

POZÍCIA NÍZKYCH BESKÝD V MORFOŠTRUKTÚRNOM PLÁNE SLOVENSKÝCH KARPÁT

Ján HARČÁR

Abstract

From the geomorphological aspect the Outer flysh belt (the Cergov-Beskydy Flysh) in East Slovakia, in the area of the Nízke Beskydy mountains, is situated in the so-called transversal depression. On one hand, the origins of this phenomenon are primary, resulting from disjunctive tectonics, fractures running across the flysh range, on the other hand, they are secondary resulting from intensive denudation processes closely related to the intensively sinking structure of the East Slovak basin. The decision regarding the question to what extent the disjunctive tectonics is responsible for relief formation is possible on the basis of analysing gradation, especially midlemountain surface of planation.

Key words: flysh belt, transversal depression, disjunctive tectonics, gradation, morphostructure

Nízke Beskydy sú v rámci východoslovenskej flyšovej oblasti zastúpené čergovsko-beskydským a dukliansko-bukovským flyšom – Vass (1988). Postavenie Nízkych Beskýd v morfoštruktúrnom pláne celého flyšového pásma má svoje špecifiká. Tie sa odrážajú vo vnútornej stavbe, reliéfe, hydrografii, ale aj v niektorých iných detailoch.

Priestorom, v ktorom tieto odlišnosti dominujú je centrálna časť východoslovenského flyšu v chápaní jeho SZ – JV priebehu. Z literatúry je už dávno známy poznatok, že je to priestor transverzálnej osovej depresie vystupujúcej v priebehu tohto pásma. Táto skutočnosť sa doposiaľ iba konštatovala, no nebola nikdy predmetom bližšieho skúmania príčin jej existencie resp. genézy a mechanizmu jej vzniku. Rovnako málo alebo nedostatočne bol skúmaný jej povrchový prejav, odraz v reliéfe, jeho formách, priebehu hlavných dolín a formovania celej riečnej siete, vzťahu k svojmu okoliu – susedným štruktúrnym jednotkam a geomorfologickým celkom, najmä ku východoslovenskej panve.

Doc. RNDr. Ján HARČÁR, CSc.

Katedra geografie a geookológie Fakulty humanitných a prírodných vied Prešovskej univerzity
ul. 17. nov. 1, 081 16 Prešov

V analýze geologickej stavby je v tomto priestore urobený značný kus práce. Aj napriek tomu ostáva mnoho otázok doposiaľ nejasných a nezodpovedaných. Odpoveď na ne je pri použití iba geologických metód a princípov, zo známych príčin veľmi obtiažná ak úplne nemožná. Rovnako je ťažko riešiteľný celý rad problémov bez dokonalého poznania vzťahu k susedným štruktúrnym jednotkám.

Ide v podstate o riešenie problému vývoja flyšovej štruktúry po fázach vrásnenia, teda o jej suchozemský vývoj v neotektonickej etape. Ako poznamenal Nemček (1996) najmä mladšie tektonické procesy je možné pri chýbaní sedimentov iba predpokladať. Ich spodnú hranicu možno určiť iba existenciou najmladších sedimentov (spodný oligocén). Tieto pohyby pritom trvajú v podstate do súčasnosti. Pri predpokladanom všeobecnom chýbaní neogénnych sedimentov v celom flyšovom pásme (aj keď sú určité indície ich existencie v zaklesnutých kryhách) je nutné sa pri riešení vývoja územia zamerať na analýzu vývoja reliéfu danej morfoštruktúry v celej suchozemskej etape. Geomorfologická a morfoštruktúrna analýza môže byť pritom jednou z metód, ktorá môže v súčasnosti a za daných možností priniesť v tomto smere pozitívne výsledky. Ako jeden z kľúčových problémov sa javí najmä tektonický vývoj morfoštruktúry. Pri chýbaní mladších sedimentov v nadloží paleogénnych flyšových sekvencií, nie je možné v relatívne monotónnej faciálno-litologickej mase flyšových sedimentov identifikovať úlohu disjunktívnej tektoniky v období neogénu a kvartéru. Z tektonických analýz vieme, že aj v súčasnosti je štruktúra vonkajšieho flyšového pásma stále v štádiu tenzie (Hok et al., 1997). Pochopiteľne, že táto skutočnosť sa reálne prejavuje aj v dynamike formovania morfoštruktúry.

Súčasný stav poznania

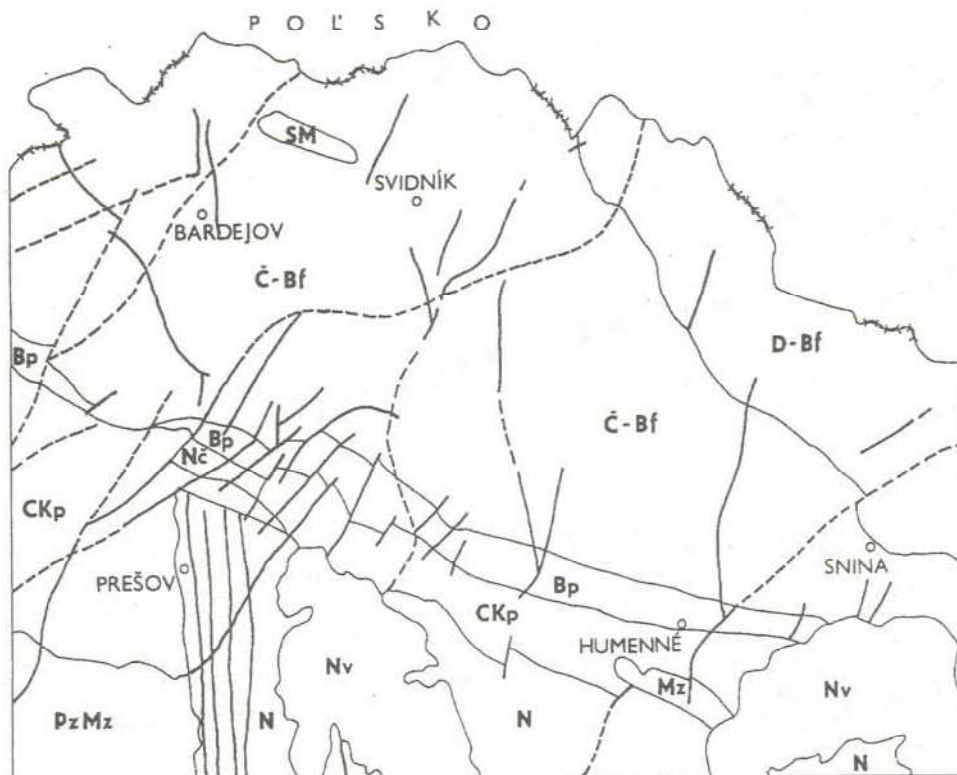
Vonkajšie flyšové pásmo má v rámci karpatského systému v priestore Východného Slovenska, resp. Poľska špecifické postavenie. Je známy problém hranice medzi Západnými a Východnými Karpátmi z hľadiska jej priebehu v smere Z-V. Všeobecne sa vždy táto hranica umiestňovala v priestore Bukovských vrchov (Užská hornatina), kde sa kládla bez exaktnejších zdôvodnení do doliny rieky Uh. Je však treba jednoznačne povedať, že štruktúrna (geologická) hranica medzi Západnými a Východnými Karpátmi v podstate neexistuje. Jednotlivé jednotky flyšového pásma, či už litofaciálne respektíve faciálno-tektonické plynule prechádzajú zo Západných do Východných Karpát. Hranica teda môže byť z tohoto hľadiska stanovená iba ako konvencionálna. Iná je však situácia, ak berieme do úvahy priebeh ostatných jednotiek Západných Karpát južne od bradlového pásma, teda vnútorných – centrálnych Karpát. Tu treba jednoznačne konštatovať, že Západné Karpáty v podstate končia na systéme hornádsko-toryských zlomov, resp. na lineamente S-J smeru pod Slanskými vrchami.

Východne od tejto línie sú buď Západokarpatské jednotky hlboko poklesnuté, alebo sa tu objavujú jednotky nové, nesúce znaky tak Západno ako aj Východokarpatské. Samostatný alpsko-karpatský systém – geosynklinála bola už primárne vo svojom západo-východnom priebehu kontinuálna, t.j. bez výrazných zmien.



Obr. 1. Geomorfologické členenie Slovenska (Mazúr, Lukniš 1980)

Tieto zmeny nastali až v neotektonickej etape vznikom Východoslovenskej panvy. Došlo tu k výraznejšiemu zlomovému oddeleniu Západných Karpát od Karpát Východných. V práci Fusán et al. (1987) je jednoznačné konštatovanie zmien terciérneho podložia východne od uvedeného zlomového systému. Na skutočnosť nič nemení to, že sú tu v západnej časti panvy ponorené rudohorské elementy (veporikum). Východnejšie od nich sa však už v podloží objavujú výrazne odlišné štruktúry, v Západných Karpátoch neznáme. Podobne z podložia Východoslovenskej panvy uvádza Baňacký et al. (1987) ptrukšianskú jednotku, ktorá pravdepodobne odpovedá kričevsko-iňačovskej jednotke (Sviridenko, 1976), a pozdišovsko-iňačovskú jednotku, ktorá nemá ekvivalentný vývoj v Západných Karpátoch. Spolu s ptrukšianskou jednotkou patria k Východným Karpátom (Ďurica, 1982). Podobne Slávik (1976) vymedzuje východne od Slanských vrchov v podloží panvy novú tektonickú jednotku prvého radu – zemplinikum. Sviridenko v tej istej práci (1976) považuje oblasť Východoslovenskej panvy za samostatný segment vnútorných Karpát, ktorý existoval už v predneogénnom období. Ten bol súčasťou obrovskej panónsko-volynskej priečnej depresie, predchádzajúcej cez celé Karpáty až na platformu. Leško a Samuel (1968) konštatujú, že flyšové pásmo preberá východne od hornádsko-torýského zlomového systému úlohu spojivá medzi Vy-



Obr. 2. Geologická mapa SV Slovenska (podľa Biely A. et al., 1996, upravené).

1. Č-Bf – čergovsko-beskydský flyš, 2. D-Bf – dukliansko-bukovský flyš, 3. SM – smilnianske tektonické okno, 4. Bp – bradlové pásmo, 5. CKp – centrálnokarpatský paleogén, 6. PzMz – paleozoikum, mezozoikum, 7. Mz – mezozoikum, 8. N – neogén, 9. Nv – neovulkanity, 10. Nč – neogén čelovskej depresie.

chodnými a Západnými Karpatmi. Geomorfologická diferenciácia je podľa nich výsledkom tektonických procesov a štruktúrneho dotvárania v priebehu neogénu a počas kvartéru. Vznik Ondavskej vrchoviny (rozumej Nízkych Beskýd) bol podľa nich podmienený poklesom a depresívnym charakterom celého flyšového a bradlového pásma v tejto časti karpatského oblúka. SZ a JV hranica podľa nich súvisí s hlavnými priečnymi karpatskými zlomami a to hornádsko-toryským systémom na SZ a sninským sigmoidálnym ohybom na JV. Týmto problémom venuje značnú pozornosť aj Maheľ (1974). Uvádza, že západná časť flyšového a bradlového pásma je preťatá dvoma priečnymi zlomovými systémami s hlbokým založením. Sú to systém hornádsky a systém Cigla-Kyjov. Hornádsky systém sa „rozptyľuje“ vo flyšovom pásme, ale pravdepodobne sa sústreďuje v tisineckom zlome (Matějka 1964). Podľa Maheľa (1974) vertikálny pohyb východnej časti oproti západnej je niekoľko sto metrov. Tento zlom je interpretovateľný aj z gravimetrických

meraní. Z jeho prejavov v geologickej stavbe flyšového pásma jasne vyplýva, že hornátsky zlomový systém bol aktívny počas celej paleogénnej a neogénnej histórie vývoja magurskej jednotky. Maheľ (1974) uvádza ešte významnú priečnú JZ-SV zlomovú líniu Kyjov – Cigla, ktorá je hlboko založená vo flyšovom podloží. Tá v juhozápadnom smere pravdepodobne naväzuje na muránsku líniu. Základným poznatkom je, že flyšové pásmo západne od hornádskej línie je v elevačnej pozícii a východne v depresnej. Východné ohraničenie transverzálnej depresie je podľa Maheľa (1974) na vihorlatskom zlomovom systéme. Ten sa vo flyšovom pásme odrazil v sigmoidálnom ohybe plastických flyšových pokrovov pozdĺž línie Snina – Przemysl. Identický postoj zaujíma aj v práci z r. 1986.

Čech (1988) okrem významu hornádsko-toryského zlomového systému zdôrazňuje ešte výraznejší význam hlboko založeného zlomu v priestore Slanských vrchov. Ten má charakter lineamentu, hlboko zasahujúceho do kôry, a snáď až do vrchného plášťa. Kaličiak et al. (1991) považuje hornátsky zlomový systém za najmladší. Ten má význam najmä v rozsiahlejších paleogeografických zmenách, hlavne vo výzdvihu územia západne od priebehu týchto zlomov. Neovulkanickú štruktúru Slanských vrchov považuje za prejav aktivity pozdĺžnych a priečných zlomov. Tá prebiehala v starších fázach formovania molasy Východoslovenskej panvy. Tu zdôrazňuje význam najmä pozdĺžnych SZ-JV zlomov. Priečne zlomy SV-JZ sú podľa neho mladšie, porušujúce grabenové a hrástové štruktúry v priečnom smere.

Mazúr (1976) venuje oblasti vonkajšieho flyšu značnú pozornosť, najmä jeho postaveniu v rámci morfoštruktúry celých Západných Karpát. Konštatuje, že SV hranica vykľutia Západných Karpát je málo výrazná – neostrá. Prejavuje sa „iba“ morfológicky a tektonicky, ale nie litologicky. Podstatou je priestor medzi Sandomierskou kotlinou na severe a najsevernejším výbežkom Panonskej panvy (Veľkej dunajskej kotliny) na juhu, v ktorom flyšové pásmo spája Západné Karpaty s Východnými Karpátmi. Mazúr (1976) tu uvádza výraznú transverzálnu depresiu v priestore Nízkych Beskýd s relatívne málo akcentovaným reliéfom. Ten má charakter pahorkatiny (podvrchoviny) až nízkej vrchoviny, s výškami okolo 500-600 m. n. m. Táto transverzálna depresia prebieha naprieč flyšom, pod ostrým uhlom voči osiam alpínskych príkrovových štruktúr. Je jednoznačne mladšia ako tieto štruktúry. Akousi základnou príčinou toho je výrazná podpovrchová porucha pozdĺž východného úpätia Slanských vrchov, oddeľujúca Západné Karpaty od Panonskej panvy (Mazúr 1976), resp. transverzálna porucha Nízkych Beskýd medzi Východoslovenskou nížinou a Sandomierskou kotlinou.

Veľmi zaujímavé poznatky a názory na paleogeografický vývoj neogénu Východného Slovenska prezentuje Rudinec (1989). Pre nás sú najdôležitejšie poznatky o vývoji Východoslovenskej panvy z hľadiska vzťahu a odrazu na oblasť vonkajšieho flyšového pásma, resp. bradlového pásma. Rudinec (1989) predpokladá, okrem iného prepojenie Východoslovenského sedimentačného bazénu smerom na SZ a sever cez flyšové pásmo až s karpatskou čelnou predhlbňou na severe. Toto spojenie trvalo podľa neho až do karpátu a spodného bádenu. Následkom štajerských tektonických pohybov došlo postupne k výzdvihu flyšového pásma

a postupnému prerušeniu tohto spojenia na sever. Kulminácia štajerských pohybov vo vrchnom bádene (Rudinec, 1989) vyvolala radikálnu prestavbu neogénneho bazénu a definitívny výzdvih flyšových Karpát. Z uvedeného vyplýva (ak akceptujeme tento názor) že suchozemský vývoj Nízkych Beskýd sa začína až po vrchnom bádene. Rovnaký názor zastáva aj Cverčko (1968), ktorý štajerskú fázu pohybov vo flyšových Karpatoch rovnako ako Rudinec (1989) považuje za orogénno-vrásnivú. Obaja vývoj Východoslovenskej neogénnej panvy pripisujú počiatocnému kolapsu severného a SV okraja podkôrového diapíru.

Spojenie Východoslovenského neogénneho bazénu smerom na sever až do konca bádenu, vedie k oprávnenej domienke, že v oblasti vonkajšieho flyšového pásma sa môžu nachádzať relikty starších neogénnych sedimentov (egenburg – karpát, resp. bádén). Ich podstatná časť bola po výzdvihu za štajerskej fázy zdenudovaná, ale časť sa mohla zachovať až dodnes.

Vývoj flyšového pásma v suchozemskej etape

Ako vyplýva z vyššie uvedených poznatkov vlastný vývoj reliéfu v tomto priestore začína až po štajerskej fáze. Výrazným momentom v tomto smere je skutočnosť, že prekrytie flyšových sekvencií neogénnymi sedimentami podľa toho nastalo v podstate už po, resp. čiastočne ešte za doznievajúcich vrásnivých pohybov. Táto otázka je veľmi dôležitá, rozhodujúca z hľadiska formovania reliéfu – iníciaľného štádia. Boli ešte aj neogénne sedimenty, prekryvajúce flyšové sekvencie zasiahnuté orogénnymi vrásnivými pohybmi, alebo sú už postorogénne a horizontálne resp. subhorizontálne uložené na flyšovom podklade? Otázka je z hľadiska charakteru pôvodného štruktúrneho reliéfu zásadná. Jej riešenie je však v danom štádiu poznania geologického vývoja územia v starších – doštajerských fáz vývoja ťažko riešiteľná. Je preto potrebné vychádzať zo skutočnosti, že formovanie reliéfu daného územia nastalo až po štajerskej fáze, kedy boli flyšové Karpaty vyzdvihnuté nad úroveň mora a nastala postupná deštrukcia pôvodných alpínskych štruktúrnych foriem. Samozrejme popri exogénnych procesoch formujúcich nové tvary reliéfu a jeho postupnej komplexnej transformácii, spolupôsobia významnou mierou naďalej endogénne procesy. Kvalitatívna zmena v týchto fázach vývoja reliéfu je v tom, že sa tu v plnej miere uplatňuje hlavne zlomová tektonika s dominanciou vertikálnych, čiastočne aj horizontálnych pohybov. Tento stav v podstate trvá až do súčasnosti.

Ďalším z tohto hľadiska významným fenoménom, resp. skutočnosťou je pozícia vonkajšieho flyšového pásma v priestore Nízkych Beskyd. Nikde inde v západo-východnom priebehu Karpát, pri takmer úplnom chýbaní centrálno-karpatských jednotiek nezasahujú výbežky Panónskej panvy tak ďaleko na sever. Tu severná, resp. SZ časť Východoslovenskej panvy sa v podstate dotýka bradlového pásma (čelovská depresia severne od Prešova). Inde ju od bradlového pásma delí iba úzky pruh centrálnokarpatského flyšu. V SV časti neogénne formácie (neogén v Humenskej kotline a neovulkanity Vihorlatu a Popričného) presahujú aj samotné bradlové pásmo a zasahujú až do magurského flyšu.

Podobná, aj keď kvalitatívne – štruktúrne iná, je situácia na severnom okraji flyšového pásma, kde sa toto priamo stýka s neogénnou štruktúrou Sandomierskej kotliny, tvoriacou súčasť čelnej karpatskej predhlbne.

Z vyššie uvedeného jasne vyplýva, že flyšové pásma, resp. Nízke Beskydy je v tomto priestore štruktúrne a tektonicky v pozícií kvázi priečnej priekopovej prepadliny. Na západe ju ohraničujú systémy hornádsko-toryských zlomov a hlboko založený lineament S-J smeru pod Slanskými vrchami (Čech, 1988). Oba tieto systémy v podloží flyšového pásma zrejme zasahujú ďaleko na sever. Podobne na východnej strane v priestore sninskej sigmoidy, je obmedzenie uvedenej „priekopovej prepadliny“ dané tektonicky.

Všetky vyššie uvedené skutočnosti sa výrazne uplatňujú pri vývoji reliéfu daného územia. Už štruktúrne – primárne daná depresná pozícia Nízkych Beskyd podmienila celkovú fyziognómiu morfoštruktúry tohoto územia. Významná je samozrejme celková mobilita v neotektonickej etape, najmä zlomová tektonika, ktorá v podstate určovala vývoj reliéfu jednotlivých blokov v závislosti na charaktere a intenzite pohybov.

Ak chceme teda stanoviť pohyby jednotlivých blokov, resp. vôbec prítomnosť zlomových línií a ich funkciu v neotektonickej etape a v období suchozemského vývoja, nutne musíme poznať zákonitosti vývoja danej morfoštruktúry, podiel exogénnych procesov na jej formovaní a vzťah k susedným morfoštruktúram. Významné miesto v tomto smere má Východoslovenská panva, ktorá ako súčasť Panonskej panvy zohrala významnú úlohu aj pri formovaní susedných morfoštruktúr teda aj Nízkych Beskyd. Jej v podstate výrazná poklesová tendencia v najmladších obdobiach neogénu významne vplývala na intenzitu exogénnych procesov, najmä z hľadiska erózie a odnosu flyšového materiálu do panvy. Ona vlastne tvorila a dodnes tvorí akumulčný priestor zvetralín pochádzajúcich z flyšového pásma. Z doterajších názorov na geomorfologický vývoj Karpát (Mazúr, 1965, 1976, 1979, Kvitkovič, Plančár, 1975, 1979, Lukniš, 1964, 1972, Dzuravčin, 1994) vieme, že formovanie reliéfu prebiehalo fázovite, v závislosti na tektonickej stabilite resp. mobilite danej morfoštruktúry. Flyšové pásmo ako súčasť neomorfoštruktúry bolo vyvrásnené v neoalpínskej etape (egenburg – karpát), teda v podstate za sávskej fázy, pričom pri súčasnom výzdvihu začína formovanie iniciálnych foriem reliéfu. Ide o formy v hrubých rysoch odpovedajúce, konformné s primárnymi alpínskymi štruktúrami. Relatívne krátky časový úsek medzi sávskou a štajerskou fázou za súčasného doznievania vrásnivých pohybov nedáva reálne predpoklady na formovanie významnejšieho a regionálne rozšíreného zarovnaného povrchu. Skôr predpokladáme v tomto „nekľudnom“ období výraznejšiu prevahu erózných procesov. V štajerskej fáze možno už s určitou predpokladať dominanciu disjunktívnej tektoniky a prvé rozrušenie pôvodných alpínskych foriem.

Obdobie medzi štajerskou a atickou fázou znamená tektonický kľud, štruktúrne konsolidáciu flyšového pásma a týmto podmienkam odpovedajúce formovanie reliéfu. Relatívne dlhé obdobie tektonického kľudu bolo zrejme dostatočné na to, aby deštrukcia pôvodných foriem dospela do úplnej transformácie reliéfu a násled-

ne k vzniku regionálneho zarovnania, odpovedajúceho v zmysle Mazúra (1964-1965) stredohorskému systému. Zarovnávanie prebiehalo v podmienkach tropickej, neskôr subtropickej humídnej a arídnej klímy (Činčura, 1970).

Vzhľadom na charakter flyšových komplexov (nízka geomorfologická hodnota hornín) zarovnávanie dospelo do štádia pediplénu (peneplénu). Ak toto zarovnávanie malo regionálny charakter v celom flyšovom pásme, potom môžeme z hľadiska riešenia vyššie uvedených problémov považovať stredohorskú roveň za akúsi referenčnú plochu – zrovnávaciu rovinu. Od nej sa odvíja v ďalších obdobiach vývoja reliéfu trend a charakter tektonických pohybov a geomorfologických procesov.

Pochopiteľne samotná stredohorská roveň je v súčasnosti, najmä vo flyšovom pásme zachovaná iba útržkovite. Na druhej strane pri v podstate úplnom chýbaní pôvodných produktov zvetrávania, nie je možné jednoznačne identifikovať akýkoľvek konkrétny zvyšok zarovnaného povrchu, a určiť k akému systému patrí. Aj napriek tomu je však možné v uvedenom území relatívne spoľahlivo riešiť danú problematiku. Vzhľadom na to, že územie Nízkych Beskýd je po geomorfologickej stránke podrobne spracované (povodie Tople a Ondavy) s príslušnými mapami v mierke 1:50 000 (Harčár, 1995) je táto práca výrazne uľahčená. Z nej vyplýva, že stredohorská roveň, jej zvyšky, sú najlepšie zachované v povodí Tople v priestore juhovýchodne od Bardejova a nesúvisle v celom území. Veľmi pekné plošiny sú zachované v okolí Rešova, Lukavice, Vyšnej Vole, ďalej v širšom okolí Giraltoviec a inde. V povodí Ondavy je žiaľ stredohorská roveň zachovaná v lokálne obmedzených plošinách. Všeobecne je mierne uklonená od severu k juhu s výškami 600 – 650 m n.m., 550 – 600 m n.m. a 450 – 500 m n.m. Relatívna výška dosahuje od 150 – 200 m relat. do 200 – 250 m relat. zriedkavo 300 a viac m relat. Jej zvyšky neboli identifikované v hraničnom chrbte s výnimkou troch plošín JV od Vyšného Komarníka a ďalších drobných výskytov v južnej časti povodia. Výnimočným v tomto smere je južný okraj Nízkych Beskýd štruktúrne patriaci k bradlovému pásmu, čiastočne ku krynickej jednotke magurského flyšu. Tu absolútne aj relatívne výšky stúpajú na 600 – 650 m n.m., resp. 500 – 550 m n.m. a relatívne okolo 250 – 300 m. Tu však zrejme rozhodujúcu úlohu hrala vyššia geomorfologická hodnota bradlových hornín resp. krynickej jednotky.

Diametrálne odlišná je situácia v pozícii stredohorskej rovne západne od Nízkych Beskýd teda v Busove a Čergove. Zatiaľ čo v Busove neboli jej zvyšky s určitosťou nájdené, v Čergove je rozšírená regionálne. Tvorí ju pekne zachované plošiny na chrbtoch v celom pohorí. Chýbanie v Busove vysvetľujeme najmä jeho malou plošnou rozlohou, nehomogenitou a výraznou výškovou i horizontálnou členitosťou. V Čergove sa nachádza vo výškach 900 – 1000 m n.m., relatívne 300 – 350 m a viac. Absolutné výšky v Busove dosahujú podobne ako v Čergove 800 – 1 000 m n.m.

Podobná situácia je aj vo východnom úseku flyšového pásma v povodí Laborca. Zhruba východne od sninskej sigmoidy začína výrazne stúpať absolútna výška z 500 – 600 m n.m. na 800 – 1000 m n.m., maximálne až na 1000 – 1200 m n.m. v severovýchodnej časti Bukovských vrchov. Zachované zvyšky stredohorského

systému sa tu nachádzajú vo výškach 800 – 1100 m n.m., relatívne 300 – 350 m až 400 m.

Podobná situácia je aj na poľskej strane, kde západné rozhranie tvorí dolina Wisloky v podstate až po sútok s Vislou a ďalej na sever k Sandomierzu. Východné ohraničenie resp. pokračovanie nie je také výrazné, ale je ho možné sledovať na línii Snina – Rešov a ďalej na sever. Rovnako podobná pozícia je aj v rozšírení a výškových reláciách stredohorskej rovne v poľských flyšových Karpátoch (Klimaszewski, 1972), ktorá sa v priestore Nízkych Beskyd nachádza vo výškach 250 – 400 m relat.. Absolútne aj relatívne výšky stredohorskej rovne výrazne stúpajú tak na západnej ako aj východnej strane transkarpatskej depresie.

Pochopiteľne, že riešenie daného problému nemôže byť na základe uvedených poznatkov definitívne. V predloženej práci nie je ani priestor na komplexnú analýzu tak zložitej problematiky. Je tu iba naznačená jedná z mnohých ciest smerujúca k hlbšiemu poznaniu vývoja morfoštruktúry flyšového pásma z hľadiska podielu tektoniky v postalpínskej – neotektonickej etape jej formovania.

Z vyššie uvedených skutočností možno vyvodiť záver, že vznik transkarpatskej depresie je podmienený disjunktívnou tektonikou v neotektonickej etape suchozemského vývoja morfoštruktúry. Vzhľadom na všeobecne prijímaný názor, že zarovnaný povrch odpovedajúci stredohorskej rovine bol vytvorený v období tektonického klľudu medzi štajerskou a atickou fázou. Ak jeho formovanie začalo po ustatí vrásnivých pohybov a vynorení sa flyšového pásma nad úroveň mora po štajerskej fáze, možno začiatky jeho formovania klásť snád' až do bádenu. Jeho konečné sformovanie prebehlo však zrejme až koncom sarmatu a najmä v panóne.

Ak stredohorská roveň mala regionálny charakter potom vznik transkarpatskej depresie možno klásť až do obdobia po jej vzniku, teda do atickej tektonickej fázy. Atická fáza je v Karpátoch považovaná za najvýznamnejšiu tak z hľadiska intenzity ako aj priestorového rozsahu. Za atickej fázy došlo v Karpátoch okrem celkového výzdvihu, k významným diferencovaným výzdvihom, ktoré zapríčinili rozlamanie celého systému v sústavu kryh. V oblasti Panónskej panvy naopak došlo k významným poklesom, rovnako so vznikom kryhovej stavby (Rudinec, 1989, Dzurovčin, 1997 a i.).

Z tohto pohľadu sa nám transkarpatská depresia javí ako „pričná priekopová prepadlina“ vnútorne samozrejme diferencovaná tak v atickej fáze ako aj v nasledujúcich mladších tektonických fázach – rodanskej a valašskej. Je v štruktúrnom ponímaní do istej miery pokračovaním severného výbežku Panónskej panvy s postupným vyznievaním smerom k podolskému masívu.

Záver

Problematika formovania morfoštruktúrneho plánu Západných Karpát patrila a stále patrí k jednej z najvýznamnejších tak z hľadiska geologického ako aj geomorfologického vývoja.

Do tohto rámca samozrejme patria aj vonkajšie Karpaty – flyšové pásmo. Pri chýbaní mladších neogénnych sedimentov v nadloží kriedovo-paleogénnych

sekvencií je obtiažné riešiť problematiku ich štruktúrno-tektonického vývoja v neotektonickej etape klasickými geologickými metódami. Naším cieľom je prispieť k riešeniu tohoto problému a v podstate aj k riešeniu problematiky formovania flyšového pásma v suchozemskej etape. A práve tu sa ponúka možnosť najmä na báze geomorfologickej a morfoštruktúrnej analýzy. Pochopiteľne diapa-zón metód je veľmi široký a nie je možné ich v danom príspevku zohľadniť. Obmedzujeme sa tu preto iba na jednu z možných ale aj najproblematickejších metód a to na zarovnané povrchy. Tie sú totiž pri chýbaní mladších sedimentov veľmi jednoznačnými morfostratigrafickými úrovňami. Umožňujú pomerne presne stanoviť charakter vývoja územia v období po ich vzniku, teda podielu endo-génnych procesov, najmä disjunktívnej tektoniky.

Územie Nízkych Beskýd má navyše v rámci flyšového pásma, ale aj celých Západných Karpát špecifické postavenie zapríčinené najpravdepodobnejšie vývo-jom Panónskej panvy s ktorou toto územie v podstate bezprostredne susedí.

Literatúra:

1. BAŇACKÝ, V., et. al. (1987): Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Východoslovenskej nížiny. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 117 s.
2. BAŇACKÝ, V., et al. (1989): Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 143 s.
3. ČECH, F., (1988): Dynamics of neogenes Carpathian basins in relation to deep structure, crustal type and fuel deposits. Západné Karpaty, séria geológia 12. Geologický ústav D. Štúra. Bratislava, 293 s.
4. ČINČURA, J., (1970): Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne. Geografický časopis 22/2. Bratislava, s. 148-162.
5. DZUROVČIN, L., (1994): Príspevok k poznaniu procesov a časového priebehu zarovnavania v Slovenských Karpatoch – ich vzťah k neotektonickým fázam a paleogeografickému vývoju v Paratethýde. Mineralia Slovaca, 26. Alfa, s. 126-143.
6. DZUROVČIN, L., (1997): Morfoštruktúry slovenskej časti Karpát a ich formovanie v rámci Neoeurópy. Zborník z konferencie: Krajina východného Slovenska v odborných a vedeckých prácach. Prešov, s. 137-144.
7. ĎURICA, O., (1982): Geológia Východoslovenskej nížiny. Mineralia Slovaca, Alfa, 60.
8. FUSÁN, O., IBRMAJER, J., PLANČÁR, J., (1979): Neotectonic blocks of the West Carpathians. Geodynamic investigation in Czechoslovakia. Veda, Bratislava, s. 187-192.
9. FUSÁN, O., BIELY, A., IBRMAJER, J., PLANČÁR, J., ROZLOŽNÍK, L., (1987): Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava. 123 s.

10. GRECULA, P., KALIČIAK, M., VARGA, I., (1977): Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia Slovaca* 9/6. Alfa Bratislava. s. 419-448.
11. HARČÁR, J., (1995): Reliéf Nízkych Beskýd. Časť A. Povodie Tople, časť B. Povodie Ondavy. *Geographia Slovaca* 8. Bratislava. 96 s. + 2 mapy.
12. HARČÁR, J., (1997): Problémy morfoštruktúrnej analýzy Nízkych Beskýd. Zborník z konferencie: Krajina východného Slovenska v odborných a vedeckých prácach. Prešov s. 105-114.
13. KALIČIAK, M., et al., (1991): Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 231 s.
14. KLIMASZEWSKI, M., ed., (1972): Geomorfologia Polski. Tom 1. PWN, Warszawa. 284 s.
15. KORÁB, I., ĐURKOVIČ, I., (1978): Geologia dukelskej jednotky. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 194 s.
16. KVIŤKOVIČ, J., PLANČÁR, J., (1975): Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbínnej geologickej stavbe Západných Karpát. *Geografický časopis* 27/4. Bratislava, s. 309-325.
17. KVIŤKOVIČ, J., PLANČÁR, J., (1979): Recent vertical movement tendencies of the Earth crust in the West Carpathians. In: Maheľ, M., ed.: *Geodynamic investigations Czechoslovakia*. Veda, Bratislava, s. 193-200.
18. KVIŤKOVIČ, J., VANKO, J., (1990): Recentné vertikálne pohyby Západných Karpát pre epochu 1951-1976. *Geografický časopis* 42/4. Bratislava, s. 345-356.
19. LEŠKO, B., SAMUEL, O., (1968): Geológia východoslovenského flyšu. Bratislava, 245 s.
20. LUKNIŠ, M., (1964): Pozostatky starších povrchov zarovňávania v československých Karpatoch. *Geografický časopis* 15/3, Bratislava, s. 289-298.
21. LUKNIŠ, M., (1968): Reliéf československých Karpát. Čsl. vlastivěda. Příroda 1. Praha.
22. LUKNIŠ, M. (Ed.) (1972): Slovensko II – Příroda. Obzor, Bratislava, s. 124-202.
23. MAHEĽ, M., et. al. (1974): Tectonics of the Carpathian – Balkan Regions. Bratislava, 452 s.
24. MAHEĽ, M., (1986): Geologická stavba Československých Karpát. Paleoalpínske jednotky – 1. Bratislava, 503 s.
25. MATĚJKA, A., et. al., (1964): Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR, Zborov – Košice. Bratislava, 254 s.
26. MAZÚR, E., (1964): Intermountain basins – a characteristic element in the relief of Slovakia. *Geografický časopis* 16/2. Bratislava, s. 105-126.
27. MAZÚR, E., (1965): Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. *Geomorphological problems of Carpathians I*. Bratislava, s. 9-54.

28. MAZÚR, E., (1976): Morphostructural features of the West Carpathians. *Geografický časopis* 28/2. Bratislava, s. 101-111.
29. MAZÚR, E., (1979): Morfoštruktúry Západných Karpát a ich vývoj. *Acta Facultatis Naturae, UC, Geographica* 17. Bratislava, s. 21-30.
30. NEMČOK, J., RUDINEC, R., (1983): Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásmu. *Mineralia Slovaca*, 15. Alfa, s. 501-515.
31. NEMČOK, J., et al. (1990): Vysvetlivky ku geologickej mape Pienín, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny. *Geologický ústav D. Štúra, Bratislava*, 131 s.
32. RUDINEC, R., (1989): Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku. Alfa, Bratislava. 162 s.
33. SLÁVIK, J., (1976): Zemplinikum – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geologické práce – Zprávy* 65. Bratislava, s. 7-19.
34. STARKEL, L., (1969): The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigation. *Studia Geomorphologica Carpatho – Balcanica. Kraków* IX, s. 75-81.
35. STEGENA, L., et al., (1975): Late Cenozoic evolution of the Panonian Basin. *Tectonophysics*, 26. Amsterdam, s. 71-90.
36. SVIRIDENKO, V., G., (1976): Geologická stavba predneogénneho podložia zakarpatskej prehĺbeniny. *Mineralia Slovaca*, 8/5. Alfa, s. 395-406.
37. VASS, D., (1976): Molasové panvy a globálno – tektonický model Karpát. *Zborník referátov z vedeckej konferencie: Československa geológia a globálna tektonika. Smolenice*.
38. VASS, D., (1979): Genesis of inner – molasse basins in West Carpathians in light of leading function of mantle in Earth's crust development. *Czechoslovak geology and global tectonics. Veda, Bratislava*, s. 183-198.
39. VASS, D., KOVÁČ, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., (1988): Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene – its evolution and geodynamic character. *Zborník Geol. Carpath.* 39/5. Bratislava, s. 539-561.

POSITION OF THE NÍZKE BESKYDY MOUNTAINS IN THE MORPHOSTRUCTURAL PLAN OF THE SLOVAK CARPATHIANS

The position of the Nízke Beskydy Mountains in the morphostructural plan of the Outer flysh belt, especially in the area of the Čergov – Bukov flysh (Vass, 1998) is specific. The Nízke Beskydy Mountains are situated in the area of transversal depression. This fact, although known for a long period of time, has never been subject to further investigation in terms of its origins and development. Similarly, impact of the above-mentioned mountain range on relief, its forms, shapes, texture

of drainage pattern, texture of combs, absolute as well as relative altitude, etc have not been investigated in detail.

Similarly, in spite of good knowledge of geological structure of flysh and klippen belt ranges there are a lot of issues to be studied, especially the one regarding the role of disjunctive tectonics in structure formation, morphostructure formation and in relief formation in terrestrial stage.

The activity of disjunctive tectonics, in absence of postpaleogenic deposits, is difficult to investigate by means of traditional methods. Nemcok (1990) stated that it was possible to determine the lower borderline of tectonic processes up to Lower Oligocene, ie up to the period of deposition of the youngest flysh deposits. According to him it is only possible to make assumptions about the tectonic movements, their characteristics and intensity in the period lasting from Neogene up till now.

In this respect geomorphological methods, especially complex geomorphological analysis, morphological analysis seem to be relevant. Analysis of the development of surfaces of planation to be one of the exact methods. An example surface of planation is midlemountains system (Mazúr, 1965), which is regionally spread in the Carpathians, are becoming of primary importance. It is possible to regard them as a reliable reference area from which it is possible to make a relatively accurate analysis and statement of the role of endodynamic processes in the period following its genesis. With regard to this it is necessary to solve a lot of problems in terms of the genesis and formation of this surface of planation. The presented study is a sort of introduction into complex investigation of the field.

Práca vznikla v rámci grantového projektu VEGA:

Podiel endogénnych a exogénnych procesov na formovanie reliéfu a morfoštruktúrneho plánu čergovsko – beskydského flyšu (Nízke Beskydy, Čergov).

Vedúci projektu: Doc. RNDr. Ján Harčár, CSc.

Recenzenti: RNDr. Miloš Stankoviansky, CSc.

RNDr. Ladislav Dzurovčin, CSc.