G 1 - Gottwaldov, H AG 3 - Hluk, Ho 1 - Holešov, HV 1 - Horákov, V 1 - Horní Moštěnice, Hu 1 - Hulín, Chr 2 - Chropyně, Jh 1 - Jarohněvice, J 1 - Jarošov, Kb 1 - Kobylí, Kj 1 - Kojetín, Km 1 - Komňa, Kž 1-4 - Kožušice, Kř 1, 2 - Křenovice, Ku 1, 2 - Kunovice, HV 110A Líšeň, Lo 1 - 56 - Lobodice, Lu 1-26 - Lubná, Ma 1 - Marely, Mě 1 - Měnín, Mo 1 - Morkovice, Ne 1, 3 - Nesvačilka, Nm 1 - Němčičky, Nt 2-9 - Nítkovice, Os 1 - Osvětimany, NP 767 - Radslavice u Přerova, NP 766 Radvanice, Ra 1, 2 - Rataje, Rš 1 - Roštín, Ro 1 - Rousínov, Ru 1, 2 - Rusava, Sl 1, 2 - Slavkov, St 1 - Stupava, Ša VII, IX - Šarátice, Šv 1 - Švábenice, Tě 1 - Těšany, T 1, 2 - Tlumačov, UH 1 - Uherské Hradiště, Vi 1 - Vizovice, Vl 1 - Vlkoš, HV 23 - Vyškov (Brňany), Ža 1, 2 - Žarošice, Žt 1 - Žatčany, Žd 1-10 - Žďánice; 2 - column showing a schematic lithostratigraphical profile in relation to the depth (left scale is related to the borehole mouth, scale interval of 500 m; right scale is related to the sea-level, scale interval of 500 m); 3 - Neogene; 4 - autochthonous Paleogene; 5 - Flysch of the Carpathian nappes; 6 - pelitic development of the Mesozoic (Jurassic); 7 - carbonatic development of the Mesozoic (Jurassic); 8 - clastic development of the Paleozoic (Carboniferous); 9 - carbonatic development of the Paleozoic (Devonian-Lower Carboniferous); 10 - basal clastic development of the Paleozoic (Lower Devonian, Old Red Facies); 11 - plutonic crystalline rocks; 12 - metamorphic crystalline rocks.

Encl. 2. The anomalous field of vertical geomagnetic intensity in SE Moravia (compiled by J. Doležal 1977).

1 - outcrop borderline of the Bohemian Massif; 2 - outer edge of the external and central groups of the Flysch Zone; 3 - Magura group of the Flysch Zone - outer edge of the Rača tectonic unit; 4 - outer edge of the Bystrica tectonic unit; 5 - outer edge of the Bílé Karpaty tectonic unit; 6 - outline of the Vienna Basin; 7 - boreholes into the pre-Mesozoic fundament and deep boreholes (for designations of the boreholes see Encl. I); 8 - isanomalies of the vertical geomagnetic intensity with the isoline interval of 10 nT.

Encl. 3. Schematic presentation of anomalous gravity field in SE Moravia (compiled by J. Doležal 1977).

1 - outcrop borderline of the Bohemian Massif; 2 - outer edge of the external and central groups of the Flysch Zone; 3 - Magura group of the Flysch Zone - outer edge of the Rača tectonic unit; 4 - outer edge of the Bystrica tectonic unit; 5 - outer edge of the Bílé Karpaty tectonic unit; 6 - outline of the Vienna Basin; 7 - boreholes into the pre-Mesozoic fundament and deep boreholes (for designations of the boreholes see Encl. I); 8 - gravity field isanomalies.

## Explanations of Tables 1-3

Tab. 1. Comparison of values for the anomalous geomagnetic field, the susceptibility of crystalline rocks and the depths of crystalline relief.

Tab. 2. Natural densities of pre-Mesozoic rocks

Tab. 3. Natural densities of Cretaceous and Tertiary rocks as related to the deposition depth

## ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

*geológia 6*

---

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1980.

Vedecký redaktor: RNDr. Anton Biely, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Technický redaktor: Jozef Bielik

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť roku 1980. I. vyd.  
náklad 600 kusov, tem. skup. 03/9. Povol. SÚKK 1971/I-1979  
Rozsah AH 11,74, VH 11,96.

Cena Kčs 20.—





