

VEDECKÉ SPRÁVY

JURAJ HREŠKO*

GEOMORFOLOGICKÉ POMERY ZEMPLÍNSKYCH VRCHOV

Juraj Hreško: Geomorphological Conditions of the Zemplínske Vrchy Mountains. Geogr. Čas., 40, 1988, 4; 1 map, 4 figs., 50 refs.

Results of geomorphological investigation in the area of the Zemplínske Vrchy Mountains and their close neighbourhood on the basis of a complex geomorphological analysis are given in the submitted contribution.

The aim of the work is to elucidate genesis and evolution of the relief in a territory where no investigation aimed at geomorphological problems has been realized so far in a detailed scale as well as to provide data for morphostructural analysis and morphotectonics. The knowledge acquired allowed to outline a scheme of relief development of the examined horst morphostructure during the Neotectonic stage, consequent on interpretations about the West Carpathians done until now.

Oblasť Zemplínskych vrchov predstavuje z geologického i geomorfologického hľadiska zaujímavý element v JZ cípe Východoslovenskej nížiny. V zmysle regionálneho geomorfologického členenia podľa E. Mazúra a M. Lukniša (1978) Zemplínske vrchy zaraďujeme ako samostatnú orografickú jednotku do mátransko-slanskej oblasti v rámci vnútorných Západných Karpát.

V príspevku chceme podať stručný prehľad výsledkov geomorfologického výskumu a načrtnúť geomorfologický vývoj Zemplínskych vrchov a ich okolia vzhľadom na vývoj reliéfu Západných Karpát počas neotektonickej etapy.

PREHLAD DOTERAJŠÍCH VÝSKUMOV

Takmer všetky práce, ktoré sa dotýkajú oblasti Zemplínskych vrchov, úzko súvisia s geologickým prieskumom nerastných surovín.

V geologickej literatúre je zaužívaný názov Zemplínsky ostrov, čím sa zdôrazňuje štruktúrno-litologický a geomorfologický kontrast Zemplínskych vrchov voči okoliu neogénnej sedimentárnej panvy.

* RNDr. Juraj Hreško, Centrum biologicko-ekologických vied SAV, Útvar krajinej ekológie, Leninova trieda 13, 949 01 Nitra.

Najstaršie správy o geologickej stavbe Zemplínskych vrchov siahajú do prvej polovice 19. storočia. Neskôr geologické poznatky o Zemplínskych vrchoch uvádzajú B. Bouček, A. Přebyl (1959). Ich práca sa stáva základom pre všetky ďalšie výskumy. Neogénom v blízkom okolí sa zaoberali J. Švagrovský (1954), J. Seneš, J. Švagrovský (1957), J. Janáček (1959, 1969), I. Cícha (1961) a L. Ivan (1965).

Zemplínske kryštalinikum opisujú M. Maška, V. Zoubek (1961). Geologické poznatky o Zemplínskych vrchoch ucelene zhrnul V. Čechovič a kol. (1963) v rámci vysvetliviek ku geologickej mape mierky 1 : 200 000.

Kryštalinikom sa ďalej zaoberali G. Pantó (1965) a B. Leško, J. Slávik (1967). Názory na tektonické postavenie Zemplínskych vrchov uvádza M. Maheľ (1976) a P. Grecula, K. Együd (1977).

Obdobie posledných desiatich rokov je poznačené intenzívnym geologickým prieskumom územia. Problematikou neovulkanitov sa zaoberá D. Vass a kol. (1978) a J. Töszer, K. Együd (1982). K posledným prácam podrobnejšieho zamerania patria práce K. Együda (1980) a E. Plandereovej a kol. (1981).

Etapu geologického prieskumu v oblasti Zemplínskych vrchov uzatvára správa P. Greculu, K. Együda (1982).

Problémy kvartérno-geologického výskumu v rámci Východoslovenskej nížiny rieši V. Baňacký (1977, 1978, 1980, 1986).

Geomorfológiou Zemplínskych vrchov sa zaoberajú práce J. Kvitkoviča (1961, 1963, 1964) a J. Kvitkoviča, J. Karniša (1970). Autori poukazujú na prítomnosť zarovnaných povrchov v centrálnej časti a na okrajoch Zemplínskych vrchov vo výškach okolo 300—450 m n. m. a 200—250 m n. m. Zemplínske vrchy sú chápané ako zložitá hrasťová štruktúra a zdôrazňuje sa mladá tektonika, ktorá ovplyvnila tvar zlomov ohraničenej hraste.

ANALÝZA RELIÉFU SKÚMANEJ OBLASTI

Stručná morfológická charakteristika

Zemplínske vrchy, ktoré v smere SSZ—JJV majú dĺžku okolo 12 km a v strednej časti šírku asi 6 km, nápadne vyčnievajú v reliéfe okolitej Východoslovenskej nížiny. V centrálnej časti dosahujú najväčšiu výšku na vrchole Rozhľadne (496 m n. m.), kým nižšie ploché chrbty a medzidolinové rázsochy dosahujú výšku okolo 200—300 m n. m.

K severnému úpätiu Zemplínskych vrchov sa pripája Podslanská pahorkatina s maximálnymi výškami okolo 200 m n. m. a zo SV až V strany ich obklopuje plochá Trebišovská sprašová tabuľa, ktorá dosahuje výšku len okolo 125—150 m n. m. JV okraj v oblasti Zemplína a južný okraj pri Viničkách je výrazne morfológicky aj tektonicky ohraničený voči Bodrockej rovine.

Strmé stráne v západnej časti Zemplínskych vrchov priamo susedia s takmer rovinným územím Rožňavskej brány, ktorej výška je okolo 125 m n. m. Z jej reliéfu vystupuje luhýňsko-čerhovský chrbát, ktorý vrchom Čierna hora dosahuje 239 m n. m.

Stredné uhly sklonu centrálnej časti Zemplínskych vrchov, najmä v partiách s hlboko zarezanými dolinami tvaru V, dosahujú hodnoty nad 25°.

Ostatné územie len miestami presahuje hodnoty stredného uhla so sklonom 12—15°.

Sieť dolín, ktorá zväčša kontroluje štruktúrne rozhrania a zlomové poruchy, je priama, len vo východnej časti Zemplínskych vrchov pozorujeme vetvenie dolín.

Základné štruktúry a ich vývoj

V zmysle práce E. Mazúra (1979) sme v oblasti Zemplínskych vrchov rozlíšili tri základné štruktúry, a to: paleoštruktúru, mezoštruktúru a neoštruktúru.

Jadrom Zemplínskych vrchov je paleoštruktúra, ktorej vývojový cyklus začal pravdepodobne po období prvých hercýnskych orogénnych fáz. Najstarší útvar — karbón je tvorený súvrstvím čerhovským, veľkotŕňanským, malotŕňanským a súvrstvím Šimonovho vrchu. Horniny jednotlivých súvrství sú prevažne sedimentárneho pôvodu (pieskovce, arkózy, droby, bridlice, zlepenec) a v poslednom súvrství pristupujú aj vulkanoklastiká. Spodnopermské kašovské a bárske súvrstvia tvoria pestré bridlice, polymiktné zlepenec, droby a pieskovce.

Mezoštruktúru reprezentuje torzo triasového príkrovu pri Ladmovciach. Spodný trias predstavuje brezinské súvrstvie (zlepenec, kremence, bridlice) a stredný trias, hlavne vápence a dolomity v rôznych obmenách (P. Grecula, K. Együd 1982). Vnútoraná stavba mezoštruktúry je veľmi komplikovaná. Nové geologické hĺbkové vrty potvrdili jej základnú vrásovo-prešmykovú, resp. šupinovitú štruktúru. Sústava týchto šupín predstavuje Zemplínsky príkrov so smerom násunu od VSV a ZJZ. P. Grecula, K. Együd (1982) vyčlenili v rámci hlavnej príkrovu ďalšie tri čiastkové príkrovy — cejkovský, ladmovský a boršiansky. Ich vznik kladú do obdobia vrchnej kriedy. Domovská oblasť Zemplínskeho príkrovu sa predpokladá v trebišovsko-szamošskom pásme diskontinuity, t. j. pripanónsky lineament, teda v priestore SZ od tzv. panónskeho bloku.

Najmladším štruktúrnym prvkom je neoštruktúra, ktorú charakterizujú prejavy germanotypnej tektoniky a vulkanickej činnosti. Hlavnou črtou neoštruktúry Zemplínskych vrchov je formovanie zložitej kryhovej hraste v bazéne sedimentárnej panvy.

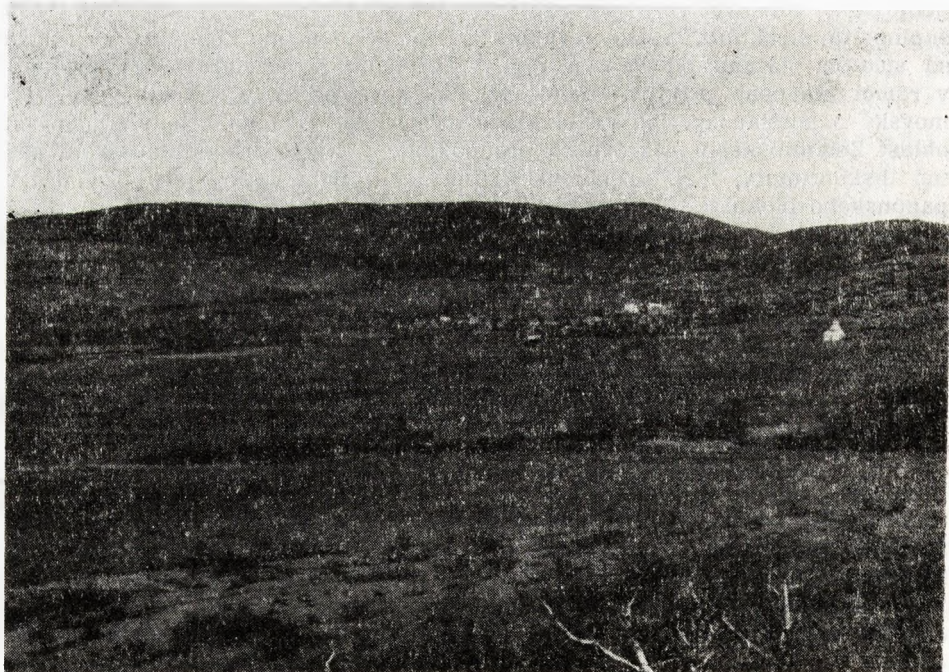
Neovulkanity sledujú okrajove zlomové poruchy pozdĺžnej hraste, resp. križovanie priečných a pozdĺžnych porúch. Na litologickom zložení neovulkanitov sa podieľajú spodnobádenské až vrchnosarmatské ryolity, ryolitové pyroklastiká a stredno až vrchnosarmatské andezity a ich pyroklastiká (J. Tözser, K. Együd 1982). Sedimenty neogénnej panvy tesne priliehajú k Zemplínskym vrchom zo všetkých strán a lokálne zabiehajú aj do ich masívu. Spodnobádenské íly, slieňovce a transgresívne štrkové polohy ležia na paleozoikom, prípadne mezozoikom podloží. Vrchný bádén tvoria polohy slieňovitých ílov s polohami ryolitových tufov, ktoré sú často silne hydrotermálne prekremenené. Bez stratigrafického hiátu nasadajú sarmatské jemnopiesčité íly a piesky s polohami tufitov a bentonitov. Pliocénne sedimenty východne od Zemplínskych vrchov predstavujú jazerné a jazerno-riečne sedimenty ílovitého charakteru s prímесou tufového, piesčitého a štrkového materiálu. Mocnosti jednotlivých stratigrafických horizontov sú nasledovné: bá-

den dosahuje v oblasti Východoslovenskej nížiny podľa J. Janáčka (1959) 1600 m, sarmat, ako uvádza D. Ďurica (1982), dosahuje okolo 1800 m a panón podľa D. Ďuricu (1982) má maximálnu hrúbku 800—1000 m.

Ako sme uviedli, vývoj neoštruktúry ovplyvňovali najmä vertikálne diferencované pohyby, ktoré formujú kvalitatívne novú štruktúru, resp. morfoštruktúru. Staršie bádenské zlomové poruchy, pozdĺž ktorých došlo k počiatočnému vynoreniu Zemplínskych vrchov z morskej neogénnej panvy, majú smer SSZ—JJV. Mladšie tektonické pohyby boli späté so zlomovými poruchami kolmými na staršie poruchy [J. Kvitkovič 1964; J. Kvitkovič, J. Karniš 1970; P. Grecula, K. Együd 1982].

Štruktúrno-tektonické formy reliéfu

Formy reliéfu podmienené zlomovou tektonikou a štruktúrou spadajú do etapy neotektonického vývoja Zemplínskych vrchov. Hlavnú úlohu má v tomto období tektonika germanotypného charakteru, na ktorú sa viaže vznik rôznych foriem zlomových štruktúr, foriem sledujúcich zlomové poruchy a nemožno odhliadnuť ani od vulkanických štruktúr, ktoré sa viažu na významné disjunktívne zlomové poruchy. Prejavy litológie cez geomorfologickú odolnosť hornín sú v dnešnom reliéfe pomerne zanedbateľné.



Obr. 1. Pohľad do záveru Černochovskej priekopovej prepadliny. V pozadí plochý centrálny chrbát — stredohorská roveň. Foto J. Hreško.

K typickým predstaviteľom zlomových štruktúr skúmaného územia zaraďujeme priekopové prepادلiny a hraste. Zvlášť tektonicky zložitý západný okraj Zemplínskych vrchov je lemovaný výraznou trňanskou priekopovou prepadlinou, vyplnenou neogénom, ktorá oddeľuje paleozoikom budovanú ľubľaško-čerhovskú hrast' od vlastného pohoria (B. Bouček, A. Příbyl 1959). Morfológicky výrazná je aj černochovská priekopová prepadlina, vbiehajúca do Zemplínskych vrchov z juhu v dĺžke asi 3 km a šírke 350—750 m (obr. 1). Jej výplň tvoria sedimenty neogénu a pleistocénu. Obe uvedené prepادلiny opisuje J. Kvitkovič [1961, 1964]. Ďalšia tektonická prepadlina — hatfanská, ktorú lemujú zlomové poruchy, izoluje kryhu mezozoického komplexu pri Ladmovciach zo SZ a S strany od štruktúry Zemplínskych vrchov. Táto, pravdepodobne mladšia tektonická depresia, je bez sedimentárnej výplne.

Do vyššieho rangu priekopových prepadlín zaraďujeme samotnú Roňavskú bránu, t.j. územie medzi Zemplínskymi vrchmi a Zemplényi hegység na maďarskom štátnom území (J. Kvitkovič 1961, 1964; V. Baňacký 1980, 1986). Prepadlinu vyplňajú sedimenty neogénu a pleistocénne fluvialne i proluviálne sedimenty, o ktorých sa zmienujeme v samostatnej kapitole.

Zaujímavú tektonicky podmienenú formu vytvára tzv. kašovská zátoka, ako ju nazval L. Ivan (1965). Je to tektonicky ohraničené územie vklíňujúce sa do východného okraja Zemplínskych vrchov popri doline Kašovského potoka, ktoré vyplňajú sedimenty neogénu a pleistocénne pokrovy spraší a delúvií (mapa 1).

Typickými formami reliéfu sú doliny a sedlá založené na zlomových poruchách (mapa 1). Rozlíšili sme doliny tvaru V a doliny so širokým a plochým dnom, ktoré sú prevažne silne zahĺbené a zasutené. Doliny tvaru V majú hĺbku až okolo 200 m, sú priame a málo rozvetvené. Ich stránne sú strmé s minimálnym pokrovom delúvií. Dná týchto dolín sú v stredných a horných úsekoch vrezané do podložia a majú nevyrovnané spádové krivky. Doliny s plochým dnom majú spravidla vyrovnanejší priebeh spádovej krivky, potoky tvoria časté meandre s hĺbkou vrezu 2—4 m. V tejto kategórii dolín sme vyčlenili aj výrazné asymetrické úseky dolín. Asymetrické úseky vznikli pozdĺž zlomových rozhraní výškovo rôzne zdvihnutých krýh, ako je to v prípade doliny Hrčeľského potoka pri severnom okraji Zemplínskych vrchov. Nevyučujeme však ani spolupôsobenie klimatických podmienok, ktoré značne ovplyvňovali intenzitu vývoja strání v periglaciálnych podmienkach.

Stráne založené na zlomových poruchách sú v Zemplínskych vrchoch plošne najrozšírenejšou formou reliéfu. Facety vznikli rozčlenením pôvodne súvislej plochy zlomovej stránne priečnymi dolinami tak, že dnes je táto plocha zachovaná v podobe trojuholníkových fragmentov na čelách rázsoch medzi jednotlivými dolinami. Nachádzame ich pozdĺž dolín Cejkovského, Javorového a Hrčeľského potoka (mapa 1).

Ďalej rozlišujeme mierne a morfológicky výrazné stránne. Ich genéza je bezprostredne spätá so zónami disjunkčných zlomových porúch. Mierne zlomové stránne predstavujú pravdepodobne staršie zvyšky plôch, na ktorých došlo k vertikálnym posunom krýh. Sklon miernych strání nepresahuje 15° a sú silne zasutené. Morfológicky výrazné zlomové stránne majú stredný uhol sklonu nad 15°. Prekrývajú ich plytké deluviálne plášte a miestami sme zistili aj výstupy podložia.

Samostatnú skupinu foriem súvisiacich s dynamikou tektonických pohybov po okrajoch Zemplnínskych vrchov tvoria vulkanické štruktúry (J. Kvitkovič 1961, 1964; P. Grecula, K. Együd 1982). V dnešnom reliéfe sú zachované len v torzách, no predsa tvoria samostatný morfológický fenomén. Výrazne sa prejavujú dómatické telesá pri Hrčeli, Kašove, Cejkove a Zemplíne. Formu lávového prúdu má ryolitové platô pri Viničkách, ktoré prekrýva mezozoické a paleozoické komplexy. Strmé stráne po jeho okrajoch poukazujú na tektonické ohraničenie voči Bodrockej rovine. Vypreparované intruzívne telieska vystupujú v podobe kužeľovitých vrcholov, alebo ich nachádzame ako nenápadné vyvýšeniny na východnej strane Zemplnínskych vrchov medzi Zemplínom a Cejkovom a JZ od Zemplína. Názorným príkladom intruzívnych telies sú kužeľovité vrcholy Piliša pri Veľkej Bare a Vlčej hory pri Cejkove. Pekné kužele podružných intrúzií sa vyskytujú pri severnom okraji ryolitového prúdu v okolí Malej Bary, JV od Hrčča a pri Kašove.

Plochý chrbát rássochy vybiehajúci od kóty Dlhá hora, SV od Ladmoviec, predstavuje štruktúrny povrch, ktorý sa formoval na takmer horizontálne uložených lavicovitých vápencoch a dolomitoch stredného triasu. Plošinu chrbta spestrujú štruktúrnodenudačné stupne, na ktorých pozorujeme výstupy čiel vápencov a dolomitov (mapa 1).

Vplyvy litológie nie sú veľmi výrazné, až na miesta, kde susedia také horniny, ako sú mezozoické kremence a paleozoické bridlice. Vápence a dolomity vytvárajú skalné ostrovčeky alebo chrbtíky, odolné paleozoické arkózovité pieskovce a zlepence budujú vrcholy na hlavnom chrbte Zemplnínskych vrchov, paleotufy a paleoryolity kontrastne vystupujú na Šimonovom vrchu a ostrovčekovite aj na niektorých rássochách. Nerozsiahle, ale v morfoskulptúre výrazné formy predstavujú úzke, často skalnaté chrbty medzidolinových rássoch. Pekným príkladom sú niektoré časti rássoch vybiehajúcich severne od Vysokého vrchu, ktorých šírky dosahujú iba 1,0–1,5 m. Na juh od spomínaného vrchu v smere hlavného chrbta vybieha štruktúrny chrbát v dĺžke asi 250 m. V priereze má takmer trojuholníkový tvar a jeho okraje kontrastujú s okolím zarovnaného povrchu. V tomto prípade ide o evidentný prejav odolnosti pieskocov a gravelitov malotŕňanského súvrstvia. Podobné formy chrbtov boli zistené najmä v oblasti výskytu izolovaných ostrovčekov mezozoických kremencov a vápencov (mapa 1).

Odolnosť hornín sa uplatňuje aj pri tvrdošoch, ktoré tiež budujú odolné kremence, vápence, ako aj paleozoické pieskovce a zlepence. Základný tvar tvrdošov je kužeľovitý, s elipsoidným pôdorysom a ich relatívne výšky len málokde presahujú 25 m. Pekným príkladom tvrdošov sú kremencové a vápencové skalnaté vrcholy v južnej časti Zemplnínskych vrchov.

Denudačno-polygenetické formy reliéfu

Túto skupinu foriem zastupujú v dnešnom reliéfe Zemplnínskych vrchov najmä zvyšky zarovnaných povrchov. Taký je aj povrch centrálného chrbta, ktorý je pravdepodobne najstarším stratigrafickým povrchom. Jeho absolútne výšky sa pohybujú v intervale od 330 do 450 m. Výškou a pravdepodobne aj genézou mu zodpovedajú aj niektoré z neho vybiehajúce ploché a oblé chrbty rássoch.

Formovanie tohto zarovnaného povrchu je najskôr späté s etapou vzniku stredohorskej rovne v oblasti Západných Karpát, ako ju opisuje E. Mazúr (1963) a J. Kvitkovič (1968). Jej formovanie prebehlo v podmienkach blízka-cích sa subtropickej, stredne humidnej až humidnej klíme s prevládajúcimi procesmi pediplanácie (J. Kvitkovič 1968, J. Činčura 1970). Zvetralinové produkty, ktoré patria najskôr do tejto etapy denudácie reliéfu, sme zistili na južnom okraji Zemplínskych vrchov. Potvrdili sme ich vznik na paleozoických horninách a predpokladáme ich premiestnenie od severu k juhu (J. Hreško 1986). Morské, resp. jazernomorské sedimenty panónu v neďalekom okolí majú prevažne fľovitý charakter s prímiesou tufového a piesčitého materiálu. Podľa J. Seneša a J. Švagrovského (1957) tieto sedimenty predstavujú obdobie so silnou denudáciou reliéfu a dozvukmi vulkanickej činnosti, čo potvrdzuje aj J. Kvitkovič (1968). Zarovnaný povrch centrálného chrbta Zemplínskych vrchov a bočných rássoch paralelizujeme s povrchom v oblasti Humenských vrchov, ktorý stanovil J. Kvitkovič (1968), prirovnávajúc ho k iniciálnemu reliéfu Západných Karpát zo sarmato-panónu v zmysle M. Lukniša (1964), ale najmä stredohorskej rovni E. Mazúra (1963) panónskeho veku. Predpokladáme, že v nasledujúcom období počas rhodánskej fázy dochádza k značnému porušeniu tohto povrchu (E. Mazúr 1963). V Zemplínskych vrchoch sa uplatnili najmä priečne zlomové poruchy (B. Bouček, A. Příbyl 1959; J. Kvitkovič 1964; J. Kvitkovič, J. Karniš 1970), pozdĺž ktorých došlo k výškovému rozčleneniu zarovnaného reliéfu. Predpokladáme, že panónsky povrch sa na nižšie poklesnutých kryhách stal bázou pre mladší zarovnaný povrch.

Povrch panónskeho zarovnaného povrchu narušujú menšie litologicky podmienené formy, o ktorých sme sa zmienili v predošlej časti, ale aj výrazné depresné tvary sediel, ktoré v niektorých prípadoch vznikli na tektonicky oslabených poruchách a boli zvýraznené spätnou eróziou potokov.

Nižšie ležiaci zarovnaný povrch nachádzame vo výškach od 170 do 250 m n. m., miestami aj vyššie. Najrozsiahlejšie plochy tohto tektonicky značne diferencovaného povrchu sa vyskytujú vo východnej časti Zemplínskych vrchov medzi Zemplínom, Cejkovom a Kašovom, kde jeho hladina postupne klesá smerom k neogénnej panve alebo je v útržkoch zachovaný na vyšších a izolovaných rássochách (mapa 1). Výšková predispozícia tohto povrchu podmienila založenie mladých bočných dolín, ktoré sa väčšinou viažu na línie zlomov a rebrovite ho rozčleňujú. Menšie torzá tejto výškovo diferencovanej úrovne nachádzame aj na západnom okraji Zemplínskych vrchov, kde sú uchytené na čelách rássoch medzi hlavnými dolinami (mapa 1). Geneticky aj vekom paralelizujeme tento nižšie ležiaci zarovnaný povrch s vrchnopliocénnym zarovnaným povrchom po okrajoch Humenských vrchov a Vihorlatu, ako ho stanovil J. Kvitkovič (1961, 1962, 1964, 1968). Tomuto zarovnanému povrchu výškou zodpovedajú ploché chrbty pahorkatinného stupňa v blízkosti Zemplínskych vrchov. Tento povrch, ktorý vznikol na málo odolných neogénnych sedimentoch, má charakter glacis. Jeho vek je najskôr vrchnopliocénny, aj keď ho intenzívne modelovali aj procesy pleistocénnej periglaciálnej modelácie a prekryli pokrovy spraší, viatych pieskov a delúvií.

Fluviálne formy reliéfu sú typické pre vlastnú časť Zemplínskych vrchov, ako aj pre priliehajúcu časť Východoslovenskej nížiny, ktorú sme zahrnuli do skúmaného územia.

Klasickou formou fluviálnej erózie sú stráňové doliny tvaru V s intenzívnym recentným zarezávaním v ich strednej a hornej časti. Veľkú intenzitu zarezávania majú bočné prítoky zlomových morfológicky výrazných dolín. Tieto bočné doliny tvaru V často vznikali v periglaciálnych úvalinách, prípadne vznikli neskôr z výmoľov, ako sme zistili v prípade mladej doliny tvaru V, ústiacej do Cejkovského potoka, kde v priebehu jarných a letných intenzívnych zrážok došlo k prehĺbeniu výmoľa a vyneseniu masy zvetralín v podobe nápadného kužeľa.

Doliny potokov prekleňujúcich luhyňsko-čerhovskú hrať a tie doliny, ktoré pred vyústením do nížiny prerezávajú zlomove ohraničené chrbty, sme nazvali prelomovo-antecedentnými dolinami. Niektoré z týchto dolín však zároveň sledujú oslabené polohy zlomových porúch. Formovanie prelomovo-antecedentných dolín prebiehalo v tých úsekoch, kde potoky prebiehali cez tektonicky aktívne kryhy so zdvihovými tendenciami. Týka sa to najmä okrajových častí Zemplínskych vrchov. Ako príklad môžeme uviesť Cejkovský potok, ktorý mal dostatočné množstvo energie antecedentne prelomiť tektonicky zdvíhaný okraj Zemplínskych vrchov, o čom svedčia mohutné prolúvié uložené v intenzívne poklesávajúcim predpolí [V. Baňacký 1986].

Prejavy intenzívnej výmoľovej erózie pozorujeme najmä v záveroch dolín, úvalín a pozdĺž lesných a poľných ciest. Hĺbka výmoľov dosahuje na stráňach 2—3 m a v záveroch dolín a úvalín 4—12 m. Pekný príklad systému výmoľov sme zistili na stráňach jednej z bočných dolín pri Cejkove (obr. 2).

Podrezávaním strání bočnou eróziou potokov, najmä tam, kde sa vyskytujú mocnejšie pokrovy spraší alebo viatych pieskov, dochádza k vzniku kolmých stien a frontálnych mikrozosunov, ktorých výška presahuje 10 m.

Akumulčné fluviálne formy sú doménou reliéfu okolitej Východoslovenskej nížiny a Roňavskej brány.

Niva riečky Roňavy západne od Zemplínskych vrchov je z väčšej časti v dosahu inundácie. Materiál vrchnej časti nivnej akumulácie tvoria hliny, piesčité polohy a miestami aj polohy štrkových šošoviek. Meandrujúci tok sa zarezáva do hĺbky 4—7 m a na mnohých úsekoch odkrýva bazálnu štrkovú akumuláciu.

Zo severu sa k Zemplínskym vrchom prímkyňa riečka Chlmec, ktorej výplň nivnej akumulácie je hlinitá až ílovito-hlinitá a jej šírka je okolo 50—150 m. Je to trvale podmáčané územie a miestami sa vyskytujú depresie mŕtvych ramien so stálou vodnou hladinou.

Tok Bodrogu z juhu a juhovýchodu svojou holocénou nivou siaha až k úpätiu Zemplínskych vrchov. Materiál nivy podľa J. Kvitkoviča (1955) tvoria ílovito-piesčité náplavy a jej povrch je v dosahu spodnej vody.

Úzke pruhy nív pozorujeme aj pri vyústení väčších potokov pri Cejkove, Kašove a Hrčeli. Ich výplň je ílovito-hlinitá s prímiesou mierne opracovaných úlomkov a štrčkov.

Periglaciálne náplavové kužele boli ukladané potokmi najmä na západnom

úpätí Zemplínskych vrchov, ktoré je výrazne zlomove ohraničené (B. Bouček, A. Příbyl 1959; J. Kvitkovič 1964; V. Baňacký 1986). Poklesávaním príľahlej časti Roňavskej brány došlo k inverzii stratigrafického sledu kužeľových akumulácií. Potvrdili to aj laboratórne analýzy materiálu kužeľov (V. Baňacký 1986).

Tvar povrchu kužeľov je vejárovitý s lokálnymi trvale zamokrenými depresiami indikujúcimi rozhrania kužeľov, prípadne polohy ich tektonického porušenia (mapa 1).

Najrozsiahlšie periglaciálne náplavové kužele sa vyskytujú JZ a J od Malej Třne. Na základe vonkajších morfológických znakov, ako aj vrtov z archívov Geofondu sme odlišili dve celkove odlišné generácie kužeľov. Mierny stupeň J od Malej Třne oddeľuje vyššie položený najskôr strednopleistocénny kužeľ od mladopleistocénneho, ktorý smerom k nive Roňavy v pomerne veľkej hrúbke prekrýva akumuláciu stredného kužeľa. K strednopleistocénnym



Obr. 2. Prejav v ýmofovej erózie na odlesnenej stráni doliny pri Cejkove. Foto J. Hreško.

kuželom zaraďujeme aj pomerne rozsiahlu štrkovú akumuláciu JV od Malej Trne až k Borši, kde vyклиňujú na malej hrastovej elevácii (mapa 1). V. Baňacký (1986) odlišuje v tomto kuželi dve polohy — staršiu, ktorú priradil do obdobia rissu 1 a mladšiu, uloženú na interštádiálnej fosilnej pôde, do rissu 2. Okraje tohto kužela sú zjavne porušené mladými zlomovými poruchami, a to jednak pozdĺž úpätia Zemplínskych vrchov, ako aj pozdĺž nivy Roňavy, čo potvrdil aj V. Baňacký (1986).

Mladopleistocénne kužele vyplňajú ústia a predpolia dolín vyúsťujúcich do trňanskej prepadliny, černochovskej prepadliny a v okolí Čerhova pred ústiami prelomovo-antecedentných dolín, kde je ich čelo výrazne terasované (mapa 1). Pokryv kuželov pri Čerhove tvoria hlinité delúviá s hrúbkou nad 5 m. V černochovskej prepadline je štrková mladopleistocénna akumulácia kužela prekrytá aj hruboúlomkovitými až balvanovitými delúviami.

Väčšina mladých dolín tvaru V a úvalinových dolín vyúsťuje plochými a plytkými kuželovými akumuláciami s piesčitým a drobnouúlomkovitým materiálom. Ich vek je pravdepodobne neskoroglaciálny až holocénny.

Formy eolickej akumulácie

Eolické formy sú rozšírené najmä v pahorkatinnom stupni, kde mocnosti pokrovov spraší, sprašových hĺn a viatych pieskov dosahujú 7—12 m, miestami aj viac. Najrozsiahlejšie plochy eolických sedimentov sa vyskytujú na východnom okraji Zemplínskych vrchov pri Kašove, Cejkove a pri Zemplíne (mapa 1). Pokrovy spraší a sprašových hĺn prekrywajú aj pahorkatinné územie severne a SZ od Zemplínskych vrchov od Michalian k Hrčeľu a Novosadu. Pozdĺž niektorých dolín boli spraše zálivovite navievané aj do vlastnej časti Zemplínskych vrchov, napr. pozdĺž Cejkovského potoka, Javorového potoka a viate piesky pozdĺž nepomenovanej doliny severne od Zemplína.

Formy periglaciálnej stráňovej modelácie

Veľmi rozšírenou formou periglaciálnej stráňovej modelácie sú úvaliny, ktoré, ako uvádza E. Mazúr (1963), sú výtvorom koróznej činnosti stráňových hmôt. Na stráňach dosahujú úvaliny dĺžku 200—300 m a sklon dien je okolo 5—10°. Mohutnejšie úvaliny sú zachované v pahorkatinnom stupni, kde aj dĺžky sú väčšie — 1,5—2 km. Formovanie úvalín v holocéne a recente ovplyvnili aj potoky, ktoré na ich dnách akumulovali nívne náplavy a v súčasnosti prebieha na stráňach úvalín a premodelovaných úvalinovitých dolín intenzívny plošný splach, stružková erózia a výmoľová erózia. Dnové časti sú teda charakteristické tvorbou mocných akumulovaných horizontov.

Zachované formy fosilných soliflukčných blokových prúdov sme identifikovali na viacerých lokalitách, avšak najlepšie sa prejavujú na stráňach Strednej hory (251 m n. m.) pri Malej Bare (mapa 1). Soliflukčné blokové prúdy vznikali v období silného mrazového zvetrávania vo würme, keď Zemplínske vrchy, ako aj oblasť Východoslovenskej nížiny boli súčasťou tundrovej oblasti [J. Kvitkovič 1955, 1968].

Mrazové zruby a periglaciálne hôrky sú zachované na ryolitovom prúde pri Viničkách a na plošine za vrchom Piliša. Menšie mrazové zruby, ktoré v

mape nezachytávame, sme zistili na okrajoch kremencových či vápencových tvrdošov a po obvodě tvrdošov na hlavnom chrbte, kde ich obklopujú menšie blokové príudy a pokrovy.

Vplyvom periglaciálneho mrazového zvetrávania a pravdepodobne aj za spolupôsobenia veternej deflácie vznikla korytovitá depresia na plošine ryolitového prúdu nad Viničkami, ktorá bola neskôr vyplnená slatinným rašeliniskom. Bližšie sa o rašelinisku a jeho výplni zmieňuje E. Krippel (1971).

Úpätia strání, dná niektorých dolín, ako aj sedlá sú prekryté deluviálnymi pokrovmi s rôznou mocnosťou. Vznik delúvií je spätý s formami voľnej alebo viazanej soliflukcie. Súčasťou delúvií sú mnohokrát premiestnené elúviá a fosílne pôdy (obr. 3). Mohutné hlinité delúviá vyplňajú dná zlomových dolín s plochým dnom, kde ich hrúbka dosahuje 4–10 m.



Obr. 3. Odkryv vo výmoli pri Cejkove dokumentuje periglaciálne stráňové procesy. Tmavú polohu predstavujú soliflukciou premiestnené elúviá fialových bridlíc. Na báze sú ílovité a žlté zvetraliny s vybielenými pruhmi v smere sklonu stráně. Foto J. Hreško.

Formy stráňových pohybov sme v záujmovom území zistili iba na dvoch malých ploškach v závere a na západne orientovanej stráni úvalinovitej doliny JV od Hrčefa.

Obe lokality sú deformované podpovrchovým zliezaním neogénnych ílov a sprašových hĺn. Zosuv na stráni má zreteľnú odľučnú hranu, aj keď je orbou zhladzovaná. Akumulačnú časť tvoria bochníkovité valy.

Krasové formy

Výskyt krasových foriem sa obmedzuje na južnú časť Zemplínskych vrchov, najmä v oblasti vrchu Somoš (215 m n. m.). Je to v podstate zlomovo ohraničená kryha mezozoika, výrazne asymetrická, so zachovanou krasovou plošinou, ktorá je sklonená k juhu. Jej povrch miestami spestrujú škrapové políčka s puklinovým typom škráp. V niekoľkých prípadoch sme identifikovali plytké krasové jamy, typicky vyvinuté krasové formy sa však v skúmanom území nevyskytujú, čo súvisí s pomerne malou plochou krasovatejúcich hornín, ako aj pomerne malou čistotou vápencov. Niektoré zvláštnosti krasu sme rozobrali pri štúdiu výplne jaskynného priestoru v lome pri Ladmovciach (J. Hreško 1936).



Obr. 4. Bazálna poloha panónskych kôr zvetrávania s vyzrážanými guľovitými konkréciami — lokalita Ladmovce. Foto J. Hreško.

Vznik antropogénnych foriem reliéfu je úzko spätý s činnosťou človeka, zvlášť pri zakladaní vinogradov, ťažbe nerastných surovín, ako aj s intenzívnou poľnohospodárskou výrobou lokalizovanou po okrajoch Zemplínskych vrchov. Veľmi výrazne sa prejavujú stupne 2—4 m vysokých terás vo vinohradoch pri Cejkove, Veľkej Bare, Veľkej a Malej Trni atď. S ťažbou stavebného materiálu, a to ryolitov, ryolitových tufov a vápenca, súviselo zakladanie lomov, z ktorých okrem vápencového lomu pri Ladmovciach väčšina ostala bez využitia. Po intenzívnom prieskume nerastných surovín z minulosti ostalo množstvo kutacích a ťažobných jám na stráňach vrchu Somoš a na plošine ryolitového prúdu pri Viničkách (mapa 1).

ZÁVER

Na základe výsledkov geomorfologického výskumu a geologických poznatkov považujeme Zemplínske vrchy za samostatnú morfoštruktúrnu jednotku, ktorá predstavuje výraznú hrast' v rámci poklesávajúcej štruktúrno-akumulačnej roviny.

Pri stanovení vývoja reliéfu Zemplínskych vrchov počas neotektonickej etapy nadväzujeme v základných rysoch na výsledky doterajších interpretácií v rámci Západných Karpát. Načrtnutá schéma je rozdelená na tieto časti:

1. Prvé morfológické prejavy Zemplínskych vrchov, ako uvádza J. Kvitkovič (1963), siahajú do vrchného bádenu, čo potvrdzujú transgresívne štrkové polohy vo vrchnobádenských sedimentoch na Z a SZ okraji vrchov. Na staršie obdobie vynorenia hrast'ovej štruktúry nepriamo poukazujú spodno až vrchnobádenské vulkanické produkty, ktoré bezprostredne prekrývajú predvrchnobádenský erózne-denudačný povrch. Zvyšky tohto pochovaného reliéfu nachádzame pod pokrovmi ryolitových tufov a ryolitov na okrajoch, ako aj v centrálnej časti Zemplínskych vrchov.

2. Vrchnosarmatská až spodnopanónska etapa vývoja reliéfu sa vyznačuje doznievaním vulkanickej činnosti, zaniká sarmatská jazerná panva a relatívne sa stabilizujú tektonické pohyby (V. Čechovič 1963). V týchto podmienkach začína formovanie zarovnaného povrchu. Predpanónsky reliéf Zemplínskych vrchov, rozčlenený tektonickými pohybmi predošlej etapy, je postihnutý pediplanačnými zarovnávacími procesmi v podmienkach stredne humídnej až humídnej subtropickej klímy (E. Mazúr 1963; J. Kvitkovič 1964; J. Činčura 1970). Tomuto povrchu zodpovedá plošina centrálneho chrbta a plošiny rázsoch vo výškach 330—450 m n. m., ktoré paralelizujeme s iníciaľnym reliéfom Západných Karpát podľa M. Lukniša (1964), resp. so stredohorskou rovňou panónskeho veku podľa E. Mazúra (1963) a J. Kvitkoviča (1968). Priaznivé klimatické podmienky a ustálený klimatický režim umožnili tvorbu mocných zvetralinových plášťov, ktoré, ako poukazuje J. Činčura (1970), mali charakter kaolinitických kôr zvetrávania. V oblasti Zemplínskych vrchov sme podobné zvetraliny dokumentovali na lokalite pri Ladmovciach, kde boli zistené červenohnedé ílovité sedimenty v spodnej časti jaskynnej výplne

(obr. 4). Laboratórne analýzy sedimentov výplne a paleontologické určenie fosílnnej fauny nám umožnili priradiť tieto zvetraliny ku starým, najskôr panónskym kôram zvetrávania (J. Hreško 1986).

3. Ďalšia etapa vývoja reliéfu bola ovplyvnená novými tektonickými pohybmi rhodanskej fázy. Podľa doterajších poznatkov z oblasti Zemplínskych vrchov uvažujeme jednak o diferencovaných zdvihoch panónskeho zarovnaného povrchu, jednak o možných poklesových tendenciách na niektorých okrajových kryhách zložitej hraste. Predpokladáme, že reliéf nižšie poklesnutých kryh podľahol aj mladšiemu zarovnávaniu v nasledujúcej etape.

4. Koncom pliocénu, ako tvrdí E. Mazúr (1963) a J. Kvitkovič (1964, 1968), sa pozdĺž tokov a okrajov pohorí s konsolidovaným tektonickým režimom formoval zarovnaný povrch, ktorý bol výsledkom laterálnej erózie tokov a pedimentácie. Tejto etape denudácie reliéfu zodpovedajú plošiny a chrbty na východnej strane Zemplínskych vrchov medzi Cejkovom, Kašom a Zemplínom a menšie plochy na západnom, južnom a severnom okraji. Relatívne výšky tohto povrchu sa pohybujú v intervale od 70 do 150 m, čo je vzhľadom na malú plochu územia veľká výšková rozčlenenosť pôvodne zarovnanej plochy. Vekom aj genézou k tomuto stratigrafickému povrchu priradujeme ploché chrbty pahorkatinného stupňa, ktorý považujeme za úpätný pediment-glacis.

5. Na rozhraní pliocénu a pleistocénu došlo k oživeniu tektonických pohybov počas valašskej fázy (E. Mazúr 1963). Z uvedených výškových rozdielov vrchnopliocénnej rovne predpokladáme intenzívnu popliocénnu disjunktívnu tektoniku a denivelizáciu zarovnaného povrchu. Formovanie morfoskulptúry prebieha v nových podmienkach, ktoré v pleistocéne nadobúdajú nové špecifické črty.

6. Modelácia reliéfu Zemplínskych vrchov počas pleistocénu, ktorá je ovplyvňovaná najmä klimatickými osciláciami a tektonickým režimom so zdvihovými i poklesovými tendenciami, završuje neotektonickú vývojovú etapu. Na dotvorenie morfoskulptúry sa zúčastnili najmä erózne fluviálne procesy, soliflukcia, mrazové zvetrávania, eolická činnosť a i. Geomorfologickou analýzou môžeme potvrdiť, že tektonicky najaktívnejšou časťou bol západný okraj Zemplínskych vrchov, kde sa od stredného pleistocénu formovali mocné periglaciálne náplavové kužele, ktoré boli ukladané v tektonicky poklesávajúcej prepadline. Poklesy Roňavskej brány počas kvartéru dokumentujú aj mocnosti alúvia riečky Roňavy, ktoré pri Slovenskom Novom Meste dosahujú až 40 m (V. Baňacký 1980), ako aj pochované risské kužeľové akumulácie. Na mladšie tektonické poklesy pod úpäťm vrchu Piliš a v tŕňanskej priekopovej prepadline upozorňujú stále zamokrené elipsovité depresie. Z morfortektonického hľadiska môžeme povedať, že počas pleistocénu sa hrastová morfoštruktúra Zemplínskych vrchov zvýraznila. Na súčasné relatívne zdvihové tendencie nepriamo poukazujú hodnoty poklesov okolitej Východoslovenskej nížiny, ktoré dosahujú 0,5–2,0 mm za rok (J. Kvitkovič, J. Plančár 1975).

Na záver chceme poznamenať, že dôležitým reliéfortvorným činiteľom je v súčasnosti človek so svojimi aktivitami, najmä v okrajových častiach Zemplínskych vrchov a v pahorkatinnom stupni. Prítomnosť človeka je v skúmanom území dokázaná už od paleolitu (Š. Janšák 1935). Zásahmi človeka do krajiny sa zvýšila, resp. urýchlila intenzita stružkovej a výmoľovej erózie, plošného splachu a devastácia reliéfu ťažbou nerastných surovín.

1. ANDRUSOV, D.: Geológia československých Karpát, zv. 1. SAV, Bratislava 1958. — 2. ANDRUSOV, D.: Grundriss der Tektonik der Nordlichen Karpaten. SAV, Bratislava 1968. — 3. BAŇACKÝ, V.: Čiastková záverečná správa za rok 1977. Geofond, Bratislava 1977. — 4. BAŇACKÝ, V.: Čiastková záverečná správa za rok 1978. Geofond, Bratislava 1978. — 5. BAŇACKÝ, V.: New data of young (Quaternary) tectonics in East Slovakian Lowland. Geologický zborník. Geologica — Carpathica. 31, 4, Bratislava 1980. — 6. BAŇACKÝ, V.: Zemplínske vrchy — zdroj periglaciálnych prolúvií. Správy o geologických výskumoch. 1, GÚDŠ, Bratislava. 1986. — 7. BOUČEK, B., PŘIBYL, A.: O geologických pomerech Zemplínského pohorí na Slovensku. GP, Zoš. 52, Bratislava 1959; — 8. BÜDEL, J., Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. Ztschr. f. Geomorph., N. F. 1, 1957. — 9. CÍCHA, I.: Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech na listu geologickej generálnej mapy Trebišov. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1959. ÚÚG, Praha 1961. — 10. ČECHOVIČ, V. a kol.: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000 Trebišov—Čierna. M—34—XXXIV, M—34—XXXV, 1963.
11. ČINČURA, J.: Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne. Geogr. Čas., 22/2. Bratislava 1970. — 12. ĎURICA, D.: Geológia Východoslovenskej nížiny. Mineralia slovaca. Monografia 1, Bratislava 1982. — 13. GAŠPARIK, J.: Paleogeografické mapy Slovenska. Neogén. GÚDŠ. Bratislava 1979. — 14. GRECULA, P.: Ladmovce — sever — vápence, ZS. Manuskrift. Archív GP Košice, 1975. — 15. GRECULA, P., EGYŮD, K.: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. Mineralia slovaca, 9, 6. Bratislava 1977. — 16. GRECULA, P., EGYŮD, K.: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. Mineralia slovaca, 14, 3, Bratislava 1982. — 17. GRECULA, P., EGYŮD, K.: Záverečná správa. Zemplínsky ostrov VP polymetalické rudy a uhlie. Stav k 30. 6. 1981. 1982. — 18. HREŠKO, J.: Náčrt geomorfologického vývoja v oblasti nálezu fosilnej fauny — lokalita Ladmovce. Slovenský kras XXIV. 1986. — 19. IVAN, E.: Úvahy o hranici tortón-sarmat vo východoslovenskom neogéne. GP, Správy 37, Bratislava 1965. — 20. JANÁČEK, J.: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východného Slovenska. GP, Zoš. 52, Bratislava 1959.
21. JANÁČEK, J.: K stratigrafickému postaveniu a paleogeografii neogénu východného Slovenska. GP, Správy 50, Bratislava 1969. — 22. JANŠÁK, Š.: Praveké sídliská s obsidiánovou industriou na východnom Slovensku. Bratislava 1935. — 23. KVITKOVIČ, J., KARNIŠ, J.: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. Geografické práce, 1, 1, Bratislava 1970. — 24. KRIPPEL, E.: Postglaciálny vývoj vegetácie východného Slovenska. Geogr. Čas., XXIII/3, SAV, Bratislava 1971. — 25. KVITKOVIČ, J.: Geomorfologické pomery juhovýchodnej časti Piotskej nížiny. Geogr. Čas., VII/1—2, Bratislava 1955. — 26. KVITKOVIČ, J.: Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a priľahlých oblastiach. Geogr. Čas., XIII/3, SAV, Bratislava 1961. — 27. KVITKOVIČ, J., HARMAN, M.: Niekoľko poznámok o výskyte kôry zvetrávania a jej vzťah k reliéfu v podhorí sopečného oblúka — Vihorlat-Popriční. Geogr. Čas., XIV/3, SAV Bratislava 1962. — 28. KVITKOVIČ, J.: Geomorfologické pomery na liste Trebišov—Čierna. Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape 1:200 000. Geofond, Bratislava 1963. — 29. KVITKOVIČ, J.: Concerning the Basic Geomorphological Problems of the East Slovakian Lowland. Geogr. Čas., XIV/2, Bratislava 1964. — 30. KVITKOVIČ, J.: Die geomorphologischen Verhältnisse im NO-Teil Des Ostslowakischen Tieflandes. Würzburger Geographische Arbeiten, 22/III, Würzburg 1968.
31. KVITKOVIČ, J., VANKO, J.: Štúdium súčasných pohybov zemskej kôry na Slovensku. Geogr. Čas., XXIII/2, Bratislava 1971. — 32. KVITKOVIČ, J., PLANČÁR, J.: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinej geologickej stavbe Západných Karpát. Geogr. Čas., 27/4, Bratislava 1975. — 33.

KVITKOVIČ, J. — PLANČÁR, J.: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. Geogr. Čas., 29/3, Bratislava 1977. — 34. LEŠKO, B., SLÁVIK, J.: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Carpates occidentales et les Carpates orientales. Geol. zbor., 18, 1, Bratislava 1967. — 35. LOŽEK, V.: Příroda ve čtvrtohorách. Academia, Praha 1973. — 36. LUKNIŠ, M.: Pozostatky starších povrchov zarovnávaná v československých Karpatoch. Geogr. Čas., XVI/3, Bratislava 1964. — 37. LUKNIŠ, M., MAZÚR, E.: Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. Geogr. Čas., 30/2, Bratislava 1978. — 38. MAHEL, M.: Regionálna geológia ČSSR—II. diel. Západné Karpaty. Bratislava 1967. — 39. MAHEL, M.: Tectonics of the Carpathian Balkan regions. GÚDŠ, Bratislava 1974. — 40. MAZÚR, E.: Morfoštruktúry Západných Karpát a ich vývoj. Acta fac. rerum nat. univ. com., Geographica Nr. 17, Bratislava 1979.

41. MAZÚR, E.: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria. SAV, Bratislava 1963. — 42. PANTÓ, G.: A Tokaji hegység harmadker elotti Képzodményei. MÁFI évi jelent. Budapest 1965. — 43. PLANDEROVÁ, E. a kol.: Biostratigrafické zhodnotenie grafických bridlic zemplínskeho ostrova. Mineralia slovaca, 13, Bratislava 1981. — 44. RUDINEC, R., SLÁVIK, J.: Fázy vrásnenia a paleogeografický vývoj neogénu na východnom Slovensku. GP, Správy 60, Bratislava 1973. — 45. SENEŠ, J.: Vzťahy neogénneho vulkanizmu ku geotektonickej stavbe východného Slovenska. Geol. zborník. VIII/1, Bratislava 1957. — 46. SENEŠ, J., ŠVAGROVSKÝ, J.: Neogén východného Slovenska. GP, zošit 46, Bratislava 1957. — 47. SLÁVIK, J.: Zemplinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. GP, Správy 65, Bratislava 1976. — 48. ŠVAGROVSKÝ, J.: Geologické pomery východného úpätia Prešovsko-tokajského pohoria medzi obcami Kaľša a Michaľany. GSV, Bratislava 1954. — 49. TÖZSÉR, J., EGYÜD, K.: O možnostiach výskytu alunitu vo východoslovenských neovulkanitoch. Mineralia slovaca, 14, 3, Bratislava 1982. — 50. VASS, D. a kol.: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. GP, Správy 71, Bratislava 1978.

Юрай Грешко

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГОР ЗЕМПЛИНСКЕ-ВРХИ

Область гор Земплинске-Врхи представляет собой самостоятельную и изолированную морфоструктурную единицу в юго-западном участке Восточнословацкой низменности. В геологическом строении данной территории участвуют преимущественно палеозойские и мезозойские осадочные комплексы и лишь по ее окраинам выступают изолированные неовулканические тела. Седименты неогенового бассейна окаймляют горстовую структуру изо всех сторон и местами вклиниваются даже в ее массив.

Первые морфологические проявления гор Земплинске-Врхи можно отнести к нижнему и даже верхнему бадену, что подтверждается наличием трансгрессивных галечных залежей в верхнебаденской свите и наличием первых вулканических продуктов, относящихся к периоду от нижнего до верхнего бадена. Вулканическая деятельность проявлялась вплоть до верхнего сармата, когда тектонические движения стабилизировались и постепенно начала образоваться поверхность выравнивания, относящаяся к среднегорной поверхности выравнивания (Э. Мазур 1963). Высоты этой поверхности в центральной части гор Земплинске-Врхи достигают 330—450 м над уровнем моря. В это время образовались каолинические коры выветривания, которые были нами обнаружены и документированы вблизи поселения Ладмовце, расположенном на южной окраине гор Земплинске-Врхи.

Дальнейшее развитие рельефа данной территории оказалось под влиянием тектонических движений роданского этапа, в результате которых произошла денивелиция поверхности выравнивания и характер горста был подчеркнут более отчетливо.

В эпоху верхнего плиоцена по окраинам гор Земплинске-Врхи имело место заливообразное расширение более молодой поверхности выравнивания, отвечающее речной поверхности выравнивания (Э. Мазур 1963). Относительные высоты этой поверхности находятся в интервале от 70 до 150 м. Очевидно, что эта значительная высотная дифференциация первоначально сплошной выравненной поверхности была вызвана тектоническими сдвигами в период валашского этапа складчатости.

Развитие рельефа в эпоху плейстоцена осуществлялось в условиях перигляциальной морозной тундры при изменчивом режиме тектонических поднятий и опусканий. В плейстоцене тектонически самым активным был регион западной окраины гор Земплинске-Врхи и прилегающий к нему участок Ронявских ворот. Об интенсивности тектонических движений свидетельствуют, главным образом, размерные и в инверсионном стратиграфическом порядке расположенные перигляциальные конусы выноса, но также и крупные толщи аллювиальных отложений реки Ронявы, достигающие до 40 м (В. Баяцки 1980). В завершении формирования морфоскульптуры отразились процессы морозного выветривания, интенсивное моделирование склонов и в районе холмогорья также эоловая деятельность.

В настоящее время в рельефе гор проявляются, главным образом, вмешательства человека с сопровождающими деструкционными процессами овражной эрозии, сплошного смыва и местами даже ветровой дефляции.

Карта 1. Геоморфологическая карта гор Земплинске-Врхи (автор: Ю. Грешко).

1. Структурно-тектонические формы рельефа: 1.1 грабены, 1.1.1 дочетвертичные, 1.1.2 четвертичные, 1.2 горсты, 1.2.1 дочетвертичные, 1.2.2 четвертичные, 1.3 склоны, основанные на разломных нарушениях, 1.3.1 треугольные фасы, 1.3.2 крутые склоны с углом наклона свыше 15°, 1.3.3 умеренные склоны с углом наклона менее 15°, 1.4 долины основанные на разломных нарушениях, 1.4.1 долины с плоским дном — симметричные, 1.4.2 долины с плоским дном — асимметричные, 1.4.3 глубокие V-образные долины, 1.4.4 неотчетливые сквозные antecedентные долины, 1.4.5 отчетливые сквозные antecedентные долины, 1.5 седловины основанные на разломных нарушениях, 1.6 структурные поверхности, 1.6.1 на потоках риолита, 1.6.2 на мезозойских напластованиях известняка, 1.6.3 на мезозойских кварцитах, 1.7 останцы, 1.7.1 на андезитовых куполах и интрузиях, 1.7.2 на риолитовых куполах и интрузиях, 1.7.3 на риолитовых потоках, 1.7.4 на мезозойских известняках и доломитах, 1.7.5 на мезозойских кварцитах, 1.7.6 на мезозойских конгломератах, 1.7.7 на палеориолитах и палеотуфах, 1.7.8 на палеозойских аркозах, песчаниках и конгломератах, 1.8 структурные хребты и развилки, 1.8.1 узкие развилки на палеозойских песчаниках, 1.8.2 отчетливые хребты на мезозойских кварцитах.

2. Эрозионно-денудационные формы рельефа: 2.1 формы выравнивания поверхности (рельефа), 2.1.1 останки паннонской поверхности выравнивания, 2.1.2 останки верхнеплиоценовой поверхности выравнивания, 2.1.3 пониженные участки верхнеплиоценовой поверхности выравнивания, 2.1.4 подножный педимент — гласис, 2.1.5 полигенетическая поверхность выравнивания без возрастного определения, 2.2 формы флювиальной эрозии и денудации, 2.2.1 склоновые V-образные долины, 2.2.2 амфитеатрообразные устья долин, 2.2.3 эрозионные склоны долин, 2.2.4 овраги, 2.2.5 ступень псевдотеррасы, 2.2.6 голоценовые зарезы водотоков, 2.2.7 отвесные стены склонов подрезаемые боковой эрозией водотоков, 2.2.8 седловины, 2.2.9 старицы — сухие, 2.2.10 старицы постоянно заполненные водой, 2.3 формы перигляциального моделирования склонов, 2.3.1 перигляциальные балки

— сухие, 2.3.2 перигляциальные балки с временным водотоком, 2.3.3 балочные долины, 2.3.4 денудационные ступени, 2.3.5 морозные клифы (откосы), 2.3.6 перигляциальные горки, 2.3.7 солифлюкционные блоковые потоки, 2.3.8 перигляциальные блоковые поля, 2.3.9 делювиальные покровы, 2.4 оползни, 2.5 карстовые формы, 2.5.1 небольшие карровые поля.

3. Аккумулятивные формы рельефа: 3.1 формы флювиальной аккумуляции, 3.1.1 поймы в пределах затапливания — голоцен, 3.1.2 поймы вне зоны затапливания — вюрм-голоцен, 3.1.3 поймы ручьев — голоцен (вюрм), 3.1.4 агградационные валы — голоцен, 3.1.5 перигляциальные конусы выноса — вюрм-голоцен, 3.1.6 перигляциальные конусы выноса — вюрм, 3.1.7 перигляциальные конусы выноса — ресс, 3.2 формы эоловой аккумуляции, 3.2.1 покровы лесса и лессовых глин — вюрм, 3.2.2 покровы перевеваемых песков — вюрм (голоцен), 3.2.3 дюнные возвышения на перевеваемых песках — вюрм-голоцен, 3.3 заболоченные депрессии и болотные торфяники — голоцен.

4. Антропогенные формы рельефа: 4.1 террасированные склоны с виноградниками, 4.2 склоны обесцененные разведочными и бурильными ямами, 4.3 карьеры.

5. Другие знаки на карте: 5.1 государственная граница, 5.2 населенные пункты, 5.3 водотоки.

Рис. 1. Вид на устье Черноховского грабена. На заднем фоне центральный хребет — среднегорная поверхность выравнивания. Фотография: Ю. Грешко.

Рис. 2. Проявление овражной эрозии на обезлесенном склоне долины вблизи Цейкова. Фотография: Ю. Грешко.

Рис. 3. Обнажение в овраге вблизи Цейкова свидетельствует о наличии перигляциальных склоновых процессов. Темные места — это в результате солифлюкции перетранспортированные элювии фиолетовых сланцев. В основании находятся илестые и желтые продукты выветривания с отбеленными полосками в направлении наклона склона. Фотография: Ю. Грешко.

Рис. 4. Базальные залежи паннонских кор выветривания с коагулированными шарообразными конкрециями — местность Ладмовце. Фотография: Ю. Грешко.

Перевод: Л. Правдова

Juraj Hreško

GEOMORPHOLOGICAL CONDITIONS OF THE ZEMPLÍNSKE VRCHY MOUNTAINS

The area of the Zemplínske Vrchy Mountains is represented by a self-standing isolated morphostructural unit in SW spur of the East-Slovakian Lowland. Predominantly Paleozoic and Mesozoic sedimentary complexes take part in geological structure of the territory investigated, only along the margins isolated neovolcanic bodies appear. Sediments of the Neogene basin surround the horst structure from all the sides and in places they intervene its massif, too.

The first morphological manifestations of the Zemplínske Vrchy occurred in Lower to Upper Badenian, which is confirmed by transgressive gravel sites in an Upper Badenian series of layers as well as the first volcanic products dated from the Lower to Upper Badenian. The volcanic activity ran as late as the Upper Sarmatian, when it came to a stabilization of tectonic movements and gradually a levelled surface

assigned to the middle level (E. Mazúr 1963) began to be formed. Altitude of this level attains 330—450 metres above sea level in the central part of the Zemplínske Vrchy. In this period caolinic crusts of waethering were formed and they are found in, and documented from, the neighbourhood of Ladmovce at southern margin of the Zemplínske Vrchy.

Further evolution of the relief in the territory examined was influenced by tectonic movements of the Rhodanian phase, consequently coming to a denivelization of the levelled surface and to an emphasizing of the horst.

In the period of the Upper Pliocene a younger levelled surface extended as a bay at the fringes of the Zemplínske Vrchy, corresponding to the river level (E. Mazúr 1963). Relative altitude of this surface ranges from 70 to 150 metres. It is evident that this considerable height differentiation of the originally continuous surface was influenced by a new phase of tectonic movements during the Wallachian phase.

Evolution of the relief during the Pleistocene Period ran in the periglacial frostful tundra and in the tectonically changing regime with uplifting and subsiding tendencies. Tectonically the most active area in the Pleistocene was the western margin of the Zemplínske Vrchy and the adjacent Roňava Gate. The intensity of tectonic movements is shown particularly by extensive and stratigraphically inversely laid periglacial alluvial cones as well as by thick alluvia of the rivulet Roňava, namely 40 metres (V. Baňaský 1980). The morphosculpture being morphed up was stigmatized by frost weathering processes, intensive slope modelling and in the area of the hilly land also by aeolian activity.

At present particularly human interventions and associate destructive processes of gully erosion, sheet wash and locally also wind deflation are shown in the relief.

Map 1. The geomorphological map of the Zemplínske Vrchy Mountains (by J. Hreško).

1. Structural-tectonical relief forms: 1.1 grabens, 1.1.1 pre-Quaternary, 1.1.2 Quaternary, 1.2 horsts, 1.2.1 pre-Quaternary, 1.2.2 Quaternary, 1.3 slopes based on fault disturbance, 1.3.1 triangular facets, 1.3.2 abrupt slopes over 15°, 1.3.3 moderate slopes to 15°, 1.4 valleys based on fault disturbances, 1.4.1 valleys with a flat bottom — symmetric, 1.4.2 valleys with a flat bottom — asymmetric, 1.4.3 deep valleys V-shaped, 1.4.4 non-marked breach-antecedent valleys, 1.4.5 marked breach-antecedent valleys, 1.5 saddles based on fault disturbances, 1.6 structural surfaces, 1.6.1 on rhyolite streams, 1.6.2 on sheeting Mesozoic limestones, 1.6.3 on Mesozoic quartzites, 1.7 monadnocks, 1.7.1 on andesitic domes and intrusions, 1.7.2 on rhyolitic domes and intrusions, 1.7.3 on rhyolitic streams, 1.7.4 on Mesozoic limestones and dolomites, 1.7.5 on Mesozoic quartzites, 1.7.6 on Mesozoic conglomerates, 1.7.7 on paleorhyolites and paleotuffs, 1.7.8 on Paleozoic arkoses, sandstones and conglomerates, 1.8 structural ridges and forks, 1.8.1 narrow forks on Paleozoic sandstones, 1.8.2 marked ridges on Mesozoic quartzites.

2. Erosion-denudational relief forms: 2.1 forms of relief planation, 2.1.1 remnants of Pannonian levelled surface, 2.1.2 remnants of Upper Pliocene levelled surface, 2.1.3 subsided parts of Upper Pliocene levelled surface, 2.1.4 foot pediment — glacis, 2.1.5 polygenetic levelled surface non-assigned to an age, 2.2 forms of fluvial erosion and denudation, 2.2.1 slope valleys V-shaped, 2.2.2 amphitheatric heads of valleys, 2.2.3 erosional slopes of valleys, 2.2.4 gulleys, 2.2.5 tread of pseudoterrace, 2.2.6 Holocene incisions of streams, 2.2.7 vertical faces of slopes undercut by lateral erosion of streams, 2.2.8 saddles, 2.2.9 cut-off lakes — dry, 2.2.10 cut-off lakes with permanent water level, 2.3. forms of periglacial slope modelling, 2.3.1 periglacial dells with periodical stream, 2.3.3 dellen valleys, 2.3.4 denudation steps, 2.3.5 periglacial

scarp, 2.3.6 periglacial hills, 2.3.7 solifluction block streams, 2.3.8 periglacial block fields, 2.3.9 sheets of deluvia, 2.4 landslides, 2.5 karst forms, 2.5.1 lapies fields.

3. Accumulation relief forms: 3.1 forms of fluvial accumulation, 3.1.1 flood-plains reached by inundations — Holocene, 3.1.2 flood-plains out of inundations — Würm — Holocene, 3.1.3 brook flood-plains — Holocene (Würm), 3.1.4 aggradational levees — Holocene, 3.1.5 periglacial alluvial cones — Würm — Holocene, 3.1.6 periglacial alluvial cones — Würm, 3.1.7 periglacial alluvial cones — Riss, 3.2 forms of eolian accumulation, 3.2.1 sheets of loesses and loessy loams — Würm, 3.2.2 sheets of blown sands — Würm (Holocene), 3.2.3 dune elevation on blown sands — Würm—Holocene, 3.3 waterlogged depressions and fen peat bogs — Holocene.

4. Anthropogenic relief forms: 4.1 terraced slopes of vineyards, 4.2 slopes devastated by prospect and producing pits, 4.3 quarries.

5. Other symbols in map: 5.1 state boundary, 5.2 settlements, 5.3 water streams.

- Fig. 1. A view of the head of the Černočov graben. In the background the flat central ridge — a middle level. Photo by J. Hreško.
- Fig. 2. Manifestation of gulley erosion on a deforested slope of a valley near Cejkov. Photo by J. Hreško.
- Fig. 3. Periglacial slope processes documented by an exposure within a gulley near Cejkov. The dark site is represented by eluvia of violet shales redeposited by solifluction. There are clayey and yellow weatherings with bleached strips in direction of slope inclination on the basis. Photo by J. Hreško.
- Fig. 4. The basal position of Pannonian weathering crusts with precipitated spheroidal concretions — the locality Ladmovce. Photo by J. Hreško.

Translated by A. Krajčír