

## GEOLOGICKÁ STAVBA PREDNEOGÉNNEHO PODLOŽIA ZAKARPATSKEJ PREHLBENINY\*

(2 obr. v texte)

V. G. SVIRIDENKO

### Геологическое строение донеогенового фундамента закарпатского прогиба

Донеогеновый фундамент Закарпатского межгорного прогиба имеет сложную блоково-чешуйчатую (мозаичную) структуру. В его строении участвуют кристаллические сланцы, филлиты, известняки и, вероятно, порфириды и лейкодиабазы среднего и верхнего палеозоя; известняки, доломиты, диабазы и радиоляриты триаса; аргиллиты, алевролиты и мергели нижней и средней юры; криноидные известняки средней и верхней юры; аргиллиты, алевролиты, песчаники нерасчлененного мела; аргиллиты, глинистые известняки и диабазы верхнего мела, и различных флиш эоцена и олигоцена. Разновозрастные разломы, секущие фундамент, образуют несколько систем северо-западного, северного и северо-восточного простирания. Большое значение в формировании структуры фундамента имеют также надвиги послепалеогенового возраста. Формирование блоково-чешуйчатой структуры фундамента происходило в савскую фазу складчатости.

### Geological structure of the Pre-Neogene substratum of the Transcarpathian Depression

The Pre-Neogene substratum of the Transcarpathian intermontane depression has a complicated block-slice (mosaic) structure. It is built of crystalline schists, phyllites, limestones and probably also porphyrites and leucodibases of the Early and Late Palaeozoic, limestones, dolomites, diabases and cherts of the Triassic, claystones, silt and marls of the Lower and Middle Jurassic, crinoidal limestones of the Middle and Upper Jurassic, claystones, silts and sandstones of the undivided Cretaceous, claystones, argillaceous limestones and diabases of the Upper Cretaceous as well as of Eocene and Oligocene flysch sequences. Faults of different age cut the substratum composing several systems of NW, N and NE strike. Pre-Paleogene thrust faults played also an important role in the formation of the basement structure. The block-slice structure of the substratum originated during the Sava phase of folding.

Vďaka početným geologickoprieskumným prácam v zakarpatskej prehlbenine sú k dispozícii nové údaje, ktoré umožňujú urobiť závery nielen o všeobecnej charakteristike stavby predneogénneho podložia, lež aj o jednotlivých častiach tejto štruktúry, ktorú treba poznať na ocenenie naftonosnosti a stanovenie metalogenetickej prognózy územia.

\* Prednesené na seminári v októbri 1974 v Košiciach.

Stanovenie hĺbok plochy Mohorovičiča pri seizmických meraniach (A. V. Čekunov — L. P. Livanova — V. S. Gejko 1969) ukázalo jej postupné klesanie, a to do hĺbky 30 km v mieste styku vonkajších a vnútorných Karpát. Merania ukázali aj to, že pod karpatskou prehĺbeninou nie je neprerušovaná bazaltová vrstva, ale že kôra má blokovú stavbu, ktorá sa prejavila aj na vrchných komplexoch podložia a na neogénnom pokryve. Mnohé zlomy ohraničujúce bloky sa prejavujú aj vo vrchných horizontoch. Diferenciálne pohyby blokov sú kontrolované fáciami a mocnosťou sedimentov jednotlivých stratigrafických horizontov v rozličných častiach prehĺbeniny.

Sovietski geológovia vypracovali viac ako 30 schém tektonického členenia zakarpatskej prehĺbeniny. Autori schém vychádzali pri vyčleňovaní jednotiek z vrchnej (neogénnej) štruktúrnoformačnej etáže, pritom jedni uprednostňovali priečne, iní pozdĺžne delenie prehĺbeniny. Pozdĺžne delenie treba pokladať za oprávnenejšie, pretože mukačevská a solotvinská panva neboli v čase ich vzniku oddelené a sedimenty miocénu neprejavujú ostré faciálne rozdielnosti, naopak sú charakteristické postupnými prechodmi. Avšak aj pozdĺžne rozčlenenie prehĺbeniny s vymedzením štruktúrnych jednotiek karpatského smeru je v istej miere jednostranné a nevyjadruje úplne špecifikum zakarpatskej prehĺbeniny, ktoré spočíva v heterogénnosti (rozličný vek intenzívnych finálnych deformácií, rozdielnosti štruktúr a fácií) predneogénneho podložia.

Členenie na základe posledných aktívnych procesov vrásnenia by bolo príliš všeobecné, pretože pri uplatnení takéhoto princípu bolo možno na uvedenom území vyčleniť len podhalskú zónu — oblasť predpaleogénneho (laramického) vrásnenia. Pre ostatnú časť územia je charakteristické postpaleogénne vrásnenie.

Špecifikum stavby a fácií podložia je podmienené existenciou zóny pieninského bradlového pásma (peripieninský hlbinný zlom) a zóny pripanónskeho hlbinného zlomu pod zakarpatskou prehĺbeninou. Tieto fenomény predurčili vznik a kontrolovali vývoj štruktúr a zlomových línií rozmanitých typov, veľkosti a orientácie.

Medzi panónskym masívom a podložíom zakarpatskej prehĺbeniny sa nachádza hraničná štruktúra — zóna pripanónskeho hlbinného zlomu (B. V. Merlič — S. M. Spítkovskaja 1965). Pozdĺžne a priečne zlomy rozčleňujú túto štruktúru, ktorá je ako celok vyzdvihnutá, na poklesnuté a vyzdvihnuté bloky. Pripanónsky hlbinný zlom sa výrazne prejavil v orogénnej etape vývoja, a keď boli v oblasti Beregovskej vrchoviny objavené kriedovo-paleogénne, metamorfované efuzívno-sedimentárne horniny, získal sa dôkaz o jeho predvrchno-kriedovom vzniku. Tento hlbinný zlom pravdepodobne existoval dávno pred vrchnou kriedou, oddeľoval panónsky masív od vnútorných Karpát, ktoré sa vyvíjali v eugeosynklinálnych podmienkach. O tom svedčia rozdiely vo faciálnej a formačnej charakteristike sedimentov triasu (hlbokovodné v zóne pripanónskeho hlbinného zlomu a plytkovodné, kontinentálne v kričevskej zóne) a veľké rozdiely v smeroch paleozoických štruktúr a blokov panónskeho masívu (severovýchodné, užhorodsko-inačovskej elevácie a zóny pripanónskeho hlbinného zlomu (východojuhovýchodné, karpatské).

Typickým príkladom hlbinného zlomu (peripieninského) je pieninské bradlové pásmo, ktoré je podrobne opísané v sovietskej a zahraničnej geologickej literatúre. Vnútorná štruktúra pieninského bradlového pásma má charakter



gigantickej brekcie s početnými prešmykmi. Podľa výsledkov vrtov a terénnych pozorovaní je medzi riekou Terebľa a Teresva najmenej päť jednotlivých šupín. Zrejme je ich oveľa viac. V doline rieky Teresva sa pieninské bradlové pásmo náhle končí a znova sa objavuje na povrchu v oblasti Pojana Botiz (Rumunsko), kde sa skladá z niekoľkých šupín nasunutých jedna na druhú v juhozápadnom smere. Tento posun pieninského bradlového pásma súvisí so systémom pravostranných stupňovitých posunov alebo s jedným veľkým posunom, ktorý sa vytvoril počas viacerých štádií. Severná časť tohto posunu je vertikálna, smerom na juh sa úklon zlomovej plochy zmierňuje a v oblasti Pojana Botiz sa stáva obyčajným násunom.

Medzi hlbinnými zlomami sa rozprestiera kričevská zóna, ktorá zaberá podstatnú časť predmetného územia. Pre ňu je charakteristická blokovo-šupinatá stavba, podľa tektonického štýlu zaujíma postavenie medzi pieninským bradlovým pásmom, charakteristickým šupinatou stavbou, a zónou pripanónskeho hlbinného zlomu, pozostávajúceho z jednotlivých blokov. Pri podrobnejšom delení kričevskej zóny treba vyčleňovať jednotlivé bloky, ktoré sa odlišujú horninovým zložením a históriou vývoja. Už teraz sa na západe vyčleňuje užhorodský blok, ktorý s pozdišovsko-iňačovským blokom (východné Slovensko) vytvára užhorodsko-iňačovskú paleozoickú eleváciu.

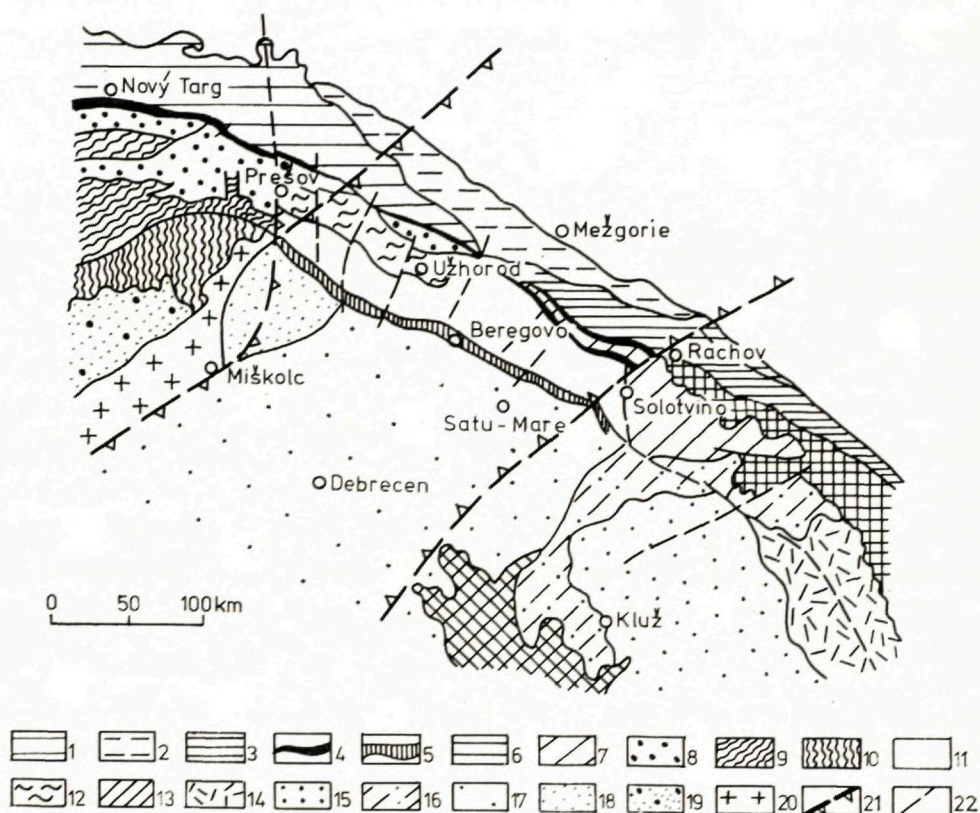
Efuzívne horniny Vihorlatsko-gutinského pohoria a čiastočne aj neogénna molasa na vonkajšom okraji zakarpatskej prehĺbeniny miestami celkom zakrývajú pieninské bradlové pásmo, prekrývajúc flyšové komplexy magurskej a duklianskej zóny, na severovýchode a východe monastyrskej podzóny marmarošskej zóny.

Pieninské bradlové pásmo rozdeľuje vnútorné (centrálne) a vonkajšie Karpaty, ktoré zodpovedajú eugeosynklinálnej a miogeosynklinálnej zóne. Najcharakteristickejšou črtou vnútorných Karpát, na základe ktorej sa vyčleňujú, je kriedový (predsenónsky) vek vrásnenia a vzniku príkrovov (subtatranská fáza). Vo vonkajších Karpatoch sa tieto procesy uskutočnili v postpaleogénnom období. Vnútorná poloha predneogénneho podložia prehĺbeniny vo vzťahu k pieninskému bradlovému pásmu je podkladom zaradiť túto štruktúru k vnútrokarpatským jednotkám, aj keď vznik vrás a príkrovov prebiehal v období medzi paleogénom a neogénom. Severovýchodné a východné ohraničenie predmetného územia, rovnako ako aj pieninské bradlové pásmo, ktoré sa intenzívne vrásnili v období sávskej fázy, možno vyčleniť ako zväzujúci článok vonkajších a vnútorných Karpát. Na severozápade leží neogén transgresívne už na štruktúrno-faciálnych zónach vonkajších Karpát.

Kričevská zóna a užhorodsko-iňačovská paleozoická elevácia sú na západe (na území ČSSR) ohraničené priečnymi zlomami, ako sú hornádsky a vihorlatský. Kričevskú zónu na východe ohraničuje zlom prebiehajúci po línii Ganiči—Solotvino. Hranice vlastnej zakarpatskej prehĺbeniny sú v podstate totožné s týmito zlomami. Chýbanie analógov mnohých stratigrafických komplexov podložia zakarpatskej prehĺbeniny za jej hranicami, neprítomnosť synorogénnych granitoidných hornín a intruzívnej fázy ofiolitového magmatizmu, charakteristických pre ostatné rajóny vnútorných Karpát a pre typické augeosynklinálne zóny vôbec, blokovo-šupinový charakter stavby kričevskej zóny, ktorou sa odlišuje od alpinotypných centrálnych Západných Karpát a rumunského Marmaroša, popaleogénny vek hlavných vrásnivých procesov a vzniku príkrovov a nakoniec chýbanie príznakov predsenónskych tektonických defor-

mácií hovoria o tom, že za karpatskou prehĺbeninou v predneogénnom období existoval samostatný segment vnútorných Karpát, ktorý bol časťou obrovskej panónsko-volynskej priečnej depresie, presekávajúcej celé Karpaty a zasahujúcej až na ruskú platformu a panónsky masív (obr. 1).

Samotný vznik a vývoj zakarpatskej prehĺbeniny súvisí s existenciou a aktivitou tejto veľkej štruktúry. Severná a južná hranica zakarpatskej prehĺbeniny vznikli poklesávaním pozdĺž smerného peripieninského a pripanónskeho hlbinného zlomu, západnú a východnú hranicu v neogéne určovali zlomy, ktoré ohraničovali panónsko-volynskú priečnu depresiu.



Obr. 1. Schéma štruktúrneho postavenia predneogénneho podložia zakarpatskej prehĺbeniny (bez neogénneho obalu)

1—3 — Vonkajšie Karpaty: 1 — magurská zóna, 2 — duklianska zóna, 3 — rachovská zóna s. l.; 4 — zakarpatský alebo peripieninský hlbinný zlom, 5 — pripanónsky hlbinný zlom, 6 — marmarošský kryštalicý masív, 7—13 — Vnútorné Karpaty: 7 — marmarošská depresia a jej severozápadné pokračovanie, 8 — paleogénne depresie podhalského typu, 9 — tatroveporidy, 10 — gemeridy, 11 — kričevská zóna, 12 — užhorodsko-iňáčovská paleozoická elevácia, 13 — elevácia Apusenských vrchov; 14 — Kalimansko-harghítské vulkanické pohorie, 15—19 — vnútrokarpatské neogénne kotliny: 15 — Transsylvánska kotlina, 16 — ohraničenie Transylvánskej kotliny v paleogéne, 17 — Panónska kotlina, 18 — Košická kotlina, 19 — Juhoslovenská kotlina; 20 — miškovecké hrastové elevácie paleozoika a mezozoika, 21 — hranice panónsko-volynskej priečnej depresie, 22 — hlavné zlomové štruktúry.



Paleozoické horniny užhorodsko-iňáčovskej elevácie sú na našom území zastúpené dvoma komplexmi (M. I. Petraškevič 1971). Spodný (karbonatický) sa skladá z vápencov a slieňov, miestami s vrstvičkami metamorfovaných argilitov. Vrchný (bridličnatý) zastupujú kryštallické bridlice s polohami vápencov. Podobne ako užhorodský blok sa paleozoikum kričevskej zóny (rajón Velikaja Dobroň) skladá z dvoch komplexov, avšak ich uloženie je opačné, t. j. navrchu leží karbonatický a pod ním bridličnatý komplex.

Jeden z blokov pripanónskeho hlbinného zlomu (čopská elevácia) má paleozoikum zastúpené sludnatými bridlicami s polohami pieskovcov a dolomitických vápencov. Zriedkavo sú prítomné silno premenené plagioklasové porfyrity.

Vek uvedených hornín nie je jednoznačne určený. Na základe analógie s pozdišovsko-iňáčovským blokom východného Slovenska možno ich podmienene zaradiť k strednému — vrchnému paleozoiku. Ich mocnosť je minimálne 500 m.

Pod paleozoickými horninami zrejme leží bajkalský komplex, prepracovaný počas ďalšieho vývoja. Okrem výsledkov hlbínnej seizmiky to dosvedčuje prítomnosť bajkalid na mnohých úsekoch karpatsko-balkánskeho systému.

Paleozoikum, ktoré je na severozápade prekryté mezozoikom, paleogénom alebo priamo neogénom, je podľa údajov hlbínnej seizmiky (A. B. Čekunov — L. P. Livanova — V. S. Gejko 1969) rozšírené aj ďalej na východ až do oblasti marmarošského kryštallického masívu, kde vychádza na povrch. Na juhovýchode sú paleozoické horniny uložené v hĺbke približne 7 km a chýbajú v úseku medzi riekou Teresva a ich povrchovým výskytom v marmarošskom masíve. V doline Teresvy badať výzdvih prekambriického (?) kryštallického komplexu, ktorý bol sprevádzaný veľkým priečnym zlomom. Zlomy a elevácie, ktoré pozorovali geofyzici v doline Teresvy, majú priebeh kolmý na karpatský smer a ohraničujú západnejšie pozdĺžne štruktúry a zlomy. Takáto náhla zmena orientácie sa dá vysvetliť, ak berieme do úvahy, že v danom rajóne bola dôležitá hranica vymedzujúca na severovýchode panónsko-volynskú priečnu prehlbeninu.

Paleozoické horniny užhorodsko-iňáčovskej elevácie a zóny pripanónskeho hlbinného zlomu sa od paleozoických komplexov centrálnych Karpát ostro odlišujú. Rozdiely sú také veľké, že niektorí geológovia uvažujú o marmarošskom type paleozoika ležiaceho pod neogénom Východoslovenskej nížiny. Hľadať analógiu medzi paleozoikom užhorodsko-iňáčovskej elevácie a marmarošského kryštallického masívu nie je správne, lebo uvedené štruktúry sú na protiľahlých stranách pieninského hlbinného zlomu založeného pred kambrim.

Trias pieninského bradlového pásma (S. S. Kruglov 1969) reprezentujú bloky tzv. pudingových pieskovcov a gravelitov s kaolinickým cementom, ktoré sú vtlačené do mäkkého obalu kriedových hornín.

V kyjevskej zóne boli triasové horniny zastihnuté vrtní na územiach Zaluž, Velikaja Dobroň a Sokirnica. V rajóne Zaluž sú to vápence a dolomity, miestami s polohami pieskovcov, aleuritov a lavicovitými telesami diabázových a dacitových porfyrítov a tufov. V okolí osady Velikaja Dobroň prevládajú v profile pestré kremité argility a aleurity, v rajóne Sokirnica prevládajú polymiktné pieskovce. Mocnosť triasu prevyšuje 400 m.

Fácie triasu sú v celej karpatskej oblasti jedného typu a ich špecifický



vzhľad umožňuje nachádzať ich analógy v susedných regiónoch. Triasu kričevskej zóny (rajón Zaluž a Sokirnica) faciálne zodpovedá stredný a vrchný trias Západných Karpát a severozápadných rajónov Maďarska, ďalej efuzívno-sedimentárne horniny známe v rajóne Zaluž podobné strednému triasu pohoria Bükk a Rudabánya. Triasový komplex pripanónskeho hlbinného zlomu (diabázy a diabázové tufy s polohami a úlomkami rádiolaritových hornín a kremitých vápencov) zodpovedá strednému triasu rieky Bodva (Maďarsko) a spodnému triasu Nízkych Tatier.

Jurské horniny pieninského bradlového pásma sú dobre prebádané v mieste ich východov na povrch (V. I. Slavin 1963, S. S. Kruglov 1971). Juru zastupujú všetky tri oddelenia a pozostáva prevažne z ílovito-karbonatických hornín.

Na území Sokirnica (kričevská zóna) zastupujú juru tmavosivé prevrásnené argility, striedajúce sa s rovnakými aleuritmi, slieňmi a kryptozrnnými organogénnymi vápencami. Početné posidónie a amonity svedčia o spodno- — strednojurskom veku tmavých hornín (A. A. Matvejeva — P. S. Dmitrijeva — I. L. Pavlik 1968). Ich mocnosť nie je pravdepodobne väčšia ako 300 m. Analogické horniny so zvyškami posidónií sa našli západne od osady Vinogradovo v zóne pripanónskeho hlbinného zlomu. Jura, zastúpená posidóniovými vrstvami, nemá štruktúrno-faciálne analógy za hranicami prehlbeniny.

V severozápadnej časti kričevskej zóny sa jurské horniny s určitou neistotou stanovili. Len v rajóne Velikaja Dobroň sa našli krinoidové vápence stredno- — vrchnojurského veku. Ich mocnosť je približne 150 m.

Krieda pieninského bradlového pásma sa delí na štyri súvrstvia (odspodu navrch): svaľavské, tisalské, púchovské a jarmutské, ktoré sú uložené jedno na druhom bez prerušenia sedimentácie (S. S. Kruglov 1971). Mocnosť súvrství je malá, celková mocnosť kriedy v pieninskom bradlovom pásme je 300—350 m. Štúdium látkového zloženia titónsko-neokómskych vápencov svaľavského súvrstvia ukázalo, že tieto plytkovodné horniny sú organogénneho pôvodu a základná, kryptozrnná hmota vápencov je jemne rozdrvený organogénny detrit.

Medzi horninami podložia prehlbeniny má najväčšie rozšírenie mohutný (mocnosť viac ako 1000 m) vrchnokriedový komplex, ktorý sa vyčleňuje ako kričevské súvrstvie (M. I. Petraškevič — A. M. Živko 1969). Súvrstvie sa skladá z tmavosivých až čiernych argilitov s polohami sivých pieskencov a aleuritov. Spodná časť súvrstvia obsahuje polohy a šošovky slieňov a vápencov. Horniny sa vyznačujú postupnými prechodmi bez ostrých hraníc medzi jednotlivými typmi a nemajú znaky flyšového pôvodu. Sú prevrásnené, často s tektonickými zrkadlami a drobnými žilkami kalcitu. Zo súvrstvia je dobre opísaná mikrofauna, ktorá ukazuje, že ide o vrchnú kriedu. Miestami pod súvrstvom vystupuje tmavý spodnokriedový komplex podobného zloženia. V Západných Karpatoch, v rumunskom Marmaroši a severných oblastiach Maďarska nie sú faciálne analógy kričevského súvrstvia známe.

Iný faciálny typ vrchnokriedových hornín reprezentujú hnedočervené slieňe s polohami a šošovkami hnedosivých argilitov a slieňov, červených vápencov a svetlosivých pieskencov a gravelitov. Tento komplex s nevelkou mocnosťou (50—120 m) bol vyčlenený ako románske súvrstvie (M. I. Petraškevič — A. M. Živko 1969). Okrem rajónu Zaluž, kde bolo súvrstvie prvý raz opi-



sané, je známe z vrto v rajónoch Iršavy, Tjačeva a v doline Tereble. Podľa veku, zloženia a vonkajšieho vzhľadu sa toto súvrstvie veľmi podobá púchovskému súvrstviu pieninského bradlového pásma, za ktoré sa často mylne pokladá. Románske súvrstvie reprezentujú miestne vyvinuté šošovkovité telesá pestrých hornín uprostred tmavých hornín kričevského súvrstvia (V. G. Sviridenko 1974). Dosvedčujú to polohy a šošovky pestrých hornín, ktoré možno pozorovať v jadre vrto vyhlbených v ostatnom období (dolina Tereble, pravý breh Tisy, západne a severne od mesta Tjačevo). Podľa celkového štruktúrneho postavenia a vzťahov so susednými komplexmi treba predpokladať, že spoločný románsko-kričevský vrchnokriedový bazén bol od západo-karpatského a marmarošského izolovaný.

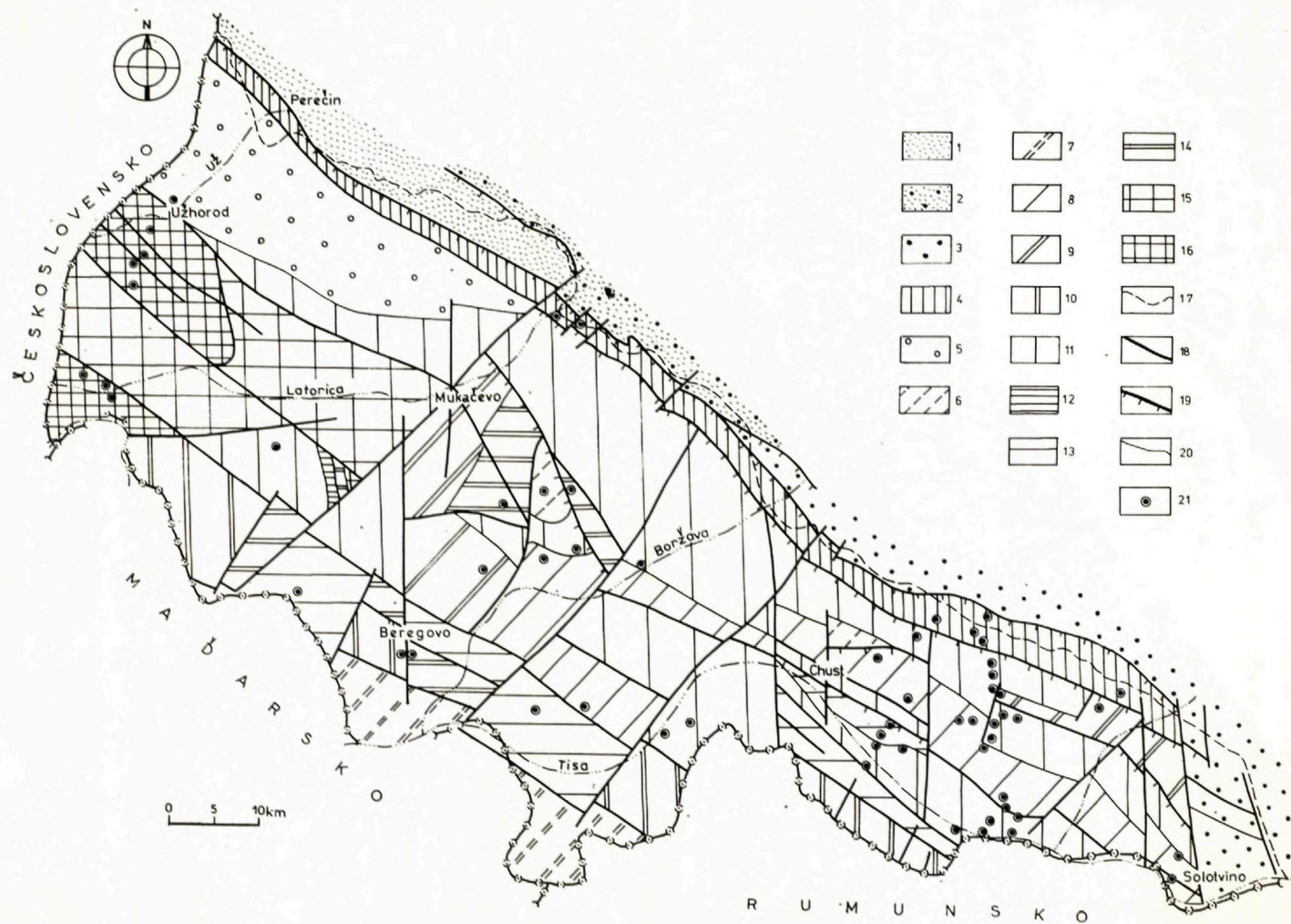
V súčasnosti je rozšírenejšia, ale aj slabšie potvrdená predstava o pokračovaní subtatranských príkrovov do podložia zakarpatskej prehĺbeniny. Jediným základom takejto predstavy bolo a aj ostalo porovnanie sedimentov objavených v rajóne Užhorodu s album Humenských vrcho. Avšak ani zloženie porovnávaných komplexov, ani ich všeobecné postavenie v profile nedávajú podklad na uvedenú paralelizáciu. Tmavé horniny užhorodskej oblasti patria podľa všetkého do kričevského súvrstvia, ktoré v susedných oblastiach Československa, Maďarska a Rumunska nemá analógy. Nestretáme tam faciálne ekvivalenty kriedovo-paleogénnej efuzívno-sedimentárnej jednotky pripanónskeho hlbinného zlomu, ktorú reprezentuje striedanie rozlične intenzívne metamorfovaných (v rámci raného štádia fácie zelených bridlíc) argilitov, pieskovcov a ílovitých vápencov s vrstvovitými telesami plagiodiabázových porfyrítov. Podľa údajov o absolútnom veku a palinologických údajov možno vznik jednotky ohraničiť obdobím vrchnej kriedy a eocénu. Mocnosť je viac ako 200 m.

Horniny paleogénu sú rozšírené vo všetkých zónach podložia zakarpatskej prehĺbeniny. Efuzívno-sedimentárne komplexy prehĺbeniny prekrývajú na severozápade pieninské bradlové pásmo a ležia na paleogénnom flyši magurskej a duklianskej zóny.

Paleogén monastyrskej podzóny marmarošskej zóny je zastúpený šopurským súvrstviem (eocén), ktoré vychádza na povrch pozdĺž severovýchodného a východného okraja prehĺbeniny. Pod neogénom a nasunutým komplexom kriedy a paleogénu (rajón Solotvino) zodpovedá vrchným častiam šopurského alebo spodnej časti dragovského súvrstvia mocný komplex pieskovcov s riedkymi polohami argilitov malej mocnosti (spodný — stredný eocén). Uvedené horniny možno z druhej strany porovnávať s flyšovým komplexom Marmaroša. Eocénový komplex marmarošského typu sa dá sledovať len vo východnej časti zakarpatskej prehĺbeniny.

Vulchovčichovské súvrstvie (konglomeráty, gravelity, stredno- a jemnorytmický flyš spodného a stredného eocénu) reprezentuje paleogén v zóne pieninského bradlového pásma (S. S. Kruglov — S. E. Smirnov 1968).

Flyš podhalského typu je známy z doliny rieky Už, kde sa skladá zo striedajúcich sa argilitov, pieskovcov a gravelitov (vrchná časť stredného — vrchného eocénu), menilom podobných argilitov s občasnými polohami pieskovcov (spodný oligocén). Eocénová časť profilu podhalského flyša zodpovedá šaflarským, spodnooligocénová časť zakopanským vrstvám centrálnokarpatského (podhalského) flyša, rozšíreného na území Československa a Poľska. Na základe analýzy štruktúrneho postavenia, vzťahov k okolitým komplexom, zlo-





ženia a mocnosti je dokázané, že podhalský flyš je rozšírený pod neogénom zakarpatskej prehĺbeniny pravdepodobne až do doliny rieky Latorica. Jeho mocnosť je do 500 m.

Najstaršie horizonty paleogénu kričevskej zóny reprezentuje súvrstvie gravelitov s argilitmi, pieskovecami a naspodu so slieňmi, ktoré sa zistili v okolí osady Dulovo. Gravelity obsahujú strednoeocénový komplex numulitov (M. I. Petraškevič 1971).

Pestrý vrchný eocén (bajlovske súvrstvie) je známy z mnohých rájónov kričevskej zóny a reprezentujú ho červenohnedé, zelenosivé a sivé argility, aleurity, pieskovce a gravelity s postupnými prechodmi medzi nimi a s občasnými polohami tufov a tufitov. Mocnosť súvrstvia je minimálne 200 m.

Za hranicami prehĺbeniny nemá súvrstvie analógy, aj keď boli pokusy o paralelizáciu s pestrým komplexom centrálnych rájónov Marmaroša, ktoré boli podkladom na predĺženie marmarošských jednotiek na juhovýchodnú časť zakarpatskej prehĺbeniny. Uvedené komplexy sa skladajú z rozdielnych facií, majú odlišný vek a nemožno ich porovnávať.

Spodný oligocén (rájón osady Danilovo) charakterizujú tmavé aleurity s polohami slieňov a pieskovcov (lazovské súvrstvie). Dlho sa lazovské súvrstvie pokladalo za vrchnoeocénové (K. J. Gurevič 1956), avšak mikrofauna, zloženie a celkové postavenie tmavých komplexov v profiloch paleogénu mnohých zón Západných Karpát ukázali, že súvrstvie je spodnooligocénové. Mocnosť súvrstvia je okolo 200 m.

Takúto mocnosť má aj dunkovické súvrstvie, podmienenčne zaradené k oligocénu (M. I. Petraškevič — A. M. Živko 1969), ktoré v okolí Zaluž reprezentujú čierne argility a slieň. Je pravdepodobné, že dunkovické a lazovské súvrstvie sú vekovými a faciálnymi anológmi zakopanských vrstiev centrálneokarpatského paleogénu a vrstiev Karelora epikontinentálneho komplexu Marmaroša, ktoré vznikali v podobných podmienkach v tom istom čase, avšak v rozličných bazénoch rozdelených eleváciami.

Geofyzikálne údaje a výsledky vrto v ukazujú na existenciu zlomov v predneogénnom podloží zakarpatskej prehĺbeniny, ktoré sa odlišujú vekom, veľkosťou a orientáciou (obr. 2). Hlavná úloha pri vytváraní štruktúry podložia prehĺbeniny patrí pozdĺžnym a priečnym (vo vzťahu ku karpatskému smeru)

◀  
Obr. 2. Schematická geologická mapa predneogénneho podložia zakarpatskej prehĺbeniny

1 — eocénny flyš magurskej zóny, 2 — kriedovo-paleogénny flyš duklianskej zóny, 3 — monastyrská podzóna marmarošskej zóny (eocénny flyš, vrchné časti z masívnych pieskovcov, predpokladá sa vrchná krieda), 4 — zóna pieninských bradiel (nerozdelené kriedové horniny s útesmi triasových a jurských hornín a transgresívne vulchovčikovské súvrstvie eocénu), 5 — vnútrokarpatský flyš podhalskej zóny (vulšavské súvrstvie, vrchný eocén — spodný oligocén), 6 — oligocén, dunkovické a lazovské súvrstvie, 7 — eocén až oligocén, predpokladaný budínsky vývoj (severný okraj Alföldu), 8 — vrchný eocén, bajlovske súvrstvie, 9 — nerozčlenený eocén, 10 — vrchná krieda — eocén pripanónskej zóny (argility, ílovité vápence a diabázy), 11 — kriedové horniny spolu (argility, aleurity, pieskovce, slieň, miestami pestré slieň a ílovité vápence), 12 — stredná — vrchná jura (krinoidové vápence), 13 — spodná — stredná jura (posidóniové vrstvy), 14 — nerozlišený trias, 15 — nerozlišené mezozoikum, 16 — stredné — vrchné paleozoikum (kryštálické bridlice, fylity, vápence), 17 — severovýchodná hranica zakarpatskej neogénnej prehĺbeniny, 18 — vertikálne a subvertikálne zlomy, 19 — násuny, 20 — transgresívne uloženie, 21 — vrty, ktoré dosiahli predneogénne podložie.



zlomom (M. I. Petraškevič — A. M. Živko 1969, M. I. Petraškevič — V. G. Svidirenko 1972). Pozdĺžne zlomy sú zviazané s rozvojom peripieninského a pripanónskeho hlbinného zlomu a vznikali pravdepodobne v predmezozoickom období. Tektonické pohyby sa na týchto zlomoch niekoľkokrát opakovali. Počas ďalšieho rozvoja boli pozdĺžne zlomy posunuté priečnymi, ktoré miestami mali charakter posunov. Niektoré priečne zlomy, predovšetkým svaľavský a ganičsko-solovinský, majú regionálny charakter a ťahnu sa ďaleko za hranice prehĺbeniny. V čase sedimentácie flyša svaľavský zlom a s ním zviazané vzostupné pohyby podstatne vplývali na rozšírenie sedimentov a ohraničovali z východnej strany magurský a podhalský flyšový bazén. Nemenej dôležitú úlohu pri vytváraní predneogénneho dna zakarpatskej prehĺbeniny a celej karpatskej vrásovej oblasti hral priečny zlom Ganiča—Solotvino. Na severovýchode sa spája s dubovsko-gruševským zlomom a ďalej sa ťahne cez celé Karpaty ako jeden mohutný zlom sprevádzajúci severobukovinskú priečnu eleváciu, vytvárajúc východnú hranicu panónsko-volynskej priečnej depresie.

Na západe, už na území Slovenska, panónsko-volynskú priečnu depresiu a s ňou aj zakarpatskú vnútornú prehĺbeninu ohraničuje systém priečných zlomov na čele s hornádskeým. Tento zlomový systém hral podstatnú úlohu v geologickej histórii Karpát, a to v alpínskej a možno aj v predchádzajúcich periódach vývoja. Tento vplyv bol natoľko význačný, že niektorí autori z geologického hľadiska navrhujú v rajóne hornádskeho zlomu hranicu medzi Západnými a Východnými Karpatmi. Okrem uvedených sú známe aj menšie priečne a severojužné poruchy, vytvárajúce spolu s pozdĺžnymi poruchami bloky rozličnej veľkosti.

Veľký význam pri vytváraní štruktúry podložia patrí príkrovom, ktoré sú dostatočne doložené len v juhovýchodnej časti zakarpatskej prehĺbeniny (M. I. Petraškevič — J. V. Sovčík — V. O. Šakin 1966, M. I. Petraškevič — V. G. Sviridenko 1972). Zrejme sú rozšírenejšie, ale na pozadí blokovej stavby podložia ťažko možno odhaliť regionálne násuny s veľkými amplitúdami horizontálnych pohybov. Pravdepodobne ich bude možno sledovať len v hraniciach jednotlivých blokov s násunmi na vzdialenosť nie viac ako 8—10 km. Podľa výsledkov vŕtania je minimálna amplitúda násunu v rajónoch Solotvino a Sckirnica 3 km. Je možné, že zlom ohraničujúci na juhu sokirnický blok bol miestom založenia násunu.

Nateraz možno ustanoviť postpaleogénny vek násunov a formovanie bloko-šupinovitej štruktúry podložia v sávskej fáze vrásnenia, pretože sa pri násune zúčastnili aj sedimenty paleogénu.

Hraničné štruktúry zakarpatskej prehĺbeniny, ktoré súčasne tvorili dno neogénneho bazénu, sú pripanónsky a peripieninský hlbinný zlom. Ak sa berie do úvahy šupinovitý charakter stavby s násunmi vnútri neho a všeobecné násúvanie na severovýchod, možno predpokladať severovýchodnú vergenciu násunu. Pri vertikálnych pohyboch blokov často sprevádzaných posunmi mohli vznikáť aj prešmyky s posunom hornín na juhozápad, alebo tento proces hral podradnú úlohu.

Predneogénne podložie zakarpatskej prehĺbeniny má zložitú heterogénnu bloko-šupinatú stavbu a celková vrásovo-zlomová štruktúra podložia sa blíži ku germanotypnej stavbe s prevládanim zlomov nad vrásami ako k alpino-typnému typu, ako predpokladajú mnohí autori na základe analógie s cen-



trálnymi Západnými Karpatmi. Treba poznamenať, že príkrovová stavba nie je charakteristická už pre podložie Východoslovenskej kotliny, ktorá je najzápadnejšou časťou zakarpatskej prehĺbeniny a cez hornátsky zlom sa stýka so subatranskými príkrovmi. Údaje z vrtných a geofyzikálnych prác ukázali, že sa predneogénne podložie východoslovenskej kotliny skladá z blokov nachádzajúcich sa na rozličnej hypsometrickej úrovni.

Zlomové poruchy silno komplikujú pretiahnuté elevácie podložia zakarpatskej prehĺbeniny, ktoré boli identifikované geofyzikálnymi prácami pozdĺž severnej a južnej hranice prehĺbeniny. V centre rozdeľuje elevácie depresná zóna. Jej os sa z centrálnej časti posúva na severozápad v dôsledku neveľkého zdvihu v doline Latorice a pričného výstupu starého podložia pozdĺž línie Čop—Mukačevo. Vrty ukazujú, že v podloží prehĺbeniny sú neveľké úzke izoklinálne vrásky, ktorých zámky majú prevažne karpatský smer. Ich stavba sa s hĺbkou komplikuje. Vrásky sú často porušené zlomami a násunmi, horniny, z ktorých pozostávajú, postihla kliváž, pritom kliváž späť s vrásnením ešte pretína kliváž spojená so zlomami. Miestami badať počiatočné formy vývoja tektonických šošoviek.

Heterogénna stavba podložia mala vplyv na štruktúru neogénneho obalu a na jednotlivých miestach sa štruktúrne formy podložia odrážajú v neogéne. Vo väčšine prípadov vidieť nesúhlas štruktúrneho plánu predneogénneho a neogénneho komplexu, antiklinály v neogénnom obale sú výsledkom malých fáz vrásnenia a soľnej (diapirovej) tektoniky. Niektoré elevačné štruktúry neogénu možno interpretovať ako štruktúry kopírovania erozívnych výstupov podložia.

Miestami (svalavské súvrstvie pieninského bradlového pásma, krieda, paleogén pripanónskeho hlbinného zlomu) možno pozorovať synsedimentárne deformácie vrstiev.

Najstaršie efuzívne horniny (plagioklasové porfyryty, leukodiabázy a ich tufty) pravdepodobne paleozoického veku, ktoré sú dôkazom finálneho vulkanizmu hercýnskej geosynklinály, sa vyskytujú v čopskej elevácii v zóne pripanónskeho hlbinného zlomu. Mezozoický (možno triasový) magmatizmus sa prejavil vznikom diabázov, spilitov a tufov. Tieto horniny sa v rajóne Beregova striedajú s kremíťmi vápencami a silicitmi, s ktorými vytvárajú vulkanickú brekciu, ktorej vznik je spätý s podmorskou vulkanickou explóziou. Na základe striedania sa brekcií, diabázov, tufov a silicitov možno usudzovať o opakovaných explóziách sprevádzaných výlevmi bázeickej lávy. Mladší kriedovo-paleogénny vulkanizmus sa prejavil intrúziami plagiodiabázových porfyrítov do slabo spevnených ílovito-karbonatických sedimentov.

Počiatočná etapa (trias) alpinskeho geosynklinálneho magmatizmu kričevskej zóny je charakteristická diabázovými porfyrítmi, diabázmi a tufmi striedajúcimi sa s argilitmi, kremíťmi pieskovecami a vápencami. Počas laramickej fázy vrásnenia došlo k výlevom diabázov a mandľovcových spilitov. Slabá vrchno-eocénová efuzívna činnosť je vyjadrená vznikom tufových a tufitových vrstvičiek v bajlovskom súvrství.

Masívne a mandľovcové kalidiabázy kriedového veku reprezentujú magmatizmus pieninského bradlového pásma.

Pre alpínsky predorogénny magmatizmus Zakarpatska je typické chýbanie veľkých masívov, intruzívnej fázy ofiolitového magmatizmu a synorogénnych granitoidných intrúzií, ďalej stálosť zloženia efuzívnych hornín reprezento-

vaných predovšetkým diabázmi, spilitmi a ich tufmi s rovnakými petrografickými osobitnosťami a druhotnými zmenami.

Intrúzie a výlevy efuzív sa vždy pričleňujú k zlomom. Zlomy sú v jednom prípade syngenetické s intrúziou, v druhom prípade magma len využila zlomy ako zóny prenikania a lokalizácie. Prikladom posledného prípadu je oblasť Beregovskej pahorkatiny, kde sa kriedovo-paleogénne výlevy uskutočňovali na tom istom zlome, na ktorý sa viazali triasové podmorské explózie. Tento zlom poslužil ako prívodný kanál pri výlevoch liparitovej lávy.

*Doručené 21. 7. 1975*

*Preložil S. Konečný*

#### LITERATÚRA

- Гуревич, К. Я. 1956: К вопросу о стратиграфии третичных осадков Солотвинской впадины (по данным опорного бурения). Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 2—3, с. 210—219.
- Круглов, С. С. 1969: Про стратиграфічне положення пудінгових пісковиків і гравелітів в зоні пенінських скель (Закарпаття). ДАН УРСР, сер. Б, № 10, с. 874—877.
- Круглов, С. С. 1971: Геологическое строение Карпат. Стратиграфия (зоны Пенинских утёсов). Кн. „Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат.“ Тр. Укр. НИГРИ, вып. XXV, изд-во „Недра“, Москва, с. 100—141.
- Круглов, С. С. — Смирнов, С. Е. 1968: Палеоген зоны Пенинских утёсов Советского Закарпатья. „Советская геология“, № 2, с. 25—35.
- Матвеева, А. А. — Дмитриева, Р. С. — Павлик, И. Л. 1968: О юрских отложениях фундамента Солотвинской зоны Закарпатского прогиба. В сб. „Геология и геохимия горючих ископаемых“, вып. 14, изд-во „Наукова думка“ Киев, с. 54—56.
- Мерлич, Б. В. — Спитковская, С. М. 1965: Особенности верхнеэоценового магматизма глубинных разломов Закарпатья. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 9, изд-во „Недра“, Москва, с. 55—68.
- Петрашкевич, М. И. 1971: Геологическое строение Закарпатского внутреннего прогиба. В кн. „Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат.“ Тр. Укр. НИГРИ, вып. XXV, изд-во „Недра“, Москва, с. 216—226.
- Петрашкевич, М. И. — Живко, А. М. 1969: Краткая характеристика донеогеновых образований Закарпатского внутреннего прогиба. Бюлл. НТИ, сер. геол., методы поисков и разв. мест. нефти и газа, № 7, ОНТИ ВИЭМС, Москва, с. 65—67.
- Петрашкевич, М. И. — Ссириденко, В. Г. 1972: Закарпатский прогиб (стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности и направление поисковых работ). В сб. „Проблемы нефтяной геологии Украины“, изд-во „Недра“, Москва, с. 59—65.
- Петрашкевич, М. И. — Совчик, Я. В. — Шаин, В. О.: 1966. Нові дані про фундамент Закарпатського неогенового прогину. ДАН УРСР, сер. Б, № 11, с. 1481—1483.
- Ссириденко, В. Г. 1974: Про верхньокрейдові відклади фундаменту Закарпатського прогину. ДАН УРСР, сер. Б, № 5, с. 427—430.
- Славин, В. И. 1963: Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского массива. Госгеолтехиздат, Москва, 171 с.
- Чекунов, А. В. — Ливанова, Л. П. — Гейко, В. С. 1969: Глубинное строение земной коры и некоторые вопросы тектоники Закарпатского прогиба. „Советская геология“, № 10, с. 57—68.