

Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát

(4 obr. v texte)

PAVOL GRECULA — KAROL EGYÜD*

Позиция земплинского острова в тектоническом плане Карпат

Представителем карбона в земплинском острове является стефан. Он представляет моласовое развитие с дельтово-неритическим типом осадков. Типична бывает дробово-аркозовая ассоциация горных пород и горизонт углистых сланцев с прослойками антрацита. Переход в пермские отложения плавный. Перм в пёстром развитии континентально-лагунарной фации с кислыми магмами. Отношение перми к триасу неясное. В нижнем триасе залегают конгломераты, песчаники и кварциты, выше залегают мергели и известняки кампила. Это развитие мы сопоставляем с горами Мечек в Венгрии и с Ресита зоной в Банате. Хорошая корреляция возможна и с хочским покровом Западных Карпат.

Position of the Zemplín Inselberg in the tectonic frame of the Carpathians

The Carboniferous of the Zemplín Inselberg is represented by the Stephanien. It is a molassic development of deltaic to neritic type sediments, characterised by graywacke—arcose association of rocks and by a horizon of black shales with coal layers. There is gradual transition to the Permian. The Permian is variegated in continental to lagoonal facies with acid volcanites. Relation of the Permian to the Lower Triassic is uncertain. Conglomerates, sandstones and quartzites occur in the Lower Triassic. Marlstones are higher up in the Campilian.

This development is parallelised with contemporaneous developments in the Mecsek Mts. (Hungary) and with the Resita zone of the Getic nappe in Banat (Roumania). Good correlation exists with the Choč nappe development of the West Carpathians, too.

O príslušnosti mladšieho paleozoika a kryštalinika zemplínskeho ostrova k Západným, resp. Východným Karpatom sa vedie diskusia. Príčinou je najmä osobitný vývoj mladšieho paleozoika, ktorý nemá rovnocenný ekvivalent vo Východných ani v Západných Karpatoch. Druhou príčinou je, že zemplínsky ostrov vystupuje vo forme hraste uprostred neogénnych sedimentov a jeho priame pokračovanie s niektorými tektonickými jednotkami Karpát nie je evidentné. Spojitosť medzi ním a týmito karpatskými jednotkami sa interpretuje alebo z pohľadu regionálnej tektoniky, alebo na základe litologickej, resp. paleontologickej podobnosti.

* RNDr. Pavol Grecula, CSc., p. g. Karol Együd, Geologický prieskum, p. p. A-21, 040 51 Košice.

Posledné výsledky výskumu oblasti zemplínskeho ostrova dovoľujú paralelizovať ho s pohorím Mecsek v Maďarsku, čo podstatne ovplyvňuje aj pohľad na priebeh významných regionálnych pásiem diskontinuity na južnom okraji Karpát, predovšetkým na priebeh záhrebsko-kulcskej línie.

Doterajšie korelácie zemplínskeho ostrova s inými tektonickými jednotkami

Zemplínsky ostrov sa tektonicky a litologicky najčastejšie koreloval s centrálnymi Západnými Karpatmi, a to so Spišsko-gemerským rudohorím alebo s masívom Branisko—Čierna hora. V starších prácach sa korelácia zakladá na litologickej podobnosti a paleontologických údajoch. V. Uhlig (1903, s. 704) porovnáva perm zemplínskeho ostrova s Braniskom a karbón s vývojmi v Spišsko-gemerskom rudohorí. Podobný náhľad vyjadril aj H. Böck (1905, s. 41). I. Ferenczi (1943, s. 482) sa z litologického a tektonického hľadiska prikláňa k paralelizácii s masívom Braniska, hoci podľa charakteru vývoja karbónu pripúšťa možnosť, že zemplínske paleozoikum pokračuje smerom na Hajduszoboszló až do pohoria Codru Moma (s. 483).

D. Andrusov (1958, s. 123, 1968, s. 69) pričlenil zemplínsky ostrov k jadrovým pohoriam Západných Karpát. B. Bouček — A. Příbyl (1959) a G. Pantó (1965) priradili kryštalinikum od Byšty, ako aj karbón a perm zemplínskeho ostrova ku gemeridám. M. Máška a V. Zoubek (1961, s. 173) pokladajú zemplínske kryštalinikum za ekvivalent Braniska a Čiernej hory. Podobný náhľad má aj O. Fusán et al. (1963). Podľa J. Slávika (1976, s. 12) má zemplínsky ostrov osobitné látkové zloženie a samostatný špecifický vývoj, teda ho nemožno paralelizovať s príslušnými tektonickými jednotkami Západných ani Východných Karpát, ale treba ho pokladať za samostatnú zemplínsku jednotku. A. Vozárová — J. Vozár (1975, s. 89) zaradili zemplínsky ostrov do severnej sedimentačnej oblasti do autochtónnej pozície kryštalinika tatrid a veporíd.

Vývoje mladšieho paleozoika zemplínskeho ostrova s Južnými Karpatmi porovnával už I. Ferenczi (1943, s. 483), a to na základe limnického vývoja vrchného karbónu a rovnakého veku uhľonosných súvrství v oblasti Banátu. M. Maheľ (1967, s. 467, 1974, s. 98) podľa odlišností vývoja a stavby územia na východ od hornádskeho zlomu dospel k náhľadu, že zemplínsky ostrov (1967, s. 468) predstavuje najzápadnejšiu časť východokarpatského masívu, ktorý sa zakliňuje do východných výbežkov vnútorných Západných Karpát. K tomuto náhľadu sa priklonil aj O. Fusán et al. (1971). B. Leško — J. Slávik (1967) pokladajú zemplínsky ostrov pre jeho vzťah kryštalinika ku vrchnopaleozoickému obalu, stupeň metamorfizmu a litologický vývoj za východokarpatskú jednotku. Ani D. Andrusov (1968, s. 171) nevylučuje prítomnosť východokarpatských elementov v centrálnych Karpatoch a ako príklad uvádza zemplínsky ostrov.

Na schematickej mape predneogénnych štruktúr vnútorných Karpát B. V. Merliča a S. M. Spítkovskej (1974) sa zemplínsky ostrov nachádza severovýchodne od samošskej línie, ktorá z východu obmedzuje panónsky masív, to znamená, že zemplínsky ostrov pričleňuje k Východným Karpatom, resp. ho dávajú do zóny pripanónskeho lineamentu. L. Körössi (1963, s. 155) zaraďuje zemplínsky ostrov do severoalföldskej jednotky, ktorú zakrýva neogén, pričom je zemplínsky ostrov asi jej obnaženou časťou. K. Szepesházy (1975, s. 26) predpokladá, že sa vývoje tatrid, veporíd, gemerid a pohoria Bükk končia na línii Prešovsko-tokajských vrchov a vývoje Východných Karpát na rieke Terešva a až po bradlové pásmo tejto strednej časti pokračujú z juhu vývoje podložia maďarského Alföldu, pričom zemplínsky ostrov pokladá za obnaženú časť mladej neogénnej zemplínsko-berehavskej hraste.

Litostratigrafická charakteristika zemplínskeho ostrova

Posledné práce z oblasti zemplínskeho ostrova spresnili litologickú náplň mladšieho paleozoika oproti prácam B. Boučka a A. Příbyla (1959). Na základe oporných vrstiev ZO-8, ZO-9, ZO-10 (obr. 1), geologického mapovania, ako aj ďalších technických prác možno mladšie paleozoikum charakterizovať takto:

Vrchný karbón

Bazálnu časť vrchného karbónu charakterizujú zlepenice s vložkami sivých drobových bridlíc s malým zastúpením drobových pieskovcov a pieskovcov. Psamitická fácia do nadložia prechádza do psamitickej a tá zase do pelitického súvrstvia. Pelitický vývoj reprezentuje strednú časť vrchného karbónu. Slojky antracitu v mocnosti od niekoľkých centimetrov do 2,2 m sú pre toto súvrstvie typické. V jednotlivých cyklotémach v nadloží antracitových slojov sú tenké lavice čiernych karbonátov a na ich základe možno tento vývoj zaradiť do delťového typu. Svedčí o tom aj prítomnosť krížového zvrstvenia drobových pieskovcov.

Drobovo-pieskovcové súvrstvie zaberá najvrchnejšiu časť karbónu. Je to monotónne striedanie sivých drobových pieskovcov a arkóz s menším zastúpením tmavosivých bridlíc. Z vulkanických hornín sú v tomto súvrství sivozelené kremenné porfýry a ich pyroklastiká charakteru ignimbritov. V nadloží vulkanitov sú dosť časté tenké lavice slienitých vápencov.

Perm

Prechod medzi karbónskym a permským vývojom je pozvoľný. Hraničná zóna je v psamitickom vývoji a naznačuje sa striedaním červenohnedej a sivej farby s pozvoľným pribúdaním gravelitov až slabo vytriedených zlepenčov.

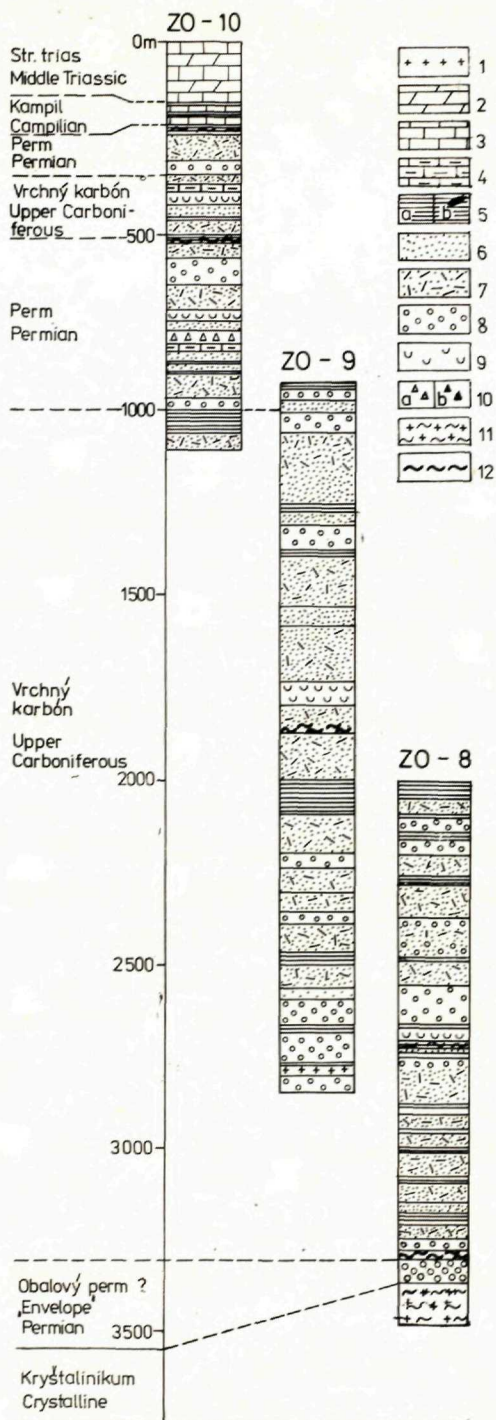
Spodné zlepenčové súvrstvie prechádza do mocného vulkanicko-psamitického vývoja s pestrým vývojom drobových pieskovcov hnedočervenej až zelenej farby s menším zastúpením drobových bridlíc a pelitických bridlíc. Pre toto stredné súvrstvie je charakteristická prítomnosť sivozelených kremenných porfýrov (mocnosť do 80 m) s menším zastúpením pyroklastík. V jeho vrchnej časti sú časté tenkolavicovité slienité vápence a dolomity (mocnosť 0,5 až 6,0 m).

Vrchnú časť tvorí súvrstvie nesľudnatých aleuritických bridlíc hnedočervenej farby, ktoré sa predtým označovali ako černochovské vrstvy. Vo väčšine prípadov sú v podloží týchto bridlíc svetlozelené tuhy kremenných porfýrov.

Podľa litologickej charakteristiky je hranica medzi karbónom a permom nižšie ako hranica súvrství sivej a červenej farby. Pri nedostatku skamenelín sa hranica kládla na hranicu objavenia sa pestrého sfarbenia hornín. Tento predpoklad môže potvrdiť aj zvýšený obsah rádioaktívnych prvkov už pod hranicou červeného vývoja (ústna správa I. Štimela).

Mezozoikum

V širšom okolí Ladmoviec sú v nadloží červenohnedých bridlíc netriedené



slabo opracované zlepenec s valúnni od 0,2 do 30 cm. Pokladáme ich za hraničný horizont medzi permom a triasom. Mocnosť zlepenecov je okolo 50 m. V nadloží zlepenecov v JV časti zemplínskeho ostrova je výrazný horizont bielosivých, dobre vytriedených kremencov.

Kampil sa stanovil na základe superpozície a reprezentujú ho tmavé až čierne slienité bridlice a doštičkovité tmavosivé karbonáty, ktoré sú intenzívne zvrásnené a budinované. Mocnosť kampilu nepresahuje 30 m.

Z tohto súvrstvia sa postupne vyvíja vápencovo-dolomitické súvrstvie stred-

Obr. 1. Litologické profile hlbokých vrtov v zemplínskom ostrove

1 — ryodacit — neogén, 2 — dolomity, 3 — vápence, 4 — slienité vápence, 5 — a) piesčité a pelitické bridlice, b) bridlice s uhlím, 6 — arkózo-vité pieskovce a pieskovce, 7 — droby a drobové pieskovce, 8 — zlepenec, 9 — pyroklastická kremenných porfýrov, 10 — a) kremenný porfýr, b) melafýry a žilné bazické horniny, 11 — kryštalínium, 12 — tektonické poruchy.

Fig. 1. Lithological profiles of deep boreholes in the Zemplín Inselberg area. Explanations: 1 — Rhyodacite (Neogene), 2 — Dolomite, 3 — Limestone, 4 — Marly limestone, 5a — Sandy and pelitic shales, 5b — Shales with coal lenses, 6 — Lithic arenites and sandstones, 7 — Graywackes and lithic arenites, 8 — Conglomerate, 9 — Quartz porphyry pyroclasts, 10a — Quartz porphyry, 10b — Melaphyre and basic veins, 11 — Crystalline, 12 — Faults.

ného triasu, ktoré je v spodnej časti z tmavosivých vápencov, vyššie sa strieda vápenec a dolomit. Ešte vyššie sú cukrovité čierne a sivé dolomity, ktoré by mohli patriť už do vrchného triasu. Severozápadne od kóty Somoš pri Ladmovciach sa našli úlomky tmavých pieskovcov, čiernych bridlíc a organogénnych tmavých vápencov, ktoré sa faunisticky neďali presnejšie určiť. Vzhľadom na ich pozíciu kladieme ich do vrchného triasu, resp. až liasu.

Tektonická charakteristika územia

Tektonická stavba zemplínskeho ostrova sa vysvetľovala ako hrasť s monoklinálnym upadáním vrstiev na východoseverovýchod, s miernym zvrásnením predovšetkým pelitických členov v alpínskom orogéne. Podľa J. Slávika (1976) má zemplínsky ostrov severovergentnú prešmykovú stavbu. B. Bouček — A. Příbyl (1959) pripisujú príkrovovú stavbu iba mezozoiku, ktoré sa podľa nich presunulo od juhozápadu na severovýchod.

Už počas štúdia mezozoika v oblasti Ladmoviec (P. Grecula 1975) sa zistila vrásovo-prešmyková stavba s násunom na juhozápad, teda opačne, ako sa interpretovalo doteraz. Nové geologické mapovanie a orientačné hlboké vrty potvrdili vrásovo-prešmykový, resp. šupinovitý charakter zemplínskeho ostrova včítane mladšieho paleozoika. Sústava týchto šupín vytvára príkrovovú jednotku, ktorú nazývame *zemplínskym príkrovom*. V obnaženej časti zemplínskeho ostrova sa skladá z troch veľkých šupín. Presun príkrovu bol od východoseverovýchodu k západojiuhozápadu. Podľa údajov z vrtu ZO-8 pri Veľkej Tíni leží zemplínsky príkrov na horninách, ktoré charakterom pripomínajú obalový perm, a obsahom ho nemožno porovnať so známym vývojom permu zemplínskeho ostrova. V podloží sa nachádza kryštalinikum, ktoré vystupuje na povrch v okolí Byšty. Násunová plocha príkrovu je uklonená okolo 20 až 30° na východoseverovýchod (obr. 2). Vznik príkrovu kladieme do vrchnej kriedy. Pokriedové pohyby a ich prejavy sú voči kriedovým štruktúram divergentné.

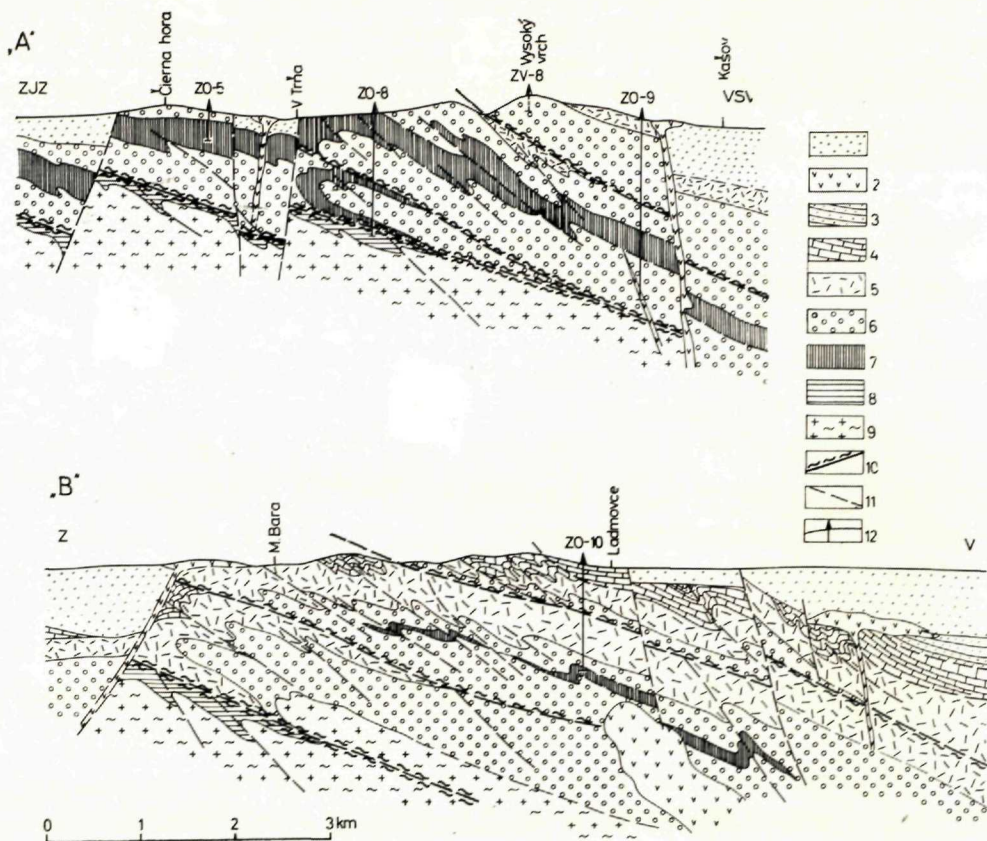
Domovskú oblasť príkrovu nemožno stanoviť, pretože nie sú známe korene príkrovu. Predpokladáme, že to bola oblasť, ktorá je dnes naznačená trebišovsko-szamošským pásmom diskontinuity (tzv. pripanónsky lineament), teda priestor, ktorý je dnes na SV od tzv. panónskeho bloku. Z toho vychodí, že zemplínsky permokarbón nie je normálnym nadložíom kryštalinika, ale leží na ňom v tektonickej pozícii. Podľa sedimentologických štúdií ide o deltovo-neritický vývoj karbónu, ktorý v perme prechádza do kontinentálno-lagunárneho vývoja.

Porovnanie vývoja mladšieho paleozoika zemplínskeho ostrova s vývojom okolných tektonických jednotiek

V Západných Karpatoch nie je taký vývoj mladšieho paleozoika ako v zemplínskom ostrove. Najviac podobností má s chočským vývojom mladšieho paleozoika. Lepšia paralelizácia je s pohorím Mecsek v Maďarsku a s getickým príkrovom v Južných Karpatoch.

Korelácia zemplínsky ostrov—Mecsek—Banát (getický príkrov)

V uvedených oblastiach nachádzame najviac podobností, a to tak v celkovom



Obr. 2. Schematický geologický rez — „A“ severnou časťou zemplínskeho ostrova, „B“ južnou časťou zemplínskeho ostrova

1 — sedimenty neogénu, 2 — eruptívne horniny neogénneho vulkanizmu, 3 — rét — lias, 4 — trias, 5 — perm, 6 — spodná a vrchná časť karbónskeho vývoja, 7 — pelitický uhľonosný karbón, 8 — ? obalový perm, 9 — kryštalinikum, 10 — násunové línie, 11 — zlomy, 12 — vrty.

Fig. 2. Geological sketch-profile. „A“ — Northern part of the Zemplín Inselberg, „B“ — Southern part of the Zemplín Inselberg

Explanations: 1 — Sediments of the Neogene, 2 — Neovolcanites, 3 — Rhaetic and Liassic, 4 — Triassic, 5 — Permian, 6 — Lower and upper part of the Carboniferous development, 7 — Pelitic Carboniferous with coal measures, 8 — ? Envelope Permian, 9 — Crystalline, 10 — Thrust lines, 11 — Faults, 12 — Boreholes.

Obr. 3. Litostratigrafické profily zemplínskeho ostrova, pohoria Mecsek, Banátu (getického príkrovu) a chočského príkrovu. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 3. Lithostratigraphical profiles of the Zemplín Inselberg, Mecsek Mts. (Hungary), Getic nappe, Banat (Roumania) and of the Choč nappe (West Carpathians). Explanations as in Fig. 1.

litologickom vývoji permokarbónu, stratigrafickom rozsahu, type vulkanizmu, charaktere sedimentácie, ako aj vo vývoji mezozoika (obr. 3).

Karbón je reprezentovaný stephanom (kasimov, gžel) vo všetkých troch oblastiach. Ide o drobovo-arkózovitý a uhľonosný vývoj. Najúplnejší profil karbónom sa získal v zemplínskom ostrove, a to z hlbokých vrtov, z ktorých jeden navíral aj podložie karbónu.

Hranica karbónu a permu je pozvoľná vo všetkých troch oblastiach a naznačuje ju pestré sfarbenie permu. V getickom príkrove sú čierne bridlice časté aj v spodnom perme.

Perm v uvedených oblastiach je dobre korelovateľný tak vývojom sedimentov, ako aj kyslým vulkanizmom v strednej a vrchnej časti permu. Karbonáty sú zriedkavé, azda najviac je ich v zemplínskom ostrove. Pre vrchný perm je charakteristický bridličnatý vývoj, ktorý v zemplínskom príkrove reprezentujú černochovské vrstvy.

Hranica perm — trias je dosť neistá, a to vo všetkých oblastiach. V Mecseku sa zlepenca a jakabské pieskovce pokladajú alebo za vrchnopermské alebo spodnowerfénske. V ostatnom čase sa dávajú (M. Kassai 1976) na bázu werfénu. V zemplínskom ostrove možno veľmi dobre paralelizovať jakabské pieskovce Mecseka s pieskovecami v juhovýchodnej časti Zemplínskych vrchov. Aj tu ich v spodnej časti sprevádzajú zlepenca. Obdobný vývoj je i v Banáte v getickom príkrove (M. Sandulescu et al. in M. Maheľ 1974).

Pre kampil sú charakteristické slienité a ílovité bridlice s vrstvičkami tmavých až čiernych vápencov, a to tak v Mecseku, ako aj v zemplínskom ostrove a v Banáte.

V mezozoiku je charakteristická predovšetkým grestenská fácia liasu s uhlím a bostonitmi, a to v Mecseku a v getickom príkrove. V zemplínskom ostrove sa takýto rét — lias doteraz nenašiel. Možno ho však očakávať východne a juhovýchodne od zemplínskeho ostrova v podloží neogénu. Na okraji pohoria sme našli nepatrný výskyt tmavých bridlíc, pieskovcov a lumachelových vápencov v nadloží dolomitov, čo by mohlo naznačovať prítomnosť gresenskej fácie aj v zemplínskom príkrove.

Korelácia s chočským príkrovom

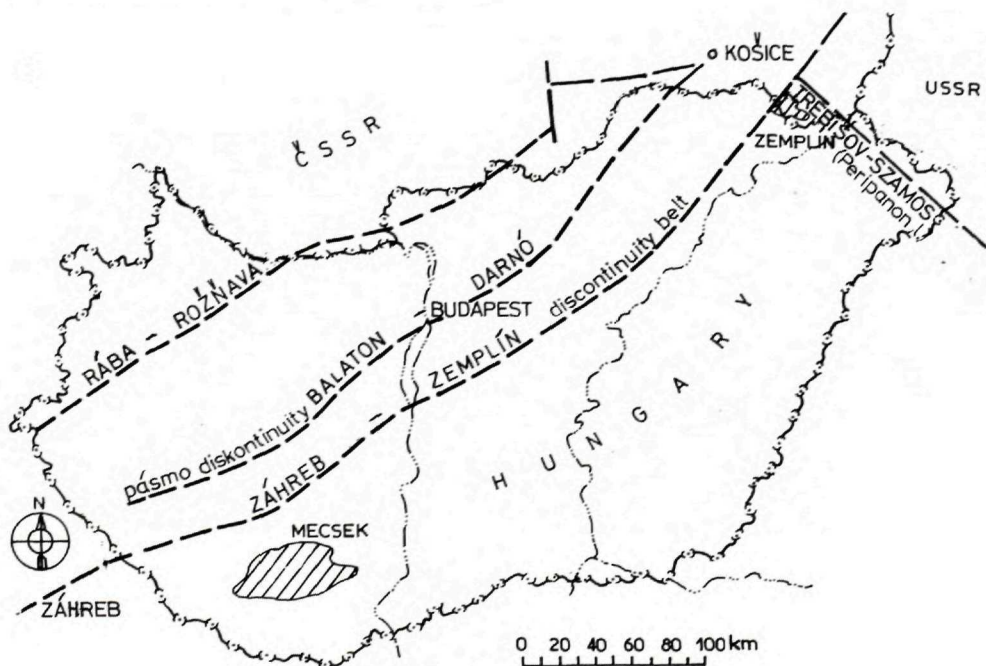
Zemplínsky príkrov a chočský príkrov nemajú toľko rovnocenných korelačných znakov, ako to bolo pri korelácii s Mecsekom a Banátom. Hlavný rozdiel je na prvý pohľad v prítomnosti melafýrov v chočskom príkrove a kremenných porfýrov v zemplínskom príkrove. Obidve skupiny magmatických hornín predstavujú produkty tej istej (bimodálnej) magmatickej formácie riftového charakteru, aký sa predpokladá v sedimentačnej oblasti chočského sedimentačného priestoru (J. Vozár 1977). Z tohto pohľadu nemusí byť rozdielny charakter vulkanických hornín základnou prekážkou pri porovnávaní vývoja permokarbónu zemplínskeho ostrova a chočského príkrovu.

Vývoj vrchného karbónu chočského príkrovu nemá taký úplný vývoj, ako je to v zemplínskom príkrove, preto ani porovnanie nemôže byť uspokojujivé. Dôležitejší je však prechod karbónu do permu v obidvoch jednotkách a dobrá korelovateľnosť vývoja permu (obr. 3). Podobne ako v zemplínskom príkrove aj v chočskom príkrove sa predpokladá prechod permu do spodného triasu.

Tektonické hľadisko korelácie

Ako vidieť, vývoj zemplínskeho ostrova je dobre korelovateľný s vývojom v Mecseku a v getickom prikrove v Banáte. V podloží sa všade vyskytuje kryštalinikum. Ak Mecsek a zemplínsky ostrov možno paralelizovať, znamená to, že by bolo možno uvažovať aj o ich paleogeografickej a tektonickej spojitosti. Pohorie Mecsek je juhozápadne od línie Záhreb—Kulcs, ktorá obmedzuje synklinálu Igal—Bükk od panónskeho masívu.

Východné pokračovanie tejto línie sa doteraz interpretovalo nejednotne. Ak hovoríme, že zemplínsky ostrov možno porovnať s Mecsekom, je logické predpokladať priebeh línie Záhreb—Kulcs severozápadne od zemplínskeho ostrova (obr. 4). Takýto priebeh línie možno vyvodíť aj z gravimetrických máp (O. F u s á n et al. 1971). Z východnej strany je zemplínsky ostrov obmedzený tzv. pripanónskym lineamentom, na ktorom sa končí línia Záhreb—Kulcs. V takom prípade by tento pripanónsky lineament bol adekvátnou zónou diskontinuity ako línia, resp. zlomová zóna Záhreb—Kulcs. Uvedené zóny zo SZ a JV obmedzujú blok, resp. sústavu blokov, ktorá sa doteraz označovala aj ako panónsky masív. Keďže je zemplínsky ostrov na severnom hrote tejto sústavy blokov, a zároveň vymedzuje aj východný segment záhrebsko-kulcskej línie, je vhodnejšie túto líniu označiť ako *záhrebsko-zemplínske pásmo diskontinuity* (P. Grecula — I. Varga in press).



Obr. 4. Schéma tektonického vzťahu zemplínskeho ostrova a pohoria Mecsek

Fig. 4. Sketch of the tectonic relation between the Zemplín Inselberg and the Mecsek Mts. (Hungary)

Z porovnania vývoja zemplínskeho ostrova s okolnými jednotkami ďalej vychodí, že ak má zemplínsky permokarbón korelovateľné znaky s chočským príkrovom — a vyvrásnenie gemeríd a veporíd predpokladáme z gemerídnej tektonickej zóny medzi rábsko-rožňavskou a balatonsko-darnóovským pásmom diskontinuity (P. Grecula 1973, P. Grecula — I. Varga in press), potom by chočský príkrov mohol pochádzať aj z oblasti dnes reprezentovanej záhrebsko-zemplínskym pásmom diskontinuity.

Vývoje zemplínskeho ostrova, ako sme už uviedli, porovnáваме s územia-
mi, ktoré sú na okraji, resp. po obvode tzv. panónskej sústavy blokov, a to tak
v Mecseku a v zemplínskom ostrove, ako aj v getickom príkrove v Banáte
a možno aj v sústave príkrovov Codru v Apusenách.

Doručené 28. VII. 1977

Odporúčil I. Varga

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1958: Geológia československých Karpát. Zv. 1. Bratislava, SAV, 303 s.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, SAV, S. 8—178.
- Bouček, B. — Příbyl, A. 1959: O geologických poměrech Zemplínského pohorí na východním Slovensku. Geol. práce, Zoš. 52 (Bratislava), s. 173—222.
- Böck, H. 1905: Gömörmegyei Vashegy és a Hrádok Környékének a geológiai viszonyai. Magy. földt. inté. évk. 14. Budapest.
- Ferecz, I. 1943: Geologische Erhältnisse des Zempléner inselgerbiges J. b. Ung. geol. Anst. Budapest, s. 442—490.
- Fusán, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Vysoké Tatry.
- Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK (Bratislava), 15, s. 7—173.
- Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov. 5, s. 212—245.
- Grecula, P. 1975: Ladmovce-sever — vápence ZS. Manuskript — archív GO Košice.
- Grecula, P. — Varga, I. (in press): Main discontinuity belts on the inner side of the Carpathians. Materials of the XI Congress CBGA.
- Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia západných oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, s. 7—173.
- Kassai, M. 1973: A délkelet-dunántúli paleozós rétegsorok fáciesmeghatározások problémái. Föld. közl. 103 kötet 3—4 füzet, p. 389—402.
- Kassai, M. 1976: A Villányi hegység északi előterének perm képződményei. Geologica hung., 17, p. 11—86.
- Hetényi, R. et al. 1973: A Baranyai antracittelepes Felsőkarbón őszlet a Siklós-bodony 1. és a Bogádmindszend — 1 sz. fúras tükrében. MÁFI évi jelentése, Budapest, p. 323—361.
- Körössy, L. 1963: Magyarország medenceterületének összehasonlító földtani szerkezete. Földt. közl. XCIII kötet 2 füzet, Budapest, p. 153—172.
- Leško, B. — Slávik, J. 1967: Les traist fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. Geol. zbor. (Bratislava), 18, 1, p. 169—172.
- MaheI, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Sv. I. Západní Karpaty. Praha, CSAV.
- MaheI, M. 1974: Tektonics of the Carpathian Balkan regions. Bratislava, GÚDŠ.
- Máška, M. — Zoubek, V. in T. Buday et al. 1961: Tektonický vývoj Československa. Praha. ÚÚG, s. 172—200.
- Merlić, B. V. — Spitkovskaja, S. M. 1974: Glubinnije razlomy, neogennovyj magmatizm i orudenenije Zakarpatja. Problemy tektoniky i magmatizma glubinyh razlomov, tom 2, Lvov, s. 7—172.

- Pantó, G. 1965: A Tokaji hegység harmadkor előtti képződményei. MÁFI évi jelent., Budapest, p. 227—241.
- Slávik, J. 1976: Zemplinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. Geol. práce, Spr. 65 (Bratislava), s. 7—19.
- Szepesházy, K. 1975: Az Északkeleti-karpatok földtani felépítésének és a Kárpát — térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. Magyar Földtani társulat. Kézirat 8, Budapest, p. 24—44.
- Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpathen In: Bau und Bild Österreichs. Wein — Leipzig.
- Vozár, J. 1977: Magmatické horniny tholeitickéj série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. Mineralia slov. 9, s. 241—258.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 64 (Bratislava), s. 81—97.
- Wein, Gy. 1969: Tectonic Review of the Neogene-covered Areas of Hungary. Bul. of the IX. Congress of the Carpatho-Balkan. Geol. Ass., Vol. I. Budapest, p. 399—436.
- Wolf, H. 1889: Erläuterungen zu den geologischen Ban der Karpaten der Umgebung von Hajdú—Nánás Tokaj und Sátor—Alja—Ujhely. Jahrb. d. k. k. Geol. R. Anst. Bd. XIX Wien.

Position of the Zemplín Inselberg in the tectonic frame of the Carpathians

PAVOL GRECULA — KAROL EGYÜD

The fit of the Late Paleozoic and crystalline of the Zemplín Inselberg area with the Western or Eastern Carpathians has been long time discussed. Discrepancies are mainly due to the peculiar development of the Late Paleozoic which has not an equivalent in the western nor in the eastern branch of the Carpathians. Another reason for its uniqueness was the horst-like appearance of the Inselberg among Neogene sediments. Therefore its immediate continuation with some Carpathian tectonic units remained unevident. Its continuity with several Carpathian tectonic units was interpreted from the regional tectonic viewpoint or from both lithological and paleontological similarity.

Lithostratigraphy of the Zemplín Inselberg

Up to date results from the area of the Zemplín Inselberg accuated the lithological content of the Late Paleozoic as compared with data of B. Bouček — A. Přibyl (1959). Based on results of key boreholes ZO-8, ZO-9 and ZO-10 (Fig. 1), on new geological mapping and on several other boreholes, the development of the Late Paleozoic may be characterised as follows:

Upper Carboniferous

Basal part of the Upper Carboniferous is characterised by conglomerates with graywacke — siltstone intercalations and with small proportions of graywackes or lithic arenites. A gradual transition of the pséfític facies into psammitic one has been ascertained to the overlier. Psammites pass higher up into pelitic development. This pelitic development represents probably middle portions of the Upper Carboniferous. Thin anthracite measures with changing thickness from several cm to 2.2 m are for this member typical. Thin bankets of black carbonate occur over anthracite layers in single cyclothemes. Hence, this development represents a deltaic type, witnessed by frequent cross-bedding of the lithic arenite, too.

The graywacke to lithic arenite member occupies supreme positions of the Carboniferous development. This development manifests monotonously alternating sequence of grey lithic arenites and arcoses with lesser amount of dark-grey shales. Greyish-greenish quartz porphyry and pyroclasts of ignimbrite character occur in this member as volcanic ingredient. Thin bankets of marly limestone frequently occur in the overlier of volcanites.

Permian

The Carboniferous development passes gradually into the Permian one. The border zone is represented by a psammitic development marked by alternating reddish-brown and green colour of sediments. Gravelites and poorly sorted conglomerates appear gradually.

The lower psammitic member of the Permian passes higher up into a huge volcanic-psammitic development with variegated lithic arenites of brownish-red or green colour. The share of sandy shales and pelites is lesser. Presence of greyish-green quartz porphyry (up to 80 m thickness) and a lesser amount of pyroclasts is for this member characteristic.

The upper part of this member is built up by micaless aleuritic shales of reddish-brown colour that were formerly designated as the Černočov beds. Light green quartz porphyry tuffs frequently occur in the underlier of these shales.

The border between the Carboniferous and the Permian is downwards as regard to the boundary of the grey and red colour of strata, according to lithological characteristics. This fact may be proved by increased content of radioactive elements yet below the change in colour (oral communication of I. Štimmel).

Mesozoic

Poorly sorted conglomerate with pebbles 0.2–30 cm in diameter occurs in the overlier of reddish-brown shales in broader vicinity of the Ladmovce village. We regard this conglomerate as to represent bordering horizon between the Permian and the Triassic. The conglomerate has an average thickness of 50 m. A pronounced horizon of whitish-grey well sorted quartzite occurs over conglomerate.

The Campilian has been stated only from its superposition. The Campilian beds are represented by dark to blackish marly shales and by thin bedded, dark-grey carbonates. These carbonates are intensively folded and imbricated. The thickness of the Campilian does not exceed 30 m. The Campilian gradually passes into the limestone-dolomite sequence of the Middle Triassic. Its lowermost part is built up of dark-grey limestone passing into alternating dolomite-limestone development. Higher up are saccharous black and grey dolomites belonging probably to the Upper Triassic.

Dark sandstone, black shale and organogenic black limestone fragments were found to the NW from Šomoš high near to the Ladmovce village. These fragments did not yield determinable faunistic remains as yet. With regard to their position, these fragments we assumed as to represent the Upper Triassic or Liassic.

Tectonics

New geological mapping and boreholes revealed an imbricated-thrusted tectonic pattern of the Late Paleozoic in the Zemplín Inselberg area. The system of partial overthrust slices forms a nappe-like structure, named by us as the Zemplín nappe. In its outcropping part the nappe structure is built up of three huge slices. These

partial nappe structures were thrust from the NNE to the SSW, as it may be supposed from till now achieved results.

According to results obtained from the ZO-8 borehole near the Veľká Trňa village, the Zemplín nappe lies on a peculiar epimetamorphic assemblage reminding to an envelope Permian that differs from the Permian of the Zemplín Inselberg development. Crystalline schists similar to outcropping ones in the Byšta village vicinity may be expected in the underlier of this Permian. The nappe basal surface is inclined about 20–30 degree to the NNE (Fig. 3).

Comparison of the Late Paleozoic of the Zemplín Inselberg area with developments of neighbouring tectonic units

Correlation of the Zemplín Inselberg area with the Mecsek Mts. (Hungary) and Getic nappe of Banat area (Roumania)

Most similarities occur between these areas. Striking similarities are due to the general lithologic development of the Carboniferous and the Permian, to the stratigraphical range, paleovolcanics type, sedimentation environment as well as due to the Mesozoic development in all three areas. (Fig. 2.).

The Carboniferous is represented by the Stephanien in all three areas having graywacke to arcose development with coal (anthracite) measures. The most complete profile of the Carboniferous has been obtained from the Zemplín Inselberg area owing to realised deep boreholes. One of this boreholes reached the underlier of the Carboniferous as well.

The Carboniferous — Permian boundary is gradual in all three areas. It is generally marked by variegated colour of the Permian. Black shales occur frequently in the Lower Permian of the Getic nappe as well. This boundary is more correct to situate downwards according to sedimentary transition as well as to contents and correlations of radioactive elements, instead of the change in colour to red, violet and green colours of the Permian.

The Permian may be well corelated in these areas due to similar sedimentary developments and to acidic volcanic manifestations in its middle and upper part. Carbonates are rare, probably they occur most commonly in the Zemplín Inselberg area. A pelitic development is characteristic for the Upper Permian, represented by Černochoy beds in the Zemplín Inselberg.

The Permian — Triassic boundary is relatively uncertain in all three areas. Conglomerate and the Jakabhegy sandstone is regarded as to represent Upper Permian or Lower Triassic in the Mecsek Mts. area. Presently (M. Kassai 1976) this conglomerate-sandstone complex has been enlisted to the base of the Werfenian. Good correlation exists between Jakabhegy sandstone and sandstone in the SE part of the Zemplín Inselberg area, accompanied here by conglomerates in lowermost parts, as well. The transition from the Permian to the lowermost Triassic is similar in the Getic nappe, too (M. Sandulescu et al. in M. MaheI et al. 1974).

Marls and clay shales are typical for the Campilian strata. They contain thin layers of dark to black limestones in all three areas.

The Gresten facies of the Liassic accompanied by alkaline basic volcanites is typical both for the Getic nappe and Mecsek Mts. development. Such development of the Liassic has been not ascertained till now in the Zemplín Inselberg area.

However similar development may be expected to the E—SE from the Zemplín Inselberg in the basement of the Neogene molasse. A small occurrence of dark shales, sandstones and organogenic limestones in the overlier of Mesozoic dolomites has been found to occur in the eastern edge of the examined area. This occurrence seems to indicate the probability of a similar Gresten development.

*Correlation between the Zemplín Inselberg and the Choč nappe
of the West Carpathians*

The similarities between the Zemplín Inselberg developments and that of the Choč nappe seem to be not so striking as regard the Late Paleozoic, as it is the case between so far discussed areas. The main difference is mainly due to the presence of tholeiitic melaphyres in the Choč nappe whereas rhyolitic paleovolcanites are typical for the Zemplín nappe. Both these magmatic groups represent products of a single (bimodal) magmatic formation generated in paleorifts as supposed to the sedimentation area of the Choč nappe (J. Vozár 1977).

From this point of view the difference between paleovolcanites in both areas seems to be not a decisive limiting factor.

The Upper Carboniferous of the Choč nappe is not so complete as in the case of the Zemplín nappe. Therefore the correlation may be not carried out in satisfactory manner. Important similarity is due to the gradual transition from the Carboniferous to the Permian and due to good correlations in the Permian developments (Fig. 2). Similarly, a transition is supposed to exist between the Permian and the Lower Triassic in both areas.

Tectonic aspects of correlation

As it was mentioned the Zemplín Inselberg development shows clear relations with ones of the Mecsek Mts. and of the Getic nappe in Roumania. Crystalline occurs in the underlier of Late Paleozoic complexes overall in these areas. As there a lithologic correlation exists between the Zemplín Inselberg and Mecsek Mts. area, it means that a palaeogeographic and probably also tectonic connection would be supposed. The Mecsek Mts. area lies to the SE from the Zagreb—Kulcs line running along the SE border of the Igal—Bükk syncline. The northeastern continuation of the Zagreb—Kulcs line has been not unambiguously interpreted as yet. In case of possible relation between both areas the Zagreb—Kulcs line may be supposed to the NW from the Zemplín Inselberg area. Such course may be deduced from gravimetric maps as well (O. Fusán et al. 1971). From its eastern side the Zemplín Inselberg area is delimited by the so called peripannonian lineament on which the Zagreb—Kulcs line comes to its end. Therefore this peripannonian lineament would represent an equivalent discontinuity and both lines delimit a block system of the Neogene basement formerly sometime designated as the Pannonian mass. The Zemplín Inselberg represents the northern edge of this block system and delimits the northeastern part of the Zagreb—Kulcs line. Hence this line may be rather named as the Zagreb—Zemplín discontinuity belt (P. Grecula — I. Varga, in press).

It follows from the above that common features seem to exist between the Zemplín and Choč nappe Late Paleozoic developments. Whereas supposed homeland of the Gemerides and Veporides lies in the gemeride geotectonic belt limited by Rába—Rožňava and Balaton—Darnó discontinuity belts. (P. Grecula — I. Varga in press), the homeland of the Choč nappe may be derived from the area presently represented by the Zagreb—Zemplín discontinuity belt.

Developments of the Zemplín Inselberg are compared with areas along the borders of the pannonian block system. Such disposition is common for the Mecsek Mts., for the Getic nappe, the Zemplín Inselberg and probably also for the Codru nappe system of the Apușeni Mts.

Preložil I. Varga