GEOGRAFICKÝ ČASOPIS

46 1994 4

*Miloš Stankoviansky**

MORFOŠTRUKTÚRNE JEDNOTKY TRNAVSKEJ PAHORKATINY V ŠIRŠOM ZÁZEMÍ JASLOVSKÝCH BOHUNÍC A ICH VÝVOJ

Miloš Stankoviansky: Morphostructural units of the Trnava hillyland in broader hinterland of Jaslovské Bohunice and their evolution. Geogr. čas., *46*, 1994, 4., 44 refs., 3 figs.

The contribution is presenting results of morphostructural analysis and geomorphic research of northern part of the Trnava hillyland in the environs of the commune Jaslovské Bohunice. It concerns with identification of the network of the possible tectonic lines, morphostructural typification with delimitation of morphostructural units, characteristics of the delimited morphostructures, and namely an outline of morphostructural evolution of the study area in close relation to the contiguous part of the Brezovské Carpathians.

Key words: morphostructure, morphostructural analysis, morphostructural typification, morphostructural evolution, longitudinal tectonics, transverse tectonics, uplift, tilting, table, hillyland

ÚVOD

V druhej polovici 80. rokov skupina geomorfológov Geografického ústavu SAV pod vedením RNDr. Jozefa Jakála, CSc. vypracovala morfoštruktúrnu typizáciu Malých Karpát

* Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava

a zhodnotila ich morfoštruktúrny vývoj (Jakál et al. 1988, 1990). Uvedená práca sa stala vzorom pre obdobné hodnotenie ďalších horských oblastí Slovenska. V centre záujmu nášho príspevku je pokus o využitie metód morfoštruktúrnej analýzy v nížinnom prostredí, a to v tesnom susedstve Malých Karpát, s cieľom postihnúť morfoštruktúrny vývoj nížinnej oblasti na styku s pohorím. Na tento účel sme si vybrali severnú časť Trnavskej pahorkatiny v širšom zázemí obce Jaslovské Bohunice. Dôležitým momentom pri výbere študovaného územia bola skutočnosť, že kontakt Malých Karpát so severnou časťou Trnavskej pahorkatiny sa diametrálne líši od ich kontaktu so strednou a južnou časťou Trnavskej pahorkatiny, Podunajskou rovinou, či Záhorskou nížinou (cf. Stankoviansky, 1994b). V uvedených prípadoch okrajové časti nížin reprezentujú zväčša výrazné pozdĺžne depresie, ktoré oddávna priťahovali zvýšený záujem geomorfológov, počnúc Danešom (1931). Omnoho menšia pozornosť sa doteraz venovala styku severnej časti Trnavskej pahorkatiny a Malých Karpát, ktorý sa na rozdiel od uvedených kontaktných oblastí vyznačuje plynulým prechodom nížiny do pohoria, bez narušenia úpätnou depresiou, ako aj absenciou náplavových kužeľov (cf. Stankoviansky 1994a).

DOTERAJŠÍ STAV GEOMORFOLOGICKÉHO VÝSKUMU ŠTUDOVANÉHO ÚZEMIA

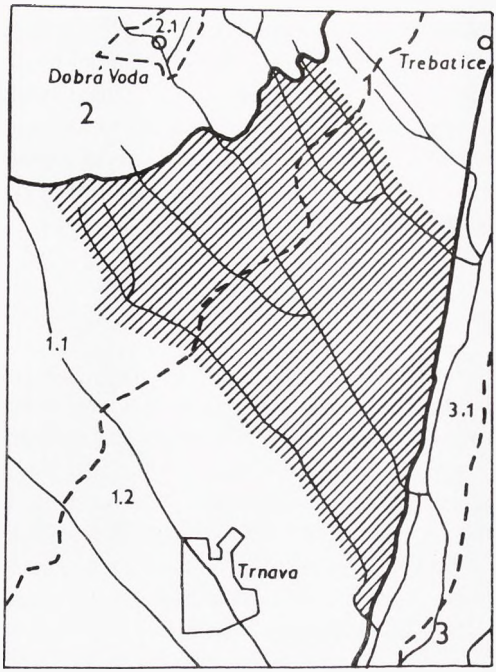
Prehľad geomorfologicky ladených prác z oblasti Podunajskej nížiny, s dôrazom na problematiku vplyvu mladej tektoniky na vývoj reliéfu je obsiahnutý v našom staršom príspevku (porov. Stankoviansky 1993a). Na doplnenie uvádzame dve práce, ktoré v citovanom príspevku nie sú spomenuté. Je to predovšetkým významná štúdia Dlabača (1960), v ktorej sa autor pokúsil objasniť vzťah medzi geologickou stavbou, a to najmä tektonikou Podunajskej nížiny a jej reliéfom a práca Hreška a Mederlyho (1988) hodnotiaca odraz mladej tektoniky v reliéfe južného výbežku Nitrianskej pahorkatiny.

Špeciálne Trnavskej pahorkatine sa venuje viacero geomorfologických prác. Škvarček (1979) hodnotí geomorfologické pomery širšieho zázemia Trnavy. Geomorfologickým pomerom severnej časti Trnavskej pahorkatiny sú venované práce Kvitkoviča et al. (1983) a Mičiana (1990). Kalvoda J. et al. (1988), Demek a Kalvoda (1992) si všímajú morfotektonické pomery širšieho zázemia JE Jaslovské Bohunice, resp. ich vzťah k zónam epicentier zemetrasení. Stankoviansky a Lehotský (1992) upozorňujú na vplyv priečnej tektoniky na zmeny priestorového usporiadania dolinovej siete medzi Sládkovičovom a Cíferom. Stankoviansky (1993a) sa zaoberá vývojom reliéfu južnej časti Trnavskej tabule. Vplyv tektoniky, ako aj exogénnych procesov na vývoj reliéfu dolného úseku povodia Gidry, najmä na zmeny priebehu uvedeného toku vo würme a holocéne hodnotia Stankoviansky a Lehotský (in press). Stankoviansky (1993b) načrtáva problémy štúdia exogénnej morfogenézy sprašou pokrytých partií Trnavskej pahorkatiny.

Viacero prác sa zaoberá geomorfologickými problémami okrajových častí Trnavskej pahorkatiny v rámci hodnotenia okolitých geomorfologických jednotiek, najmä Malých Karpát. Sú to práce Lukniša (1946), Zaťku (1959), Novodomca (1967), Stankovianskeho (1977), Kvitkoviča a Laciku (1986) a Jakála et al. (1988, 1990).

CHARAKTERISTIKA ŠTUDOVANÉHO ÚZEMIA

Študované územie (obr.1) je situované v severnej časti Trnavskej pahorkatiny medzi Malými Karpatmi (podcelkom Brezovské Karpaty) na severozápadnej a Dolnovážskou



Obr. 1. Situačná schéma študovaného územia.
1. Trnavská pahorkatina, 1.1. Podmalokarpatská pahorkatina, 1.2. Trnavská tabuľa, 2. Malé Karpaty (Brezovské Karpaty), 2.1. Dobrovodská kotlina, 3. Dolnovážska niva, 3.1. Dudvážska mokraď.

nivou na juhovýchodnej strane. Severovýchodnú hranicu predstavuje ľavý rozvodný chrbát bazénu potoka Vítek, juhozápadnú hranicu pravý rozvodný chrbát bazénu Krupského potoka. Rozloha študovaného územia je 224 km^2. Nadmorská výška sa pohybuje od 283 m na kontakte s Brezovskými Karpatmi priamo v obci Naháč, po 135 m v mieste vyústenia Krupského potoka z pahorkatiny.

Z hľadiska tektonického členenia Podunajskej nížiny je študované územie situované v oblasti blatnianskej depresie, pretiahnutej v smere SV-JZ, ohraničenej po stranách hrasťou Malých Karpát, resp. pochovaným pokračovaním hraste Považského Inovca. Depresia je budovaná zdola nahor sedimentmi karpatu, badenu, sarmatu, panonu, pontu, rumanu až spodného pleistocénu. V takmer rovnakom poradí možno sledovať ich výstupy na povrchu telesa neogénnych sedimentov v smere od okraja Brezovských Karpát do centrálnej časti depresie, s narušením v oblasti kátlovskej hraste (pozri nižšie). Mocnosť neogénnych sedimentov v najhlbšej časti depresie presahuje 3000 m.

Neogénne sedimenty však vystupujú na povrch (t.j. budujú súčasný reliéf) iba v najvyšších partiách územia v trojuholníku medzi Bolerázom, Dolným Dubovým a Naháčom (Lošonská 1981). Podstatná časť územia je prekrytá polohami spraší, resp. sprašových hlín. Priemerná mocnosť spraší na Trnavskej pahorkatine dosahuje 18 m, ich maximálna mocnosť (35 m) bola zistená práve v študovanom území, a to pri Chtelnici (Šajgalík a Modlitba 1983).

Z geomorfologického hľadiska možno územie rozdeliť na vyššiu pahorkatinnú (Podmalokarpatská pahorkatina) a nižšiu tabuľovú (Trnavská tabuľa) časť, ktoré do seba pozvoľna prechádzajú zväčša bez zreteľnejšej hranice. Toky vytekajúce z Brezovských Karpát rozčlenili študovanú časť Trnavskej pahorkatiny na sústavu plochých chrbtov, na jednej strane voľne prechádzajúcich do rázsoch Brezovských Karpát, na druhej strane do zvyškov pôvodnej tabule. Energia reliéfu (hĺbka zárezov dolín) sa výrazne znižuje v smere sklonu; od 90-60 m v pahorkatine po max. 15-10 m na tabuli.

METÓDY

Metodologický aparát pozostával z vybraných metód morfoštruktúrnej analýzy a detailného geomorfologického prieskumu spojeného s mapovaním v mierke 1:10 000. Z metód morfoštruktúrnej analýzy bola použitá analýza textúry dolinovej, resp. úvalinovej siete a hypsometrická analýza. Analýza textúry dolinovej a úvalinovej siete umožnila vypracovať prvé priblíženie horizontálneho priemetu siete možných zlomových línií. Hlavné doliny s typickou paralelnou textúrou smeru SZ-JV naznačili priečne poruchy, úseky dolín smeru SV-JZ pozdĺžne poruchy. Na tektonickú predisponovanosť dolín smeru SZ-JV v oblasti Trnavskej pahorkatiny poukázali z geomorfológov už Škvarček (1979), Kvitkovič et al. (1983), Mičian (1990), Stankoviansky a Lehotský (1992, in press) a Stankoviansky (1993a).

Hypsometrická analýza umožnila vyjadriť sa k vertikálnemu rozmeru možného tektonického plánu. Pri analyzovaní hypsometrických parametrov sme si všímali tri aspekty. Prvým bolo identifikovanie priestorového rozloženia a tvaru hlavných elevácií a depresií pomocou interpretácie čiar, zostrojených pospájaním miest ohybov tej-ktorej vrstevnice na chrbtových líniách. Druhým sledovaným hypsometrickým aspektom bola výšková asymetria chrbtov, resp. zvyškov tabule po stranách jednotlivých dolín a väčších úvalín. Tretím aspektom bola identifikácia terénnych stupňov na chrbtoch, resp. tabuli, s orientáciou kolmou alebo šikmou na priebeh dolín a úvalín.

Analýza mapových podkladov bola doplnená detailným celoplošným geomorfologickým výskumom s dôrazom na oblasti s komplikovanejšou situáciou.

Pri analýze geologických pomerov sme sa opierali najmä o práce Dlabača (1960), Mořkovského (1960), Budaya et al.(1962), Vaškovského (1971), ako aj o personálnu komunikáciu s M. Kováčom z Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava.

Výsledkom morfoštruktúrnej analýzy študovaného územia je mapa siete možných tektonických línií (obr.2), morfoštruktúrna mapa s delimitáciou morfoštruktúrnych jednotiek (obr. 3), charakteristika jednotlivých morfoštruktúr rôznych hierarchických úrovní a náčrt morfoštruktúrneho vývoja študovaného územia a priľahlej časti Brezovských Karpát.

VÝSLEDKY A DISKUSIA

Identifikácia siete možných tektonických línií

Sieť možných tektonických línií (obr. 2), bola identifikovaná na základe použitia uvedených vybraných metód morfoštruktúrnej analýzy a doplňujúceho detailného

geomorfologického výskumu. Identifikovaná sieť predstavuje kombináciu línií pozdĺžneho a priečneho karpatského smeru. Pozdĺžne línie vykazujú smery SV-JZ, VSV-ZJZ a v severozápadnom výbežku študovaného územia i Z-V. Hustota línií pozdĺžneho smeru klesá od úpätia Brezovských Karpát smerom k Váhu. Môže to byť jednak odraz reálnej

Obr. 2. Mapa siete možných tektonických línií.
1. Predpokladané zlomové línie, 2. hranica študovaného územia, 3. toky, 4. vrstevnice, 5. kóty, 6. vodné nádrže, 7. sídla, 8. Jadrová elektráreň Jaslovské Bohunice.

Obr. 3. Morfoštruktúrna mapa.
1. úpätná depresia (bíňovská negatívna morfoštruktúra). 2. podhorský stupeň: 2.1. hrasť Šarkana, 2.2.vyššie vyzdvihnutá sústava blokov (naháčska), 2.3. nižšie vyzdvihnutá sústava blokov (chtelnická), 2.3.1. dechtická depresia. 3. prechodný stupeň: 3.1. vyššie vyzdvihnuté sústavy blokov, 3.2. nižšie vyzdvihnuté sústavy blokov, 3.2.1. nižnianska depresia. 4. tabuľový stupeň: 4.1. vyššie vyzdvihnutá sústava blokov, 4.2. nižšie vyzdvihnuté sústavy blokov. 5. ostatné značky: 5.1. toky, 5.2. hranice morfoštruktúr.

situácie, ale i výsledok skutočnosti, že v členitejšom reliéfe sa ľahšie vyhľadávajú rozhrania, naznačujúce možné tektonické poruchy.

Priebeh identifikovaných pozdĺžnych línií sa iba čiastočne zhoduje s priebehom tektonických línií na liste geologickej mapy 1:200 000 Bratislava - Wien (Buday et al. 1962). Možno tu dokonca hovoriť o určitom nesúlade geomorfologicky predpokladaných mladých porúch s priebehom starších, geologicky potvrdených zlomov, na ktorý upozornil už Škvarček (1979). Tomuto problému sa venujeme detailnejšie na inom mieste príspevku.

Sieť možných priečnych línií smeru SZ-JV na rozdiel od pozdĺžnych línií nevykazuje znižovanie hustoty výskytu v určitom smere. Súvisí to s paralelnou textúrou dolinovej a úvalinovej siete územia celej Trnavskej pahorkatiny, ktorá poslúžila ako hlavný podklad na identifikáciu možných tektonických porúch tohto smeru.

Zaujímavá je konfrontácia geomorfologicky predpokladaných priečnych tektonických porúch s poruchami identifikovanými geológmi. Podobne ako v južnej časti Trnavskej pahorkatiny (porov. Stankoviansky 1993 a), aj tu geológovia pripisujú priečnej tektonike minimálny význam. Napríklad geologická mapa listu Bratislava- Wien (Buday et al. 1962) nevykazuje v študovanom území žiadnu priečnu poruchu. V texte citovanej práce však autori uvádzajú hlbokú depresiu na dne trnavskej priehlbne pri Špačinciach, vytvorenú priečnou tektonikou. Dlabač (1960) na mapke priloženej k článku predpokladá jedinú mladú priečnu puklinu v dolnom úseku doliny Vítka, avšak v texte pripúšťa, že najmladšie pohyby tu predstavujú práve priečne poruchy. Tektonická mapa Maheľa et al. (1984) zahŕňa jedinú priečnu líniu, ktorá je z celoslovenského hľadiska veľmi dôležitá a prebieha v študovanom území medzi Krupským potokom a Blavou. Uvedená línia sa tu však morfologicky výraznejšie neprejavuje. Ako na mape Budaya et al. (1962), tak aj Maheľa et al. (1984) sú zakreslené priečne zlomy v susedných Brezovských Karpatoch, ktoré v nich končia na okraji pohoria. Podľa nášho názoru tieto zlomy pokračujú i do nížiny, o čom detailnejšie hovoríme v inej časti príspevku.

Delimitácia morfoštruktúrnych jednotiek a ich charakteristika

Mazúr (1980) zaraďuje Trnavskú pahorkatinu medzi mierne vyzdvihnuté morfoštruktúry v rámci panónskej panvy. Považujeme ju za asymetrickú morfoštruktúrnu jednotku tvaru nevýraznej, zotretej stupňoviny, ktorá poklesáva od Malých Karpát k JV a je oddelená od pohoria podmalokarpatskou úpätnou depresiou. Stupňovina je podmienená diferencovanými tektonickými pohybmi po zlomoch pozdĺžneho karpatského smeru. Uvedená morfoštruktúrna charakteristika sa však práve v študovanom území mení. Úpätná depresia, tiahnúca sa s prerušeniami v podstate od Bratislavy, vyznieva v oblasti Hornej Krupej. Ďalej k SV stupňovina Trnavskej pahorkatiny pozvoľne a bez výraznejšieho prerušenia prechádza do stupňoviny východnej časti Brezovských Karpát.

Morfoštruktúru Trnavskej pahorkatiny považujeme za morfoštruktúrnu jednotku najvyššieho, t.j. 1. rádu. Na nižších hierarchických úrovniach ju možno členiť na jednotky nižších rádov, predstavujúce súbory blokov až jednotlivé bloky. Na takéto členenie študovanej časti Trnavskej pahorkatiny nám poslúžila vyššie charakterizovaná sieť možných tektonických línií, konfrontovaná s výsledkami hypsometrickej analýzy a detailného terénneho geomorfologického výskumu. Na základe uvedeného prístupu sme v študovanom území vyčlenili štyri pozdĺžne morfoštruktúrne jednotky 2. rádu, individualizované zlomami smeru zhruba SV-JZ a v rámci nich 10 priečnych jednotiek 3. až 4. rádu, individualizovaných

zlomami smeru zhruba SZ-JV. Štyri jednotky 2. rádu reprezentujú úpätná depresia a tri stupne stupňoviny Trnavskej pahorkatiny: podhorský, prechodný a tabuľový.

1. Úpätná depresia

Zasahuje do študovaného územia svojim SV výbežkom, ktorý sme nazvali bíňovská negatívna morfoštruktúra. Predstavuje depresný klin, vrazený medzi Brezovské Karpaty na jednej a podhorský stupeň Trnavskej pahorkatiny na druhej strane. Jej okraje sú veľmi zreteľné. Dolinová a úvalinová sieť v depresii vykazuje výraznú pravouhlú textúru, svedčiacu o jej tektonickej predispozícii. Dno depresie, reprezentované plošinami vo vrcholových partiách chrbtov medzi dolinami a úvalinami, je tvorené šachovnicovo usporiadanými blokmi, poklesávajúcimi od SZ k JV i od SV k JZ, a to zhruba od 240-250 m až do 205-210 m J a JV od Bíňoviec. Táto časť dna bíňovskej depresie je takto poklesnutá voči susedným blokom podhorského stupňa, napr. voči hrasti Šarkana, až o 60-70 m.

2. Podhorský stupeň

Predstavuje najviac vyzdvihnutú morfoštruktúrnu jednotku Trnavskej pahorkatiny. V západnej časti je oddelený od pohoria bíňovskou negatívnou morfoštruktúrou, od Hornej Krupej k SV predstavuje nížinné pokračovanie rázsoch Brezovských Karpát. Priečnymi poruchami je rozbitý na tri odlišné súbory blokov, resp. jednotlivé bloky, ktoré takto rozlišujeme ako tri morfoštruktúry 3. rádu. Ide o hrasť Šarkana, naháčsku sústavu blokov a chtelnickú sústavu blokov.

Hrasť Šarkana (2.1), pozostávajúca z jediného bloku, má takmer pravidelný štvorcový pôdorys. Výrazne, rádove o niekoľko 10 m vyčnieva nad všetky okolité morfoštruktúry. Vrcholová plošina s max. výškou 274 m je uklonená k JV. Svedčí to o asymetrickom výzdvihu hraste, s vyšším a strmším svahom na SZ, na kontakte s bíňovskou depresiou.

Naháčska sústava blokov (2.2) zahŕňa najviac vyzdvihnuté chrbty, predstavujúce nížinné pokračovanie rázsoch Brezovských Karpát v rámci študovaného územia. Ide o chrbty medzi Hornou Krupou a Dechticami. Voči ostatným jednotkám v rámci podhorského stupňa je ohraničená výraznými priečnymi zlomami v doline Krupského potoka, a najmä Blavy. Chrbty sú ploché, mierne uklonené k JV. Najviac vyzdvihnutý je naháčsky chrbát, dosahujúci v mieste hranice s Brezovskými Karpatmi 283 m. Chrbty po oboch stranách sú smerom k okrajom jednotky postupne stále nižšie. Priemerná výška chrbtov je okolo 250-260 m. Hranica jednotky s pohorím je nevýrazná. Ohraničenie voči prechodnému stupňu Trnavskej pahorkatiny je miestami výrazné (napr. na chrbte Z od vodnej nádrže Dolné Dubové ide o 25 m vysoký skok z 240 m na 215 m s pomerne strmým svahom), miestami je naopak málo zreteľné.

Najmenej vyzdvihnutou morfoštruktúrnou jednotkou 3. rádu v rámci podhorského stupňa je chtelnická sústava blokov (2.3), oddelená od naháčskej významným zlomom v doline Blavy. Morfoštruktúra 2.3 bola voči jednotke 2.2 vyzdvihnutá v priemere menej o 30-40 m. Nízke chrbty sú podobne ako v naháčskej sústave blokov nížinným pokračovaním rázsoch Brezovských Karpát. Chrbty sú ploché, mierne uklonené k JV. O malej hodnote výzdvihu tejto jednotky svedčí skutočnosť, že priemerná výška jej chrbtov (220 m) je menšia ako priemerná výška dna bíňovskej depresie (230 m). Hranica s pohorím

je miestami zreteľnejšia, napr. medzi Dechticami a Chtelnicou, miestami naopak málo zreteľná, napr. medzi Chtelnicou a Lančárskou dolinou. Ohraničenie voči prechodnému stupňu je málo výrazné.

V rámci jednotky 2.3 možno vyčleniť špecifickú jednotku 4. rádu (2.3.1), ktorou je dechtická depresia, vzniknutá eróznym rozšírením minigrabenu na križovatke viacerých významných priečnych i pozdĺžnych zlomov. Dno depresie je vo výške okolo 195 m.

3. Prechodný stupeň

Predstavuje prechodný pás medzi pahorkatinnou a tabuľovou časťou nížiny, akúsi kombináciu nižšej pahorkatiny a vyššej tabule. Jeho hranicu s vyšším, t.j. podhorským stupňom predstavujú miestami výrazné zálomy (napr. na kontakte s jednotkou 2.1, čiastočne i 2.2), miestami je hranica značne zotretá (napr. kontakt s jednotkou 2.3). Hranica s nižším, t.j. tabuľovým stupňom je poväčšine veľmi málo zreteľná. Je vedená v dnách úvalín kolmých na smer hlavných dolín, resp. po úpätiach menej výrazných zálomov na tabuli.

Priečna tektonika rozčlenila tento stupeň na relatívne viac a menej vyzdvihnuté sústavy blokov. Možno vyčleniť tri viac vyzdvihnuté priečne jednotky (3.1) a tri menej vyzdvihnuté jednotky (3.2). Všetky majú tvar nízkych, širokých, plochých, mierne k JV uklonených chrbtov, prechádzajúcich voľne do mierne uklonenej tabule. Vyššie sústavy nesú plošiny vo výškovom rozpätí 215-180 m, nižšie v rozpätí 200-175 m. V rámci najvýchodnejšej, plošne najrozsiahlejšej i najzreteľnejšie ohraničenej nižšej sústavy blokov pri obci Nižná možno vyčleniť plytký graben - nižniansku depresiu (2.3.1). Má tvar obdĺžnika pretiahnutého v smere SZ-JV. Jej zahĺbenie voči okolitým blokom nepresahuje 10 m. Územie na okolí Nižnej vykazuje výraznú pravouhlú textúru dolinovej a úvalinovej siete, čo naznačuje jej tektonickú predispozíciu. Dlabač (1960) vysvetľuje napr. pravouhlý zálom Vítka povyše ústia Lopašovského potoka ako výsledok sedimentácie sprašového náveja!

4. Tabuľový stupeň

Predstavuje najnižší stupeň stupňoviny Trnavskej pahorkatiny. Tvorí ho minimálne uklonená tabuľa, resp. jej zvyšky, oddelené dolinami hlavných tokov. Zvyšky tabule sú plytko prebrázdené úvalinami, úvalinovými zníženinami či uzatvorenými depresiami polygénneho pôvodu. Tabuľový stupeň je na JV ohraničený pätou 18-20 m vysokého okrajového svahu na kontakte s nivou Dudváhu.

Priečna tektonika spôsobila rozčlenenie tabule a jej vyzdvihnutie do dvoch výškových úrovní. Relatívne viac bola vyzdvihnutá sústava blokov medzi dolinami Blavy a Maniviera (4.1). Plochý povrch tejto jednotky dosahuje výšku do 180 m. Relatívne menej vyzdvihnuté sústavy blokov (4.2) po dvoch stranách tejto elevácie dosahujú výšku do 170 m. Rozdiel vo výzdvihu teda predstavuje okolo 10 m.

Náčrt morfoštruktúrneho vývoja študovaného územia a priľahlej časti Brezovských Karpát

Vyššie spomenutý nesúlad medzi geologickou štruktúrou a súčasným reliéfom študovaného územia nás podnietil pokúsiť sa odlíšiť efekt vplyvu tektonického vývoja Trnavskej pahorkatiny, doloženého geologickými výskumami, na individualizáciu

morfoštruktúr rôznej hierarchickej úrovne v miocéne a pliocéne, od efektu vplyvu morfoštruktúrneho vývoja, predpokladaného na základe morfoštruktúrnej analýzy a detailného geomorfologického výskumu, na individualizáciu a modeláciu morfoštruktúr v pliocéne a kvartéri. V súvislosti s tesnou prepojenosťou Trnavskej pahorkatiny s Brezovskými Karpatmi, pokúsili sme sa aspoň čiastočne o zhodnotenie vývoja ich priľahlej časti v neogéne a kvartéri.

Brezovské Karpaty sa v spodnom miocéne dvakrát stali sedimentačnou oblasťou. Pred transgresiou egenburgu došlo podľa Salaja et al. (1987) k výraznému zarovnaniu v oligocéne rozčleneného reliéfu. More podľa neho zalialo celé územie, čo je však v rozpore s názorom Barátha a Kováča (1989), podľa ktorých najvyššie partie dnešných Brezovských Karpát z neho vyčnievali v podobe archipelagu. V ottnangu a spodnom karpate sa podľa Salaja (1982) prejavovala zlomová a prešmyková tektonika. Vo vrchnom karpate došlo k transgresii jablonických zlepencov. Ich faciálna pestrosť svedči o značnej morfologickej členitosti zaplavovaného územia. Uvedené spodnomiocénne sedimenty jablonickej a dobrovodskej depresie boli v strednom miocéne (baden) včlenené do dvíhajúcej sa morfoštruktúry Malých Karpát, oddeľujúcej Viedenskú a Podunajskú panvu, ktoré sa začali otvárať (Plašienka et al. 1991). Od tohto obdobia prebiehal v Brezovských Karpatoch subaerický vývoj.

Tektonický vývoj Podunajskej nížiny, predstavujúcej slovenskú časť polyhistorickej medzihorskej Podunajskej panvy, situovanej v oblasti alpsko-karpatsko-panónskeho styku, je charakterizovaný niekoľkými hlavnými etapami (Vass et al. 1990, Kováč et al. - in press). V spodnom miocéne vznikla za kompresného režimu mechanizmom "pull apart" blatnianska depresia (Kováč et al. 1989, 1993). Od stredného miocénu vývoj panvy prebiehal v extenznom režime (Horváth 1993). Po kompresnej udalosti na rozhraní miocénu a pliocénu možno pozorovať relatívny výzdvih severných partií panvy, súvisiaci so subsidenciou v jej centrálnych oblastiach (Kilényi a Šefara 1989, Kováč et al. 1993). Následkom uvedených diferencovaných tektonických pohybov bola Podunajská nížina rozdelená na vyššiu Podunajskú pahorkatinu a nižšiu Podunajskú rovinu.

V priebehu neogénu prevažná časť zlomov v Podunajskej nížine menila svoj charakter v závislosti od zmien paleotlakového poľa a tektonického režimu (Nemčok et al. 1989). Os hlavnej kompresie rotovala zo smeru SZ - JV do smeru SV-JZ čo znamená, že väčšina zlomov bola aktivizovaná vo vybraných časových intervaloch ako prešmyky, smerné posuny alebo poklesy. Prítomnosť smerných posunov je indikovaná do konca miocénu; niet dôkazov pre ich aktivitu v mladších sedimentoch (Hrušovský et al. 1993). Na základe tohto faktu by bolo možné predpokladať, že pliocénna tektonika mala charakter iba vertikálnych pohybov. Miocénny a pliocénny tektonický vývoj bol charakteristický predovšetkým pozdĺžnou tektonikou (cf. Buday et al. 1962, Ibrmajer, Suk et al. 1989).

Ako už bolo uvedené, študované územie je situované v severnej časti blatnianskej depresie. Prebieha ňou naprieč od jednej okrajovej hraste k druhej. Podľa Budaya et al. (1962) možno v študovanom území v smere od SZ k JV vyčleniť tieto čiastkové tektonické jednotky: trstínsku depresiu, kátlovskú hrasť, západné okrajové kryhy a trnavskú priehlbeň. Jednotlivé jednotky sú oddelené zlomami zväčša badenského veku a vykazujú rôzne hodnoty skoku. Trstínska depresia je voči Brezovským Karpatom ohraničená a vnútorne členená na tri kryhy systémom tzv. okrajových zlomov (smolenického, dechtického a naháčskeho), vykazujúcich podľa Budaya et al. (1962) skok 200-500 m. Mořkovský (1960) však pri Dechticiach stanovil výšku skoku smolenického zlomu len na 10-20 m! Kátlovská hrasť, oddeľujúca trstínsku depresiu od trnavskej priehlbne, je ohraničená

antitetickým kátlovským zlomom (jediným z opisovaných zlomov, ukloneným k SZ) a bolerázskym zlomom. Bola vytvorená ako mladá vnútropanvová elevácia až v panóne (Buday et al. 1962). Západné okrajové kryhy sú stupňovito poklesnuté pozdĺž systému tzv. vlastných okrajových zlomov Malých Karpát, a to už spomenutého bolerázskeho na JZ okraji kátlovskej hráste, ďalej budmerického a vištuckého. Uvedené stupňovité poklesy predstavujú už SZ ohraničenie zložitej priekopovej prepadliny trnavskej priehlbne. Na JV je ohraničená stupňovitými kryhami, poklesnutými pozdĺž trnavských zlomov na okraji ponoreného chrbta Považského Inovca. Hodnoty skokov menovaných zlomov uvádzajú Mořkovský (1960) a Buday et al. (1962) nejednoznačne, väčšina z nich však neprekračuje hodnotu 50-70 m. Iba kátlovský zlom dosahuje skok okolo 100 m a trnavské zlomy do 200 m. Výškové skoky uvedených zlomov boli už v priebehu ich vývoja, resp. po ňom zotreté pôsobením exogénnych geomorfologických procesov.

Z uvedeného zhrnutia geologických výskumov tektonického vývoja študovaného územia vyplýva, že pre jeho vývoj v miocéne a pliocéne mala hlavný význam pozdĺžna tektonika, čo je v súlade s už uvedenými názormi na tektonický vývoj Podunajskej nížiny ako celku. Pozdĺžne poklesy v trnavskej priehlbni predpokladáme ešte v rumane a spodnom pleistocéne, čo malo za následok uloženie ekvivalentov kolárovskej formácie, budovanej v tejto časti podľa Budaya et al. (1962) najmä štrkmi. Už Dlabač (1960) však prišiel s názorom, že najmladšie pohyby na Trnavskej pahorkatine predstavujú priečne poruchy. V prípade susedných Brezovských Karpát považuje tiež za najmladšie práve priečne poruchy Michalík (1986); pripisuje im vrchnomiocénny vek.

Na základe výsledkov morfoštruktúrnej analýzy a detailného geomorfologického výskumu predpokladáme, že počnúc pliocénom začal v morfoštruktúrnom vývoji študovaného územia narastať význam priečnej tektoniky tak, že v kvartéri sa stala dominantnou.

V Brezovských Karpatoch, ktoré Michalík (1986) považuje za hrasťovú morfoštruktúru, vynárajúcu sa v podobe erózneho okna spod spodnomiocénneho sedimentárneho obalu, došlo od bádenu po vrchný pliocén k striedaniu období planácie a tektonického rozčleňovania. Z hľadiska dlhodobého vývoja malo prevahu zarovnávanie o čom svedčia rozsiahle zvyšky zarovnaných povrchov známych z literatúry ako stredohorská roveň z panonu (porov. Mazúr 1965), situovaných dnes od okrajov pohoria až do výšok okolo 430 m v jeho centrálnych častiach. Zarovnaný povrch zrezáva do jednej úrovne triasové vápencovo-dolomitické komplexy i spodnomiocénne, zväčša konglomerátové komplexy. Po vytvorení stredohorskej rovne predpokladáme asymetrický výzdvih pohoria v SZ časti, s výsledným efektom úklonu V a JV časti smerom k Podunajskej nížine (cf. Stankoviansky in Jakál et al. 1988). Najmä priečna tektonika (ale i pozdĺžna) mala za následok, že celkový asymetrický výzdvih bol sprevádzaný diferencovanými pohybmi v rámci základnej morfoštruktúry Brezovských Karpát, ktoré spôsobili jej rozbitie na menšie časti predstavujúce sústavy blokov, resp. jednotlivé bloky. Vo vrchnom pliocéne nízke plošinaté pohorie plynule prechádzalo do Podunajskej nížiny.

V študovanom území Trnavskej pahorkatiny došlo výzdvihom kátlovskej hráste v panóne k skomplikovaniu vtedajšieho morfoštruktúrneho plánu. Od trnavskej priehlbne bola takto izolovaná trstínska depresia, ktorá je podľa Budaya et al. (1962) analógiou zohorskej depresie. Toto tvrdenie považujeme za správne iba pre jej časť medzi Lošoncom a Hornou Krupou, ktorú sme vyššie nazvali bíňovskou negatívnou morfoštruktúrou. Predpokladáme, že už koncom pliocénu bola denudačnými procesmi zotretá východná

časť kátlovskej hráste, a teda že podobu hráste, aj to plytkej vykazovala iba v prípade Šarkana. Od Hornej Krupej na SV podhorský stupeň nížiny prechádzal zväčša plynule do pohoria. To by znamenalo, že už vo vrchnom pliocéne sa táto časť geológmi identifikovanej trstínskej depresie v reliéfe neprejavuje. Toky z Brezovských Karpát na SV od Trnávky v spodnom pleistocéne neukladali materiál na päte pohoria, ako to bolo v prípade tokov vyúsťujúcich do úpätných tektonických depresií po oboch stranách Malých Karpát, pretože pohorie bez výraznejšej morfologickej hranice prechádzalo do nížiny. Materiál sa ukladal vo forme kužeľov až v rumansko-spodnopleistocénnom jazere, do ktorého ústil i Váh (ak prijmeme názor Kováča in Stankoviansky /1993a/ o superpozičnom uložení štrkopiesčitých sedimentov, predstavujúcich ekvivalenty poriečnej rovne ruman-premindelského veku a dvoch risských terás Váhu), alebo na kontakte s vtedajším tokom Váhu (ak prijmeme hypotézu Vaškovského /1971/ o prekladaní toku Váhu a vytvorení troch terás na území dnešnej Trnavskej pahorkatiny). Zaťko in Buday et al. (1962) vysvetľuje neprítomnosť kužeľov na päte dnešných Brezovských Karpát menšími tokmi a najmä malou odolnosťou vápencových hornín! Systém tokov z Brezovských Karpát vytvoril v priebehu vrchného pliocénu a spodného pleistocénu laterálnou eróziou v málo odolných neogénnych sedimentoch Trnavskej pahorkatiny rozsiahly, mierne uklonený povrch, známy z literatúry ako poriečna roveň (porov. Mazúr 1965). Na tento povrch v študovanom území upozorňujú už Škvarček (1979), Kvitkovič et al. (1983) a Mičian (1990). Povrch plynule prechádzal do pohoria. Nakoľko pri úklone Brezovských Karpát k JV po vytvorení stredohorskej rovne ostala táto na úrovni okraja pohoria, možno konštatovať, že poriečna roveň priamo prechádzala do stredohorskej rovne (porov. Stankoviansky in Jakál et al. 1988).

Pridržajúc sa ďalej vyššie uvedeného názoru Kováča predpokladáme, že po ústupe vrchnopliocénneho až spodnopleistocénneho jazera došlo k úklonu Trnavskej pahorkatiny, reprezentovanej poriečnou rovňou, k JV, a to spolu s Brezovskými Karpatmi, a teda k asymetrickému výzdvihu študovaného územia. Asymetrický relatívny výzdvih súvisel s ďalšími poklesmi centrálnej časti Podunajskej panvy. Následkom tejto skutočnosti sa Váh presunul smerom k V. Na podobný vývoj Váhu ako následok mladého úklonu Trnavskej tabule poukázal už Dlabač (1960), čím prehodnotil názor Lukniša (1951) na posúvanie Váhu vplyvom sprašových návejov v závetrí Malých Karpát.

Kvartérny asymetrický výzdvih študovaného územia však nebol jednotný. Diferencované pohyby pozdĺž jednotlivých priečnych zlomov, situovaných zvyčajne v dolinách, mali za následok rozbitie poriečnej rovne na okraji nížiny, prechádzajúcej pozvoľna do stredohorskej rovne na okraji pohoria, na skupinu priečnych krýh, resp. ich sústav a ich uklonenie, resp. jednostranné vyzdvihnutie do rôznych výšok. Počas pohybov došlo k zarezaniu sa tokov v nížinnej i horskej časti územia a k vytvoreniu systému paralelných, plochých, mierne uklonených chrbtov, prechádzajúcich prakticky plynule z nížiny do pohoria.

Najvýraznejšie sa v tomto smere prejavil zlom v doline Blavy, na ktorého dôležitosť poukázal už Kvitkovič et al. (1983). V podhorskom pozdĺžnom stupni mal za následok vyššie vyzdvihnutie naháčskej sústavy blokov medzi Hornou Krupou a Dechticami voči chtelnickej sústave blokov SV od Dechtíc, a to o 30-40 m. V plochom reliéfe JV časti Brezovských Karpát dosahuje tento rozdiel v predĺžení priečnych jednotiek ešte oveľa vyššie hodnoty (porov. Stankoviansky in Jakál et al. 1988). V najnižšom, tabuľovom stupni Trnavskej pahorkatiny pozdĺž uvedeného zlomu vystúpila o 10 m priečna kryha, na ktorej severovýchodnom, taktiež zlomovom ohraničení je situovaná jadrová elektráreň (JE)

Jaslovské Bohunice. Na skutočnosť, že JE leží na tektonickej línii na kontakte viacerých blokov, poukázal už Mičian (1990).

Keď sa vrátime k myšlienke z úvodného odstavca tejto subkapitoly, týkajúcej sa otázky odlíšenia efektov vplyvov vývoja doloženého geológmi a geomorfológmi, možno na záver uviesť toto konštatovanie. Kým geologicky doložené tektonické pohyby prebiehajúce v miocéne a pliocéne prevažne po pozdĺžnych zlomoch mali za následok vytvorenie hrubých rysov základných morfoštruktúr, geomorfologicky predpokladané pohyby v pliocéne a kvartéri, prebiehajúce prevažne po priečnych zlomoch, spôsobili premodelovanie základných morfoštruktúr, zaniknutie niektorých pôvodných čiastkových morfoštruktúr, resp. vytvorenie nových. Značnú komplikáciu pre postihnutie detailného morfoštruktúrneho vývoja predstavovalo naviatie spraší v risse a würme a exogénny vývoj reliéfu na málo odolnom substráte.

ZÁVER

Prezentovaný príspevok sa snaží poukázať na možnosti morfoštruktúrnej analýzy a geomorfologického výskumu pri morfoštruktúrnej typizácii a hodnotení morfoštruktúrneho vývoja nížinných pahorkatín, a to na príklade severnej časti Trnavskej pahorkatiny v širšom zázemí obce Jaslovské Bohunice. Za týmto účelom bola skonštruovaná sieť možných tektonických línií, znázorňujúca horizontálny priemet predpokladaných porúch. Za pomoci zhodnotenia vertikálneho rozmeru pohybov bola uskutočnená delimitácia morfoštruktúr rôznej hierarchickej úrovne, ktoré boli charakterizované. Jadrom práce je náčrt morfoštruktúrneho vývoja študovaného územia v tesnej spojitosti s priľahlou časťou Brezovských Karpát. V rámci morfoštruktúrneho vývoja sa konštatuje prevaha vplyvu pozdĺžnej tektoniky v miocéne a pliocéne, narastanie významu priečnej tektoniky v pliocéne a jej dominancia v kvartéri.

POĎAKOVANIE

Na tomto mieste si dovoľujem poďakovať za cenné, doteraz nepublikované informácie, týkajúce sa geologickej stavby Trnavskej pahorkatiny RNDr. Michalovi K o v á č o v i, CSc. z Katedry geológie a paleonotológie PF UK, Bratislava.

LITERATÚRA

BARÁTH, I., KOVÁČ, M. (1989). Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpát. Miscellanea micropalaeontologica IV, *Knihovnička Zemního plynu a nafty,* 9, 55-86.

BUDAY, T., CAMBEL. B., MAHEĽ, M. et al. (1962). *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, Wien-Bratislava.* Bratislava (Geofond).

DANEŠ, J. (1931). Ke studiu Malých Karpát po stránce geologické a geomorfologické. *Sborník prírodovedného odboru Slovenského vlastivedného múzea v Bratislave,* 1924-1931, 17-19.

DEMEK, J., KALVODA, J. (1992). Geomorphology and the location of nuclear power plant sites (the Czechoslovakian experience). *GeoJournal*, 28, 395-402.

DLABAČ, M. (1960). Poznámky ke vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajské nížiny. *Geologické práce*, 59, 69-101.

HORVÁTH, F. (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. *Technophysics*, 226, 333-357.

HREŠKO, J., MEDERLY, P. (1988). Odraz mladej tektoniky v reliéfe južného výbežku Nitrianskej pahorkatiny. *Geografický časopis*, 40, 252-259.

HRUŠECKÝ, I., PERESLÉNYI, M., HÓK, J., ŠEFERA, J., VASS, D. (1993). The Danube Basin geological pattern in the light of new and reinterpretation of old geophysical data. In Rakús, M., Vozár, J., eds. *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*. Bratislava (GÚDŠ).

IBRMAJER, J., SUK, M., et al. (1989). *Geofysikální obraz ČSSR*. Praha (ÚÚG, Academia).

JAKÁL, J., STANKOVIANSKY, M., LACIKA, J., URBÁNEK, J., ČILLAG, Ľ., FERANEC, J. (1988). Morfoštruktúrna analýza Malých Karpát a priľahlých oblastí s ohľadom na neotektonický vývoj. *Interná štúdia*. Geografický ústav SAV, Bratislava.

JAKÁL, J., LACIKA, J., STANKOVIANSKY, M., URBÁNEK, J. (1990). Morfostrukturnij analiz gornogo massiva Malych Karpat. *Geomorfologija*, 4, 97-109.

KALVODA, J. et al. (1988). Geomorfologická expertíza na lokalitě jaderné elektrárny Jaslovské Bohunice. *Interná štúdia*. ÚÚG ČSAV, Praha.

KILÉNYI, E., ŠEFERA, J., ed. (1989). *Pre-Tertiaty basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary*. Budapest (Eötvös Lóránd Geophysical Institute).

KOVÁČ, M., BARÁTH, I., HOLICKÝ, I., MARKO, F.,TÚNYI, I. (1989). Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geologický zborník Geologica Carpathica*, 40, 37-62.

KOVÁČ, M., MARKO, F., NEMČOK, M.(1993). Neogene structural evaluation and basin opening in the Western Carpathians. *Geophysical Transaction.*, 37, 297-309.

KOVÁČ, M., NAGYMAROS, A., BARÁTH, I.(in press). Neogene collapse of the Alpine-Carpathian-Pannonian junction. *Geologica Carpathica*.

KVITKOVIČ, J., LACIKA, J., BUČKO, Š. (1983). Vyhodnotenie nivelačných bodov v Z časti Podunajskej nížiny - lokalita JE Jaslovské Bohunice, z hľadiska vplyvu exogénnych procesov za rok 1983. *Interná štúdia*. Geografický ústav SAV, Bratislava.

KVITKOVIČ, J., LACIKA, J. (1986). Vyhodnotenie stability nivelačných bodov v oblasti Dobrej vody v Malých Karpatoch a priľahlých geomorfologických celkoch - z hľadiska vplyvu exogénnych procesov. *Interná štúdia*, Geografický ústav SAV, Bratislava.

LOŠONSKÁ, M. (1981). Inžiniersko-geologické pomery Trnavskej pahorkatiny. *Diplomová práca*. Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Bratislava.

LUKNIŠ, M. (1946). Poznámky ku geomorfológii Beckovskej brány a priľahlých území. *Práce ŠGÚ*, 15, 1-32.

LUKNIŠ, M. (1951). Zosunové územia na ľavom brehu Váhu medzi Hlohovcom a Šintavou. *Zemepisný zborník SAVU*, 53-77.

MAHEĽ, M., KODYM, O., MALKOVSKÝ, M. et al. (1984). *Tektonická mapa ČSSR*. Bratislava (GÚDŠ - ÚÚG).

MAZÚR, E. (1965). Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements.In Mazúr,E., Stehlík, O.,eds. *Geomorphological problems of Carpathians*, I. Bratislava (SAV), pp. 9-53.

MAZÚR, E. (1980). Morfoštruktúry. In *Atlas SSR*. Bratislava (SAV, SÚGK).

MIČIAN, Ľ. (1990). Geomorfologické pomery okolia atómových elektrární J. Bohunice. In Mičian, Ľ., ed. Komplexná ekologická štúdia výstavby a prevádzky JE Jaslovské Bohunice. *Interná štúdia*, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Bratislava.

MICHALÍK, J. (1986). Nové poznatky o stavbe západnej časti Brezovských Karpát.In Michalík, J., ed. Stratigrafia a stavba príkrovov Malých Karpát s ohľadom na vyjasnenie štruktúrnych anomalít v podloží Viedenskej panvy. *Interná štúdia*. Geologický ústav SAV, Bratislava.

MOŘKOVSKÝ, M. (1960). Nástin geologických poměrů SZ části trnavského výbežku Malé dunajské nížiny. *Geologické práce*, 59, 103-117.

NEMČOK, M., MARKO, F., KOVÁČ, M., FODOR, L. (1989). Neogene tectonics and paleostress changes in the Czechoslovakian part of Vienna Basin. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, B.-A., 132. H.2., Wien.

NOVODOMEC, R. (1967). Geomorfologické pomery povodia Parnej v Malých Karpatoch. *Geografický časopis*, 19, 212-223.

PLAŠIENKA, D., MICHALÍK, J., KOVÁČ, M., GROSS, P., PUTIŠ, M. (1991). Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. - an overview. *Geologica Carpathica*, 42, 195-208.

SALAJ, J. (1982). Mesozoic paleogeographic development in the NW part of the West Carpathians of Slovakia. *Paleogeography*, 39, 203-229.

SALAJ, J. et al. (1987). *Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1:50 000.* Bratislava (GÚDŠ).

STANKOVIANSKY, M. (1977). Geomorfologické pomery povodia Hrabutnice a priľahlého územia so zvláštnym zreteľom na recentné reliéfotvorné procesy. *Kandidátska dizertačná práca,* Geografický ústav SAV, Bratislava.

STANKOVIANSKY, M. (1993a). Vývoj reliéfu južnej časti Trnavskej tabule. *Geografický časopis,* 45, 93-107.

STANKOVIANSKY, M. (1993b). Problems in the study of exogenic morphogenesis of loess territory: an example from the Trnava Hillyland, Slovakia. In *Third international geomorphology conference, Hamilton, Ontario, Canada, August 23-28, 1993.* Hamilton (IAG), p.253.

STANKOVIANSKY, M. (1994a). Morfoštruktúrna charakteristika Brezovských Karpát a priľahlej časti Trnavskej pahorkatiny a náčrt morfoštruktúrneho vývoja ich kontaktnej zóny. In Machová, Z. ed. *Zborník referátov z konferencie: Prírodná časť krajiny, jej výskum a návrhy na využitie,* Bratislava, 2.2.1994. Bratislava (PFUK), pp.102-105.

STANKOVIANSKY, M. (1994b). Heterogénnosť kontaktnej zóny Malých Karpát so susednými morfoštruktúrnymi jednotkami. In Mariot, P. ed. *Zborník abstraktov referátov 11. zjazdu SGS, Častá 8.-11.11.1994, Bratislava.* Bratislava, (Geografický ústav SAV), p. 17.

STANKOVIANSKY, M., LEHOTSKÝ, M. (1992). Utilization of the pedogeomorphic approach in a study of valley network changes (on the example of the Gidra catchment in the Danube Lowland). In Stankoviansky, M., ed. Time, frequency and dating in geomorphology. *Abstract of papers.* Bratislava (IG of the SAS), p. 43.

STANKOVIANSKY, M., LEHOTSKÝ, M. (in press). Factors influencing changes of the course of the Gidra River in the Danube Lowland. *Catena.*

ŠAJGALÍK, J., MODLITBA, I. (1983). *Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti.* Bratislava (Veda).

ŠKVARČEK, A. (1979). Geomorfologické pomery SZ časti Podunajskej nižiny v okolí Trnavy. *Acta Facultatis Rerum Naturalium Universitatis Comenianae, Geographica,* 17, 103-117.

VAŠKOVSKÝ, I. (1971). Morfológia podložia kvartéru Trnavskej pahorkatiny. *Geologické práce, Správy,* 55, 59-64.

ZAŤKO, M. (1959). Geomorfologické pomery v oblasti Dubová-Častá-Doľany v strednej časti Malých Karpát. *Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae. Geographica* 1, 49-84.

VASS, D., PERESLÉNYI, M., KOVÁČ, M., KRÁĽ, M. (1990). Outline of Danube Basin geology. *Földtani közlöny,* 120, 193-214.

Miloš Stankoviansky

MORPHOSTRUCTURAL UNITS OF THE TRNAVA HILLYLAND IN BROADER HINTERLAND OF JASLOVSKÉ BOHUNICE AND THEIR EVOLUTION

The aim of the contribution is to point at the possibilities of morphostructural analysis and geomorphic research at morphostructural typification and evaluation of morphostructural evolution of hillylands in the lowlands, using the example of the northern part of the Trnava Hillyland near the commune Jaslovské Bohunice. Three consecutive steps were made for the purpose.

The first of them was a construction of network of possible tectonic lines representing horizontal projection of the supposed disturbances. This step was followed by evaluation of the vertical dimension of tectonic movements and it facilitated realisation of morphostructural typification with delimitation of the morphostructural units of various hierarchic level. Basic parameters of the single morphostructures were characterised. On the basis of the quoted results morphostructural evolution of the study area in a close relationship to the contiguous part of the Brezovské Carpathians was outlined. Within the framework of the morphostructural evolution prevalence of the longitudinal tectonics in the Miocene and Pliocene, growing importance of the transversal tectonics in the Pliocene and its dominance in the Quaternary was found.

Fig. 1. Location map. 1. Trnava Hillyland, 1.1 Sublittlecarpathian Hillyland, 1.2 Trnava Table, 2. Little Carpathians (Brezová Carpathians), 2.1 Dobrá Voda Basin, 3. Lower Váh Flood Plain, 3.1 Dudváh Back Swamp

Fig. 2 . Map of the network of possible tectonic lines. 1. Assumed fault lines, 2. boundary of area under study, 3. water courses, 4. contours, 5. elevation spots, 6. water reservoirs, 7. settlements, 8. nuclear power station

Fig. 3. Morphostructural map. 1. foothill depression (Bíňovce negative morphostructure), 2. foothill step: 2.1 horst of Šarkan, 2.2 more uplifted block system (Naháč group), 2.3 less uplifted block system (Chtelnica group), 2.3.1 Dechtice depression, 3. transitional step: 3.1 more uplifted block systems, 3.2 less uplifted block systems, 3.2.1 Nižná depression, 4. table step: 4.1 more uplifted block system, 4.2 less uplifted block system, 5. other symbols: 5.1 water courses, 5.2 boundaries of morphostructures.

Translated by the author